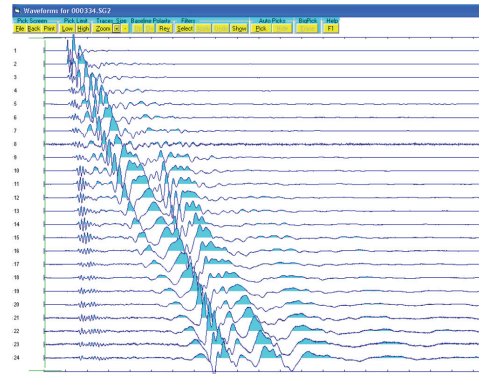




INSTITUTO  
SUPERIOR  
TÉCNICO

UNIVERSIDADE TÉCNICA DE LISBOA  
INSTITUTO SUPERIOR TÉCNICO



## DESENVOLVIMENTOS DO MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS NO ÂMBITO DA GEOTECNIA

**Maria João de Brito Coelho**

(Licenciada)

Dissertação elaborada no Laboratório Nacional de Engenharia Civil para obtenção do grau de Doutor em Ciências de Engenharia pela Universidade Técnica de Lisboa no âmbito do protocolo de cooperação entre o IST e o LNEC

Orientador: Doutor Jaime Alberto dos Santos  
Co-orientadora: Doutora Marília Martins Pereira

### Júri

Presidente: Presidente do Conselho Científico do IST  
Vogais: Doutor Carlos Alberto Ferreira de Sousa Oliveira  
Doutora Laura Maria Mello Saraiva Caldeira  
Doutor Jorge Miguel Miranda  
Doutor Jaime Alberto dos Santos  
Doutora Maria Manuela de Sousa Mendes  
Doutora Marília Martins Pereira  
Doutora Isabel Maria Figueiredo Lopes

Julho de 2011



# DESENVOLVIMENTOS DO MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS NO ÂMBITO DA GEOTECNIA

## RESUMO

O método das ondas superficiais (MOS) permite estimar a distribuição da velocidade da onda de corte em profundidade, a partir de medições das ondas sísmicas de Rayleigh, efectuadas à superfície do terreno. Com a vantagem de ser um método geofísico não intrusivo, o MOS é particularmente adequado para a caracterização mecânica dos geomateriais *in situ*, nomeadamente dos solos, no domínio das pequenas deformações.

Apesar dos recentes progressos do método, que têm levado à sua crescente aplicação na geotecnia, persistem ainda dificuldades na aquisição de dados fiáveis nalgumas bandas de frequência, bem como na completa interpretação dos dados, incluindo a sua inversão.

Neste trabalho foram avaliadas estratégias de aquisição de dados do MOS e foi implementada uma nova metodologia de processamento destes dados no domínio frequência – número de onda, que, na generalidade, aumentam a definição das curvas de dispersão experimentais numa maior gama de frequências, inclusive nas baixas frequências (<10Hz). Consequentemente, estes procedimentos acrescentam constrangimentos ao problema inverso do MOS, reduzindo a sua não-unicidade.

As aplicações do MOS no Campo Experimental do LNEC confirmaram a eficácia do método e dos desenvolvimentos realizados, cujos resultados foram aferidos com os de outros ensaios *in situ*, incluindo sondagens mecânicas, ensaios de penetração mecânica e ensaios sísmicos entre furos.

## PALAVRAS-CHAVE

Onda de corte

Onda de Rayleigh

Método das Ondas Superficiais (MOS)

Caracterização mecânica de geomateriais

Aquisição e processamento de dados sísmicos

Campo Experimental do LNEC



# IMPROVEMENTS TO THE SURFACE WAVE METHOD FOR GEOTECHNICAL ENGINEERING

## ABSTRACT

The surface wave method (SWM) uses Rayleigh wave measurements at the ground surface to infer the vertical shear wave velocity profile. SWM has the advantage of being a non-intrusive geophysical method that is particularly suitable for *in situ* mechanical characterization of geomaterials at small strains.

Recent advances of the method have led to its increasing application in geotechnical engineering. However there are still difficulties on the acquisition of reliable data for some frequency ranges and on the complete interpretation of experimental data, including data inversion.

Some strategies for SWM data acquisition and a new methodology for data processing in the frequency–wavenumber domain were implemented in this study. These procedures have increased the resolution of the experimental dispersion curves for a wider frequency range, including low frequencies (<10Hz). Consequently, these improvements input additional constraints to the SWM inverse problem reducing its inherent non-uniqueness.

SWM testing at LNEC Experimental Site demonstrated the effectiveness of the method and the implemented developments. SWM results compared well with other *in situ* testing data such as boreholes, standard penetration tests and seismic crosshole tests.

## KEY-WORDS

Shear wave

Rayleigh wave

Surface Wave Method (SWM)

Mechanical characterization of geomaterials

Seismic data acquisition and processing

LNEC Experimental Site



«O homem não sabe mais que os outros animais; sabe menos. Eles sabem o que precisam saber. Nós não.»

*Fernando Pessoa*

*Aos meus filhos C. e H.*





# AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível com as contribuições de diversas pessoas e entidades, às quais agradeço:

- Ao Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), nas pessoas do Presidente, Investigador Coordenador Carlos Pina, e da Directora do Departamento de Geotecnia (DG), Investigadora Coordenadora Laura Caldeira, pela oportunidade e meios disponibilizados;
- Ao Chefe do NGEA (LNEC), Investigador Principal Filipe Telmo Jeremias, pelo suporte em todas as circunstâncias e pelas condições proporcionadas;
- Aos meus orientadores científicos Prof. Jaime Santos, do Instituto Superior Técnico (IST), e Doutora Marília Pereira, do LNEC, pela orientação ministrada, pelo incentivo e pela disponibilidade para a discussão e resolução dos diversos problemas que lhes coloquei;
- À empresa Geocontrole SA, que ao abrigo duma parceria estabelecida com o LNEC, contribuiu para a caracterização geológico-geotécnica do Campo Experimental do LNEC, nomeadamente através da realização de sondagens mecânicas e de outros ensaios *in situ*, a título gracioso; Em particular, ao Dr. Carlos Sacadura, por toda a colaboração, quer para a definição do acordo de parceria entre o LNEC e a Geocontrole, quer na organização dos trabalhos de campo e dos ensaios *in situ*, quer ainda na interpretação dos resultados obtidos;
- Ao Prof. Carlo Lai (EUCENTRE, Itália) pelos seus ensinamentos e pelos programas computacionais disponibilizados para teste e utilização neste trabalho;
- Ao Eng<sup>o</sup> José Nuno Varandas (Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa), pela sua profícua cooperação e pelos programas computacionais disponibilizados para teste e utilização neste trabalho;
- À Doutora Isabel Lopes (IST) por todas as informações partilhadas, incluindo diversa bibliografia, e ainda pelas muito úteis discussões sobre o MOS e os seus resultados;
- Ao Eng<sup>o</sup> Javier Camacho-Tauta (Universidad Militar Nueva Granada, Bogotá) pela realização dos ensaios de coluna ressonante no IST e pelas proveitosas conversas acerca do cruzamento da informação dos nossos trabalhos;
- Aos colegas investigadores do LNEC Luísa Sousa, Telmo Jeremias, Celeste Jorge, Dória Costa, Madalena Barroso, Rogério Mota, Marília Pereira, António Roque, Malva Mancuso e Cláudio Cruz, por todo o apoio e pelas diversas colaborações prestadas;
- Aos colegas experimentadores do NGEA (LNEC), Adelino Bastos, Daniel Filipe, Carlos Martins e Henrique Graça, pela participação empenhada nos trabalhos de campo e pela disponibilidade para sempre “testar só mais uma vez”; À colega experimentadora Cristina

Louro pela realização de alguns dos ensaios laboratoriais; À colega assistente técnica Graça Mota do NGEA, pelas digitalizações e pela sua paciência; Ao estagiário do NGEA Bruno Pina, pela preciosa ajuda na edição das plantas e cartas geológicas do Campo Experimental do LNEC, bem como pela participação na elaboração dos perfis individuais das sondagens e na classificação dos materiais amostrados;

- Aos experimentadores do NBOA (LNEC), em especial ao Fernando Rodrigues, ao Amílcar Gonçalves e ao Jorge Veiga, pela colaboração e realização de diversos trabalhos experimentais;
- Aos colegas Ricardo Martins, Eng<sup>o</sup> Fradique e Eng<sup>o</sup> Milagaia da DII (LNEC) pelo apoio e colaboração na implantação do Campo Experimental do LNEC e pela edição das respectivas plantas, realizada pelo Ricardo Martins;
- Aos colegas Eng<sup>o</sup> Nuno Lima e Eng<sup>a</sup> Ana Fonseca do NGA (LNEC) pela realização do levantamento topográfico e pelo auxílio na edição das plantas do Campo Experimental do LNEC;
- Aos funcionários do CTI (LNEC), pela assistência no trabalho computacional e na preparação deste documento;
- Aos funcionários do SAG (LNEC), pela rapidez e qualidade com que editaram este documento;
- A todos os outros que não citei, por lapso ou esquecimento, mas que de alguma forma me auxiliaram na realização desta tarefa.

Naturalmente que muito agradeço também aos meus Pais, bem como a outros familiares e amigos, por todo o suporte pessoal e familiar, sem o qual não teria conseguido efectuar este trabalho. Destaco aqui os meus amigos e “colegas de curso”: Inês, Luísa, Mariano, Paulo, Rita e Rogério, que, por me conhecerem bem, souberam dar-me os indispensáveis encorajamento e inspiração, para sempre prosseguir, especialmente nas fases mais difíceis e de maior desânimo.

Por último, a algumas pessoas especiais devo agradecimentos igualmente especiais:

- Ao Alberto, meu marido e companheiro, pai dos meus filhos e muitas vezes, também “mãe”, “muro” das minhas lamentações, “refúgio” nos “dias de temporal”, assistente informático e até desenhador, por TUDO;
- À Miló, que foi sempre imprescindível;
- Ao Fernando e à Manela, que ajudaram mais do que pensam.

# ÍNDICE DE TEXTO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. Justificação e enquadramento do tema .....	1
1.2. Objectivos do trabalho .....	3
1.3. Organização da dissertação .....	4
<b>2. O MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS (MOS) E AS SUAS APLICAÇÕES EM GEOTECNIA.....</b>	<b>7</b>
2.1. Introdução .....	7
2.2. Fundamentos teóricos .....	10
2.2.1. Propagação de ondas sísmicas .....	10
2.2.2. Ondas volúmicas .....	15
2.2.3. Ondas superficiais .....	18
2.2.3.1. Ondas de Rayleigh.....	18
2.2.3.2. Ondas de Love e de Stoneley .....	23
2.2.4. Propriedades das ondas de Rayleigh em meios homogéneos.....	24
2.2.4.1. Deslocamento das partículas do meio.....	24
2.2.4.2. Atenuação geométrica .....	26
2.2.4.3. Meios com dissipação energética.....	27
2.2.5. Ondas de Rayleigh em meios verticalmente estratificados .....	29
2.2.5.1. Aproximação das ondas planas .....	30
2.2.5.2. Métodos de resolução da equação de dispersão de Rayleigh.....	36
2.2.5.3. Curvas de dispersão e funções próprias modais .....	38
2.2.5.4. Consideração da fonte sísmica .....	48
2.2.5.5. Velocidade aparente ou efectiva de Rayleigh.....	53
2.2.5.6. Meios verticalmente estratificados com dissipação energética .....	62
2.3. Método das Ondas Superficiais (MOS).....	63
2.3.1. Definições.....	63
2.3.2. Evolução do método .....	66

2.3.2.1. Aquisição de dados e determinação da(s) curva(s) de dispersão experimental .....	67
2.3.2.2. Aquisição activa e aquisição passiva .....	71
2.3.2.3. Modelação e inversão .....	72
2.3.2.4. Avaliação e propagação da incerteza dos dados experimentais do MOS .....	82
2.3.2.5. Interpretação conjunta de resultados através de modelos pseudo-2D (ou 3D) .....	86
2.4. Aplicações em geotecnia .....	86
2.4.1. Caracterização dinâmica de terrenos e outras aplicações relacionadas .....	86
2.4.2. Geotecnia ambiental (caracterização mecânica de resíduos) .....	89
2.4.3. Aplicações em túneis .....	90
2.4.4. Caracterização da fundação de pavimentos rodoviários e de plataformas ferroviárias .....	91
2.4.5. Aplicações subaquáticas, em águas pouco profundas .....	92
2.4.6. Interpretações pseudo-2D e 3D .....	93
2.4.7. Caracterização sísmica e efeitos de sítio .....	96
2.5. Sumário .....	98
<b>3. ESTRATÉGIAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS NO MOS .....</b>	<b>103</b>
3.1. Introdução .....	103
3.2. Equipamento utilizado na aquisição de dados do MOS .....	106
3.3. Aquisição activa .....	110
3.4. Aquisição passiva .....	111
3.5. Comparação de resultados de diferentes dispositivos de aquisição activa .....	113
3.6. Comparação de resultados das aquisições activas e passivas .....	124
3.7. Sumário e conclusões .....	130
<b>4. TÉCNICAS PARA OBTENÇÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS .....</b>	<b>133</b>
4.1. Introdução .....	133

---

4.2. Transformada para o domínio f-k.....	135
4.3. O programa f_k.....	137
4.3.1. Etapas do processamento dos registos sísmicos.....	143
4.3.2. Exemplos de aplicação a dados de aquisição activa.....	144
4.4. Soma de espectros com o programa f_k .....	150
4.4.1. Soma dos espectros dos registos de várias aquisições activas num perfil de geofones .....	150
4.4.2. Soma dos espectros dos registos de aquisição passiva num perfil de geofones.....	162
4.4.3. Processamento alternativo dos registos de aquisição passiva num perfil de geofones .....	167
4.5. Processamento de registos sísmicos de aquisição passiva com o programa SI.....	169
4.6. Sumário e conclusões .....	178
<b>5. MODELAÇÃO E INVERSÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS .....</b>	<b>181</b>
5.1. Introdução .....	181
5.2. Algoritmos de resolução do Problema Directo .....	183
5.2.1. Formulação matricial de Thomson-Haskell .....	184
5.2.2. Programa FWDMOD.....	186
5.2.3. Programa MAT_DISPERSÉ.....	187
5.2.4. Programa S_K.....	188
5.2.5. Programa RIG.....	190
5.2.6. Análise e comparação dos resultados dos vários programas testados, em termos das curvas modais (valores próprios).....	191
5.3. Estratégia de inversão utilizada .....	198
5.3.1. Inversão com o programa SI (1ª etapa) .....	198
5.3.2. Inversão com o programa S_K (2ª etapa) .....	211
5.3.3. Velocidades efectivas médias.....	218
5.4. Sumário e conclusões .....	221

---

<b>6. APLICAÇÕES NO CAMPO EXPERIMENTAL DO LNEC</b> .....	<b>223</b>
6.1. Introdução .....	223
6.2. Enquadramento geológico.....	225
6.3. Trabalhos experimentais anteriores.....	232
6.4. Perfis de refração sísmica .....	235
6.4.1. Perfil PA (zona A) .....	236
6.4.2. Perfis P5L e P5C (zona A).....	238
6.4.2.1. Perfil P5L .....	238
6.4.2.2. Perfil P5C.....	243
6.4.3. Perfil P3.....	246
6.4.4. Perfil P4 (zona B).....	247
6.5. Aplicações do MOS .....	249
6.5.1. Local SW5 (zona A).....	252
6.5.1.1. 1º Ensaio de modelação (antes da realização das sondagens) .....	255
6.5.1.2. 2º Ensaio de modelação (após a realização das sondagens) .....	260
6.5.1.3. Comparação de resultados dos dois ensaios de modelação .....	265
6.5.1.4. Sensibilidade à profundidade e à $V_s$ do semi-espaço .....	268
6.5.2. Local SW1 (zona A).....	272
6.5.3. Local SWPA (zona A) .....	277
6.5.4. Local SW2 (zona A).....	282
6.5.5. Local SW3 .....	290
6.5.5.1. 1º Ensaio de modelação (aquisições activas) .....	293
6.5.5.2. 2º Ensaio de modelação (aquisições activas e passiva) .....	296
6.5.6. Local SW4 (zona B).....	300
6.5.6.1. 1º Ensaio de modelação (aquisições activas) .....	303
6.5.6.2. 2º Ensaio de modelação (aquisições activas e passiva) .....	306
6.5.7. Análise comparativa dos resultados do MOS.....	311
6.6. Sondagens, ensaios mecânicos e ensaios laboratoriais.....	318
6.6.1. Condições geológico-geotécnicas locais do Campo Experimental.....	322
6.6.2. Ensaios mecânicos nos furos .....	323
6.6.3. Ensaios laboratoriais .....	324
6.7. Ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2.....	327

---

6.8. Interpretação conjunta de resultados.....	331
6.9. Conclusões.....	336
<b>7. CONCLUSÕES FINAIS E PERSPECTIVAS FUTURAS .....</b>	<b>339</b>
7.1. Conclusões do trabalho realizado.....	339
7.2. Perspectivas para futuros desenvolvimentos.....	342
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>345</b>
<b>ANEXO A – OPERADORES <math>\nabla</math> E <math>\nabla^2</math> .....</b>	<b>A-1</b>
A.1 Operador vectorial <i>nabla</i> ( $\nabla$ ) .....	A-1
A.2 Operador Laplaciano ( $\nabla^2$ ).....	A-1
<b>ANEXO B – SONDA GEM S1: PERFIL INDIVIDUAL E FOTOS DAS AMOSTRAS.....</b>	<b>B-1</b>





# ÍNDICE DE FIGURAS

## 2. O MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS (MOS) E AS SUAS APLICAÇÕES EM GEOTECNIA

Figura 2.1 – Sistema de eixos coordenados de referência (x,y,z) e tensões no elemento infinitesimal com dimensões dx, dy e dz. ....	11
Figura 2.2 – Deformações elásticas e movimento das partículas no meio de propagação associados à passagem de ondas volúmicas: (a) onda P e (b) onda S; e de ondas superficiais: (c) onda de Rayleigh e (d) onda de Love. Adaptada de [Kearey & Brooks 1984]. ....	14
Figura 2.3 – Onda plana em propagação segundo a direcção x. Adaptada de [Kramer 1996]. ....	19
Figura 2.4 – Relações $V_P/V_S$ e $V_R/V_S$ em função do coeficiente de Poisson $\nu$ para um meio elástico semi-infinito. Adaptada de [Richart et al. 1970]. ....	22
Figura 2.5 – Variação do movimento das partículas no meio de propagação (semi-espaço homogéneo) com a profundidade (z), causado pela passagem de uma onda de Rayleigh em propagação na direcção x. Adaptada de [Aki & Richards 2002]. ....	25
Figura 2.6 – Variações das amplitudes de $u_x$ e $u_z$ com a profundidade relativa ao cdo ( $z/\lambda$ ), para alguns valores de $\nu$ , num semi-espaço homogéneo. As amplitudes (de $u_x$ e de $u_z$ ) foram normalizadas em relação aos valores máximos obtidos à superfície livre ( $z=0$ ). Adaptado de [Varandas 2005]. ....	26
Figura 2.7 – Meio de propagação verticalmente estratificado ('r' representa uma qualquer direcção arbitrária no plano horizontal). ....	30
Figura 2.8 – Definição de velocidade de grupo U e de velocidade de fase V. Adaptada de [Sheriff & Geldart 1982]. ....	35
Figura 2.9 – Curvas modais da velocidade de fase (valores próprios) das ondas de Rayleigh, <i>versus</i> frequência, para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2: a) até 90Hz; b) até 150Hz. ....	39
Figura 2.10 – Curvas modais da velocidade de fase (valores próprios) das ondas de Rayleigh, <i>versus</i> frequência, para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3: a) até 90Hz; b) até 150Hz. ....	41
Figura 2.11 – Funções próprias dos deslocamentos ( $r_1$ e $r_2$ ), em cima, e das tensões ( $r_3$ e $r_4$ ), em baixo, para os três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para a frequência $f=30\text{Hz}$ , e para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2. ....	44
Figura 2.12 – Funções próprias dos deslocamentos ( $r_1$ e $r_2$ ), em cima, e das tensões ( $r_3$ e $r_4$ ), em baixo, para os três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para a frequência $f=30\text{Hz}$ , e para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3. ....	45
Figura 2.13 – Dispersão geométrica das ondas de Rayleigh num meio verticalmente heterogéneo e estratificado. Adaptada de [Hayashi 2003]. ....	46
Figura 2.14 – Sismogramas sintéticos para o modelo dum semi-espaço homogéneo com $V_S=1000\text{m/s}$ (em cima) e para o modelo dum meio estratificado com uma camada superficial com $V_S=1000\text{m/s}$ , sobre um semi-espaço com $V_S=1730\text{m/s}$ (em baixo). Adaptada de [Hayashi 2003]. ....	47

Figura 2.15 – Variação típica da velocidade de fase das ondas de Rayleigh com o cdo, para diferentes tipos de meios: homogéneo, normalmente dispersivo e inversamente dispersivo. Adaptada de [Varandas 2005].	48
Figura 2.16 – Exemplo de uma superfície de dispersão $V_{ef,z}(r,\omega)$ calculada para um meio normalmente dispersivo e para $z=0m$ , [Varandas 2005].	56
Figura 2.17 – Velocidades efectivas calculadas para $z=z_s=0m$ , para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2 (x – curvas modais): a) • – $V_{ef,z}$ para cada um dos 24 “receptores” equiespaçados de 3m, entre $r=3m$ e $r=72m$ ; b) o – $V_{ef,z,média}$ das 24 $V_{ef,z}$ entre $r=3m$ e $r=72m$ ; c) • – $V_{ef,z}$ para $r=37.5m$ ; o – $V_{ef,z,média}$ das 2 $V_{ef,z}$ em $r=36m$ e $r=39m$ .	58
Figura 2.18 – Velocidades efectivas calculadas para $z=z_s=0m$ , para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3 (x – curvas modais): a) • – $V_{ef,z}$ para cada um dos 24 “receptores” equiespaçados de 3m, entre $r=3m$ e $r=72m$ ; b) o – $V_{ef,z,média}$ das 24 $V_{ef,z}$ entre $r=3m$ e $r=72m$ ; c) • – $V_{ef,z}$ para $r=37.5m$ ; o – $V_{ef,z,média}$ das 2 $V_{ef,z}$ em $r=36m$ e $r=39m$ .	59
Figura 2.19 – Dispositivo (linear) de aquisição (activa) de dados multi-receptor. Adaptada de [Strobbia 2002].	64
Figura 2.20 – Exemplos de dispositivos de recepção 2D usados na aquisição passiva (microtremores): circular, triangular e em ‘L’; os triângulos verdes representam os receptores. Adaptada de [Geometrics 2006].	65
Figura 2.21 – Dispositivo de aquisição de dados sísmicos no ensaio SASW [Fortunato 2005].	67
Figura 2.22 – SASW: ângulo da diferença de fase “dobrado” (“ <i>wrapped</i> ”) e “desdobrado” (“ <i>unwrapped</i> ”). Adaptada de [Fortunato 2005].	68
Figura 2.23 – Esquema do ensaio SASW efectuado sobre o revestimento de um túnel, descrito por [Stokoe et al. 2004].	90
Figura 2.24 – [Crice 2005]: secção vertical de $V_s$ versus profundidade (pseudo-2D) obtida com o MOS, num perfil sobre uma cavidade preenchida com areia. Na parte superior são ilustrados os resultados da micro-gravimetria aplicada no mesmo perfil.	94
Figura 2.25 – [Ismail & Anderson 2007]: a) localização dos pontos (centrais) de aplicação do MOS, estrelas 1 a 24, distribuídos por três alinhamentos aproximadamente paralelos, na área em estudo; os quadrados com números 1 a 6, referenciam as sondagens mecânicas efectuadas; b) secções pseudo-2D de $V_s$ versus profundidade, para os três alinhamentos onde foi aplicado o MOS.	95

### 3. ESTRATÉGIAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS NO MOS

Figura 3.1 – Perfis de geofones colineares e equicentrados, com diferente espaçamento entre geofones, utilizados na aquisição activa de dados do MOS.	105
Figura 3.2 – Sismógrafo ABEM Terraloc MK6 (com 48 canais).	107
Figura 3.3 – a) Geofones de 4.5Hz de marca Geospace; b) geofone acoplado ao terreno.	108
Figura 3.4 – Fontes sísmicas impulsivas de percussão, utilizadas na aquisição activa de dados do MOS: a) impacto de marreta; b) queda de peso (DIP).	109
Figura 3.5 – Fonte sísmica impulsiva, por explosão, utilizada na aquisição activa de dados do MOS: a) disparador e detonador eléctricos, e carga explosiva; b) detonação no campo.	109

Figura 3.6 – Dispositivos bidimensionais de geofones (triângulos a verde), utilizados na aquisição passiva de dados do MOS: T7 – triângulo equilátero com 7 geofones; L11 – 11 geofones equiespaçados ao longo dos 2 braços perpendiculares do ‘L’. Adaptada de [Geometrics 2006]. .....	112
Figura 3.7 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5 (para o mesmo ponto central), com os dois perfis de 24 geofones, colineares e equicentrados, e com activação da fonte a 3m de distância de cada perfil: a) perfil longo com geofones equiespaçados de 3m; b) perfil curto com geofones equiespaçados de 1.5m; c) esquema da aquisição activa em cada perfil de geofones; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa. ....	115
Figura 3.8 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones longo e com activação da fonte sísmica a diferentes distâncias do perfil: a) a 3m de distância do extremo oeste; b) a 8m de distância do extremo oeste; c) esquema das duas aquisições activas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa. ....	116
Figura 3.9 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones curto e com fonte sísmica marreta activada a 6m de distância de cada extremo do perfil: a) a oeste (W); b) a leste (E); c) esquema das duas aquisições activas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa. ....	118
Figura 3.10 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones longo e com fonte sísmica explosiva activada a 8m de distância de cada extremo do perfil: a) a oeste (W); b) a leste (E); c) esquema das duas aquisições activas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa. ....	119
Figura 3.11 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones curto e com diferentes fontes sísmicas activadas na mesma posição relativa ao perfil, a 6m de distância do extremo oeste: a) marreta; b) DIP; c) explosivo; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, de b), representadas a rosa, e de c), representadas a azul; e) esquema das aquisições activas comparadas. ....	120
Figura 3.12 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW1, com o mesmo perfil de 24 geofones equiespaçados de 2m e com diferentes fontes sísmicas, activadas nas mesmas posições relativas ao perfil, a 2 e 4m de distância do extremo leste, e a 2, 4 e 10m de distância do extremo oeste: a) marreta; b) explosivo; c) esquema das aquisições activas com marreta e explosivo; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a azul. ....	121
Figura 3.13 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW1, com dois perfis de diferentes geofones nas mesmas posições, e com fonte sísmica (explosiva) activada a 2m de distância do extremo leste: a) geofones de 4.5Hz; b) geofones de 14Hz (considerando apenas os primeiros 24, a leste); c) esquema das duas aquisições activas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa. ....	123
Figura 3.14 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e activas (círculos e ‘x’). Losangos a preto – perfil linear com processamento com o programa f_k; losangos a azul – perfil linear com processamento com o programa SI; losangos a turquesa – dispositivo T7 com processamento com o programa SI. Os círculos e os ‘x’ representam as curvas de dispersão das aquisições activas, para os dois perfis de geofones utilizados: curvas a verde para o perfil longo (69m), e curvas a rosa, para o perfil curto (34.5m). ....	127
Figura 3.15 – Local SW4: curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e activas (círculos e ‘x’). Losangos a preto – perfil linear com processamento com o programa f_k; losangos a azul – perfil linear com processamento com o	

programa SI; losangos a turquesa – dispositivo T7 com processamento com o programa SI. Os círculos e os 'x' representam as curvas de dispersão das aquisições activas, para os dois perfis de geofones utilizados: curvas a verde para o perfil longo (69m), e curvas a rosa, para o perfil curto (34.5m). ..... 128

#### 4. TÉCNICAS PARA OBTENÇÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS

Figura 4.1 – Representação esquemática do espectro f-k resultante da transformada de Fourier bidimensional. Adaptada de [Strobbia 2002]. ..... 138

Figura 4.2 – Recuperação do espectro f-k entre  $(-k_{Nyq}) = -1.5$  e  $0$  rad/m, através da translação de  $2k_{Nyq} = 3.0$  rad/m deste quadrante negativo e concatenação com o quadrante positivo. Adaptada de [Strobbia 2002]. ..... 139

Figura 4.3 – Processamento com o programa f\_k: a) registo sísmico multi-receptor com 24 geofones equiespaçados de 3m; b) espectro de potência f-k, normalizado, do registo sísmico de a); c) pontos a preto – máximos absolutos do espectro f-k; pontos a branco – máximos locais do espectro f-k, com amplitude superior a 0.35; d) máximos absolutos do espectro (círculos a vermelho) e máximos locais do espectro, com amplitude superior a 0.35 (x a preto). ..... 141

Figura 4.4 – Truncatura no tempo de um registo sísmico multi-receptor, com 24 geofones equiespaçados de 3m, resultante da detonação de fonte explosiva a 15m do geofone 1. O registo sísmico original com 2048ms (sem truncatura), bem como o seu espectro f-k e as correspondentes curvas de dispersão constam, respectivamente, nos gráficos a), b) e c). O registo sísmico truncado pelos primeiros 1024ms, bem como o seu espectro f-k e as correspondentes curvas de dispersão, são representados, respectivamente, nas imagens d), e) e f). ..... 146

Figura 4.5 – Decimação no tempo dos registos sísmicos: a) um dos registos sísmicos originais (sem decimação); b) o registo de a), após decimação no tempo com  $D=2$ ; c) espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos sem decimação; d) espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos decimados com  $D=2$ ; e) curvas de dispersão experimentais extraídas do espectro de c); f) curvas de dispersão experimentais extraídas do espectro de d). ..... 147

Figura 4.6 – Espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos originais, sem decimação, relativos às repetições do impacto da fonte (marreta), a 3m do extremo leste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5 (Campo Experimental do LNEC). ..... 148

Figura 4.7 – Diferentes normalizações do espectro de potência f-k: a) espectro resultante da normalização de todos os valores do espectro, pelo máximo absoluto (global) desse espectro; b) curvas de dispersão extraídas do espectro de a); c) espectro resultante da normalização dos valores do espectro, para cada frequência, pelo máximo do espectro para essa frequência; d) curvas de dispersão extraídas do espectro de c). ..... 149

Figura 4.8 – a) Registos sísmicos das 8 repetições do impacto da marreta a 6m do extremo oeste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 1.5m, no local SW5; b) espectros f-k dos 8 registos de a). ..... 153

Figura 4.9 – a) Espectro f-k soma dos 8 espectros representados na Figura 4.8-b); b) espectro de a) com marcação dos máximos absolutos (pontos a preto) e locais de maior amplitude (pontos a branco), para cada frequência; c) curva de dispersão dos máximos absolutos com representação da incerteza das velocidades ( $\pm DP_{vma}$ ); d) curvas de dispersão experimentais relativas quer aos máximos absolutos (círculos a vermelho), quer aos máximos locais (x a preto). ..... 154

Figura 4.10 – a) Espectros f-k soma dos registos obtidos em 4 posições da fonte sísmica; b) espectro f-k soma (total) dos 4 espectros de a); c) curvas de dispersão extraídas de cada espectro de a): cor verde – 3m E, cor azul – 8m E, cor rosa – 3m W, cor turquesa – 8m W; d) curvas de dispersão extraídas do espectro soma (total) de b); e) velocidades dos máximos

absolutos dos 4x8=32 espectros dos registos sísmicos; f) velocidade do máximo absoluto do espectro soma (total), com representação gráfica da “incerteza” (a vermelho) e curva da média das (32) velocidades do máximo absoluto (a azul), para cada frequência. ....	157
Figura 4.11 – a) e c) Espectros f-k soma dos registos obtidos com as 3 fontes sísmicas, para cada perfil de geofones; b) e d) espectros f-k soma (total) dos 3 espectros de a) e de c), respectivamente; e) e f) curvas de dispersão correspondentes aos espectros de a) e de c): a rosa – fonte explosiva, a azul – marreta e a turquesa – DIP, para cada um dos perfis de geofones. ....	160
Figura 4.12 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais para o perfil longo de geofones (a verde) e para o perfil curto de geofones (a rosa), extraídas, respectivamente, dos espectros soma (total) das Figura 4.11-b) e d); b) curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos, com representação gráfica das “incertezas” .....	161
Figura 4.13 – Local SW5: a) espectro f-k soma dos espectros dos 20 registos ‘passivos’ no perfil linear de geofones; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma, para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local. ....	165
Figura 4.14 – Local SW4: a) espectro f-k soma dos espectros dos 20 registos ‘passivos’ no perfil linear de geofones; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma, para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local. ....	166
Figura 4.15 – Local SW5: a) espectro f-k soma dos espectros dos registos ‘passivos’ do perfil linear, com o processamento alternativo do programa f_k; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma de a), para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local. ....	168
Figura 4.16 – Local SW4: a) espectro f-k soma dos espectros dos registos ‘passivos’ do perfil linear, com o processamento alternativo do programa f_k; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma de a), para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local. ....	169
Figura 4.17 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5. ....	171
Figura 4.18 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW5; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 1 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a).....	171
Figura 4.19 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o dispositivo T7, com 37m de lado, no local SW5.....	172
Figura 4.20 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o dispositivo T7, com 37m de lado, no local SW5; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 1 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a). ....	173

Figura 4.21 – Local SW5 – curvas de dispersão ‘passivas’ (losangos) sobrepostas às curvas de dispersão ‘activas’ (círculos e ‘x’ a rosa e a verde): losangos a preto – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa f_k; losangos a azul – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI; losangos a turquesa – curva ‘passiva’ do dispositivo T7 obtida com o programa SI. ....	173
Figura 4.22 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW4. ....	175
Figura 4.23 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW4; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 2 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a). ....	175
Figura 4.24 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o dispositivo T7, com 50m de lado, no local SW4. ....	176
Figura 4.25 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o dispositivo T7, com 50m de lado, no local SW4; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 2 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a). ....	176
Figura 4.26 – Local SW4 – curvas de dispersão ‘passivas’ (losangos) sobrepostas às curvas de dispersão ‘activas’ (círculos e ‘x’ a rosa e a verde): losangos a preto – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa f_k; losangos a azul – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI; losangos a turquesa – curva ‘passiva’ do dispositivo T7 obtida com o programa SI. ....	177
<b>5. MODELAÇÃO E INVERSÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS</b>	
Figura 5.1 – Modelo verticalmente estratificado considerado nos métodos matriciais de resolução da equação de dispersão de Rayleigh (‘r’ representa uma qualquer direcção arbitrária no plano horizontal e ‘z’ representa a direcção vertical). ....	183
Figura 5.2 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo N1, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT_DISPERSSE, S_K e RIG. ....	192
Figura 5.3 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo N2, na banda [0,150Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT_DISPERSSE, S_K e RIG. ....	193
Figura 5.4 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo I1, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT_DISPERSSE, S_K e RIG. ....	195
Figura 5.5 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo I2, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT_DISPERSSE, S_K e RIG. ....	196
Figura 5.6 – Exemplo das funções <i>append</i> e <i>smoothing</i> do programa SI: a) curva de dispersão resultante do <i>append</i> da curva de dispersão ‘activa’ e da curva de dispersão ‘passiva’ obtidas no mesmo local; b) curva de dispersão de a) após aplicação da função de <i>smoothing</i> . ....	200
Figura 5.7 – Modelo inicial para inversão da curva de dispersão experimental (obtida no local SW4), gerado pelo programa SI, em função das opções e parâmetros indicados no menu à direita. ....	201

Figura 5.8 – A linha a vermelho com círculos representa a curva de dispersão experimental da Figura 5.6-b), obtida para o local SW4, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo inicial da Tabela 5.5.....	204
Figura 5.9 – Modelo resultante da inversão com o programa SI, da curva de dispersão experimental da Figura 5.8, a partir do modelo inicial da Tabela 5.5. ....	205
Figura 5.10 – A linha a vermelho com círculos representa a curva de dispersão experimental (a mesma da Figura 5.8), obtida para o local SW4, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo resultante da inversão com o programa SI (Tabela 5.6). ....	206
Figura 5.11 – Modelo inicial para inversão da curva de dispersão experimental (do MF), obtida no local SW5, gerado pelo programa SI em função das opções e parâmetros indicados no menu à direita. ....	207
Figura 5.12 – A linha a vermelho com círculos representa a curva experimental do MF (médio) obtida no local SW5 e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo inicial da Tabela 5.7. ....	208
Figura 5.13 – Modelo resultante da inversão com o programa SI, da curva experimental da Figura 5.12 (obtida no local SW5), a partir do modelo inicial da Tabela 5.7. ....	209
Figura 5.14 – A linha a vermelho com círculos representa a curva experimental (a mesma da Figura 5.12), obtida no local SW5, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo resultante da inversão com o programa SI (Tabela 5.8). ....	210
Figura 5.15 – a) Os círculos e 'x' representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas do modelo inicial para a inversão com o programa S_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade. ....	213
Figura 5.16 – Distribuição vertical de $V_s$ (traço a vermelho) do modelo inicial para a inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica $V'_s-z'$ (a azul) relativa ao MF experimental. ....	214
Figura 5.17 – a) Os círculos e 'x' representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas dum modelo intermédio da inversão com o programa S_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade. ....	215
Figura 5.18 – Distribuição vertical de $V_s$ (traço a vermelho) dum modelo intermédio da inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica $V'_s-z'$ (a azul) relativa ao MF experimental. ....	215
Figura 5.19 – a) Os círculos e 'x' representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas do modelo "final" da inversão com o programa S_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade. ....	216
Figura 5.20 – Distribuição vertical de $V_s$ (traço a vermelho) do modelo "final" da inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica $V'_s-z'$ (a azul) relativa ao MF experimental. ....	217
Figura 5.21 – Curvas das velocidades efectivas médias para o modelo final da Tabela 5.11, para os dois perfis de geofones utilizados na aquisição activa, no local SW5: círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m); círculos a verde para o perfil longo (L=69m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	220

Figura 5.22 – Curvas das velocidades efectivas médias, calculadas sem filtros de cdo, para o modelo final da Tabela 5.11, para os dois perfis de geofones utilizados na aquisição activa, no local SW5: círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m); círculos a verde para o perfil longo (L=69m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. .... 221

## 6. APLICAÇÕES NO CAMPO EXPERIMENTAL DO LNEC

Figura 6.1 – Extracto do mapa de Lisboa (escala ~1:10000) com o contorno aproximado do *campus* do LNEC marcado a traço cheio vermelho. .... 224

Figura 6.2 – Mapa do *campus* do LNEC (~1:5700) com marcação das zonas A e B, preferenciais para a implantação do Campo Experimental. .... 225

Figura 6.3 – Extracto da Folha 2 da Carta Geológica do Concelho de Lisboa na escala 1:10000 [SGP 1986], onde foram marcados os contornos aproximados (a traço cheio vermelho) do *campus* do LNEC e das zonas A e B do Campo Experimental. .... 226

Figura 6.4 – Extracto da planta do *campus* do LNEC à escala 1:2000, com a localização (aproximada) dos trabalhos experimentais realizados no Campo Experimental. Note-se que esta planta está orientada a Oeste (W). .... 229

Figura 6.5 – Planta da Figura 6.4, igualmente orientada a Oeste (W) e na escala 1:2000, sobreposta a uma base digitalizada da Carta Geológica do Concelho de Lisboa [SGP 1986]. .... 230

Figura 6.6 – Detalhe da Figura 6.5 à escala 1:500 (com orientação a W), com a localização dos furos de sondagem S1 a S3 efectuados em torno do ponto SW5, no Campo Experimental do LNEC. .... 231

Figura 6.7 – Resultados dos perfis de refração sísmica e de resistividade eléctrica efectuados por [Mota 2006] no Campo Experimental do LNEC (no modelo sísmico encontra-se marcado a tracejado vermelho o contorno da posterior escavação efectuada no local). .... 233

Figura 6.8 – [Mota 2006]: Pseudo-secções de: a) e b) – porosidade,  $n$ , para  $P_{cl}=15\%$  e  $P_{cl}=25\%$ ; c) e d) – grau de saturação,  $S_w$ , para  $P_{cl}=15\%$  e  $P_{cl}=25\%$ ; as setas a negro indicam o local onde foram medidos ' $n$ ' e  $S_w$ , *in situ*, com densímetro, até 1.6m de profundidade, e no laboratório, sobre amostras recolhidas até 1.3m de profundidade. .... 234

Figura 6.9 – Perfil de refração PA: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 3 camadas (em termos de  $V_p$ ). .... 237

Figura 6.10 – Perfil de refração P5L: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 4 camadas (em termos de  $V_p$ ), baseado apenas nas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil. .... 239

Figura 6.11 – Perfil de refração P5L: modelo interpretativo com 4 camadas (em termos de  $V_p$ ), baseado nas dromocrónicas das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil. .... 240

Figura 6.12 – Perfil de refração P5L: modelo resultante da tomografia de refração baseada nos dados das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil. .... 240

Figura 6.13 – Perfil de refração P5L: comparação dos diferentes métodos de interpretação da refração sísmica (modelo de camadas e modelo tomográfico) com os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência "CH", de *crosshole*, na legenda gráfica). .... 242

Figura 6.14 – Perfil de refração P5C: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 2 camadas (em termos de  $V_p$ ), baseado apenas nas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil. .... 244



Figura 6.15 – Perfil de refração P5C: modelo resultante da tomografia de refração baseada nos dados das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil. ....	244
Figura 6.16 – Perfil de refração P5C: comparação dos diferentes métodos de interpretação da refração sísmica (modelo de camadas e modelo tomográfico) com os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência “CH”, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica).....	245
Figura 6.17 – Perfil de refração P3: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 3 camadas (em termos de $V_P$ ).....	247
Figura 6.18 – Perfil de refração P4: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 2 camadas (em termos de $V_P$ ).....	248
Figura 6.19 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos). ....	253
Figura 6.20 – Local SW5 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e ‘x’): a) entre $f=0$ e 100Hz e entre $V=100$ e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre $f=0$ e 30Hz. ....	255
Figura 6.21 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais das aquisições activas (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado no 1º ensaio de modelação (Tabela 6.4); b) curva experimental do MF “médio” (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	256
Figura 6.22 – Local SW5: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ), ajustado às curvas experimentais da Figura 6.21, no 1º ensaio de modelação (tomando $\nu=0.33$ , acima do NF). ....	257
Figura 6.23 – Local SW5: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S-z'$ correspondente ao MF experimental médio. ....	258
Figura 6.24 – Local SW5: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69m$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.....	258
Figura 6.25 – Local SW5: comparação das distribuições de $V_S$ obtidas no 1º ensaio de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica). ....	260
Figura 6.26 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais das aquisições activas (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado no 2º ensaio de modelação (Tabela 6.5); b) curva experimental do MF “médio” (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	261
Figura 6.27 – Local SW5: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ), ajustado às curvas experimentais da Figura 6.26, no 2º ensaio de modelação (tomando $\nu=0.25$ , acima do NF). ....	262
Figura 6.28 – Local SW5: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S-z'$ correspondente ao MF experimental médio. ....	263

Figura 6.29 – Local SW5: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.....	264
Figura 6.30 – Local SW5: comparação das distribuições de $V_S$ obtidas no 2º ensaio de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica).....	265
Figura 6.31 – Local SW5: comparação entre os modelos obtidos, respectivamente, no 1º e no 2º ensaios de modelação dos dados do MOS. ....	266
Figura 6.32 – Local SW5: comparação das distribuições de $V_S$ obtidas nos 1º e 2º ensaios de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica). ....	267
Figura 6.33 – Local SW5: comparação das distribuições de $\nu$ (coeficiente de Poisson) obtidas nos 1º e 2º ensaios de modelação dos dados do MOS, e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica). ....	268
Figura 6.34 – Local SW5 – modelos para avaliar a sensibilidade das curvas modais do modelo A (2º ensaio de modelação): a) variando a $V_S$ do semi-espaco; b) variando a profundidade do semi-espaco. ....	269
Figura 6.35 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais e curvas modais teóricas (linhas a preto) dos modelos A1, A2 e A3 (de cima para baixo). ....	270
Figura 6.36 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais e curvas modais teóricas (linhas a preto) dos modelos A4, A5 e A6 (de cima para baixo). ....	271
Figura 6.37 – Local SW1: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o (único) perfil de geofones equiespaçados de 2m centrado em SW1; b) “incerteza” da curva de dispersão de a) associada aos máximos absolutos do espectro soma (representados pelos círculos). ....	273
Figura 6.38 – Local SW1: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.7); b) curva experimental do MF (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	274
Figura 6.39 – Local SW1: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.38.....	275
Figura 6.40 – Local SW1: distribuição vertical de $V_S$ do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica $V'_S-z'$ correspondente ao MF experimental. ....	276
Figura 6.41 – Local SW1: curva da velocidade efectiva média – círculos a vermelho, para o modelo ajustado às curvas experimentais e para o perfil de geofones usado na aquisição activa (L=46m). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	276
Figura 6.42 – Local SWPA: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o (único) perfil de geofones equiespaçados de 2m centrado em SWPA; b) “incerteza” da curva de dispersão de a) associada aos máximos absolutos do espectro soma (representados pelos círculos). ....	278
Figura 6.43 – Local SWPA: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.9); b) curva experimental do MF (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	280

Figura 6.44 – Local SWPA: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.43.....	281
Figura 6.45 – Local SWPA: distribuição vertical de $V_S$ do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica $V'_S-z'$ correspondente ao MF experimental.....	281
Figura 6.46 – Local SWPA: curva da velocidade efectiva média – círculos a vermelho, para o modelo ajustado às curvas experimentais e para o perfil de geofones usado na aquisição activa ( $L=94m$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	282
Figura 6.47 – Local SW2: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos). ....	284
Figura 6.48 – Local SW2 – curvas de dispersão experimentais obtidas com o programa $f_k$ , a partir das aquisições passivas (quadrados): a) entre $f=0$ e 100Hz e entre $V=100$ e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre $f=0$ e 30Hz.....	286
Figura 6.49 – Local SW2 – curvas de dispersão experimentais obtidas com o programa SI, a partir das aquisições passivas (losangos): a) entre $f=0$ e 100Hz e entre $V=100$ e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre $f=0$ e 30Hz.....	287
Figura 6.50 – Local SW2: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.12); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.....	287
Figura 6.51 – Local SW2: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.50.....	288
Figura 6.52 – Local SW2: distribuição vertical de $V_S$ do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica $V'_S-z'$ correspondente ao MF experimental.....	289
Figura 6.53 – Local SW2: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo ajustado às curvas experimentais e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69m$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	290
Figura 6.54 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos). ....	291
Figura 6.55 – Local SW3 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e 'x'): a) entre $f=0$ e 100Hz e entre $V=100$ e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre $f=0$ e 30Hz.....	293
Figura 6.56 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo no 1º ensaio (Tabela 6.15); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas, e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	293
Figura 6.57 – Local SW3: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.56 (1º ensaio de modelação). ....	294

Figura 6.58 – Local SW3: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S - z'$ correspondente ao MF experimental médio, resultante das aquisições activas.....	295
Figura 6.59 – Local SW3: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	296
Figura 6.60 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais consideradas neste 2º ensaio e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo do 2º ensaio (Tabela 6.16); b) curva experimental do MF médio “suavizado” (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas e passiva, e as mesmas curvas modais teóricas de a), representadas pelas linhas a preto. ....	297
Figura 6.61 – Local SW3: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.60 (2º ensaio de modelação).....	298
Figura 6.62 – Local SW3: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S - z'$ correspondente ao MF experimental resultante das aquisições activas e passiva. ....	299
Figura 6.63 – Local SW3: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	299
Figura 6.64 – Local SW3: comparação entre os modelos obtidos, respectivamente, no 1º ensaio, baseado exclusivamente nos dados das aquisições activas – A; e no 2º ensaio, baseado nos dados das aquisições activas e passiva – AP.....	300
Figura 6.65 – Local SW3: comparação entre as distribuições de $V_S$ dos modelos e entre as distribuições $V'_S - z'$ consideradas, respectivamente, no 1º ensaio, baseado apenas nos dados das aquisições activas – A; e no 2º ensaio, baseado nos dados das aquisições activas e passiva – AP.....	300
Figura 6.66 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos).....	302
Figura 6.67 – Local SW4 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e 'x'): a) entre $f=0$ e 100Hz e entre $V=100$ e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre $f=0$ e 30Hz. ....	303
Figura 6.68 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo no 1º ensaio (Tabela 6.19); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas, e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio. ....	304
Figura 6.69 – Local SW4: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.68 (1º ensaio de modelação).....	305
Figura 6.70 – Local SW4: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S - z'$ correspondente ao MF experimental médio, resultante das aquisições activas.....	305
Figura 6.71 – Local SW4: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o	

perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	306
Figura 6.72 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais consideradas neste 2º ensaio e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo do 2º ensaio (Tabela 5.5); b) curva experimental do MF médio “suavizado” (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas e passiva, e as mesmas curvas modais teóricas de a), representadas pelas linhas a preto. ....	307
Figura 6.73 – Local SW4: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ , $V_P$ , $\rho$ e $\nu$ ) da Tabela 5.5, ajustado às curvas experimentais da Figura 6.72 (2º ensaio de modelação). ....	308
Figura 6.74 – Local SW4: distribuição vertical de $V_S$ obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica $V'_S - z'$ correspondente ao MF experimental, resultante das aquisições activas e passiva. ....	309
Figura 6.75 – Local SW4: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo. ....	309
Figura 6.76 – Local SW4: comparação entre os modelos obtidos no 1º ensaio de modelação, com referência A (aquisições activas), e no 2º ensaio de modelação, com referência AP (aquisições activas e passiva). ....	310
Figura 6.77 – Local SW4: comparação entre as distribuições de $V_S$ dos modelos e entre as distribuições $V'_S - z'$ , do 1º ensaio de modelação, com referência A (aquisições activas) e do 2º ensaio de modelação, com referência AP (aquisições activas e passiva). ....	310
Figura 6.78 – Campo Experimental do LNEC – comparação dos modelos teóricos de $V_S$ ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas com aquisições activas de dados do MOS nos vários locais da zona A: SW2, SWPA, SW1 e SW5. ....	312
Figura 6.79 – Campo Experimental do LNEC – comparação dos modelos teóricos de $V_S$ ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas exclusivamente com aquisições activas de dados do MOS, nos locais: SW3, SW4 e SW5. ....	312
Figura 6.80 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base nas aquisições activas de dados do MOS nos vários locais da zona A – SW2, SWPA, SW1 e SW5. ....	314
Figura 6.81 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.80 em termos de cdo (comprimento de onda) <i>versus</i> $V_R$ . ....	314
Figura 6.82 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base nas aquisições activas de dados do MOS nos locais SW3, SW4 e SW5. ....	315
Figura 6.83 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.82 em termos de $V_R$ <i>versus</i> cdo (comprimento de onda). ....	315
Figura 6.84 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos modelos teóricos de $V_S$ ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas, com aquisições activas e passivas, nos locais SW3 e SW4 e com aquisições exclusivamente activas no local SW5. ....	316
Figura 6.85 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base, nas aquisições activas e passivas nos locais SW3 e SW4, e nas aquisições exclusivamente activas no local SW5. ....	317
Figura 6.86 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.85 em termos de $V_R$ <i>versus</i> cdo (comprimento de onda). ....	317

Figura 6.87 – Sondagens S1 a S3 – 1ª parte: 0 a 20.5m de profundidade. ....	320
Figura 6.88 – Sondagens S1 a S3 – 2ª parte: 20.5 a 41m de profundidade. ....	321
Figura 6.89 – Amostras recolhidas ao longo da sondagem S1: a) da superfície até cerca de 18.5m de profundidade; b) entre cerca de 18.5 e 24.5m de profundidade. ....	323
Figura 6.90 – Aspectos da vala aberta no <i>campus</i> do LNEC junto ao pavilhão do Cuama e da recolha de amostras. ....	325
Figura 6.91 – Aspectos das amostras (remexidas) recolhidas na vala junto ao pavilhão do Cuama. ....	326
Figura 6.92 – Martelo sísmico para furos utilizado nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2. ....	328
Figura 6.93 – Receptores utilizados nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2: a) geofone para aquisição das ondas S (com o patim mecânico aberto); b) cabo de hidrofones para aquisição das ondas P. ....	328
Figura 6.94 – Resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2, em termos das distribuições verticais de $V_P$ e de $V_S$ , e do coeficiente de Poisson, na secção entre furos. ....	330
Figura 6.95 – Comparação de resultados dos vários métodos sísmicos aplicados no local SW5, no Campo Experimental do LNEC: refração (perfil P5L), MOS e ensaios entre furos (com referência CH, de <i>crosshole</i> , na legenda gráfica). ....	332
Figura 6.96 – Campo Experimental do LNEC (local SW5): comparação dos resultados dos ensaios SPT ( $N_{SPT}$ e $N'$ ), dos ensaios de coluna ressonante ( $V_{S,lab}$ CR), e de $V_S$ <i>in situ</i> , obtida pelo MOS ( $V_S$ MOS) e pelos ensaios sísmicos entre furos ( $V_S$ CH). ....	334

## ÍNDICE DE TABELAS

### 2. O MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS (MOS) E AS SUAS APLICAÇÕES EM GEOTECNIA

Tabela 2.1 – Relações entre os parâmetros elásticos E, G, K e $\nu$ e as constantes de Lamé, $\lambda$ e $\mu$ . ....	12
Tabela 2.2 – Modelo normalmente dispersivo N1, constituído por uma camada (ou estrato) superficial e horizontal sobre um espaço semi-infinito (semi-espaço). ....	39
Tabela 2.3 – Modelo inversamente dispersivo I1, constituído por 2 camadas (ou estratos) horizontais sobre um espaço semi-infinito (semi-espaço). ....	41

### 5. MODELAÇÃO E INVERSÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS

Tabela 5.1 – Exemplo de modelo normalmente dispersivo, N1 (o mesmo da Tabela 2.2). ....	192
Tabela 5.2 – Exemplo de modelo normalmente dispersivo, N2. ....	193
Tabela 5.3 – Exemplo de modelo inversamente dispersivo, I1 (o mesmo da Tabela 2.3). ....	194

Tabela 5.4 – Exemplo de modelo inversamente dispersivo, I2.....	196
Tabela 5.5 – Modelo inicial para inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW4. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	204
Tabela 5.6 – Modelo resultante da inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW4. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	205
Tabela 5.7 – Modelo inicial para a inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	208
Tabela 5.8 – Modelo resultante da inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	209
Tabela 5.9 – Modelo inicial para a inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	214
Tabela 5.10 – Modelo intermédio da inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	216
Tabela 5.11 – Modelo “final” da inversão com o programa S_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	217

## 6. APLICAÇÕES NO CAMPO EXPERIMENTAL DO LNEC

Tabela 6.1 – Perfil de refração P5L – comparação, em termos de valores médios, dos modelos de camadas obtidos com base em diferentes números de activações da fonte sísmica ao longo do perfil: apenas com 2 activações nos extremos do perfil e com 8 activações ao longo do perfil. ....	241
Tabela 6.2 – Local SW5: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS. ....	253
Tabela 6.3 – Local SW5: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.....	255
Tabela 6.4 – Local SW5: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.21, no 1º ensaio de modelação (tomando $\nu=0.33$ , acima do NF). As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.....	257
Tabela 6.5 – Local SW5: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.26, no 2º ensaio de modelação (tomando $\nu=0.25$ , acima do NF). As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.....	262
Tabela 6.6 – Local SW1: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS. ....	273
Tabela 6.7 – Local SW1: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.38. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	275
Tabela 6.8 – Local SWPA: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.....	278
Tabela 6.9 – Local SWPA: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.43. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	280
Tabela 6.10 – Local SW2: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS. ....	283
Tabela 6.11 – Local SW2: dispositivos das aquisições passivas de dados do MOS. ....	285

---

Tabela 6.12 – Local SW2: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.50. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	288
Tabela 6.13 – Local SW3: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS. ....	291
Tabela 6.14 – Local SW3: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.....	292
Tabela 6.15 – Local SW3: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.56, no 1º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	294
Tabela 6.16 – Local SW3: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.60, no 2º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	298
Tabela 6.17 – Local SW4: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS. ....	301
Tabela 6.18 – Local SW4: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.....	302
Tabela 6.19 – Local SW4: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.68 no 1º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	304
Tabela 6.20 – Local SW4: parâmetros do modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.72, no 2º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF. ....	308
Tabela 6.21 – Granulometria, limite de liquidez (LL) e índice de plasticidade (IP), densidade das partículas ( $G_s$ ), peso volúmico total ( $\gamma$ ), teor em água (w), valor do azul de metileno (AM, VBS), e classificação, para as amostras recolhidas nas sondagens S1 (* remexidas) e S2 (indeformadas). ....	324
Tabela 6.22 – Granulometria, limite de liquidez (LL) e índice de plasticidade (IP), densidade das partículas ( $G_s$ ), peso volúmico total ( $\gamma$ ), teor em água (w), valor do azul de metileno (AM, VBS), e classificação, para as amostras recolhidas na vala a cerca de 190m a sudeste dos furos S1 e S2. ....	326
Tabela 6.23 – Resultados dos ensaios de coluna ressonante (CR) sobre amostras (indeformadas) recolhidas no furo S2: velocidade da onda de corte ( $V_{S,lab}$ ) e taxa de amortecimento de corte ( $\xi$ ). Adaptada de [Camacho-Tauta 2010]. ....	327
Tabela 6.24 – Resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 ( $t_p$ e $t_s$ correspondem aos tempos de propagação das ondas P e S, consideradas ondas directas). ....	329
Tabela 6.25 – Caracterização geológico-geotécnica do sítio do Campo Experimental do LNEC, em torno do local SW5 (região leste da zona A). NF – nível freático (à profundidade média de 15.5m).....	336



## SIMBOLOGIA

**Nota sobre os números decimais:** Neste documento usou-se o ponto (.) como separador entre a parte inteira e parte decimal dos números decimais. Embora pela norma portuguesa este separador seja a vírgula (,) é hoje frequentemente aceite o ponto, passando a usar-se o espaço em branco como separador dos milhares. Dado que neste documento se utilizam com frequência ilustrações com origem em bibliografia anglo-saxónica (na qual o ponto é o separador decimal), bem como se apresentam numerosos gráficos produzidos com programas computacionais que usam o ponto como separador decimal (Matlab®, SeisImager/SW<sup>TM</sup>, etc.), optou-se pelo uso do ponto também no texto, de modo a uniformizar a representação dos números decimais ao longo de todo o documento.

### Alfabetos latino e germânico

#### Minúsculas

f	frequência
$f_{Nyq}$	frequência de Nyquist
$h; h_n$	espessura; espessura do estrato ou camada n
i	unidade imaginária dos números complexos ( $i^2 = -1$ )
k	número de onda
$k_{Nyq}$	número de onda de Nyquist
$k_j$	número de onda do modo j de propagação das ondas de Rayleigh
n	porosidade
r	direcção horizontal (genérica) de propagação; distância à fonte sísmica
$\Delta r$	intervalo de amostragem espacial (distância entre receptores adjacentes)
$r_1, r_2, r_3, r_4$	funções próprias associadas aos deslocamentos ( $r_1$ e $r_2$ ) e às tensões ( $r_3$ e $r_4$ )
t	tempo
$\Delta t$	intervalo de amostragem temporal
<b>u</b>	vector deslocamento
w	teor em água
(x,y,z)	sistema de eixos cartesianos, sendo z o eixo vertical ou da profundidade
$z'$	profundidade empírica

## Maiúsculas

E	módulo de Young
$F_R$	função secular de Rayleigh
$F_z$	amplitude da fonte sísmica (pontual) de acção vertical
G	módulo de rigidez, de distorção ou de corte
$G_r, G_z$	funções de atenuação geométrica dos deslocamentos radial (r) e vertical (z) resultantes da sobreposição modal
$G_s$	densidade das partículas
$I_j$	primeiro integral de energia de Rayleigh do modo de propagação de ordem j
K	módulo de rigidez volumétrica
L	comprimento do perfil de geofones
M, $M(\omega)$	número de modos de propagação das ondas de Rayleigh, para a frequência angular $\omega$
$N_{SPT}$	número de pancadas registadas no ensaio SPT
$N'$	parâmetro extrapolado de $N_{SPT}$
$S_w$	grau de saturação
U; $U_j$	velocidade de grupo; velocidade de grupo do modo j de propagação das ondas de Rayleigh
V	velocidade de propagação das ondas sísmicas
$V, V_R$	velocidade (de fase) de propagação das ondas de Rayleigh
$V_{ef,r}, V_{ef,z}$	velocidades efectivas associadas aos deslocamentos radial (r) e vertical (z) resultantes da sobreposição modal
$V_{ef,z,média}$	velocidade efectiva média (associada ao deslocamento vertical resultante da sobreposição modal) tomando várias distâncias à fonte sísmica
$V_j$	velocidade de fase do modo j de propagação das ondas de Rayleigh
$V_P; V_{Pn}$	velocidade de propagação das ondas P; velocidade de propagação das ondas P no estrato ou camada n
$V_S; V_{Sn}$	velocidade de propagação das ondas S; velocidade de propagação das ondas S no estrato ou camada n
$V_{S, lab}$	velocidade de propagação das ondas S medida em laboratório
$V'_S$	velocidade empírica das ondas S

## Alfabeto grego e outros símbolos

$\varepsilon_{ij}$	tensor das deformações
$\varepsilon_v$	deformação volumétrica
$\gamma$	peso volúmico total
$\sigma_{ij}$	tensor das tensões
$\lambda, \mu$	constantes de Lamé
$\lambda$	comprimento de onda (cdo)
$\nu$	coeficiente de Poisson
$\rho; \rho_n$	massa volúmica; massa volúmica do estrato ou camada n
$\theta_x, \theta_y, \theta_z$	rotações em torno dos eixos x, y e z (secções 2.2.2 e 2.2.3)
$\theta_r, \theta_z$	funções de fase dos deslocamentos radial (r) e vertical (z) resultantes da sobreposição modal (secções 2.2.5.4 e 2.2.5.5)
$\omega$	frequência angular
$\xi$	taxa de amortecimento de corte
$\nabla$	operador vectorial <i>nabla</i> (ver Anexo A)
$\nabla^2$	operador escalar Laplaciano (ver Anexo A)

## Abreviaturas e siglas

### Minúsculas

cdo	comprimento(s) de onda
f-k	domínio transformado frequência (f) – número de onda (k)
f_k	programa de processamento de dados do MOS no domínio f-k
f-p	domínio transformado frequência (f) – lentidão (p)
f-V	domínio transformado frequência (f) – velocidade de fase (V)
rmse	raiz do erro quadrático médio ( <i>root mean square error</i> )
t-r	domínio da aquisição de dados sísmicos tempo (t) – distância (r)

## Maiúsculas

AFT	“Argilas de Forno do Tijolo”
AM VBS	valor de azul de metileno
AQB	“Areias de Quinta do Bacalhau”
CCV	“Calcário de Casal Vistoso”
CH	ensaios sísmicos entre furos ( <i>crosshole seismic test</i> )
CR	coluna ressonante
DIP	deflectómetro de impacto portátil
FCT-UNL	Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa
IP	índice de plasticidade
IST	Instituto Superior Técnico (Universidade Técnica de Lisboa)
L11	dispositivo usado na aquisição passiva com 11 receptores dispostos em L
LL	limite de liquidez
LNEC	Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Instituto Público
NF	nível freático
NP	não plástico
MASW	<i>Multichannel Analysis of Surface Waves</i>
MF	modo fundamental de propagação das ondas de Rayleigh
MOS	Método das Ondas Superficiais
SASW	<i>Spectral Analysis of Surface Waves</i>
SI	programa SeisImager/SW™
S_K	programa de modelação da propagação das ondas de Rayleigh (para resolução do Problema Directo)
SPAC	<i>SPatial AutoCorrelation</i>
SPT	<i>Standard Penetration Test</i> (ensaio de penetração dinâmica)
SWM	<i>Surface Wave Method</i>
T7	dispositivo usado na aquisição passiva com 7 receptores em arranjo triangular

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Justificação e enquadramento do tema

A justificação do tema prende-se com as exigências actuais da geotecnia para a engenharia civil que requerem técnicas avançadas de caracterização mecânica dos geomateriais e das suas condições *in situ*, para projectar os mais variados tipos de estruturas geotécnicas, para efectuar o zonamento dos maciços, para efectuar a caracterização sísmica de sítios, etc. Dependendo do tipo e da dimensão da estrutura a construir ou do objectivo do estudo, a caracterização pode interessar apenas os primeiros metros de profundidade (<10m) ou incluir uma mais vasta extensão, tipicamente até várias dezenas de metros de profundidade.

No passado esta caracterização era feita essencialmente com base em escavações ou furos de sondagem, amostragem e ensaios de penetração mecânica. Sensivelmente a partir da década de 60 do século passado, complementarmente aos métodos de prospecção mecânica, diversos métodos geofísicos, particularmente, os métodos sísmicos, começaram a ser aplicados na geotecnia, dada a sua reconhecida utilidade na obtenção, rápida e económica, de informação sobre os geomateriais em profundidade, para grandes áreas e volumes de terreno. Além disso, vários destes métodos têm a mais valia de não serem intrusivos, nem destrutivos, o que naturalmente aumenta o seu potencial de aplicação para locais e situações em que os métodos de prospecção mecânica são menos adequados.

De facto, entre as várias técnicas e metodologias de reconhecimento e de investigação, das características geológicas e geotécnicas dos terrenos, os métodos indirectos (remotos) de prospecção geofísica têm conhecido nas últimas décadas uma notável expansão da sua aplicação a estes estudos. Além das vantagens já referidas, esta tendência é também devida à evolução e adaptação dos próprios métodos geofísicos, às pequenas escalas e pequenas profundidades de investigação, associadas aos problemas geotécnicos. Ou seja, o desenvolvimento de equipamentos e de procedimentos de aplicação e de interpretação, mais adequados à dimensão e objectivos destes problemas, tem permitido um forte incremento da resolução espacial dos modelos obtidos com os métodos geofísicos e, como tal, tem levado a que a competitividade destes métodos, tenha aumentado significativamente em relação a outros métodos de reconhecimento geológico e geotécnico, nomeadamente em relação aos métodos directos de prospecção mecânica.

As principais desvantagens dos métodos geofísicos são, contudo, as relacionadas com a interpretação completa dos dados experimentais, que requerem, na maioria dos casos, algoritmos complexos de processamento e de inversão dos dados, e elevados conhecimento e experiência do utilizador, para obter modelos realistas e com verdadeiro significado físico.

Um dos problemas geotécnicos mais comuns é a determinação das propriedades dinâmicas *in situ* dos solos superficiais, nomeadamente, do módulo de rigidez ao corte no domínio elástico das pequenas deformações. As velocidades da onda de corte (onda S) nos solos, obtidas com os métodos sísmicos aplicados *in situ*, permitem obter os respectivos valores do módulo de rigidez neste domínio, percebendo-se assim a importância destes métodos no âmbito da geotecnia, e particularmente, da mecânica dos solos.

De acordo com o Eurocódigo 8 [EC8 2004], a velocidade da onda S,  $V_s$ , nos terrenos superficiais, nomeadamente o seu valor médio até 30m de profundidade é também um parâmetro fundamental para a caracterização sísmica de sítios, sobretudo naqueles onde ocorrem formações sedimentares, sendo, por isso, determinante a sua medição experimental (*in situ*), no domínio da engenharia sísmica.

Existem vários métodos sísmicos que permitem obter a distribuição vertical de  $V_s$ , um dos quais é o aqui designado por Método das Ondas Superficiais (MOS) e que foi objecto de estudo deste trabalho. O MOS é um método não invasivo e não destrutivo, cujas medições sísmicas *in situ* (no campo) são efectuadas à superfície do terreno, consistindo, portanto, numa importante alternativa ou complemento, aos outros métodos sísmicos frequentemente usados com o mesmo objectivo, mas que têm a desvantagem de serem intrusivos, muitos dos quais aplicados em furos de sondagem. Deste modo, o MOS pode ser um método mais económico e de mais fácil aplicação, podendo até ser o método preferencial, por exemplo, em casos onde não seja apropriado utilizar métodos intrusivos e/ou executar furos de sondagem, tais como, por exemplo, em aterros de resíduos ou em barragens de aterro.

No MOS recorre-se a registos sísmicos que incluam ondas superficiais de Rayleigh, adquiridos à superfície do terreno, efectuando-se a análise destes registos de modo a obter a função de dispersão da velocidade de propagação das ondas de Rayleigh com a frequência. A velocidade de propagação das ondas de Rayleigh é fortemente condicionada pela velocidade da onda de corte ( $V_s$ ) no meio de propagação. Quando o meio é verticalmente estratificado as ondas de Rayleigh têm um comportamento dispersivo, ou seja, a velocidade de propagação varia com a frequência. A função da dispersão depende da distribuição vertical das propriedades mecânicas no meio, especialmente de  $V_s$ . Obtendo experimentalmente esta função de dispersão para um dado local, é então possível inferir a distribuição de  $V_s$  em profundidade. Embora possível, esta inferência consiste numa desvantagem frequentemente apontada ao MOS, dado que, geralmente, corresponde à resolução de um Problema Inverso complexo, não linear e sem solução única.

Dadas as características da função de dispersão das ondas de Rayleigh, o MOS é especialmente adequado para a caracterização de terrenos em termos de  $V_s$ , nomeadamente nos locais onde ocorrem solos em estratos sub-horizontais, como são os casos dos depósitos sedimentares, das baixas aluvionares ou dos aterros.

Refira-se ainda que, no âmbito deste trabalho, o Método das Ondas Superficiais (MOS) designa genericamente o conjunto de diferentes técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos, cujo objectivo é a obtenção da(s) curva(s) de dispersão experimental, da

velocidade das ondas de Rayleigh *versus* frequência, característica(s) do local em estudo, para, a partir destas curvas, inferir a distribuição vertical de  $V_S$  nos terrenos locais.

Apesar das crescentes aplicações do MOS em geotecnia e dos múltiplos desenvolvimentos do método nas últimas décadas, quer ao nível da aquisição e processamento dos dados para obtenção das curvas de dispersão experimentais, quer ao nível do Problema Inverso que lhe está associado, existem ainda dificuldades na aplicação do método e na interpretação global dos dados. Pretende-se que este trabalho contribua para a mitigação de algumas destas dificuldades, nomeadamente das relacionadas com a definição das curvas de dispersão experimental na gama das baixas frequências.

## 1.2. Objectivos do trabalho

Tendo-se verificado que muitos dos problemas do MOS ocorrem ainda a montante da modelação e inversão das curvas de dispersão experimentais, devido à falta de informação (dados) e à elevada incerteza desses dados, julga-se necessário desenvolver procedimentos ao nível da aquisição e processamento de dados, com vista a aumentar a definição das curvas de dispersão experimentais, na maior gama de frequências possível, incluindo a gama das baixas frequências (<10Hz). De facto, dados de qualidade e definidos numa maior banda de frequências aumentam os constrangimentos e diminuem a não-unicidade do Problema Inverso. Por outro lado, a profundidade máxima para a qual o método fornece informação fiável é, de um modo geral, tanto maior quanto menor for o limite inferior da frequência obtida na aquisição de dados experimentais, embora, nalguns casos, este limite seja condicionado pelas próprias características do meio e do seu perfil de estratificação. Deste modo, para permitir a aplicação do método a maiores profundidades é forçoso otimizar a aquisição e processamento de dados, de modo a obter curvas com maior definição até mais baixas frequências.

Com base no exposto, os principais objectivos deste trabalho foram:

- definir estratégias de aquisição de dados, com base na avaliação experimental de dispositivos multi-receptor para as aquisições activa e passiva, que contribuam para o aumento da quantidade e da qualidade dos dados, na maior banda de frequências possível, incluindo a gama das baixas frequências (<10Hz);
- otimizar o processamento de dados (registos sísmicos) provenientes de diversos dispositivos de aquisição multi-receptor, num mesmo perfil de geofones, (incluindo as repetições da activação da fonte, as várias distâncias e posições relativas da fonte ao perfil de geofones e/ou as várias fontes), somando-os no domínio transformado frequência – número de onda ( $f-k$ ), tendo em vista, não só aumentar a definição das curvas de dispersão experimentais extraídas do espectro “soma”, numa gama de frequências mais ampla, como também obter um único conjunto de curvas de dispersão

experimentais, representativo do meio de propagação existente sob o perfil de geofones, para efectuar a modelação e inversão dos dados.

Um outro objectivo foi o estabelecimento de uma estratégia de inversão dos dados experimentais do MOS (ou seja, de inversão das curvas de dispersão experimental da velocidade das ondas de Rayleigh), com base nos programas de modelação e de inversão disponíveis, que permitisse uma aferição dos vários modos de propagação experimentais e, simultaneamente, fornecesse modelos fisicamente plausíveis e realistas.

### **1.3. Organização da dissertação**

Esta dissertação está organizada em sete capítulos. Neste primeiro capítulo, de introdução geral, inclui-se a apresentação do tema escolhido, os objectivos a atingir e a estrutura do documento.

No Capítulo 2 são apresentados os fundamentos teóricos do MOS, são introduzidos conceitos e definições utilizados no contexto do método, e é resumida a sua evolução até ao actual estado de conhecimento. Inclui-se ainda neste capítulo a descrição de algumas aplicações geotécnicas do MOS, que evidenciam a sua versatilidade e os recentes desenvolvimentos do método.

O equipamento utilizado na aquisição de dados do MOS, nas aplicações experimentais deste trabalho, é apresentado no Capítulo 3. Neste capítulo são igualmente introduzidas as estratégias e os dispositivos de aquisição de dados do MOS, testados e comparados, quer de aquisição activa, quer de aquisição passiva, ilustrando-se e analisando-se algumas das curvas de dispersão experimentais obtidas com os procedimentos ensaiados.

No Capítulo 4 é descrita a transformada para o domínio f-k e o programa 'f\_k', utilizados no processamento (da maioria) dos registos sísmicos adquiridos nas aplicações experimentais do MOS. É aqui exposta a metodologia implementada para combinar (somar), no domínio transformado f-k, as contribuições dos diferentes dispositivos de aquisição activa de dados, para o mesmo perfil de geofones. É igualmente apresentado o método de processamento dos dados da aquisição passiva em perfil linear de geofones, com base no mesmo programa 'f\_k'. Ao longo do capítulo são apresentados diversos exemplos de aplicação destes métodos aos dados experimentais. O processamento dos registos sísmicos obtidos por aquisição passiva com dispositivos lineares e bidimensionais de geofones, através do programa (comercial) SeisImager/SW<sup>TM</sup>, é também brevemente descrito neste capítulo.

No Capítulo 5 é apresentado o estudo comparativo de vários algoritmos de modelação, para resolução do Problema Directo do MOS, a partir do qual foi seleccionado o programa 'S\_K', utilizado na modelação dos dados das aplicações experimentais do MOS, realizadas neste trabalho. É igualmente apresentada neste capítulo a estratégia de inversão aplicada na interpretação dos dados experimentais do MOS.



As aplicações experimentais do MOS, efectuadas no Campo Experimental do LNEC (Laboratório Nacional de Engenharia Civil), são apresentadas no Capítulo 6, que inclui ainda o enquadramento geológico do sítio, bem como a exposição de todos os outros ensaios efectuados *in situ* e em laboratório. É ainda aqui realizada a análise comparativa e a interpretação conjunta dos resultados dos vários ensaios realizados neste Campo Experimental.

Por último, no Capítulo 7 são expostas as conclusões finais sobre o trabalho realizado e são apontadas algumas perspectivas para futuros desenvolvimentos do MOS no âmbito da geotecnia.



## 2. O MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS (MOS) E AS SUAS APLICAÇÕES EM GEOTECNIA

### 2.1. Introdução

No âmbito da geotecnia, os métodos geofísicos e, em particular, os métodos sísmicos são usados predominantemente para o estudo da estrutura geológica, nomeadamente, da estratificação, da profundidade do substrato (rochoso) ou *bedrock*, da profundidade do nível freático, e para a caracterização mecânica de materiais *in situ*, principalmente dos geomateriais, em termos da sua rigidez e da sua resistência à compressão, no domínio das pequenas deformações.

A crescente utilização dos métodos sísmicos, sobretudo dos que permitem obter a distribuição da velocidade da onda de corte ( $V_s$ ) em profundidade, está relacionada com a necessidade de avaliar as propriedades dinâmicas *in situ* dos solos superficiais e com as actuais exigências da engenharia civil (e sísmica) para a qual este parâmetro ( $V_s$ ) é fundamental. Correspondendo os valores de  $V_s$  obtidos com os métodos sísmicos aplicados *in situ*, aos valores da rigidez (ao corte) no domínio das pequenas deformações, estes representam os valores máximos da rigidez nas curvas tensão-deformação usadas em diversos problemas geotécnicos.

A importância da obtenção do perfil da velocidade da onda de corte em profundidade relaciona-se, enquanto parâmetro directo, com o comportamento mecânico dos terrenos no domínio das pequenas deformações e enquanto parâmetro indirecto, com o controlo de qualidade do tratamento de terrenos, com a detecção de cavidades, etc. As aplicações geotécnicas da determinação do perfil vertical de  $V_s$  incluem então:

- a caracterização dos materiais e das condições *in situ* em obras geotécnicas;
- a caracterização sísmica de sítios, incluindo a determinação do parâmetro  $V_{s,30}$ , definido como o valor médio da velocidade da onda de corte dos terrenos até 30m de profundidade, a avaliação e identificação de zonas (ou materiais) susceptíveis de liquefacção por acção sísmica, e a avaliação e identificação de zonas de amplificação sísmica por efeito de sítio;
- a avaliação da eficiência do tratamento de terrenos;
- a caracterização e controlo de qualidade da fundação de pavimentos rodoviários e de plataformas ferroviárias;
- a detecção de cavidades, etc.

Existem vários métodos sísmicos que permitem estimar o perfil vertical de  $V_S$ , podendo ser agrupados em duas classes: a dos métodos intrusivos e a dos métodos não intrusivos. [Matthews et al. 1997] e [Stokoe et al. 2004] descrevem sucintamente estes métodos realçando as suas vantagens e desvantagens.

Nos métodos intrusivos incluem-se o ensaio ao longo de um furo de sondagem (*downhole seismic test*), o ensaio entre furos de sondagem (*crosshole seismic test*), a diagrafia sísmica efectuada ao longo de um furo de sondagem (*suspension seismic logger*) e o cone sísmico de penetração (vulgarmente designado, na literatura anglo-saxónica, por SCPT – *Seismic Cone Penetrometer Test*), entre outros.

Os métodos não intrusivos são os aplicados à superfície do terreno e englobam os métodos da reflexão sísmica, da refacção sísmica e o método aqui designado por **MOS – Método das Ondas Superficiais** (nome adaptado da designação em inglês SWM – *Surface Wave Method*).

Como será apresentado ao longo deste capítulo, o MOS é baseado na análise das características dispersivas (com a frequência) das ondas superficiais de Rayleigh, a partir das quais são inferidas as propriedades mecânicas do meio de propagação, nomeadamente a velocidade da onda de corte,  $V_S$ . De facto, a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh depende principalmente da distribuição de  $V_S$  no meio de propagação.

Os resultados do MOS são frequentemente comparados com os resultados dos métodos que utilizam furos de sondagem, tais como o ensaio sísmico entre furos (*crosshole seismic test*) ou o ensaio sísmico ao longo do um furo (*downhole seismic test*). Estes métodos são normalmente considerados mais precisos, uma vez que são baseados no cálculo directo das velocidades das ondas volúmicas a partir das medições dos tempos de percurso destas ondas, admitindo que estas são ondas directas entre a fonte e o receptor, enquanto que no MOS, o perfil vertical de  $V_S$  é determinado pela resolução de um complexo Problema Inverso, não linear e sem unicidade de solução. No entanto, é importante considerar as diferentes escalas de aplicação dos métodos, uma vez que no MOS as medições se fazem sobre uma muito maior extensão de terreno que a dos métodos que usam furos de sondagem.

O perfil vertical de  $V_S$  obtido com o MOS, admitindo que existem sempre na natureza pequenas heterogeneidades horizontais, corresponde necessariamente a uma “média” das características mecânicas dos terrenos existentes sob o alinhamento de aquisição de dados do MOS, à superfície do terreno, tipicamente com várias dezenas de metros. Isto apesar dos métodos de interpretação e de modelação dos dados do MOS, actualmente disponíveis, só serem válidos para meios homogéneos ou verticalmente estratificados, com estratos horizontalmente homogéneos. Por este motivo, os resultados do MOS são considerados pontuais, ou seja, o perfil vertical de  $V_S$  é atribuído normalmente ao ponto central do alinhamento de aquisição do MOS, que no caso ideal, de total homogeneidade horizontal dos estratos existentes sob esse perfil, essa distribuição de  $V_S$  em profundidade é

evidentemente a mesma em qualquer ponto do referido alinhamento de aquisição à superfície do terreno.

No caso dos ensaios sísmicos entre furos ou ao longo do furo, as velocidades da onda de corte obtidas para cada estrato ou profundidade de leitura, correspondem a “médias” sobre muito menores extensões de terreno, em torno ou entre os furos utilizados, tipicamente, iguais ou inferiores a 5-6m.

Listam-se de seguida as principais vantagens do MOS, quer relativamente aos outros métodos sísmicos não intrusivos, quer relativamente aos métodos intrusivos:

- carácter não intrusivo e não destrutivo (não necessita de furos de sondagem);
- rápida e económica aquisição de dados a partir da superfície do terreno;
- facilidade de obtenção de uma interpretação preliminar simplificada dos dados (através da curva de dispersão experimental);
- é aplicável quer em perfis de estratificação normalmente dispersivos (com rigidez crescente em profundidade) quer em perfis inversamente dispersivos (a rigidez tem inversões de crescimento em profundidade);
- tem elevada resolução a pequena profundidade;
- possibilita a estimativa, embora com formulações mais complexas do que para a velocidade da onda corte, da dissipação energética, i.e. do amortecimento associado à propagação das ondas de Rayleigh (e, indirectamente, do amortecimento associado às ondas de corte).

Naturalmente o MOS apresenta também desvantagens e limitações, entre as quais se destacam:

- pressuposição de meios homogéneos ou de meios compostos por estratos horizontais homogéneos (homogeneidade horizontal), resultando num modelo unidimensional e num perfil vertical pontual da velocidade da onda de corte;
- necessidade de, em certos casos, recorrer a múltiplos dispositivos de aquisição de dados para aumentar a banda de frequências (ou comprimentos de onda) amostradas;
- dificuldades na optimização e automatização da aquisição de dados e da obtenção da(s) curva(s) de dispersão experimental;
- a profundidade máxima atingida com este método, além de difícil determinação experimental, é frequentemente inferior à obtida com alguns dos métodos intrusivos, dependendo ainda, quer do dispositivo de aquisição de dados, quer da própria estratificação local;
- dificuldade em determinar a resolução do método em profundidade;
- complexidade e, frequentemente, elevada incerteza na interpretação global dos dados, incluindo na inversão das curvas de dispersão.

Este capítulo contém, além desta secção introdutória, a secção 2.2 dedicada aos fundamentos teóricos do MOS, que inclui a análise da propagação das ondas de Rayleigh, quer em meios homogéneos, quer em meios verticalmente estratificados. Na secção 2.3 são introduzidas diversas definições usadas frequentemente no âmbito do MOS e é feito um resumo da evolução do método até ao actual estado de conhecimento. Na secção 2.4 são descritas algumas aplicações do MOS, efectuadas recentemente, que evidenciam os desenvolvimentos do método e a sua contribuição para a resolução dum crescente número de problemas geotécnicos. Finalmente, na secção 2.5, são sumariados alguns conceitos importantes sobre as ondas superficiais de Rayleigh e são aforadas algumas das questões do MOS que continuam em aberto.

## **2.2. Fundamentos teóricos**

### **2.2.1. Propagação de ondas sísmicas**

Uma perturbação mecânica à superfície ou no interior da Terra gera ondas sísmicas cuja velocidade depende das características mecânicas do meio de propagação. Enquanto que nos sismos naturais esta perturbação é geralmente provocada por movimentos tectónicos no interior da terra, à superfície podem gerar-se ondas sísmicas por exemplo através do impacto de um peso ou de uma pequena explosão. Estas ondas assim geradas têm normalmente muito menor amplitude e energia do que as geradas por um sismo.

As ondas sísmicas “naturais” (geradas pelos movimentos tectónicos) ou induzidas, permitem então inferir sobre as características mecânicas do(s) meio(s) onde se propagam. Os registos destas ondas, vulgarmente designados por registos sísmicos, e consequentes, análise, processamento e interpretação, fornecem informações às mais diversas escalas, desde a escala global da constituição do interior da Terra, em termos de caracterização da crosta, manto e núcleo, até à escala, quase pontual, do estudo detalhado, por exemplo, do local de fundação de um pilar de uma ponte, passando naturalmente pela escala intermédia, das centenas a alguns milhares de metros de profundidade, que permite a detecção de variados recursos naturais, nomeadamente dos hidrocarbonetos.

As ondas sísmicas são usualmente consideradas como ondas elásticas (pelo menos a uma certa distância da perturbação mecânica ou fonte sísmica que as gerou) e os diferentes materiais geológicos onde se propagam são habitualmente considerados como meios contínuos, elásticos, isotrópicos, homogéneos e onde é válida a Lei de Hooke (domínio elástico linear das pequenas deformações). Segundo esta lei, a deformação do meio é directamente proporcional à tensão que a produziu e, se existirem várias tensões estas geram deformações independentes umas das outras (e.g. [Sheriff & Geldart 1982]). Isto significa naturalmente que cada deformação é uma função linear das tensões aplicadas e vice-versa, de acordo com as seguintes equações:

$$\sigma_{ii} = \lambda \varepsilon_v + 2\mu \varepsilon_{ii}, \quad i = x, y, z \quad (2.1)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij}, \quad i, j = x, y, z, \quad i \neq j \quad (2.2)$$

$$\text{com } \varepsilon_v = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} \quad (2.3)$$

onde  $\sigma_{ij}$  e  $\varepsilon_{ij}$  ( $i, j = x, y, z$ ) são respectivamente as componentes dos tensores da tensão e da deformação num elemento infinitesimal do meio contínuo,  $dx dy dz$  (ver Figura 2.1);  $(x, y, z)$  representa o sistema de eixos cartesianos de referência e  $\varepsilon_v$  representa a deformação volumétrica do referido elemento. Um meio com estas propriedades pode então ser caracterizado pelos dois coeficientes elásticos independentes –  $\lambda$  e  $\mu$  – designados por constantes de Lamé.

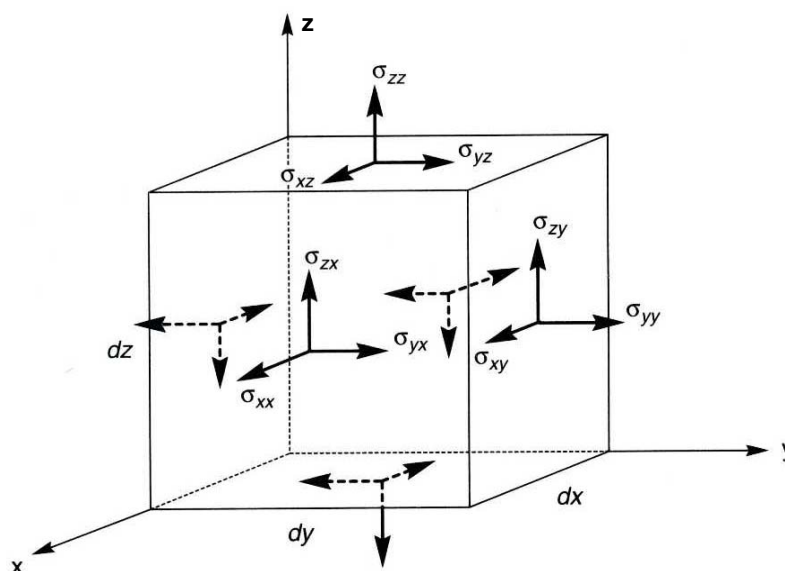


Figura 2.1 – Sistema de eixos coordenados de referência  $(x, y, z)$  e tensões no elemento infinitesimal com dimensões  $dx$ ,  $dy$  e  $dz$ .

As componentes  $\varepsilon_{ij}$  da deformação são definidas em função do deslocamento  $\mathbf{u} = (u_x, u_y, u_z)$  sofrido pelo elemento infinitesimal quando sujeito às tensões  $\sigma_{ij}$ :

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}; \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}; \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}; \quad (2.4)$$

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y}; \quad \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z}; \quad \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x}$$

Facilmente se verifica pela equação (2.2) que a constante  $\mu$  é uma medida da resistência à deformação de corte e por isso é muitas vezes designada por módulo de corte ou módulo de rigidez (frequentemente representado pela letra  $G$ ). A partir das duas constantes de Lamé podem definir-se os outros parâmetros elásticos habitualmente usados na caracterização constitutiva dum material elástico linear, isotrópico e homogéneo:

$E$  – módulo de Young, definido pela razão entre a tensão e a deformação longitudinais (admitindo deformação transversal livre);

$G \equiv \mu$  – módulo de rigidez, de distorção ou de corte, definido pela razão entre a tensão e a distorção de corte;

$K$  – módulo de rigidez volumétrica, definido pela razão entre a tensão isotrópica e a deformação volumétrica;

$\nu$  – coeficiente de Poisson, definido pela razão entre a deformação transversal e a deformação longitudinal (admitindo deformação transversal livre).

Estas relações entre  $E$ ,  $G$ ,  $K$  e  $\nu$ , e as constantes de Lamé,  $\lambda$  e  $\mu$ , deduzidas, por exemplo, em [Sheriff & Geldart 1982], são apresentadas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Relações entre os parâmetros elásticos  $E$ ,  $G$ ,  $K$  e  $\nu$  e as constantes de Lamé,  $\lambda$  e  $\mu$ .

Módulo de Young	Módulo de rigidez ou de corte	Módulo de rigidez volumétrica	Coefficiente de Poisson
$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	$G = \mu$	$K = \lambda + \frac{2\mu}{3}$	$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$

Como por definição  $\lambda \geq 0$  e  $\mu \geq 0$ , vem que  $\lambda/(\lambda + \mu) \leq 1$  e portanto  $0 \leq \nu \leq 0.5$ . Os líquidos comuns e os gases não possuem resistência ao corte, ou seja,  $\mu = 0$  e  $\nu = 0.5$ . Nos materiais rochosos  $\nu$  varia tipicamente, entre 0.05 (nos materiais de maior rigidez) e cerca de 0.30 [Sheriff & Geldart 1982]. Nos solos secos ou não saturados  $\nu$  toma valores da ordem de 0.2 a 0.3. Nos solos saturados  $\nu$  atinge valores da ordem de 0.45 a 0.50.

Os módulos  $E$  e  $G$  são os parâmetros (elásticos) mais utilizados na caracterização geotécnica dos materiais. Para a maioria das rochas,  $E$  varia na gama 5-100GPa, e  $G$  toma valores na gama 2-35GPa. Nos solos, os valores típicos destes parâmetros, são naturalmente muito inferiores, variando  $E$  entre cerca de 12 e 6000MPa e  $G$  entre cerca de 5 e 2000MPa (no domínio das pequenas deformações).

Uma excitação dinâmica (ou sísmica) gera, directa ou indirectamente, diversos tipos de ondas, diferenciadas pelo tipo de movimento que induzem nas partículas do meio de propagação, pela sua velocidade de propagação e pelo tipo de frente de onda, esférica ou cilíndrica. Tal como será abordado nas secções seguintes, estas ondas dividem-se em duas classes: ondas volúmicas e ondas superficiais. As ondas volúmicas são geradas directamente pela fonte sísmica ou perturbação mecânica, são características do interior de meios infinitos, têm frente de onda esférica e incluem dois tipos: ondas P e ondas S. As ondas P, também designadas por ondas primárias, são ondas de compressão (longitudinal) e são, entre todas as ondas sísmicas, as que têm maior velocidade de propagação. Estas ondas produzem movimentos das partículas na mesma direcção da propagação das ondas



(ver Figura 2.2). As ondas S, também designadas por ondas secundárias ou de corte, produzem movimento das partículas num plano perpendicular à direcção de propagação e a sua velocidade é sempre inferior à velocidade das ondas P. Ao contrário das ondas P que se propagam quer em meios sólidos, quer em meios líquidos ou gasosos, as ondas S só existem em meios sólidos.

As ondas superficiais não são geradas directamente pela fonte sísmica e apenas são formadas junto a interfaces (fronteiras) entre diferentes meios de propagação, resultando da interferência entre as ondas P e S reflectidas, que ocorre quando estas ondas encontram esta fronteira [Kennett & Kerry 1979]. A frente de onda das ondas superficiais é cilíndrica. Têm particular interesse as ondas superficiais que se geram junto à superfície livre de um sólido: as ondas de Rayleigh e as ondas de Love (ver Figura 2.2). As ondas de Love apenas são geradas quando existe uma camada superficial de rigidez inferior à rigidez da(s) camada(s) subjacente(s). As ondas de Rayleigh, pelo contrário, existem sempre junto à superfície livre de um sólido, quer o meio seja estratificado, quer seja um semi-espço homogéneo.

As principais características das ondas de Rayleigh são, quando comparadas com as ondas volúmicas, a sua menor atenuação geométrica com a distância à fonte, devido à frente de onda cilíndrica, e a sua maior amplitude (e energia). Segundo [Richart et al. 1970] é possível provar que, num semi-espço homogéneo, cerca de 2/3 da energia gerada por uma fonte sísmica circular de oscilação vertical, localizada na superfície livre do meio, é propagada pelas ondas de Rayleigh, sendo a restante terça parte da energia propagada pelas ondas volúmicas P e S. Como a atenuação geométrica das ondas de Rayleigh é menor do que a das ondas P e S e a sua energia é muito superior, isto significa que a partir de uma certa distância à fonte, o campo de ondas sísmicas é essencialmente constituído por ondas superficiais de Rayleigh.

A velocidade de propagação das ondas de Rayleigh é constante (e ligeiramente inferior à da onda S) quando o meio de propagação é homogéneo. Se o meio for heterogéneo, por exemplo, se for um meio verticalmente estratificado, a sua velocidade de propagação varia com a frequência da onda, ou seja, neste caso as ondas de Rayleigh têm um comportamento “dispersivo”<sup>1</sup>. Neste caso as ondas de Rayleigh têm ainda a característica de serem multimodais, i. e., a propagação ocorre em vários modos (como numa corda vibrante), sendo que, para cada modo, a velocidade depende da frequência.

---

<sup>1</sup> O termo “dispersivo” tem origem na analogia com o fenómeno da dispersão da luz branca num prisma de vidro.

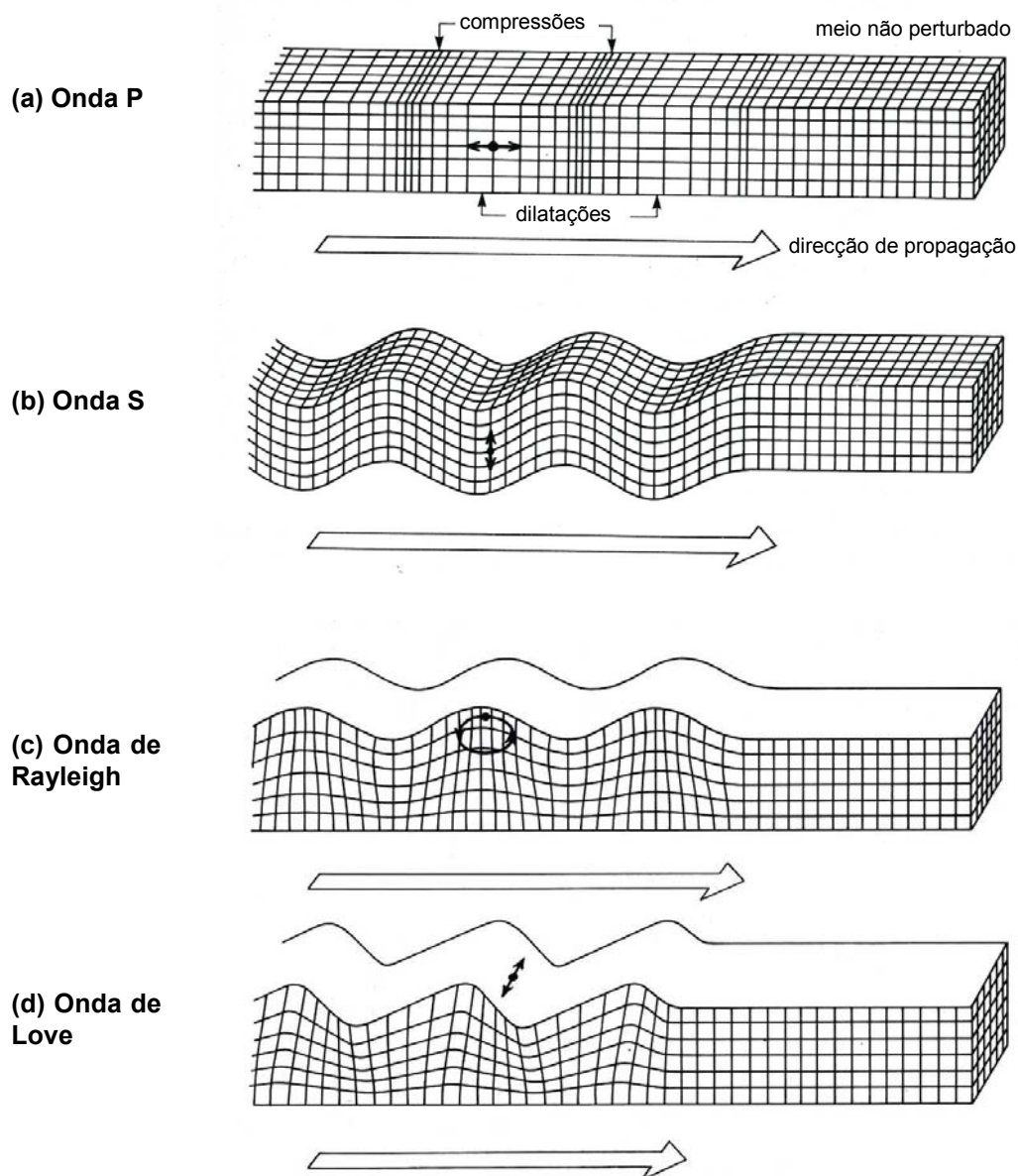


Figura 2.2 – Deformações elásticas e movimento das partículas no meio de propagação associados à passagem de ondas volúmicas: (a) onda P e (b) onda S; e de ondas superficiais: (c) onda de Rayleigh e (d) onda de Love. Adaptada de [Kearey & Brooks 1984].

As características dispersivas das ondas de Rayleigh associadas à sua elevada energia (elevada razão sinal/ruído) para distâncias consideráveis à fonte sísmica, tornam estas ondas particularmente adequadas para o estudo em profundidade da heterogeneidade do meio de propagação e, como tal, fornecem a base dum método indirecto, não invasivo e não destrutivo de caracterização mecânica, nomeadamente dos materiais geológicos. É este método sísmico que recorre ao registo experimental das ondas de Rayleigh à superfície da Terra, procedendo à sua análise em termos da dispersão da velocidade de propagação em função da frequência, que é vulgarmente designado por método das ondas superficiais (de Rayleigh) e que aqui é denominado por MOS.

Mais especificamente, o MOS será aqui abordado no âmbito da geotecnia, e, como tal, na maioria dos casos, o que se pretende estudar é o meio sub-superficial até algumas dezenas de metros de profundidade. As medições experimentais das ondas sísmicas de Rayleigh são tipicamente efectuadas à superfície do terreno ao longo de alinhamentos com várias dezenas de metros, sendo que a excitação mecânica é, normalmente, induzida à superfície do terreno ou a pequena profundidade, através do impacto dum peso (ou marreta) ou ainda duma pequena detonação.

A outra escala, as ondas de Rayleigh de grande comprimento de onda e de muito baixa frequência (<1Hz), geradas pelos sismos e registadas nas estações sísmicas, são também utilizadas para a caracterização da estrutura interna profunda (macro-estrutura) da Terra.

### 2.2.2. Ondas volúmicas

Quando as tensões aplicadas num elemento infinitesimal dum meio contínuo, isotrópico, elástico e homogéneo não estão em equilíbrio estático (caso das equações (2.1) e (2.2)), o elemento infinitesimal ou “partícula” do meio passa a ter um deslocamento  $\mathbf{u}(x,y,z,t)=(u_x,u_y,u_z)$  cujas equações do movimento são deduzidas a partir das condições de equilíbrio dinâmico das forças aplicadas no elemento, usando a 2ª lei de Newton (que estabelece que a força aplicada iguala a massa vezes a aceleração). Estas equações do movimento, designadas por equações de Navier, cuja dedução é apresentada em vários trabalhos, tais como, [Richart et al. 1970], [Achenbach 1973], [Sheriff & Geldart 1982], [Ben-Menahem & Singh 2000] e [Aki & Richards 2002], podem ser escritas da seguinte forma, considerando a propagação de vibrações ‘livres’ (na ausência de forças aplicadas, ou seja, de fontes geradoras de vibrações):

$$\mu \nabla^2 u_i + (\lambda + \mu) \frac{\partial \varepsilon_V}{\partial t} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad i = x, y, z \quad (2.5)$$

onde  $\rho$  é massa volúmica do meio e  $\nabla^2$  representa o operador Laplaciano para coordenadas cartesianas (ver Anexo A). Usando a notação vectorial e a representação por pontos para as derivadas de  $\mathbf{u}$  em relação ao tempo, as três equações do movimento (2.5), uma para cada componente cartesiana do vector  $\mathbf{u}$ , podem ser reduzidas a uma única equação compacta (vectorial):

$$(\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) = \rho \ddot{\mathbf{u}} \quad (2.6)$$

onde  $\nabla$  representa o operador vectorial *nabla* para coordenadas cartesianas (ver Anexo A) e  $\ddot{\mathbf{u}}$  representa a 2ª derivada do vector  $\mathbf{u}$  em relação ao tempo (t).

As equações do movimento (2.5) ou (2.6) num meio infinito e ilimitado (sem fronteiras) têm duas soluções possíveis, correspondentes às ondas volúmicas: uma que descreve a

propagação de uma onda de dilatação volúmica ou irrotacional (onda P) e outra que descreve a propagação de uma onda equivolúmica de rotação pura (onda S).

A solução da onda irrotacional é obtida pela soma das três equações (2.5), para  $i=x,y,z$ , depois de derivadas em ordem a  $x$ ,  $y$  e  $z$ , respectivamente. Esta operação resulta na seguinte equação de onda:

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_v}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \varepsilon_v \quad (2.7)$$

que corresponde à equação da onda P com velocidade de propagação  $V_P$ , dada por:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.8)$$

Esta equação de onda mostra que a dilatação volumétrica  $\varepsilon_v$  se propaga com a velocidade  $V_P$ . Daí os vários nomes por que é denominada esta onda volúmica: onda irrotacional, onda de dilatação, onda de compressão ou onda longitudinal. No entanto o nome que mais se vulgarizou e que é também o mais usado neste trabalho é o de onda P, em que a sigla P vem da designação inglesa *primary wave*, uma vez que esta onda sísmica é a de maior velocidade de propagação entre todos os tipos de onda sísmica, e, como tal, é o primeiro evento sentido (e registado) quando ocorre um sismo “próximo”.

Derivando a equação (2.5) para  $i=y$  em ordem a  $z$ , derivando igualmente a equação (2.5) para  $i=z$  em ordem a  $y$ , e subtraindo o último resultado ao primeiro, obtém-se a equação:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \quad (2.9)$$

Usando as definições de rotação (pura) em torno dos eixos  $x$ ,  $y$  e  $z$ ,  $\theta_x$ ,  $\theta_y$  e  $\theta_z$ :

$$\theta_x = \left( \frac{\partial u_z}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right); \quad \theta_y = \left( \frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right); \quad \theta_z = \left( \frac{\partial u_y}{\partial x} - \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) \quad (2.10)$$

a equação (2.9) pode então ser escrita como

$$\frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \theta_x \quad (2.11)$$

que corresponde à equação da onda S com velocidade de propagação  $V_S$ , dada por:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.12)$$

Expressões semelhantes a (2.11) podem naturalmente ser deduzidas para  $\theta_y$  e  $\theta_z$  e, como tal, qualquer uma destas rotações se propaga com a velocidade  $V_S$ . Outros nomes da “onda S” – que provém igualmente da designação inglesa *secondary wave*, dado que é normalmente o segundo evento no registo de um sismo – são o de onda de corte, onda transversal, onda rotacional, onda distorcional ou onda equivolúmica.

Como  $\lambda, \mu \geq 0$ , facilmente se verifica que  $V_P$  é sempre superior a  $V_S$ , sendo portanto a onda P a primeira onda detectada em consequência duma perturbação sísmica.

Usando a relação entre  $\lambda$  e  $\mu$  e o coeficiente de Poisson  $\nu$ , indicada na Tabela 2.1, vem que:

$$\frac{V_S^2}{V_P^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{(0.5 - \nu)}{(1 - \nu)} \quad (2.13)$$

ou ainda, reciprocamente

$$\nu = 0.5 \frac{(V_P/V_S)^2 - 2}{(V_P/V_S)^2 - 1} \quad (2.14)$$

Os valores da massa volúmica ( $\rho$ ) variam, geralmente, entre 1400 e 2400kg/m<sup>3</sup>, nos solos, enquanto que, nas rochas, variam entre cerca de 1700 e 3000kg/m<sup>3</sup> [Lavergne 1989].

Na região mais superficial, normalmente constituída por solos pouco consolidados e descomprimidos, a velocidade da onda P pode tomar valores muito baixos da ordem de 200 a 300 m/s, sobretudo quando estes solos estão acima do nível freático. A velocidade da onda P na água é da ordem de 1450 a 1500m/s pelo que a velocidade da onda P em solos saturados é normalmente da ordem ou superior a estes valores. Os valores típicos de  $V_P$  variam entre cerca de 300 e 2500m/s, nos solos, e entre cerca de 2000 e 6500m/s, nas rochas [Lavergne 1989]. Os valores de  $V_S$  nos solos podem variar entre cerca de 50 a 100m/s em solos muito moles (e.g. lodos) até cerca de 1000m/s em solos muito rijos e consolidados (rochas brandas). Em rochas os valores característicos de  $V_S$  variam entre cerca de 750 e 3500m/s [Lavergne 1989].

De um modo geral, as velocidades das ondas volúmicas nos materiais geológicos dependem ainda de muitos factores, tais como a massa volúmica, a porosidade (que afecta sobretudo  $V_P$ ), a litologia, a cimentação, a idade da formação geológica, a profundidade e o estado de tensão do maciço, e ainda o tipo e a quantidade de fluido nos poros (este factor afecta também principalmente  $V_P$ ). Normalmente as velocidades aumentam com a cimentação, a profundidade e estado de tensão, com a idade da formação e com a diminuição da porosidade.

### 2.2.3. Ondas superficiais

Num meio sólido infinito, elástico, homogéneo e isotrópico apenas existem as ondas P e S. Contudo, ao considerar-se uma interface (fronteira) entre dois meios com diferentes propriedades elásticas podem formar-se outros tipos de ondas – devido à interferência das ondas P e S reflectidas nessa interface – designadas por ondas superficiais ou ondas de superfície. Esta designação surge por oposição às ondas volúmicas (P e S) que se propagam no interior do meio contínuo, uma vez que as ondas superficiais apenas se propagam junto à interface ou superfície onde foram geradas e a sua amplitude decresce com a distância a esta interface.

Por outro lado, esta designação é igualmente adequada tendo em conta a geração destas ondas. Estas ondas não são geradas directamente pela perturbação mecânica do meio que gera as ondas volúmicas P e S. As ondas superficiais só são geradas quando este campo de ondas P e S encontra uma interface ou superfície livre onde ocorrem reflexões, refrações, conversões e partição de energia, e desta interacção do campo de ondas volúmicas com a interface resultam ondas superficiais ([Kennett & Kerry 1979], [Sheriff & Geldart 1982], [Chen 1993] e [Aki & Richards 2002]).

As relações entre os vários tipos de ondas dependem das relações entre os parâmetros elásticos de cada um dos meios considerados. Na interface ou fronteira entre os dois meios, todas as componentes das tensões e dos deslocamentos têm necessariamente que ser contínuas. No caso da fronteira ser uma superfície livre (um dos meios é o vácuo), pode haver deslocamentos à superfície mas as tensões são necessariamente nulas nesta interface [Sheriff & Geldart 1982].

#### 2.2.3.1. Ondas de Rayleigh

Considerando um meio sólido, homogéneo, elástico, isotrópico e semi-infinito (aqui também designado por semi-espço) limitado por uma superfície livre<sup>2</sup>, pode encontrar-se, além das soluções das ondas volúmicas, uma terceira solução para as equações do movimento (2.5) ou (2.6). Esta terceira solução corresponde a uma onda cujo movimento é confinado à zona próxima da superfície livre, designada por onda superficial de Rayleigh. Esta onda foi estudada pela primeira vez por Lord Rayleigh em 1885 e descrita em detalhe por Horace Lamb em 1904 [Richart et al. 1970].

Para a dedução da equação da onda de Rayleigh num semi-espço homogéneo é habitual considerar-se a propagação de um campo de ondas planas. A consideração das ondas planas é uma simplificação que não implica perda de generalidade, uma vez que as ondas

---

<sup>2</sup> Uma superfície livre significa normalmente o contacto com o vácuo, no entanto, as constantes elásticas e a massa volúmica do ar são tão baixas quando comparadas com as dos materiais geológicos, que a superfície da Terra pode ser considerada uma superfície 'livre'.

planas são um tipo de soluções possíveis das equações do movimento (2.5) ou (2.6) e também das equações de onda (2.7) e (2.11), e pode provar-se (e.g. [Ben-Menahem & Singh 2000]) que as outras soluções mais complexas, como sejam as ondas cilíndricas e as ondas esféricas podem ser obtidas por integração (ou soma) de uma série de ondas planas com diferentes direcções de propagação. A superfície da frente da onda plana é um plano perpendicular à direcção de propagação da onda e é portanto uma boa aproximação do campo de ondas quando este está suficientemente afastado da fonte geradora da perturbação mecânica. A definição e a validade da aproximação das ondas planas podem ser encontradas em [Sheriff & Geldart 1982] e [Ben-Menahem & Singh 2000], entre outros.

Considere-se então a superfície livre como o plano horizontal x-y e considere-se o eixo z vertical e positivo no sentido do interior do semi-espaço. Considere-se igualmente a propagação de uma onda plana segundo a direcção x, em que os deslocamentos das partículas no semi-espaço existem apenas no plano x-z ( $u_y=0$ ), sendo independentes da coordenada y (ver Figura 2.3).

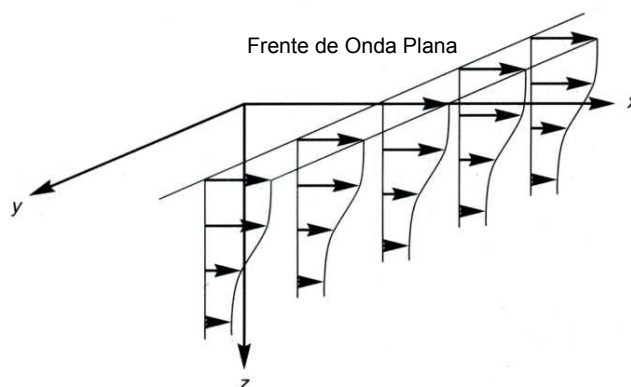


Figura 2.3 – Onda plana em propagação segundo a direcção x. Adaptada de [Kramer 1996].

Utilizando o teorema da decomposição de Helmholtz, que estabelece que um campo vectorial, como o do deslocamento  $\mathbf{u}$ , pode ser definido pela soma de um gradiente de uma função potencial escalar  $\Phi$ , com o rotacional de uma função potencial vectorial  $\Psi=(\Psi_x, \Psi_y, \Psi_z)$ , sendo  $\nabla \cdot \Psi = \text{div } \Psi = 0$ , vem que:

$$\mathbf{u} = \nabla \Phi + \nabla \times \Psi \quad , \quad \text{com} \quad \nabla \cdot \Psi = 0 \quad (2.15)$$

Então a equação vectorial do movimento (2.6) pode ser decomposta em duas equações (uma escalar e outra vectorial) escritas em função destes potenciais  $\Phi$  e  $\Psi$ :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \Phi \quad (2.16)$$

$$\ddot{\Psi} = \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} [\nabla(\nabla \cdot \Psi) - \nabla \times (\nabla \times \Psi)] = \frac{\mu}{\rho} [\nabla^2 \Psi_x \mathbf{e}_x + \nabla^2 \Psi_y \mathbf{e}_y + \nabla^2 \Psi_z \mathbf{e}_z] \quad (2.17)$$

onde  $\mathbf{e}_x$ ,  $\mathbf{e}_y$  e  $\mathbf{e}_z$  são os vectores unitários ao longo dos respectivos eixos x, y e z.

Facilmente se verificam as analogias entre as equações (2.16) e (2.7) e entre as equações (2.17) e (2.11), considerando também, neste último caso, as expressões semelhantes a (2.11) para  $\theta_y$  e  $\theta_z$ . As equações (2.16) e (2.17) não são mais que as equações das ondas P e S, escritas em função dos potenciais  $\Phi$  e  $\Psi$ , em vez de em função da dilatação volumétrica  $\varepsilon_V$  e das rotações  $\theta_x$ ,  $\theta_y$  e  $\theta_z$ . A função potencial escalar irrotacional  $\Phi$  está então associada à dilatação do meio e a função potencial vectorial isovolúmica  $\Psi$  é uma função associada à rotação do meio.

Retomando o caso da onda plana com movimento bidimensional das partículas no plano vertical x-z, ou seja,  $\mathbf{u}=(u_x,0,u_z)$ , facilmente se prova também (e.g. [Richart et al. 1970] ou [Sheriff & Geldart 1982], que:

$$\Psi = -\Psi_y \mathbf{e}_y; \quad u_x = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_y}{\partial z}; \quad u_z = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_y}{\partial x} \quad (2.18)$$

e que

$$\varepsilon_V = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \nabla^2 \Phi; \quad \theta_y = \frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} = \frac{1}{2} \nabla^2 \Psi_y \quad (2.19)$$

Para que a onda plana considerada (em propagação ao longo da direcção x) seja uma onda superficial, a sua amplitude tem que necessariamente diminuir exponencialmente da superfície livre ( $z=0$ ) para o interior do semi-espaco ( $z>0$ ). Admitindo igualmente que se trata de uma onda harmónica no tempo (t), as soluções  $\Phi$  e  $\Psi_y$  que satisfazem as equações (2.16) a (2.19) são necessariamente do tipo:

$$\Phi = A \exp(-mkz) \exp[i k (x - V_R t)] \quad (2.20)$$

$$\Psi_y = B \exp(-nkz) \exp[i k (x - V_R t)] \quad (2.21)$$

onde 'm' e 'n' são necessariamente constantes reais e positivas ( $m,n > 0$ ) para que se verifique a condição da onda superficial [Sheriff & Geldart 1982]. Nestas equações, 'i' representa a unidade imaginária dos números complexos, ou seja,  $i^2=(-1)$ . A e B são constantes arbitrárias. As funções  $\Phi$  e  $\Psi_y$  são as soluções da onda de Rayleigh, sendo 'k' o número de onda, dado por  $k=2\pi/\lambda$ , onde aqui  $\lambda$  representa o comprimento de onda (cdo) da onda superficial de Rayleigh (e não a constante de Lamé definida anteriormente).  $V_R$  é a velocidade de propagação da onda de Rayleigh (segundo a direcção x). O número de onda



pode ainda ser expresso por  $k=(\omega/V_R)=(2\pi f/V_R)$ , onde  $\omega=2\pi f$  é a frequência angular e 'f' a frequência da onda de Rayleigh.

Substituindo as soluções (2.20) e (2.21) nas equações de onda (2.16) e (2.17) e usando as definições de  $V_P$  e de  $V_S$ , (2.8) e (2.12), vem que:

$$m^2 = \left(1 - \frac{V_R^2}{V_P^2}\right) ; \quad n^2 = \left(1 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right) \quad (2.22)$$

Uma vez que 'm' e 'n' são reais positivos tem-se que  $V_R < V_S < V_P$ .

Por último, aplicando as condições fronteira adequadas à superfície livre ( $z=0$ ), na qual não pode haver tensões, ou seja,  $\sigma_{zz}=0$  e  $\sigma_{xz}=0$ ; usando as relações (2.1) a (2.4) e as relações (2.18) a (2.21) e tomando ainda  $z=0$ , obtêm-se as seguintes equações [Sheriff & Geldart 1982]:

$$-2imA + (n^2 + 1)B = 0 \quad (2.23)$$

$$(2V_S^2 - V_R^2)A + 2inV_S^2 B = 0 \quad (2.24)$$

Dividindo ambas as equações por A, dividindo a equação (2.23) por (2im) e a equação (2.24) por  $(2V_S^2 - V_R^2)$ , somando em seguida as duas equações resultantes, e eliminando o factor B/A (assumindo que  $A, B \neq 0$ ), obtêm-se uma única equação:

$$\left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right)(n^2 + 1) = 4mn \quad (2.25)$$

que usando as definições (2.22) para 'm' e 'n', e após o desenvolvimento dos vários produtos, se transforma em

$$V_R^6 - 8V_S^2 V_R^4 + \left(24 - 16 \frac{V_S^2}{V_P^2}\right) V_S^4 V_R^2 + 16 \left(\frac{V_S^2}{V_P^2} - 1\right) V_S^6 = 0 \quad (2.26)$$

que é a conhecida equação característica da velocidade da onda de Rayleigh ( $V_R$ ) escrita em função das velocidades  $V_S$  e  $V_P$  do meio semi-infinito considerado. Como o termo esquerdo da equação (2.26) é negativo para  $V_R=0$  e positivo para  $V_R=V_S>0$ , existe necessariamente uma raiz real entre estes dois valores, sendo essa raiz a velocidade (de fase) da onda de Rayleigh no meio semi-infinito. Saliente-se que a equação (2.26) não depende de 'k' (número de onda), nem de 'f' (frequência), pelo que as ondas de Rayleigh geradas na superfície livre de um semi-espaco (homogéneo) não são dispersivas, isto é, a

sua velocidade de propagação é constante e independente do número de onda ( $k$ ) e da frequência ( $f$ ), sendo que  $V_R=2\pi f/k$ .

A equação (2.26) pode ser considerada uma equação cúbica em  $(V_R)^2$  dependente do coeficiente de Poisson  $\nu$  (ver equação (2.13)), com  $0 \leq \nu \leq 0.5$ . A única raiz real possível e positiva desta equação é aproximada por [Achenbach 1973]:

$$V_R \cong \frac{0.862 + 1.14\nu}{1 + \nu} V_S \quad (2.27)$$

Com base nesta equação, e tomando os valores extremos  $\nu=0$  e  $\nu=0.5$ , verifica-se que, num espaço semi-infinito homogêneo e elástico linear,  $V_R$  varia entre  $0.862V_S$  e  $0.955V_S$ , sendo uma função crescente de  $\nu$ . Constata-se ainda que, devido à pequena variação de  $\nu$ , entre 0 e 0.5,  $V_R$  depende fundamentalmente do valor de  $V_S$  no semi-espaço, tendo o valor de  $V_P$  do semi-espaço pouca influência no valor de  $V_R$ . A Figura 2.4 ilustra a variação de  $V_P/V_S$  e de  $V_R/V_S$  com o coeficiente de Poisson  $\nu$  para um meio elástico semi-infinito.

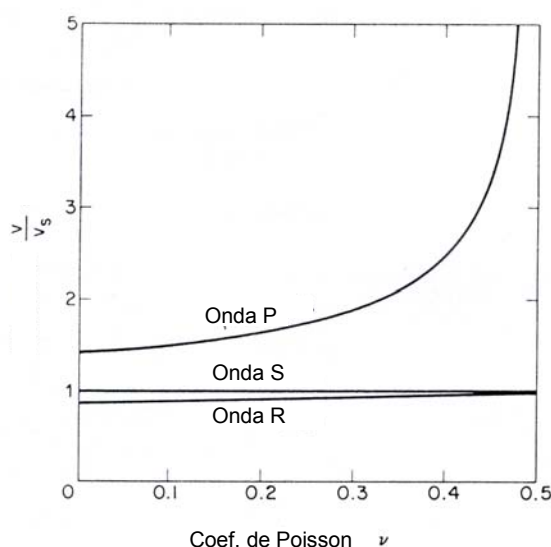


Figura 2.4 – Relações  $V_P/V_S$  e  $V_R/V_S$  em função do coeficiente de Poisson  $\nu$  para um meio elástico semi-infinito. Adaptada de [Richart et al. 1970].

Utilizando a aproximação das ondas planas no caso geral dum campo de ondas volúmicas em propagação numa qualquer direcção existente sobre o plano vertical  $x-z$ , no interior de um espaço infinito ou de um semi-espaço, o deslocamento  $\mathbf{u}$  pode ser dado pela composição de três vectores,  $\mathbf{u}=\mathbf{u}_P+\mathbf{u}_{SH}+\mathbf{u}_{SV}$ , em que  $\mathbf{u}_P$  é a componente associada à onda P segundo a direcção de propagação, e  $\mathbf{u}_{SH}$  e  $\mathbf{u}_{SV}$  são as componentes horizontal e vertical do movimento associado à onda S, que ocorre no plano perpendicular à direcção de propagação [Ben-Menahem & Singh 2000].

Verifica-se que  $\mathbf{u}_P$  e  $\mathbf{u}_{SV}$  são componentes no plano vertical  $x-z$  e que  $\mathbf{u}_{SH}$  representa um movimento horizontal segundo o eixo  $y$ . Devido a esta decomposição do movimento da onda S generalizou-se a utilização dos termos ‘ondas SV’ e ‘ondas SH’. Facilmente se verifica

ainda que no caso da onda plana com movimento bidimensional no plano vertical x-z, definida pelas equações (2.16) a (2.19), e utilizada para a dedução das equações da onda de Rayleigh, se trata de uma combinação de uma onda P e de uma 'onda SV' em propagação segundo a direcção x. Neste caso, por simplificação, considerou-se que a onda S associada à onda P, é puramente uma 'onda SV' e como tal  $u_{SH}=0$ .

### 2.2.3.2. Ondas de Love e de Stoneley

A decomposição do movimento da onda S em 'ondas SH e SV' é particularmente útil pois pode provar-se ([Ben-Menahem & Singh 2000] e [Aki & Richards 2002]) que as ondas P e as 'ondas SV' se combinam, funcionando como um "par conjugado", quando encontram uma interface horizontal onde, devido às condições fronteira existentes nessa interface, geram ondas superficiais do tipo ondas de Rayleigh (com indução de movimento no plano vertical). Por outro lado as 'ondas SH' têm um comportamento independente (desacoplado) das ondas P e SV, na sua interacção com a mesma interface horizontal e, em certas condições, esta interacção das 'ondas SH' com a interface horizontal, gera ondas superficiais do tipo ondas de Love (que induzem movimento puramente horizontal).

[Ben-Menahem & Singh 2000] provam que não há formação de ondas de Love na superfície livre de um semi-espaco homogéneo. Para que haja formação de ondas superficiais de Love tem que existir (pelo menos) uma camada horizontal homogénea de menor rigidez (menor valor de  $V_S$ ) sobre um semi-espaco homogéneo mais rígido (com maior  $V_S$ ) sendo a camada superior limitada pela superfície livre. Nestas condições gera-se uma onda superficial de Love (ver Figura 2.2) que se propaga horizontalmente junto à superfície livre (que limita a camada superior), e que induz movimento horizontal transversal à direcção de propagação ([Sheriff & Geldart 1982] e [Ben-Menahem & Singh 2000]).

As principais características das ondas de Love são deduzidas e apresentadas, por exemplo, em [Ben-Menahem & Singh 2000]. A velocidade (de fase) de propagação das ondas de Love,  $V_L$ , é tal que,  $V_{S1} \leq V_L \leq V_{S2}$ , sendo  $V_{S1}$  e  $V_{S2}$ , respectivamente, as velocidades da onda S na camada superior e no semi-espaco subjacente. Esta velocidade de propagação  $V_L$  varia com a frequência (ou com o cdo) e, como tal, as ondas de Love são igualmente dispersivas. Para altas frequências  $V_L$  tende para  $V_{S1}$ , nas baixas frequências  $V_L$  tende para  $V_{S2}$ . Estas ondas são também multimodais, ou seja, a propagação ocorre em vários modos (como numa corda vibrante), sendo que, para cada modo, a velocidade depende da frequência. Embora as velocidades dos modos de propagação mais elevados sejam superiores à velocidade do modo fundamental, todas as velocidades de todos os modos se encontram no intervalo limitado por  $V_{S1}$  e  $V_{S2}$ , e para todos os modos  $V_L$  tende para  $V_{S1}$ , quando a frequência tende para infinito.

As ondas de Love são frequentemente observadas nos sismogramas dos sismos (naturais), registados pelos sismógrafos de componente horizontal. No entanto em trabalhos de prospecção sísmica, incluindo os de caracterização geotécnica, é raro disporem-se de fontes de energia que induzam movimento transversal (paralelo à superfície o terreno) de

modo a obterem-se ondas de Love com energia suficiente para poderem ser analisadas. Além disso, a maioria dos receptores (geofones) disponíveis para a aquisição de dados sísmicos são de componente vertical, pelo que não detectam ondas de Love. Em consequência, as ondas de Love têm sido pouco utilizadas, quer no MOS, quer noutros métodos sísmicos.

As ondas de Rayleigh e de Love são geradas e propagam-se ao longo de uma superfície livre. Outro tipo de ondas superficiais ou de interface, designadas por ondas de Stoneley, ou por ondas de Rayleigh generalizadas [Sheriff & Geldart 1982], podem gerar-se, mediante certas condições, junto a interfaces entre meios com características mecânicas diferentes. Em particular, é sempre possível a formação de uma onda de Stoneley na interface entre um meio sólido e um meio líquido (por exemplo, na superfície do fundo do mar).

As equações de propagação das ondas de Stoneley podem ser obtidas por generalização das equações da onda de Rayleigh para uma interface entre dois semi-espacos homogêneos [Aki & Richards 2002]. Considerando ambos os semi-espacos homogêneos, as ondas de Stoneley, tal como as ondas de Rayleigh num semi-espaco homogêneo, são não dispersivas. Pode ainda provar-se que as ondas de Stoneley são uma das soluções possíveis da equação da dispersão da velocidade de fase das ondas de Rayleigh num meio verticalmente estratificado nas interfaces entre os vários estratos [Haskell 1953].

Como conclusão, verifica-se que todas as ondas superficiais descritas têm origem na interacção do campo de ondas volumicas com a superfície livre e/ou com interfaces entre meios com diferentes propriedades mecânicas, onde ocorrem reflexões, conversões e partições de energia, e em consequência ocorrem fenómenos de interferência construtiva entre os vários tipos de ondas reflectidas, podendo, nomeadamente, as ondas superficiais serem explicadas pelos pólos (zeros) dos coeficientes de reflexão das várias interfaces consideradas [Aki & Richards 2002].

## 2.2.4. Propriedades das ondas de Rayleigh em meios homogêneos

### 2.2.4.1. Deslocamento das partículas do meio

É importante destacar que as soluções da onda de Rayleigh (2.20) e (2.21) foram obtidas a partir da decomposição de Helmholtz do campo vectorial do deslocamento ( $\mathbf{u}$ ), pelo que a onda de Rayleigh pode ser vista como a sobreposição de duas componentes: uma de compressão longitudinal ( $\Phi$ ) e outra de corte ( $\Psi_y$ ), que se propagam com a mesma velocidade  $V_R$ , mas que têm diferentes leis de atenuação com a profundidade ou distância à superfície livre ( $z$ ). Substituindo as expressões (2.20) e (2.21) de  $\Phi$  e de  $\Psi_y$  nas expressões (2.18) de  $u_z$  e de  $u_x$ , obtém-se:

$$u_z = -k [mA \exp(-mkz) + iB \exp(-nkz)] \exp[i k (x - V_R t)] \quad (2.28)$$

$$u_x = k [iA \exp(-mkz) - nB \exp(-nkz)] \exp[i k (x - V_R t)] \quad (2.29)$$

Pode verificar-se (e.g. [Richart et al. 1970] e [Varandas 2005]) que estas duas componentes do movimento têm uma diferença de fase de  $\pi/2=90^\circ$ , tendo  $u_z$  uma amplitude superior a  $u_x$ , resultando num movimento elíptico das partículas do meio, em que o eixo vertical é superior ao eixo horizontal (ver Figura 2.5). Para  $z=0$  o movimento elíptico faz-se em sentido retrógrado; para  $z>h$ , sendo 'h' da ordem de  $0.2\lambda$  (aqui  $\lambda$  é o cdo da onda de Rayleigh), o movimento passa a efectuar-se em sentido directo, sendo dominado pela componente da onda SV ([Aki & Richards 2002] e [Varandas 2005]).

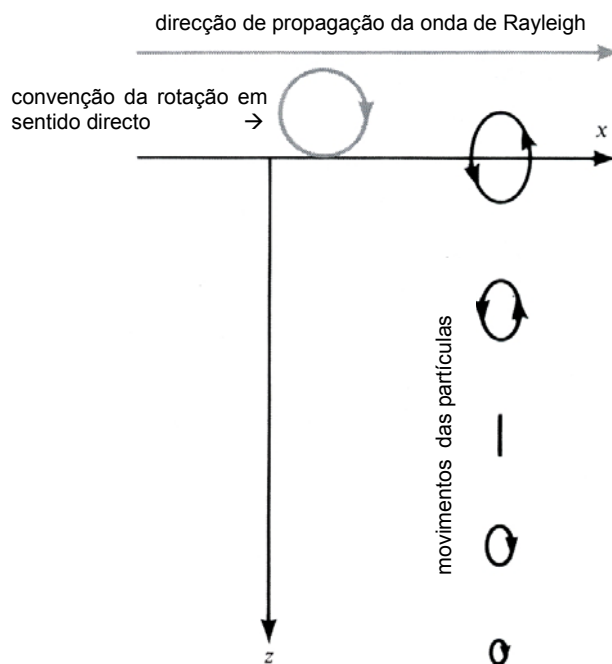


Figura 2.5 – Variação do movimento das partículas no meio de propagação (semi-espaço homogéneo) com a profundidade (z), causada pela passagem de uma onda de Rayleigh em propagação na direcção x. Adaptada de [Aki & Richards 2002].

A Figura 2.6 ilustra as variações das amplitudes dos deslocamentos  $u_x$  e  $u_z$ , com a profundidade, obtidas por [Varandas 2005] para alguns valores do coeficiente de Poisson  $\nu$ , onde se pode observar a mudança de sinal de  $u_x$  para  $z \approx 0.2\lambda$  (aqui  $\lambda$  é o cdo). Observa-se ainda nesta figura a atenuação exponencial com a profundidade do movimento das partículas que praticamente se anula para  $z \approx 2\lambda$ . Esta característica mostra que a propagação da onda de Rayleigh é afectada sobretudo por esta região superficial de espessura  $2\lambda$ . Como consequência, o semi-espaço não tem que ser considerado infinito para que se possa aplicar a teoria anterior. Ou seja, se existir uma camada superficial homogénea de espessura superior a  $2\lambda$ , a onda de Rayleigh com cdo  $\lambda$  propaga-se da

mesma forma que num semi-espaço infinito com as mesmas características mecânicas da camada superficial considerada.

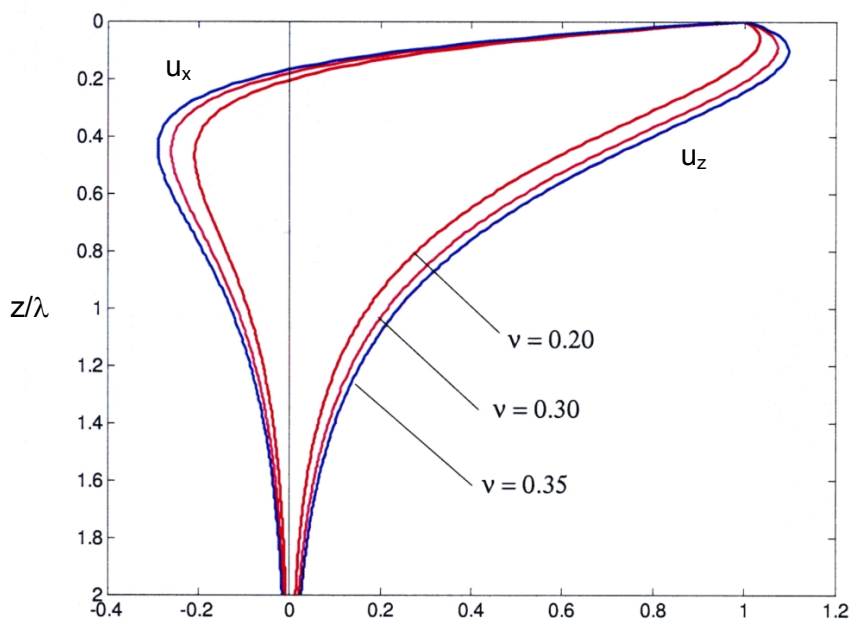


Figura 2.6 – Variações das amplitudes de  $u_x$  e  $u_z$  com a profundidade relativa ao cdo ( $z/\lambda$ ), para alguns valores de  $\nu$ , num semi-espaço homogéneo. As amplitudes (de  $u_x$  e de  $u_z$ ) foram normalizadas em relação aos valores máximos obtidos à superfície livre ( $z=0$ ). Adaptado de [Varandas 2005].

#### 2.2.4.2. Atenuação geométrica

Até aqui considerou-se a propagação de ondas planas (que, por definição, não têm atenuação geométrica) e considerou-se a propagação de vibrações 'livres', sem a presença de fontes sísmicas, ou suficientemente afastados delas para que sejam válidas as aproximações anteriores. Tem no entanto interesse analisar brevemente o que se passa na vizinhança de uma fonte de energia considerada pontual e qual o comportamento em termos de atenuação geométrica das ondas volúmicas e das ondas superficiais de Rayleigh.

Considerando uma fonte sísmica pontual no interior de um meio infinito, a energia é na realidade propagada sob a forma de ondas volúmicas em todas as direcções, sobre uma superfície esférica, e como tal, a sua divergência ou atenuação geométrica é proporcional ao quadrado da distância à fonte,  $r^2$ , [Sheriff & Geldart 1982]. Uma vez que a energia é proporcional ao quadrado do deslocamento, a atenuação geométrica do deslocamento associado às ondas volúmicas é proporcional à distância ( $r$ ) à fonte.

De um forma análoga, como as ondas de Rayleigh são geradas na superfície livre (por interacção do campo de ondas volúmicas com essa superfície), podendo considerar-se que têm origem numa fonte pontual existente à superfície, e têm simetria axial em relação ao eixo horizontal perpendicular ao plano vertical onde ocorrem os deslocamentos, a sua frente de onda é cilíndrica (e tem a mesma dependência do eixo vertical ( $z$ ) do que a onda plana considerada anteriormente [Aki & Richards 2002]). Neste caso, as atenuações geométricas

da energia e do deslocamento são proporcionais, respectivamente, à distância ( $r$ ) e à raiz quadrada da distância ( $\sqrt{r}$ ). [Foti 2000] apresenta as expressões para as componentes do deslocamento à superfície livre,  $z=0$ , causado pelas ondas de Rayleigh à distância  $r$  duma fonte pontual harmónica, actuando na vertical, ( $F_z e^{i\omega t}$ ), e localizada na superfície livre do meio:

$$u_z = F_z \frac{A_z}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - kr - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.30)$$

$$u_r = F_z \frac{A_r}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - kr + \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.31)$$

considerando aqui que a direcção horizontal de propagação das ondas de Rayleigh é a direcção radial genérica  $r = \sqrt{(x^2 + y^2)}$ , sendo as componentes vertical e radial do deslocamento, respectivamente,  $u_z$  e  $u_r$ ;  $A_z$  e  $A_r$  são funções dos parâmetros elásticos do meio; e  $k$  é o número de onda, dado por  $k = \omega / V_R$ .

Por outro lado, segundo [Richart et al. 1970] pode provar-se que a atenuação geométrica do deslocamento gerado pelas ondas P e S em propagação à superfície livre dum semi-espaço é (devido à perda de parte da energia para o espaço livre) proporcional a  $r^2$ .

Os factos anteriores mostram que as ondas de Rayleigh sofrem então muito menor atenuação geométrica que as ondas volúmicas, o que, juntamente com o facto de possuírem também maior amplitude do que as ondas volúmicas, as torna especialmente adequadas para a sua utilização como método de prospecção e/ou de caracterização de materiais, nomeadamente em técnicas que envolvam grandes distâncias à fonte sísmica. Esta propriedade explica igualmente porque é que no registo de um sismo distante, as ondas Rayleigh são muitas vezes as únicas registadas (as ondas volúmicas sofrem atenuação total). A uma certa distância da fonte o campo de ondas sísmicas medido à superfície é essencialmente constituído por ondas de Rayleigh.

### 2.2.4.3. Meios com dissipação energética

Interessa também abordar a questão da absorção, dissipação ou atenuação intrínseca do meio de propagação, também designada por amortecimento ou *damping* em língua inglesa, que provoca igualmente diminuição da amplitude das ondas sísmicas à medida que aumenta a distância à fonte. Nos meios elásticos teóricos esta dissipação não existe. No entanto, nos materiais reais, tais como nos materiais geológicos, mesmo no domínio das muito pequenas deformações, como é o caso da propagação das ondas sísmicas (a uma certa distância da fonte), existe dissipação ou absorção energética, intrínseca, essencialmente associada ao atrito interno das partículas, e que afecta naturalmente a amplitude das ondas sísmicas. Evidências experimentais mostram que o decréscimo da

amplitude das ondas sísmicas com a distância ( $r$ ), devido à absorção do meio é do tipo exponencial negativa [Sheriff & Geldart 1982]:

$$A = A_0 \exp(-\alpha r) \quad (2.32)$$

onde  $A$  e  $A_0$  são as amplitudes da onda em dois pontos afastados da distância ' $r$ ' e  $\alpha$  é o coeficiente de absorção do meio.

Diversos estudos experimentais apontam ainda que o coeficiente de absorção do material é aproximadamente proporcional à frequência da onda sísmica em propagação (pelo menos para frequências superiores a 10Hz, segundo [Lai & Rix 1998]), pelo que, para altas frequências e para grandes distâncias à fonte de energia, as perdas devidas à absorção tornam-se elevadas e eventualmente superiores às perdas devidas à atenuação geométrica [Sheriff & Geldart 1982]. Usando ondas volúmicas, as medições experimentais da absorção "no campo" são normalmente difíceis de efectuar e de analisar, devido não só às correcções necessárias relativas à atenuação geométrica, como também devido aos efeitos das reflexões e refrações que ocorrem no percurso das ondas sísmicas quando atravessam diferentes materiais. Ainda segundo [Sheriff & Geldart 1982] os coeficientes de absorção para a onda S ( $\alpha_S$ ) parecem ser 2 a 3 vezes superiores aos coeficientes de absorção para a onda P ( $\alpha_P$ ). No caso das ondas de Rayleigh pode provar-se que o coeficiente de absorção para estas ondas ( $\alpha_R$ ) é dominado essencialmente pelo coeficiente de absorção para a ondas S ( $\alpha_S$ ) [Foti 2000].

Para tomar em consideração a atenuação interna ou absorção do meio é usual considerar-se um modelo visco-elástico linear do meio de propagação tal como é descrito por [Lai & Rix 1998], [Foti 2000] ou [Varandas 2005], entre outros. Para este modelo anelástico, no domínio das pequenas deformações, é possível, através do *princípio da correspondência elástica-visco-elástica* ([Lai & Rix 1998] e [Ben-Menahem & Singh 2000]), estender os resultados obtidos para o modelo elástico linear, introduzindo parâmetros mecânicos complexos (i.e. compostos por uma parte real e uma parte imaginária), como por exemplo os parâmetros de Lamé, que incorporam na sua parte imaginária a atenuação das ondas devida à absorção do meio.

Saliente-se que, de um modo geral, num meio dissipativo visco-elástico tanto a velocidade de fase das ondas sísmicas como os respectivos coeficientes de absorção são dependentes da frequência e, em consequência, todas as ondas sísmicas passam a ser dispersivas devido à atenuação interna do meio [Lai & Rix 1998], mesmo considerando um meio homogéneo.

Considerando um meio homogéneo visco-elástico, o campo do deslocamento das ondas de Rayleigh, assumindo que são geradas por uma fonte vertical pontual e harmónica no tempo ( $F_z e^{i\omega t}$ ), localizada na superfície livre do meio, pode então ser expresso por ([Foti 2000]):



$$u_z = F_z \frac{A_z^*}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - k^* r - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.33)$$

$$u_r = F_z \frac{A_r^*}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - k^* r + \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.34)$$

considerando tal como na secção anterior (2.2.4.2), que 'r' representa a distância na direcção horizontal de propagação das ondas de Rayleigh, e que o campo do deslocamento é composto pelas componentes vertical e radial  $u_z$  e  $u_r$ . Nestas equações foi introduzido o número de onda complexo  $k^*$  (das ondas de Rayleigh), dado por [Foti 2000]:

$$k^* = k - i \alpha_R(\omega) = \frac{\omega}{V_R(\omega)} - i \alpha_R(\omega) \quad (2.35)$$

onde a velocidade de fase das ondas de Rayleigh e o respectivo coeficiente de absorção,  $V_R(\omega)$  e  $\alpha_R(\omega)$ , aparecem aqui como funções da frequência  $\omega$ .  $A_z^*$  e  $A_r^*$  são funções dos parâmetros mecânicos complexos, e como tal, são igualmente grandezas complexas. Usando a equação (2.35) e manipulando as equações (2.33) e (2.34), é possível obter expressões para  $u_z$  e  $u_r$ , em que a fase e a amplitude dos deslocamentos podem ser separadas do seguinte modo [Foti 2000]:

$$u_z = F_z A_z^* \frac{\exp(-\alpha_R(\omega) r)}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - kr - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.36)$$

$$u_r = F_z A_r^* \frac{\exp(-\alpha_R(\omega) r)}{\sqrt{r}} \exp \left[ i \left( \omega t - kr + \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.37)$$

onde volta a aparecer o efeito exponencial negativo ( $\exp(-\alpha_R(\omega)r)$ ) da absorção do meio com a distância (r), agora combinado com o efeito da atenuação geométrica ( $1/\sqrt{r}$ ).

### 2.2.5. Ondas de Rayleigh em meios verticalmente estratificados

Se num semi-espaco homogéneo é relativamente simples obter as soluções das ondas de Rayleigh e a respectiva equação característica da velocidade de propagação, quando o semi-espaco é heterogéneo e/ou anisotrópico, mesmo sendo elástico (atenuação interna nula), aumenta a complexidade da dedução das equações de propagação das ondas de Rayleigh, podendo mesmo em certos casos não haver solução, ou seja, não haver propagação.

Contudo, para um meio estratificado verticalmente, limitado superiormente pela superfície livre, constituído por um conjunto de camadas horizontais com diferentes propriedades

mecânicas, sobre um semi-espço, sendo que cada uma destas camadas (incluindo naturalmente o semi-espço) é um meio homogéneo e isotrópico de dimensão infinita segundo a horizontal (ver Figura 2.7), é possível deduzir as equações de propagação das ondas de Rayleigh numa forma explícita (e.g. [Haskell 1953] e [Aki & Richards 2002]).

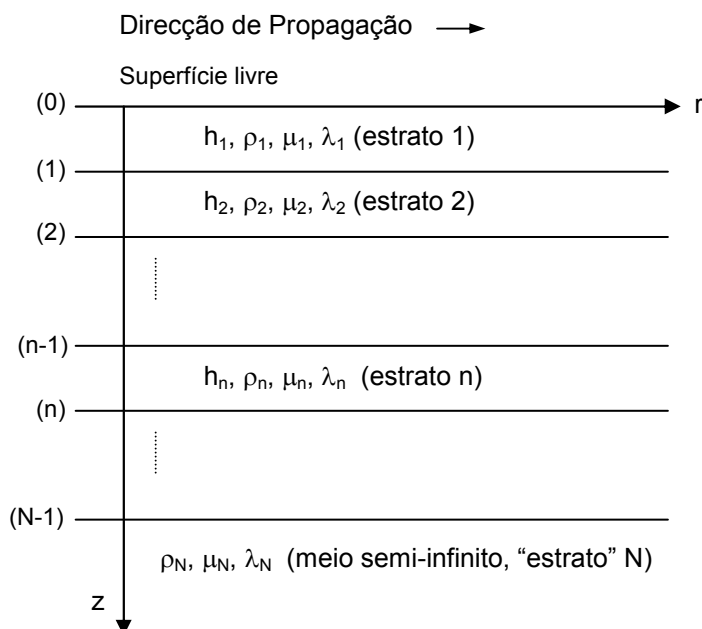


Figura 2.7 – Meio de propagação verticalmente estratificado ('r' representa uma qualquer direcção arbitrária no plano horizontal).

Tal como já foi referido, em meios estratificados deste tipo, as ondas de Rayleigh são, de um modo geral, dispersivas, ou seja, a sua velocidade de propagação varia com a frequência, e multimodais, i.e., a propagação ocorre em vários modos de propagação, tendo cada modo uma velocidade de fase (de propagação) que varia também com a frequência.

Relativamente aos meios verticalmente estratificados é conveniente introduzir desde já os conceitos de:

- *meio normalmente dispersivo* – meio em que a rigidez ( $\mu=G$ , ou indirectamente,  $V_S$ ) cresce desde a superfície livre até ao substrato ou semi-espço; e
- *meio inversamente dispersivo* – meio onde ocorrem inversões do crescimento da rigidez (ou seja, de  $\mu=G$ , ou indirectamente, de  $V_S$ ) entre a superfície livre e a base semi-infinita.

Estes conceitos são frequentemente utilizados no âmbito do MOS e dos estudos sobre a propagação das ondas superficiais de Rayleigh em meios não homogéneos.

### 2.2.5.1. Aproximação das ondas planas

Considerando que existe heterogeneidade do meio apenas na direcção vertical ( $z$ ), e como tal, os parâmetros de Lamé,  $\lambda$  e  $\mu$ , e a massa volúmica  $\rho$ , não são, neste caso, constantes, mas antes funções dependentes de  $z$ ,  $\lambda(z)$ ,  $\mu(z)$  e  $\rho(z)$ , a equação de Navier em notação

vectorial, na ausência de forças volúmicas aplicadas (ou seja, considerando a propagação de vibrações ‘livres’) e considerando todos os materiais como elásticos, é dada por ([Lai & Rix 1998] e [Ben-Menahem & Singh 2000]):

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} + (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mathbf{e}_z \frac{d\lambda}{dz} \nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{d\mu}{dz} \left( \mathbf{e}_z \times (\nabla \times \mathbf{u}) + 2 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right) = \rho \ddot{\mathbf{u}} \quad (2.38)$$

Esta equação está escrita para o mesmo sistema (x,y,z) de coordenadas cartesianas usado nas secções 2.2.1 e 2.2.2., mas é igualmente válida para o sistema de eixos utilizado nas secções 2.2.3 e 2.2.4 em que o eixo vertical z é positivo para o interior do semi-espço.

Para encontrar a solução da equação (2.38) correspondente ao *problema homogéneo* das ondas de Rayleigh (e.g. [Lai & Rix 1998], [Foti 2000] e [Varandas 2005]), considera-se novamente a aproximação da onda plana em propagação na direcção x, harmónica no tempo, e cujos movimentos das partículas ocorrem apenas no plano vertical x-z (tal como na secção 2.2.3.1), assumindo que o campo do deslocamento  $\mathbf{u}(x,z,t)=(u_x, u_y, u_z)$  tem a seguinte forma ([Lai & Rix 1998]):

$$u_x = r_1(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - k x)]; \quad u_y = 0; \quad u_z = i r_2(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - k x)]; \quad (2.39)$$

Nestas equações  $k=k(\omega)$  é o número de onda (real) o qual agora, no caso geral, é uma função multi-valor da frequência angular  $\omega$ . Introduzindo agora, por conveniência, a direcção horizontal genérica  $r=\sqrt{x^2+y^2}$ , como direcção de propagação da onda plana, e considerando que os deslocamentos associados ocorrem no plano vertical r-z, facilmente se verifica que o campo do deslocamento pode ser descrito apenas por  $u_r$  e  $u_z$  com expressões equivalentes às da equação (2.39), onde ‘x’ é substituído por ‘r’, e  $u_x$  por  $u_r$ :

$$u_r = r_1(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - k r)]; \quad u_z = i r_2(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - k r)]; \quad (2.40)$$

Para determinar a solução das ondas de Rayleigh têm ainda que se impor as condições fronteira adequadas a este caso – as tensões anulam-se à superfície livre ( $\sigma_{zz}=0$  e  $\sigma_{rz}=0$ , para  $z=0$ ) e, tanto as tensões como os deslocamentos,  $u_r$  e  $u_z$ , se anulam à medida que se afastam da superfície livre ( $\sigma_{zz} \rightarrow 0$ ,  $\sigma_{rz} \rightarrow 0$ ,  $u_r \rightarrow 0$  e  $u_z \rightarrow 0$ , quando  $z \rightarrow \infty$ ).

Se o meio for verticalmente estratificado com descontinuidade das propriedades mecânicas nas interfaces horizontais entre estratos, tal como é representado no modelo da Figura 2.7, é igualmente necessário introduzir as condições fronteira relativas à continuidade dos deslocamentos e ao equilíbrio de tensões em cada uma destas interfaces:  $u_r(r, z^+) = u_r(r, z^-)$ ;  $u_z(r, z^+) = u_z(r, z^-)$ ;  $\sigma_{zz}(r, z^+) = \sigma_{zz}(r, z^-)$  e  $\sigma_{rz}(r, z^+) = \sigma_{rz}(r, z^-)$ , onde os sinais ‘+’ e ‘-’ dizem respeito, respectivamente, aos valores abaixo e acima da interface considerada, ou seja, aos valores dos estratos adjacentes, inferior e superior.

Considerando que as tensões  $\sigma_{zz}$  e  $\sigma_{rz}$  podem ser definidas por [Lai & Rix 1998]:

$$\sigma_{rz} = r_3(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - kr)]; \quad \sigma_{zz} = i r_4(z, k, \omega) \exp[i(\omega t - kr)]; \quad (2.41)$$

onde

$$r_3(z, k, \omega) = \mu \left( \frac{dr_1}{dz} - k r_2 \right); \quad r_4(z, k, \omega) = (\lambda + 2\mu) \frac{dr_2}{dz} + k \lambda r_1; \quad (2.42)$$

sendo aqui  $\lambda$  e  $\mu$  os parâmetros de Lamé, e substituindo as equações (2.40) na equação (2.38), obtém-se uma equação que pode ser escrita na seguinte forma matricial [Lai & Rix 1998] e [Aki & Richards 2002]:

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k & 1/\mu & 0 \\ -k\lambda/(\lambda + 2\mu) & 0 & 0 & 1/(\lambda + 2\mu) \\ 4k^2\mu[(\lambda + \mu)/(\lambda + 2\mu)] - \omega^2\rho & 0 & 0 & k\lambda/(\lambda + 2\mu) \\ 0 & -\omega^2\rho & -k & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} \quad (2.43)$$

Nesta equação matricial  $r_1$  a  $r_4$  dependem de  $(z, k, \omega)$ , os parâmetros de Lamé e a massa volúmica são funções dependentes de  $z$ ,  $\lambda(z)$ ,  $\mu(z)$  e  $\rho(z)$ , e  $k$  é função de  $\omega$ ,  $k(\omega)$ .

Definindo um vector  $\mathbf{f}(z) = [r_1 \ r_2 \ r_3 \ r_4]^T$ , por vezes designado por vector deslocamento-tensão para as ondas de Rayleigh [Aki & Richards 2002], e designando a matriz de 4x4 elementos da equação (2.43) por  $\mathbf{A}(z)$ , esta mesma equação (2.43) pode escrever-se como:

$$\frac{d\mathbf{f}(z)}{dz} = \mathbf{A}(z) \mathbf{f}(z) \quad (2.44)$$

Esta equação diferencial define, para cada frequência  $\omega$ , um problema linear de valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , cujas funções próprias associadas são as funções  $r_1$  a  $r_4$ . Os valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$  correspondem aos números de onda dos  $M(\omega)$  modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para a frequência  $\omega$ . Isto significa que, para cada frequência  $\omega$ , apenas existe um número limitado,  $M(\omega)$ , de soluções possíveis (e não triviais), e que a propagação de ondas de Rayleigh tem que seguir necessariamente uma ou várias destas soluções ([Aki & Richards 2002] e [Strobbia 2002]). Prova-se ainda que, para um meio composto por um número finito de camadas homogêneas sobre um semi-espço homogêneo subjacente,  $M(\omega)$  é igualmente finito [Lai & Rix 1998].

A relação  $k_j = k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , só pode ser definida pela forma implícita:

$$F_R(\lambda(z), \mu(z), \rho(z), k_j, \omega) = 0 \quad (2.45)$$

conhecida como a *equação de dispersão de Rayleigh* (ou *equação característica de Rayleigh*) e onde a função  $F_R$ , designada por *função secular de Rayleigh*, é uma função não linear dos parâmetros de Lamé, da massa volúmica, do número de onda e da frequência da onda de Rayleigh.

Esta equação de dispersão significa que num meio verticalmente heterogéneo como o considerado, a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh é, no caso geral, uma função multi-valor da frequência  $V_j(\omega) = \omega/k_j(\omega)$ .  $V_j$  representa agora a velocidade de fase do modo de propagação 'j' das ondas de Rayleigh, que, de um modo geral, varia com  $\omega$ . Cada conjunto  $\{k_j(\omega), r_n(z, k_j, \omega), n=1 \text{ a } 4\}$  define um modo de propagação, podendo haver um ou vários modos *normais* de propagação para essa frequência  $\omega$ . A dispersão implícita na equação (2.45) é habitualmente designada por dispersão geométrica uma vez que é uma consequência da variação geométrica das propriedades mecânicas (elásticas) do meio. Esta dispersão é ainda responsável pela propagação multimodal, em que cada modo tem a sua própria velocidade de fase e a sua própria relação com a frequência.

Usando as relações (2.8) e (2.12) e a relação  $V_j(\omega) = \omega/k_j(\omega)$ , a equação (2.45) pode ainda ser escrita na seguinte forma:

$$F_R(V_S(z), V_P(z), \rho(z), V_j, \omega) = 0 \quad (2.46)$$

que é a forma da equação de dispersão de Rayleigh normalmente utilizada nos algoritmos de modelação, visto que, de um modo geral, é mais fácil estimar valores iniciais de  $V_S$  e de  $V_P$  para o meio de propagação em estudo, e ainda porque as curvas de dispersão experimentais são habitualmente calculadas como funções  $V(\omega)$  ou  $V(f)$ , que se pretendem comparar e ajustar às curvas modais teóricas do modelo,  $V_j(\omega)$  ou  $V_j(f)$ .

O número  $M$  de modos de propagação, além de depender da variação das propriedades mecânicas no meio, é igualmente uma função da frequência, sendo que, de um modo geral,  $M$  é tanto maior, quanto maior a frequência. Nas baixas frequências, nomeadamente quando  $\omega \rightarrow 0$ , existe apenas um modo de propagação ( $M=1$ ), designado por 1º modo ou *modo fundamental* (daqui em diante, também abreviado por MF). Cada um dos modos superiores existe a partir de uma determinada frequência, designada por *frequência de corte* (*cut-off frequency*, em inglês), para esse modo, e a partir dessa frequência têm sempre velocidades superiores às dos modos anteriores, incluindo naturalmente o fundamental. Esta frequência de corte é tanto mais elevada (e mais elevada é a velocidade de fase), quanto maior o número de ordem do modo.

A cada modo de propagação está então associada uma *curva modal* de dispersão (variação) da velocidade de fase desse modo com a frequência, sendo usual representar as

várias curvas modais de um modelo, para a banda de frequências em análise, num mesmo gráfico (ver secção 2.2.5.3). As velocidades de fase modais dos meios normalmente dispersivos são funções decrescentes com a frequência, enquanto que as dos meios inversamente dispersivos não são necessariamente monotónicas, podendo ter troços crescentes e decrescentes com a frequência, dependendo da banda de frequências analisada e da severidade das variações da rigidez.

A existência de vários modos de propagação para uma determinada frequência, pode igualmente ser explicada pelo fenómeno físico da interferência construtiva entre as ondas reflectidas nas várias interfaces do meio verticalmente estratificado [Kennett & Kerry 1979], [Lai & Rix 1998] e [Aki & Richards 2002].

Ver-se-á mais adiante (secção 2.2.5.4) que as soluções  $\{k_j, r_n(z, k_j, \omega), n=1 \text{ a } 4\}$  do *problema homogéneo* de Rayleigh são a base para a resolução do *problema não homogéneo* de Rayleigh, que se coloca quando se considera a existência da fonte sísmica e a sobreposição modal.

Outra consequência da propagação de ondas de Rayleigh dispersivas é a existência de trens de ondas que se propagam com velocidade diferente das velocidades de fase das ondas monofrequência. Esta velocidade de propagação de um trem de ondas dispersivas é designada por velocidade de grupo [Sheriff & Geldart 1982]. Um impulso de energia em propagação pode ser considerado como um trem de ondas composto por sinais ou ondas monofrequência, que podem ser identificadas pela análise de Fourier. Quando as diversas ondas monofrequência (ou monocromáticos) têm todos a mesma velocidade de fase (ou de propagação) – caso das ondas não dispersivas – a forma do impulso mantém-se no espaço e no tempo enquanto se propaga (e a velocidade de grupo é naturalmente igual à velocidade de fase). Quando se tratam de ondas dispersivas, em que cada sinal monofrequência tem uma velocidade de fase própria, o impulso muda de forma, “alargando-se” à medida que se vai propagando, e tem uma velocidade de propagação (velocidade de grupo), que, de um modo geral, é diferente das velocidades de fase das várias componentes do trem de ondas (ver Figura 2.8).

A velocidade de grupo  $U$  pode ser definida por [Sheriff & Geldart 1982]:

$$U = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} \approx \frac{d\omega}{dk(\omega)} \approx V + \omega \frac{dV(\omega)}{d\omega} \approx V + f \frac{dV(f)}{df} \approx V - \lambda \frac{dV(\lambda)}{d\lambda} \quad (2.47)$$

onde  $V$  é aqui uma velocidade de fase genérica de um determinado modo de propagação, que varia com a frequência  $\omega$  (ou  $f$ ) e/ou com o cdo  $\lambda$ . Nesta equação são tomados os valores médios de  $V$ ,  $\omega$ ,  $f$ ,  $\lambda$  (cdo),  $dv/d\omega$ ,  $dv/df$  e de  $dv/d\lambda$  para a banda de frequências dominante do impulso em propagação.

A partir da equação (2.47) constata-se que se a velocidade de fase aumentar com a frequência, a velocidade de grupo  $U$  é superior à velocidade de fase  $V$ ; pelo contrário se a velocidade de fase decrescer com o aumento da frequência, como acontece nos meios

normalmente dispersivos, a velocidade de grupo é sempre inferior à velocidade de fase. Para cada modo de propagação existe então uma velocidade de fase  $V_j$  e uma velocidade de grupo  $U_j$ , ambas funções da frequência, e como tal, dispersivas.

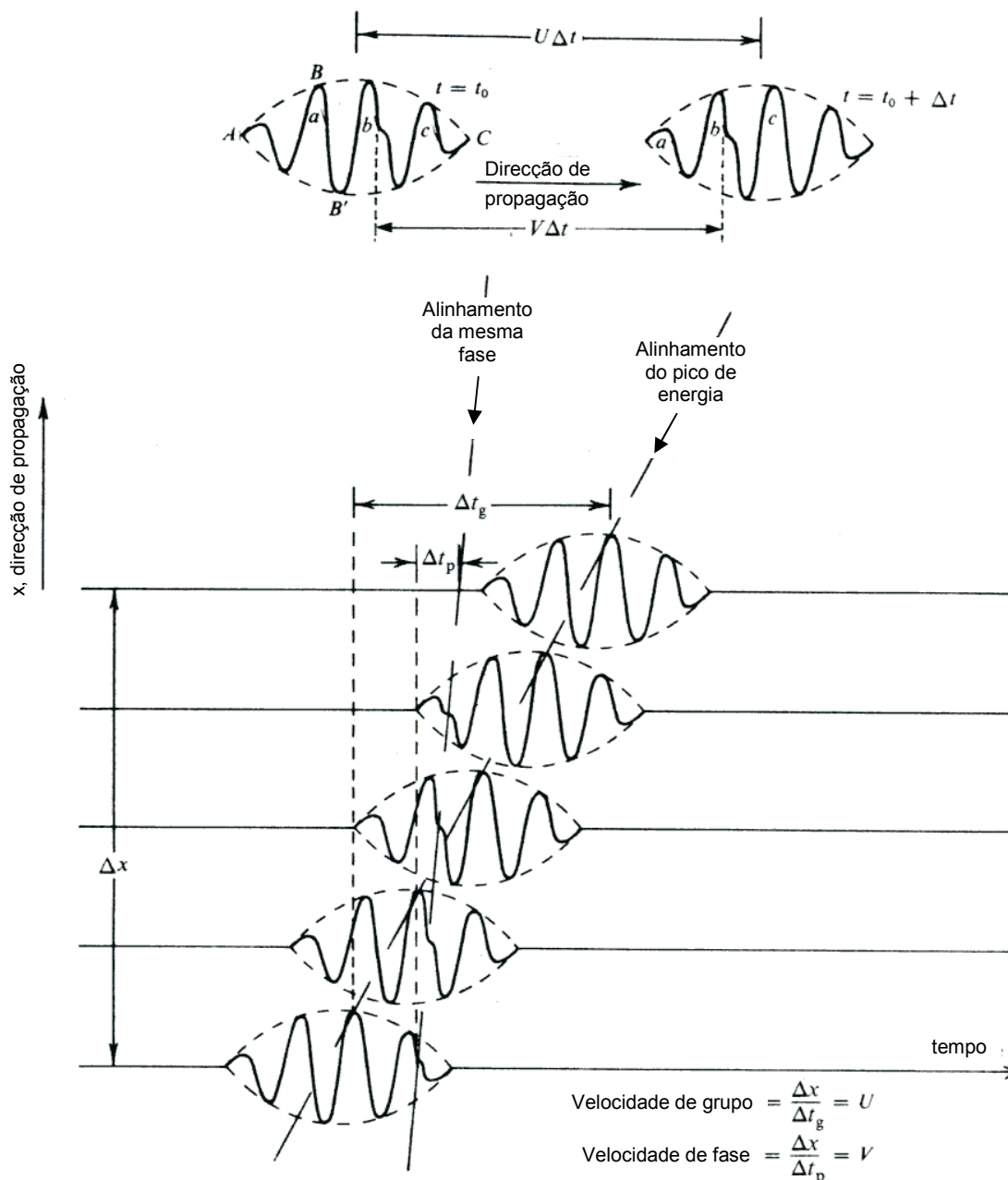


Figura 2.8 – Definição de velocidade de grupo  $U$  e de velocidade de fase  $V$ . Adaptada de [Sheriff & Geldart 1982].

É ainda importante referir aqui o formalismo desenvolvido por [Lai & Rix 1998], a partir do *Princípio Variacional de Rayleigh* [Aki & Richards 2002], que estabelece expressões analíticas para determinar, para cada modo de propagação 'j', não só a velocidade de grupo  $U_j$ , como também as derivadas parciais da velocidade de fase ( $V_j$ ) em ordem aos parâmetros  $V_S$  e  $V_P$  de cada camada do modelo estratificado, em função das funções próprias  $r_1$  a  $r_2$  correspondentes ao modo 'j'. A expressão analítica de  $U_j$  constitui uma alternativa à

diferenciação numérica usada na expressão (2.47). Em relação às derivadas parciais de  $V_j$ , em ordem aos parâmetros elásticos  $V_S$  e  $V_P$ , estas expressões analíticas são igualmente muito úteis para a modelação inversa (ou inversão) das curvas de dispersão experimentais (ver secção 2.3.1), tanto mais que as velocidades  $V_S$  das camadas dos modelos são os parâmetros mais influentes na definição das curvas modais correspondentes a esse modelo ([Lai & Rix 1998], [Xia et al. 1999], [Strobbia 2002] e [Lai 2005]).

### 2.2.5.2. Métodos de resolução da equação de dispersão de Rayleigh

A resolução do problema de valores e funções próprias expresso pelas anteriores equações (2.43) e (2.44), equivalente à resolução da equação (2.45) de dispersão (ou característica) de Rayleigh, é, de um modo geral, bastante complexa e não analítica, sendo habitual a utilização de métodos numéricos. Isto em grande parte devido à elevada não linearidade e carácter fortemente oscilatório da função secular de Rayleigh ( $F_R$ ), sobretudo no domínio das altas frequências (ver secção 5.2.1).

Para este problema várias técnicas podem ser usadas, tais como a integração numérica, os métodos das diferenças finitas, dos elementos finitos, dos elementos de fronteira ou dos elementos espectrais, além dos mais utilizados, designados por métodos matriciais ou métodos da “matriz de propagação” ([Lai & Rix 1998] e [O’Neill 2003]). Nos métodos matriciais o meio de propagação é sempre modelado como um meio limitado superiormente pela superfície livre, constituído por camadas horizontais com diferentes propriedades mecânicas, sobre um semi-espaço, sendo que cada uma destas camadas (incluindo naturalmente o semi-espaço) é um meio homogéneo e isotrópico e com extensão infinita segundo direcção horizontal (ver secção 5.2).

As outras técnicas numéricas mencionadas, apesar de menos populares neste contexto, podem ter algumas vantagens relativamente ao tipo de modelo usado. Por exemplo, as técnicas da integração numérica e dos elementos espectrais admitem modelos verticalmente heterogéneos onde as propriedades mecânicas variam continuamente com a profundidade, e os métodos das diferenças finitas e dos elementos finitos podem aplicar-se a modelos com heterogeneidades horizontais ([Lai & Rix 1998] e [O’Neill 2003]). Apesar disso, estes métodos têm tido pouca utilização na modelação das ondas de Rayleigh.

Entre os métodos matriciais, o mais antigo e talvez mais conhecido, foi inicialmente proposto por Thomson em 1950 tendo sido corrigido e completado por Haskell em 1953 [Haskell 1953]. Este método é muitas vezes designado por método Thomson-Haskell ou método da matriz de transferência. Actualmente os métodos matriciais analíticos podem ser divididos em três classes [O’Neill 2003]:

- métodos da matriz de transferência – são métodos baseados na formulação de Thomson-Haskell [Haskell 1953], com eventuais melhoramentos e alterações para contornar os problemas numéricos do método original nas altas frequências ([Knopoff 1964], [Dunkin 1965], [Schwab & Knopoff 1970], [Schwab 1970], [Schwab & Knopoff 1972], [Abo-Zena 1979], etc.); continuam a ser frequentemente usados,



particularmente no domínio da sismologia, uma vez que são suficientemente robustos na gama de baixas frequências utilizadas nesse domínio; nestes métodos a equação de dispersão é construída por uma sequência de produtos de matrizes, existindo uma matriz por camada, cujos elementos são funções transcendentais das propriedades mecânicas das camadas do meio de propagação; esta matriz relaciona (“propaga”) as tensões e os deslocamentos entre o topo e a base da camada (ver secção 5.2.1); [Haskell 1953] desenvolveu ainda expressões assintóticas para os casos limite dos muito baixo e muito elevado  $cdo$ ;

- método da matriz de rigidez – método derivado por [Kausel & Roësset 1981] e [Kausel & Peek 1982] com base numa reformulação do método de Thomson-Haskell; este método, que é também designado por método da matriz de rigidez dinâmica, é muitas vezes o método preferido no domínio da engenharia civil, uma vez que representa o equilíbrio do sistema (modelo do meio estratificado) na forma clássica da dinâmica de estruturas; neste método a matriz de transferência de cada camada é substituída por uma matriz de rigidez semelhante à matriz de rigidez convencional usada na análise estrutural; estas matrizes são depois concatenadas numa matriz de rigidez global para o meio estratificado que define um sistema de equações formalmente análogas às dos problemas de dinâmica estrutural no domínio da frequência [Varandas 2005];
- métodos das matrizes de reflexão e de transmissão (R/T) – métodos baseados na formulação desenvolvida por [Kennett 1974], [Kennett & Kerry 1979] e [Kerry 1981], que determina a resposta do modelo em termos de coeficientes generalizados (matriciais) de reflexão (R) e de transmissão (T) de cada camada do meio verticalmente estratificado; o método original sofreu posteriormente alterações e aperfeiçoamentos efectuados por outros autores, como, por exemplo, [Luco & Apsel 1983], [Chen 1993], [Hisada 1994] e [Hisada 1995]; esta formulação, baseada nos coeficientes de reflexão e transmissão, fornece uma interpretação física importante para a propagação multimodal das ondas de Rayleigh, uma vez que evidencia explicitamente a formação dos vários modos de propagação devido à interferência construtiva entre as várias ondas reflectidas nas várias interfaces (incluindo a superfície livre) do meio estratificado.

Todos estes métodos são analiticamente exactos e equivalentes entre si, tendo em comum a propagação do campo tensões-deslocamentos através da pilha de camadas do meio, a partir de um valor conhecido numa profundidade de referência. As principais diferenças entre eles são o modo como é calculado o determinante da matriz que define a equação de dispersão implícita das ondas de Rayleigh [O'Neill 2003].

Existe ainda um método aproximado, baseado em técnicas de elementos finitos, que utiliza linearizações dos termos transcendentais (exponenciais complexas) dos deslocamentos, para sub-camadas de pequena espessura (em relação ao  $cdo$ ), em que são divididas as camadas do meio estratificado [Kausel & Roësset 1981]. Este método é também designado por método da matriz de rigidez linearizada ou método dos “estratos finos” ([Ganji et al.

1998], [O'Neill 2003] e [Varandas 2005]). No entanto, segundo [O'Neill 2003] esta aproximação não só não é rigorosa, como potencia a propagação de erros.

Na secção 5.2 são brevemente descritos alguns algoritmos de resolução da equação de dispersão das ondas de Rayleigh, ou seja, de resolução do Problema Directo (ver secção 2.3.1), baseados nos métodos aqui referidos. Estes algoritmos foram testados e comparados para diversos modelos numéricos, com o objectivo de seleccionar o que apresentava maior fiabilidade e robustez numérica, com vista à sua aplicação na modelação de dados experimentais de ondas de Rayleigh. O programa computacional escolhido, aqui designado por S\_K, foi utilizado quer nos exemplos (teóricos) apresentados nas secções seguintes, quer na modelação dos dados experimentais recolhidos no âmbito deste trabalho e apresentados na secção 6.5.

### 2.2.5.3. Curvas de dispersão e funções próprias modais

As raízes da equação de dispersão (2.45) para cada frequência angular  $\omega$ ,  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , correspondem aos números de onda possíveis para a propagação das ondas de Rayleigh, ou seja, correspondem aos modos de propagação das ondas de Rayleigh para essa frequência. Determinando os valores  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$  para várias frequências, obtêm-se as chamadas curvas de dispersão modais da velocidade de fase, para os vários modos de propagação,  $V_j(\omega)=\omega/k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , designadas habitualmente apenas por curvas modais.

A forma mais frequente de representação gráfica das curvas modais é, como já foi abordado na secção 2.2.5.1, em termos da variação da velocidade de fase de cada modo ( $V_j$ ) com a frequência  $f=\omega/2\pi$ , para a banda de frequências em análise, representando-se as várias curvas no mesmo gráfico (ver Figura 2.9 e Figura 2.10). Na maioria das aplicações geotécnicas do MOS, nomeadamente na caracterização dinâmica de terrenos superficiais, as frequências normalmente registadas encontram-se na gama de 5 a 100Hz, sendo os limites inferior e superior desta banda, variáveis com o dispositivo de aquisição de dados, com a fonte sísmica utilizada e ainda com a estratificação e as características mecânicas do meio de propagação.

A Tabela 2.2 contém os parâmetros do modelo N1 correspondente a um meio verticalmente heterogéneo e normalmente dispersivo ( $V_s$  cresce em profundidade), constituído apenas por uma camada horizontal superficial (homogénea e elástica), com 10m de espessura e limitada superiormente pela superfície livre, sobre um meio semi-infinito. Os parâmetros do modelo são dados em termos de  $V_s$ ,  $V_p$  e  $\rho$ , tal como é habitual no âmbito do MOS, tendo em conta as relações (2.8) e (2.12) entre as velocidades  $V_p$  e  $V_s$  e os parâmetros elásticos de Lamé,  $\lambda$  e  $\mu$ .

Na Figura 2.9 são representadas as curvas modais correspondentes ao modelo N1 da Tabela 2.2, nas bandas [2,90Hz] e [2,150Hz]. Estas curvas modais foram obtidas com o referido programa de modelação S\_K (secção 5.2.4). Observa-se que todas as curvas modais são monotónicas (decrecentes) incluindo a do 1º modo ou modo fundamental (MF),

como é característico dos meios normalmente dispersivos. Destaque-se o aumento do número de modos de propagação com a frequência, havendo 6 modos de propagação para  $f=90\text{Hz}$  e 10 modos de propagação para  $f=150\text{Hz}$ .

Tabela 2.2 – Modelo normalmente dispersivo N1, constituído por uma camada (ou estrato) superficial e horizontal sobre um espaço semi-infinito (semi-espaço).

Modelo normalmente dispersivo N1				
Camada	Espessura (m)	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	massa volúmica $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
1	10	250	500	1800
semi-espaço	$\infty$	400	800	1900

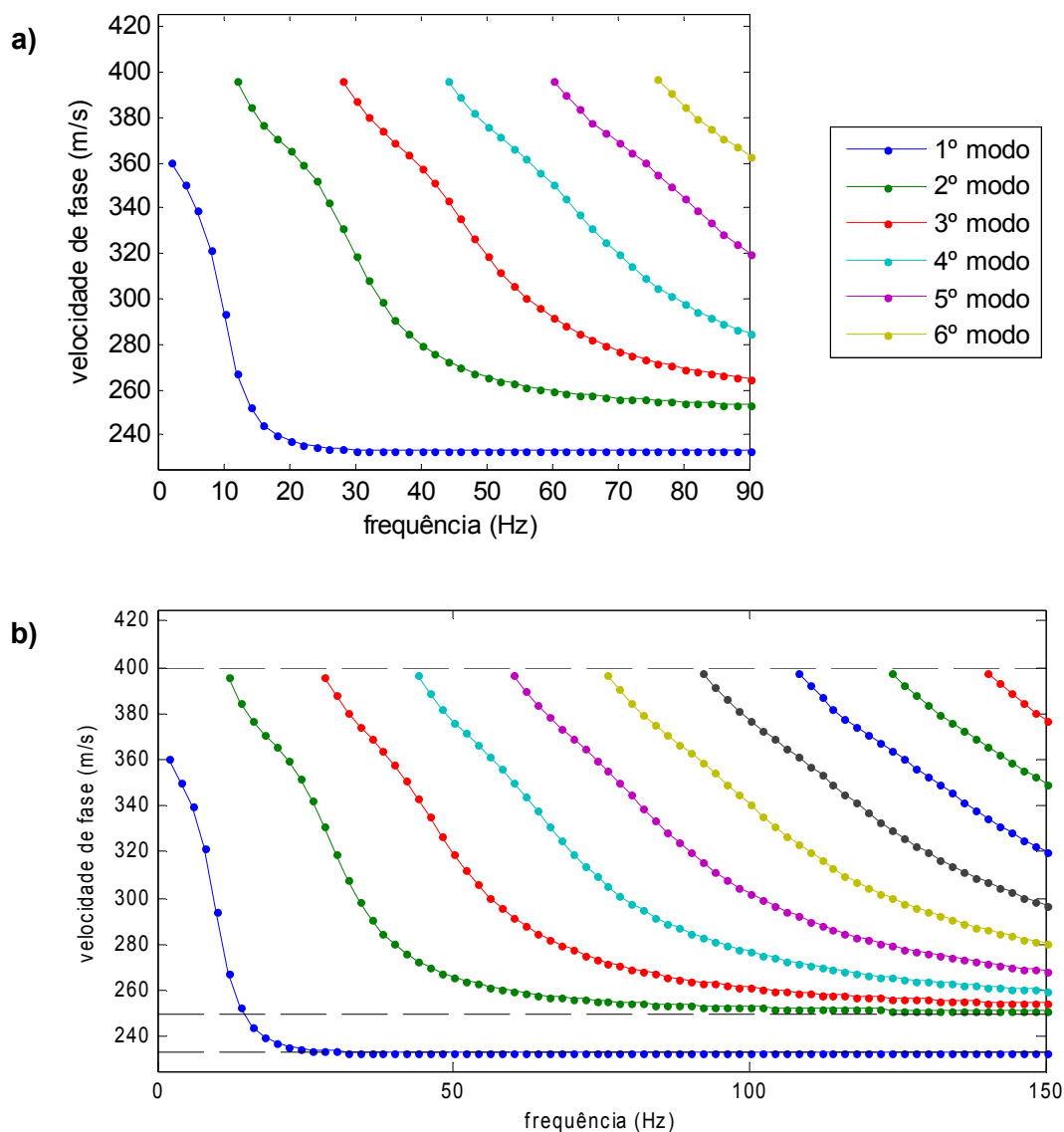


Figura 2.9 – Curvas modais da velocidade de fase (valores próprios) das ondas de Rayleigh, versus frequência, para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2: a) até 90Hz; b) até 150Hz.

[Strobbia 2002] constata que nos modelos do tipo do N1, nas altas frequências, a velocidade de fase do MF (1º modo) tende para a velocidade (de fase) da onda de Rayleigh num meio homogéneo com os parâmetros elásticos da camada mais superficial. Neste caso, como  $V_S=250\text{m/s}$  e  $\nu=0.33$ , aplicando a expressão (2.27), vem  $V_R=233\text{m/s}$ . Os restantes modos tendem, nas altas frequências, para a velocidade da onda S da camada mais superficial, que, neste caso, é  $250\text{m/s}$ . Estes limites assintóticos são já bem evidentes na Figura 2.9-b), onde são marcados a tracejado.

Na Tabela 2.3 é definido o modelo I1 que representa agora um meio verticalmente heterogéneo e inversamente dispersivo (há inversão do crescimento de  $V_S$  com a profundidade), constituído por uma pilha de três estratos horizontais (homogéneos e elásticos): o mais profundo, com espessura infinita, representa o semi-espaço de base, sobre o qual existe uma camada intermédia com 10m de espessura e uma camada mais superficial com 5m de espessura, limitada superiormente pela superfície livre. Na realidade, este modelo é semelhante ao da Tabela 2.2, tendo agora uma camada superficial adicional, com 5m de espessura e com maior rigidez (maior  $V_S$ ) do que a camada subjacente.

Na Figura 2.10 são representadas as curvas modais correspondentes ao modelo I1 da Tabela 2.3, nas bandas [2,90Hz] e [2,150Hz], igualmente obtidas com o programa S\_K. Verifica-se, analogamente ao caso do modelo normalmente dispersivo N1, o aumento do número de modos de propagação com a frequência, havendo agora 7 modos para  $f=90\text{Hz}$  e 11 modos para  $f=150\text{Hz}$ . Neste caso, nem todas as curvas modais são monotónicas decrescentes, salientando-se aqui o carácter não monotónico (não decrescente) da curva do 1º modo (MF), associado à acentuada inversão de  $V_S$  no modelo I1.

[Strobbia 2002] verificou que para modelos do tipo I1, à medida que aumenta a frequência, as velocidades modais tendem para o valor de  $V_S$  na camada intermédia de baixa velocidade, ou seja, neste caso, para  $250\text{ m/s}$ . No entanto, é possível provar também que, a partir de uma determinada frequência, as curvas dos modos mais elevados apresentam um troço horizontal que define uma assíntota (horizontal) com o valor da velocidade da onda de Rayleigh num meio homogéneo com as características mecânicas da camada mais superficial. Neste caso, em que na camada superficial  $V_S=400\text{m/s}$  e  $\nu=0.33$ , vem, aplicando a expressão (2.27), que o valor desta assíntota, para  $f \rightarrow \infty$ , é  $V_R=372\text{m/s}$ . Estas assíntotas foram marcadas a tracejado na Figura 2.10-b) onde são claramente identificados os referidos comportamentos assintóticos das curvas modais, para frequências superiores a cerca de 100Hz.

Qualquer que seja o tipo de meio, normalmente dispersivo ou inversamente dispersivo, no limite, quando  $f \rightarrow \infty$  e  $\lambda(\text{cdo}) \rightarrow 0$ , apenas há propagação de ondas de Rayleigh na camada mais superficial, junto à superfície livre, com uma velocidade de fase igual à velocidade de propagação das ondas de Rayleigh ( $V_R$ ) num meio homogéneo com as mesmas características da camada superficial. Isto significa que, neste limite ( $f \rightarrow \infty$ ), nos meios do tipo N1, a propagação se faz exclusivamente pelo MF, sendo portanto este o modo dominante nas muito altas frequências.

Tabela 2.3 – Modelo inversamente dispersivo I1, constituído por 2 camadas (ou estratos) horizontais sobre um espaço semi-infinito (semi-espaço).

Modelo inversamente dispersivo I1				
Camada	Espessura (m)	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	massa volúmica $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
1	5	400	800	1800
2	10	250	500	1800
semi-espaço	$\infty$	400	800	1900

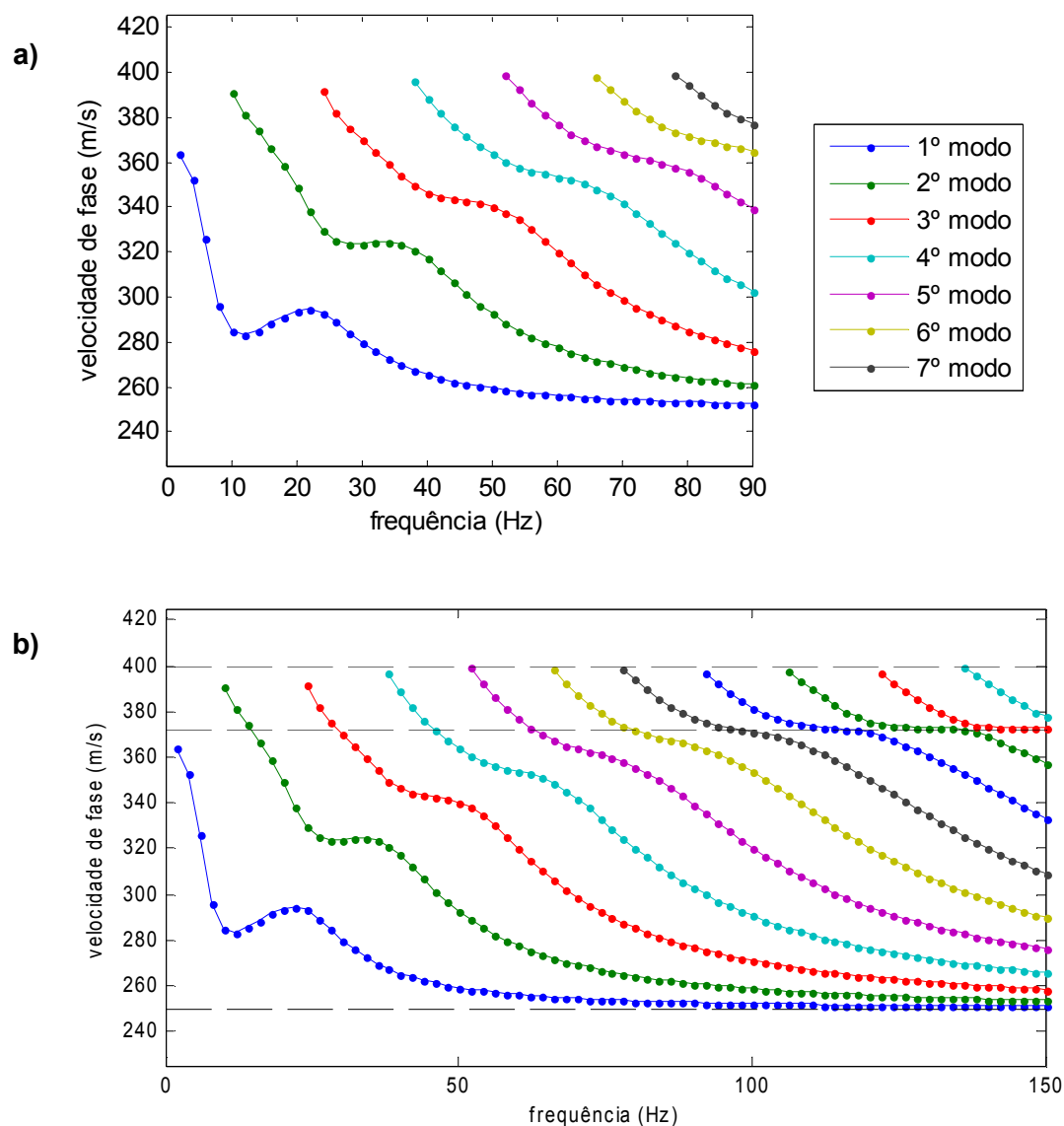


Figura 2.10 – Curvas modais da velocidade de fase (valores próprios) das ondas de Rayleigh, versus frequência, para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3: a) até 90Hz; b) até 150Hz.

Nos meios inversamente dispersivos do tipo I1, em que  $V_S$  na camada superficial é mais elevada do que na camada subjacente, à medida que a frequência aumenta, a propagação das ondas de Rayleigh ocorre através de modos de propagação sucessivamente mais elevados, até atingir, no limite ( $f \rightarrow \infty$ ), a velocidade equivalente à velocidade de propagação

das ondas de Rayleigh num meio homogéneo com as mesmas características da camada superficial. Ou seja, em meios do tipo do modelo I1, ocorre transição do modo dominante, com o aumento da frequência, deixando de ser dominante o MF.

Qualquer que seja o tipo de meio, normalmente dispersivo ou inversamente dispersivo, quando  $f \rightarrow 0$ , a velocidade de fase do MF (1º modo) – o único que existe nessa frequência limite – tende para o valor de  $V_R$  no substrato semi-infinito (semi-espaço) da base do modelo (em ambos os modelos anteriormente apresentados, este valor é  $V_R=372\text{m/s}$ ). Relativamente aos modos mais elevados, a velocidade de fase de cada modo, quando 'f' se aproxima da frequência de corte desse modo, tende para o valor de  $V_S$  no semi-espaço (que, nos casos N1 e I1, é  $V_S=400\text{m/s}$ ), uma vez que é assumido que a velocidade  $V_S$  no semi-espaço é igual ou superior à velocidade  $V_S$  das restantes camadas do modelo.

As curvas modais dependem fundamentalmente das velocidades  $V_S$  e das espessuras, das camadas do meio estratificado, tendo  $V_P$  e  $\rho$ , dentro dos valores possíveis e esperados, pouca influência na definição destas curvas ([Lai & Rix 1998], [Xia et al. 1999], [Strobbia 2002], e [Lai 2005]). No entanto, esta dependência é bastante complexa e de difícil cálculo numérico, sobretudo para modelos de várias camadas. [Strobbia 2002] apresentou um importante estudo sobre as propriedades e os factores de escala das curvas modais, que pode diminuir e facilitar os cálculos nos processos de modelação das curvas de dispersão experimentais:

- mantendo o número e as espessuras das camadas do modelo, bem como as respectivas massas volúmicas, a função secular  $F_R$  (equação (2.46)) tem exactamente o mesmo valor se as velocidades das ondas volúmicas ( $V_P$  e  $V_S$ ) de todas as camadas do modelo forem multiplicadas por um factor  $S$ , desde que as frequências em análise sejam igualmente multiplicadas por  $S$ ; em consequência, se as velocidades das ondas volúmicas forem multiplicadas por um factor  $S$ , as velocidades de fase dos vários modos e as frequências serão também ampliadas/reduzidas pelo mesmo factor  $S$ ;
- fixando o número de camadas do modelo, bem como as massas volúmicas e as velocidades  $V_P$  e  $V_S$  das camadas, se as espessuras de todas as camadas forem multiplicadas por um factor  $H$ , a função secular  $F_R$  tem o mesmo valor, desde que as frequências e os números de onda sejam divididos pelo mesmo factor  $H$ ; no entanto, agora as velocidades de fase dos vários modos não são ampliadas ou reduzidas pelo factor  $H$ ; o factor  $H$  apenas afecta as frequências e os números de onda.

Estes dois factores de escala, para as velocidades das ondas volúmicas e para as espessuras das camadas, podem ser associados, com evidentes vantagens para a modelação das curvas experimentais do MOS, uma vez que tornam possível uma normalização. Partindo de um determinado modelo, multiplicando as velocidades  $V_S$  e  $V_P$  por  $S$  e as espessuras por  $H$ , obtêm-se (usando um gráfico bi-logarítmico) curvas modais que são translações das curvas modais do modelo de partida [Strobbia 2002].

Determinados os valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , é então possível calcular as funções próprias  $r_1(z,k_j,\omega)$  a  $r_4(z,k_j,\omega)$ , em profundidade, associadas aos deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$  e às tensões  $\sigma_{rz}$  e  $\sigma_{zz}$ , resolvendo o sistema de equações (2.43). As seguintes Figura 2.11 e Figura 2.12 exemplificam as funções próprias  $r_1(z,k_j,\omega)$  a  $r_4(z,k_j,\omega)$ , obtidas com o programa S\_K, para os modelos normalmente e inversamente dispersivos, N1 e I1, para os três modos de propagação existentes, em cada caso, para  $f=30\text{Hz}$ . Cada função própria  $r_n(z)$ ,  $n=1$  a 4, ilustrada nestas figuras, foi normalizada em relação ao seu valor máximo em 'z'.

Na Figura 2.11 representam-se as funções próprias  $r_1(z)$  a  $r_4(z)$  correspondentes aos três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para  $f=30\text{Hz}$ , no caso do modelo N1 (Tabela 2.2), cujas curvas modais, associadas aos valores próprios, são representadas na Figura 2.9. Ao contrário do que se passa para o 1º modo de propagação, os valores máximos dos deslocamentos ( $u_r$  e  $u_z$ ) associados aos 2º e 3º modos de propagação, não são obtidos na superfície livre ( $z=0$ ). Constata-se, como era esperado, o maior alcance em profundidade dos modos mais elevados, nomeadamente do 3º modo, devido ao seu maior cdo.

Na Figura 2.12 são ilustradas as funções próprias  $r_1$  a  $r_4$  *versus* profundidade ( $z$ ), para os três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para  $f=30\text{Hz}$ , no caso do modelo I1 (Tabela 2.3), cujas curvas modais, associadas aos valores próprios, constam da Figura 2.10. Tal como no caso anterior (modelo N1), verifica-se igualmente aqui, uma maior "penetração" em profundidade dos modos mais elevados (especialmente do 3º modo), associada ao seu maior cdo.

Destaque-se que no caso do modelo I1 (Figura 2.12), para o 2º modo de propagação, as amplitudes de  $r_1$  e  $r_2$ , associadas aos deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$ , atingem praticamente valores máximos na superfície livre ( $z=0$ ), ao contrário do que se passa para o 1º e 3º modos de propagação, para os quais as amplitudes dos respectivos deslocamentos em  $z=0$  são bastante inferiores aos seus valores máximos. Este facto indicia que, neste caso, para  $f=30\text{Hz}$ , o modo de propagação dominante em termos dos deslocamentos na superfície livre, é provavelmente o 2º modo de propagação, o que está de acordo com a transição de modo dominante para modos de ordem e velocidade superior, com o aumento da frequência, que ocorre neste tipo de modelos.

Tal como já foi descrito, para meios de propagação do tipo do modelo I1, onde a camada superficial tem maior  $V_s$  que a camada subjacente, ocorre transição de modo dominante porque a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh tende a aproximar-se da velocidade (mais elevada) da camada superficial. Nestes casos, dependendo da frequência, nem sempre o MF é o modo dominante, ou seja, o modo com maior energia e que gera deslocamentos de maior amplitude à superfície.

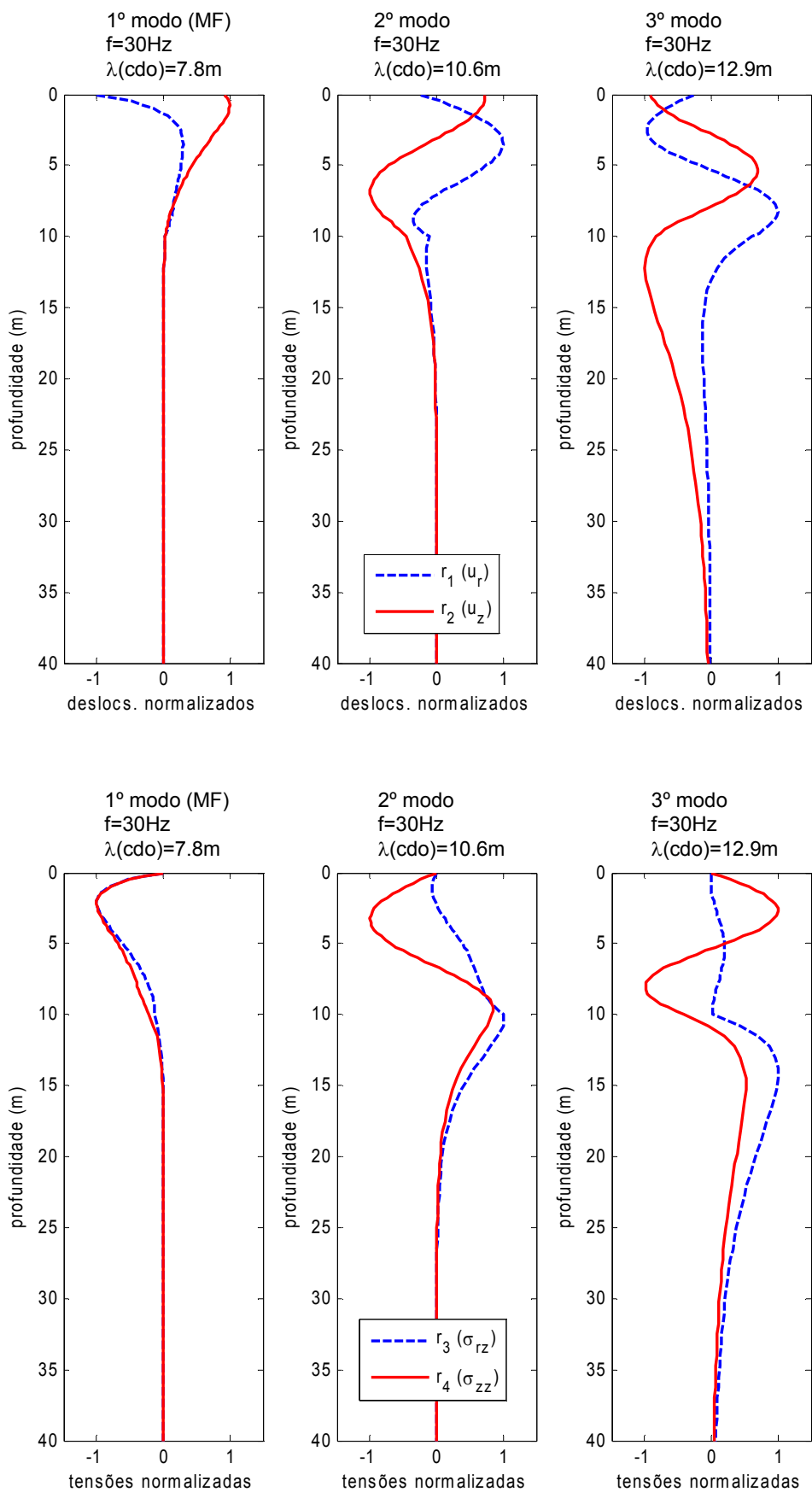


Figura 2.11 – Funções próprias dos deslocamentos ( $r_1$  e  $r_2$ ), em cima, e das tensões ( $r_3$  e  $r_4$ ), em baixo, para os três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para a frequência  $f=30\text{Hz}$ , e para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2.



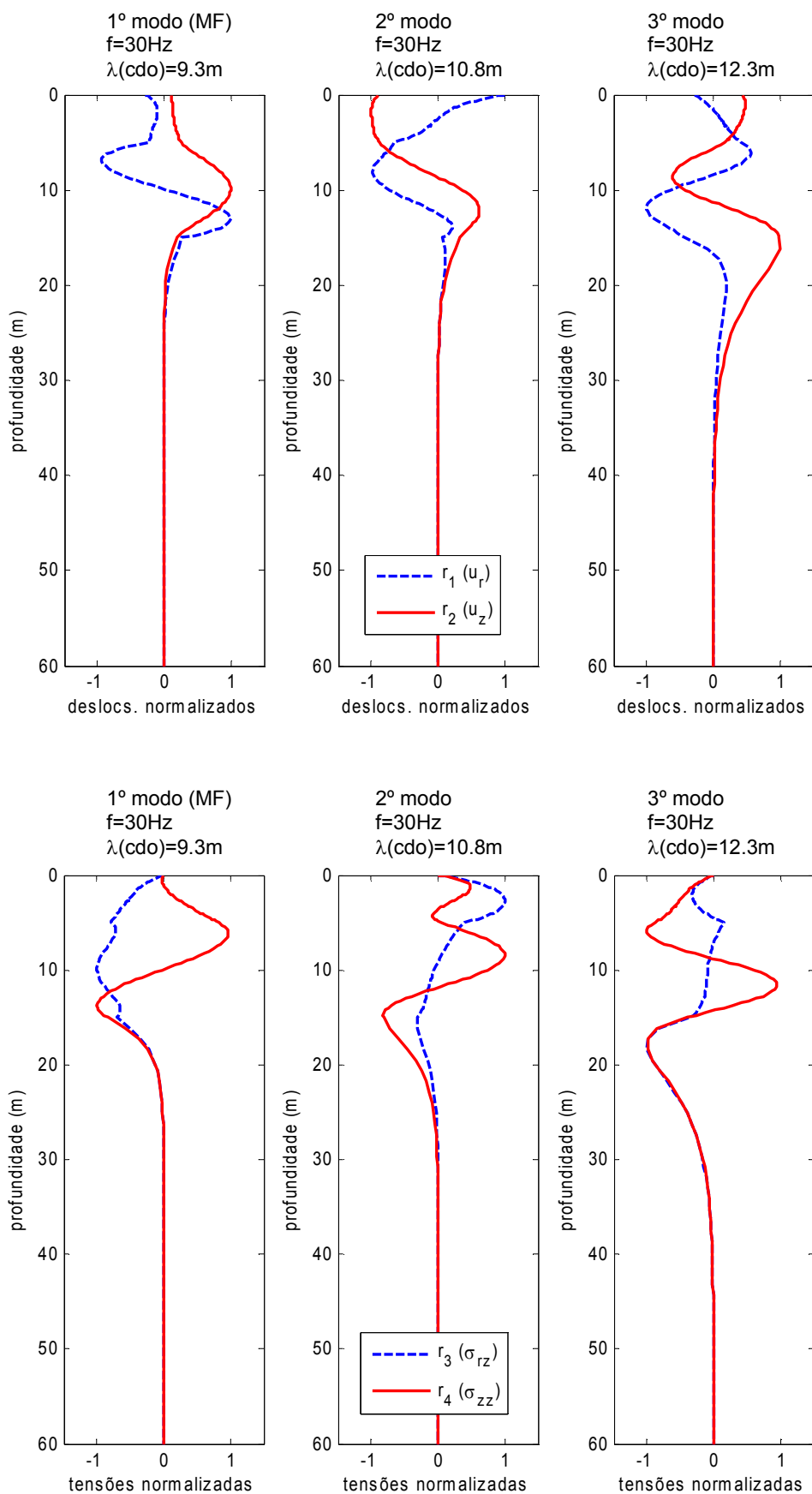


Figura 2.12 – Funções próprias dos deslocamentos ( $r_1$  e  $r_2$ ), em cima, e das tensões ( $r_3$  e  $r_4$ ), em baixo, para os três modos de propagação das ondas de Rayleigh existentes para a frequência  $f=30\text{Hz}$ , e para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3.

A mudança do “modo dominante” de propagação das ondas de Rayleigh, para modos de ordem superior ao fundamental, e, portanto, com maior velocidade de propagação, à medida que aumenta a frequência, no caso dos meios inversamente dispersivos em que  $V_S$  na camada superficial é superior à(s) camada(s) subjacentes, é igualmente verificada e bem evidenciada, quando se considera a presença de uma fonte sísmica e se calcula a velocidade efectiva, resultante da sobreposição modal (ver secção 2.2.5.5 e Figura 2.18).

A propagação das ondas de Rayleigh em profundidade depende da frequência e do cdo. Quanto menor a frequência e maior o cdo, maior será a profundidade de “penetração” ou “alcançada” pela onda de Rayleigh, ou seja, maior a profundidade onde ocorrem deslocamentos das partículas (e tensões) causados pela passagem da onda de Rayleigh.

Num meio verticalmente heterogéneo e estratificado, como o representado na Figura 2.13, diferentes cdo penetram até diferentes estratos com diferentes propriedades mecânicas, pelo que ocorre dispersão geométrica, ou seja, ocorrem diferentes velocidades de propagação para diferentes cdo (ou para diferentes frequências). Neste tipo de meio, a camada mais superficial afecta a velocidade de propagação para todas as frequências e cdo, enquanto a camada mais profunda (o semi-espaço) apenas afecta a velocidade de propagação dos grandes cdo, ou seja, das baixas frequências. Em paralelo, verifica-se que os mais pequenos cdo (altas frequências) propagam-se apenas na camada superficial, enquanto que os maiores cdo (baixas frequências) propagam-se por todas as camadas do modelo.

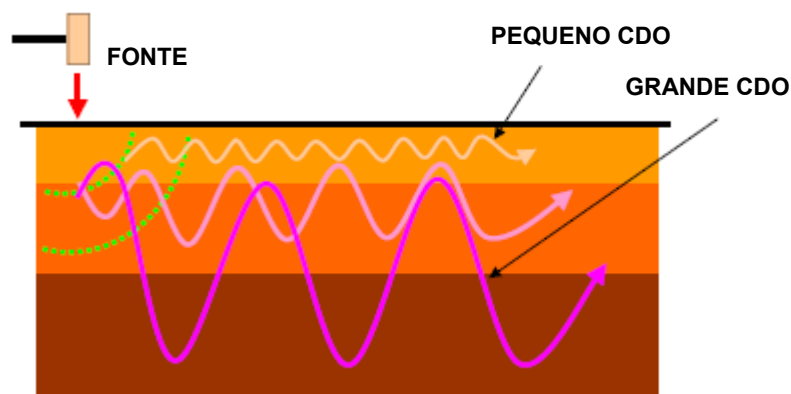


Figura 2.13 – Dispersão geométrica das ondas de Rayleigh num meio verticalmente heterogéneo e estratificado. Adaptada de [Hayashi 2003].

É interessante observar o efeito da dispersão geométrica da onda de Rayleigh num registo sísmico ou sismograma multicanal (ou multi-receptor), sintético. A Figura 2.14 ilustra os sismogramas sintéticos (teóricos) apresentados por [Hayashi 2003] e obtidos para o modelo de um semi-espaço homogéneo com  $V_S=1000\text{m/s}$  e para o modelo de um meio estratificado, com uma camada superficial com 25m de espessura e com  $V_S=1000\text{m/s}$ , sobre o semi-espaço de base com  $V_S=1730\text{m/s}$ .

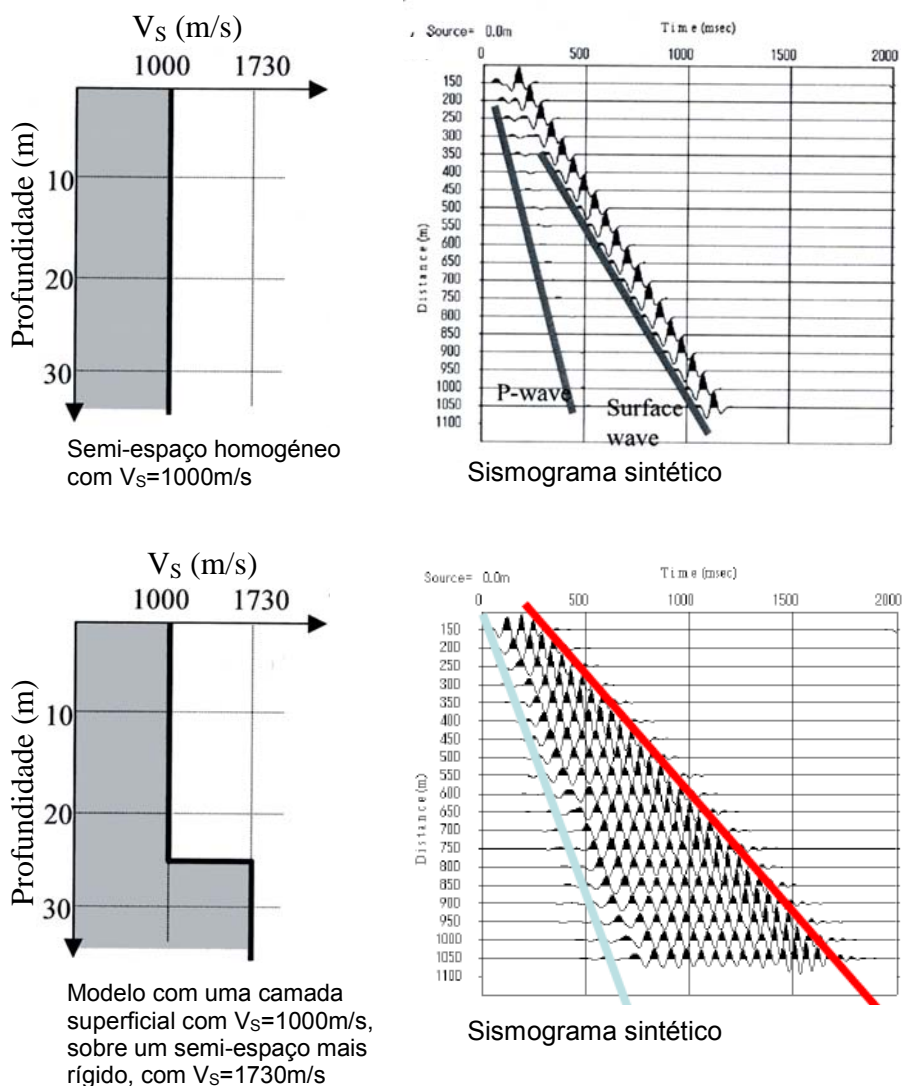


Figura 2.14 – Sismogramas sintéticos para o modelo dum semi-espço homogéneo com  $V_S=1000$ m/s (em cima) e para o modelo dum meio estratificado com uma camada superficial com  $V_S=1000$ m/s, sobre um semi-espço com  $V_S=1730$ m/s (em baixo). Adaptada de [Hayashi 2003].

No caso do semi-espço homogéneo observa-se uma única velocidade de propagação para a onda de Rayleigh (designada por “*surface wave*” na Figura 2.14), que, neste caso, não é dispersiva (não varia com a frequência). Verifica-se naturalmente que esta velocidade de propagação, representada pela recta de menor declive, é inferior à velocidade de propagação da onda P (“*P-wave*”), representada pela recta de maior declive, no respectivo sismograma sintético. Observa-se igualmente que o impulso de energia teórico, sem atenuação, correspondente à onda de Rayleigh, se mantém inalterado à medida que a propagação ocorre no espaço e no tempo.

Pelo contrário, no sismograma sintético do meio estratificado, verifica-se que o impulso, neste caso, o trem de ondas de Rayleigh, se modifica, ‘alargando-se’ à medida que aumenta o tempo e a distância à fonte, sendo agora um ‘sinal’ multifrequência. Observa-se ainda que a velocidade de propagação das várias frequências é diferente, sendo superior no caso das baixas frequências (recta azul no registo sísmico), à das altas frequências (recta vermelha no registo sísmico). Este facto está de acordo com o modelo normalmente dispersivo

utilizado, em que a rigidez ( $V_S$ ) aumenta com a profundidade e, como tal, a velocidade de fase das ondas de Rayleigh decresce com o aumento da frequência, uma vez que as altas frequências apenas se propagam na camada superficial, com menor  $V_S$ .

Conclui-se então que os efeitos da dispersão (geométrica) das ondas de Rayleigh, nomeadamente as formas das curvas de dispersão multimodais, são características de um determinado tipo de estratificação e são função da variação de rigidez com a profundidade. É este o princípio físico do método das ondas superficiais (MOS). Se for possível determinar experimentalmente as características de dispersão das ondas superficiais num determinado local, elas permitem, em princípio, inferir sobre o tipo de estratificação aí existente, em termos da variação da rigidez ( $V_S$ ) com a profundidade.

Por vezes as curvas de dispersão da velocidade de fase, tipicamente as do MF, são representadas não em função da frequência, mas antes em função do cdo, como na Figura 2.15, uma vez que esta representação está “mais próxima” da variação de  $V_S$  (e portanto, da rigidez), com a profundidade.

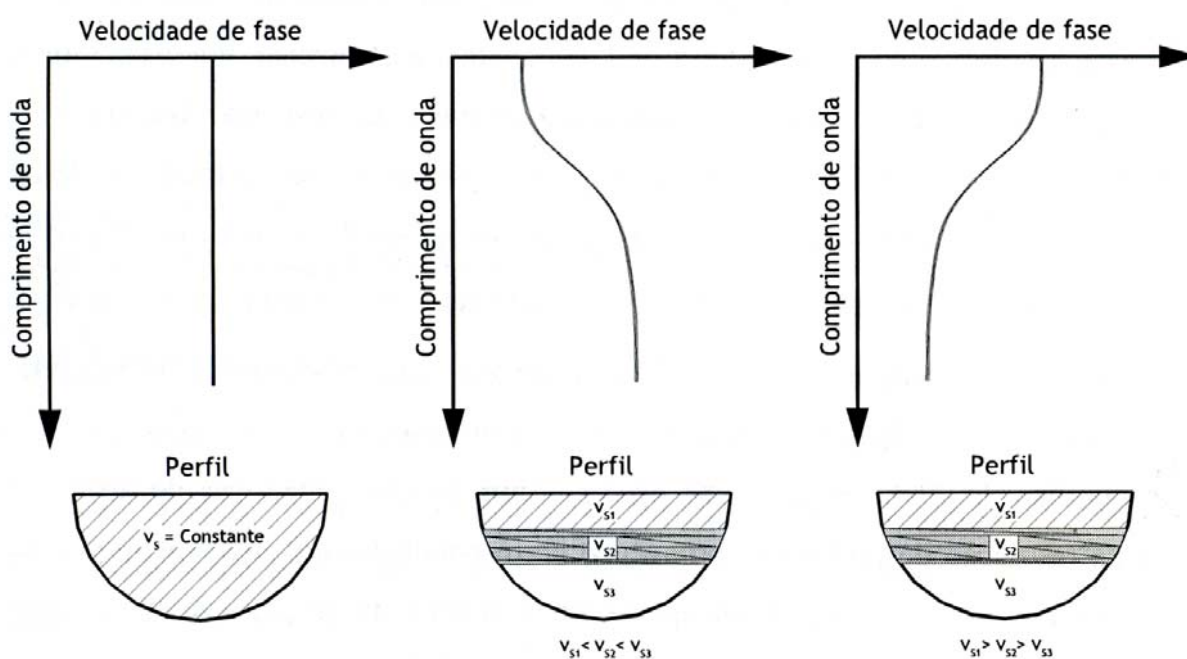


Figura 2.15 – Variação típica da velocidade de fase das ondas de Rayleigh com o cdo, para diferentes tipos de meios: homogéneo, normalmente dispersivo e inversamente dispersivo. Adaptada de [Varandas 2005].

#### 2.2.5.4. Consideração da fonte sísmica

Considerando a existência de uma fonte sísmica, o correspondente termo da força aplicada tem que ser acrescentado à equação (2.38) [Ben-Menahem & Singh 2000], transformando-a na equação do *problema não homogéneo* de Rayleigh. Considerando ainda, sem perda de generalidade, que esta força externa é harmónica no tempo, pode consequentemente ocorrer sobreposição (modal) dos vários modos de propagação das ondas de Rayleigh, gerando-se uma “onda composta” ou forma de onda de Rayleigh com uma velocidade de

propagação designada por *velocidade aparente ou efectiva* ([Lai & Rix 1998], [Foti 2000] e [Lai 2005]), e que é também dispersiva, ou seja, varia igualmente com a frequência.

Pode provar-se que ([Lai & Rix 1998] e [Lai 2005]), em meios verticalmente estratificados como os aqui considerados, o campo de ondas sísmicas gerado por uma fonte pontual (harmónica no tempo) actuando verticalmente, do tipo  $(F_z e^{i\omega t})$ , para uma certa distância da fonte, para a qual se possa desprezar a contribuição das ondas volúmicas (condições do campo distante da fonte ou *far-field*), o deslocamento das partículas do meio é causado pela sobreposição modal das ondas superficiais de Rayleigh (dado que, como a fonte é pontual e de acção vertical, pode considerar-se que não há formação de ondas de Love), tendo as suas componentes vertical e radial as seguintes formas:

$$u_z(r, z, \omega) = \sum_{j=1}^M [A_z(r, z, \omega)]_j \exp \left[ i \left( \omega t - k_j r - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.48)$$

$$u_r(r, z, \omega) = \sum_{j=1}^M [A_r(r, z, \omega)]_j \exp \left[ i \left( \omega t - k_j r + \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.49)$$

onde  $[A_z(r, z, \omega)]_j$  e  $[A_r(r, z, \omega)]_j$  são as amplitudes dos deslocamentos vertical e radial, gerados pelo modo 'j' de propagação das ondas de Rayleigh;  $M=M(\omega)$  é o número de modos de propagação das ondas de Rayleigh para a frequência  $\omega$ ; e  $k_j = k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$  são os números de onda correspondentes aos modos de propagação existentes para essa frequência  $\omega$ .

Nos estudos e aplicações das ondas superficiais é habitual usar os conceitos de campo próximo (da fonte) e de campo distante (da fonte), designados na literatura anglo-saxónica, respectivamente, por *near-field* e *far-field* [Lai 2005]. O campo próximo da fonte é, neste contexto, definido pela região adjacente à fonte sísmica até uma distância (à fonte) para a qual não se pode desprezar a contribuição das ondas volúmicas P e S para o deslocamento das partículas, nem esta contribuição pode ser "somada" à contribuição das ondas superficiais. Em oposição, o campo distante é a região existente a partir desta mesma distância (à fonte) para a qual a contribuição das ondas volúmicas P e S pode ser separada e desprezada face ao campo das ondas superficiais (sobretudo devido ao facto das ondas volúmicas sofrerem atenuação geométrica, com a distância à fonte, muito mais elevada do que a ondas superficiais, ver secção 2.2.4.2). Deste modo, pode considerar-se com boa aproximação que no *far-field* o deslocamento vertical das partículas é causado apenas pelas ondas de Rayleigh [Lai 2005].

Diversos estudos sobre a propagação de ondas de Rayleigh em meios verticalmente estratificados (e.g., [Tokimatsu et al. 1992a], [Foti 2000] e [Strobbia 2002]) têm indicado que, para meios normalmente dispersivos, o campo próximo da fonte ou *near-field* é da ordem de  $\lambda/2$ , enquanto que para meios inversamente dispersivos, o campo próximo da fonte é habitualmente bastante maior, podendo estender-se até uma distância da ordem de  $2\lambda$ . Aqui,  $\lambda$  é o cdo de cada modo de propagação das ondas de Rayleigh, sendo ainda  $\lambda=\lambda(\omega)$ , e

como tal, o campo próximo depende não só do tipo de meio, como, para cada meio, varia com o modo de propagação e a frequência considerada.

Desenvolvendo separadamente as partes reais e imaginárias das expressões (2.48) e (2.49), separando os ângulos ( $\omega t$ ) e ( $k_j r \pm \pi/4$ ), e por último, voltando a combinar as respectivas partes reais e imaginárias ([Lai & Rix 1998], [Varandas 2005] e [Lai 2005]), obtém-se:

$$u_z(r, z, \omega) = B_z(r, z, \omega) \exp[i(\omega t - \theta_z(r, z, \omega))] \quad (2.50)$$

$$u_r(r, z, \omega) = B_r(r, z, \omega) \exp[i(\omega t - \theta_r(r, z, \omega))] \quad (2.51)$$

onde

$$B_z(r, z, \omega) = \sqrt{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M [A_z(r, z, \omega)]_n [A_z(r, z, \omega)]_j \cos(r(k_n - k_j))} \quad (2.52)$$

$$B_r(r, z, \omega) = \sqrt{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M [A_r(r, z, \omega)]_n [A_r(r, z, \omega)]_j \cos(r(k_n - k_j))} \quad (2.53)$$

e

$$\theta_z(r, z, \omega) = \arctg \left( \frac{\sum_{j=1}^M [A_z(r, z, \omega)]_j \operatorname{sen}(k_j r + \pi/4)}{\sum_{j=1}^M [A_z(r, z, \omega)]_j \cos(k_j r + \pi/4)} \right) \quad (2.54)$$

$$\theta_r(r, z, \omega) = \arctg \left( \frac{\sum_{j=1}^M [A_r(r, z, \omega)]_j \operatorname{sen}(k_j r - \pi/4)}{\sum_{j=1}^M [A_r(r, z, \omega)]_j \cos(k_j r - \pi/4)} \right) \quad (2.55)$$

As amplitudes  $[A_z(r, z, \omega)]_j$  e  $[A_r(r, z, \omega)]_j$  para uma fonte pontual harmónica no tempo, actuando verticalmente, definida por ( $F_z e^{i\omega t}$ ) e localizada em  $r=0$ ,  $z=z_s$ , são dadas por [Lai & Rix 1998]:

$$[A_z(r, z, \omega)]_j = F_z \frac{r_2(z_s, k_j, \omega) r_2(z, k_j, \omega)}{4 V_j U_j I_j \sqrt{2\pi r k_j}} \quad (2.56)$$

$$[A_r(r, z, \omega)]_j = F_z \frac{r_2(z_s, k_j, \omega) r_1(z, k_j, \omega)}{4 V_j U_j I_j \sqrt{2\pi r k_j}} \quad (2.57)$$

onde, tal como anteriormente,  $k_j = k_j(\omega)$  é o número de onda do modo de propagação 'j' das ondas de Rayleigh;  $r_1$  e  $r_2$  são as funções próprias do deslocamento para o modo 'j', ou seja, as soluções do *problema homogéneo* (sem fontes), já definidas na secção 2.2.5.1;  $V_j = V_j(\omega) = \omega/k_j(\omega)$  e  $U_j = U_j(\omega) = d\omega/dk_j$  são, respectivamente, as velocidades de fase e de grupo do modo 'j'; e, por último,  $I_j = I_j(\omega)$  é o *primeiro integral de energia de Rayleigh*, associado ao modo 'j', definido por [Lai & Rix 1998]:

$$I_j(\omega) = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho(z) [r_1^2(z, k_j, \omega) + r_2^2(z, k_j, \omega)] dz \quad (2.58)$$

Substituindo as expressões (2.56) e (2.57) nas expressões (2.52) a (2.55), os deslocamentos  $u_z$  e  $u_r$  podem ser escritos como:

$$u_z(r, z, \omega) = F_z G_z(r, z, \omega) \exp[i(\omega t - \theta_z(r, z, \omega))] \quad (2.59)$$

$$u_r(r, z, \omega) = F_z G_r(r, z, \omega) \exp[i(\omega t - \theta_r(r, z, \omega))] \quad (2.60)$$

onde

$$G_z(r, z, \omega) = \frac{1}{4\sqrt{2\pi r}} \sqrt{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \frac{r_2(z, k_n) r_2(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j) \cos(r(k_n - k_j))}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)}} \quad (2.61)$$

$$G_r(r, z, \omega) = \frac{1}{4\sqrt{2\pi r}} \sqrt{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \frac{r_1(z, k_n) r_1(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j) \cos(r(k_n - k_j))}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)}} \quad (2.62)$$

e

$$\theta_z(r, z, \omega) = \text{arc tg} \left( \frac{\sum_{j=1}^M \frac{r_2(z, k_j) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_j} (V_j U_j I_j)} \text{sen}(k_j r + \pi/4)}{\sum_{j=1}^M \frac{r_2(z, k_j) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_j} (V_j U_j I_j)} \cos(k_j r + \pi/4)} \right) \quad (2.63)$$

$$\theta_r(r, z, \omega) = \text{arc tg} \left( \frac{\sum_{j=1}^M \frac{r_1(z, k_j) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_j} (V_j U_j I_j)} \text{sen}(k_j r - \pi/4)}{\sum_{j=1}^M \frac{r_1(z, k_j) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_j} (V_j U_j I_j)} \text{cos}(k_j r - \pi/4)} \right) \quad (2.64)$$

Nestas equações (2.61) a (2.64), e apenas para diminuir a extensão das expressões analíticas, suprimiu-se a dependência de  $\omega$  nas funções  $r_1$  e  $r_2$ , bem como nas funções  $k_j$ ,  $V_j$ ,  $U_j$  e  $I_j$ , que aparece explícita nas equações anteriores.

Constata-se, pelas equações (2.59) a (2.64), que os deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$ , soluções do *problema não homogéneo* de Rayleigh, podem ser completamente determinados pelo conhecimento da força aplicada ( $F_z e^{i\omega t}$ ) e pelas soluções  $\{k_j(\omega), r_n(z, k_j, \omega), n=1,2; j=1,\dots,M(\omega)\}$  do correspondente *problema homogéneo* de Rayleigh, uma vez que  $V_j$ ,  $U_j$  e  $I_j$  são também calculados directamente a partir dos valores de  $k_j(\omega)$  e de  $r_1(z, k_j, \omega)$  e  $r_2(z, k_j, \omega)$ .

As funções  $G_z$  e  $G_r$  são designadas por *funções de atenuação geométrica de Rayleigh* [Lai 2005], que, em analogia com as expressões (2.30) e (2.31), são as funções que governam a atenuação geométrica das ondas de Rayleigh nos meios estratificados aqui considerados. As funções  $\theta_z$  e  $\theta_r$  podem ser consideradas como funções de fase “compostas” das formas de onda resultantes da sobreposição dos vários modos de propagação das ondas de Rayleigh. Estas “ondas compostas” continuam a ter as características de ondas superficiais de Rayleigh, i.e., propagam-se junto à superfície livre, induzem deslocamentos das partículas (com trajectórias elípticas) apenas no plano vertical  $r$ - $z$ , e as amplitudes dos deslocamentos anulam-se quando  $z \rightarrow \infty$ .

As funções  $\theta_z$  e  $\theta_r$  representam então as funções de fase das componentes do deslocamento induzido pela onda “composta” resultante da sobreposição modal. Mas agora, de um modo geral,  $\theta_z$  é diferente de  $\theta_r$ , e a diferença não é necessariamente  $\pm\pi/2$  como no caso de um semi-espaco homogéneo (ver equações (2.30) e (2.31)). Isto significa que apesar da órbita das partículas devida a esta “onda composta” continuar a ser elíptica, os eixos principais da elipse não coincidem, em geral, com os eixos vertical e horizontal [Tokimatsu et al. 1992a].

Sobressai igualmente das equações (2.61) e (2.62) que agora as funções de atenuação geométrica do deslocamento com a distância à fonte ( $r$ ), são diferentes para  $u_z$  e para  $u_r$ , ao contrário do que se passa num meio homogéneo (comparar novamente com as equações (2.30) e (2.31)) onde a função de atenuação geométrica ( $1/\sqrt{r}$ ) é a mesma para ambas as componentes do deslocamento. Diversos estudos numéricos ([Strobbia 2002] e [Lai 2005]) mostram que  $G_z$  se afasta tanto mais de  $(1/\sqrt{r})$ , quanto maior é a frequência (uma vez que quanto maior é a frequência, maior o número de modos em propagação). Verifica-se ainda que esta diferença é também maior para meios estratificados inversamente dispersivos do que nos meios normalmente dispersivos.



Facilmente se verifica que, no caso de um meio homogéneo,  $M=1$  para todas as frequências  $\omega$ , e, como tal,  $k_j=k=\omega/V_R$ ; por outro lado, a velocidade de grupo é naturalmente igual à velocidade de fase do único modo  $U_j=V_j=V_R=\text{constante}$ ; por último,  $I_j(\omega)=I=\text{constante}$ . Então, neste caso, as funções de fase  $\theta_z$  e  $\theta_r$ , reduzem-se a:

$$\theta_z(r, \omega) = k r + \pi/4 = (\omega/V_R) r + \pi/4 \quad (2.65)$$

$$\theta_r(r, \omega) = k r - \pi/4 = (\omega/V_R) r - \pi/4$$

que são de facto as funções de fase de  $u_z$  e de  $u_r$ , num meio homogéneo, como é patente nas equações (2.30) e (2.31), e tal como pode também ser deduzido das equações (2.48) e (2.49), tomando  $M=1$ .

No caso dum meio homogéneo, como  $M=1$  para todas as frequências  $\omega$ , tem-se, por consequência, que  $k_j=k=\omega/V_R$  e  $U_j=V_j=V_R=\text{constante}$ . Como neste caso as funções  $r_1$  e  $r_2$  são apenas funções de  $z$  e  $\rho(z)=\rho=\text{constante}$ , vem que  $I_j(\omega)=I=\text{constante}$ . Como tal, as funções  $G_z$  e  $G_r$  reduzem-se a:

$$G_z(r, z, \omega) = \frac{1}{\sqrt{r}} \frac{r_2(z) r_2(z_s)}{4 V_R^2 I \sqrt{2\pi\omega/V_R}} \quad (2.66)$$

$$G_r(r, z, \omega) = \frac{1}{\sqrt{r}} \frac{r_1(z) r_2(z_s)}{4 V_R^2 I \sqrt{2\pi\omega/V_R}}$$

### 2.2.5.5. Velocidade aparente ou efectiva de Rayleigh

Quer pelas equações (2.50) e (2.51) quer pelas equações (2.59) e (2.60), pode observar-se que as expressões:

$$(\omega t - \theta_z(r, z, \omega)) = \text{constante} \quad (2.67)$$

$$(\omega t - \theta_r(r, z, \omega)) = \text{constante} \quad (2.68)$$

representam equações de frente de onda, uma vez que representam locais em que os respectivos deslocamentos das partículas, na direcção 'z' e na direcção 'r', têm igual fase. Assumindo que as funções  $\theta_z$  e  $\theta_r$  são suficientemente "suaves" (regulares), pode obter-se, por derivação em ordem ao tempo 't' de cada uma das equações anteriores [Lai 2005]:

$$\omega - \frac{\partial \theta_z}{\partial r}(r, z, \omega) \frac{dr}{dt} = 0 \quad (2.69)$$

$$\omega - \frac{\partial \theta_r}{\partial r}(r, z, \omega) \frac{dr}{dt} = 0 \quad (2.70)$$

Em cada um destas equações ( $dr/dt$ ) representa uma velocidade de propagação na direcção radial 'r', sendo que na equação (2.69) esta é a velocidade de propagação aparente ou efectiva do deslocamento vertical do meio ( $u_z$ ), resultante da sobreposição modal, e como tal será aqui representada por  $V_{ef,z}$ . Na equação (2.70) ( $dr/dt$ ) representa uma velocidade de propagação aparente ou efectiva (na direcção radial 'r') do deslocamento horizontal do meio ( $u_r$ ), resultante da sobreposição modal, e será representada por  $V_{ef,r}$ .

Resulta então da equação (2.69)

$$V_{ef,z}(r, z, \omega) = \left( \frac{dr}{dt} \right)_{u_z} = \omega / \left( \frac{\partial \theta_z(r, z, \omega)}{\partial r} \right) \quad (2.71)$$

e da equação (2.70)

$$V_{ef,r}(r, z, \omega) = \left( \frac{dr}{dt} \right)_{u_r} = \omega / \left( \frac{\partial \theta_r(r, z, \omega)}{\partial r} \right) \quad (2.72)$$

Estas velocidades efectivas têm um importante significado físico, pois tomando, por exemplo, a expressão de  $V_{ef,z}$  e  $z=0$ , é esta grandeza que se pretende comparar com os valores experimentais da velocidade da forma da onda de Rayleigh detectada no ensaio mais simples, em que se utiliza apenas uma fonte sísmica à superfície e dois receptores de componente vertical, colocados à superfície do terreno ( $z=0$ ), a uma certa distância da fonte, e segundo um mesmo alinhamento horizontal. Medindo a diferença de fase do movimento vertical ( $\Delta\theta_z(\omega)$ ) detectado pelos dois receptores (afastados entre si de uma distância  $\Delta r$ ), para cada frequência  $\omega$ , (admitindo que ambos os receptores estão a distâncias da fonte suficientes para se localizarem no campo distante), é possível determinar os valores da velocidade efectiva experimental (relativa à componente vertical do deslocamento) para as várias frequências  $\omega$  'emitidas' pela fonte, e deste modo, construir a respectiva curva de dispersão experimental. A velocidade experimental da onda de Rayleigh ( $V_{R,exp}(\omega)$ ) obtida neste ensaio é obtida pela seguinte expressão:

$$V_{R,exp}(\omega) = \omega / \left( \frac{\Delta\theta_z(\omega)}{\Delta r} \right) \quad (2.73)$$

onde facilmente se identifica a analogia com a equação (2.71).

De igual modo, usando no ensaio receptores com componente horizontal alinhada segundo a direcção radial 'r' da linha que une a fonte sísmica e os receptores, é possível determinar velocidades efectivas experimentais, relativas à componente radial do deslocamento.

Se num ensaio experimental de ondas de Rayleigh (usando, por exemplo, apenas receptores de componente vertical), prevalecer o efeito da sobreposição modal, o que se obtém no ensaio é então uma curva de dispersão experimental *versus*  $\omega$ ,  $V_{R,exp}(\omega)$ , da velocidade aparente ou efectiva no local do ensaio, para o dispositivo de medida usado (distâncias dos receptores à fonte). Esta curva experimental pode então ser modelada e 'invertida' usando o formalismo da velocidade efectiva analítica (equação (2.71)) desenvolvido por [Lai & Rix 1998], tanto mais que estes autores deduziram igualmente expressões analíticas para as derivadas parciais de  $V_{ef,z}$  e de  $V_{ef,r}$ , em relação às velocidades das ondas volúmicas ( $V_S$  e  $V_P$ ) de cada camada do modelo estratificado. Estes dois parâmetros mecânicos, sobretudo  $V_S$ , e as espessuras das camadas, são os mais influentes parâmetros na definição dos modos de propagação e, conseqüentemente, das velocidades efectivas e respectivas curvas de dispersão.

De um modo geral,  $V_{ef,z} \neq V_{ef,r}$ , ao contrário do que se passa num semi-espaco homogéneo onde se pode verificar que, derivando em ordem ao tempo os termos da fase das equações (2.30) e (2.31), e considerando a fase constante em cada uma das equações, se obtém a mesma velocidade de propagação para cada uma das componentes do deslocamento, que é, neste caso, a velocidade de propagação ou de fase da onda de Rayleigh unimodal e invariante com a frequência,  $V_R = \omega/k = \text{constante}$ . Tal como foi verificado na anterior secção 2.2.5.4, as funções de fase  $\theta_z$  e  $\theta_r$ , dadas pelas equações (2.63) e (2.64), no caso dum meio homogéneo reduzem-se a:  $\theta_z = kr + \pi/4$  e  $\theta_r = kr - \pi/4$ . Usando estas expressões nas equações (2.71) e (2.72) vem naturalmente que, no caso do meio homogéneo,  $V_{ef,z} = V_{ef,r} = \omega/k = V_R = \text{constante}$ .

Substituindo as expressões (2.63) e (2.64), de  $\theta_z$  e de  $\theta_r$ , nas equações (2.71) e (2.72), obtém-se as seguintes expressões analíticas para as velocidades efectivas:

$$V_{ef,z}(r, z, \omega) = \frac{2\omega \sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_2(z, k_n) r_2(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)} \cos(r(k_n - k_j)) \right\}}{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_2(z, k_n) r_2(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)} (k_n + k_j) \cos(r(k_n - k_j)) \right\}} \quad (2.74)$$

$$V_{ef,r}(r, z, \omega) = \frac{2\omega \sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_1(z, k_n) r_1(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)} \cos(r(k_n - k_j)) \right\}}{\sum_{n=1}^M \sum_{j=1}^M \left\{ \frac{r_1(z, k_n) r_1(z, k_j) r_2(z_s, k_n) r_2(z_s, k_j)}{\sqrt{k_n k_j} (V_n U_n I_n)(V_j U_j I_j)} (k_n + k_j) \cos(r(k_n - k_j)) \right\}} \quad (2.75)$$

que são assim determinadas exclusivamente a partir das soluções  $\{k_j(\omega), r_n(z, k_j, \omega), n=1,2; j=1,\dots,M(\omega)\}$  do *problema homogéneo* de Rayleigh. Mais uma vez, tal como nas equações (2.61) a (2.64), suprimiu-se também nestas equações, a dependência de  $\omega$ , nas funções  $r_1, r_2, k_j, V_j, U_j$  e  $I_j$ , apenas para encurtar as respectivas expressões analíticas.

Um aspecto a salientar das equações anteriores, (2.74) e (2.75), é que  $V_{ef,z}$  e  $V_{ef,r}$  são grandezas locais, dependentes da distância à fonte ( $r$ ) e da profundidade ( $z$ ) onde são calculadas. Para uma profundidade  $z=$ constante, as funções  $V_{ef,z}(r, \omega)$  e  $V_{ef,r}(r, \omega)$  definem (diferentes) superfícies de dispersão aparente que representam a variação destas grandezas com a frequência  $\omega$  e com a distância à fonte ' $r$ ' (ver Figura 2.16).

[Varandas 2005] efectuou estudos numéricos com base nas expressões (2.74) e (2.75) para um modelo normalmente dispersivo e para dois modelos inversamente dispersivos (tomando  $z=z_s=0m$ ). Verificou que, de um modo geral  $V_{ef,z} \neq V_{ef,r}$ , especialmente no caso do perfil normalmente dispersivo, podendo as diferenças serem significativas, dependendo da contribuição dos modos mais elevados para as componentes  $u_z$  e  $u_r$  do deslocamento, variando ainda com a distância à fonte. Por vezes as funções têm um comportamento oscilatório em função da frequência, em torno do modo dominante, como é visível no exemplo da Figura 2.16. Para tentar eliminar os efeitos 'locais' transitórios [Varandas 2005] determinou as velocidades efectivas médias, para cada frequência, considerando 6 a 12 posições ( $r$ ) diferentes em relação à fonte, equiespaçadas de 2 ou 3m, consoante o caso. Verifica que, tomando estes valores médios das velocidades efectivas para várias distâncias à fonte, diminuem significativamente as diferenças entre  $V_{ef,z}$  (média) e  $V_{ef,r}$  (média) e diminuem também consideravelmente as oscilações destas funções com a frequência, aumentando assim a coincidência destas funções médias com o modo ou modos dominantes para cada frequência. [Varandas 2005] não utilizou critérios de selecção dos modos somados na aplicação das expressões (2.74) e (2.75), que apenas são válidas no campo distante da fonte.

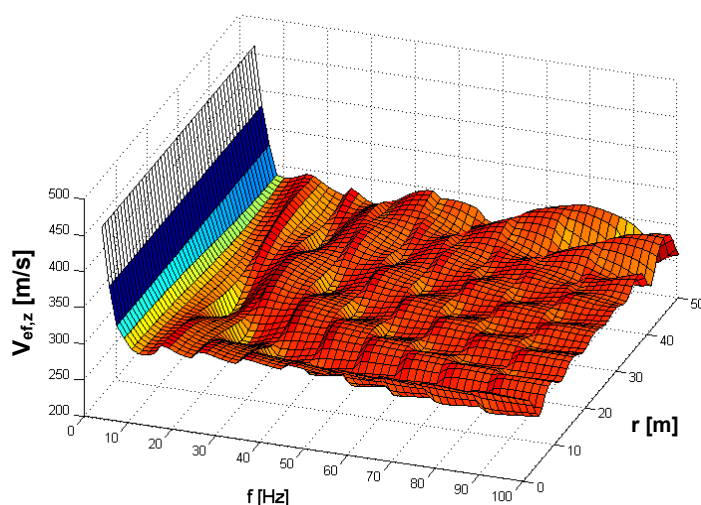


Figura 2.16 – Exemplo de uma superfície de dispersão  $V_{ef,z}(r, \omega)$  calculada para um meio normalmente dispersivo e para  $z=0m$ , [Varandas 2005].

[Lai & Rix 1998] e [Lai 2005] apresentam igualmente resultados numéricos de  $V_{ef,z}$  para modelos normalmente e inversamente dispersivos, utilizando, para cada frequência considerada, uma média de  $V_{ef,z}$  calculada para várias distâncias à fonte (de forma idêntica à usada por [Varandas 2005]), mas tendo também em conta a utilização de distâncias uma a duas vezes superiores ao cdo ( $\lambda$ ) dos modos de propagação considerados na expressão (2.74), de modo a eliminar os efeitos do campo próximo da fonte.

De facto, as equações (2.74) e (2.75) só são directamente aplicáveis quando a condição de campo distante (da fonte) é válida para todos os modos existentes para cada frequência angular  $\omega$ , condição esta que varia com o cdo ( $\lambda$ ) dos modos de propagação. Uma tentativa de eliminar estes efeitos do campo próximo, é precisamente somar apenas as contribuições dos modos que cumpram esta condição.

Utilizando o critério já referido na secção anterior (2.2.5.4), para definição do campo próximo da fonte 'd', para cada cdo,  $\lambda$ , considerado:

- $d=\lambda/2$ , se o meio for normalmente dispersivo;
- $d=2\lambda$ , se o meio for inversamente dispersivo;

podem filtrar-se os modos de propagação a ter em conta nos somatórios das equações (2.74) e (2.75). O procedimento consiste em, para cada frequência  $\omega$ , e para cada distância à fonte, 'r', considerada no cálculo das velocidades efectivas, só são somados os modos cujo cdo,  $\lambda$ , for:

- $\lambda \leq 2r$ , se o meio for normalmente dispersivo;
- $\lambda \leq (1/2)r$ , se o meio for inversamente dispersivo.

Este procedimento foi implementado na rotina *effective* (modificada), utilizada pelo programa S\_K, descrito na secção 5.2.4.

Na Figura 2.17-a) ilustram-se, pelos pontos a vermelho, as velocidades efectivas do deslocamento vertical,  $V_{ef,z}$ , para um conjunto de 24 posições/distâncias à fonte, correspondentes a um alinhamento radial ou perfil de "receptores" equiespaçados de 3m, entre  $r=3m$  e  $r=72m$ , considerando o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2. Estas velocidades foram calculadas para a banda de frequências [2,90Hz] com o programa S\_K, através da expressão (2.74) e usando os referidos filtros do cdo, para  $z=z_s=0m$ , i.e., admitindo que tanto a "fonte" como os "receptores" estão à superfície. Observe-se que, para  $f=2Hz$ ,  $V_{ef,z}$  não foi calculada, uma vez que, o único modo de propagação existente para essa frequência, o MF, tem um cdo ( $\lambda=180.25m$ ) superior ao dobro da distância máxima considerada ( $2 \times 72m$ ), e, como tal, não satisfaz a condição  $\lambda \leq 2r$  imposta pelo filtro utilizado no programa S\_K.

As curvas modais correspondentes ao modelo N1 (as mesmas da Figura 2.9) são igualmente representadas nesta Figura 2.17-a) pelos símbolos 'x' a preto. Verifica-se uma dispersão significativa dos valores de  $V_{ef,z}$ , em torno da velocidade do MF, para as várias distâncias à fonte e para frequências superiores a 10Hz, que é justamente quando passam a

existir outros modos de propagação, além do MF. Esta dispersão revela que a grandeza  $V_{ef,z}$  é muito variável com a distância à fonte, mesmo no caso de meios normalmente dispersivos.

Na Figura 2.17-b) representa-se pelos círculos a preto, para cada frequência, a velocidade média das  $V_{ef,z}$  nas 24 posições consideradas no caso da Figura 2.17-a), entre  $r=3m$  e  $r=72m$ , equiespaçadas de 3m. Observa-se agora que esta distribuição da velocidade efectiva média, com a frequência, é praticamente coincidente com a curva modal do MF.

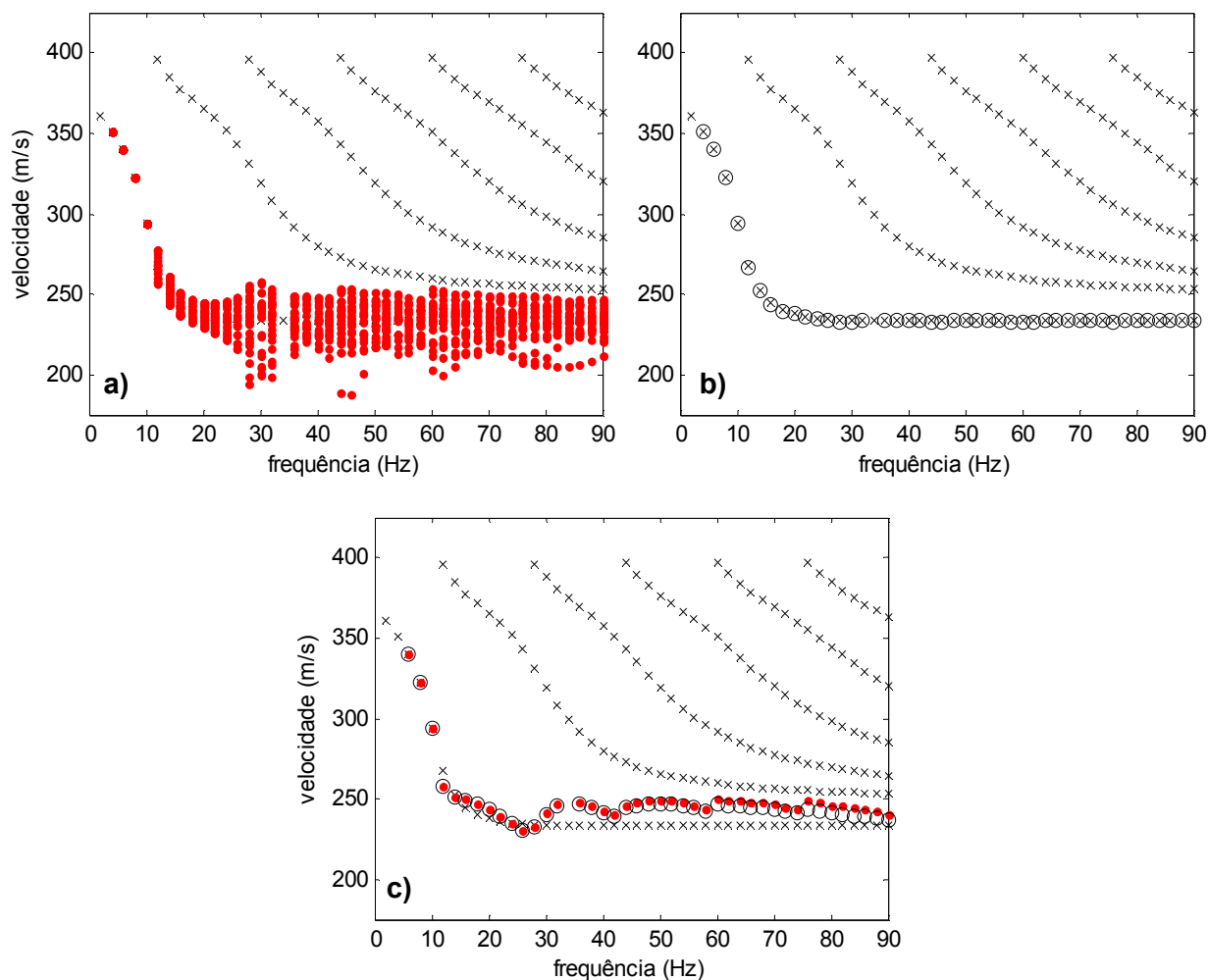


Figura 2.17 – Velocidades efectivas calculadas para  $z=z_s=0m$ , para o modelo normalmente dispersivo N1 da Tabela 2.2 (x – curvas modais): a) • –  $V_{ef,z}$  para cada um dos 24 “receptores” equiespaçados de 3m, entre  $r=3m$  e  $r=72m$ ; b) o –  $V_{ef,z,média}$  das 24  $V_{ef,z}$  entre  $r=3m$  e  $r=72m$ ; c) • –  $V_{ef,z}$  para  $r=37.5m$ ; o –  $V_{ef,z,média}$  das 2  $V_{ef,z}$  em  $r=36m$  e  $r=39m$ .

Sobrepostas às curvas modais do modelo N1, são apresentadas na Figura 2.17-c): a curva de dispersão de  $V_{ef,z}$  para a posição  $r=37.5m$ , pelos pontos a vermelho; e a curva de dispersão da velocidade efectiva média,  $V_{ef,z,média}$ , tomando apenas duas posições (ou “receptores”) em  $r=36m$  e  $r=39m$ , pelos círculos a preto. As curvas  $V_{ef,z}$  (para  $r=37.5m$ ) e  $V_{ef,z,média}$  (das 2 posições em  $r=36m$  e  $r=39m$ ) são praticamente coincidentes entre si, mas apresentam ambas oscilações, afastando-se do modo fundamental, sobretudo para frequências superiores a cerca de 30Hz. Este exemplo mostra a influência que os modos de propagação mais elevados podem ter na “resposta experimental” do meio, considerando

apenas medições entre duas posições, mesmo no caso de um meio normalmente dispersivo.

Comparando as distribuições das velocidades efectivas nos gráficos a), b) e c) da Figura 2.17, comprova-se a importância da aquisição de dados de ondas de Rayleigh em múltiplas posições e distâncias à fonte, e de um processamento dos dados multi-receptor que providencie uma curva de dispersão experimental “média”, tendo em conta os vários receptores utilizados, sobretudo em situações em que prevaleça o fenómeno da sobreposição modal; evidencia-se ainda que as velocidades efectivas individuais, calculadas para várias distâncias à fonte podem ter oscilações significativas em relação às curvas modais, mesmo no caso de modelos normalmente dispersivos.

De forma análoga à da Figura 2.17, representam-se na Figura 2.18 as velocidades efectivas do deslocamento vertical,  $V_{ef,z}$  e  $V_{ef,z,média}$ , para as mesmas posições e distâncias à “fonte sísmica”, consideradas nos cálculos e gráficos da Figura 2.17, mas agora tomando o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3.

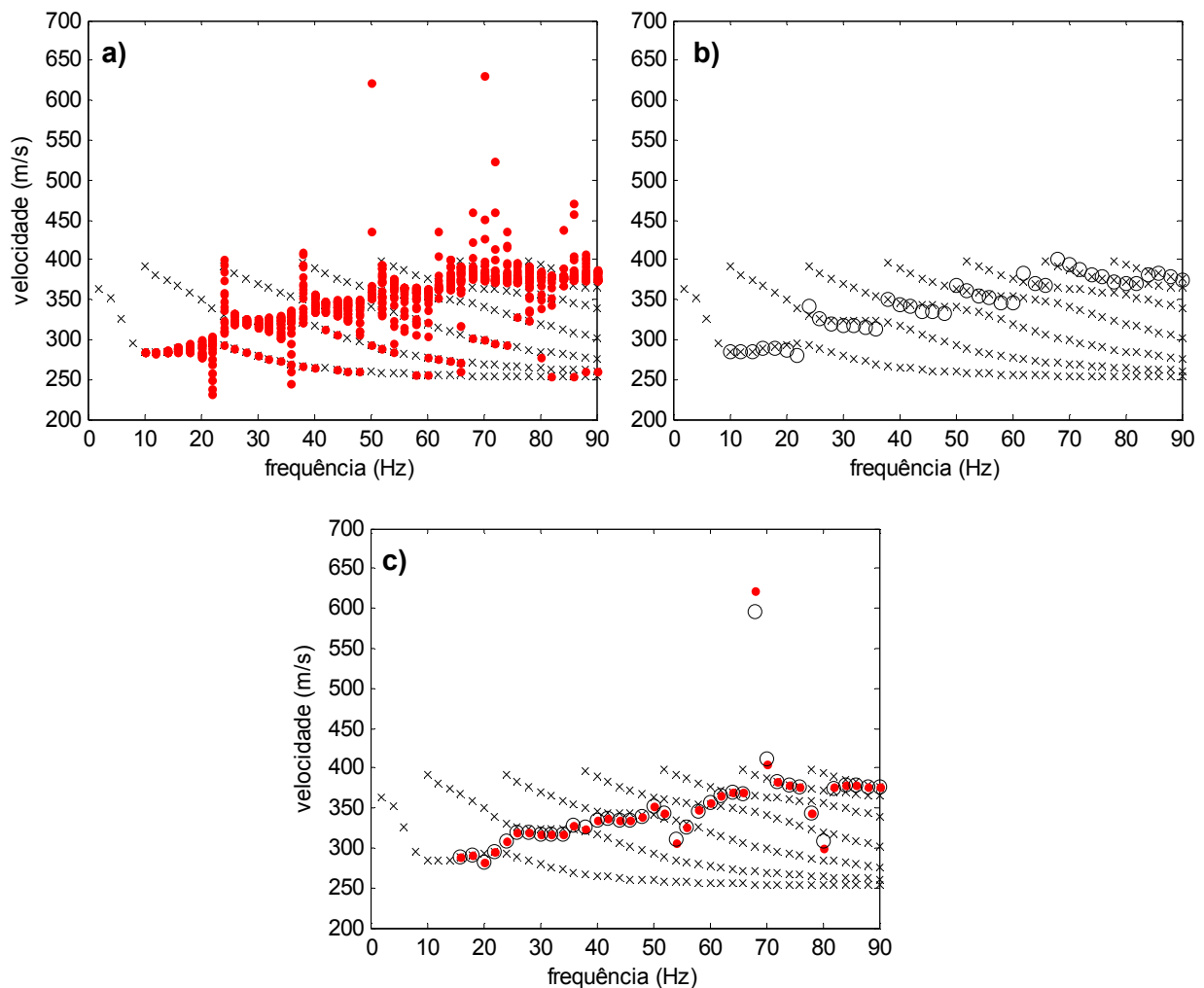


Figura 2.18 – Velocidades efectivas calculadas para  $z=z_s=0m$ , para o modelo inversamente dispersivo I1 da Tabela 2.3 (x – curvas modais): a) • –  $V_{ef,z}$  para cada um dos 24 “receptores” equiespaçados de 3m, entre  $r=3m$  e  $r=72m$ ; b) o –  $V_{ef,z,média}$  das 24  $V_{ef,z}$  entre  $r=3m$  e  $r=72m$ ; c) • –  $V_{ef,z}$  para  $r=37.5m$ ; o –  $V_{ef,z,média}$  das 2  $V_{ef,z}$  em  $r=36m$  e  $r=39m$ .

Em todos os gráficos da Figura 2.18 são igualmente representadas as velocidades modais do modelo I1 (que constam da Figura 2.10), pelos símbolos 'x' a preto. Tal como no caso anterior, as velocidades efectivas foram obtidas com o programa S\_K para a mesma banda de frequências [2,90Hz], usando a expressão (2.74), mas agora utilizando o filtro dos cdo para modelos inversamente dispersivos ( $\lambda \leq 0.5r$ ).

Na Figura 2.18-a) observa-se agora a dispersão e oscilação das velocidades efectivas individuais (pontos a vermelho), calculadas em cada uma das 24 posições dos “receptores”, em torno do MF, até cerca de 20Hz, e em torno de modos superiores, para frequências mais elevadas. Este efeito é naturalmente uma consequência da progressão do modo dominante, para modos de propagação de ordem e velocidade mais elevada que o MF, à medida que aumenta a frequência, tal como já foi explicado na secção 2.2.5.3. Destaque-se, nomeadamente, a forte dispersão dos valores de  $V_{ef,z}$  com a distância 'r', junto às frequências de transição de modo dominante, como, por exemplo, entre as frequências 22 e 24Hz, e entre 36 e 38Hz. A progressão do modo 'efectivo' dominante, para modos de propagação de ordem e velocidade mais elevada é ainda mais evidente na Figura 2.18-b) onde é ilustrada a distribuição da velocidade efectiva média (pelos círculos a preto), obtida, tal como no caso da Figura 2.17, pela média dos valores de  $V_{ef,z}$  nas 24 posições dos “receptores” entre  $r=3m$  e  $r=72m$ , para cada frequência considerada. A curva de dispersão (com a frequência) de  $V_{ef,z,média}$  é agora descontínua, com cada um dos seus troços “contínuos” a aproximar-se de um diferente modo próprio de propagação do modelo I1. Esta progressão da velocidade efectiva para os modos de ordem e velocidade superior, com o aumento da frequência, é um efeito característico dos meios em que a camada superficial tem uma velocidade  $V_s$  superior à da camada subjacente, como acontece no modelo I1.

Na Figura 2.18-c) constata-se que a curva de  $V_{ef,z}$  para a posição  $r=37.5m$  (pontos a vermelho) e a curva da velocidade efectiva média,  $V_{ef,z,média}$  (dos dois “receptores” em  $r=36m$  e  $r=39m$ ), representada pelos círculos a preto, são praticamente coincidentes entre si, tal como acontece no caso do modelo N1 (Figura 2.17-c). No entanto, além das oscilações nas altas frequências, nenhuma destas curvas reflecte a estrutura dos modos de propagação do modelo I1, ao contrário da curva  $V_{ef,z,média}$  da Figura 2.18-b).

A comparação das curvas das velocidades efectivas médias, dos gráficos b) e c) da Figura 2.18, evidencia mais uma vez a influência que o dispositivo de aquisição de dados do MOS, quer em termos do número de receptores utilizados, quer em termos das suas distâncias à fonte sísmica, pode ter na forma da(s) curva(s) de dispersão experimentais obtidas no ensaio, sobretudo em meios com acentuadas inversões de rigidez em profundidade e quando prevalece o fenómeno da sobreposição modal. Tal como para o caso do modelo N1, parece igualmente comprovar-se com este modelo I1, que a utilização de um dispositivo multi-receptor, suficientemente longo para favorecer a transição modal, juntamente com um processamento de dados que forneça uma curva de dispersão experimental “média” de todos os receptores utilizados (equivalente a  $V_{ef,z,média}$ ), é a forma de obter mais informação sobre a estrutura dos modos de propagação do meio, e desse modo, sobre as características mecânicas desse meio.



Apesar da marcada diferença entre a curva de  $V_{ef,z,média}$  apresentada na Figura 2.18-b) para o modelo inversamente dispersivo I1, e a curva equivalente da Figura 2.17-b), para o modelo normalmente dispersivo N1, nem para todos os modelos inversamente dispersivos as curvas de  $V_{ef,z,média}$ , apresentam desvios em relação ao MF e descontinuidades como as ilustradas na Figura 2.18-b) (e c)).

Basta observar, por exemplo, as velocidades efectivas médias obtidas para os modelos ajustados aos dados experimentais, recolhidos no Campo Experimental do LNEC, apresentados na secção 6.5. Todos os modelos ajustados são inversamente dispersivos, embora a(s) camada(s) onde ocorre inversão do crescimento de  $V_S$ , tenham, em todos os casos,  $V_S$  superior à da camada mais superficial (o que não acontece no modelo I1). Também, de um modo geral nestes modelos, o contraste de velocidades entre a(s) camada(s) “inversa(s)” e as camadas imediatamente subjacente e sobrejacente, são inferiores ao contraste de  $V_S$  entre a camada 2 e as camadas 1 e 3 (semi-espaço), no modelo I1. A espessura da(s) camada(s) “inversas” nos modelos apresentados na secção 6.5, é igualmente, na maioria dos casos, inferior à espessura da camada 2 do modelo I1.

O facto é que, em todos estes casos da secção 6.5, as curvas das velocidades efectivas médias são praticamente coincidentes com as curvas do MF de cada modelo considerado, não apresentando deriva nem descontinuidades (“saltos”) para modos de ordem superior, para as frequências analisadas (até 100Hz). Isto para os vários dispositivos/perfis de receptores utilizados: perfis de 24 receptores equiespaçados de 3m, em que a menor distância à fonte sísmica variou entre 3m e 15m; perfis de 24 receptores mais curtos, equiespaçados de apenas 1.5m, em que a menor distância à fonte variou entre 1.5m e 12m; e ainda perfis com 24 e 48 receptores equiespaçados de 2m, onde a menor distância à fonte variou entre 2 e 10m.

Diversos estudos numéricos e experimentais ([Foti 2000], [Strobbia 2002], [O’Neill 2003], [O’Neill & Matsuoka 2005], etc.) relativos a ensaios com ondas de Rayleigh mostram que a sobreposição modal nem sempre é evidente e/ou dominante. Há mesmo casos em que podem ocorrer modos individuais e sobreposição modal, dependendo da banda de frequências, gerando curvas de dispersão experimentais que podem ser muito difíceis ou mesmo impossíveis de interpretar [Socco & Strobbia 2004].

Aliás, voltando aos casos experimentais da secção 6.5, é interessante realçar que, apesar de para todos os modelos ajustados aos dados experimentais, as curvas das velocidades efectivas médias serem praticamente coincidentes com a curva do MF, as curvas de dispersão experimentais são claramente multimodais na generalidade dos casos, mesmo considerando apenas as curvas experimentais correspondentes ao aparente modo dominante experimental, ou seja, as associadas aos máximos absolutos do espectro f-k (soma), para cada frequência (ver secções 4.3 e 4.4). Este “modo dominante” experimental apresenta, na maioria dos casos, descontinuidades e “saltos” para aparentes modos de propagação com maior velocidade, sobretudo nas altas frequências, indiciando que, nestes casos, não prevaleceu afinal o efeito da sobreposição modal, pelo menos nas altas frequências, mas antes o da separação modal. Estas evidências experimentais podem

todavia ser causadas, pelo menos, parcialmente, por outros factores que não foram tidos em conta, como, por exemplo, os efeitos dissipativos do meio de propagação, que podem ser diferenciados para os vários modos de propagação.

Dependendo das características e do tipo de meio, incluindo os seus efeitos dissipativos, dependendo do dispositivo de aquisição de dados experimentais, apenas com dois receptores ou com vários receptores, dependendo da distância entre o primeiro e o último receptor e das suas distâncias à fonte sísmica, e ainda do tipo de fonte sísmica utilizada, pode haver locais e/ou bandas de frequência onde o evento dominante é a sobreposição modal e locais ou bandas de frequência onde ocorre separação modal com identificação de vários modos em simultâneo. Uma tendência geral é que, para distâncias relativamente próximas da fonte, o sinal sísmico medido é relativamente “estreito” evidenciando sobreposição modal; para grandes distâncias à fonte, devido às diferentes velocidades de fase e de grupo dos vários modos, o sinal “alarga-se” e os vários modos afastam-se no tempo, predominando a separação modal [Foti 2000].

#### **2.2.5.6. Meios verticalmente estratificados com dissipação energética**

[Lai & Rix 1998] estenderam o formalismo desenvolvido para um meio verticalmente estratificado, mas onde os materiais das diversas camadas, incluindo o do semi-espço, são considerados elásticos, a materiais visco-elásticos, ou seja, a materiais dissipativos, usando mais uma vez o *princípio da correspondência elástica-visco-elástica*, já referido na secção 2.2.4.3. A consequência da aplicação deste princípio e da substituição dos parâmetros elásticos constantes, por parâmetros complexos e dependentes da frequência, conduz a um problema de valores próprios complexos que, embora possa ser definido de forma análoga à da equação (2.44) e com as mesmas condições fronteira, as soluções do sistema de equações (valores e funções próprias) são agora variáveis complexas, i.e., os números de onda  $k_j(\omega)$  e as funções  $r_1$  a  $r_4$  são agora, de um modo geral, variáveis complexas.

[Lai & Rix 1998] estabeleceram uma técnica para determinar os zeros da função secular complexa  $F_R^*$ , que é agora função da variável complexa  $V_R^*$ , sem separar as suas partes real e imaginária, baseada numa generalização para os meios visco-elásticos, dos métodos desenvolvidos por [Chen 1993] e [Hisada 1995] para meios estratificados elásticos.

Com base nos trabalhos de [Lai & Rix 1998] e de [Lai & Rix 2002] é então possível determinar analiticamente, para meios intrinsecamente dissipativos, as curvas de dispersão da velocidade de fase e da atenuação modais (para cada modo), bem como a partir destas, calcular as curvas de dispersão da velocidade efectiva e da atenuação efectiva, resultantes da sobreposição modal. Estes desenvolvimentos abriram caminho para a implementação de técnicas experimentais para a determinação simultânea de atenuação e da velocidade das ondas de Rayleigh, tal como é descrito, por exemplo, em [Lai & Rix 1998], [Foti 2000], [Rix et al. 2000], [Rix et al. 2001], [Lai et al. 2002] e [Foti 2003].

## 2.3. Método das Ondas Superficiais (MOS)

### 2.3.1. Definições

O Método das Ondas Superficiais (MOS) convencional, é um método geofísico, e portanto, um método indirecto ou remoto, no qual os dados (registos sísmicos) são adquiridos à superfície do terreno, sendo estes dados sísmicos processados de modo a obter a(s) curva(s) de dispersão experimental, da velocidade das ondas sísmicas superficiais de Rayleigh, característica(s) do local em estudo. A partir desta(s) curva(s) da variação da velocidade das ondas de Rayleigh, em função da frequência, o objectivo final do método é *inverter* estes dados para estimar a distribuição (ou perfil) vertical da velocidade da onda S ( $V_s$ ) no local da aquisição de dados.

Considera-se habitualmente que a completa aplicação do MOS tem então três etapas:

- 1) aquisição de dados (registos) sísmicos à superfície do terreno (muitas vezes, usando vários dispositivos de recepção) com elevado conteúdo de ondas de Rayleigh;
- 2) processamento destes dados (registos) de modo a obter a(s) curva(s) de dispersão experimental, da velocidade das ondas de Rayleigh, característica(s) do local em estudo;
- 3) inversão da(s) curva(s) de dispersão experimental num modelo estratificado de  $V_s$  (unidimensional), também designado por perfil vertical de  $V_s$  do local.

*Inverter* ou efectuar a *inversão* dos dados significa aqui resolver o Problema Inverso, comum à maioria dos métodos geofísicos, ou seja, inferir ou estimar um ou vários parâmetros físicos de um meio, a partir de um conjunto de observações (ou medições experimentais) adequadas e de um sistema analítico que relacione as observações com os parâmetros a determinar (e.g. [Lines & Treitel 1984] e [Menke 1984]). O correspondente Problema Directo (*forward modelling*) consiste na determinação da resposta analítica do sistema a um conjunto de parâmetros conhecidos. A resolução destes dois problemas está naturalmente relacionada, só sendo possível resolver o Problema Inverso se o Problema Directo for correctamente determinado. Estes dois problemas são muitas vezes designados apenas por modelação dos dados experimentais, uma vez que é através da modelação numérica do sistema analítico que se encontra(m) a(s) resposta(s) compatível(veis) com as observações.

No âmbito deste trabalho, é ainda pressuposto que nas aplicações do MOS, os meios de propagação das ondas de Rayleigh sejam homogéneos ou verticalmente estratificados (constituídos por estratos horizontais homogéneos), uma vez que os métodos analíticos disponíveis apenas contemplam este tipo de modelos. Embora este constrangimento consista numa limitação do método, ele pode ser aplicado em casos de alguma heterogeneidade horizontal, desde que se tenha em conta que o resultante perfil

unidimensional (vertical) da velocidade da onda S reflectirá uma “média” das heterogeneidades horizontais do local.

Embora seja possível, tal como foi abordado na secção 2.2.5.6, utilizar o MOS para determinar o coeficiente de amortecimento do meio (dissipativo) para as ondas de Rayleigh (e indirectamente, do amortecimento das ondas S), esta aplicação não foi desenvolvida nem implementada experimentalmente neste trabalho, pelo que, salvo expressamente referido, a utilização da sigla MOS refere-se aqui apenas ao método de determinação experimental da velocidade das ondas de Rayleigh e, indirectamente, da velocidade das ondas S.

Actualmente as diversas técnicas de aquisição de dados no MOS agrupam-se em duas classes: as técnicas de aquisição activa e as técnicas de aquisição passiva.

Na aquisição activa de dados experimentais no MOS, as ondas sísmicas são geradas no local em estudo (ou próximo deste), activando fontes impulsivas ou fontes harmónicas de componente vertical. As fontes impulsivas mais utilizadas correspondem ao impacto vertical de uma marreta ou à queda de um peso, podendo ainda usar-se fontes do tipo explosivo. As fontes harmónicas são osciladores (hidráulicos ou electromecânicos) de componente vertical que transmitem vibrações ao terreno segundo uma banda de frequências pré-programada. O dispositivo de aquisição de dados no campo, é semelhante aos usados nos métodos da refacção e/ou da reflexão sísmica, e consiste na definição dum alinhamento rectilíneo à superfície do terreno (muitas vezes designado por perfil de aquisição), que passa pela localização da fonte sísmica utilizada, e ao longo do qual são colocados dois ou mais receptores a várias distâncias da fonte (ver Figura 2.19 e Figura 2.21).

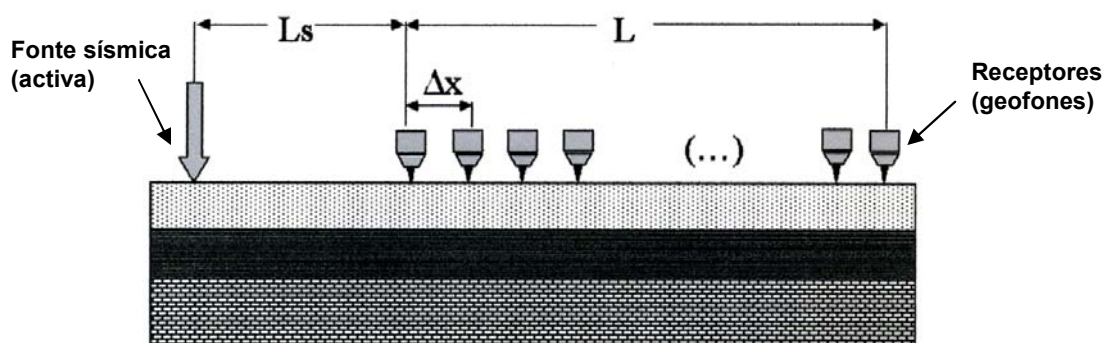


Figura 2.19 – Dispositivo (linear) de aquisição (activa) de dados multi-receptor. Adaptada de [Strobbia 2002].

Quando a fonte sísmica é activada, é efectuado o registo sincronizado das ondas sísmicas detectadas pelos vários receptores do perfil, durante um determinado intervalo de tempo e com uma determinada frequência de amostragem (temporal). O registo destes sinais sísmicos é efectuado por um sistema analógico-digital de registo multicanal, normalmente um sismógrafo, ao qual são ligados os receptores. Os registos são iniciados por um sinal de *trigger* (sinal de “disparo”) enviado ao sismógrafo quando a fonte sísmica é actuada. Os receptores mais utilizados são geofones de componente vertical, que são transdutores de

velocidade do movimento vertical do terreno. Por vezes são utilizados acelerómetros (transdutores de aceleração) que podem ser mais adequados para o registo de altas frequências. Actualmente os geofones mais utilizados na aquisição activa de dados do MOS têm frequência própria (ou natural) de 4.5Hz. No entanto, podem ser usados na aquisição activa, geofones com frequência própria superior (e.g. [O'Neill 2003], [Xia et al. 2005], [Orlowsky et al. 2006] e [Luo et al. 2008b]), muitas vezes sem grandes alterações dos resultados (ver secção 3.5).

Na aquisição passiva de dados experimentais no MOS, não há activação de uma fonte sísmica local e é apenas registado o ruído sísmico ambiental. Este “ruído ambiente” inclui ruído incoerente (aleatório) e, normalmente, inclui vibrações coerentes compostas por uma variedade de “microtremores” (de curto e de longo período) [Tokimatsu et al. 1992b], com origens no vento, nas marés e ondas do mar, nas actividades humanas (fábricas, meios de transporte, etc.), entre outras. Os microtremores são essencialmente formados por um campo de ondas superficiais, predominantemente de ondas de Rayleigh, com carácter homogéneo [Tokimatsu et al. 1992b] e baixas frequências, tipicamente inferiores a 20Hz. Como a maioria destas vibrações se encontra no campo distante da fonte (ou seja, a maioria destas vibrações foram geradas a grandes distâncias do local de medição) podem ser consideradas como ondas planas estacionárias sem atenuação geométrica [Zywicki 1999].

Na aquisição passiva como não é possível conhecer à partida as direcções das vibrações e porque elas podem ter origem em diversas localizações, os dispositivos geométricos de recepção das ondas sísmicas são muitas vezes bidimensionais (2D), ou seja, os receptores são dispostos à superfície do terreno, em círculos, grelhas cartesianas, triângulos ou segundo linhas perpendiculares (em forma de L), tal como é exemplificado na Figura 2.20, embora também possam ser usados dispositivos lineares, semelhantes aos utilizados na aquisição activa multi-receptor ([Tokimatsu et al. 1992b], [Zywicki 1999], [Louie 2001], [Wathelet 2005] e [Geometrics 2006]).

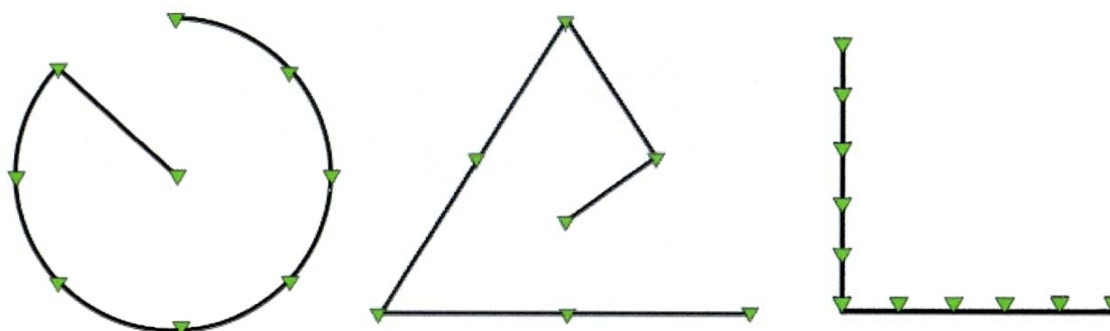


Figura 2.20 – Exemplos de dispositivos de recepção 2D usados na aquisição passiva (microtremores): circular, triangular e em ‘L’; os triângulos verdes representam os receptores. Adaptada de [Geometrics 2006].

Na aquisição passiva são também frequentemente usados geofones de componente vertical, tipicamente com frequências iguais ou inferiores a 4.5Hz, uma vez que agora se pretende privilegiar a aquisição de dados na gama das baixas frequências, nomeadamente das frequências inferiores a 10Hz (ver secção 2.3.2.2). Em alguns casos são usados

receptores tridimensionais, ou seja, que medem não só o movimento vertical como também o movimento horizontal, segundo duas direcções perpendiculares, para analisar simultaneamente os movimentos horizontais e verticais e, permitir assim, a aplicação do método de Nakamura ([Nakamura 1989] e [Nakamura 2000]) que utiliza a análise espectral dos movimentos horizontais e verticais gerados pelas microtremores ou vibrações ambientais, para a caracterização sísmica de sítios. Actualmente são comuns as aplicações do MOS com aquisição passiva, em conjunto ou em paralelo com o método de Nakamura, também vulgarmente designado por método HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), ou apenas, H/V, nomeadamente nos estudos de microzonamento sísmico e/ou de efeitos de sítio (e.g. [Tokimatsu et al. 1998], [García-Jerez et al. 2007], [Picozzi et al. 2009], [Cercato et al. 2010], etc.).

### 2.3.2. Evolução do método

Tendo como ponto de partida as sínteses sobre a origem e evolução do MOS e das suas variantes, apresentadas nos trabalhos de [O'Neill 2003], [Stokoe et al. 2004], [Socco & Strobbia 2004], [O'Neill 2005] e [Socco et al. 2010], expõe-se nesta secção as principais técnicas usadas na aquisição, processamento, inversão e interpretação dos dados do MOS, no contexto da geotecnia, enfatizando as tendências mais recentes.

As primeiras aplicações do MOS surgiram no domínio da sismologia, a partir da década de 50 do século passado, com o objectivo de caracterizar, em termos de  $V_s$ , a crosta e o manto superior, a partir dos registos dos sismos à escala global. A uma escala muito mais pequena o MOS pode igualmente ser utilizado como método (não destrutivo) de caracterização de materiais e de identificação de defeitos superficiais, utilizando ondas de Rayleigh ultrasónicas, sendo um dos primeiros trabalhos neste domínio, o de Viktorov em 1967 [Socco & Strobbia 2004].

As aplicações do MOS na escala intermédia do domínio da geotecnia e da engenharia civil iniciaram-se também há cerca de 50 anos atrás, tendo Jones, em meados da década de 1950, desenvolvido e aplicado um dos primeiros sistemas de aquisição de dados experimentais, designado por método de Rayleigh em regime estacionário (ou permanente), do inglês, *Steady State Rayleigh Method*, ([O'Neill 2003], [Socco & Strobbia 2004], e [Fortunato 2005]). No entanto, nesta data os métodos de interpretação eram muito incipientes e limitavam-se a simples aproximações entre o cdo das ondas de Rayleigh e a profundidade dos estratos [Richart et al. 1970].

Merecem um especial destaque os diversos estudos efectuados em Portugal com base nas ondas superficiais de Rayleigh. No domínio da sismologia, os trabalhos de [Fitas 1990], [Fitas & Mendes-Victor 1991] e [Silveira 1993] foram dos primeiros a recorrerem à análise das ondas de Rayleigh (geradas pelos sismos), para caracterização da estrutura da crosta e do manto superior na península Ibérica e na região adjacente do Atlântico Nordeste. Acompanhando a tendência internacional, estes estudos progrediram para a designada “tomografia de ondas superficiais” realizada actualmente para a definição da estrutura da

crosta e do manto às escalas regional e global, como é exemplo o trabalho de [Silveira & Stutzmann 2002].

Mais recentemente surgiram em Portugal diversas investigações sobre o MOS nos domínios da geotecnia, da engenharia sísmica e da engenharia civil em geral, ou seja, com o objectivo de caracterizar o meio de propagação nos primeiros metros ou dezenas de metros, abaixo da superfície. Destes estudos, destacam-se os seguintes: [Lopes et al. 2004b], [Varandas 2005], [Bilé Serra & Ferreira 2005], [Fortunato 2005], [Lopes 2005], [Lopes et al. 2005], [Fortunato et al. 2007], e [Teves-Costa et al. 2010]. Algumas das aplicações do MOS relacionadas nestes trabalhos são resumidas na secção 2.4.

### 2.3.2.1. Aquisição de dados e determinação da(s) curva(s) de dispersão experimental

Na década de 1980 foi implementada, essencialmente por [Nazarian & Stokoe 1984], uma técnica de aquisição e processamento de dados, designada por SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*), que trouxe um grande impulso às aplicações geotécnicas do MOS. Esta técnica é ainda hoje frequentemente usada, apesar da limitação intrínseca de assumir uma única curva de dispersão experimental (frequentemente associada ao modo fundamental). Neste método o dispositivo mais simples para a aquisição de dados utiliza uma fonte sísmica à superfície, normalmente de impacto vertical, e apenas dois receptores colocados sobre o mesmo alinhamento recto que passa pelo local da fonte, tal como é ilustrado na Figura 2.21.

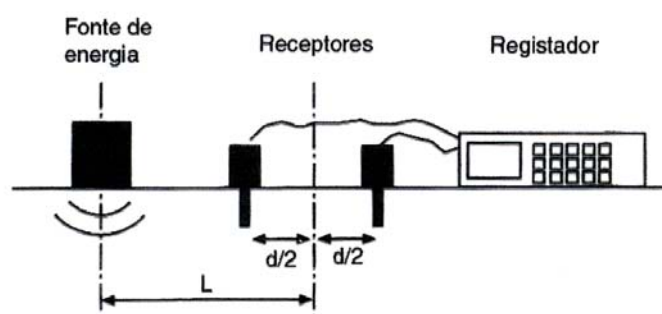


Figura 2.21 – Dispositivo de aquisição de dados sísmicos no ensaio SASW [Fortunato 2005].

Utilizando este dispositivo com apenas dois receptores, tem normalmente que se repetir o ensaio para vários espaçamentos entre receptores, de modo a obter-se a velocidade das ondas de Rayleigh nas várias bandas de frequência (ou de cdo) que se pretendem estudar. Em alternativa ou em complemento podem usar-se mais receptores segundo o mesmo alinhamento com a fonte, e analisar os vários pares possíveis de receptores, segundo a mesma técnica usada com apenas dois receptores.

A técnica de processamento de dados associada ao SASW consiste essencialmente no cálculo das transformadas de Fourier (para o domínio da frequência) e do espectro cruzado dos sinais sísmicos registados pelos dois receptores, para, a partir do espectro cruzado, calcular a diferença de fase entre as formas de onda de Rayleigh dos dois sinais, para cada

frequência  $\omega$ . Naturalmente a partir desta diferença de fase é possível determinar a velocidade de propagação da onda de Rayleigh em função da frequência (ver expressão (2.73)).

Há, no entanto, um problema prático que torna por vezes a aplicação desta técnica bastante difícil e pouco precisa. É que este ângulo correspondente à diferença de fase em função da frequência, devido ao modo como é calculado, aparece “dobrado” (“*wrapped*”) e a consequente operação de “desdobramento” (“*unwrapping*”) (ver Figura 2.22), sobretudo quando se trata de um meio estratificado multi-camada com elevados contrastes de rigidez, pode ser muito complexa ([Joh 1996], [Stokoe et al. 2004] e [Fortunato 2005]). Este problema é uma das desvantagens da técnica SASW.

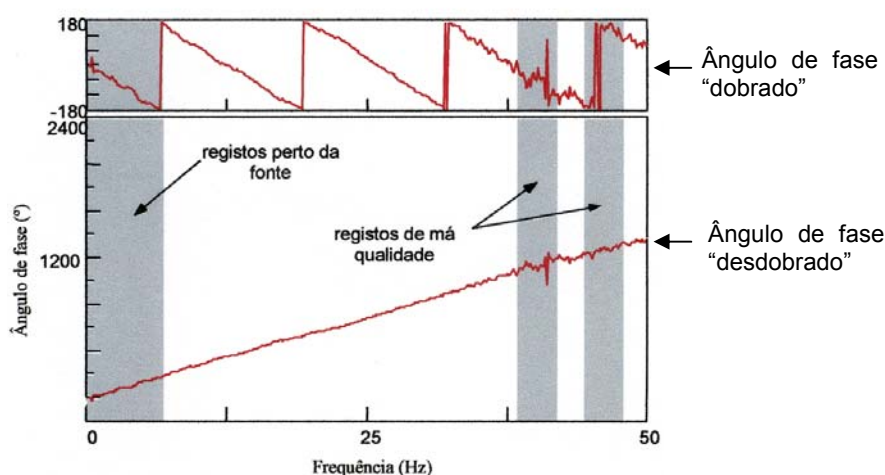


Figura 2.22 – SASW: ângulo da diferença de fase “dobrado” (“*wrapped*”) e “desdobrado” (“*unwrapped*”). Adaptada de [Fortunato 2005].

Para cada espaçamento entre os dois receptores, é normalmente obtido um troço da curva de dispersão experimental para uma determinada banda de frequências. Utilizando vários espaçamentos obtêm-se várias curvas de dispersão que não são normalmente coincidentes. Estas podem ser utilizadas directamente na inversão ou combinadas numa única curva “composta” que incorpore a tendência das várias curvas para as várias bandas de frequência [Joh 1996]. Obtida esta curva experimental procede-se à sua inversão de modo a obter o perfil de  $V_S$  do local, quer através de um procedimento interactivo e iterativo de modelação directa do tipo “tentativa e erro” (do inglês, *trial and error*), quer através de um algoritmo iterativo de inversão que minimize “automaticamente” a diferença entre a curva de dispersão teórica e a curva de dispersão experimental.

A curva experimental obtida com o método SASW, tal como acontece com outras técnicas de aquisição e de processamento de dados do MOS, pode diferir da curva do modo fundamental característico do local em estudo, sobretudo quando o meio de propagação é inversamente dispersivo e/ou tem fortes contrastes de rigidez em profundidade, aproximando-se mais, nestes casos, da curva de dispersão efectiva, resultante da sobreposição modal [Stokoe et al. 2004].



Uma variante da técnica SASW é a designada por CSW (*Continuous Surface Wave*) que utiliza um vibrador mecânico para gerar ondas em regime contínuo (ou estacionário), frequência a frequência. Neste caso é efectuado um registo para cada frequência gerada pelo vibrador. Através de um dispositivo de controlo, a frequência do vibrador é variada, executando-se novo registo sísmico e assim sucessivamente até se dispor de registos em toda a banda de frequências desejadas (e possíveis, na gama de operação do vibrador). De certa forma, esta técnica é semelhante ao método inicial de Rayleigh em regime estacionário, diferindo apenas no número de receptores – normalmente são usados vários receptores no CSW, entre 3 a 6 – e nas técnicas de processamento e interpretação dos dados, que são do tipo das usadas no SASW, ou seja, baseadas na diferença de fase entre os vários pares de receptores ([Matthews et al. 1997], [Foti 2000], [Menzies 2001], [Stokoe et al. 2004], [Varandas 2005], [Bilé Serra & Ferreira 2005] e [Fortunato 2005]).

Ainda na década de 1980, com os trabalhos de [McMechan & Yedlin 1981] e [Gabriels et al. 1987], mas sobretudo a partir dos trabalhos de [Park et al. 1999] e de [Foti 2000], o MOS conheceu um novo impulso com a implementação de técnicas de aquisição de dados multi-receptor (i.e., com múltiplos receptores) e de técnicas de processamento dos registos sísmicos multi-receptor nos domínios transformados f-k (frequência – número de onda), f-V (frequência – velocidade de fase) ou f-p (frequência – lentidão, sendo que a lentidão é definida pelo inverso da velocidade,  $p=1/V$ ).

Estas técnicas multi-receptor, que utilizam tipicamente 24 ou mais receptores equiespaçados, num alinhamento rectilíneo que inclui também o local da fonte sísmica (Figura 2.19), são hoje em dia as mais aplicadas no MOS, dadas as vantagens face às técnicas do tipo SASW. As principais vantagens são a possibilidade de obter várias curvas modais (experimentais) individualizadas (em vez de uma única curva “composta” como nos métodos do tipo SASW) e a rápida aquisição para uma maior banda de frequências. Também, de um modo geral, as curvas de dispersão obtidas têm maior definição e são mais “regulares” do que as obtidas com o SASW, uma vez que representam uma média sobre a extensão do perfil de receptores utilizados, e como tal têm, em princípio, um menor erro experimental. A obtenção da(s) curva(s) de dispersão experimental a partir dos domínios transformados (e.g. do domínio f-k) tem ainda a vantagem de evitar a operação do “unwrapping” da fase, que é um dos problemas dos métodos baseados no espectro cruzado dos sinais sísmicos dos receptores.

[Park et al. 1999] introduziram o acrónimo MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) para designar a sua técnica de processamento de dados multi-receptor, que é, na prática, uma extensão da técnica SASW. No entanto, actualmente, este acrónimo é muitas vezes utilizado na literatura da especialidade para designar a generalidade das técnicas multi-receptor, mesmo aquelas em que a curva de dispersão não é obtida pela fase do espectro cruzado (utilizada nos métodos do tipo SASW).

A análise no domínio transformado f-k permite, normalmente, separar e/ou filtrar ondas (eventos) com diferentes frequências, diferentes números de onda e diferentes velocidades de propagação aparentes. Esta característica é particularmente útil no caso do MOS uma

vez que possibilita a separação e remoção de alguns eventos típicos do campo próximo da fonte (*near-field*), bem como, em certos casos, a identificação de vários modos de propagação das ondas de Rayleigh. O princípio físico da determinação das curva(s) de dispersão experimentais a partir do espectro de potência do domínio f-k consiste no seguinte: uma vez que as ondas de Rayleigh são as que possuem maior energia entre todas as ondas sísmicas recebidas pelos receptores, aos máximos da energia do espectro f-k, para cada frequência, vão corresponder os números de onda dos modos de propagação das ondas de Rayleigh. Selecionados estes números de onda é então possível obter a(s) curva(s) de dispersão da velocidade de propagação das ondas de Rayleigh em função da frequência, para um ou mais modos de propagação dominantes, correspondentes ao máximo absoluto e aos máximos relativos (locais), da energia do espectro, determinados para cada frequência. Foi essencialmente esta técnica de aquisição de dados multi-receptor com processamento dos dados no domínio transformado f-k, que foi aplicada e desenvolvida no âmbito deste trabalho, sendo por isso analisada com maior detalhe nos Capítulos 3 e 4.

Os resultados experimentais das técnicas que usam os domínios transformados f-k, f-p ou f-V, comprovam frequentemente a identificação de vários modos de propagação, sobretudo quando o número e a dimensão do perfil de receptores (L na Figura 2.19) e/ou a distância à fonte (Ls na Figura 2.19), favorecem a separação modal, embora não seja possível, à partida, saber concretamente quais são esses modos de propagação (e.g. [Gabriels et al. 1987], [Socco & Strobbia 2004] e [Lopes 2005]). Noutros casos, e/ou para certas bandas de frequência, em que prevalece a sobreposição modal, o que se obtém a partir dos máximos absolutos do espectro de potência do domínio transformado, é uma curva de dispersão da velocidade efectiva média (resultante da sobreposição modal), ao longo do perfil de geofones ([Foti 2000], [O'Neill 2003], [O'Neill 2004b], [Socco & Strobbia 2004] e [O'Neill & Matsuoka 2005]). Só a modelação numérica destas curvas experimentais pode tentar esclarecer os seus reais significados.

Refira-se ainda que alguns autores utilizam os acrónimos SASW e MASW como relativos a métodos individuais incluindo métodos específicos de modelação (e inversão) das curvas experimentais. Estas referências estão muitas vezes associadas a pacotes de *software* (comerciais) que, de facto, pressupõe um determinado tipo de aquisição e processamento de dados e incluem um método de inversão da curva de dispersão experimental, como são os casos, por exemplo, do programa WinSASW [WinSASW 2002], desenvolvido por [Joh 1996] para técnicas do tipo SASW, e do programa SurfSeis (*Kansas Geological Survey*) que utiliza o método MASW desenvolvido por [Park et al. 1999].

No entanto, a associação destes acrónimos, SASW e MASW, a técnicas específicas de aquisição, processamento e de inversão dos dados de ondas de Rayleigh, não parece muito correcta, uma vez que a(s) curva(s) de dispersão experimental obtidas com qualquer uma das técnicas referidas podem no final ser modeladas e invertidas por variados métodos e estratégias, devendo portanto estes acrónimos serem, quanto muito, aplicados apenas para descrever técnicas de aquisição de dados sísmicos de ondas de Rayleigh, e, sobretudo, para descrever as técnicas de obtenção das curvas de dispersão que lhes estão implícitas.

Por isso se usou neste trabalho o conceito genérico do MOS, como incluindo qualquer uma das técnicas descritas para a aquisição e processamento de dados, dado que todas têm o mesmo objectivo: a obtenção da(s) curva(s) de dispersão experimental da velocidade das ondas de Rayleigh *versus* frequência, para o local em estudo.

### 2.3.2.2. Aquisição activa e aquisição passiva

Uma das dificuldades do MOS no âmbito da geotecnia é a relativamente pequena profundidade alcançada com o método, sobretudo quando são utilizadas apenas técnicas de aquisição activa. De facto, com a maioria das fontes activas geralmente usadas no MOS dificilmente se obtém informação “segura” da(s) curva(s) de dispersão experimental para frequências inferiores a 10Hz. Mesmo quando existem dados nesta banda de frequências, a variância dessas medições é muito elevada. A profundidade máxima alcançada pelo MOS com a fonte activa mais utilizada – a marreta ou martelo sísmico – é muitas vezes referida como cerca de 20m (e.g. [O’Neill 2005] e [Orlowsky et al. 2006]), dependendo ainda, evidentemente, do próprio local, uma vez que as menores frequências (ou maiores  $\nu$ ) para as quais se consegue determinar a curva de dispersão dependem igualmente das características do meio ensaiado. É possível provar com modelação numérica, que, por exemplo, em casos de uma camada superficial com baixa  $V_s$  sobre um semi-espaço com elevada  $V_s$ , o meio de propagação pode funcionar como um filtro passa-alto das frequências que é possível obter na medição do movimento vertical pelos receptores, provocando uma forte atenuação da energia da fonte nas baixas frequências [Socco & Strobbia 2004].

Algumas estratégias para aumentar a definição da curva experimental nas baixas frequências consistem na utilização de fontes activas de impacto com maior massa (e.g. um pilão) ou cargas explosivas, que geram impulsos com maior conteúdo energético nas baixas frequências, do que os impulsos gerados pela marreta; no aumento da distância entre a fonte e o perfil de receptores (aumento da distância  $L_s$  na Figura 2.19), tentando utilizar igualmente um maior perfil de receptores (aumentando a distância  $L$  da Figura 2.19), o que implica dispor de mais receptores e/ou aumentar o seu espaçamento ao longo do perfil; e ainda na utilização de geofones com (mais) baixa frequência própria. Porém, estas alternativas implicam dificuldades e custos económicos acrescidos na aplicação do MOS, contrariando precisamente uma das vantagens do método em relação aos outros métodos de caracterização mecânica de terrenos. Além disso, nem sempre estas estratégias melhoram significativamente os resultados.

Outra alternativa para tentar aumentar a definição da(s) curva(s) experimentais no domínio das baixas frequências é precisamente o recurso à aquisição passiva das vibrações ambientais, que dependendo do local, podem conter energia significativa nas baixas frequências, nomeadamente na gama abaixo de 10Hz.

Como já foi referido, devido à maioria destas vibrações ter origem em fontes distantes, podem ser consideradas como ondas planas, acarretando duas vantagens: i) podem ser caracterizadas por uma função de densidade espectral no domínio f-k, ou, em certos casos,

por uma função de auto-correlação espacial, que fornece a curva de dispersão experimental da velocidade de propagação em função da frequência [Tokimatsu et al. 1992b]; ii) por serem consideradas ondas planas, não sofrem divergência ou atenuação geométrica [Zywicki 1999].

[Tokimatsu et al. 1992b] apresentaram resultados da aplicação conjunta da aquisição passiva e activa em dois locais, usando vários dispositivos circulares de 6 geofones com frequência natural de 1Hz. Conseguiram definir curvas de dispersão experimental na banda [2,35Hz] num dos casos e na banda [2,50Hz] num outro local, tendo obtido cdo máximos da ordem de 175m e 250m. Após inversão da curva experimental do primeiro local, o modelo de  $V_s$  obtido mostra boa correlação com os resultados dum ensaio *downhole* até cerca de 80m de profundidade. No outro local a inversão da curva experimental permitiu igualmente obter um modelo de  $V_s$  até cerca de 80m de profundidade em concordância com a geologia local.

[Louie 2001] realizou aquisições passivas em diversos locais utilizando dispositivos lineares ou perfis de geofones, tais como os usados na aquisição activa multi-receptor de ondas superficiais, com geofones de frequências próprias de 8 a 12 Hz, normalmente usados no método da refração sísmica. Devido a este dispositivo e equipamento, o autor designa a técnica por *Refraction Microtremor Array* que tem vindo a generalizar-se na literatura anglo-saxónica por técnica *ReMi*. Utilizando a transformada f-p para extrair a curva de dispersão experimental, obteve resultados nas baixas frequências até cerca de 2Hz e profundidades máximas da ordem de 100m. Refere ainda que os melhores resultados foram obtidos em zonas urbanas onde o nível de vibrações ambientais é muito superior ao existente em locais rurais.

Nos últimos anos tem-se assistido a um aumento das aquisições passivas e também da combinação das aquisições, passivas e activas, no mesmo local, com o objectivo de aumentar a definição da curva de dispersão numa maior banda de frequências, nomeadamente na banda das baixas frequências, como são exemplos os trabalhos de [Zywicki 1999], [Hayashi 2003], [Wathelet et al. 2004], [Park et al. 2005], [Wathelet 2005], [Pancha et al. 2008], [Socco et al. 2008], [Kuo et al. 2009] e [Foti et al. 2009].

No presente trabalho um dos objectivos foi precisamente, além da definição de estratégias de aquisição activa apropriadas, a implementação experimental da aquisição passiva e a aplicação conjunta das aquisições passiva e activa, no mesmo local, na tentativa de aumentar a definição da(s) curva(s) de dispersão experimental no domínio das baixas frequências, especialmente para frequências inferiores a 10Hz. A finalidade é, naturalmente, a de aumentar a profundidade máxima alcançada com o MOS.

### 2.3.2.3. Modelação e inversão

Viu-se até aqui que diversas técnicas de aquisição de dados e de obtenção da(s) curva(s) de dispersão experimental têm sido desenvolvidas nas últimas décadas, com o objectivo de

aumentar a definição e a resolução desta(s) curva(s) numa banda de frequências mais alargada e, desse modo, a aumentar a resolução do método até maior profundidade.

Também relativamente à última etapa da aplicação do MOS, a da modelação e inversão da(s) curva(s) experimental(ais), tem havido grandes desenvolvimentos, nomeadamente a partir da década de 1990, quando a inversão “automática” das curvas de dispersão experimentais, recorrendo a métodos de optimização iterativos, do tipo “método linearizado dos mínimos quadrados amortecidos”, começou a ser frequentemente aplicada [O’Neill 2003]. Apesar disso, esta etapa da modelação e inversão dos dados experimentais do MOS continua actualmente a ser um problema em aberto, uma vez que as técnicas existentes não dão ainda uma solução cabal para muitos dos casos práticos.

Anteriormente ao desenvolvimento dos meios computacionais e dos algoritmos de modelação directa, a interpretação das curvas de dispersão experimentais do MOS não recorria à inversão, utilizando antes uma “transformação directa” do espaço  $(V_R, \lambda)$  para o espaço  $(V_S, z)$ , tomando aproximações do tipo (e.g. [Foti 2000], [Menzies 2001] e [O’Neill 2003]):

$$V_S = 1.1 V_R \quad ; \quad z = \frac{\lambda}{n} \quad , \quad \text{com } n = 2 \text{ a } 4 \quad (2.76)$$

sendo aqui  $V_R$  e  $\lambda$  os valores experimentais da velocidade e do cdo das ondas de Rayleigh, e ‘z’ representa a profundidade. O factor (1.1) multiplicativo de  $V_R$  surge da expressão (2.27), tomando um valor de  $\nu=0.25$ . O factor de redução do cdo, ‘n’, não sendo necessariamente um número inteiro, varia consoante o autor, sendo  $n=3$ , um dos valores mais usados. Este mapeamento consiste numa espécie de média pesada dos valores da rigidez das várias camadas do meio e dá uma boa aproximação do perfil vertical de  $V_S$ , quando a rigidez cresce gradualmente com a profundidade, mas afasta-se muito da realidade nos casos dos perfis inversamente dispersivos e/ou quando ocorrem fortes contrastes de rigidez (e.g. [Foti 2000], [O’Neill 2003] e [O’Neill & Matsuoka 2005]). Ainda assim, esta aproximação pode ser muito útil como uma primeira estimativa do perfil de  $V_S$ , e pode ser usada como modelo inicial num algoritmo de modelação directa ou de inversão iterativa. A redução do cdo, com  $z=\lambda/3$ , fornece ainda um bom indicador da gama de profundidades alcançadas com os dados experimentais, permitindo estimar a profundidade máxima de penetração do ensaio, a partir do máximo cdo registado [Geometrics 2006].

O desenvolvimento dos métodos analíticos de resolução do Problema Directo, já referidos na secção 2.2.5.2, bem como o desenvolvimento dos meios de cálculo automático, quer ao nível dos computadores, quer ao nível dos algoritmos e linguagens de programação, permitiu a implementação da modelação numérica das curvas de dispersão experimentais, e, conseqüentemente, a obtenção de perfis verticais de  $V_S$  mais precisos e mais próximos da realidade.

Os algoritmos de modelação directa (que resolvem o Problema Directo) passam a ser usados não só para procurar os modelos que se ajustam às curvas de dispersão

experimental, num esquema interactivo de “tentativa e erro”, como passam naturalmente a ser a base dos algoritmos de inversão “automática” que determinam o modelo de camadas através da minimização iterativa da diferença entre a(s) curva(s) experimental(ais) e a(s) curva(s) teórica(s) calculada(s) pelo algoritmo de modelação directa. A modelação directa é ainda usada para a avaliação da resolução e da sensibilidade do próprio MOS (e.g. [Socco & Strobbia 2004], [Liang et al. 2008] e [Cercato 2009]), podendo (e devendo) ser usada mesmo antes da aquisição de dados experimentais, para, com base na informação geológico-geotécnica disponível sobre o local, prever o tipo de curvas de dispersão esperadas e qual(ais) o(s) melhor(es) dispositivo(s) de aquisição de dados a utilizar, ou seja, quais os dispositivos que podem fornecer mais informação sobre a dispersão das ondas de Rayleigh no local em estudo.

Relativamente ao Problema Inverso, diversos métodos e estratégias têm também sido implementados, sobretudo nas últimas duas décadas. Porém, a inversão no MOS, tal como em muitos outros métodos geofísicos, é um problema não linear e sem unicidade de solução. A não-unicidade da solução significa que a diferentes modelos de camadas podem corresponder as mesmas curvas de dispersão experimentais (e.g. [Foti & Butcher 2004]). A não-unicidade da solução é essencialmente devida à insuficiente informação contida nos dados experimentais para constranger a solução, e ainda devida aos, sempre presentes, erros experimentais associados aos dados. A não-linearidade do problema implica, neste caso, que a pequenas alterações dos dados experimentais podem corresponder grandes alterações no modelo de camadas e vice-versa (e.g. [Ryden et al. 2004]).

Habitualmente no MOS, o objectivo da inversão é determinar o modelo de camadas cujas curvas modais se ajustam às curvas modais experimentais, ou cuja curva da velocidade efectiva, para um determinado dispositivo de receptores, se ajuste à curva da velocidade efectiva de dispersão experimental, consoante as características de separação ou de sobreposição modal prevaleçam nos dados experimentais, e consoante o método de inversão utilizado. Deste modo, o problema de optimização que se coloca é a minimização da diferença entre as curvas teóricas (obtidas por modelação directa) e as curvas experimentais. Este problema de optimização é naturalmente não linear, uma vez que as curvas dispersão, modais e efectivas, são funções (marcadamente) não lineares dos parâmetros do modelo a determinar:  $V_S$ ,  $V_P$  e/ou  $\nu$ ,  $\rho$ , e as espessuras ‘h’ das várias camadas do modelo.

O Problema Inverso do MOS é tão complexo que a maioria dos métodos de inversão implementados apenas inverte (determina) as velocidades  $V_S$ , ou, quanto muito, as velocidades  $V_S$  e as espessuras ‘h’ das camadas do modelo, em simultâneo, mantendo fixos e pré-determinados os valores dos restantes parâmetros, ou sejam, das velocidades  $V_P$  e/ou dos coeficientes de Poisson  $\nu$ , e das massas volúmicas  $\rho$ , das camadas, bem como o número total de camadas. Em todo o caso, diversos estudos de sensibilidade (e.g. [Xia et al. 1999] e [Xia et al. 2003]) têm demonstrado que os parâmetros ‘h’, e, sobretudo,  $V_S$ , das camadas do modelo, são efectivamente os que têm maior influência nas curvas de dispersão das ondas de Rayleigh.

Por outro lado, vários métodos de inversão, incluindo, por exemplo os dos programas comerciais SurfSeis (Kansas Geological Survey) e SeisImager/SW<sup>TM</sup> (Geometrics Inc.), consideram apenas uma única curva de dispersão experimental (unimodal), assumida como correspondendo ao modo fundamental (MF). Nestes casos, não são incorporadas nos processos de inversão, as curvas experimentais multimodais que poderiam constranger o Problema Inverso, fornecendo informação suplementar, em particular em bandas de frequência em que o MF experimental é indefinido.

Relativamente à optimização ou minimização da diferença entre as curvas de dispersão experimentais e teóricas das ondas de Rayleigh, existem duas classes de métodos para resolver problemas não lineares: os métodos de pesquisa local e os métodos de pesquisa global.

Os métodos de pesquisa local são métodos iterativos, normalmente do tipo "método linearizado dos mínimos quadrados pesados e/ou amortecidos" (e.g. [Lines & Treitel 1984]), que partem de uma estimativa inicial da solução e geram sequencialmente aproximações melhoradas, que em condições favoráveis e adequadas convergem para um valor mínimo da diferença entre as curvas de dispersão teóricas e experimentais (isto no caso do Problema Inverso do MOS). A maioria destes métodos lineariza localmente, em torno da solução corrente, a função secular não linear de Rayleigh,  $F_R$  (ver equação (2.46)). Mesmo que se consigam garantir condições de regularidade da linearização desta função e das suas derivadas em ordem aos parâmetros do modelo a determinar, normalmente a convergência para um valor mínimo só é conseguida se a estimativa de partida for já próxima da solução associada a esse mínimo. Porém, a maior limitação inerente aos métodos de pesquisa local é que, mesmo havendo convergência para um valor mínimo, dificilmente se consegue averiguar se esse mínimo é apenas local ou se é o mínimo global (absoluto), no espaço de todas as soluções possíveis.

Nos métodos de pesquisa global é efectuada a pesquisa do mínimo absoluto em todo o espaço das soluções. Esta pesquisa pode ser realizada por várias técnicas, tais como a das redes neuronais, a dos algoritmos genéticos, ou de outras simulações de Monte Carlo. Os métodos de pesquisa global, apesar de mais robustos e fiáveis que os métodos de pesquisa local, têm a desvantagem de exigirem normalmente muito maiores recursos computacionais e de demorarem muito mais tempo a determinar a solução.

Sem a preocupação de apresentar um conjunto exaustivo, resumem-se de seguida algumas das estratégias mais importantes e inovadoras, desenvolvidas nos últimos anos, para a resolução do Problema Inverso do MOS.

Entre as estratégias de inversão mais completas encontra-se o método implementado por [Joh 1996] para inversão das curvas de dispersão obtidas com a técnica SASW, considerando na modelação a posição da fonte e dos receptores utilizados e, como tal, os efeitos da sobreposição modal, bem como os efeitos do campo próximo e das ondas volúmicas. Utiliza para resolução do Problema Directo o método da matriz de rigidez de [Kausel & Peek 1982]. A técnica de optimização utilizada é um método de pesquisa local

designado por método da máxima verosimilhança, baseado no método linearizado de Newton-Raphson. Todos os parâmetros são fixos, excepto as velocidades  $V_s$  das várias camadas. Normalmente, no entanto, a convergência apenas é obtida quando os modelos iniciais são já próximos da solução.

[Ganji et al. 1998] apresentaram igualmente uma estratégia baseada na simulação numérica do ensaio experimental SASW, considerando a posição da fonte e receptores, e tendo em conta a contribuição de todas ondas sísmicas, volúmicas e superficiais, bem como os vários modos de propagação. A modelação directa é realizada pelo método da matriz de rigidez linearizada. A inversão utiliza uma técnica de optimização linearizada (pesquisa local) e uma outra não linear, aplicada apenas quando a técnica linearizada não obtém convergência. Os parâmetros invertidos são as  $V_s$  e as espessuras 'h' das várias camadas, mantendo fixos os coeficientes de Poisson e as massa volúmicas.

[Lai & Rix 1998] desenvolveram dois algoritmos de inversão: um para inversão independente das curvas experimentais de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh para em seguida, usando os resultados desta inversão, efectuar a inversão das curvas experimentais de dispersão da atenuação das ondas de Rayleigh; o outro algoritmo efectua a inversão conjunta das curvas experimentais da velocidade e da atenuação, que, segundo os autores, constitui um problema mais estável e intrinsecamente mais constrangido do que a inversão apenas das curvas experimentais da velocidade. As desvantagens desta inversão conjunta são contudo a muito maior complexidade dos cálculos dos Problemas Directo e Inverso, que têm naturalmente de recorrer a variáveis complexas para incorporar os efeitos da dissipação energética do meio de propagação (ver secção 2.2.5.6), além da dificuldade de obtenção das curvas experimentais de atenuação das ondas de Rayleigh. Nos dois algoritmos, a modelação directa é baseada no método das matrizes de reflexão-transmissão (R/T) implementado por [Hisada 1995] e é considerada a velocidade efectiva resultante da sobreposição modal, de acordo com o formalismo apresentado nas secções 2.2.5.4 e 2.2.5.5. A inversão é efectuada por um método de pesquisa local com um algoritmo de mínimos quadrados pesados e constrangidos (designado por algoritmo de Occam) e apenas determina a velocidade  $V_s$  e a atenuação (das ondas de corte) das camadas do modelo. Os restantes parâmetros (número de camadas, espessuras h,  $V_p$  e  $\rho$ ) são fixos.

[Xia et al. 1999] utilizaram na inversão dos dados experimentais um método iterativo de pesquisa local, do tipo mínimo quadrados pesados e amortecidos (com linearização do problema a minimizar em torno da solução em cada iteração). O método assume que os dados experimentais são pontos da curva de dispersão da velocidade do modo fundamental (MF). As únicas variáveis determinadas pelo processo de inversão são as velocidades  $V_s$  das camadas do modelo, considerando todos os outros parâmetros fixos. As curvas de dispersão modais teóricas são calculadas pelo algoritmo de [Schwab & Knopoff 1972], baseado no método da matriz de transferência.

Mais tarde, [Xia et al. 2003] e [Luo et al. 2007] sugerem a aplicação dos mesmos algoritmos de modelação utilizados por [Xia et al. 1999], mas usando agora várias curvas experimentais correspondentes não só ao modo fundamental como também aos modos de ordem superior.



Identificando e/ou assumindo a ordem dos modos experimentais, a inversão simultânea de mais que um modo, resume-se ao ajuste (em simultâneo) entre várias curvas teóricas e experimentais. Os autores mostram, com exemplos sintéticos e reais, que a inversão conjunta dos vários modos é mais estável e naturalmente mais constrangida, tirando partido do facto dos modos mais elevados terem muitas vezes maior penetração em profundidade e poderem também ter energia mais elevada que o modo fundamental, em certas bandas de frequência, nomeadamente nas altas frequências. As únicas variáveis determinadas pelo processo de inversão são as velocidades  $V_s$  das camadas do modelo, que os autores mostram ser também o parâmetro determinante para as curvas de dispersão dos modos mais elevados, tal como é para o modo fundamental.

Nos trabalhos de [Forbriger 2003] e [Forbriger 2003b] é proposta uma nova estratégia de inversão de dados multi-receptor, consistindo na inversão dos coeficientes da expansão de Fourier-Bessel determinados a partir do espectro do registo experimental multi-receptor no domínio transformado f-p, sem extracção das curvas de dispersão a partir dos máximos absolutos e/ou locais. Nesta inversão utiliza ainda os tempos experimentais das ondas P refractadas, de modo a constranger o problema e para definir a distribuição das ondas P do modelo, uma vez que é informação experimental de fácil obtenção. Além disso, entra em conta, para a modelação directa (baseada no método das matrizes de reflexão-transmissão), com o campo de ondas completo, ou seja, considerando os vários modos de propagação das ondas de Rayleigh, as ondas evanescentes (*leaky waves*) e as ondas volúmicas. A modelação directa efectua os cálculos do campo de ondas no domínio da frequência, considerando o dispositivo experimental fonte-receptores, sem calcular as formas de onda (sinais sísmicos) para cada receptor utilizado. Com esta estratégia de inversão, não é necessário extrair curvas de dispersão nem classificá-las, evitando-se os erros, muito comuns, de identificação/atribuição modal ou efectiva, às curvas experimentais. A técnica de minimização da diferença entre os coeficientes da expansão de Fourier-Bessel experimentais e teóricos, é do tipo pesquisa local, designadamente é um método de mínimos quadrados linearizados, pesados e amortecidos.

[O'Neill 2003] e [O'Neill 2004b] aplicou uma estratégia semelhante à de [Forbriger 2003] e [Forbriger 2003b], onde a aquisição de dados é simulada numericamente para o mesmo dispositivo fonte-receptores que o usado experimentalmente. Para um determinado modelo estratificado (inicial), são calculadas as formas de onda completas (sinais sísmicos), teóricas, para cada receptor, no domínio do tempo, e a partir destas é calculado o espectro no domínio f-p ou f-k do "registo" multi-receptor teórico. A partir deste espectro teórico é extraída a curva de dispersão da velocidade correspondente aos máximos absolutos, para cada frequência, designando-a o autor como a curva de dispersão da velocidade efectiva (teórica), representando a curva de dispersão média para o perfil de receptores e sendo atribuída (por convenção) ao ponto médio deste perfil – ponto de pesquisa ou "*sounding point*". É esta curva teórica que vai ser comparada com a curva experimental, admitindo que esta é também extraída do correspondente espectro f-p ou f-k, a partir dos máximos absolutos para cada frequência. A resolução do Problema Directo é igualmente baseada no método das matrizes de reflexão-transmissão e inclui os efeitos dos campos próximo e

distante da fonte, ou seja, todas as contribuições do campo de ondas P-SV, incluindo as ondas volúmicas directas, refractadas, reflectidas e as reflectidas múltiplas (guiadas) que se propagam ao longo das camadas do modelo, além das ondas de Rayleigh que resultam da interacção (interferência) das ondas P e SV junto à superfície livre do meio. Para a inversão da curva de dispersão experimental é usado um algoritmo de optimização linearizado (de pesquisa local) em que os únicos parâmetros determinados são as velocidades  $V_s$  do modelo, sendo fixos os restantes parâmetros mecânicos e geométricos do modelo.

[Ryden et al. 2004] utilizaram um processo de inversão do próprio espectro f-V (frequência – velocidade de fase), considerando o campo completo das ondas sísmicas, com aplicação à caracterização mecânica de pavimentos, e utilizando como dados experimentais o espectro do campo de ondas obtido com uma aquisição multi-receptor. Uma das vantagens deste método, tal como no método de [Forbriger 2003] e [Forbriger 2003b], é não ser necessário extrair as curvas de dispersão experimental, e, como tal, não é necessário assumir o número de ordem dos vários modos experimentais. Deste modo, os dados de campo podem ser automaticamente processados e invertidos sem necessidade de decisões subjectivas sobre os dados, e tendo em conta a interferência dos diferentes modos de propagação e tipos de ondas sísmicas. Paralelamente, como são modelados os campos de onda completos e comparados com os respectivos espectros experimentais, é diminuída a ambiguidade (não-unicidade) do Problema Inverso, em relação à estratégia convencional, onde, normalmente, apenas uma curva de dispersão experimental é invertida. A principal desvantagem é o tempo de cálculo (da ordem de várias horas). Com base no método da matriz de rigidez de [Kausel & Roësset 1981] a modelação directa calcula o espectro f-V teórico para um modelo conhecido, que vai ser comparado com o espectro f-V experimental. A função custo (ou objectivo) do ajuste entre os dois espectros é minimizada com um algoritmo de pesquisa global do tipo simulação de Monte Carlo, designado por *Fast Simulated Annealing*. Em princípio, podem ser determinados vários parâmetros do modelo, tais como  $V_s$ , espessuras das camadas, massas volúmicas, etc. No entanto, nem todos estes parâmetros como, por exemplo, as massas volúmicas, são bem resolvidos pela dispersão das ondas superficiais, e, como tal, não tem interesse incluí-los como variáveis.

[Wathelet 2005] desenvolveu um algoritmo de optimização de pesquisa global, do tipo simulação de Monte Carlo, designado por algoritmo de “vizinhança”, para a inversão de curvas de dispersão experimentais obtidas a partir de aquisições passivas e activas. A modelação directa é baseada no método da matriz de transferência. Os parâmetros a estimar pela inversão podem incluir as espessuras e as velocidades das ondas volúmicas,  $V_P$  e  $V_s$ , das camadas do modelo unidimensional e o algoritmo admite ainda camadas com velocidade variável com a profundidade. O autor conclui contudo que a parametrização tem uma influência drástica nos resultados da inversão e que os resultados são pouco restringidos se não for utilizada informação *a priori* adequada, evidenciando o problema da não-unicidade da solução.

[Dal Moro et al. 2007] implementaram um algoritmo genético de pesquisa global para a inversão da curva de dispersão experimental das ondas de Rayleigh. Este tipo de algoritmos tem a vantagem de ser geralmente pouco sensível aos mínimos locais da função objectivo a

minimizar. O algoritmo inverte simultaneamente os valores de  $V_S$  e das espessuras das camadas e pode incluir outras variáveis, como por exemplo, o número total de camadas, aumentando, no entanto, dramaticamente, o tempo de cálculo. De um modo similar a outros métodos de pesquisa global, o espaço de pesquisa das soluções é definido pelo utilizador, através de intervalos de variação de cada variável considerada. A vantagem em relação aos métodos linearizados de pesquisa local, é não ser necessário um modelo de partida com o inerente risco de atingir um máximo local. Além do modelo correspondente ao melhor ajuste (entre as curvas experimental e teórica), obtido pelo algoritmo genético, os autores calculam igualmente, a partir de uma vasta população de “soluções”, um modelo médio e o desvio padrão de cada variável. Verificam que este modelo médio é frequentemente mais adequado do que a solução directa do algoritmo genético com o melhor ajuste, o que evidencia a complexidade do problema, que necessita de uma aproximação estatística não só para fornecer uma solução robusta e com significado físico, como também para a avaliação da incerteza dos modelos resultantes. Conclui-se então que, nem mesmo com métodos de pesquisa global, tais como os algoritmos genéticos, se podem garantir soluções óptimas.

[Song et al. 2007] aplicaram um algoritmo de inversão do tipo do utilizado por [Lai & Rix 1998], ou seja, o algoritmo de Occam (de pesquisa local), para a inversão conjunta das curvas de dispersão do modo fundamental e dos dois modos seguintes mais elevados, i.e., do 2º e 3º modos, tal como [Luo et al. 2007]. A resolução do Problema Directo recorre ao algoritmo de [Schwab & Knopoff 1972], baseado no método da matriz de transferência. Apenas as velocidades  $V_S$  das camadas do modelo são tomadas como variáveis a obter por inversão. Concluem, em complemento aos resultados de [Xia et al. 2003] e de [Luo et al. 2007], que os modos mais elevados podem ser mais sensíveis a pequenas variações de  $V_S$ , nomeadamente, no caso de existir uma inversão de velocidade, e que a precisão e resolução do modelo invertido a partir dos vários modos de propagação pode aumentar significativamente em relação ao modelo obtido apenas a partir do modo fundamental. A dificuldade desta estratégia de inversão é naturalmente a obtenção das curvas experimentais dos vários modos de propagação bem como a correcta identificação destes modos.

[Socco & Boiero 2008] apresentaram um outro método de inversão da(s) curva(s) de dispersão experimental com pesquisa global do mínimo da função de ajuste entre as curvas teórica e experimental. O método de minimização desta função de custo é um método do tipo Monte Carlo em que as soluções do Problema Inverso são pesquisadas num sub-espaço, previamente definido, dos parâmetros a determinar pela inversão. No método proposto pelos autores, são utilizados os factores de escala das curvas modais, em relação às velocidades  $V_S$  e  $V_P$  e às espessuras das camadas do modelo, estabelecidos por [Strobbia 2002] e já descritos na secção 2.2.5.3. Estas propriedades são usadas com sucesso na amostragem e selecção dos modelos pesquisados, diminuindo o espaço de variação dos parâmetros e acelerando o processo de inversão. A função de custo (ou de ajuste entre as curvas teórica e experimental) é definida como uma função do tipo  $\chi^2$  que não só tem em conta as incertezas dos pontos da curva experimental, como permite a

aplicação de um teste estatístico a cada modelo resultante do método de optimização global, de modo a seleccionar um menor número de modelos “finais”, mais plausíveis e mais “realistas”, e que tenham ainda em conta a qualidade dos dados experimentais e a parametrização do modelo. Os parâmetros determinados neste método são as velocidades  $V_S$  e as espessuras ( $h$ ) das camadas do modelo, sendo fixos o número total de camadas, as massas volúmicas ( $\rho$ ) e os coeficientes de Poisson ( $\nu$ ). O Problema Directo é calculado com base no método da matriz de transferência.

[Degrande et al. 2008] aplicaram o método dos minimizadores locais acoplados (do inglês, *Coupled Local Minimizers* – CLM), que é um método de optimização híbrido, uma vez que combina as pesquisas local e global, à inversão das curvas de dispersão experimentais obtidas no MOS. Na estratégia de inversão implementada consideram que a curva experimental (obtida a partir dos máximos absolutos do domínio transformado, por exemplo, do espectro  $f$ - $V$ , ou a partir de um processamento de dados do tipo SASW) corresponde à curva da velocidade efectiva. Como tal, na sua inversão esta vai ser comparada não com as curvas modais mas sim com a curva da velocidade efectiva teórica, resultante da sobreposição modal. Os parâmetros do modelo a determinar por inversão são as  $V_S$  e as espessuras das camadas. O Problema Directo é resolvido pelo método da matriz de rigidez ([Kausel & Roëssel 1981]) e a velocidade efectiva teórica é calculada com base no valor máximo do módulo da função de Green do modelo de camadas. No entanto, os autores concluem que, além dos tempos de cálculo computacional serem cerca de 10 vezes superiores, os resultados deste método CLM não parecem ser significativamente melhores que os obtidos com os métodos de pesquisa local.

[Maraschini et al. 2010] apresentam um método inovador em que a inversão é efectuada pela minimização do determinante da matriz de transferência de Thomson-Haskell, cujos zeros correspondem aos modos de propagação das ondas de Rayleigh (ver secção 5.2.1), para cada modelo considerado no processo de inversão. Deste modo, é possível inverter curvas de dispersão multimodais sem identificar quais os modos de propagação a que pertencem os pontos ( $f, V$ ) experimentais. Este método é ainda aplicável nos casos em que a curva de dispersão experimental resulta da sobreposição modal, com a vantagem de evitar a modelação do campo de ondas completo para obter a curva de dispersão efectiva (teórica). Apesar de usar uma aproximação determinística, ou seja, um algoritmo de pesquisa local, o que torna o método dependente do modelo inicial, esta inversão tem diversas vantagens relativamente à inversão clássica que minimiza a distância entre as curvas modais, teóricas e experimentais, não só por evitar a identificação modal como também pelo facto de não ser necessário determinar, para cada iteração, as diversas curvas modais, o que torna o processo de inversão mais rápido. O algoritmo desenvolvido inverte simultaneamente as espessuras ‘ $h$ ’ e as velocidades  $V_S$  das camadas do modelo.

Uma outra estratégia de modelação e inversão que tem sido usada nos últimos anos é a que recorre aos dados e resultados de outros métodos geofísicos para melhor constranger o modelo no MOS.

A aquisição de dados com outros métodos, como, por exemplo, o da refração sísmica (de ondas P), é frequentemente efectuada no mesmo local onde se aplicou o MOS. No caso do método da refração sísmica, a sua aplicação é mesmo muito conveniente e aconselhada quando se utiliza o MOS: não só porque o equipamento e os dispositivos de aquisição de dados são semelhantes (podendo até ser os mesmos), acarretando, portanto, pouco trabalho de campo adicional, como pela valiosa informação fornecida pelo modelo da velocidade da onda P obtido pela refração sísmica, para a modelação e interpretação dos dados do MOS, nomeadamente em termos da profundidade do nível freático ([Foti et al. 2003]). Recentemente, [Dal Moro 2008] propôs um método de inversão conjunta dos dados do MOS e da refração sísmica (de ondas P) que pode fornecer modelos mais constrangidos e realistas do que os obtidos efectuando a inversão dos dados de cada método separadamente.

Também os resultados das sondagens eléctricas verticais (em inglês, *Vertical Electrical Sounding* ou VES) apresentam um elevado potencial de co-interpretação com os resultados do MOS. De facto, apesar dos métodos geofísicos eléctricos, tais como o das sondagens eléctricas verticais, não fornecerem nenhuma informação acerca das propriedades mecânicas dos materiais, fornecem normalmente um mapeamento de camadas com diferente composição e grau de saturação. Além disso o método das sondagens eléctricas é, tal como o MOS, baseado num modelo unidimensional de camadas horizontais e apresenta várias semelhanças na modelação e interpretação dos dados.

[Comina et al. 2004] apresentaram um método de inversão conjunta de dados de sondagens eléctricas e de dados do MOS (considerando a curva de dispersão experimental como a correspondente ao modo fundamental), usando um método de optimização de pesquisa local (método dos mínimos quadrados pesados e amortecidos). A espessura das camadas é naturalmente o parâmetro comum e de associação entre os conjuntos dos parâmetros eléctricos e sísmicos. Os resultados apresentados mostram uma melhoria dos modelos resultantes da inversão conjunta, quando comparados com os obtidos com inversões separadas, dos dados eléctricos e sísmicos.

[Wisén & Christiansen 2005] aplicaram um outro método de inversão conjunta de dados do MOS e de sondagens eléctricas contínuas, adquiridos ao longo de um alinhamento à superfície, usando constrangimentos laterais e mútuos entre os dois conjuntos de dados, que permitem, em princípio, obter modelos de resistividade e de  $V_s$  mais coerentes entre si, e cujas camadas apresentam maior correlação com as interfaces litológicas detectadas nas sondagens.

Verifica-se contudo que, apesar dos desenvolvimentos e das várias estratégias implementadas nos últimos anos para a resolução do Problema Inverso do MOS, este continua a ser um problema de difícil resolução, sobretudo nos casos de dados experimentais incompletos, e/ou afectados por elevada incerteza, além dos casos em que as próprias características do meio de propagação limitam a eficácia do MOS, tal como é evidenciado, por exemplo, por [Socco & Strobbia 2004], [O'Neill & Matsuoka 2005], [Liang et al. 2008] e [Socco et al. 2010]. A utilização de constrangimentos resultantes do

conhecimento *a priori* sobre o local onde foram adquiridos os dados experimentais do MOS, incluindo os obtidos a partir de outros métodos geofísicos, as técnicas de inversão conjunta, a modelação do campo completo das ondas sísmicas, ou o desenvolvimento da metodologia proposta por [Maraschini et al. 2010], associando-a, por exemplo, a um algoritmo de optimização de pesquisa global, parecem ser as vias com maior futuro para aumentar a eficácia do Problema Inverso no MOS.

Não deve, no entanto, ser excluída a modelação directa e interactiva, por “tentativa e erro”, que, precisamente por poder incluir facilmente toda a informação disponível sobre o local e por ser sujeita, em cada passo, à avaliação e julgamento crítico do utilizador/operador, pode muitas vezes fornecer resultados mais realistas que os obtidos com os métodos de inversão “automática”.

#### **2.3.2.4. Avaliação e propagação da incerteza dos dados experimentais do MOS**

Embora o MOS tenha tido importantes progressos nas últimas décadas, tem havido um menor esforço na avaliação da incerteza associada às medidas experimentais efectuados no MOS e da incerteza dos resultados finais, ou seja, dos modelos resultantes da inversão das curvas de dispersão experimentais.

A incerteza de uma medição experimental é uma medida da dispersão dos valores obtidos quando a medição é repetida no mesmo local e nas mesmas condições. Uma das formas mais comuns de determinar a incerteza é calcular o desvio padrão (em relação ao valor médio) da distribuição dos valores obtidos em várias repetições da medição experimental (num número de vezes considerado representativo). Actualmente, um aspecto essencial de qualquer medição experimental é precisamente a capacidade de estimar a incerteza dos dados medidos e de determinar como é que esta incerteza é projectada nos parâmetros derivados destes dados.

Evidentemente que no caso das medições experimentais no MOS é actualmente impraticável discriminar as incertezas de todas as medições e/ou variáveis individuais que contribuem para a incerteza da curva de dispersão experimental obtida a partir, por exemplo, de uma aquisição activa de dados multi-receptor e que incluem: as medições das distâncias entre os diversos receptores, entre estes e a fonte sísmica e as medições dos tempos e amplitudes dos sinais sísmicos. Estas medições estão sujeitas a várias fontes de erro e/ou de ruído, provenientes quer do meio ambiente, quer do próprio equipamento, incluindo a sua manipulação/operação e o seu posicionamento. Estas diversas fontes de erro são difíceis, ou mesmo impossíveis, de identificar e de quantificar.

Como a própria curva de dispersão no MOS corresponde a uma função derivada dos dados medidos (registos sísmicos), sendo portanto uma medição indirecta, e estando implícita na sua obtenção, um modelo e uma técnica de processamento e de interpretação dos dados primários, também os erros associados a esta interpretação, como, por exemplo, os efeitos do campo próximo, contribuem para a incerteza total da curva de dispersão.

Assim sendo, uma possível forma de estimar a incerteza associada à curva de dispersão experimental obtida no MOS, consiste numa abordagem estatística (e.g. [Marosi & Hiltunen 2004], [O'Neill 2004a] e [Lai et al. 2005]), tal como é descrito de seguida:

- i) para cada dispositivo de aquisição de dados, efectuar diversas repetições da activação da fonte e registar os dados sísmicos de cada repetição (individualmente);
- ii) determinar a curva de dispersão experimental (em função da frequência), correspondente a cada repetição (registo sísmico) efectuada(o);
- iii) calcular, para cada frequência, um valor “médio” das várias curvas de dispersão;
- iv) calcular, para cada frequência, o desvio padrão em relação ao valor “médio” dos valores obtidos nas várias curvas experimentais, assumindo implicitamente uma distribuição do tipo *normal Gaussiana* para os valores das várias curvas experimentais (“amostras”).

Quanto à incerteza nos parâmetros derivados por inversão das curvas de dispersão, acrescem não só os associados ao próprio algoritmo, que frequentemente amplia os erros da curva de dispersão da velocidade de fase, quando esta é “projectada” na velocidade da onda de corte, como também os inerentes à deficiente parametrização do modelo, como, por exemplo, a consideração de um modelo formado obrigatoriamente por camadas horizontais e homogéneas.

Sobre o estudo da incerteza no MOS destacam-se os trabalhos de [Marosi & Hiltunen 2004] para a técnica SASW, e de [O'Neill 2003] e [O'Neill 2004a] para a técnica de aquisição multi-receptor. [Lai et al. 2005] apresentaram um estudo específico sobre a propagação da incerteza da curva de dispersão no processo de inversão e sobre a determinação da incerteza de  $V_s$  nos modelos resultantes da inversão.

[Marosi & Hiltunen 2004] mostraram que, nos dois casos experimentais estudados, para os quais foram efectuadas 30 repetições de cada aquisição de dados (SASW), o coeficiente de variação ou CV (definido pela razão entre o valor do desvio padrão e o valor médio da distribuição dos dados medidos) da velocidade de fase, ou seja, da curva de dispersão experimental, é da ordem de 1.5 a 2% na banda de frequências 20–150Hz, seguindo os dados experimentais (“amostras”) uma distribuição estatística, aproximadamente normal *Gaussiana*. Usando uma estratégia de inversão de todas as curvas experimentais obtidas nas várias repetições do ensaio, determinam o CV de  $V_s$  dos modelos resultantes da inversão, para os dois casos de estudo, obtendo valores típicos de 5 a 10% até profundidades de 4.5m, e que podem ser superiores para perfis inversamente dispersivos. As amostras tendem igualmente a ajustar-se a uma distribuição de Gauss.

[O'Neill 2003] e [O'Neill 2004a] apresentou um estudo detalhado da influência de vários factores na incerteza da curva de dispersão experimental, obtida com a aquisição activa multi-receptor, usando não só simulações numéricas como repetições de aquisições de dados de campo. Conclui que a incerteza da curva de dispersão experimental é da ordem de 1-2% nas altas frequências ( $f > 20\text{Hz}$ ), tendo os dados uma distribuição aproximada de

uma normal *Gaussiana*, mas pode ser muito mais elevada nas bandas de transição para modos de propagação superiores. Nas baixas frequências ( $f < 20\text{Hz}$ ) a incerteza aumenta não linearmente para valores da ordem de 20 a 30% ou mesmo superiores, sendo inválida a distribuição *Gaussiana*, aproximando-se a distribuição das “amostras” de uma distribuição de Lorentz. Quanto aos vários factores que contribuem para a incerteza da curva de dispersão experimental conclui que o desvio da vertical dos geofones (de componente vertical) e o acoplamento destes ao solo são os que têm menor influência, sendo os de maior peso o ruído ambiente aleatório e os erros sistemáticos dos tempos.

[Lai et al. 2005] focaram o seu estudo na propagação da incerteza da curva experimental até à incerteza nos valores de  $V_s$  do modelo obtido através da inversão, usando o algoritmo desenvolvido por [Lai & Rix 1998], já referido na secção anterior (2.3.2.3). A avaliação da incerteza é efectuada com dados experimentais reais, adquiridos com a técnica multi-receptor e analisados no domínio f-k. Os autores concluem com base nos resultados experimentais, que a distribuição das velocidades de fase das curvas de dispersão experimentais se aproxima da distribuição normal *Gaussiana*. Assumindo esta hipótese, considerando uma aproximação linear em torno da solução do Problema Inverso e utilizando as ferramentas da teoria do Problema Inverso discreto (e.g. [Menke 1984]), a incerteza associada aos valores de  $V_s$  do modelo resultante da inversão pode ser aproximada pela seguinte expressão:

$$\text{Cov}[\mathbf{V}_s] \approx \left[ \left( \mathbf{J}_s^T (\text{Cov}[\mathbf{V}_R])^{-1} \mathbf{J}_s \right)^{-1} \mathbf{J}_s^T (\text{Cov}[\mathbf{V}_R])^{-1} \right]_u \cdot \text{Cov}[\mathbf{V}_R] \cdot \left[ \left( \mathbf{J}_s^T (\text{Cov}[\mathbf{V}_R])^{-1} \mathbf{J}_s \right)^{-1} \mathbf{J}_s^T (\text{Cov}[\mathbf{V}_R])^{-1} \right]_u^T \quad (2.77)$$

onde  $\text{Cov}[\mathbf{V}_s]$  é a matriz diagonal  $N \times N$  (sendo  $N$  o número de camadas do modelo, incluindo o semi-espaco) cujos elementos são as variâncias das velocidades  $V_s$  das  $N$  camadas do modelo final resultante da inversão;  $\text{Cov}[\mathbf{V}_R]$  é a matriz diagonal  $F \times F$  (sendo  $F$  o número das frequências onde é definida a curva de dispersão experimental da velocidade de fase,  $\mathbf{V}_R$ ) cujos elementos são as variâncias das velocidades de fase experimentais,  $\mathbf{V}_R$ , considerando que os vários valores da curva experimental (elementos do vector  $\mathbf{V}_R$ ) são estatisticamente independentes; e, finalmente,  $\mathbf{J}_s$  é a matriz jacobiana  $F \times N$  das derivadas parciais dos elementos de  $\mathbf{V}_R$  em relação aos elementos de  $\mathbf{V}_s$ . O subscrito ‘u’, exterior aos parêntesis rectos na equação (2.77) indicam que os termos dentro dos parêntesis rectos são calculados para o modelo final, correspondente à última iteração do processo de inversão.

[Lai et al. 2005] aplicaram esta aproximação e mostram que as incertezas determinadas para os valores de  $V_s$  dos modelos invertidos, pelo método proposto, são baixas, com coeficientes de variação (CV) inferiores a 4%. Realçam no entanto que estes baixos valores de CV para  $V_s$  são uma consequência natural do algoritmo de Occam usado na inversão, e do correspondente efeito do amortecimento produzido pelo próprio algoritmo. Comprovam igualmente que a maior incerteza das curvas experimentais nas baixas frequências



(inferiores a 10 a 12.5 Hz) contribuem para o aumento da incerteza de  $V_S$  com a profundidade.

[Strobbia & Foti 2006] apresentaram uma ferramenta interessante para processamento de dados multi-receptor (de aquisição activa), designada por MOPA (*Multi-Offset Phase Analysis*), que não só determina a curva de dispersão experimental (sendo uma alternativa aos métodos dos domínios duplamente transformados, e.g., f-k), como permite avaliar a qualidade e a incerteza desta curva. O procedimento baseia-se na regressão linear pesada da fase *versus* distância à fonte, utilizando uma aproximação estatística. Deste modo, é possível não só efectuar um teste estatístico que permite reconhecer se existem erros significativos associados à modelação pressuposta na obtenção da curva de dispersão experimental, como também é possível obter a incerteza associada à referida curva. A regressão da fase *versus* distância à fonte é, conceptualmente, uma extensão do cálculo da diferença de fase entre os dois receptores utilizados na técnica SASW. O espectro da fase *versus* distância à fonte é obtido pela transformada de Fourier (do domínio do tempo para o da frequência) do registo sísmico multi-receptor. Para cada frequência, a regressão linear da fase *versus* distância, assumindo que a propagação das ondas de Rayleigh se efectua apenas por um único modo de propagação, permite determinar o número de onda e a velocidade de fase ( $V_R$ ). Usando múltiplas repetições dos registos sísmicos é possível usar um teste estatístico (do tipo  $\chi^2$ ), para cada frequência, para averiguar a linearidade da relação fase-distância.

Aplicando o MOPA a casos reais, [Strobbia & Foti 2006] mostram que é possível identificar três tipos de erro diferentes, nomeadamente, os devidos aos efeitos do campo próximo, que variam com a frequência e com a distância à fonte, os devidos às variações laterais (horizontais) do meio de propagação que não variam com a frequência, mas variam com a distância e a posição da fonte, e os devidos à sobreposição modal. Os autores apresentam ainda resultados de um caso real para o qual extraíram a curva de dispersão experimental com um CV máximo de 5% nas baixas frequências (na banda 5 a 10Hz). Após inversão desta curva e aplicação da expressão (2.77) ao modelo final resultante da inversão, obtêm um CV máximo de 18% para os valores de  $V_S$  nas camadas mais profundas (entre cerca de 20 e 30m).

As desvantagens do método anterior, proposto por [Strobbia & Foti 2006], são, contudo, as associadas ao “*unwrapping*” (desdobramento) do espectro de fase e ao processamento frequência a frequência, tal como acontece no processamento do tipo SASW, o que o torna num método mais moroso e complexo do que os métodos do tipo f-k ou f-V.

Para terminar, é importante referir que no caso da estratégia de inversão ser do tipo “modelação directa interactiva”, por “tentativa e erro”, não é possível determinar a incerteza dos modelos de  $V_S$  uma vez que na modelação directa não se efectua a propagação da incerteza da curva de dispersão experimental. No entanto, é possível, por exemplo, através da aplicação da expressão (2.77) ao modelo final, escolhido como o que melhor se ajusta à curva experimental, estimar as variâncias das velocidades  $V_S$  desse modelo, desde que se disponham das variâncias das velocidades da curva experimental.

### 2.3.2.5. Interpretação conjunta de resultados através de modelos pseudo-2D (ou 3D)

Nos últimos anos têm sido realizadas aplicações do MOS em diversos pontos de um mesmo alinhamento à superfície, de modo a definir, por interpolação, pseudo-seções (2D) de  $V_s$  versus profundidade, e, desse modo, tentar obter a variação lateral de  $V_s$  ao longo desse alinhamento. A aquisição de dados ao longo do alinhamento pode ser efectuada através de dispositivos do tipo dos usados no método da reflexão sísmica (e.g. [Geometrics 2006], [Crice 2005] e [Strobbia et al. 2010]). Apesar do modelo de interpretação do MOS convencional ser unidimensional (1D), é possível combinar (e interpolar) os modelos obtidos em vários pontos “adjacentes” de modo a “definir” um pseudo-modelo bidimensional (2D) ou mesmo tridimensional (3D), se os dados tiverem sido recolhidos numa grelha de pontos à superfície.

Apesar destas interpretações serem, de certa forma, pouco coerentes com os princípios do MOS, e como consequência, os pseudo-modelos resultantes serem necessariamente uma versão suavizada, com baixa resolução lateral, da distribuição real de  $V_s$  na secção (ou área) em estudo, tal como é realçado por [Xia et al. 2005], diversas aplicações recentes destas interpretações têm-se mostrado eficazes e concordantes com as estruturas geológicas prospectadas [Socco et al. 2010]. Além disso, têm sido propostas recentemente diversas metodologias para aumentar a resolução lateral destes pseudo-modelos (e.g. [Xia et al. 2005], [Luo et al. 2008a], [Socco et al. 2009] e [Strobbia et al. 2010]). Por exemplo, na metodologia proposta por [Socco et al. 2009], as várias curvas de dispersão individuais, obtidas para cada ponto ensaiado com o MOS convencional, ao longo de um mesmo perfil ou alinhamento, são invertidas em simultâneo por um algoritmo de inversão que engloba estrangimentos laterais, o que vai aumentar a consistência do modelo final pseudo-2D.

## 2.4. Aplicações em geotecnia

Foi já abordado no Capítulo 1 e explicitado ao longo do presente capítulo, a importante contribuição que o MOS pode ter para o estudo e resolução de diversos problemas geotécnicos. Com o objectivo de realçar o potencial do método e a sua versatilidade de resposta a um crescente número de questões nos domínios da geotecnia e da engenharia civil, resumem-se de seguida algumas aplicações do MOS, efectuadas recentemente a nível internacional, incluindo algumas expansões e generalizações do método convencional, baseado na dispersão das ondas de Rayleigh, a métodos semelhantes, mas baseados na dispersão de outras ondas dispersivas.

### 2.4.1. Caracterização dinâmica de terrenos e outras aplicações relacionadas

No trabalho de [Cuéllar 1997] são descritas várias aplicações do MOS efectuadas em Espanha, utilizando a técnica de aquisição e processamento SASW, nomeadamente:

- caracterização dos materiais em termos de rigidez e a avaliação da deformabilidade de aterros e de aterros de resíduos, até profundidades de 12 a 20m;
- caracterização dinâmica de solos rijos e de rochas brandas, como, por exemplo, a caracterização de uma formação geológica existente em Granada, constituída fundamentalmente por conglomerados com 60% de seixos de quartzito e de xisto embebidos numa matriz de argila siltosa; devido à dificuldade de obtenção de amostras indeformadas deste material, que pudessem ser ensaiadas em laboratório, a sua caracterização foi feita com métodos *in situ*, incluindo o MOS (SASW); os resultados foram usados num estudo de risco sísmico para o palácio do Alhambra;
- análise das condições da fundação de seis viadutos rodoviários, numa região próxima de Alicante onde ocorreram fenómenos de liquefacção em consequência do forte sismo de 1829; os resultados do MOS (SASW) revelaram, em concordância com os resultados de um ensaio *downhole* efectuado em local próximo, a existência de solos moles, susceptíveis de liquefacção, com  $V_s < 150\text{m/s}$ , na região mais superficial, até cerca de 5m de profundidade;
- determinação do perfil vertical de  $V_s$  numa barragem de enrocamento com 60m de altura, onde os blocos podem atingir dimensão de 1m; foram efectuados ensaios SASW com queda de peso de 1000kg (bloco de betão) de uma altura de 5m, tendo-se obtido cdo entre 7 e 70m; estes ensaios permitiram estudar *in situ* a influência da pressão confinante sobre a velocidade da onda de corte destes materiais de enrocamento;
- avaliação da eficiência do tratamento de solos no caso dum aterro injectado com calda de cimento, no qual o ensaio SASW foi efectuado antes e após o tratamento de injeccção; mesmo comparando apenas as curvas de dispersão experimentais obtidas antes e após o tratamento, foi possível observar um marcado aumento da rigidez do solo após a injeccção; com a inversão destas curvas determinou-se que o módulo de rigidez do solo tratado aumentou entre 5 a 10 vezes o seu valor inicial.

[Stokoe et al. 2004] apresentaram igualmente vários exemplos de aplicação do MOS usando a técnica SASW, dos quais se destacam aqui os seguintes:

- uma destas aplicações evidencia a capacidade do método detectar uma “cavidade” superficial “enterrada” a cerca de 30cm de profundidade num modelo físico, constituído por um depósito cilíndrico de areia com 7m de diâmetro e 2m de altura assente no solo nativo do local (argiloso); a “cavidade” tinha cerca de 32cm de altura, 120cm de comprimento e cerca de 61cm de largura; diversos perfis efectuados sobre a “cavidade” vazia e parcialmente cheia, com o mesmo material do meio envolvente, resultaram em curvas de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh significativamente diferentes das curvas de dispersão obtidas em perfis que não intersectavam a “cavidade”, ou seja, localizados sobre o meio “homogéneo”;
- para a caracterização do sítio dum futuro depósito geológico de resíduos radioactivos e de combustível nuclear, em Yucca Mountain, Nevada (USA), foram utilizados vários métodos sísmicos *in situ*, incluindo o MOS (SASW); o objectivo final era a definição da

distribuição de  $V_S$  até cerca de 30m de profundidade, como factor determinante para o projecto sísmico do depósito de resíduos; os solos superficiais, constituídos essencialmente por seixos, por vezes com a presença de siltes, são de difícil amostragem e têm origem aluvionar e coluvionar; a aluvião contém quantidade variável de areia, calhaus e blocos, e tem uma espessura variável na área em estudo; o perfil de  $V_S$  até 30m de profundidade, resultante da aplicação do MOS, apresentou conformidade com os resultados dos outros métodos sísmicos aplicados: *downhole* e diagrfias sísmicas.

[Lopes 2005] aplicou o MOS com aquisição de dados multi-receptor e processamento no domínio f-k, em locais com diferentes enquadramentos geológicos, em Portugal Continental e na ilha Terceira, nos Açores. A inversão das curvas de dispersão foi essencialmente realizada por “tentativa e erro”, através do programa de modelação directa POLISURF [Strobbia 2002], utilizando também, nalguns casos, o programa de inversão SWAMI desenvolvido por Glenn Rix & Carlo Lai em 2004 [Lai & Wilmanski 2005]. Os resultados obtidos, em termos de perfil vertical de  $V_S$ , apresentaram, de um modo geral, significativa concordância com a informação das sondagens, e de outros ensaios geotécnicos (e.g. SPT) e/ou geofísicos (refracção sísmica e/ou *crosshole*) efectuados nos locais estudados, ou nas suas proximidades.

Uma destas aplicações apresentadas em [Lopes et al. 2004a], [Lopes 2005], [Lopes et al. 2005] e [Lopes et al. 2006], foi a caracterização dinâmica da unidade “Aluviões do Tejo”, aplicando o MOS em quatro locais na região de Lisboa, na margem Norte do rio Tejo. Nesses locais, utilizando maioritariamente perfis com 24 geofones (de 4.5Hz), equiespaçados de 2m, e usando como fonte sísmica uma marreta de 5kg, activada a 2m de cada geofone extremo do perfil (efectuando cerca de 10 impactos e registos sísmicos, em cada posição da fonte), obteve perfis de  $V_S$  com profundidades máximas entre cerca de 18 e 45m. Estes perfis são caracterizados por uma pronunciada inversão de velocidade, associada à camada das aluviões que ocorre abaixo de uma camada de aterro superficial com maior rigidez. As velocidades  $V_S$  típicas, obtidas com o MOS para as “Aluviões do Tejo”, variam entre cerca de 85 e 130m/s.

Outra aplicação do MOS apresentada em [Lopes et al. 2004b], [Lopes 2005] e [Lopes et al. 2006] é a efectuada no campo experimental criado no âmbito da ISC'2 (2<sup>nd</sup> *International Conference on Site Characterization*, Porto, 2004), localizado no *campus* da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. Uma das sondagens efectuadas na proximidade do local ensaiado (utilizadas posteriormente para a realização de ensaios do tipo *crosshole seismic test*) detectou superficialmente solos residuais de granito (saprolíticos) até uma profundidade de cerca de 15m, sobre granito (que ocorria até ao fim das sondagens, a cerca de 22m). No entanto o granito encontrava-se muito alterado entre cerca de 15 e 20.5m. A partir dos dados da aquisição activa com uma marreta de 10kg (5 impactos em cada posição), activada a 1m de cada extremo dum perfil com 36 geofones, equiespaçados de 1m, obteve-se com o MOS uma distribuição vertical de  $V_S$ , definida até 19m de profundidade, com elevada coerência com o perfil geológico local e com os resultados dos ensaios *crosshole*. Saliente-se que esta distribuição de  $V_S$  foi obtida através do

processamento e modelação dos dados do MOS, antes do conhecimento do perfil da sondagem e dos resultados dos ensaios *crosshole*.

[Coccia et al. 2010] aplicaram o MOS, apenas com aquisição passiva sobre perfis lineares (técnica também designada por *Refraction Microtremor Array* ou *ReMi*, ver secção 2.3.2.2), em taludes afectados por deslizamentos ou susceptíveis de deslizamento. Os autores demonstram que, em locais como estes, onde é difícil a aplicação de outros métodos geofísicos e/ou geotécnicos, o MOS com aquisição passiva num perfil (linear) de geofones, pode ser uma técnica rápida e económica de obter a estimativa do perfil vertical de  $V_s$  até profundidades da ordem de algumas dezenas de metros.

#### 2.4.2. Geotecnia ambiental (caracterização mecânica de resíduos)

[Rix et al. 1998] aplicaram o MOS em dois aterros de resíduos sólidos localizados próximo de Atlanta (USA). Utilizando na aquisição e processamento de dados a técnica SASW, usando como fonte sísmica um vibrador que gerava ondas sísmicas na banda de 5 a 100Hz, registaram dados da velocidade de fase e da amplitude do movimento vertical (em função da frequência e da distância à fonte), de modo a obterem curvas experimentais da dispersão da velocidade de fase e do coeficiente de atenuação das ondas de Rayleigh. Utilizaram o algoritmo de inversão conjunta destas duas curvas de dispersão desenvolvido por [Lai & Rix 1998], considerando o meio de propagação como visco-elástico (ver secções 2.2.5.6 e 2.3.2.3), para determinar simultaneamente o perfil de  $V_s$  e de  $D_s$  (taxa de amortecimento de corte), em cada um dos aterros de resíduos.

Os resultados obtidos por [Rix et al. 1998] apresentaram bons ajustes entre as curvas experimentais e teóricas da velocidade de fase mas pior concordância entre as curvas experimentais e teóricas da atenuação, reflectindo a dificuldade em obter medidas experimentais precisas da atenuação intrínseca (absorção) do meio de propagação, devido à sobreposição dos efeitos da atenuação do material com a atenuação geométrica das ondas de Rayleigh. Os modelos finais resultantes da inversão conjunta evidenciaram, em ambos os casos ensaiados, a camada superficial de maior rigidez correspondente à camada de solo compactado que sela superiormente ambos os aterros de resíduos (com espessura da ordem de 1 a 2m). Abaixo dessa camada, os valores de  $V_s$  obtidos nos resíduos variam entre 100 e 160m/s, aumentando com a profundidade. As taxas de amortecimento de corte ( $D_s$ ) obtidas nos resíduos variam entre 1 e 9%, decrescendo com a profundidade. As profundidades máximas dos modelos foram de cerca de 18 e 32m para cada um dos aterros prospectados. Os autores defendem que a metodologia utilizada é ideal para obter a estimativa das propriedades dinâmicas (no domínio das pequenas deformações) de materiais ambientalmente sensíveis (como é o caso dos aterros de resíduos), uma vez que é uma técnica não invasiva, de rápida aplicação e de baixo custo. A estimativa dos perfis verticais de  $V_s$  e de  $D_s$  é fundamental para a avaliação da estabilidade sísmica dos aterros de resíduos, que é frequentemente o factor determinante para o projecto destas estruturas.

[Styles & Cassidy 2009] apresentam uma interessante aplicação do MOS, usando a técnica CSW através de um sistema desenvolvido por *GDS Instruments*, numa região de depósito de resíduos industriais, em Inglaterra (área de Widnes-Runcorn). Supõe-se que a espessura da camada de resíduos possa ter vários metros ou mesmo dezenas de metros. Os resíduos foram originados pela indústria de produção de sabão, que operou na zona durante cerca de 200 anos, e são constituídos essencialmente por subprodutos de sulfato de cálcio. À superfície e acima do nível freático, os resíduos estão oxidados e formam uma crosta estável com uma textura similar à de uma argila arenosa. No entanto, em profundidade e especialmente abaixo do nível freático, os resíduos encontram-se não oxidados e tornam-se excessivamente “moles”, sobretudo quando estão saturados, adquirindo propriedades tixotrópicas. Mesmo usando um método de interpretação muito simplificado, o MOS permitiu caracterizar os resíduos, em termos de rigidez, quer acima, quer abaixo do nível freático, permitindo ainda estimar a espessura destes resíduos no local de ensaio.

### 2.4.3. Aplicações em túneis

[Cuéllar 1997] relata a aplicação do MOS, através da técnica SASW, para a determinação da espessura da zona de maior alteração do maciço margoso que ocorre em torno dum túnel no nordeste de Espanha, com cerca de 9m de largura por 6.7m de altura. O túnel está revestido com uma camada de betão de cerca de 0.5m. Os dados foram recolhidos no interior do túnel, sobre o revestimento de betão, ao longo do tecto, dos hasteais e da base. Os resultados permitiram discriminar a camada de maciço alterado, subjacente ao revestimento, estimando a sua espessura (da ordem de 2m), bem como as velocidades  $V_s$  da camada alterada (cerca de 900m/s) e do “substrato” (maciço são, cerca de 1300m/s).

[Stokoe et al. 2004] descrevem igualmente uma aplicação do MOS, utilizando a técnica SASW, num túnel com cerca de 3m de diâmetro e com um revestimento de betão de cerca de 30cm. O método foi aplicado em mais de 100 locais ao longo do túnel, onde os ensaios foram efectuados com um martelo de mão e com acelerómetros fixados magneticamente a discos metálicos cravados no revestimento do túnel, tal como é ilustrado na Figura 2.23.

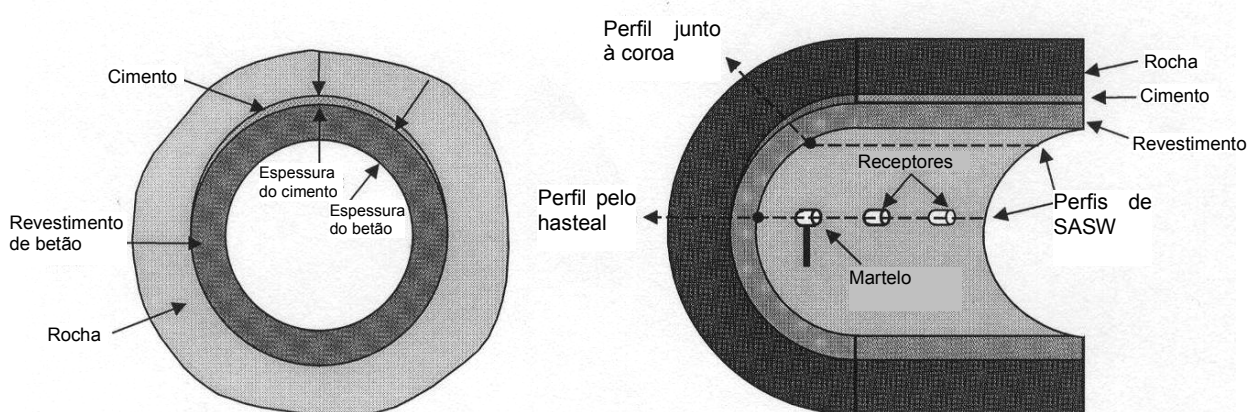


Figura 2.23 – Esquema do ensaio SASW efectuado sobre o revestimento de um túnel, descrito por [Stokoe et al. 2004].

Segundo [Stokoe et al. 2004] os ensaios SASW realizados ao longo de dois alinhamentos longitudinais, um pelo hasteal e outro junto à coroa do túnel, permitiram avaliar a espessura e a qualidade do revestimento do túnel, a espessura e a qualidade do material (cimento) injectado na zona da coroa, detectar vazios na zona da coroa e ainda avaliar a rigidez e a qualidade do maciço encaixante do túnel, até cerca de 4m de profundidade.

#### **2.4.4. Caracterização da fundação de pavimentos rodoviários e de plataformas ferroviárias**

[Ryden et al. 2004] utilizando uma aquisição de dados do tipo multi-receptor com processamento no domínio f-V, através da técnica MASW proposta por [Park et al. 1999], aplicaram uma extensão do MOS para altas frequências (50 a 5000Hz), na determinação do perfil vertical de  $V_s$  da fundação dum pavimento rodoviário em que existe uma camada de sub-base de elevada rigidez. O espectro f-V do campo de ondas experimental é directamente invertido pelo método proposto pelos autores (já abordado na secção 2.3.2.3), considerando a propagação das várias ondas “superficiais” e “guiadas” (incluindo ondas de Lamb, ondas volúmicas e os vários modos ou ondas evanescentes), que dominam o campo de ondas no domínio das altas frequências, para um meio estratificado como o do pavimento considerado: cerca de 12cm de asfalto, seguidos de 30cm de material granular de base, seguidos de uma camada de sub-base, com cerca de 30cm de solo argiloso tratado, com rigidez superior ao solo argiloso (natural) subjacente. Estas ondas dominantes são igualmente dispersivas e a sua variação com a frequência depende principalmente da rigidez, ou seja, de  $V_s$ , de cada camada do meio considerado. Como tal, o objectivo da inversão do espectro f-V experimental, é, tal como no MOS convencional, a determinação do perfil vertical de  $V_s$ . Os resultados obtidos mostram o sucesso do método na discriminação e caracterização de todas as camadas referidas.

[Fortunato 2005] e [Fortunato et al. 2007] aplicaram o MOS para a determinação do perfil vertical de  $V_s$  e, com base neste, determinaram o módulo de deformabilidade (ou módulo de Young), nas camadas de fundação de plataformas ferroviárias. A técnica de aquisição e processamento utilizada foi do tipo SASW, usando geralmente 6 geofones de 2Hz, com espaçamentos entre 0.1 e 1.5m, e usando como fontes sísmicas martelos de 0.9kg e/ou de 5kg e ainda um deflectómetro de impacto portátil (ver secção 3.2). O processamento dos dados e a inversão das curvas de dispersão experimental foram efectuados com o programa WinSASW [WinSASW 2002], baseado no método de [Joh 1996], referido na secção 2.3.2.3.

Tal como é relatado em [Fortunato 2005] e [Fortunato et al. 2007] o MOS foi aplicado durante os trabalhos de renovação da chamada “Linha do Norte”, entre Lisboa e Porto, que consiste numa plataforma ferroviária com duas vias (ascendente e descendente). Em alguns locais, os testes foram repetidos no mesmo local em várias fases da renovação (por exemplo, depois da remoção do balastro antigo, após subsequente escavação com 35cm de profundidade, após colocação da camada de leito da via e após a colocação da camada de sub-balastro). Os resultados destes testes permitiram avaliar a variação do módulo de deformabilidade das várias camadas e entre as várias fases. O MOS foi ainda aplicado num

local onde foi construída uma nova plataforma ferroviária, permitindo efectuar o controle da sua qualidade. As profundidades máximas dos perfis verticais de  $V_s$  e do módulo de deformabilidade, obtidas com a aplicação do MOS, variaram entre cerca de 2.5 e 7m, e foram discriminadas camadas de grandeza decimétrica.

#### **2.4.5. Aplicações subaquáticas, em águas pouco profundas**

O MOS convencional, aplicado à superfície da terra e baseado na dispersão das ondas de Rayleigh é facilmente extensível à análise das ondas de Stoneley ou de Rayleigh generalizadas (ondas de interface) que se formam junto à superfície do fundo do mar, devido à camada de água sobrejacente (ver secção 2.2.3.2), desde que aquisição de dados seja efectuada no fundo do mar, ou muito próximo dessa interface. O mesmo raciocínio é aplicável para outro meio aquático, como, por exemplo, um lago, ou um rio. Estas ondas de interface, entre a água e o meio sólido do fundo, são também designadas por ondas de Scholte.

[Shtivelman 1999] aplicou o MOS em diversos locais, em terra, e no mar (em águas pouco profundas), em ambos os casos, junto à linha da costa israelita. Aproveitando registos sísmicos multi-receptor adquiridos na aplicação dos métodos de refacção e/ou reflexão sísmica, e processando-os no domínio f-k, obteve curvas de dispersão das ondas superficiais de Rayleigh (entre cerca de 10 e 100Hz, consoante o local), em terra, e curvas de dispersão das ondas de Scholte (entre cerca de 3 e 17Hz), no mar. A inversão das curvas de dispersão experimental foi efectuada por um algoritmo desenvolvido pelo autor, baseado no método dos mínimos quadrados linearizados e amortecidos, para o Problema Inverso, e no método de [Schwab & Knopoff 1970], para o Problema Directo. Os perfis de  $V_s$  resultantes da inversão dos dados experimentais apresentaram, de um modo geral, conformidade com os resultados da refacção sísmica e/ou com a informação de sondagens próximas.

Nas aplicações em terra, apresentadas em [Shtivelman 1999], os registos sísmicos foram obtidos com perfis de 48 geofones (de 10Hz), com espaçamento entre 2.5m e 10m, consoante o local, usando uma marreta de 8kg ou a queda acelerada de um peso (*Dynasource*). Em dois locais obteve curvas de dispersão das ondas de Rayleigh, definidas entre cerca de 10 e 30Hz, das quais resultaram por inversão, perfis de  $V_s$  até profundidades da ordem de 16 a 22m. Noutros dois locais em terra, obteve curvas de dispersão (ondas de Rayleigh) entre cerca de 22 a 60-100Hz, cuja inversão resultou, naturalmente, em modelos com menor profundidade máxima, de cerca de 6 a 10m.

Nas três aplicações submarinas realizadas por [Shtivelman 1999] os registos sísmicos foram obtidos com cabos (imersíveis) de 48 hidrofones (de 10Hz), espaçados de 10m, colocados no fundo do mar. A fonte sísmica consistiu, na maioria dos casos, na detonação de explosivos (250 a 600g) no fundo do mar. As curvas de dispersão experimentais das ondas de Scholte foram obtidas para frequências entre 3-6Hz e 12-17Hz, consoante o local. Os



perfis verticais de  $V_S$  resultantes da inversão destas curvas atingiram profundidades máximas entre 15 e 41m.

Mais tarde, [Shtivelman 2004] fez uma análise mais aprofundada do campo de ondas sísmicas registado em ambiente marinho, perto da linha de costa, ou seja, em locais com pequena altura de água, verificando que, além das ondas dispersivas de Scholte, dominantes nas baixas frequências (até cerca de 15-20Hz), que correspondem a modos “normais”, i.e., a raízes reais da equação de dispersão, os registos sísmicos contêm nas altas frequências, um tipo de ondas “superficiais” ou “guiadas” que se propagam como modos evanescentes (correspondendo a raízes complexas da equação de dispersão). Estes modos evanescentes são igualmente dispersivos e têm uma frequência de corte relativamente elevada; são originados maioritariamente por reflexões múltiplas das ondas P, e, como tal, as suas velocidades de fase dependem essencialmente das velocidades  $V_P$  das camadas que formam o fundo do mar, e são portanto superiores a  $V_P$  da água do mar.

[Shtivelman 2004] efectuando análises de dispersão nas baixas e nas altas frequências, separadamente, a partir dos registos sísmicos adquiridos no fundo mar, determina, por inversão das resultantes curvas de dispersão das diferentes ondas analisadas, os perfis verticais de  $V_S$  e de  $V_P$  das camadas sedimentares constituintes do fundo do mar. O autor aplica esta metodologia em dois locais da costa israelita, efectuando aquisição multi-receptor com um cabo de 48 hidrofones (de 10Hz), espaçados de 10m, colocado no fundo do mar. As fontes sísmicas foram a detonação de explosivo no fundo do mar e a activação na água de uma *airgun* a cerca de 2.5m de profundidade. Num dos locais, com 10m de coluna de água, obtém perfis (independentes) de  $V_S$  e de  $V_P$  até cerca de 20m de profundidade abaixo do fundo do mar. Os perfis apresentaram boa correlação entre si e são coerentes com os valores de  $V_S$  e de  $V_P$  obtidos a partir de perfis de refacção sísmica efectuados em terra, nas proximidades do local investigado.

[Kaufmann et al. 2005] aplicaram igualmente o MOS em meio marinho, em locais com pequena altura de água (0.5 a 1m), analisando, tal como [Shtivelman 2004] e [Shtivelman 1999], a dispersão das ondas de Scholte (em vez das ondas de Rayleigh). Num dos locais foi analogamente realizada aquisição de dados do MOS, em terra, junto à linha de água, para comparação dos resultados obtidos, dentro e fora de água, que se mostraram concordantes. Em meio marinho as aquisições de dados foram realizadas com um cabo de 24 hidrofones (de 10Hz) equiespaçados de 3m, colocado no fundo do mar. A fonte sísmica utilizada foi uma *airgun* activada a cerca de 12m do 1º hidrofone.

#### 2.4.6. Interpretações pseudo-2D e 3D

Tal como já foi abordado na secção 2.3.2.5, as interpretações pseudo-2D e 3D baseadas nos modelos 1D resultantes da inversão do MOS (convencional) têm-se vulgarizado nos últimos anos, não só pelo inegável interesse para a caracterização dos locais ensaiados como pelos resultados promissores que têm sido obtidos.

Uma destas interpretações é a apresentada por [Crice 2005] que mostra uma secção vertical (2D) de  $V_s$  ao longo dum perfil que intersecta uma antiga cavidade (*paleosinkhole*), actualmente preenchida com areia. Nesta pseudo-secção de  $V_s$  definida pela interpolação dos vários modelos 1D obtidos com o MOS ao longo do referido perfil, conseguiu-se delinear uma região de baixa velocidade ( $V_s$ ) em relação ao meio encaixante, com elevada correlação com os resultados do método da micro-gravimetria aplicado no mesmo perfil (ver Figura 2.24). Ambos os resultados foram posteriormente confirmados por sondagens efectuadas no local. O MOS aqui aplicado usou aquisição multi-receptor e a técnica de processamento MASW de [Park et al. 1999], tendo sido utilizado o programa SurfSeis (*Kansas Geological Survey*) no processamento e inversão dos dados.

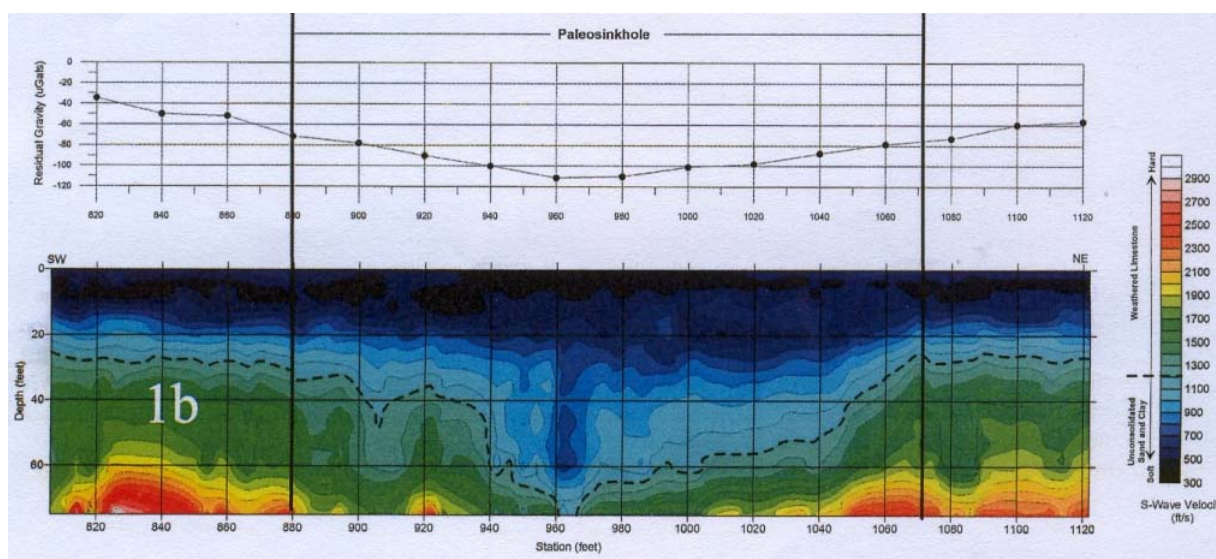


Figura 2.24 – [Crice 2005]: secção vertical de  $V_s$  versus profundidade (pseudo-2D) obtida com o MOS, num perfil sobre uma cavidade preenchida com areia. Na parte superior são ilustrados os resultados da micro-gravimetria aplicada no mesmo perfil.

Também [Debeglia et al. 2006] relataram uma aplicação semelhante, para detecção e caracterização de estruturas cársticas em meio urbano (em Orléans, França), utilizando micro-gravimetria e o MOS, com aquisição multi-receptor, em vários locais do mesmo perfil, de modo a obter a correspondente pseudo-secção (2D) de  $V_s$  em profundidade. Os modelos resultantes do MOS apresentaram consonância com as anomalias negativas detectadas com a micro-gravimetria, ao longo do perfil, revelando, nessas zonas, inversões de velocidade, e contribuíram para a caracterização mecânica dessas zonas em profundidade.

[Ismail & Anderson 2007] apresentaram uma interessante aplicação do MOS com aquisição activa multi-receptor e processamento pela técnica MASW de [Park et al. 1999], em 24 locais (pontos centrais dos perfis de aquisição) distribuídos por três alinhamentos aproximadamente paralelos (ver Figura 2.25-a), numa área de 125x125m situada na margem norte do rio Mississippi, no nordeste do estado de Missouri (USA). Os principais objectivos do estudo eram: a determinação das profundidades do substrato rochoso (composto por intercalações de xistos e de siltitos) na área em estudo, delineando a sua superfície, que se esperava de profundidade variável, entre cerca de 1 e 20m; e, simultaneamente, caracterizar, em termos de  $V_s$ , os materiais sedimentares superficiais.

Esta informação era necessária para avaliar se a área prospectada era adequada para a construção de instalações industriais de grande envergadura.

Na aquisição de dados do MOS em cada ponto de ensaio [Ismail & Anderson 2007] usaram um perfil de 24 geofones (de 4.5Hz) equiespaçados de 1.5m. A fonte sísmica utilizada foi uma marreta de 10 libras ( $\approx 4.5\text{kg}$ ) e foram efectuados 5 impactos em cada posição de activação da fonte. A fonte foi activada a 3m do 1º geofone do perfil. A orientação dos perfis de geofones foi aproximadamente SW-NE, de modo a terem direcção aproximadamente paralela à tendência esperada para o paleo-vale do substrato rochoso, e deste modo minimizar o efeito da inclinação das camadas. A partir da interpolação dos resultados unidimensionais do MOS (perfil vertical de  $V_S$ ) em cada ponto de ensaio, foram definidas as três pseudo-secções (2D) de  $V_S$  versus profundidade, correspondentes a cada um dos alinhamentos prospectados, que são representadas na Figura 2.25-b).

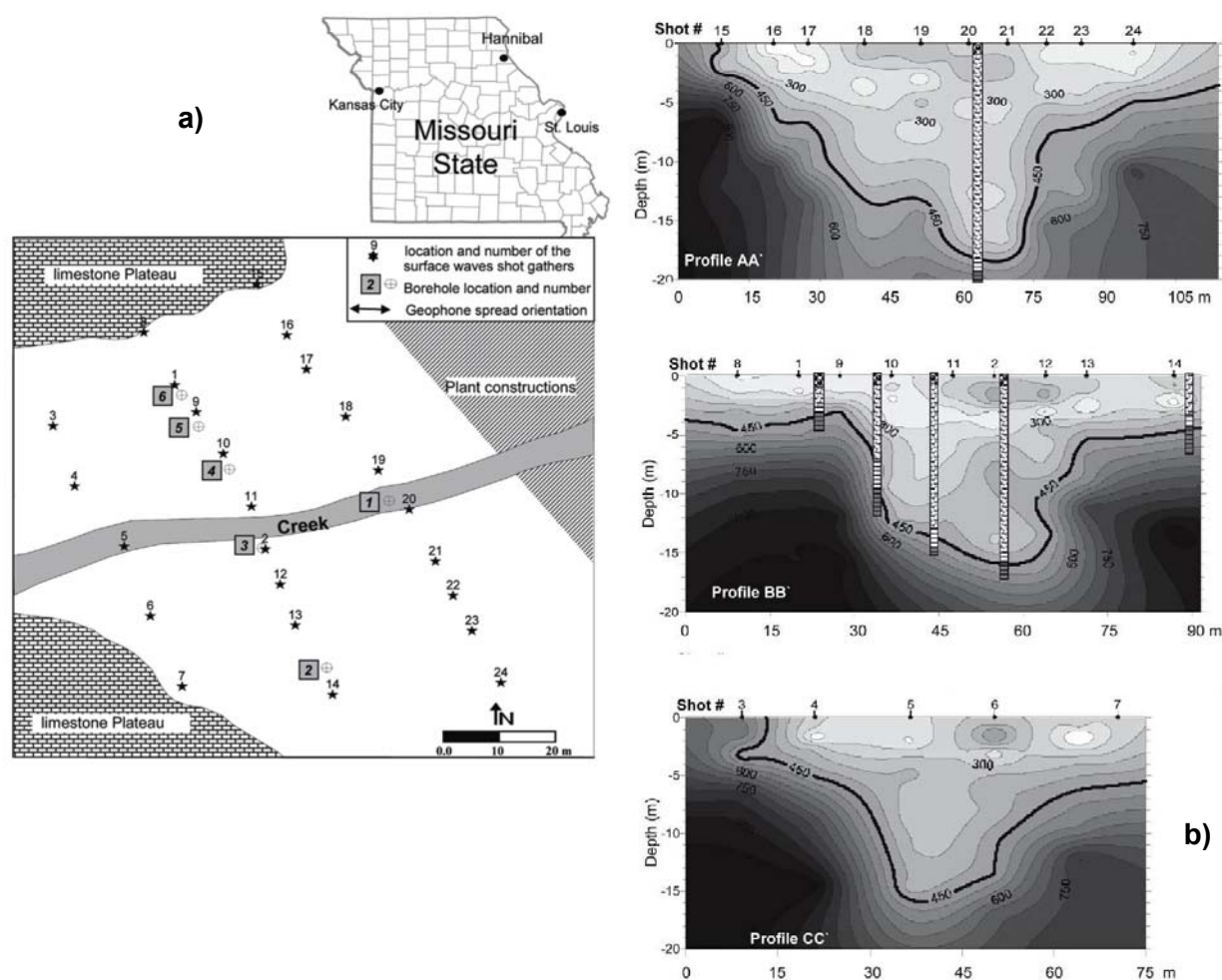


Figura 2.25 – [Ismail & Anderson 2007]: a) localização dos pontos (centrais) de aplicação do MOS, estrelas 1 a 24, distribuídos por três alinhamentos aproximadamente paralelos, na área em estudo; os quadrados com números 1 a 6, referenciam as sondagens mecânicas efectuadas; b) secções pseudo-2D de  $V_S$  versus profundidade, para os três alinhamentos onde foi aplicado o MOS.

Os resultados do MOS apresentaram elevada concordância com a informação litológica das sondagens mecânicas realizadas na área em estudo e ainda com os resultados de ensaios

*downhole* efectuados em dois dos furos de sondagem. Nas pseudo-secções de  $V_S$  [Ismail & Anderson 2007] consideraram que a isolinha de 450m/s estaria associada à interface ente os sedimentos e o substrato rochoso. A partir das profundidades de ocorrência desta isolinha nos três cortes verticais foi possível, por interpolação, estimar a superfície 3D do substrato rochoso.

### 2.4.7. Caracterização sísmica e efeitos de sítio

Recentemente o MOS tem tido grande aplicação em estudos de caracterização e classificação sísmica de sítios, muitas vezes com vista a identificar e avaliar as zonas susceptíveis de liquefacção e/ou zonas de amplificação sísmica por efeito de sítio. Nestes casos, o MOS é aplicado quer com aquisição activa, quer com aquisição passiva, ou ainda, com ambas. Em várias destas aplicações o MOS é ainda utilizado, conjuntamente ou em paralelo com a aquisição de dados “passivos” (vibrações sísmicas ambientais), segundo as três componentes do movimento, para aplicação do método de Nakamura (ou HVSR), já referido na secção 2.3.1.

[Hemann et al. 2003] utilizaram o MOS, com aquisição activa, para efectuar o microzonamento sísmico de uma região de Budapeste (Hungria) através da determinação de  $V_{S,30}$  em diversos locais pré-seleccionados a partir da informação geológica. O parâmetro  $V_{S,30}$ , definido como o valor médio da velocidade da onda de corte dos terrenos até 30m de profundidade, é considerado pelo Eurocódigo 8 [EC8 2004], a base da classificação sísmica do sítio e dos solos locais, e, conseqüentemente, é determinante para a avaliação dos efeitos de sítio nos estudos de microzonamento sísmico. O MOS foi aplicado com aquisição de dados multi-receptor (48 receptores) e os dados foram processados no domínio f-k, a partir do qual foram extraídas as curvas de dispersão experimentais da velocidade de fase das ondas de Rayleigh. Estas curvas foram invertidas com um algoritmo genético (de pesquisa global) e resultaram em perfis de  $V_S$  até cerca de 30 a 35m de profundidade.

[Lopes 2005] e [Lopes et al. 2008] apresentaram uma aplicação do MOS, com aquisição activa, na cratera vulcânica de São Sebastião na ilha Terceira (Açores). Nos 14 perfis de aquisição activa de dados do MOS efectuados na área da cratera, foram utilizados 24 geofones (de 4.5Hz) equiespaçados de 2m, e, como fonte sísmica, foi usada uma marreta de 10kg activada a 2m dos extremos dos perfis. Estes perfis permitiram obter a distribuição vertical de  $V_S$  nos vários locais, até profundidades máximas entre cerca de 20 e 34m. Os resultados do MOS, complementados por ensaios HVSR e análise espectral de registos acelerométricos, contribuíram decisivamente para a definição do modelo geológico-geotécnico da cratera ([Santos et al. 2007] e [Lopes et al. 2008]), permitindo realizar um zonamento de  $V_S$  para a área estudada e caracterizar dinamicamente os diferentes materiais que ocorrem em profundidade (pelo menos, até cerca de 20m). Esta aplicação foi realizada no âmbito de um projecto de investigação para estudar os efeitos de sítio da referida cratera, tendo os seus resultados contribuído para a averiguação das causas das amplificações sísmicas diferenciadas no interior da cratera.

[García-Jerez et al. 2007] procederam a uma inversão conjunta das curvas de dispersão experimentais (das ondas de Rayleigh), obtidas pelo MOS com aquisição passiva, com as curvas de dispersão obtidas com o método HVSR, nos mesmos locais, para delinear a profundidade do substrato rochoso e caracterizar a estrutura sedimentar subjacente, na cidade de Mula (sudeste de Espanha). No MOS foram utilizados vários dispositivos de recepção circulares, com 6 receptores (de componente vertical) cuja frequência própria era 0.25Hz. Os raios dos dispositivos circulares variaram entre 7.5 e 30m, para cada local ensaiado. O método de inversão utilizado permitia inverter (variar) simultaneamente as espessuras e as velocidades  $V_S$  das camadas do modelo. Os resultantes perfis verticais de  $V_S$  concordaram com a prévia informação geológica e contribuíram para o seu refinamento, permitindo, por interpolação, a definição de cortes geológicos verticais entre alguns dos locais ensaiados, onde as interfaces litológicas foram definidas através dos perfis verticais de  $V_S$ . As curvas de dispersão teóricas de HVSR, calculadas com base nos perfis de  $V_S$  resultantes da inversão conjunta, apresentaram uma correlação aceitável com as curvas experimentais de HVSR, validando o método utilizado e os resultados obtidos.

Com a finalidade de estudar os efeitos de sítio na amplificação dos movimentos sísmicos num vale Alpino, em Itália, [Socco et al. 2008] relatam uma aplicação conjunta do MOS, utilizando aquisição activa e passiva no mesmo local, com outros métodos sísmicos (método da reflexão, método da refacção de ondas P e ensaio *downhole*), para obter um modelo geomecânico (2D) detalhado para o referido vale. Os perfis verticais de  $V_S$ , obtidos a partir da combinação dos dados das aquisições activas e passivas nos mesmos locais, alcançaram profundidades máximas de cerca de 100m. Estes resultados apresentaram consonância, de um modo geral, com os resultados de ensaios *downhole* efectuados em locais próximos, até cerca de 40m de profundidade.

Para a caracterização sísmica da cidade de Istambul (Turquia), incluindo a identificação e mapeamento das zonas susceptíveis de sofrer amplificação sísmica, [Picozzi et al. 2009] realizaram uma extensa aquisição de dados de vibrações sísmicas ambientais, para utilização no método HVSR e no MOS (com aquisição passiva). Tal como no trabalho de [García-Jerez et al. 2007], foi aqui também efectuada a inversão conjunta das curvas experimentais de dispersão obtidas com os dois métodos, nos locais onde ambos foram aplicados. Os resultantes perfis verticais de  $V_S$  alcançaram profundidades máximas entre cerca de 150 e 700m de profundidade, consoante o local de ensaio, revelando, na maioria dos casos, fortes contrastes de  $V_S$  em profundidade. As curvas teóricas de HVSR, calculadas com base nos perfis de  $V_S$  resultantes da inversão conjunta, apresentaram elevada correlação com as curvas experimentais de HVSR.

A generalidade dos resultados obtidos por [Picozzi et al. 2009] apresentou boa correlação com a informação geológica disponível e com os resultados de outros métodos sísmicos aplicados em alguns dos locais ensaiados. Na aquisição passiva de dados do MOS foram utilizados dispositivos bidimensionais de receptores, em que as distâncias entre receptores variaram entre mínimos de 5 a 10m e máximos de 100 a 150m, dependendo das condições de cada local. Foram usados dispositivos com 12 ou 13 receptores com frequência própria de 1Hz.

[Teves-Costa et al. 2010] aplicaram o MOS com aquisição passiva para estimar o perfil vertical de  $V_s$  e, em particular, para obter o valor médio nos primeiros 30m de profundidade,  $V_{s,30}$ , em dois ambientes geológicos distintos: um vale sedimentar (Vale Inferior do Tejo) e uma ilha vulcânica (ilha Terceira, Açores). O objectivo final era a classificação dos sítios de acordo com o Eurocódigo 8 [EC8 2004]. Foram usados vários dispositivos de recepção aproximadamente circulares, com raios mínimos de 5 a 10m, e máximos de 100 a 250m, consoante o local. Os receptores consistiram em sensores de três componentes, com frequência natural de 0.2Hz. Foram ensaiados dois locais no Vale Inferior do Tejo e três locais na ilha Terceira. Como os registos sísmicos “passivos” incluíram as três componentes do movimento, foi ainda utilizado o método HVSR para analisar as respectivas curvas em função da frequência e determinar as frequências próprias (ou de ressonância) de vibração das formações superficiais. Os resultados da inversão dos dados “passivos” do MOS apresentaram, de um modo geral, coerência com os resultados do método HVSR e permitiram classificar os locais ensaiados em função do valor de  $V_{s,30}$ .

[Mundepi et al. 2010] realizaram aquisição de vibrações ambientais em diversos (116) locais da cidade de Delhi, na Índia, para aplicação do método HVSR com vista à obtenção do mapeamento das frequências próprias das formações sedimentares existentes na cidade. Em três locais da cidade, com diferentes características geológicas, foi ainda aplicado o MOS com aquisição passiva, usando dispositivos triangulares de recepção, com 50 e 100m de lado. A inversão das curvas de dispersão obtidas com o MOS resultou em perfis verticais de  $V_s$  concordantes com as condições geológicas dos locais e atingiram profundidades entre cerca de 25 e 80m. As frequências de ressonância das curvas HVSR (teóricas), calculadas a partir destes perfis de  $V_s$ , são próximas das frequências próprias experimentais obtidas pelo método HVSR.

[Maheswari et al. 2010] utilizam o MOS, mas agora exclusivamente com aquisição activa de dados, juntamente com os resultados de ensaios SPT em cerca de 300 sondagens, a partir dos quais foram estimados, por correlação, os respectivos valores de  $V_s$ , para efectuar o zonamento de  $V_s$ , do período de ressonância e ainda da classificação sísmica, da cidade de Chennai, na Índia. O MOS com aquisição activa multi-receptor foi aplicado em 30 locais da cidade. Foram usados perfis com 24 geofones de 4.5Hz e como fonte sísmica, uma marreta de 8kg. Em cada local, foram realizadas várias aquisições de dados, com diferentes espaçamentos entre geofones e várias distâncias da fonte, de modo a tentar obter perfis verticais de  $V_s$  até cerca de 30m de profundidade. Os dados foram processados e interpretados com o programa SurfSeis (*Kansas Geological Survey*). Os resultados do MOS mostraram coerência com a informação geológica e geotécnica dos locais ensaiados.

## 2.5. Sumário

Resumem-se aqui os principais conceitos a reter deste capítulo relativamente à propagação das ondas de Rayleigh, que são as ondas que interessam ao MOS (convencional), quer para meios homogéneos, quer para meios verticalmente estratificados. Sobre o MOS faz-se

uma análise crítica da evolução e do actual desenvolvimento do método, apontando alguns dos problemas que continuam em aberto e que interessam resolver.

### ***Propagação de ondas de Rayleigh em meio homogéneo***

Num semi-espaco homogéneo a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh ( $V_R$ ) é constante (não varia com a frequência nem com o número de onda), e, como tal, as ondas de Rayleigh não sofrem dispersão. Existe apenas um único modo de propagação (o modo fundamental). O valor constante de  $V_R$  depende essencialmente de  $V_S$  no semi-espaco. O movimento das partículas induzido pelas ondas de Rayleigh junto à superfície livre do semi-espaco é elíptico, com eixo vertical maior que o eixo horizontal, e anula-se para uma profundidade de cerca de  $2\lambda$ . Na vizinhança da fonte sísmica a frente de ondas de Rayleigh é cilíndrica e a atenuação geométrica do deslocamento das partículas é proporcional à raiz quadrada da distância à fonte.

### ***Propagação de ondas de Rayleigh em meio verticalmente estratificado***

Num meio verticalmente estratificado (mesmo considerando os materiais como elásticos), as ondas de Rayleigh têm um comportamento dispersivo e multimodal, ou seja, a sua velocidade de propagação ( $V_R$ ) varia com a frequência e com o modo de propagação. A velocidade de fase de cada modo de propagação tem a sua própria lei de variação com a frequência. Portanto, a cada modo de propagação, está associada uma *curva modal* de dispersão da velocidade com a frequência. Nos meios heterogéneos as ondas de Rayleigh propagam-se sob “formas” ou “trens” de onda que, de um modo geral, são sinais multifrequências e multimodais. O 1º modo de propagação ou modo fundamental (MF) é o modo de menor velocidade de fase (para todas as frequências) e é o único modo existente quando a frequência tende para zero.

Num meio estratificado diferentes cdo das ondas de Rayleigh penetram até diferentes estratos com diferentes propriedades, pelo que ocorre a dispersão, ou seja, diferentes cdo vão propagar-se com diferentes velocidades. A camada mais superficial afecta a velocidade das ondas de Rayleigh para todas as frequências e cdo, enquanto a camada mais profunda apenas afecta a velocidade dos grandes cdo, i.e., das baixas frequências. Em paralelo, os menores cdo (altas frequências) propagam-se apenas na camada superficial, enquanto que os maiores cdo (baixas frequências) propagam-se por todas as camadas do meio.

Para uma mesma frequência, os modos de ordem superior ao modo fundamental têm velocidade de propagação mais elevada que a do MF, pelo que têm maior cdo e podem, por isso, alcançar maior profundidade de penetração.

Na vizinhança da fonte sísmica pode ocorrer sobreposição modal gerando-se uma forma de onda superficial composta, com uma velocidade aparente ou efectiva que é também dispersiva, ou seja, varia com a frequência. As leis de atenuação geométrica são neste caso muito complexas e podem ser diferentes para as componentes vertical e horizontal do

deslocamento. À medida que a distância à fonte aumenta, tende a ocorrer separação dos vários modos de propagação, devido às diferentes velocidades de fase (e de grupo) dos vários modos.

Diversos estudos numéricos e experimentais evidenciam que nos meios verticalmente estratificados, as velocidades de fase modais (bem como a velocidade efectiva) das ondas de Rayleigh, dependem principalmente das velocidades  $V_S$  e das espessuras das várias camadas do meio de propagação.

São estas características dispersivas das ondas de Rayleigh, que dependem da estratificação e da variação de  $V_S$  com a profundidade, que definem a base do MOS.

### ***O MOS: estado actual e aspectos a desenvolver***

Relativamente ao MOS como método geofísico, verifica-se que é um método com elevado potencial de aplicação no domínio da geotecnia, e que tem tido importantes desenvolvimentos nos últimos anos, quer a nível da aquisição e processamento dos dados para obtenção das curvas de dispersão experimentais, quer ao nível do Problema Inverso que lhe está associado (para determinação do modelo ou perfil vertical de  $V_S$ , que melhor se ajusta às curvas de dispersão experimentais).

No entanto, há ainda diversos procedimentos do MOS a desenvolver, a aperfeiçoar e/ou a otimizar.

Enquanto que alguns destes aspectos se prendem com a não-unicidade e falta de constrangimentos do Problema Inverso, ou com a parametrização exclusivamente unidimensional dos modelos usados na modelação directa e inversa, onde as propriedades mecânicas variam apenas na vertical, e são, como tal, mais difíceis de ultrapassar, existem outros procedimentos que talvez devam primeiro ser analisados e eventualmente melhorados.

De facto, actualmente, corre-se o risco de, apesar de haver disponível um conjunto de técnicas e de algoritmos de optimização eficientes (e complexos) para efectuar a inversão, e de existirem meios computacionais muito potentes, na prática, os resultados da inversão no MOS continuarem a padecer de elevada não-unicidade, e, conseqüentemente, de elevada incerteza. De facto, muitas vezes os problemas estão a montante da inversão da(s) curva(s) de dispersão experimental, frequentemente na falta de informação (ou de definição) destas curvas numa maior gama de frequências, e na elevada incerteza dessa informação.

A optimização e automatização da aquisição de dados de qualidade na maior banda de frequências possível, nomeadamente, na banda das baixas frequências ( $f < 10\text{Hz}$ ), não estão suficientemente desenvolvidas, o que seria da maior importância, uma vez que dados de qualidade e definidos numa maior banda de frequências aumentam os constrangimentos e diminuem a não-unicidade do Problema Inverso. Neste trabalho foram implementadas algumas estratégias para a aquisição de dados, incluindo a aquisição activa e passiva no



mesmo local, que se pensa poderem contribuir para a optimização desta etapa do MOS, tal como é descrito no Capítulo 3.

A definição de um único conjunto de curvas de dispersão experimentais, a partir dos vários dispositivos de geração de energia na aquisição activa para um mesmo perfil de geofones, nos casos em que as diversas curvas de dispersão obtidas com cada dispositivo individual, apresentem concordância (evidenciando homogeneidade horizontal) é um procedimento que pode facilitar a aplicação do MOS e aumentar a definição das curvas de dispersão experimentais numa maior banda de frequências. No Capítulo 4, apresenta-se a metodologia implementada neste trabalho, para somar, no domínio f-k, as contribuições das várias fontes, e para cada fonte, as contribuições das várias activações, incluindo as várias distâncias e posições simétricas, relativamente ao perfil de geofones, de modo a aumentar a razão sinal/ruído dos espectros (soma) experimentais, aumentando consequentemente a resolução dos máximos espectrais. As curvas de dispersão extraídas deste espectro soma são mais regulares e têm geralmente maior definição na gama das baixas frequências, do que as curvas extraídas dos espectros individuais, pelo que se julga que este procedimento é uma mais valia para a aplicação do MOS.

Outros assuntos que ainda carecem de desenvolvimento são, por exemplo, os relacionados com a identificação dos modos de propagação experimentais, o que pode vir a ser estudado, por exemplo, pela distribuição da energia dos sinais sísmicos [Socco & Strobbia 2004]. No entanto uma análise da amplitude dos sinais sísmicos requer uma análise e controlo da resposta em frequência das fontes sísmicas, dos receptores, etc., além de ter que se considerar as características de dissipação dos materiais, o que acarreta uma maior complexidade no processamento global dos dados. A modelação do campo de ondas completo, tendo em conta a(s) posição(ões) da fonte e dos receptores, apesar de igualmente muito complexa, poderá ser a única via para obter um espectro de energia sintético que se possa comparar com o espectro experimental, e, assim, tentar discriminar as características da dispersão experimental das ondas de Rayleigh.

A estimativa da resolução do método em profundidade e da sensibilidade das curvas de dispersão experimentais à variação dos vários parâmetros do modelo, são aspectos que têm tido uma menor atenção, mas que deveriam ser correntemente aplicados de modo a melhorar a interpretação global dos dados e a facilitar a inversão das curvas de dispersão experimental.

Por último, também o estudo da incerteza dos dados experimentais (registos sísmicos), bem como a sua propagação às curvas de dispersão experimentais e aos consequentes modelos resultantes da inversão, deverá ser aprofundado, de modo a determinar valores mais realistas destas incertezas e a avaliar a real resolução experimental do MOS.



## 3. ESTRATÉGIAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS NO MOS

### 3.1. Introdução

Tal como já foi abordado anteriormente, um dos aspectos a desenvolver no MOS é a optimização da aquisição de dados na maior banda de frequências possível, designadamente, na banda das baixas frequências ( $f < 10\text{Hz}$ ).

Adquirir dados experimentais do MOS em quantidade e com qualidade suficientes, para obter a(s) curva(s) de dispersão experimental(ais), da velocidade das ondas de Rayleigh, característica(s) do local em estudo, e definida(s) na maior gama de frequências possível, foi um dos objectivos deste trabalho, bem como estabelecer procedimentos que “simplifiquem” esta tarefa.

A importância deste objectivo relaciona-se, sobretudo, com o facto de que quanto mais ampla a definição das curvas experimentais na frequência, incluindo nas baixas frequências, maior a resolução do método em profundidade, maior a profundidade máxima alcançada e maior a fiabilidade dos resultados da modelação e/ou inversão das curvas experimentais.

Por outro lado, uma das vantagens do MOS em relação a outros métodos sísmicos usados para a caracterização mecânica *in situ*, é a rápida e económica aquisição de dados à superfície do terreno, de modo que, otimizar esta aquisição, por exemplo, minimizando o número de dispositivos de aquisição, é tornar o método mais apelativo e mais fácil de aplicar.

Em termos da aquisição activa de dados do MOS, neste trabalho apenas se considerou e utilizou a aquisição multi-receptor, utilizando um perfil de geofones, com vista à aplicação do processamento dos respectivos registos sísmicos num domínio transformado, designadamente no domínio frequência – número de onda ( $f-k$ ), tal como é descrito no Capítulo 4. As curvas de dispersão experimentais,  $V_R(f)$  ou  $V(f)$ , são então extraídas a partir dos máximos dos espectros de energia ou de potência do domínio transformado. Foram já expostas no Capítulo 2, nomeadamente nas secções 2.2.5.5 e 2.3.2, e são evidenciadas em diversos trabalhos, como, por exemplo, nos de [Foti 2000], [Strobbia 2002], [Xia et al. 2002], [Socco & Strobbia 2004] e [Foti & Butcher 2004], as vantagens desta aquisição, relativamente à aquisição activa (e processamento de dados) com apenas dois receptores.

A aquisição activa de dados multi-receptor, usando tipicamente um perfil de 24 ou mais geofones, é naturalmente mais rápida e permite um processamento dos dados nos domínios transformados ( $f-k$ ,  $f-p$ , ou  $f-V$ ), para a obtenção das curvas de dispersão experimentais, igualmente mais rápido e mais preciso, relativamente à aquisição de dados com apenas dois receptores e utilizando um processamento de dados do tipo SASW. Os resultados da aquisição multi-receptor padecem geralmente de menor erro experimental, e o

processamento dos respectivos registos sísmicos multicanal, num domínio transformado, possibilita a separação modal, e, por vezes, permite ainda separar e/ou filtrar o ruído (sísmico ou eléctrico) e outros eventos sísmicos com diferentes velocidades aparentes. Com a aquisição multi-receptor ao longo de um alinhamento ou perfil de geofones obtém-se, para cada frequência, uma velocidade de propagação  $V_R$  “média”, representativa, em princípio, da extensão do terreno correspondente ao comprimento do perfil de receptores. Segundo [Foti 2000] esta aquisição permite ainda obter mais informação nas baixas frequências do que a aquisição com apenas dois receptores (do tipo SASW), não só porque sofre menor influência do ruído ambiente (incoerente) como é menos sensível aos efeitos do campo próximo (da fonte sísmica).

Embora até aqui esteja implícita a aquisição multi-receptor activa, com um perfil (linear) de geofones, o mesmo dispositivo (linear) multi-receptor pode ser utilizado para a aquisição passiva de ondas de Rayleigh. Tal como já foi introduzido na secção 2.3.2.2, diversos estudos experimentais (e.g., [Tokimatsu et al. 1992b], [Hayashi 2003], [Park et al. 2005], [Socco et al. 2008], [Kuo et al. 2009] e [Foti et al. 2009]) evidenciam que a aquisição passiva pode, em condições favoráveis, contribuir com dados de ondas de Rayleigh no domínio das baixas frequências (tipicamente para  $f < 10\text{Hz}$ ), aumentando a definição da curva de dispersão experimental nesta banda de frequências. Se a aquisição passiva for realizada com o mesmo perfil de geofones usado na aquisição activa, simplifica-se e optimiza-se a aquisição de dados do MOS no mesmo local.

Outra vantagem da aquisição de dados com um perfil de geofones é que este dispositivo pode ainda ser aproveitado, na maioria dos casos, utilizando a mesma fonte sísmica, os mesmos receptores e o mesmo instrumento de medida (sismógrafo), para a aquisição de dados de refração sísmica (da onda P), não exigindo praticamente trabalho experimental (de campo) adicional. A aplicação deste método no mesmo local da aquisição de dados do MOS é da maior utilidade para a modelação e inversão dos dados do próprio MOS, pois pode fornecer informação sobre a profundidade do nível freático e sobre a estratificação do local, auxiliando a definição do modelo inicial e impondo constrangimentos para a inversão dos dados do MOS.

Na maioria das aplicações experimentais do MOS apresentadas neste trabalho (secção 6.5), foram efectuadas, com um mesmo dispositivo linear multi-receptor, aquisições activas e passivas. Em alguns casos, foram ainda efectuadas aquisições passivas adicionais, com dispositivos bidimensionais multi-receptor (receptores dispostos em triângulo ou em ‘L’), centrados o mais próximo possível do ponto médio (ou central) dos dispositivos lineares usados na aquisição activa. Na generalidade dos locais de aplicação do MOS, foram igualmente efectuados perfis de refração sísmica (da onda P), embora com perfis de geofones diferentes (mas semelhantes), dos utilizados no MOS.

Após execução de vários testes e estudos experimentais, propõe-se aqui uma estratégia para a aquisição de dados do MOS (no âmbito das aplicações geotécnicas), que tem como objectivo, aumentar a definição e a resolução da(s) curva(s) de dispersão experimental

numa maior banda de frequências, nomeadamente na banda  $f < 10\text{Hz}$ . Esta estratégia engloba:

- Aquisição activa de dados utilizando perfis (dispositivos lineares) com múltiplos (24 ou mais) geofones equiespaçados, e, se possível, com mais que uma fonte sísmica; cada fonte deve ser activada a várias distâncias da linha dos geofones e em ambos os extremos do perfil (segundo a terminologia usada no método da refacção sísmica, a geometria destas activações da fonte, em relação ao perfil de geofones, é equivalente à dos “tiros” directos e inversos); se possível e adequado, repetição dos passos anteriores utilizando um perfil multi-receptor colinear com o perfil anterior e centrado no mesmo ponto, mas com menor espaçamento entre receptores (por exemplo, metade do espaçamento do perfil inicial) – ver Figura 3.1;
- Aquisição passiva do “ruído ambiente” com dispositivo multi-receptor linear, por exemplo, aproveitando o dispositivo de maior espaçamento entre geofones, utilizado na aquisição activa e, se possível, também com dispositivo linear mais longo e/ou dispositivo bidimensional (2D), ambos centrados, preferencialmente, no mesmo ponto central dos perfis da aquisição activa.

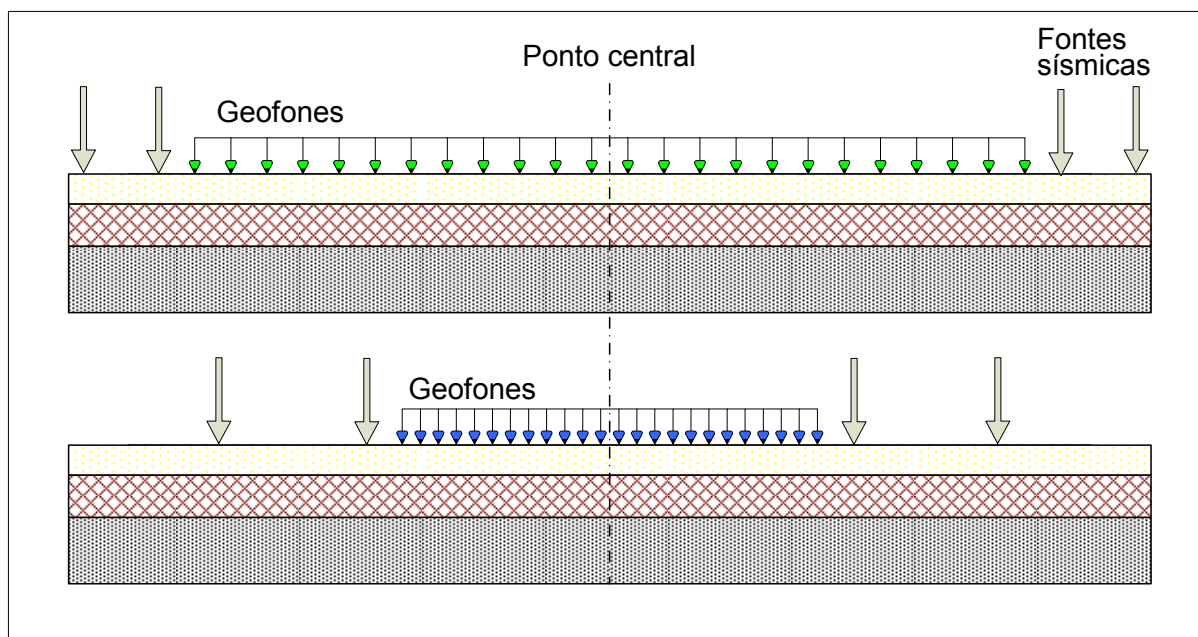


Figura 3.1 – Perfis de geofones colineares e equicentrados, com diferente espaçamento entre geofones, utilizados na aquisição activa de dados do MOS.

Na secção 3.2 deste capítulo é exposto o equipamento de aquisição de dados utilizado nas aplicações do MOS realizadas neste trabalho. Nas secções 3.3 e 3.4 são descritos os dispositivos e procedimentos implementados nestas aplicações experimentais, quer na aquisição activa (secção 3.3), quer na aquisição passiva (secção 3.4). Na secção 3.5 são apresentados alguns resultados comparativos, em termos das curvas de dispersão experimentais, dos diferentes dispositivos utilizados na aquisição activa. Na secção 3.6 são apresentados alguns resultados da aquisição passiva e comparados com os resultados das

aquisições activas efectuadas nos mesmos locais. Por último, na secção 3.7 apontam-se algumas conclusões sobre as estratégias implementadas.

As metodologias e os algoritmos utilizados para a obtenção das curvas de dispersão experimentais, apresentadas ao longo deste capítulo, são descritos no Capítulo 4.

### 3.2. Equipamento utilizado na aquisição de dados do MOS

Na aquisição activa de dados multi-receptor no MOS, com vista ao processamento no domínio f-k, para obtenção das curvas de dispersão experimentais (tal como foi utilizado neste trabalho), as ondas sísmicas são, normalmente, geradas próximo do local em estudo activando fontes impulsivas de acção vertical. As fontes impulsivas mais utilizadas correspondem ao impacto vertical de uma marreta ou à queda de um peso. Outro tipo de fonte impulsiva é a fonte explosiva.

A materialização do dispositivo habitual de aquisição activa do MOS, no campo, consiste na definição dum alinhamento rectilíneo à superfície do terreno (muitas vezes designado por perfil de aquisição, perfil de receptores ou de geofones), que passa pela localização da fonte sísmica, e ao longo do qual são colocados os receptores, equiespaçados de um determinado intervalo, tal como é representado esquematicamente na Figura 3.1, e de forma análoga ao dispositivo experimental utilizado no método da refacção sísmica. Como os resultados do MOS são essencialmente unidimensionais, ou seja, são relativos a um ponto à superfície do terreno, é desejável que o ponto central do perfil de geofones seja localizado o mais próximo possível do local onde se pretende obter a distribuição vertical de  $V_s$ .

Na aquisição activa multi-receptor, quando a fonte sísmica é activada, é efectuado o registo sincronizado das ondas sísmicas detectadas pelos vários receptores do perfil, durante um determinado intervalo de tempo e com uma determinada frequência de amostragem (temporal). O registo destes sinais sísmicos é efectuado por um sistema analógico-digital de registo multicanal, normalmente um sismógrafo, ao qual são ligados os receptores. Os registos são iniciados por um sinal de *trigger* (sinal de “disparo”) enviado ao sismógrafo quando a fonte sísmica é actuada.

Os receptores mais utilizados no MOS são geofones de componente vertical, que são transdutores de velocidade do movimento vertical do terreno. As frequências próprias ou naturais dos geofones normalmente usados na aquisição de dados do MOS variam entre 2 e 4.5Hz, embora possam igualmente ser usados geofones com frequência própria mais elevada, na aquisição activa, sem grandes alterações nos resultados. A frequência própria de um transdutor de movimento apenas significa que a resposta do transdutor é máxima e uniforme para frequências superiores à sua frequência natural. Não significa que o transdutor não reaja a, e/ou, não meça, movimentos com frequências inferiores. Apenas a sua resposta é de menor amplitude e decresce com a diminuição da frequência do movimento.

Deve aqui ser feita especial referência às fontes sísmicas utilizadas nas aquisições activas no MOS, no âmbito das aplicações geotécnicas, ambientais e de engenharia civil. Dadas as características destas aplicações e dos locais onde são efectuadas é do maior interesse que as fontes sejam facilmente portáteis e de utilização versátil em espaço reduzido e/ou de difícil acesso, e, como tal, devem ser leves, de pequena dimensão e de fácil operação. A fonte sísmica mais utilizada na aquisição activa do MOS é o impacto, normalmente sobre uma placa de ferro colocada na superfície do terreno, de uma marreta de massa igual ou inferior a 7.5-10kg. Esta fonte tem assim as propriedades adequadas às aplicações referidas. Outras fontes alternativas para este tipo de aplicações, que podem e devem (se houver disponibilidade) ser utilizadas, até porque podem gerar ondas de Rayleigh com menores frequências do que as do impacto da marreta, são a queda de um peso ou a detonação de pequenas cargas explosivas. Saliente-se no entanto que estas duas alternativas podem ter limitações de utilização quer ao nível do transporte e operação, no que respeita a pesos com massa muito superior à da marreta, quer também, adicionalmente, devido a razões de segurança, no caso dos explosivos.

Todo o equipamento descrito em seguida, utilizado nas aplicações experimentais do MOS deste trabalho, pertence ao LNEC.

Nas aquisições (activas e passivas) de dados experimentais do MOS aqui consideradas, foi utilizado, como registador digital dos registos sísmicos, um sismógrafo ABEM Terraloc MK6 (V2.1) com 48 canais (Figura 3.2). Este sismógrafo regista sinais na banda de frequências de 1 a 4000Hz, adequada para a generalidade das aplicações do MOS no âmbito da geotecnia. A resolução do conversor A/D (análogo-digital) deste equipamento é de 21 bits e a banda dinâmica (*dynamic range*) tem valores teóricos e medidos de 126 e 114dB, respectivamente.



Figura 3.2 – Sismógrafo ABEM Terraloc MK6 (com 48 canais).

Como receptores das ondas sísmicas foram utilizados geofones de componente vertical. De um modo geral, quer nas aquisições activas, quer nas aquisições passivas, foram utilizados 24 geofones com frequência própria de 4.5Hz de marca Geospace (modelo GS-11D). Estes geofones têm uma sensibilidade de 0.32V/cm/s. Na aquisição activa num dos locais prospectados (local SWPA), utilizaram-se 48 geofones com frequência própria de 14Hz, igualmente de marca Geospace (modelo GS-20DX). Em qualquer dos casos, os geofones foram acoplados ao terreno enterrando o seu espigão metálico, como pode ser observado na Figura 3.3.

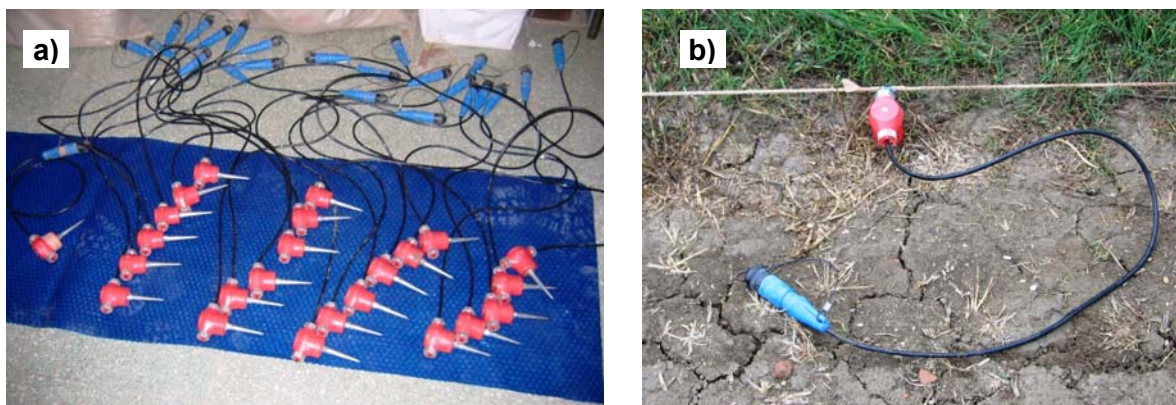


Figura 3.3 – a) Geofones de 4.5Hz de marca Geospace; b) geofone acoplado ao terreno.

Nas aquisições activas de dados do MOS foram utilizadas duas fontes sísmicas percussivas, ilustradas na Figura 3.4:

- uma marreta com 7.5kg, operada manualmente, com impacto em placa de ferro colocada à superfície do terreno (Figura 3.4-a)) – foi utilizada em praticamente todos os locais ensaiados;
- um deflectómetro de impacto portátil (doravante, designado por DIP), operado manualmente, e correspondendo à queda de um peso de 15kg de uma altura de 0.8m, sobre a base do instrumento, constituída por um sistema de amortecedores montados sobre uma placa metálica (ver Figura 3.4-b)) – apenas foi utilizado num dos locais estudados (local SW5). Esta fonte foi igualmente utilizada na aquisição de dados do MOS por [Fortunato 2005], que descreve detalhadamente as suas características técnicas.

No caso da marreta, o sinal de *trigger* (sinal enviado ao sismógrafo para início do registo sísmico) é gerado por um interruptor sensível ao impacto (*hammer switch*), acoplado ao cabo da marreta. No caso do DIP o sinal de *trigger* foi gerado por um geofone acoplado ao terreno junto à base do instrumento.





Figura 3.4 – Fontes sísmicas impulsivas de percussão, utilizadas na aquisição activa de dados do MOS: a) impacto de marreta; b) queda de peso (DIP).

Nas aquisições activas foi ainda utilizada uma fonte do tipo explosivo (ver Figura 3.5), consistindo na detonação de uma pequena carga explosiva (~20 a 40g de explosivo, correspondendo aproximadamente a 1/8 a 1/4 da carga ilustrada na Figura 3.5-a), com 160g). Esta carga é detonada através de um disparador e de um detonador eléctricos, visíveis na Figura 3.5-a). Quando o disparador induz a detonação envia em simultâneo um sinal de *trigger* ao sismógrafo.

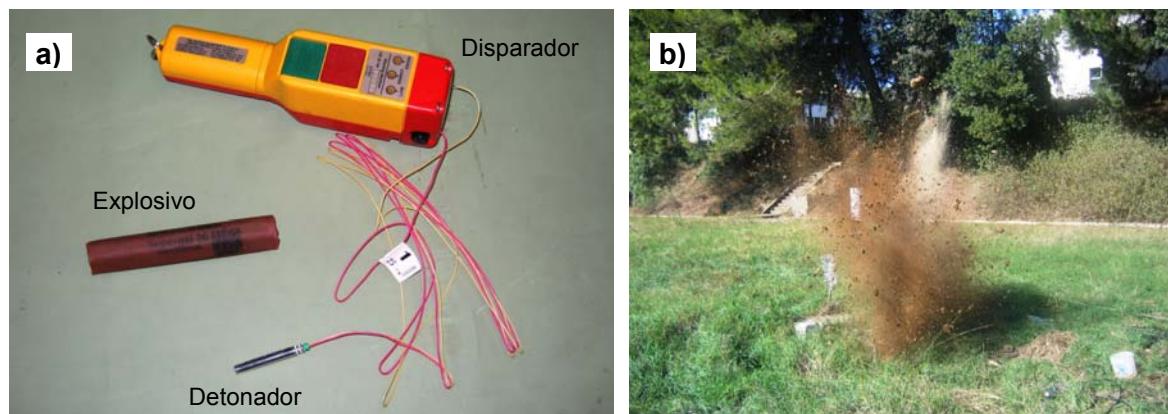


Figura 3.5 – Fonte sísmica impulsiva, por explosão, utilizada na aquisição activa de dados do MOS: a) disparador e detonador eléctricos, e carga explosiva; b) detonação no campo.

De um modo geral, as várias fontes sísmicas foram activadas a várias distâncias (designadas por *offsets* na literatura da especialidade, em língua inglesa) do perfil de geofones e nos dois extremos do perfil, ou seja, à esquerda e à direita da linha de geofones, tal como é ilustrado na Figura 3.1.

No caso das fontes percussivas, para cada posição da fonte (em relação ao perfil de geofones), o impacto foi repetido cerca de 8 vezes e, por cada impacto ou activação da fonte, foi registado individualmente o respectivo registo sísmico. Os registos individuais de cada impacto na mesma posição (relativa aos geofones) permitem não só efectuar a sua

soma (*stack*) no domínio tempo-distância (t-r) ou no domínio transformado (por exemplo, no domínio frequência-número de onda, f-k), aumentando a razão sinal/ruído da soma, como também permitem calcular a variância associada à velocidade das ondas de Rayleigh, nas curvas de dispersão experimentais extraídas, por exemplo, do espectro soma dos espectros dos registos das várias repetições. Este procedimento da soma dos espectros f-k, dos registos das várias repetições da activação da fonte, é detalhado na secção 4.4. A principal vantagem desta soma se processar no domínio transformado f-k, em vez de no domínio t-r, é a de evitar a correcção dos desfasamentos no tempo, causados pelo *trigger*, que ocorrem, por vezes, entre registos sísmicos efectuados nas mesmas condições e no mesmo local.

No caso da fonte explosiva, além da muito maior energia de uma só detonação, em relação ao impacto da marreta ou do DIP, habitualmente, não são feitas repetições das detonações na mesma posição, devido à elevada deformação do terreno após a primeira detonação.

### 3.3. Aquisição activa

Após ensaios prévios, tendo em conta as características dos locais e as fontes sísmicas disponíveis, na maioria das aplicações do MOS efectuadas no Campo Experimental do LNEC (descritas na secção 6.5), as aquisições activas de dados foram realizadas de acordo com os seguintes procedimentos (ilustrados esquematicamente na Figura 3.1):

- i) aquisição activa com marreta, e no caso do local SW5, também com DIP, utilizando um perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m (perfil com comprimento  $L=69\text{m}$ ), com activação das fontes às distâncias 3 e 8m do perfil de geofones, em cada lado extremo do perfil; para cada posição da fonte percussiva, foram efectuados cerca de 8 impactos de modo a obter 8 registos sísmicos (repetições), que são depois somados (*stacked*) no domínio f-k;
- ii) aquisição activa com fonte explosiva, para o mesmo perfil de geofones (com espaçamento de 3m), às distâncias 3, 8 e 15m de cada extremo do perfil; com esta fonte não se realizaram repetições da detonação / registo na mesma posição, devido à elevada deformação do terreno após a primeira detonação;
- iii) repetição dos passos i) e ii) para um perfil de 24 geofones colinear com o anterior e centrado no mesmo ponto, mas agora com um espaçamento de 1.5m entre geofones (perfil de comprimento  $L=34.5\text{m}$ ); as distâncias das fontes sísmicas a este perfil mais curto foram, tipicamente, de 1.5, 3 e 6m no caso das fontes percussivas, e de 3 e 6m (em alguns casos, também de 12m), no caso da fonte explosiva.

Nos locais SW1 e SWPA, no Campo Experimental do LNEC, apenas foi usado um único perfil de geofones, com espaçamento de 2m. O perfil centrado em SW1 teve 46m de comprimento, tendo sido utilizados os 24 geofones de 4.5Hz. Neste perfil foram utilizadas duas fontes sísmicas, marreta e explosivo, a 2 e 4m de distância de cada extremo do perfil de geofones e ainda a 10m de distância do extremo oeste (dado que no outro extremo não era exequível a activação das fontes a 10m). Tal como já foi referido, no perfil centrado no

ponto SWPA foram utilizados 48 geofones de 14Hz, perfazendo um perfil de comprimento  $L=94\text{m}$ . Neste caso apenas foi usada a fonte explosiva a 2m de distância de cada extremo do perfil de geofones.

A duração temporal dos registos sísmicos foi de cerca de 1s (com 512 amostras) ou de cerca de 2s (com 1024 amostras), com um intervalo de amostragem temporal de, regra geral,  $\Delta t=2\text{ms}$ , ao qual corresponde uma frequência de amostragem de 500Hz e uma frequência de Nyquist ( $f_{\text{Nyq}}=1/(2\Delta t)$ ) de 250Hz. Uma vez que as frequências típicas da análise da dispersão das ondas de Rayleigh, na maioria das aplicações geotécnicas, incluindo as realizadas neste trabalho, não ultrapassam os 100Hz, a frequência de amostragem (temporal) utilizada na aquisição de dados é mais que suficiente.

Os registos sísmicos das aquisições activas foram processados pelo programa  $f_k$ , implementado no âmbito deste trabalho (ver Capítulo 4), que os transforma do domínio de aquisição para o domínio  $f-k$ , calculando os respectivos espectros de potência. Este programa efectua ainda a soma dos espectros de potência, dos registos das várias repetições do impacto das fontes percussivas, na mesma posição, e determina as curvas de dispersão “médias” a partir deste espectro soma: a correspondente ao máximo absoluto do espectro e as correspondentes aos máximos locais (ou relativos) de maior amplitude, para cada frequência.

### 3.4. Aquisição passiva

Nas aquisições passivas realizadas no Campo Experimental do LNEC, utilizou-se o mesmo sismógrafo ABEM Terraloc MK6 e os mesmos geofones com frequência própria de 4.5Hz, usados na generalidade das aquisições activas. As aquisições passivas foram realizadas de acordo com os procedimentos e dispositivos preconizados no manual [Geometrics 2006] do programa (comercial) SeisImager/SW<sup>TM</sup>, produzido por Geometrics Inc. (USA). Este programa foi utilizado no processamento dos dados das aquisições passivas, nomeadamente no caso dos dispositivos bidimensionais (2D) de receptores, para obtenção das respectivas curvas de dispersão experimentais, tal como é descrito na secção 4.5. Por uma questão de simplificação, este programa será, daqui em diante, designado apenas por programa SI.

Os dispositivos de receptores (geofones) usados nas aquisições passivas foram os seguintes:

- o perfil linear multi-receptor com 24 geofones equiespaçados de 3m e comprimento total  $L=69\text{m}$ , utilizado nas aquisições activas no mesmo local;
- o dispositivo 2D triangular com 7 geofones, aqui designado por T7, e o dispositivo 2D em ‘L’ com 11 geofones, designado por L11, ilustrados na Figura 3.6; tal como se pode observar, o dispositivo T7 consiste em dispor 7 geofones nos vértices, nos pontos médios dos lados e no centro geométrico de um triângulo equilátero, considerando-se que o “ponto central” do dispositivo é o centro geométrico do triângulo; no dispositivo L11 são

dispostos 11 geofones equiespaçados ao longo dos dois braços perpendiculares e de igual comprimento, ficando um geofone no vértice do 'L', que equivale ao “ponto central” do dispositivo.



Figura 3.6 – Dispositivos bidimensionais de geofones (triângulos a verde), utilizados na aquisição passiva de dados do MOS: T7 – triângulo equilátero com 7 geofones; L11 – 11 geofones equiespaçados ao longo dos 2 braços perpendiculares do 'L'. Adaptada de [Geometrics 2006].

Em todos os locais do Campo Experimental do LNEC onde se realizaram aquisições passivas de dados do MOS: locais SW5, SW2, SW3 e SW4, foi utilizado o referido perfil linear de geofones de 69m. Além deste, foram ainda utilizados dispositivos bidimensionais nos locais SW5, SW3 e SW4. No local SW5 usou-se um dispositivo T7 com 37m de lado, no local SW3 foi utilizado um dispositivo L11 com 50m de braço (geofones equiespaçados de 10m) e no local SW4 foi empregue um dispositivo T7 com 50m de lado.

Nestes dispositivos 2D a “dimensão” ou “comprimento” do dispositivo, em analogia com o comprimento dos perfis lineares, são o comprimento do lado do triângulo equilátero e o comprimento do braço do 'L' [Geometrics 2006]. Igualmente de acordo com [Geometrics 2006], os “pontos centrais” destes dispositivos, ou seja, os pontos aos quais devem ser atribuídas as curvas de dispersão experimentais, obtidas a partir da aquisição passiva com estes dispositivos, e, conseqüentemente, as distribuições de  $V_s$  na vertical, daí inferidas, são, respectivamente, o centro geométrico do triângulo equilátero e o vértice interno do 'L' (ponto de cruzamento dos dois braços), embora a distribuição de velocidades no ponto central reflecta necessariamente uma “média” das propriedades mecânicas de toda a área coberta pelo dispositivo 2D.

Nas aquisições passivas foram efectuados, de um modo geral, 20 registos sísmicos para cada dispositivo de aquisição de dados, com uma duração temporal de cerca de 33s (16384 amostras), correspondente ao registo mais longo possível para o sismógrafo utilizado. O intervalo de amostragem foi de  $\Delta t=2\text{ms}$ , uma vez que é o maior intervalo de amostragem temporal disponível no sismógrafo utilizado.

Os dados ‘passivos’ adquiridos com os perfis lineares foram processados quer com o programa f\_k, quer com o programa SI (ver secções 4.4 e 4.5). O processamento dos dados adquiridos com os dispositivos 2D foi efectuado apenas com o programa SI, uma vez que o programa f\_k só é aplicável a dados (registos) adquiridos com dispositivos lineares.

### 3.5. Comparação de resultados de diferentes dispositivos de aquisição activa

É sabido que diferentes fontes sísmicas usadas na aquisição activa podem gerar sinais sísmicos com diferentes amplitudes, conteúdos modais e conteúdos em frequência. Ou seja, duas fontes diferentes, por exemplo, a marreta e o explosivo, utilizadas no mesmo local e com o mesmo dispositivo de geofones, podem gerar diferentes modos de propagação dominantes (das ondas de Rayleigh), dependendo da frequência. A fonte explosiva, de um modo geral, tende a “energizar” modos mais elevados do que a marreta, pelo menos nas altas frequências. Também a distribuição da energia em frequência é diferente, induzindo geralmente as fontes explosivas um maior conteúdo de baixas frequências (inferiores a 10-20Hz) do que a marreta.

Outro factor que pode condicionar a distribuição da energia dos sinais sísmicos, em termos de frequências e de modos de propagação das ondas de Rayleigh, é a distância (ou *offset*) da fonte ao perfil de geofones. Normalmente, quanto maior é a distância da fonte aos geofones, maior é separação modal, mas é também maior a atenuação dos sinais sísmicos.

Por outro lado, as características do perfil de geofones utilizado na aquisição activa, nomeadamente o espaçamento entre geofones e, sobretudo, o comprimento total do perfil, podem ter igualmente influência na composição modal dos sinais sísmicos registados.

Claro que, além de todos estes factores experimentais, tal como já foi abordado, por exemplo, nas secções 2.2.5.3, 2.2.5.5 ou 2.3.2.2, a própria estratificação e as respectivas propriedades mecânicas, no local de aquisição de dados, podem condicionar significativamente as frequências e os modos propagados.

Deste modo, é desejável que, se possível, sejam utilizadas várias fontes sísmicas na aquisição activa de dados, a várias distâncias do perfil de geofones e, eventualmente, mais que um perfil de geofones no mesmo local, de modo a aumentar a informação sobre a dispersão das ondas de Rayleigh, quer na maior banda de frequências possível, quer ao nível dos vários modos de propagação (ou da sobreposição modal, se esta ocorrer).

Apresentam-se de seguida algumas comparações entre as curvas de dispersão experimentais obtidas a partir dos registos sísmicos de diversos dispositivos de aquisição activa utilizados nas aplicações do MOS deste trabalho. As curvas de dispersão obtidas a partir de aquisições de dados com fontes percussivas (marreta e DIP) foram extraídas dos espectros f-k soma, resultantes da soma dos espectros f-k dos registos das várias repetições do impacto da fonte percussiva na mesma posição, tal como é descrito na secção 4.4.1. As curvas de dispersão resultantes de aquisições com fonte explosiva, foram extraídas directamente do espectro f-k do (único) registo sísmico correspondente à activação da fonte, uma vez que, com este tipo de fonte, não se executaram repetições da sua activação na mesma posição.

Nas Figura 3.7-a) e Figura 3.7-b) são ilustradas as curvas de dispersão experimentais (da velocidade das ondas de Rayleigh) obtidas a partir da aquisição activa no mesmo local, SW5, com os dois perfis de 24 geofones, colineares e com o mesmo ponto central, mas com diferentes espaçamentos entre geofones: 3 e 1.5m, já referidos na secção 3.3. Estes dois perfis têm, naturalmente, diferentes comprimentos (distâncias entre os geofones extremos): o perfil longo tem 69m de comprimento e o perfil curto tem 34.5m de comprimento. Nesta comparação de resultados, apenas se considerou, para cada perfil de geofones, a activação da fonte marreta a 3m de distância do (geofone) extremo oeste do perfil, tal como é ilustrado na Figura 3.7-c). Em ambos os casos, o impacto da marreta foi repetido cerca de 8 vezes em cada posição e os registos individuais de cada impacto foram processado e somados com o programa  $f\_k$  (ver secções 4.3 e 4.4).

Nesta Figura 3.7 e em todas as outras do mesmo tipo, apresentadas ao longo deste e dos próximos capítulos, usam-se os mesmos símbolos para representar as curvas de dispersão experimentais nos gráficos  $V(f)$ : os círculos representam a curva de dispersão correspondente ao máximo absoluto do espectro  $f$ - $k$  (associada ao modo dominante de propagação) e os 'x' representam as curvas de dispersão correspondentes aos máximos locais, com maior amplitude, do espectro  $f$ - $k$  (associadas aos modos secundários de propagação). Esta informação deixa, portanto, de constar, na generalidade das legendas das figuras com curvas de dispersão experimentais, doravante apresentadas.

Note-se ainda que, nos gráficos das curvas de dispersão  $V(f)$ , apresentados ao longo deste e dos próximos capítulos, o eixo vertical representa a velocidade (de fase) das ondas de Rayleigh,  $V (=V_R)$ , em m/s, e o eixo horizontal representa a frequência,  $f$ , em Hz. Por vezes, por uma questão de optimização do espaço das figuras, o título do eixo vertical "V (m/s)" foi suprimido em alguns destes gráficos, tal como ocorreu nos gráficos b) e d) da Figura 3.7.

Na Figura 3.7-a) representam-se as curvas obtidas para o perfil longo e na Figura 3.7-b) encontram-se as curvas obtidas para o perfil curto. Observa-se que o máximo absoluto ou modo dominante (representado pelos círculos a vermelho) só é o mesmo para ambos os casos, até cerca de 50Hz. Para frequências superiores, os modos dominantes obtidos com o perfil longo, diferem dos obtidos com o perfil curto. Com o perfil longo, o modo de menor velocidade (correspondente, em princípio, ao MF) é dominante até perto de 70 Hz, ocorrendo depois a dominância de aparentes modos mais elevados. Com o perfil curto, ocorre uma transição de modo dominante entre cerca de 50 e 70Hz, para um modo de ordem superior, voltando a ser dominante um modo de menor velocidade (supostamente, o MF) entre cerca de 70 e 95Hz.

Na Figura 3.7-d) encontram-se sobrepostas as curvas experimentais da Figura 3.7-a), aqui representadas pelos círculos e 'x' a verde, e da Figura 3.7-b), agora representadas pelos círculos e 'x' a rosa. Constata-se a elevada homogeneidade lateral (horizontal) do meio local, pelo entrosamento das curvas experimentais obtidas com os dois perfis de geofones, que, naturalmente, interessam secções do solo com diferentes extensões. No caso do perfil longo, as curvas experimentais reflectem uma média das propriedades mecânicas sobre uma extensão de 69m, enquanto que no perfil curto a extensão é apenas de 34.5m.

Também o local de activação da fonte sísmica é diferente nas duas aquisições de dados, ainda que a distância relativa ao perfil de geofones seja a mesma (3m) nos dois casos.

A Figura 3.7-d) evidencia ainda a mais valia das aquisições activas com os dois perfis de 24 geofones, colineares e equicentrados no mesmo local, com diferente espaçamento entre receptores, e, como tal, com diferente comprimento. As respectivas curvas de dispersão, obtidas para cada um dos perfis, completam-se mutuamente, aumentando, em conjunto, a definição do aparente MF experimental, quer para frequências inferiores a cerca de 15Hz, quer para frequências superiores a cerca de 65Hz.

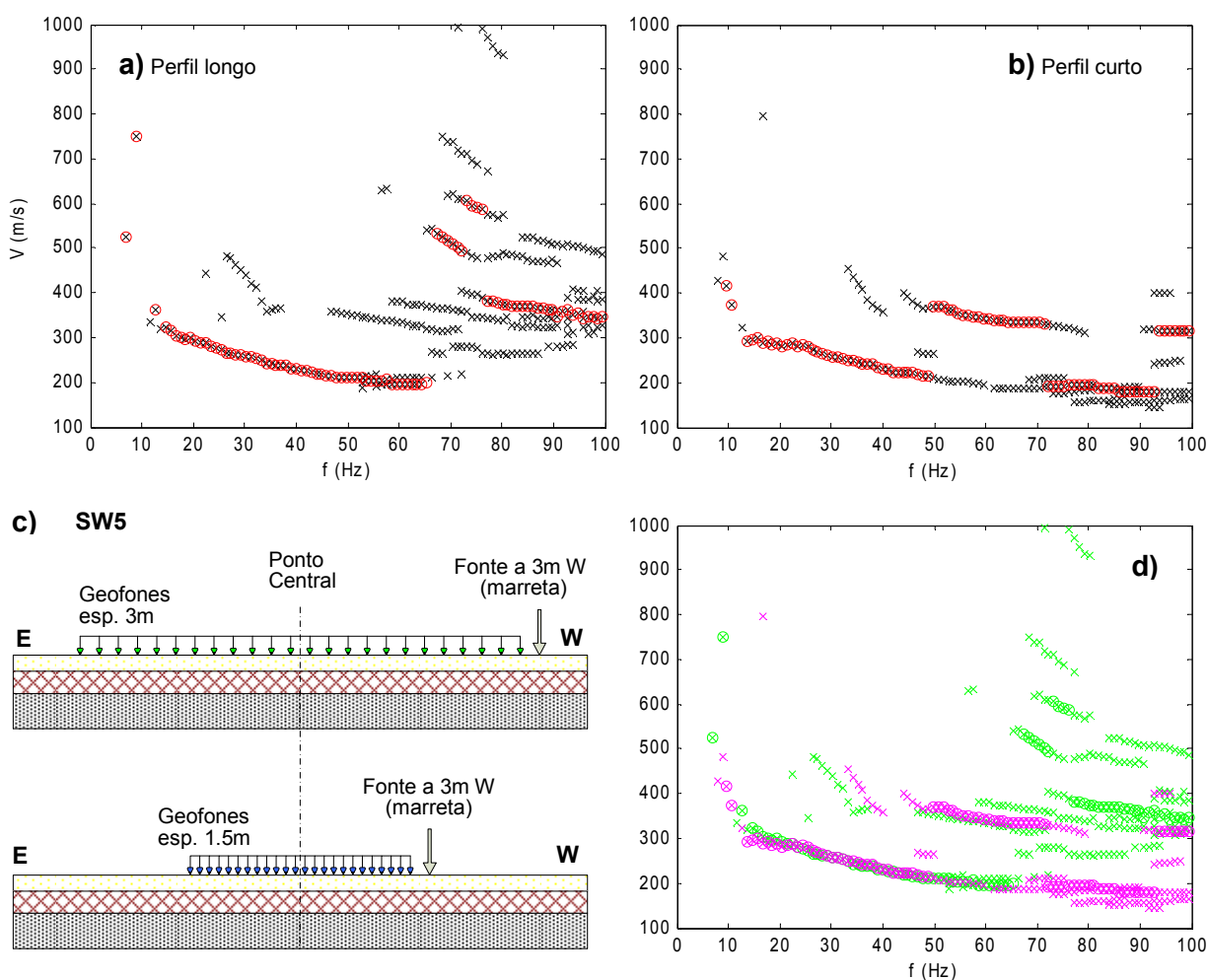


Figura 3.7 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5 (para o mesmo ponto central), com os dois perfis de 24 geofones, colineares e equicentrados, e com activação da fonte a 3m de distância de cada perfil: a) perfil longo com geofones equiespaçados de 3m; b) perfil curto com geofones equiespaçados de 1.5m; c) esquema da aquisição activa em cada perfil de geofones; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa.

Na Figura 3.8 são comparadas as curvas experimentais obtidas com diferentes distâncias da mesma fonte sísmica ao mesmo perfil de geofones, no local SW5. A fonte sísmica aqui considerada foi a marreta de 7.5kg, activada a 3 e a 8m de distância do (geofone) extremo oeste do perfil longo, com 24 geofones espaçados de 3m (ver Figura 3.8-c)).

Verifica-se que, para a maior distância da fonte (8m), o máximo absoluto (do espectro f-k) oscila mais vezes entre o modo de menor velocidade (suposto MF) e modos de velocidade mais elevada e que esses “saltos” ocorrem para frequências mais baixas do que no caso em que a fonte dista 3m ao perfil de geofones. Estes resultados experimentais estão de acordo com o previsto teoricamente sobre a separação modal, que aumenta à medida que aumenta a distância à fonte, passando a haver uma maior distribuição da energia do sinal sísmico pelos vários modos de propagação.

A Figura 3.8-d) mostra a complementaridade dos dados obtidos com a activação da fonte sísmica a diferentes distâncias da fonte ao perfil de geofones. De facto, as curvas de dispersão resultantes destas activações complementam-se entre si, permitindo a definição de dois aparentes modos de propagação experimentais até cerca de 65 Hz: o MF, com menor velocidade, e um modo de ordem superior, com velocidade mais elevada.

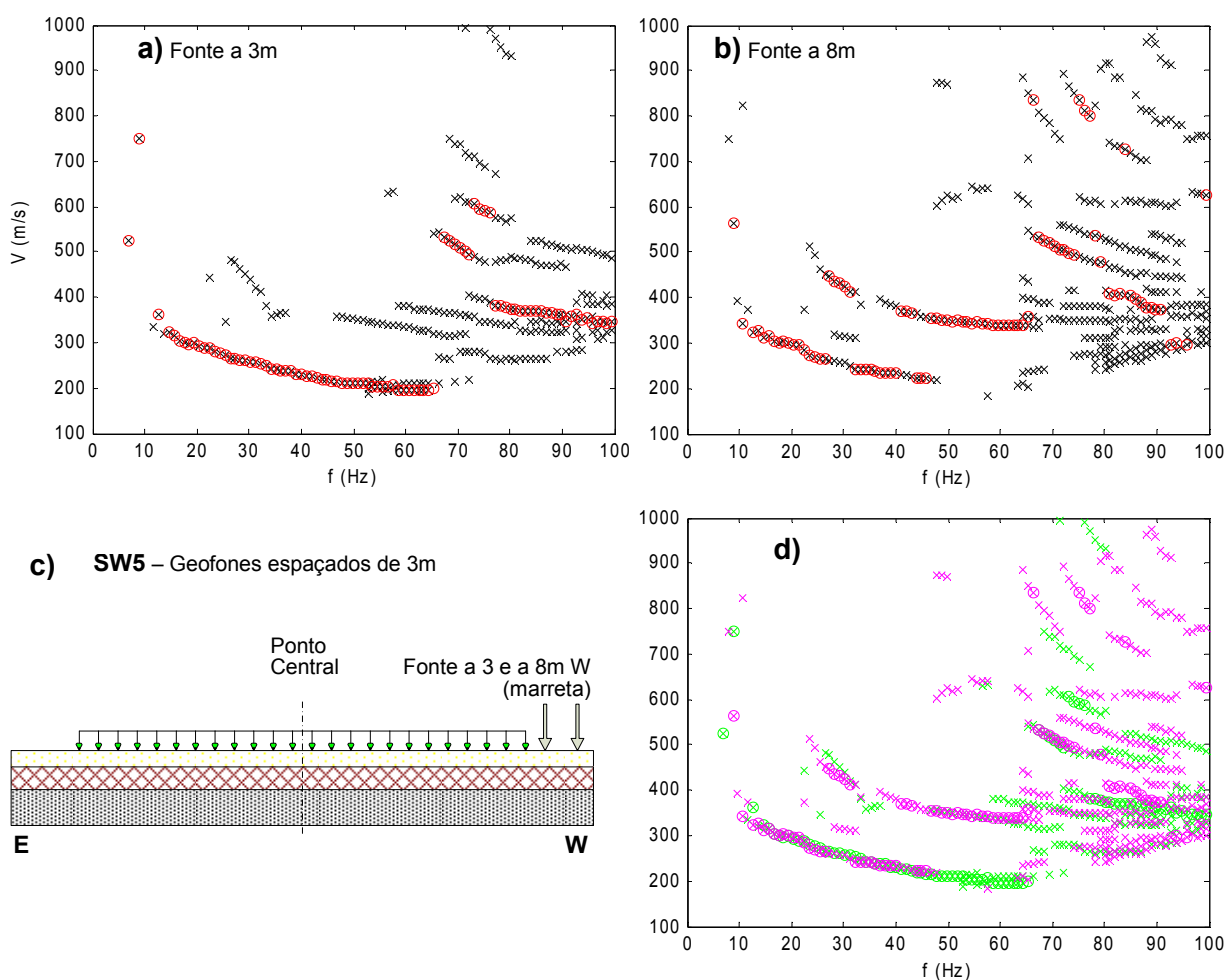


Figura 3.8 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones longo e com activação da fonte sísmica a diferentes distâncias do perfil: a) a 3m de distância do extremo oeste; b) a 8m de distância do extremo oeste; c) esquema das duas aquisições activas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa.

Estes resultados estão de acordo com os obtidos por [Luo et al. 2009] que mostram que, para locais de baixa heterogeneidade lateral (horizontal), as curvas de dispersão obtidas



com aquisição multi-receptor são essencialmente dependentes da estrutura geológico-geofísica existente sob o perfil de geofones e são pouco influenciadas pela distância ou posição da fonte em relação ao perfil de geofones, mesmo que a estrutura do meio no local da fonte seja diferente da existente sobre o perfil de geofones. [Luo et al. 2009] usando modelos numéricos e um caso real (experimental), mostram ainda que para a aquisição activa multi-receptor em locais de baixa heterogeneidade lateral, a distribuição vertical de  $V_S$  (pontual), obtida a partir da inversão das curvas de dispersão experimentais, corresponde a uma média da estrutura existente sobre o perfil de geofones, sendo genericamente correcto atribuir esta distribuição vertical de  $V_S$  ao ponto central do perfil de geofones.

As Figura 3.9 e Figura 3.10 comparam as curvas de dispersão obtidas no local SW5, por activação da fonte nos lados opostos de cada perfil de geofones, à mesma distância do geofone extremo (frequentemente designada por activação directa e inversa em analogia com o método da refacção sísmica). A Figura 3.9 é relativa à activação “directa e inversa” da fonte marreta a 6m de distância de cada extremo do perfil curto, centrado no local SW5. A Figura 3.10 ilustra os resultados obtidos com a activação “directa e inversa” da fonte explosiva a 8m de distância de cada extremo do perfil longo, igualmente centrado no local SW5.

A aquisição activa de dados do MOS deve sempre incluir a activação da fonte sísmica à direita e à esquerda do perfil de geofones, dado que é o método experimental mais expedito para avaliar a heterogeneidade lateral (horizontal) do meio geológico no local do ensaio, especificamente da estrutura existente sob o perfil de geofones e na direcção deste perfil. Se as curvas de dispersão obtidas com a activação da fonte à direita não forem (aproximadamente) coincidentes com as curvas de dispersão obtidas com a fonte à esquerda do perfil de geofones, isso significa que o meio de propagação sob o perfil de geofones tem certamente heterogeneidades laterais significativas (pelo menos segundo a direcção do perfil de geofones). Se isto ocorrer não podem ser aplicados os métodos de modelação e inversão correntemente usados no MOS, baseados num meio homogéneo ou num meio verticalmente estratificado, composto por camadas horizontais com diferentes propriedades mecânicas entre si, mas, tendo cada uma delas, homogeneidade horizontal. Deste modo, num local com marcadas heterogeneidades laterais o MOS não é adequado para a determinar a distribuição vertical de  $V_S$ .

Verifica-se pelas Figura 3.9 e Figura 3.10, que o local SW5, onde foram adquiridos dados nos dois extremos dos perfis de geofones, apresenta homogeneidade lateral suficiente, ao longo destes perfis, para a efectiva aplicação do MOS. De facto, as curvas de dispersão obtidas com a fonte a oeste (à direita) e a leste (à esquerda) dos geofones, apresentam elevada concordância e entrosamento, ainda que os modos dominantes (correspondentes aos máximos absolutos dos espectros f-k) não sejam exactamente os mesmos, entre as activações a oeste e a leste, para todas as frequências analisadas.

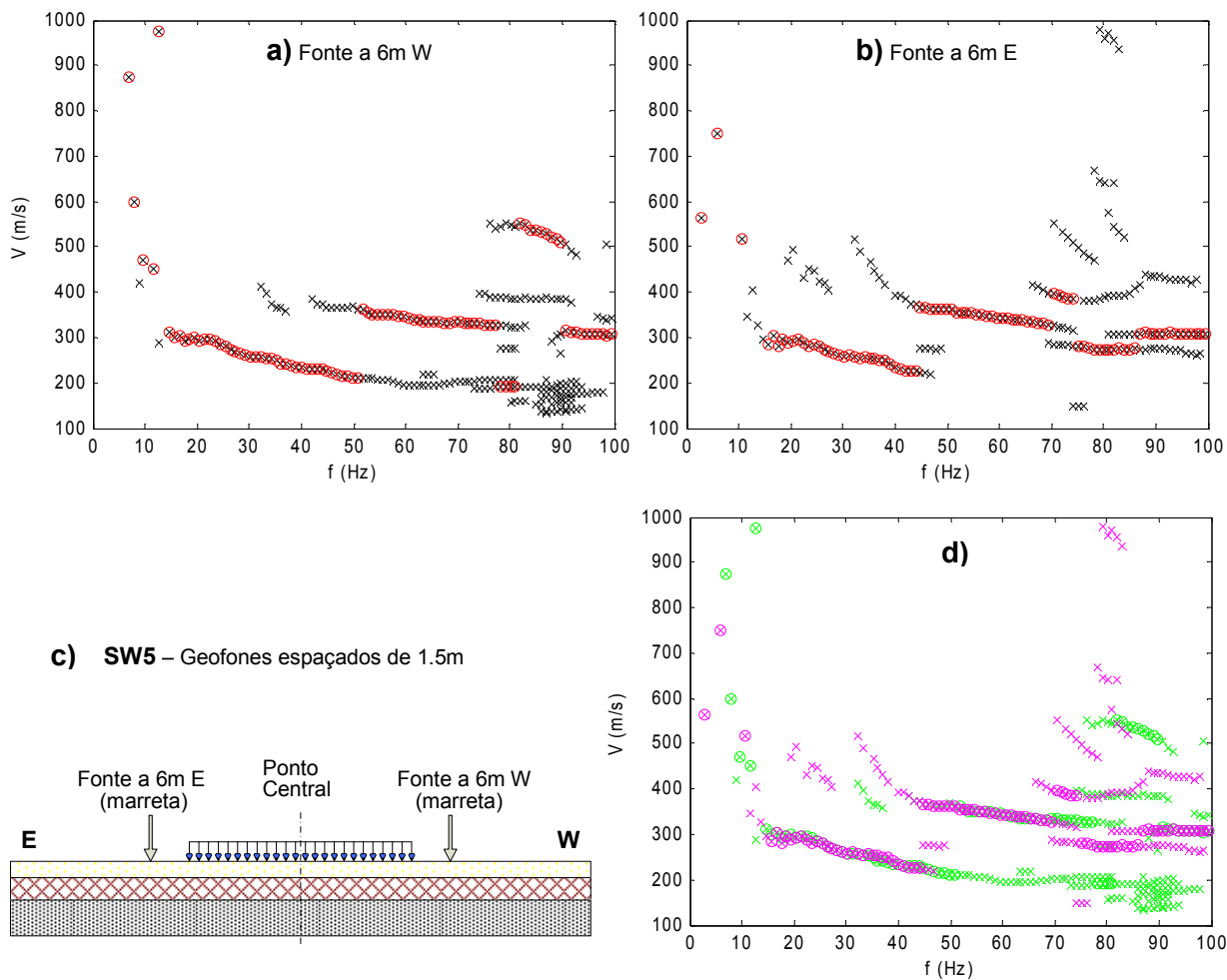


Figura 3.9 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones curto e com fonte sísmica marreta activada a 6m de distância de cada extremo do perfil: a) a oeste (W); b) a leste (E); c) esquema das duas aquisições activadas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa.

Tendo em conta as curvas de dispersão do máximo absoluto e dos máximos relativos, as activações “directa e inversa” geraram essencialmente os mesmos modos de propagação experimentais, quer no caso do perfil mais curto, com geofones espaçados de 1.5m e com a utilização da marreta (Figura 3.9), quer no caso do perfil mais longo, com geofones espaçados de 3m e com utilização de fonte explosiva (Figura 3.10). Em ambos os casos, as activações “directa e inversa” aumentaram inclusivamente a definição destas curvas experimentais para uma maior banda de frequências.

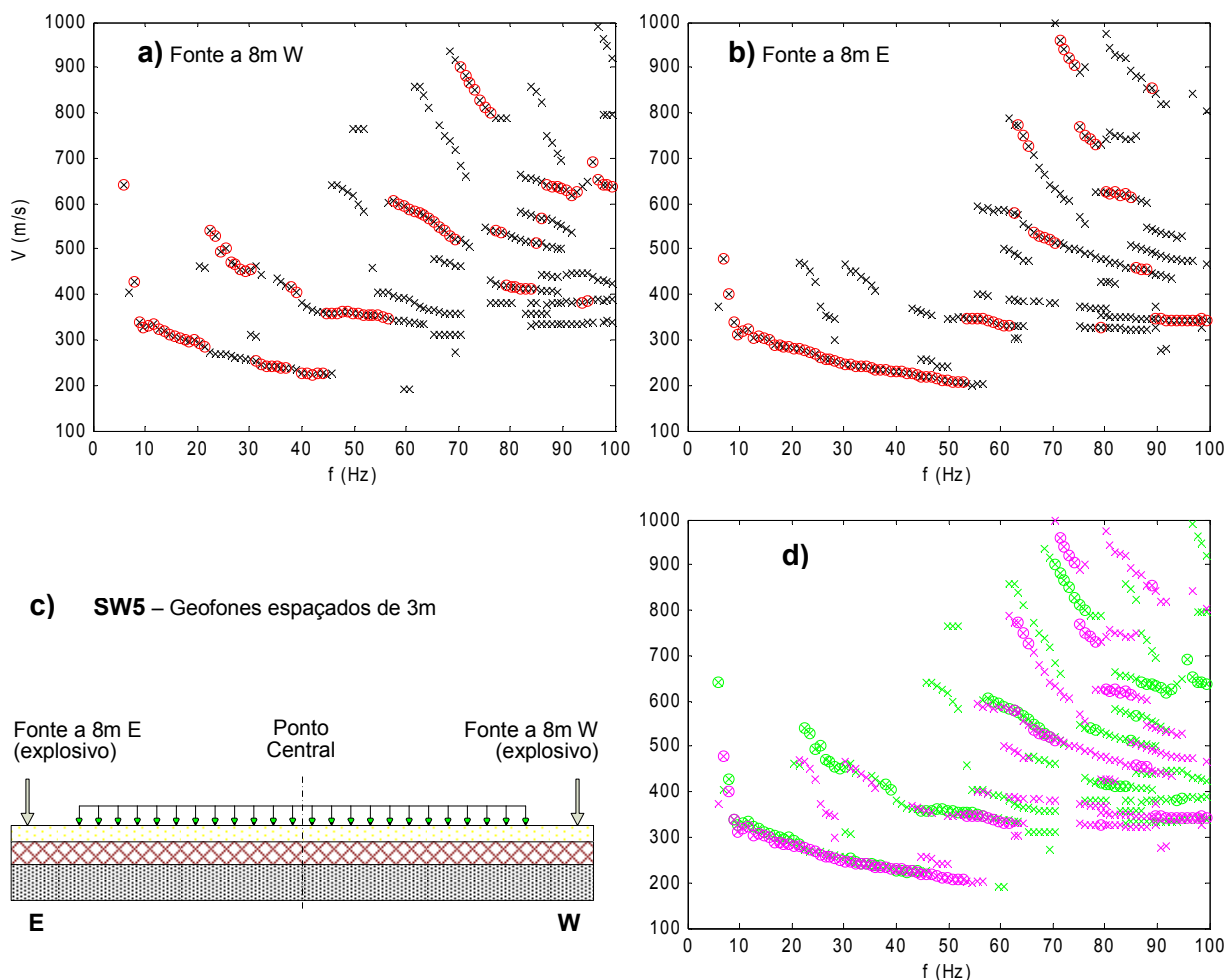


Figura 3.10 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones longo e com fonte sísmica explosiva activada a 8m de distância de cada extremo do perfil: a) a oeste (W); b) a leste (E); c) esquema das duas aquisições activadas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa.

Na Figura 3.11 são comparadas as curvas de dispersão experimentais obtidas com diferentes fontes sísmicas. No mesmo local dos exemplos anteriores (SW5) e considerando o perfil curto, com 24 geofones espaçados de 1.5m, apresentam-se as curvas de dispersão experimentais obtidas com as três fontes sísmicas descritas na secção 3.2: marreta com 7.5kg, DIP com 15kg e detonação de cerca de 20-40g de explosivo, todas activadas na mesma posição relativa ao perfil de geofones, a 6m de distância do (geofone) extremo oeste.

As curvas experimentais obtidas com cada uma das três fontes (gráficos a), b) e c) da Figura 3.11) apresentam significativas semelhança e complementaridade, tal como se pode observar no gráfico d) da mesma figura, onde se representam em conjunto, as curvas experimentais dos gráficos a), b) e c), com diferentes cores, consoante a fonte sísmica que lhes deu origem. Estas semelhanças são ainda mais marcadas entre as curvas resultantes das aquisições com as duas fontes percussivas, marreta e DIP. Isto apesar das transições das curvas dos máximos absolutos (dos respectivos espectros f-k), para aparentes modos de propagação de ordem superior ao suposto MF, ocorrer de forma diferente (para “modos”

diferentes) e para diferentes frequências, consoante a fonte sísmica considerada. Em qualquer dos casos, estas transições do modo dominante só ocorrem, contudo, para frequências superiores a cerca de 50Hz.

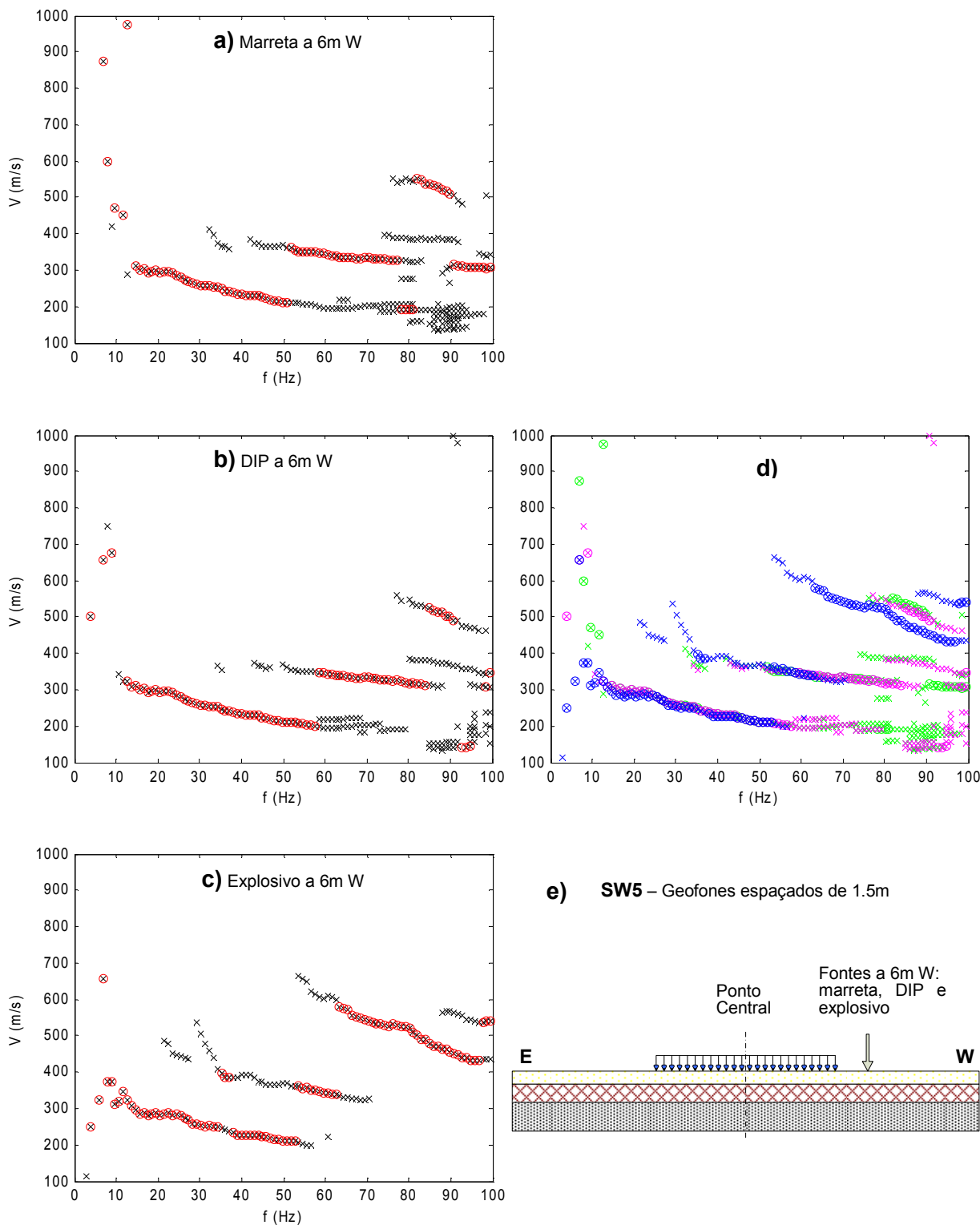


Figura 3.11 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, com o perfil de geofones curto e com diferentes fontes sísmicas activadas na mesma posição relativa ao perfil, a 6m de distância do extremo oeste: a) marreta; b) DIP; c) explosivo; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, de b), representadas a rosa, e de c), representadas a azul; e) esquema das aquisições activas comparadas.

As maiores diferenças observadas entre os resultados das três fontes sísmicas são relativas às curvas de dispersão resultantes da aquisição com fonte explosiva, especialmente para frequências superiores a cerca de 65Hz, onde o máximo absoluto passa para um aparente “3º modo” com velocidade mais elevada, o que tem menor correspondência com as curvas de dispersão resultantes das fontes percussivas.

Um outro exemplo comprovativo das vantagens da utilização de mais que uma fonte sísmica na aquisição activa de dados do MOS, é o caso dos resultados obtidos no local SW1, igualmente situado no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5.2), ilustrados na Figura 3.12.

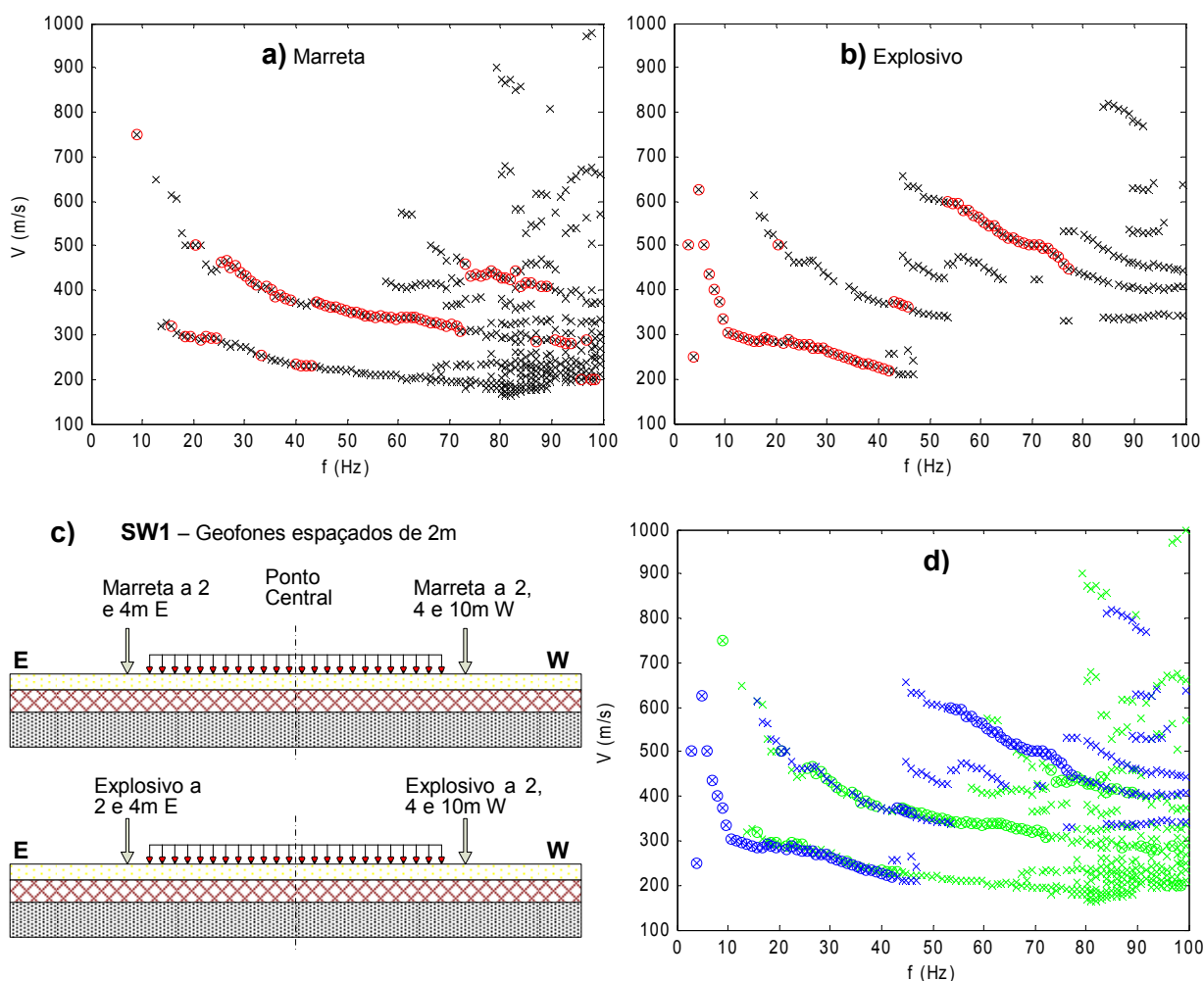


Figura 3.12 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW1, com o mesmo perfil de 24 geofones equiespaçados de 2m e com diferentes fontes sísmicas, activadas nas mesmas posições relativas ao perfil, a 2 e 4m de distância do extremo leste, e a 2, 4 e 10m de distância do extremo oeste: a) marreta; b) explosivo; c) esquema das aquisições activas com marreta e explosivo; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a azul.

Na Figura 3.12-a) exibem-se as curvas de dispersão extraídas do espectro f-k soma, resultante da soma dos espectros de todos os registos sísmicos obtidos com a marreta, no perfil de 24 geofones equiespaçados de 2m, centrado no local SW1, tal como é ilustrado no esquema superior da Figura 3.12-c). Nesta soma contabilizaram-se não só as repetições do impacto da marreta em cada posição, como as cinco posições de activação da marreta: a 2

e a 4m de distância do extremo leste do perfil, e a 2, 4 e 10m de distância do extremo oeste do perfil. Este processamento foi realizado com o programa `f_k` de acordo com os procedimentos expostos na secção 4.4.1.

De forma análoga, na Figura 3.12-b) apresentam-se as curvas de dispersão extraídas do espectro f-k soma, resultante da soma dos espectros dos registos sísmicos obtidos com o mesmo perfil de 24 geofones equiespaçados de 2m, centrado no local SW1, para as cinco detonações da fonte explosiva nas posições indicadas no esquema inferior da Figura 3.12-c). Esta soma engloba aqui somente os cinco espectros f-k dos cinco registos relativos às cinco posições da fonte sísmica, uma vez que com este tipo de fonte não se realizaram repetições da sua activação na mesma posição.

Verifica-se pela comparação dos gráficos a) e b) da Figura 3.12 que, neste caso, sem a utilização da fonte explosiva, o MF experimental seria definido quase exclusivamente por máximos locais do espectro f-k soma, resultante das aquisições com a marreta, e ainda assim, apenas para frequências superiores a 10Hz. De facto, a sobreposição das curvas experimentais relativas às duas fontes sísmicas consideradas, na Figura 3.12-d), mostra como estas curvas se completam e complementam mutuamente, aumentando a definição dos modos de propagação experimentais, para uma maior gama de frequências.

Por último, apresenta-se na Figura 3.13 a comparação de resultados de diferentes geofones utilizados na aquisição activa no mesmo local (SW1), com a mesma fonte sísmica (explosivo) e com idêntico dispositivo geométrico, quer do perfil de geofones, quer da localização da fonte.

Além das aquisições activas com marreta e explosivo no perfil centrado no local SW1, com 24 geofones de 4.5Hz, equiespaçados de 2m, esquematizadas na Figura 3.12-c), foram efectuadas aquisições activas (apenas com explosivo) com um perfil de 48 geofones de 14Hz (utilizados habitualmente no método da refração sísmica), segundo o mesmo alinhamento do perfil anterior (ver secções 6.5.2 e 6.5.3). Este perfil de 48 geofones, igualmente equiespaçados de 2m, foi centrado no ponto SWPA, que dista 24m do ponto SW1, segundo o alinhamento que passa pelos dois pontos (com direcção aproximada este-oeste, ver Figura 6.4 e Figura 6.5). Para simplificação designa-se aqui por perfil SW1, o perfil de 24 geofones, centrado em SW1, e por perfil SWPA, o perfil de 48 geofones centrado no ponto SWPA. O perfil SWPA é parcialmente colinear com perfil SW1, uma vez que os primeiros 24 geofones do lado leste do perfil SWPA foram localizados nas mesmas posições dos 24 geofones do perfil SW1, tal como é ilustrado no esquema da Figura 3.13-c). Considerando apenas estes primeiros 24 geofones do perfil SWPA, fica definido um perfil de 24 geofones equiespaçados de 2m, geometricamente equivalente ao perfil SW1, ou seja, com o mesmo comprimento (46m), com as mesmas posições dos geofones e, consequentemente, com o mesmo ponto central, no ponto SW1.

Nos gráficos a) e b) da Figura 3.13 representam-se as curvas de dispersão experimentais obtidas, respectivamente, com cada um dos referidos perfis de 24 geofones centrados no mesmo ponto SW1: com o perfil de geofones de 4.5Hz no gráfico a), e com o perfil de

geofones de 14Hz no gráfico b). A fonte sísmica consistiu, em ambos os casos, na detonação de uma carga explosiva a 2m de distância do extremo leste dos perfis. Verifica-se uma notável semelhança entre as curvas de dispersão obtidas com cada conjunto de geofones, inclusive para frequências inferiores a 14 Hz (ver Figura 3.13-d)).

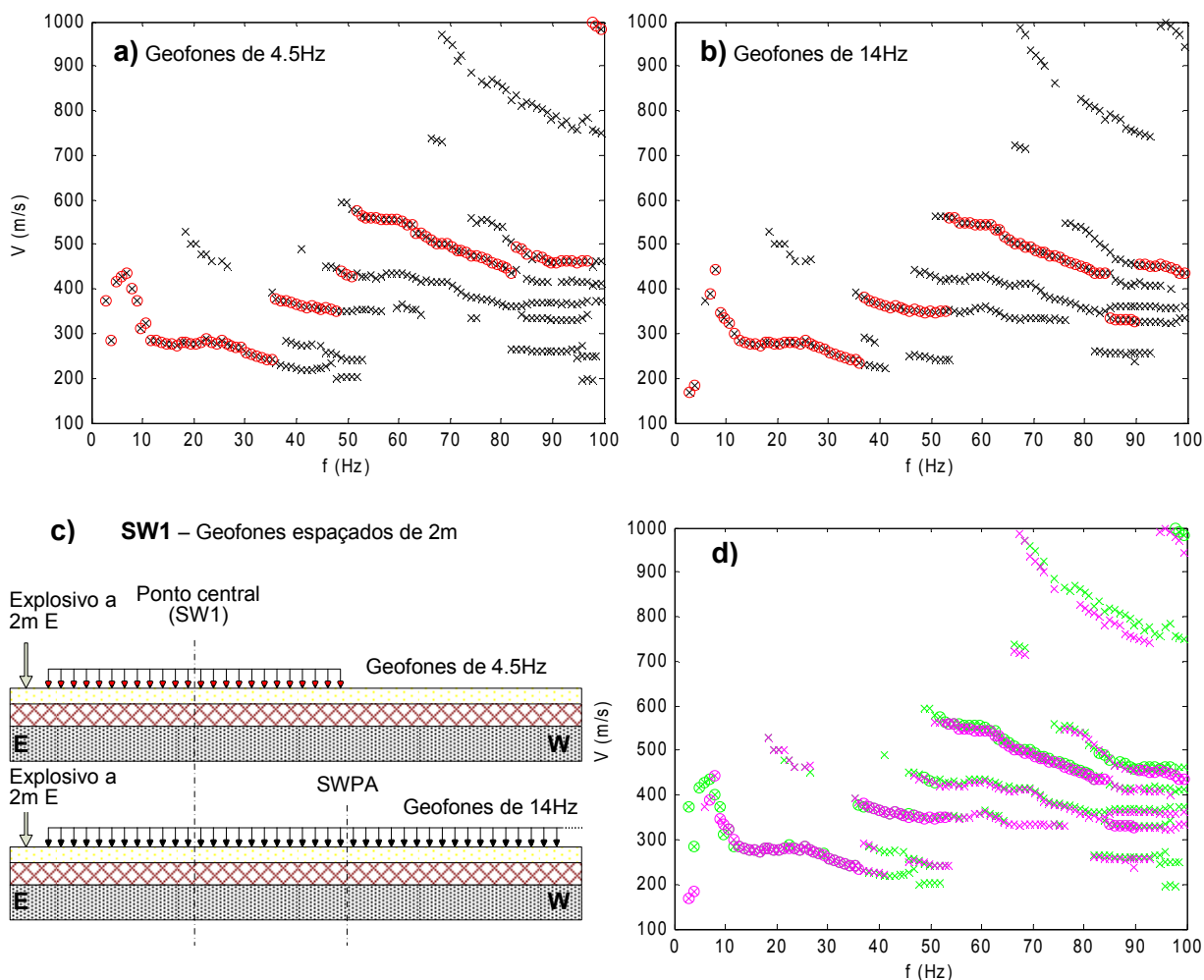


Figura 3.13 – Curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW1, com dois perfis de diferentes geofones nas mesmas posições, e com fonte sísmica (explosiva) activada a 2m de distância do extremo leste: a) geofones de 4.5Hz; b) geofones de 14Hz (considerando apenas os primeiros 24, a leste); c) esquema das duas aquisições activas comparadas; d) sobreposição das curvas experimentais de a), representadas a verde, e de b), representadas a rosa.

Estes resultados obtidos com os geofones de 14Hz mostram que, geofones com frequência própria mais elevada do que a habitualmente usada nas aquisições activas do MOS (4.5Hz), poderão ser utilizados com sucesso nas mesmas aquisições de dados, pelo menos, quando é usada a fonte explosiva, que induz um sinal sísmico com elevada energia para frequências inferiores a cerca de 20Hz. Estes resultados estão em consonância com os de outros autores, que têm usado geofones de frequência superior a 4.5Hz na aquisição activa de dados do MOS, como, por exemplo, [O'Neill 2003], [Luo et al. 2008b] e [O'Neill et al. 2008]. A possibilidade de utilizar na aquisição activa do MOS, geofones como os que são normalmente usados na refração sísmica, é uma vantagem adicional, dado que estes geofones existem normalmente em maior quantidade (o LNEC dispõe actualmente de 48

geofones de 14Hz) e têm menor custo. Um maior número de geofones facilita a realização de perfis com maior comprimento total e/ou com menor espaçamento entre geofones, o que permite aumentar a resolução do espectro f-k e, conseqüentemente, das curvas de dispersão experimentais.

Das diversas comparações de resultados, apresentadas nas Figura 3.7 a Figura 3.12, constata-se a utilidade das múltiplas aquisições activas de dados no MOS efectuadas no mesmo local, englobando diferentes dispositivos geométricos da fonte e/ou dos receptores e várias fontes sísmicas. Verificou-se pelos exemplos expostos, que diferentes perfis de geofones (centrados no mesmo ponto), diferentes distâncias das fontes sísmicas ao perfil de geofones, diferentes orientações da fonte em relação ao perfil de geofones (activação à direita e à esquerda) e diferentes tipos de fonte sísmica, geram diferentes distribuições da energia dos sinais sísmicos, pelos diferentes modos de propagação (experimentais) das ondas de Rayleigh, distribuições estas que, de um modo geral, se completam e se complementam mutuamente, aumentando a definição e a resolução destes modos de propagação experimentais, para uma maior banda de frequências.

As evidências experimentais aqui apresentadas permitem ainda supor que os dados obtidos com os vários dispositivos de aquisição activa, para um mesmo perfil de geofones, em locais em que se verifique baixa heterogeneidade lateral do meio de propagação, podem e devem ser combinados, por exemplo, no domínio f-k, de modo a obter um único conjunto de curvas experimentais, do modo de propagação dominante e dos modos secundários mais importantes (de maior energia), características da região existente sob a extensão do perfil de geofones. Os procedimentos implementados neste trabalho para efectuar esta combinação de dados no domínio f-k são apresentados no Capítulo 4.

### **3.6. Comparação de resultados das aquisições activas e passivas**

Mesmo com a utilização de vários dispositivos de aquisição activa, nem sempre se consegue aumentar a definição e diminuir a incerteza da(s) curva(s) de dispersão experimental(ais) no domínio das baixas frequências, nomeadamente para frequências inferiores a 10Hz, como aliás é patenteado, por exemplo, pelos resultados das várias aquisições activas no local SW5, apresentados na secção anterior (Figura 3.7 a Figura 3.11). Tal como é apresentado na secção 6.5.1, mesmo considerando a combinação (no domínio f-k) de todos os dados das aquisições activas, para cada perfil de geofones utilizado no local SW5, não foi possível definir a curva de dispersão, supostamente correspondente ao MF experimental (“médio”), para frequências inferiores a 7Hz. Além disso, a esta curva correspondem velocidades com elevada dispersão numérica (“incerteza”) para frequências inferiores a cerca de 15Hz.

Claro que, em muitos casos, esta indefinição e elevada incerteza das curvas de dispersão, nesta gama de frequências, pode ser causada ou ampliada pelo próprio meio de



propagação, que atenua as baixas frequências funcionando com um “filtro passa-alto” (e.g. [Socco & Strobbia 2004]).

Por outro lado, o equipamento e as fontes sísmicas utilizadas nas aquisições activas podem igualmente condicionar o registo das baixas frequências. O próprio método de processamento dos registos sísmicos, como por exemplo, a transformada para o domínio f-k (que assume a aproximação das ondas planas), e a consequente pesquisa dos máximos absolutos e relativos, pode, devido, à baixa resolução do espectro f-k nesta gama de frequências, originar a indeterminação e a elevada variação numérica das velocidades associadas aos máximos pesquisados [O’Neill 2003].

Tal como já foi abordado no Capítulo 2 e na secção 3.1, diversos estudos experimentais recentes mostram que nos casos em que as vibrações ambientais têm um elevado conteúdo energético sob a forma de ondas de Rayleigh, o registo destas vibrações ambientais (aquisição passiva) pode fornecer dados suplementares aos obtidos com a aquisição activa, sobre as curvas de dispersão características do local em estudo, especialmente do MF, que é normalmente o modo dominante, para frequências inferiores a 10-15Hz. Nestes casos, a aquisição passiva pode até, com vantagens, substituir alguns dos dispositivos de aquisição activa utilizados. Na realidade, uma vez que a aquisição passiva não utiliza qualquer tipo de fonte activa, é, em princípio, uma técnica de mais fácil e económica implementação (que a aquisição activa).

Nesta secção são apresentados, como exemplos, alguns dos resultados obtidos com a aquisição passiva de dados do MOS, em termos das respectivas curvas de dispersão experimentais, e comparados com os resultados das aquisições activas nos mesmos locais. As aquisições passivas realizadas nos mesmos locais onde foram efectuadas aquisições activas de dados do MOS, no Campo Experimental do LNEC, tiveram como objectivo averiguar se efectivamente as curvas de dispersão resultantes da aquisição passiva se conjugavam e davam continuidade às curvas obtidas com as aquisições activas, nas baixas frequências, designadamente para  $f < 10\text{Hz}$ .

Na Figura 3.14 são representados em conjunto, os resultados das aquisições activas e passivas realizadas no local SW5, em termos das curvas de dispersão experimentais, até 30Hz.

As curvas obtidas a partir das aquisições activas nos dois perfis de geofones, colineares e equicentrados no ponto SW5, são representadas na Figura 3.14 pelos círculos e pelos ‘x’, a verde, para o perfil longo, e a rosa, para o perfil curto, símbolos estes que têm o mesmo significado do que nas anteriores Figura 3.7 a Figura 3.13. Estas curvas de dispersão correspondem às velocidades dos máximos absolutos e locais do espectro f-k soma (total), resultante da soma dos espectros de todos os registos sísmicos obtidos (com as várias fontes e distâncias) para cada um dos referidos perfis de geofones. Verifica-se que foi possível definir com as aquisições activas, para cada um dos perfis de geofones, curvas de dispersão experimentais acima de 7Hz.

As curvas obtidas a partir das aquisições passivas, no mesmo local SW5, são representadas pelos losangos com diferentes cores, consoante o dispositivo e o processamento que lhes deu origem. Neste local foram efectuadas aquisições passivas, com dois dispositivos de receptores: o mesmo perfil linear de 24 geofones, equiespaçados de 3m, utilizado na aquisição activa, e um dispositivo triangular T7 (com 7 geofones) e com dimensão de 37m (comprimento do lado do triângulo equilátero). Idealmente o centro geométrico deste dispositivo T7 deveria ter coincidido com o ponto central dos perfis lineares de geofones usados no local (ponto SW5). No entanto, por falta de espaço disponível no local, este dispositivo foi centrado a cerca de 7.5m a sul do ponto SW5.

Os dados ‘passivos’ obtidos com o perfil linear de geofones foram processados por dois métodos diferentes: o processamento no domínio f-k, usando o programa f\_k (com o procedimento alternativo exposto na secção 4.4.3), e o processamento com o programa SI, que usa o método da auto-correlação espacial e o domínio f-V (ver secção 4.5). As curvas de dispersão resultantes, associadas apenas ao máximo absoluto de cada espectro (f-k e f-V,) são ilustradas na Figura 3.14 pelos losangos, a negro, para o processamento com o programa f\_k e a azul (escuro), para o processamento com o programa SI. Observa-se que as “curvas” de dispersão resultantes dos dois programas, a partir dos mesmos dados, são bastante diferentes. Por outro lado, apresentam pouca concordância com as curvas de dispersão obtidas com as aquisições activas.

Os registos adquiridos com o dispositivo T7 (bidimensional) foram processados unicamente pelo programa SI, dado que o programa f\_k só é aplicável a registos sísmicos obtidos com perfis lineares de receptores. A curva de dispersão experimental resultante do processamento destes dados é representada na Figura 3.14 pelos losangos a turquesa. Esta curva apresenta igualmente uma tendência diferente da “curva” obtida com o programa f\_k para os dados ‘passivos’ do perfil linear (losangos a preto), bem como das curvas obtidas com as aquisições activas.

Esta divergência entre as várias curvas da aquisição passiva, e entre estas e as curvas resultantes das aquisições activas, indicia elevada incerteza dos dados provenientes da aquisição passiva, certamente associada ao baixo conteúdo energético das ondas de Rayleigh nos registos sísmicos da aquisição passiva neste local SW5, como é aliás visível nos espectros f-k e f-V destes registos, apresentados nas secções 4.4.3 e 4.5. A baixa amplitude das ondas de Rayleigh nos registos ‘passivos’ pode dever-se a várias causas ou a uma combinação delas: baixa amplitude das ondas de Rayleigh em relação ao ruído ambiente incoerente (baixa razão ‘sinal/ruído’); falta de sensibilidade dos receptores utilizados, para estas amplitudes e frequências; atenuação das ondas de Rayleigh de baixa frequência causada pelo próprio meio de propagação, em função da estratificação local e das respectivas propriedades mecânicas.

Face aos resultados expostos, considera-se que as aquisições passivas realizadas no local SW5, não contribuíram, neste caso, para um efectivo aumento da definição e da resolução das curvas de dispersão experimental, na gama de frequências pretendida, i.e., para  $f < 10\text{Hz}$ .

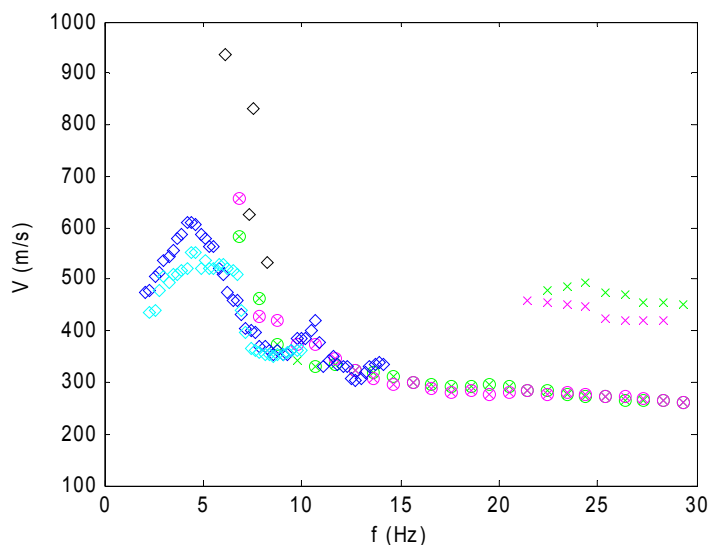


Figura 3.14 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e activas (círculos e 'x'). Losangos a preto – perfil linear com processamento com o programa f\_k; losangos a azul – perfil linear com processamento com o programa SI; losangos a turquesa – dispositivo T7 com processamento com o programa SI. Os círculos e os 'x' representam as curvas de dispersão das aquisições activas, para os dois perfis de geofones utilizados: curvas a verde para o perfil longo (69m), e curvas a rosa, para o perfil curto (34.5m).

A Figura 3.15 ilustra agora as várias curvas de dispersão experimentais, para o intervalo [0,30Hz], resultantes das aquisições activas e passivas num outro local, SW4, do Campo Experimental do LNEC. Neste local SW4 foram igualmente efectuadas diversas aquisições activas com dois perfis de 24 geofones, colineares e equicentrados no ponto SW4, idênticos aos usados no local SW5 (ver secção 6.5.6). No que se refere às aquisições passivas, foram efectuadas aquisições com o perfil linear de 24 geofones (equiespaçados de 3m), utilizado nas aquisições activas, e com um dispositivo bidimensional T7, agora com dimensão (lado do triângulo) de 50m. O centro geométrico deste dispositivo T7 foi localizado a cerca de 4.5m para NNE do ponto SW4, devido a restrições de espaço no local.

Tal como na Figura 3.14, as curvas obtidas a partir das aquisições activas no local SW4 são representadas na Figura 3.15, pelos círculos e pelos 'x', a verde, para o perfil longo, e a rosa, para o perfil curto. Também aqui estas curvas de dispersão correspondem, às velocidades dos máximos absolutos e locais do espectro f-k soma (total), resultante da soma dos espectros de todos os registos sísmicos obtidos (com as várias fontes e distâncias) para cada um dos referidos perfis de geofones. Constata-se que, neste caso, as curvas de dispersão do MF experimental, obtidas com as aquisições activas, para cada um dos perfis de geofones, são definidas acima de 5 a 6 Hz.

As curvas de dispersão obtidas a partir das aquisições passivas no local SW4 são representadas na Figura 3.15 pelos losangos com diferentes cores, consoante o dispositivo e o processamento que lhes deu origem, de forma similar à da Figura 3.14.

Os dados obtidos com o perfil linear de geofones foram processados com os dois programas já referidos: o programa f\_k e o programa SI. As curvas de dispersão associadas ao máximo absoluto dos espectros, resultantes destes dois processamentos, são ilustradas na Figura

3.15 pelos losangos a negro, para o processamento com o programa f\_k, e a azul (escuro), para o processamento com o programa SI. Verifica-se neste caso, uma maior semelhança entre estas duas curvas, bem como entre estas e as curvas obtidas com as aquisições activas, relativamente às obtidas no local SW5. A curva 'passiva' obtida com o processamento f\_k apresenta velocidade mais elevada e em maior concordância com as curvas originadas pela aquisição activa, entre cerca de 5 e 15Hz.

A curva de dispersão relativa à aquisição passiva com o dispositivo T7, obtida por processamento dos dados com o programa SI, é representada pelos losangos a turquesa. Esta curva exibe uma tendência semelhante à da curva 'passiva' do perfil linear processada com o programa SI (ilustrada pelos losangos a azul), apesar de apresentar um carácter mais irregular.

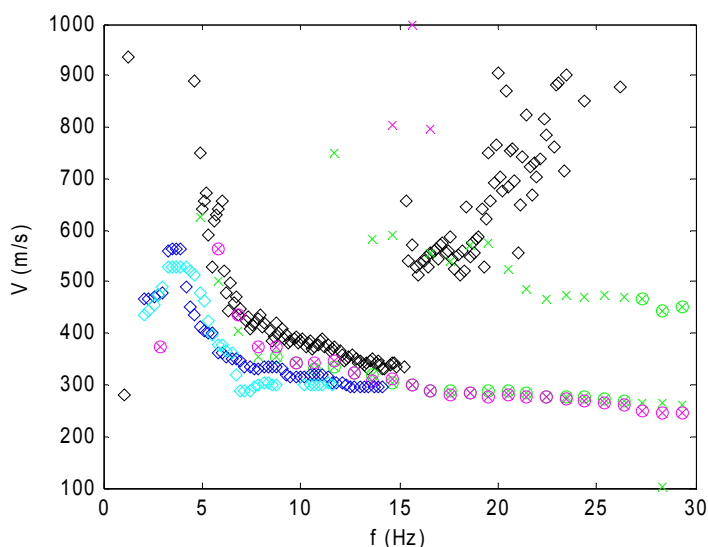


Figura 3.15 – Local SW4: curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e activas (círculos e 'x'). Losangos a preto – perfil linear com processamento com o programa f\_k; losangos a azul – perfil linear com processamento com o programa SI; losangos a turquesa – dispositivo T7 com processamento com o programa SI. Os círculos e os 'x' representam as curvas de dispersão das aquisições activas, para os dois perfis de geofones utilizados: curvas a verde para o perfil longo (69m), e curvas a rosa, para o perfil curto (34.5m).

A maior concordância entre as curvas resultantes das aquisições passivas e activas neste local SW4, especialmente entre a curva proveniente da aquisição passiva no perfil linear obtida com o programa f\_k, e as curvas provenientes das aquisições activas (também obtidas com o programa f\_k) mostra que a aquisição passiva foi aqui mais eficaz, do que no local SW5, para a obtenção de informação suplementar e complementar sobre a dispersão das ondas de Rayleigh na gama das baixas frequências. De facto, conjugando a “melhor” curva 'passiva', neste caso, a obtida com o programa f\_k, com as curvas 'activas' obtidas no local SW4, é efectivamente aumentada a definição e a resolução da curva de dispersão do MF (médio) para o local em estudo, pelo menos, entre cerca de 5 e 10Hz (ver secção 6.5.6).

Deve aqui ser feita uma chamada de atenção para as inflexões do crescimento da velocidade, que ocorrem para frequências inferiores a cerca de 4 a 5Hz, em todas as curvas 'passivas' obtidas com o programa SI, quer nas apresentadas nas Figura 3.14 e Figura 3.15,

quer nas figuras relativas às aquisições passivas nos locais SW2 e SW3, apresentadas nas secções 6.5.4 e 6.5.5. Tal como é descrito na secção 4.5, estas inflexões não têm geralmente significado físico. Como tal, estas curvas de dispersão obtidas com o programa SI só devem ser analisadas para frequências superiores a 4-5Hz.

O local SW4 foi, entre os locais estudados no Campo Experimental do LNEC: SW5, SW2, SW3 e SW4, aquele onde se obtiveram melhores resultados da aquisição passiva. Na realidade, apenas nos locais SW3 e SW4 se conjugaram (alguns dos) resultados da aquisição passiva com os resultados das aquisições activas, para aumentar a definição da curva de dispersão do MF experimental para frequências inferiores a 10-15Hz. Nos locais SW5 e SW2 as curvas resultantes das aquisições passivas não foram consideradas suficientemente coerentes para proceder a esta conjugação de resultados.

Ainda assim, mesmo considerando os melhores resultados, verificou-se que as aquisições passivas realizadas apenas permitiram aumentar a definição da curva do MF experimental acima de 5Hz, no local SW4, e acima de 6Hz no local SW3. Abaixo dessas frequências as curvas 'passivas' são pouco consistentes ou mesmo indefinidas, revelando as limitações físicas deste procedimento.

Este limiar das frequências, de cerca de 5Hz, pode ser condicionado pelas características do meio de propagação nos locais de aquisição de dados, que partilham o mesmo enquadramento e estrutura geológica, e que podem causar atenuação das frequências inferiores a 5Hz. No entanto, a indeterminação das curvas de dispersão 'passivas' para frequências inferiores a 5Hz pode igualmente estar relacionada com os dispositivos de aquisição passiva utilizados, nomeadamente com as características dos geofones, quer em termos de frequência própria (4.5Hz), quer em termos de sensibilidade. Apesar de alguns autores, e.g. [Louie 2001] e [Pancho et al. 2008], apresentarem resultados de aquisição passiva com geofones de 4.5Hz e até de 8Hz, de frequência própria, com curvas de dispersão definidas a partir de cerca de 2Hz, na maioria das aplicações experimentais da aquisição passiva com geofones de 4.5Hz, relatadas na bibliografia da especialidade, não são definidas curvas de dispersão para frequências inferiores a 5Hz (e.g. [Park et al. 2005]). De facto, apesar dos geofones usados neste trabalho poderem certamente detectar frequências inferiores a 4.5Hz, a sua resposta abaixo desta frequência tem menor amplitude, do que para frequências iguais ou superiores à frequência própria, e esta amplitude diminui com o decréscimo da frequência.

A razão para a obtenção dos melhores resultados da aquisição passiva no local SW3 e, sobretudo, no local SW4, parece ser a maior proximidade destes locais, a "fontes" de ruído ambiente com elevada amplitude. Entre os locais onde se efectuou aquisição passiva (SW2, SW5, SW3 e SW4) o local SW4 é o que está mais próximo da "2ª Circular" de Lisboa, do Aeroporto da Portela e ainda de um posto de abastecimento de combustível (ver Figura 6.1, Figura 6.2 e Figura 6.4). O local SW4 dista apenas cerca de 45m da "2ª Circular", que consiste numa via rodoviária rápida, com 6 faixas de rodagem, e tráfego intenso. Os perfis de geofones centrados no local SW4, nos quais foram efectuadas aquisições activas e passivas de dados do MOS, tiveram uma orientação aproximadamente paralela a esta via

rodoviária, que faz fronteira, no lado oposto ao LNEC, com o aeroporto. Os restantes locais SW2, SW3 e SW5 encontram-se a cerca de 120 a 130m de distância desta via. O local SW3 apesar de relativamente afastado da “2ª Circular” é o mais próximo da R. das Murtas (via rodoviária urbana com 2 faixas) e do Hospital Júlio de Matos, cuja incineradora pode igualmente ser uma “fonte” geradora de vibrações ambientais.

Provavelmente a proximidade destas “fontes” de vibrações ou microtremores proporcionam ondas de Rayleigh de maior amplitude que são detectadas nos registos sísmicos da aquisição passiva, tornando-a mais eficaz. Os trabalhos de [Louie 2001] e [Pancha et al. 2008] apontam precisamente para conclusões semelhantes, evidenciando que os resultados da aquisição passiva são tanto melhores, quanto maior for a proximidade e a intensidade das vibrações ambientais.

### 3.7. Sumário e conclusões

Os diversos resultados experimentais das aquisições activas e passivas, apresentados neste capítulo, evidenciam as vantagens das estratégias propostas para a aquisição de dados do MOS, recorrendo aos receptores e fontes sísmicas mais comuns nas aplicações do MOS no âmbito da geotecnia.

Estas estratégias demonstraram que a realização de diversas aquisições activas para um mesmo perfil de geofones, incluindo activações da fonte sísmica à direita e à esquerda do perfil de geofones, a várias distâncias dos extremos do perfil, e incluindo a activação de várias fontes sísmicas, permite aumentar a definição e a resolução dos vários modos de propagação experimentais das ondas de Rayleigh, para uma gama de frequências mais alargada.

Uma forma eficiente de adquirir dados para a obtenção das curvas de dispersão experimentais é a utilização inicial de um perfil linear multi-receptor com um maior espaçamento entre geofones (por exemplo, 3m), para efectuar aquisições activas e passivas de registos sísmicos. A aquisição passiva usando apenas este dispositivo linear, pode, em condições favoráveis (por exemplo, na proximidade de uma fonte intensa de ruído ambiental) fornecer informação suplementar à obtida com as aquisições activas, para frequências inferiores a 10Hz. Este perfil de geofones pode ainda ser utilizado para aplicação do método da refacção sísmica (de ondas P), usando as mesmas fontes sísmicas e receptores utilizados para a aquisição de dados do MOS. Além de requerer pouco trabalho de campo adicional, os resultados do método da refacção fornecem normalmente constrangimentos para a interpretação e modelação dos dados do MOS.

Havendo espaço disponível no local, é desejável realizar ainda aquisição passiva com um dispositivo de maior extensão (ou dimensão), quer seja linear ou bidimensional, na tentativa de obter maior quantidade e qualidade de dados para frequências inferiores a 10Hz.

A utilização de um segundo perfil de geofones para aquisição activa de dados do MOS, colinear com o primeiro perfil e centrado no mesmo ponto médio, mas mais curto e com um menor espaçamento entre geofones (por exemplo, 1.5m), permite, de um modo geral, confirmar e completar os dados obtidos com o primeiro perfil, sobretudo, nas altas frequências, para as quais o perfil mais longo e com maior espaçamento fornece menos informação, especialmente em relação ao(s) modo(s) de propagação de menor velocidade. Porém, deve ter-se em conta que, a utilização de mais que um perfil de geofones para as aquisições activas torna a aplicação do MOS menos económica e mais morosa. Por isso, para cada caso de estudo, devem ser previamente avaliadas as efectivas vantagens da utilização de mais que um perfil de geofones. Uma alternativa, é usar nas aquisições activas um único perfil de geofones com pequeno espaçamento entre geofones (1.5 a 2m) para privilegiar a resolução das curvas de dispersão nas altas frequências, efectuando também aquisições passivas, no mesmo local, com um perfil linear de maior espaçamento entre geofones ( $\geq 3m$ ) e/ou com um dispositivo bidimensional de receptores, para tentar aumentar a definição das curvas de dispersão nas baixas frequências.

Verificou-se que a aquisição passiva pode aumentar a definição e a resolução da curva de dispersão experimental nas baixas frequências, apesar dos resultados obtidos no Campo Experimental do LNEC, terem sido menos satisfatórios que o esperado. Ainda assim os resultados obtidos no local SW3 e, sobretudo, no local SW4, são auspiciosos, mostrando, por exemplo, que mesmo usando apenas um perfil linear de geofones com comprimento da ordem de 70m, e utilizando geofones de 4.5Hz, a aquisição passiva pode, em condições favoráveis, fornecer informação complementar à obtida com a aquisição activa.





## 4. TÉCNICAS PARA OBTENÇÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS

### 4.1. Introdução

Após a aquisição dos registos sísmicos no campo, a etapa seguinte do MOS é justamente o processamento destes dados de modo a obter as curvas de dispersão experimentais, da velocidade das ondas de Rayleigh, características do local onde se efectuou a aquisição de dados.

Actualmente uma das técnicas mais frequentemente usadas no processamento dos registos sísmicos multi-receptor é a que transforma os dados do domínio da aquisição tempo-distância ( $t-r$ ) para o domínio frequência-número de onda ( $f-k$ ), através da aplicação de uma transformada de Fourier bidimensional, no tempo e no espaço, equivalente à sucessão de duas transformadas de Fourier unidimensionais, por exemplo, primeiro no tempo e depois no espaço, ou vice versa, uma vez que estas operações são permutáveis. O que se obtém com esta transformação é o espectro (ou “imagem”) da densidade de energia (ou de potência) do campo de ondas sísmicas registado, em função da frequência ( $f$ ) e do número de onda ( $k$ ). Outras transformações equivalentes, pelo menos do ponto de vista teórico, podem ser usadas, como por exemplo, a transformada  $f-p$  (onde  $p$ , representa a lentidão ou inverso da velocidade) e a transformada  $f-V$ , onde  $V$  representa a velocidade de fase (e.g. [McMechan & Yedlin 1981], [Park et al. 1999], [Foti 2000], [Strobbia 2002], [Hayashi 2003] e [O’Neill 2003]).

O princípio físico em que se baseia a extracção das curvas de dispersão das ondas de Rayleigh, a partir do espectro de energia ou de potência no domínio transformado, como, por exemplo, no domínio  $f-k$ , é precisamente o facto das ondas de Rayleigh serem as ondas de maior amplitude e energia no campo de ondas sísmicas registado pelos receptores. Deste modo, o(s) máximo(s) do espectro de energia no domínio  $f-k$ , para cada frequência, correspondem às ondas de Rayleigh e o(s) respectivo(s) número(s) de onda são os números de onda dos vários modos de propagação das ondas de Rayleigh. Seleccionados estes números de onda é então possível calcular as velocidades de fase do(s) modo(s) de propagação das ondas de Rayleigh, para cada frequência, e, conseqüentemente, obter as curvas de dispersão experimentais da velocidade destas ondas, para um ou mais modos de propagação dominantes, correspondentes ao máximo absoluto e aos máximos relativos, ou locais, da energia do espectro, determinados para cada frequência.

Tal como já foi abordado na secção 2.3.2.1, e é examinado nos trabalhos de [Foti 2000], [Strobbia 2002], [O’Neill 2003] e [Socco & Strobbia 2004], a análise dos dados num domínio transformado, tal como no domínio  $f-k$ , facilita, relativamente ao domínio de aquisição  $t-r$ , a identificação de diferentes tipos de ondas para diferentes bandas de frequência, com

diferentes números de onda e diferentes velocidades de propagação aparentes. Daí a sua conveniência para o processamento dos dados do MOS, permitindo frequentemente a detecção de vários modos de propagação das ondas de Rayleigh, embora não seja possível, apenas pela análise espectral, determinar o número de ordem desses modos de propagação. Nos casos em que predomina a sobreposição modal, o que se obtém a partir dos máximos absolutos do espectro de energia ou de potência do domínio transformado, é uma curva de dispersão da velocidade efectiva média (resultante da sobreposição modal) das ondas de Rayleigh, correspondente ao dispositivo de aquisição de dados utilizado.

Um dos aspectos a desenvolver no MOS é a optimização do processamento dos dados sísmicos no sentido de obter, de preferência, um único conjunto de curvas de dispersão experimentais características do local em estudo, e definidas na maior banda de frequências possível, a partir dos vários dispositivos de aquisição activa e passiva de dados multi-receptor utilizados. Isto naturalmente nos casos em que as curvas de dispersão, obtidas para cada dispositivo, evidenciem suficiente homogeneidade horizontal na região da aquisição de dados, condição necessária para a aplicação do MOS.

No Capítulo 3 constatou-se a utilidade da aquisição de dados no MOS recorrer a variados dispositivos de recepção e de geração da energia sísmica, uma vez que, de um modo geral, as curvas de dispersão experimentais obtidas com os diferentes dispositivos de aquisição de dados, complementam-se mutuamente, permitindo uma melhor definição dos vários modos de propagação experimentais para uma maior banda de frequências.

Apresenta-se neste capítulo a metodologia implementada neste trabalho para efectuar a combinação, no domínio f-k, de dados obtidos com várias aquisições activas num mesmo perfil (linear) de receptores. Procedimentos semelhantes podem igualmente ser aplicados ao processamento de dados da aquisição passiva com perfil linear de geofones (equiespaçados). Esta metodologia pretende ser uma contribuição para a optimização do processamento dos dados do MOS, com vista à obtenção das curvas experimentais, características do local em estudo, com maior definição e resolução, na maior banda de frequências possível, incluindo a gama das baixas frequências (<10Hz).

Além desta introdução geral, são expostos na secção 4.2 os fundamentos da transformada f-k, dum registo sísmico multi-receptor no domínio (de aquisição) t-r para o domínio f-k, e da obtenção das curvas de dispersão experimentais das ondas de Rayleigh, a partir do registo transformado. O programa f\_k desenvolvido para o processamento de dados do MOS, e consequente obtenção das curvas de dispersão experimentais, é descrito na secção 4.3, onde são também apresentados exemplos de aplicação do programa a dados (registos) obtidos com aquisição activa. Na secção 4.4 são apresentados e exemplificados os procedimentos da soma de espectros com o programa f\_k, quer para os dados das aquisições activas, quer para os dados das aquisições passivas, com vista a aumentar a resolução espectral e a gerar curvas de dispersão com mais elevada definição. Na secção 4.5 é descrito o processamento dos registos sísmicos da aquisição passiva com o programa SI, que utiliza um método diferente do programa f\_k para a obtenção das curvas de dispersão experimentais. Este método é aplicável a dados obtidos com dispositivos de

receptores, lineares (perfis) e bidimensionais, sendo estes últimos tradicionalmente usados na aquisição passiva. O capítulo termina com a secção 4.6 que contém um resumo e algumas conclusões sobre as técnicas utilizadas para a obtenção das curvas de dispersão experimentais.

Os diversos exemplos da aplicação dos processamentos e programas descritos, apresentados ao longo do capítulo, referem-se a dados experimentais do MOS adquiridos no âmbito deste trabalho, no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5).

## 4.2. Transformada para o domínio f-k

Considere-se um meio verticalmente estratificado como o descrito na secção 2.2.5 (ver Figura 2.7), e considere-se um campo de ondas sísmicas gerado por uma fonte sísmica pontual, impulsiva e de acção vertical, em propagação neste meio. Se este campo de ondas for detectado (registado) por um conjunto de  $N$  receptores alinhados segundo uma linha recta que passa pelo local da fonte, equiespaçados de  $\Delta r$ , e localizados às distâncias  $r_n$ ,  $n=1, \dots, N$ , da fonte sísmica, e se estas distâncias forem suficientemente elevadas para se poder considerar que a propagação das ondas ocorre no “campo distante”, ou seja, que se pode desprezar a contribuição das ondas volúmicas, admitindo a aproximação das ondas planas para a propagação do campo de ondas, é possível provar que a amplitude do espectro de energia do deslocamento (vertical) à superfície do terreno, designado aqui por  $s(t,r)$ , no domínio f-k,  $S(f,k)$ , é causado pela sobreposição modal das ondas de Rayleigh (ver secção 2.2.5.4) e pode ser calculado por ([Foti 2000] e [Strobbia 2002]):

$$S(f,k) = \sum_{m=1}^{M(f)} A_m(f) \left[ \sum_{n=1}^N \exp(-\alpha_m(f) r_n) \exp[i(k - k_m(f)) r_n] \right] \quad (4.1)$$

onde o somatório em ‘m’, representa o somatório nos modos existentes para a frequência  $f$ ,  $M(f)$ ,  $A_m(f)$  é a amplitude do modo ‘m’ no domínio f-k,  $k_m(f)$  o número de onda do modo ‘m’,  $\alpha_m(f)$  representa a função do coeficiente de absorção (dissipação) intrínseca do meio de propagação para o modo ‘m’, e  $r_n$ , com  $n=1, \dots, N$ , representam as distâncias à fonte sísmica dos  $N$  receptores utilizados no perfil linear de aquisição dos dados sísmicos, alinhado com a fonte sísmica. A amplitude  $A_m(f)$  resulta da combinação da resposta do equipamento de medida, do espectro da fonte e da resposta do meio de propagação, em função da frequência.

Facilmente se verifica que diferenciando o termo direito da equação (4.1) em ordem a  $k$ , e igualando o resultado da diferenciação a zero, os máximos do espectro de energia  $S(f,k)$  são obtidos para  $k=k_m(f)$ , obtendo-se os mesmos resultados quer desprezando, quer considerando, a absorção intrínseca  $\alpha_m(f)$ , ou seja, a determinação dos máximos do espectro é independente da dissipação do meio.

O número de onda modal  $k_m(f)$  é inversamente proporcional à velocidade de fase modal,  $V_m(f)$ , ou proporcional à sua inversa, a lentidão do modo  $m$ ,  $p_m(f)$ :  $k_m(f) = 2\pi f / V_m(f) = 2\pi f p_m(f)$ , pelo que facilmente se percebe como são então obtidas as curvas “modais” experimentais da velocidade (ou da lentidão) em função da frequência.

A transformada de Fourier bidimensional de uma função contínua  $s(t,r)$ , em  $t$  e em  $r$ , sendo estas duas variáveis independentes, é por definição (e.g. [Lim 1990]):

$$S(f,k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} s(t,r) \exp(-i2\pi ft) \exp(-i2\pi kr) dt dr \quad (4.2)$$

Na prática, os registos sísmicos obtidos no campo com os dispositivos de aquisição multi-receptor, são matrizes ou funções discretas a duas dimensões, no tempo ( $t$ ) e no espaço ou distância ( $r$ ), que resultam de uma amostragem no tempo e no espaço, do campo do deslocamento  $s(t,r)$ , ou mais concretamente do campo da velocidade vertical,  $s'(t,r)$  das partículas à superfície do meio de propagação, quando se usam como receptores, geofones de componente vertical. Sendo assim, a transformada destas funções discretas tem que ser obtida pela formulação da transformada de Fourier discreta bidimensional (2D DFT – 2D *Discrete Fourier Transform*). Designando agora a matriz dos dados do campo da velocidade (vertical) das partículas por  $p(m,n)$ , com  $m=0, \dots, M-1$  e  $n=0, \dots, N-1$ , onde  $M$  é o número de amostras no tempo e  $N$  é o número de amostras no espaço (equivalente ao número de receptores/geofones), a respectiva transformada de Fourier discreta bidimensional,  $P(u,v)$ , relativa às duas variáveis independentes, tempo e espaço, é dada por (equação de análise):

$$P(u,v) = \sum_{n=0}^{N-1} \left[ \sum_{m=0}^{M-1} p(m,n) \exp[-i(u(2\pi/M)m)] \right] \exp[-i(v(2\pi/N)n)] \quad (4.3)$$

sendo (equação de síntese)

$$p(m,n) = \frac{1}{MN} \sum_{v=0}^{N-1} \left[ \sum_{u=0}^{M-1} P(u,v) \exp[i(u(2\pi/M)m)] \right] \exp[i(v(2\pi/N)n)] \quad (4.4)$$

As variáveis  $u$  e  $v$  com  $u=0, \dots, M-1$  e  $v=0, \dots, N-1$ , representam respectivamente as amostras na frequência temporal ( $f$ ) e no inverso da distância (frequência espacial), i.e., no número de onda dividido por  $2\pi$  ( $k/2\pi$ ). Considerando os intervalos de amostragem no tempo,  $\Delta t$ , e no espaço (ao longo de uma linha recta),  $\Delta r$ , as equações (4.3) e (4.4) podem ainda ser escritas como:

$$P\left(\frac{u}{M\Delta t}, \frac{v}{N\Delta r}\right) = \sum_{n=0}^{N-1} \left[ \sum_{m=0}^{M-1} p(m\Delta t, n\Delta r) \exp[-i(u(2\pi/M)m)] \right] \exp[-i(v(2\pi/N)n)] \quad (4.5)$$

e

$$p(m\Delta t, n\Delta r) = \frac{1}{MN} \sum_{v=0}^{N-1} \left[ \sum_{u=0}^{M-1} P\left(\frac{u}{M\Delta t}, \frac{v}{N\Delta r}\right) \exp[i(u(2\pi/M)m)] \right] \exp[i(v(2\pi/N)n)] \quad (4.6)$$

### 4.3. O programa f\_k

O programa 'f\_k', implementado em código para Matlab®, calcula a transformada de Fourier discreta bidimensional,  $P(u,v)$ , dos dados  $p(m,n)$  de cada registo sísmico, bem como o respectivo espectro de potência  $EP(u,v)$ , dado por:

$$EP(u,v) = \frac{P(u,v) P^*(u,v)}{MN} \quad (4.7)$$

onde  $P^*(u,v)$  é a conjugada de  $P(u,v)$ . É neste espectro de potência que são pesquisados os máximos absolutos e relativos (locais) para cada frequência, sendo depois seleccionados apenas os máximos locais de maior energia, com amplitude acima de um valor predefinido. A estes máximos correspondem os números de onda,  $k$ , de propagação das ondas de Rayleigh.

O programa f\_k pode processar dados provenientes da aquisição activa ou da aquisição passiva, desde que o dispositivo de aquisição ou recepção seja um perfil linear multi-receptor onde os receptores (geofones) estejam equiespaçados e, naturalmente, seja usado igual intervalo de amostragem temporal para os registos de todos os receptores. Estas condições são necessárias para a aplicação da transformada de Fourier discreta bidimensional definida pela equação (4.3).

Apesar do processamento no domínio f-k ser particularmente adequado ao dados do MOS, este processamento tem também naturalmente algumas condicionantes e limitações, analisadas detalhadamente em [Foti 2000], [Strobbia 2002] e [O'Neill 2003]. Os principais problemas são os relacionados com o "falseamento" (*aliasing*) espacial, com a "dispersão" (*leakage*) da energia, devida à amostragem, e com a resolução espacial em termos do número de onda ( $k$ ).

Como no MOS o número de amostras espaciais (tipicamente, 24, quando é usado um perfil com 24 geofones) é muito inferior ao número de amostras temporais (da ordem de 256, 512 ou superior), recorre-se habitualmente ao "prolongamento" com zeros das séries no espaço (*zero padding*), até, por exemplo,  $N=256$ , equivalente a calcular a transformada de Fourier discreta no espaço, com um número de pontos muito superior ao do valor original, para assim aumentar a discretização em termos do número de onda ( $k$ ) e gerar curvas de dispersão com maior continuidade. No entanto, a resolução máxima real, em termos de número de onda, não é aumentada com este procedimento, uma vez que depende exclusivamente do comprimento  $L=|r_N-r_1|$ , do perfil de receptores (i.e., da distância entre o primeiro e o último receptor do alinhamento), além de que este procedimento pode introduzir

descontinuidades e aumentar a dispersão (*leakage*) da energia quando é calculada a transformada de Fourier discreta.

Pelas propriedades de simetria da transformada de Fourier discreta bidimensional (e.g. [Lim 1990]), como  $p(m,n)$  é real, vem que:  $|P(u,v)|=|P(-u,-v)|$  e  $P(u,v)=P^*(-u,-v)$ , tal como pode ser observado no esquema da Figura 4.1. Usando estas propriedades, no programa `f_k` selecciona-se a parte do espectro correspondente às frequências temporais positivas, entre 0Hz e a frequência de Nyquist temporal ( $f_{Nyq}=1/(2\Delta t)$ ). No que respeita ao número de onda, é aproveitado todo o espectro calculado, incluindo a parte correspondente aos números de onda negativos, seguindo o procedimento proposto por [Strobbia 2002].

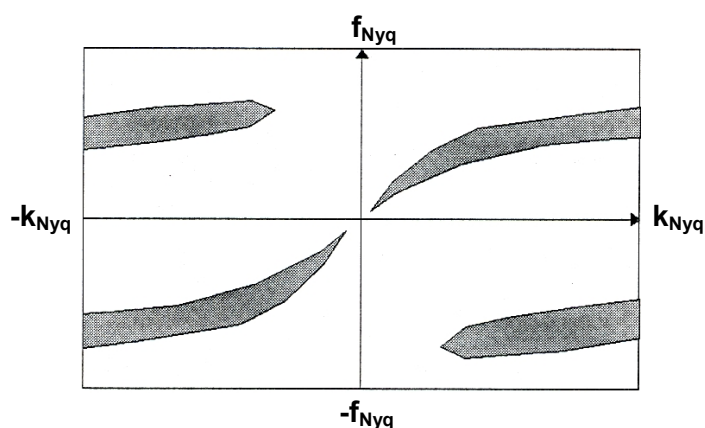


Figura 4.1 – Representação esquemática do espectro f-k resultante da transformada de Fourier bidimensional. Adaptada de [Strobbia 2002].

O número de onda de Nyquist é dado por  $k_{Nyq}=2\pi/(2\Delta r)$  e a energia associada a números de onda superiores, na banda  $k_{Nyq}<k<2k_{Nyq}$ , vai aparecer “escondida” (*aliased*) na região do espectro entre  $(-k_{Nyq})$  e  $0\text{rad/m}$ . Aplicando uma translação de  $2k_{Nyq}$  a esta região do espectro e concatenando-a à região do quadrante positivo (entre  $0\text{rad/m}$  e  $k_{Nyq}$ ), tal como é ilustrado na Figura 4.2, é possível recuperar a informação contida neste quadrante, aumentando, deste modo, o valor máximo e o número de amostras de  $k$ , no domínio transformado, e permitindo, portanto, uma maior definição das curvas de dispersão experimentais extraídas deste domínio. Este método é igualmente aplicado por [O’Neill 2003], quer no domínio f-k, quer no domínio f-p.

Na prática, só para esta porção do espectro, após a selecção das frequências positivas e a translação do quadrante negativo dos números de onda para o quadrante positivo, é que é calculado o espectro de potência  $EP(u,v)$ . Este espectro de potência é em seguida normalizado, para cada frequência, pelo valor máximo do espectro para essa frequência, de acordo com o proposto por [Louie 2001], [Forbriger 2003a], [Forbriger 2003b] e [O’Neill 2003]. De acordo com estes autores, esta normalização remove (pelo menos, parcialmente) a influência do espectro da fonte sísmica e da resposta diferenciada em frequência dos dispositivos de registo e de aquisição de dados, permitindo uma contribuição mais equitativa de todas as frequências para a definição das curvas de dispersão experimentais. [Louie 2001] em relação a dados de aquisição passiva, afirma mesmo que a energia (ou potência) do espectro para uma certa frequência pode ser várias ordens de grandeza inferior ou

superior a outra frequência, pelo que a normalização do espectro deve ser feita, frequência a frequência, pelo valor máximo para cada frequência, antes da determinação das curvas experimentais a partir dos máximos absolutos e/ou locais do espectro.

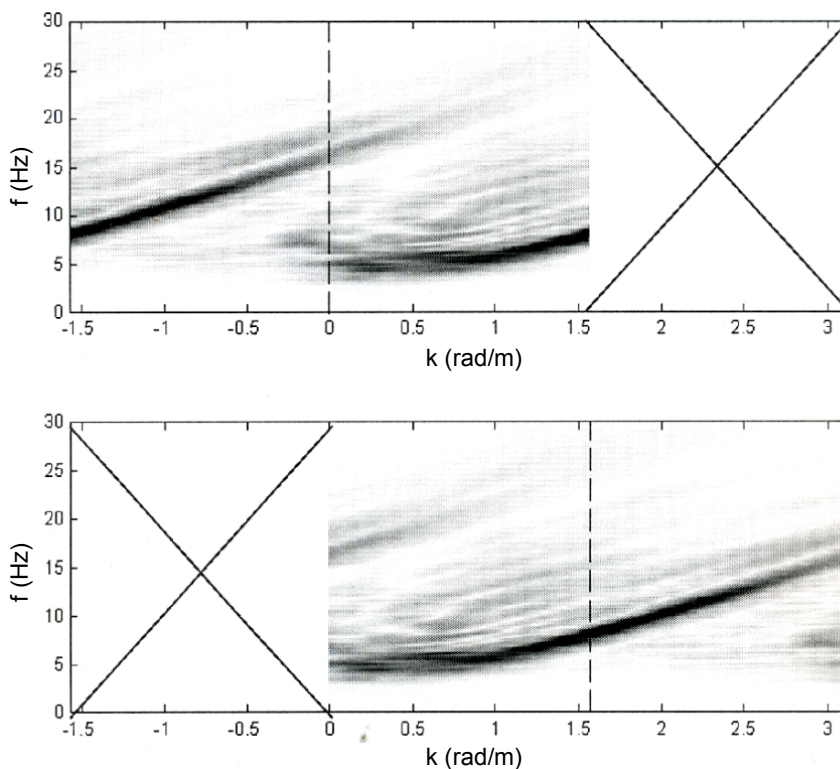


Figura 4.2 – Recuperação do espectro f-k entre  $(-k_{Nyq}) = -1.5$  e  $0$  rad/m, através da translação de  $2k_{Nyq} = 3.0$  rad/m deste quadrante negativo e concatenação com o quadrante positivo. Adaptada de [Strobbia 2002].

É esta porção do espectro de potência, normalizado do modo descrito, que doravante será designado genericamente pelo espectro f-k de um registo sísmico multi-receptor. O processamento com o programa f\_k de um registo sísmico multi-receptor (ou multicanal), até à obtenção das respectivas curvas de dispersão experimental, é ilustrado na Figura 4.3.

Pela observação do espectro f-k, é seleccionada a banda de frequências onde o espectro tem maior razão sinal/ruído, para definição da(s) curva(s) de dispersão, sendo então pesquisados, para cada frequência desta banda, os máximos absolutos e os máximos relativos ou locais do espectro.

Numa primeira pesquisa é determinado, para cada frequência da banda seleccionada, apenas o máximo absoluto do espectro, e o respectivo número de onda, associado, em princípio, ao modo dominante de propagação das ondas de Rayleigh. Com estes números de onda, obtidos para cada frequência, são então determinadas as respectivas velocidades de propagação,  $V = 2\pi f/k$ , correspondentes aos máximos absolutos do espectro f-k. Fica então definida a curva de dispersão  $V(f)$  obtida exclusivamente a partir dos valores dos máximos absolutos do espectro.

Noutra pesquisa determinam-se, pelo método das diferenças (ou gradiente), todos os máximos relativos (locais) do espectro, incluindo naturalmente os máximos absolutos, para cada frequência da banda considerada. Como de entre estes máximos locais, os que eventualmente correspondem a modos de propagação das ondas de Rayleigh são os que têm maior energia, seleccionam-se apenas os máximos locais com energia superior a um limite predefinido. Com esta pesquisa, podem obter-se mais do que um valor de  $k$ , e consequentemente, mais que um valor de  $V$  para cada frequência considerada. Estes diversos valores de  $k$  vão, em princípio, corresponder ao modo dominante (máximo absoluto) e a outros modos secundários das ondas de Rayleigh. Deste modo, podem obter-se várias curvas de dispersão  $V(f)$ , uma correspondente ao modo dominante e as outras a modos secundários, tal como é exemplificado nas Figura 4.3-c) e Figura 4.3-d).

A matriz dos dados  $p(m,n)$  correspondente a um registo sísmico multi-receptor (registado pelo sismógrafo), contém as séries temporais dos sinais sísmicos detectados pelos diversos receptores utilizados, dispostos ao longo de um perfil linear. Quando o registo tem origem na aquisição activa, a amplitude dos sinais sísmicos é muito superior nos receptores mais próximos da fonte sísmica do que nos receptores mais distantes, diminuindo a amplitude do sinal com a distância à fonte, devido aos efeitos da atenuação geométrica e da dissipação (devida à absorção do meio) da energia sísmica, que aumentam com a distância à fonte. Por este motivo é habitual e conveniente, que cada sinal sísmico (de cada canal ou receptor), seja normalizado pelo máximo do valor absoluto da sua amplitude, de modo a minimizar estes efeitos, antes de ser processado, tal como acontece no programa  $f-k$  e noutros programas de processamento de dados sísmicos. Por exemplo, a imagem do registo multi-receptor na Figura 4.3-a) corresponde já ao 'registo normalizado' (no tempo), sinal a sinal.

O programa  $f_k$  pode inicialmente efectuar a truncatura no tempo dos sinais sísmicos dos vários receptores, se tal se revelar adequado e conveniente. Geralmente é feita uma análise prévia dos registos sísmicos originais, quer no domínio  $t-r$ , quer no domínio  $f-k$  de modo a verificar quais as regiões nestes domínios onde ocorre efectivamente a propagação das ondas de Rayleigh. Quando se verifica que o registo sísmico é demasiado longo no tempo, ou seja, quando se observa que o trem de ondas superficiais é perfeitamente definido numa janela de tempo inicial, e simultaneamente se verifica que as curvas de dispersão experimentais obtidas a partir dos registos, original e truncado no tempo, são essencialmente semelhantes (ver exemplo da Figura 4.4, na secção seguinte), é conveniente truncar o registo original de modo a reduzir o número de amostras no tempo e o tamanho da matriz dos dados  $p(m,n)$ , com as vantagens de assim diminuir o tempo de processamento e de ainda atenuar a dispersão (*leakage*) da energia do espectro  $f-k$ , uma vez que o espectro passa a ter menor discretização (menos amostras) em frequência.



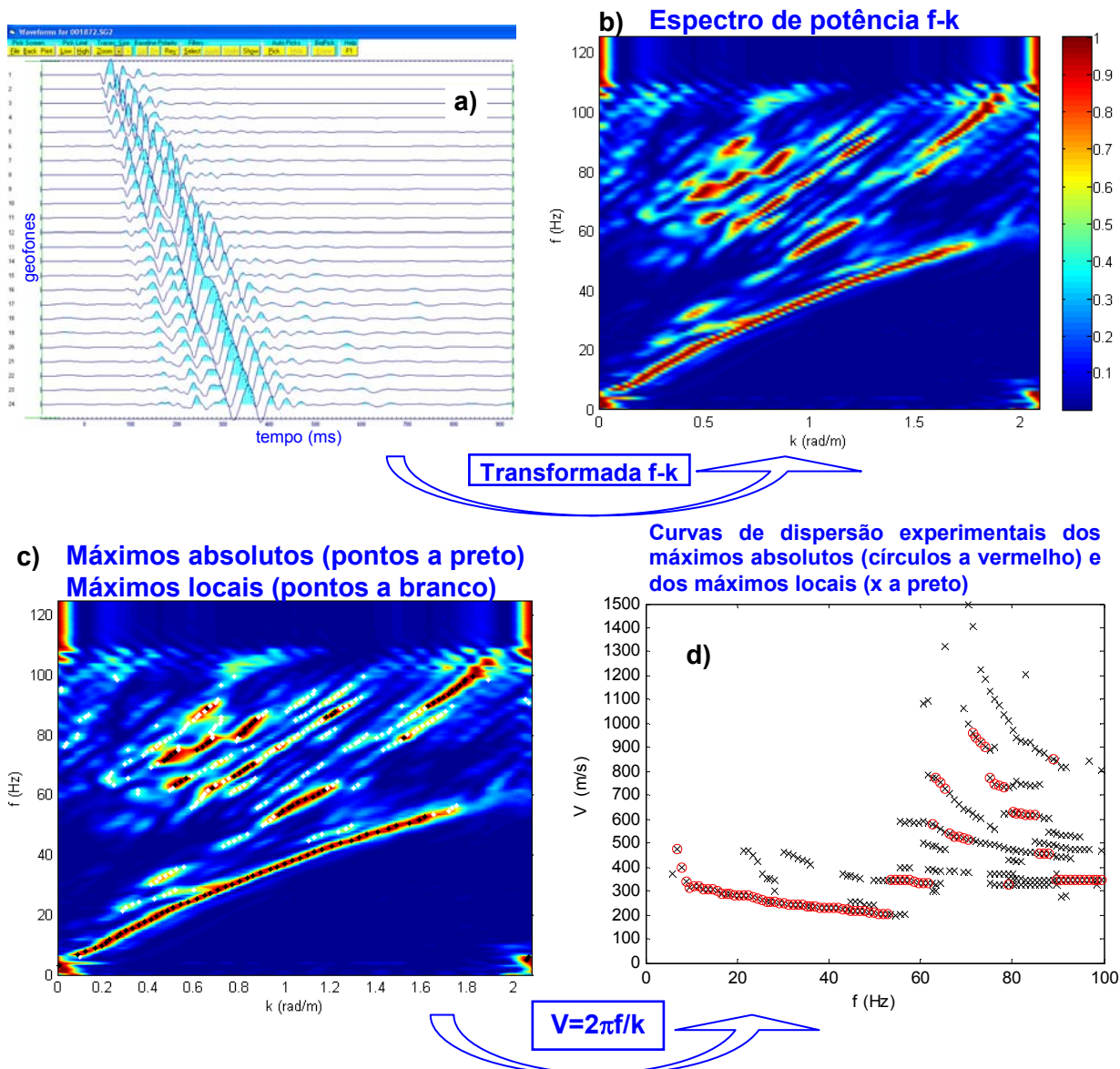


Figura 4.3 – Processamento com o programa f\_k: a) registro sísmico multi-receptor com 24 geofones equiespaçados de 3m; b) espectro de potência f-k, normalizado, do registro sísmico de a); c) pontos a preto – máximos absolutos do espectro f-k; pontos a branco – máximos locais do espectro f-k, com amplitude superior a 0.35; d) máximos absolutos do espectro (círculos a vermelho) e máximos locais do espectro, com amplitude superior a 0.35 (x a preto).

Suponha-se, por exemplo, que o registro sísmico original é truncado pela 1ª metade da sua duração temporal (ver exemplo da Figura 4.4). Como o registro truncado tem o mesmo intervalo de amostragem temporal que o registro original, mas tem apenas metade da duração do registro original, o número de pontos de amostragem no tempo é também metade do número de amostras do registro original. Isto implica que o espectro f-k do registro truncado vai igualmente ter metade das amostras em frequência, do espectro do registro original. No entanto, a banda de frequências é a mesma para ambos os espectros, i.e. ambos têm a mesma  $f_{Nyq}$ , que só depende do intervalo de amostragem (temporal). Isto significa então que, apenas a discretização em frequência do registro truncado é menor. O registro sísmico ilustrado na Figura 4.3-a) corresponde à truncatura do registro original com o dobro da duração temporal ( $\approx 2s$ ). Observa-se que a janela de tempo do registro truncado é

suficiente para englobar todo o trem de ondas de Rayleigh ao longo do perfil de geofones, mesmo tendo sido usado um intervalo de gravação de ruído (*pre-trigger*) de cerca de 100ms.

O programa *f\_k* permite ainda fazer a decimação (*decimation*) no tempo, dos sinais sísmicos de cada registo multi-receptor. Esta operação aumenta o intervalo de amostragem temporal destes sinais e simultaneamente diminui o seu número de amostras no tempo, no factor inverso. Por exemplo, usando um factor  $D=2$  na decimação, o intervalo de amostragem passa a ser o dobro do inicial e o número de amostras no tempo passa para metade do número original. No entanto, a decimação, ao contrário de uma simples redução da amostragem, efectua primeiramente uma filtragem “passa baixo” do sinal original, para evitar efeitos de “falseamento” (*aliasing*) no sinal reamostrado. Quando se reconhece que a região de maior razão sinal/ruído e de menor dispersão da energia do espectro *f-k* se concentra numa banda de frequências bastante inferior à frequência de Nyquist ( $f_{Nyq}$ ) dos sinais originais, registados no campo, tem interesse efectuar a decimação desses sinais, diminuindo assim a  $f_{Nyq}$  dos sinais decimados e evitando a dispersão da energia do espectro *f-k* por um maior número de pontos em frequência. Naturalmente que este procedimento tem também a vantagem de reduzir o tamanho da matriz original dos dados,  $p(m,n)$  e, conseqüentemente, de encurtar o tempo de processamento dos dados até à obtenção das curvas de dispersão experimentais.

No exemplo da Figura 4.3, o registo sísmico foi obtido no local SW5, no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5.1). O registo sísmico original foi adquirido com um perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m ( $\Delta r=3m$ ,  $k_{Nyq}=1.05rad/m$ ), e com a activação de fonte explosiva a 8m a leste do perfil de geofones (ou seja, a 8m do geofone 1). O registo sísmico foi efectuado com um intervalo de amostragem temporal  $\Delta t=2ms$  ( $f_{Nyq}=250Hz$ ), e com 1024 amostras no tempo, o que perfaz uma duração de cerca de 2048ms. Neste registo foi gravado um intervalo de cerca de 100ms antes da ignição da fonte sísmica, vulgarmente designado por intervalo *pre-trigger*. Este registo foi depois truncado pela 1ª metade da duração original, mantendo o intervalo de amostragem, mas ficando então apenas com 512 amostras e duração de cerca de 1024ms (onde cerca de 100ms correspondem ao intervalo de *pre-trigger*, já referido). O registo efectivamente ilustrado na imagem da Figura 4.3-a) corresponde ao registo já truncado. Antes da sua transformação para o domínio *f-k*, o registo foi ainda decimado com um factor  $D=2$ , passando a ter um intervalo de amostragem  $\Delta t=4ms$  ( $f_{Nyq}=125Hz$ ) e 256 amostras, apesar de ter a mesma duração temporal do registo truncado ( $\approx 1024ms$ ).

O espectro (de potência) *f-k* do registo sísmico truncado, decimado e normalizado no tempo, é ilustrado na Figura 4.3-b) e foi obtido com os valores de  $M=256$  e  $N=256$ , na aplicação da equação (4.3), o que significa que as séries no espaço foram preenchidas com 232 amostras nulas (*zero padding*), além das 24 amostras iniciais, correspondentes aos 24 geofones. Por sua vez, o espectro ilustrado corresponde ao espectro já normalizado, para cada frequência amostrada, pelo máximo da amplitude do espectro para essa frequência. Na Figura 4.3-c) são marcados, sobre este espectro normalizado, os máximos absolutos e relativos (locais) da energia, pesquisados para cada frequência da banda 2 a 100Hz. Os

máximos locais considerados e representados são apenas os de maior energia, neste caso, com valor superior a 0.35, i.e., superior a 35% do máximo absoluto (com valor 1), para cada frequência. Na Figura 4.3-d) são representadas as curvas de dispersão experimentais,  $V(f)$ , correspondentes a estes máximos absolutos e locais do espectro, que representam, em princípio, as curvas de dispersão experimentais das ondas de Rayleigh.

### 4.3.1. Etapas do processamento dos registos sísmicos

Os passos do processamento inicial dum registo sísmico multi-receptor, com o programa  $f\_k$ , após uma análise prévia, nos domínios  $t-r$  e  $f-k$ , do registo original, são:

- 1) eventual truncatura do registo no tempo;
- 2) eventual decimação temporal do registo;
- 3) normalização de cada sinal sísmico (de cada geofone) do registo, pelo máximo valor absoluto da sua amplitude no tempo.

Só após estes procedimentos iniciais é que é calculada a transformada de Fourier discreta bidimensional da matriz dos dados  $p(m,n)$ , eventualmente já reduzida, e com os dados previamente normalizados (no tempo). É depois calculado o respectivo espectro de potência  $f-k$  e normalizado, para cada frequência, da forma já descrita. Em seguida são efectuadas as pesquisas dos máximos absolutos e locais do espectro para determinação das curvas de dispersão experimentais da velocidade das ondas de Rayleigh. Estas etapas do processamento com o programa  $f\_k$ , podem ser resumidas da seguinte forma:

- 4) cálculo da transformada de Fourier discreta bidimensional da matriz dos dados já processados pelos procedimentos 1) a 3), usando, normalmente, um número de pontos no domínio da frequência ( $M$  na equação (4.3)), igual ao número de amostras no tempo da matriz  $p(m,n)$ , após os passos 1) a 3); o número de pontos no domínio do número de onda, utilizado para o cálculo da transformada de Fourier ( $N$  na equação (4.3)), é normalmente muito superior ao número de “amostras” no espaço dos registos sísmicos, que corresponde ao número de geofones usados na aquisição de dados (tipicamente 24); na generalidade das aplicações efectuadas neste trabalho utilizou-se  $N=256$ , o que é equivalente a preencher as séries de dados no espaço com 232 amostras nulas (*zero padding*), além das 24 amostras iniciais correspondentes aos 24 geofones.
- 5) selecção dos quadrantes do espectro da transformada bidimensional correspondentes às frequências positivas e rearranjo do quadrante dos números de onda negativos, incluindo a translação e a concatenação com o quadrante positivo;
- 6) cálculo do espectro de potência relativa à parte do espectro seleccionada no passo 5);
- 7) normalização do espectro de potência, para cada frequência, em relação ao valor máximo do espectro para essa frequência;

- 8) selecção da banda de frequências para a qual se vão determinar as curvas de dispersão, em função da distribuição espectral da energia e da resolução do espectro; pesquisa dos máximos absolutos do espectro para cada frequência desta banda; cálculo das velocidades de fase experimentais das ondas de Rayleigh ( $V=2\pi f/k$ ) a partir dos valores  $(f,k)$  correspondentes aos máximos absolutos do espectro;
- 9) pesquisa dos máximos relativos (ou locais) do espectro de potência para cada frequência da banda seleccionada no passo 8); selecção dos máximos locais de maior energia, superior a um limite predefinido (na maioria dos dados experimentais processados neste trabalho, este limite foi de 0.35); cálculo das velocidades de fase experimentais das ondas de Rayleigh ( $V=2\pi f/k$ ) para os pares  $(f,k)$  correspondentes a estes máximos locais;
- 10) filtragem das velocidades com valor abaixo e acima dos limites, inferior e superior, predefinidos em função do local onde foram adquiridos os dados e/ou em função dos valores expectáveis; por exemplo, nas aplicações deste trabalho foram excluídas, à partida, as velocidades inferiores a 100m/s e superiores a 2000m/s; normalmente os valores anómalos, excessivamente altos ou baixos, das velocidades, são causados pelo próprio método de processamento dos dados, devidos a erros dos dados, e/ou devidos ao efeito do campo próximo (da fonte), etc;
- 11) representação gráfica das curvas de dispersão experimentais da velocidade das ondas de Rayleigh,  $V(f)$ , quer da relativa aos máximos absolutos do espectro, para cada frequência, correspondendo provavelmente ao modo dominante de propagação das ondas de Rayleigh, quer das relativas aos principais máximos locais do espectro, para cada frequência, provavelmente, associadas a modos de propagação secundários das ondas de Rayleigh.

### 4.3.2. Exemplos de aplicação a dados de aquisição activa

Na maioria dos dados obtidos com aquisição activa, no âmbito das aplicações experimentais do MOS deste trabalho (no Campo Experimental do LNEC), após uma análise prévia dos registos sísmicos nos domínios  $t-r$  e  $f-k$ , optou-se por uma truncatura dos registos de maior duração (de cerca de 2s), de modo a aproveitar apenas a metade inicial do registo, equivalente a cerca de 1s de duração e com 512 amostras no tempo. Este procedimento foi aplicado sempre que se verificou que, no domínio  $t-r$  o trem de ondas superficiais ficava perfeitamente definido dentro da janela de tempo do primeiro segundo, para todos os geofones do perfil, e, simultaneamente, quando as curvas de dispersão resultantes dos espectros  $f-k$  dos registos, original e truncado, eram idênticas. Este procedimento é exemplificado na Figura 4.4. Além das vantagens já referida na secção 4.3, a truncatura dos registos mais longos permitiu ainda comparar e somar no domínio  $f-k$ , um maior número de registos sísmicos, com a mesma duração temporal e número de amostras, provenientes de diferentes dispositivos de aquisição activa utilizados no mesmo local, e com o mesmo perfil de geofones.

O exemplo da Figura 4.4 é relativo a um dispositivo de aquisição activa utilizado no local SW5, no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5.1), onde o perfil de geofones tinha 69m de comprimento (formado por 24 geofones equiespaçados de 3m) e onde foi activada uma fonte explosiva a 15m de distância do 1º geofone do perfil. O registo sísmico original desta activação da fonte é representado na Figura 4.4-a) e teve uma duração temporal de cerca de 2s, tendo um intervalo de amostragem temporal  $\Delta t=2\text{ms}$  ( $f_{\text{Nyq}}=250\text{Hz}$ ) e 1024 amostras no tempo. As imagens b) e c) da Figura 4.4 ilustram, respectivamente, o espectro f-k do registo original e as curvas de dispersão extraídas deste espectro. Na imagem d) da Figura 4.4 exibe-se o registo sísmico da imagem a) após truncatura da parte inferior do registo original, abaixo da linha a tracejado vermelho, ou seja, do intervalo entre cerca de 1 e 2s. As imagens e) e f) da Figura 4.4 contêm, respectivamente, o espectro f-k deste registo truncado e as curvas de dispersão extraídas deste espectro. Constata-se que existem poucas diferenças entre as curvas de dispersão experimentais resultantes dos dois registos sísmicos: original e truncado, a não ser, evidentemente, no número de pontos ou amostras em frequência.

Verificou-se igualmente que, para a generalidade dos dados experimentais da aquisição activa obtidos neste trabalho, originalmente registados com um intervalo de amostragem temporal de  $\Delta t=2\text{ms}$  ( $f_{\text{Nyq}}=250\text{Hz}$ ), a região do espectro f-k com maior razão sinal/ruído e com maior definição dos aparentes modos de propagação das ondas de Rayleigh, ocorre para frequências inferiores a cerca de 100Hz. Praticamente na totalidade dos casos analisados, acima desta frequência, o espectro perde resolução, apresenta descontinuidades e elevada dispersão de energia. Deste modo, optou-se por efectuar a decimação temporal da generalidade dos registos sísmicos (alguns previamente truncados) com um factor  $D=2$ , passando estes registos a ter  $f_{\text{Nyq}}=125\text{Hz}$ .

Na Figura 4.5 ilustra-se um exemplo que demonstra a validade da decimação efectuada. Neste caso, o registo sísmico foi igualmente obtido com aquisição activa no local SW5, com um perfil de 24 geofones equiespaçados de 1.5m, e com a activação da fonte sísmica (marreta) a 1.5m de distância ao extremo leste do perfil de geofones. Com esta fonte percussiva foram efectuadas 8 repetições do impacto na mesma posição, gravando um registo sísmico por cada impacto da fonte. Tal como será explicado na secção 4.4, a soma destes 8 registos foi efectuada no domínio f-k, somando os espectros individuais de cada um dos registos considerados.

Nas imagens a) e b) da Figura 4.5 são comparados o registo original do primeiro impacto (sem decimação) e o mesmo registo, após decimação temporal com  $D=2$ . Nas imagens c) e d) desta figura comparam-se o espectro soma dos espectros dos 8 registos originais (sem decimação) e o espectro soma dos espectros dos 8 registos previamente decimados no tempo, com  $D=2$ . Naturalmente, o espectro soma dos registos decimados apresenta uma frequência máxima igual a  $f_{\text{Nyq}}=125\text{Hz}$ , que é metade da frequência máxima do espectro soma dos registos originais ( $f_{\text{Nyq}}=250\text{Hz}$ ). As imagens e) e f) desta Figura 4.5 exibem as curvas de dispersão experimentais extraídas, respectivamente, dos espectros das imagens c) e d). Comparando estas curvas experimentais comprova-se que as curvas de dispersão

obtidas para a mesma banda de frequências [2,100Hz], a partir dos registos originais, e a partir dos registos decimados no tempo com  $D=2$ , são idênticas.

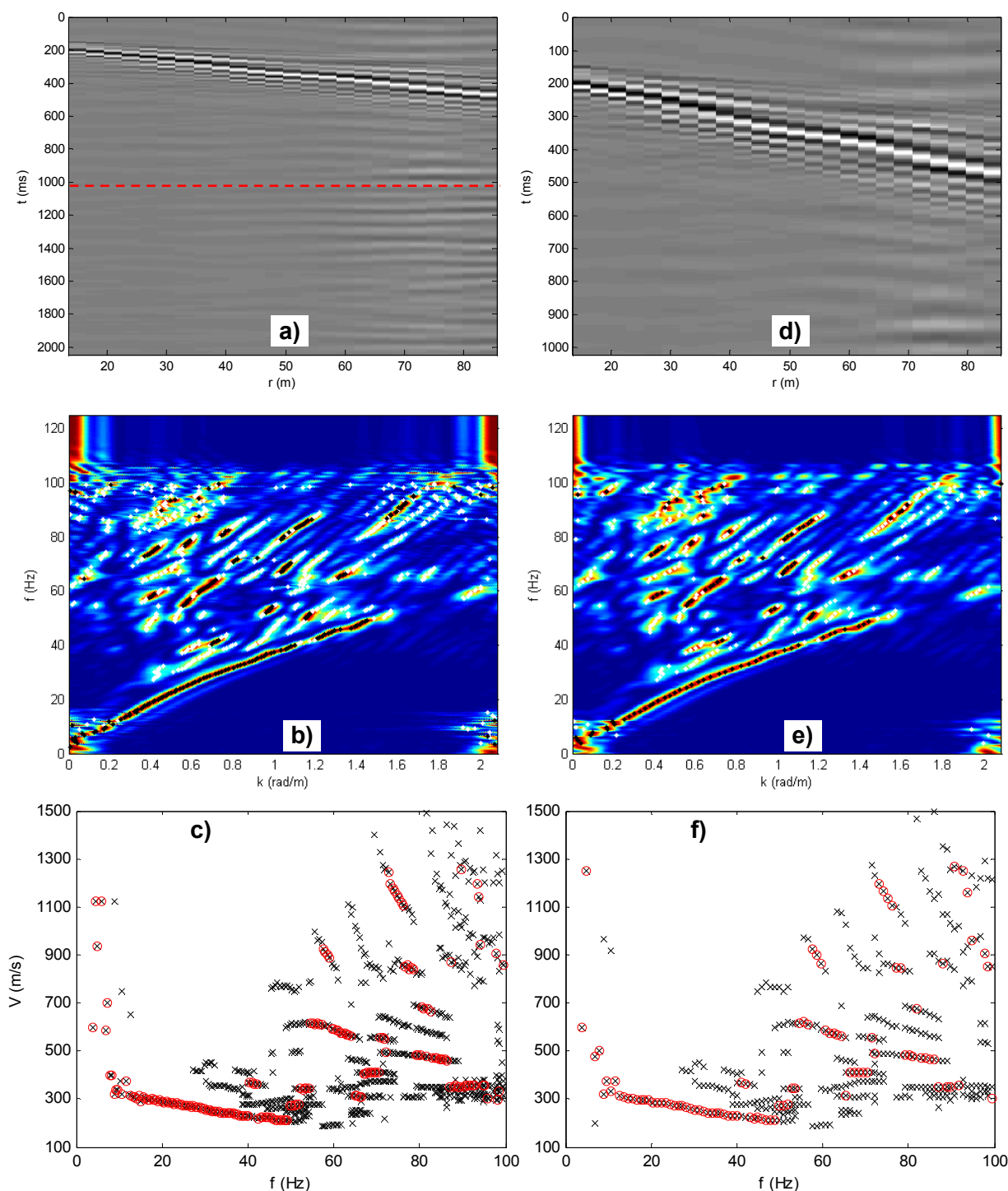


Figura 4.4 – Truncatura no tempo de um registo sísmico multi-receptor, com 24 geofones equiespaçados de 3m, resultante da detonação de fonte explosiva a 15m do geofone 1. O registo sísmico original com 2048ms (sem truncatura), bem como o seu espectro f-k e as correspondentes curvas de dispersão constam, respectivamente, nos gráficos a), b) e c). O registo sísmico truncado pelos primeiros 1024ms, bem como o seu espectro f-k e as correspondentes curvas de dispersão, são representados, respectivamente, nas imagens d), e) e f).

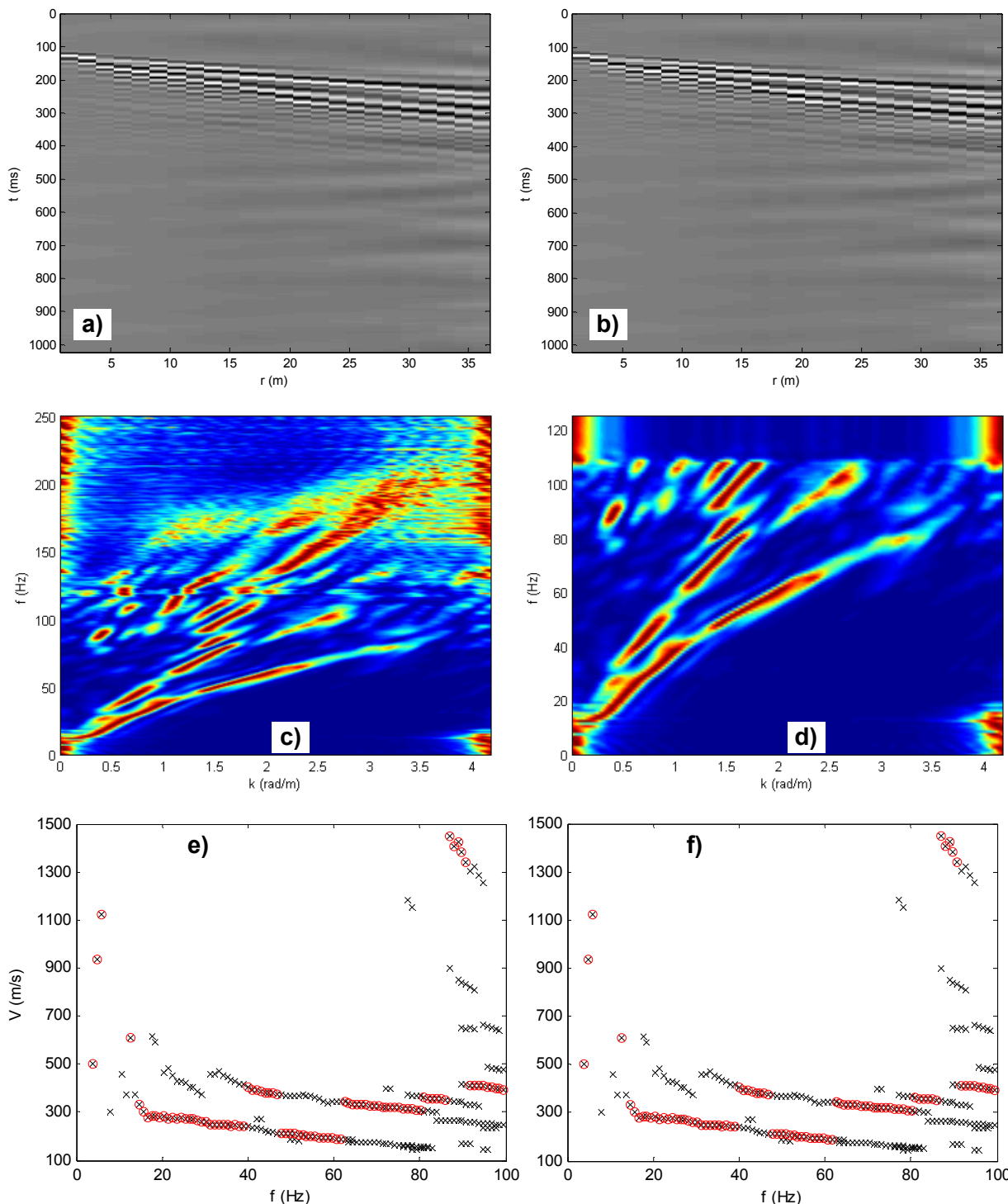


Figura 4.5 – Decimação no tempo dos registos sísmicos: a) um dos registos sísmicos originais (sem decimação); b) o registo de a), após decimação no tempo com  $D=2$ ; c) espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos sem decimação; d) espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos decimados com  $D=2$ ; e) curvas de dispersão experimentais extraídas do espectro de c); f) curvas de dispersão experimentais extraídas do espectro de d).

Observando o espectro f-k soma da Figura 4.5-c), correspondente à soma dos espectros dos registos originais, sem decimação, verifica-se que, de facto, para frequências superiores a cerca de 100Hz, ocorrem descontinuidades, elevada dispersão da energia do espectro e baixa razão sinal/ruído, mesmo sendo este exemplo relativo ao dispositivo de aquisição activa mais curto, de entre os utilizados, com a fonte mais próxima do perfil de geofones

(1.5m) e usando como fonte a marreta, o que, em princípio, deveria corresponder ao espectro com maior conteúdo energético e maior definição, nas altas frequências, relativamente aos obtidos com fontes mais distantes e com perfis mais longos. Claro que, na maioria dos dados obtidos nos perfis mais longos, a deterioração da resolução espectral acima dos 100Hz, é ainda mais elevada do que neste caso da Figura 4.5, tal como é exemplificado na Figura 4.6.

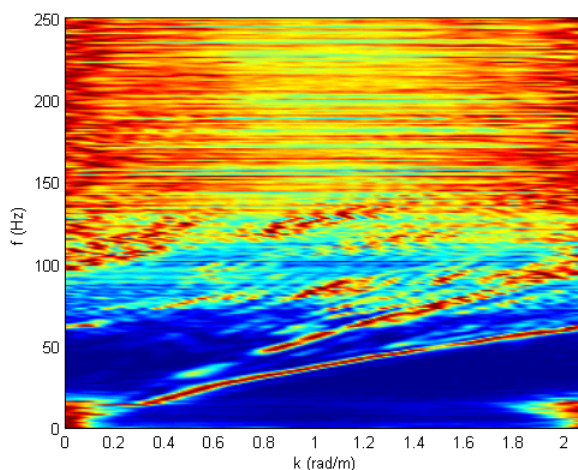


Figura 4.6 – Espectro f-k soma dos espectros dos 8 registos originais, sem decimação, relativos às repetições do impacto da fonte (marreta), a 3m do extremo leste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5 (Campo Experimental do LNEC).

O efeito da normalização do espectro de potência f-k, efectuada para cada frequência, pelo valor máximo do espectro para essa frequência (passo 7 do programa `f_k`), comparado com a normalização convencional, de todos os valores do espectro de potência pelo máximo global do mesmo espectro, é ilustrado pelo exemplo da Figura 4.7. Neste caso, ambos os espectros das imagens a) e c) correspondem aos espectros soma dos espectros individuais dos registos relativos às repetições do impacto da marreta, a 3m de distância do extremo oeste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5, só que normalizados de diferentes formas.

Na Figura 4.7-a), tanto os espectros individuais, parcelas da soma, como o espectro soma representado, foram normalizados da forma convencional já descrita. Na Figura 4.7-c), tanto os espectros individuais, parcelas da soma, como o espectro soma representado, foram normalizados, para cada frequência, pelo correspondente máximo do espectro, tal como é implementado no programa `f_k`. Comparando os espectros resultantes das duas normalizações, facilmente se verifica a maior resolução do espectro obtido com a normalização efectuada para cada frequência (Figura 4.7-c), obtendo-se melhor definição do aparente MF (modo de menor velocidade), bem como de outros aparentes modos de propagação (com velocidade mais elevada), especialmente nas altas frequências, superiores a cerca de 50Hz.

As curvas de dispersão experimentais extraídas dos espectros soma das Figura 4.7-a) e Figura 4.7-c) são representadas nas Figura 4.7-b) e Figura 4.7-d), respectivamente.



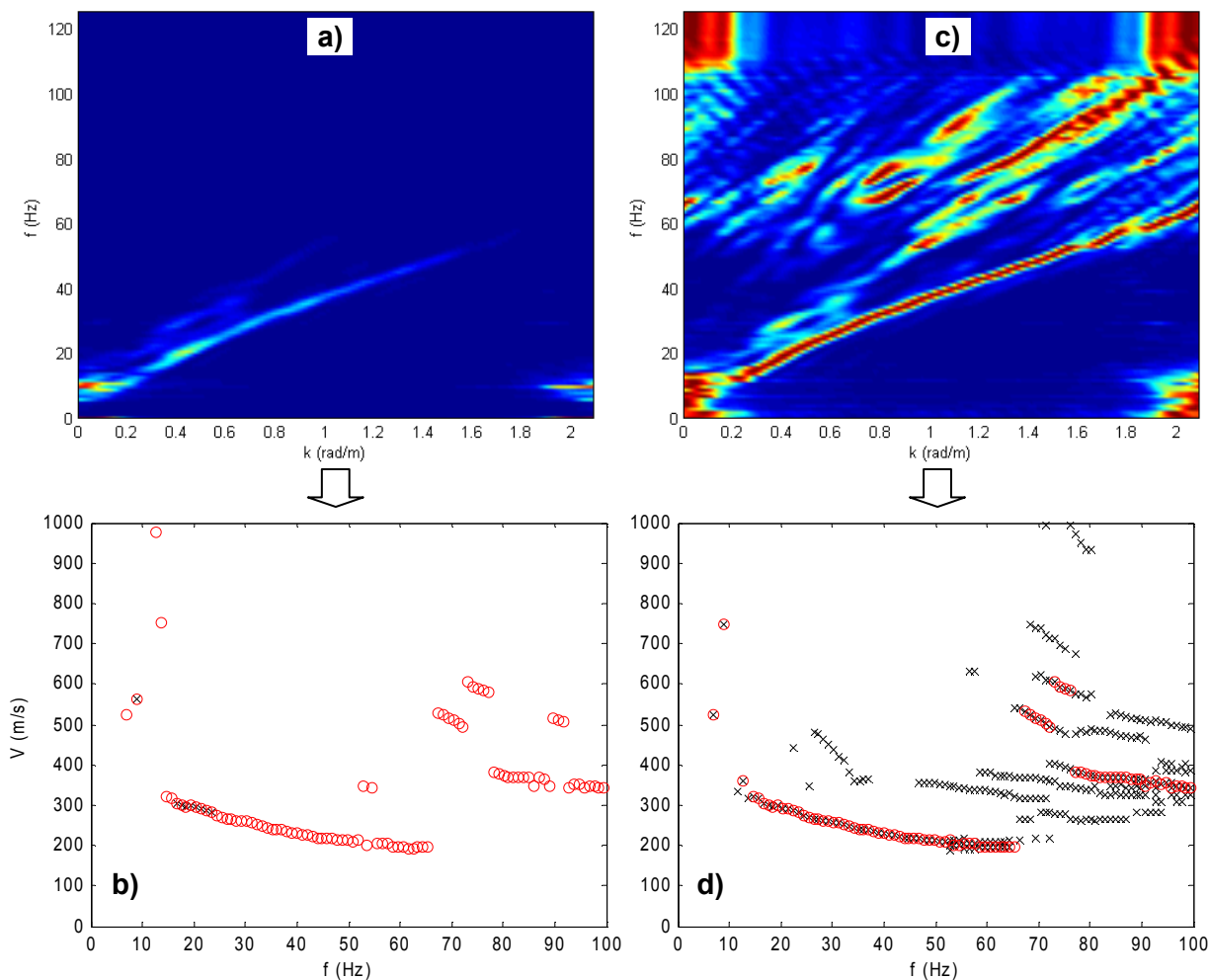


Figura 4.7 – Diferentes normalizações do espectro de potência  $f$ - $k$ : a) espectro resultante da normalização de todos os valores do espectro, pelo máximo absoluto (global) desse espectro; b) curvas de dispersão extraídas do espectro de a); c) espectro resultante da normalização dos valores do espectro, para cada frequência, pelo máximo do espectro para essa frequência; d) curvas de dispersão extraídas do espectro de c).

Para cada espectro foi extraída a curva correspondente ao máximo absoluto, para cada frequência, representada pelos círculos a vermelho nas Figura 4.7-b) e Figura 4.7-d). Constata-se que estas curvas associadas aos máximos absolutos de cada espectro são semelhantes, como era esperado, apesar da curva do gráfico d), extraída dos máximos absolutos do espectro (soma), normalizado frequência a frequência, apresentar maior continuidade e regularidade.

Para cada espectro foram depois pesquisados e seleccionados os máximos locais (relativos) com amplitude igual ou superior a 0.35, a partir dos quais se calcularam as respectivas curvas de dispersão, representadas pelos 'x' a preto nas mesmas Figura 4.7-b) e Figura 4.7-d). É nestas curvas associadas aos máximos locais, que se observam as diferenças mais significativas. No caso do espectro normalizado pelo máximo global, os únicos máximos locais com amplitude igual ou superior a 0.35, com representação na Figura 4.7-b), são os poucos pontos coincidentes com os pontos do máximo absoluto ('x' e círculos) no gráfico b), entre cerca de 10 e 25Hz. Isto porque, na pesquisa dos máximos locais, são naturalmente

incluídos os máximos absolutos, desde que a sua amplitude seja superior ao limite da pesquisa. Isto significa que, a maioria dos pontos da curva dos máximos absolutos, extraída do espectro a), tem amplitude inferior a 0.35.

Pelo contrário, no caso do espectro normalizado pelo máximo de cada frequência (Figura 4.7-b), as curvas associadas aos máximos locais ('x' a preto) que aparecem agora na Figura 4.7-d), aparentam efectivamente corresponder a modos de propagação das ondas de Rayleigh, incluindo os pontos que, naturalmente, coincidem com a curva dos máximos absolutos (círculos a vermelho).

Relativamente aos máximos locais pesquisados no espectro da Figura 4.7-a), verificou-se que têm muito baixa amplitude, da mesma ordem de grandeza do "ruído", nomeadamente para frequências superiores a 60Hz, em que as amplitudes de todos os máximos locais (incluindo os máximos absolutos) têm amplitude inferior a 0.01 (1% do valor máximo).

#### **4.4. Soma de espectros com o programa f\_k**

Na secção 4.3.1 descreveu-se essencialmente o processamento de um (único) registo sísmico multi-receptor com o programa f\_k, até à obtenção das respectivas curvas de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh. Contudo, tal como já foi referido anteriormente, este programa foi estendido ao processamento sequencial de vários registos sísmicos para a obtenção dos seus espectros f-k, efectuando depois a sua soma (*stack*) para obter um espectro soma, com maior razão sinal/ruído e com maior resolução espectral.

Além disso, este processamento de vários registos sísmicos obtidos com um mesmo perfil de geofones, permite, pelo menos, estimar a dispersão numérica experimental ("incerteza") da curva de dispersão, correspondente aos máximos absolutos do espectro soma, para cada frequência. Para as restantes curvas de dispersão, associadas aos máximos locais, é mais difícil estimar esta "variação", dado que nem sempre correspondem aos mesmos modos de propagação aparentes.

Com este objectivo implementou-se uma cadeia de procedimentos que pode processar todos os dados da aquisição activa obtidos para um mesmo perfil de geofones, tal como é descrito na secção seguinte.

##### **4.4.1. Soma dos espectros dos registos de várias aquisições activas num perfil de geofones**

Nas aquisições activas de dados do MOS efectuadas neste trabalho, utilizaram-se fontes percussivas (marreta e DIP) e fonte explosiva. Com as fontes percussivas foram efectuadas várias repetições do impacto da fonte na mesma posição relativa ao perfil de geofones, gravando um registo sísmico por cada impacto. Estas repetições com registo individual têm

essencialmente dois objectivos. Por um lado, somar os seus registos (no domínio de aquisição t-r ou no domínio transformado f-k), de modo a aumentar a razão sinal/ruído do registo e/ou do espectro resultante da soma dos registos individuais, tanto mais que é sabido que um só impacto com fontes de pequena massa, com é o caso da marreta, não produz, por vezes, energia sísmica suficiente para obter um registo com elevada razão sinal/ruído, sobretudo nos sinais dos geofones mais distantes da fonte. Evidentemente que este efeito depende ainda das características mecânicas do meio de propagação e do comprimento do perfil de geofones. Por outro lado, a gravação de um registo sísmico por cada impacto da fonte na mesma posição, permite, após a transformação dos vários registos para o domínio f-k, obter as curvas de dispersão experimentais associadas a cada um destes espectros individuais, e com elas determinar, para cada frequência, o desvio padrão (incerteza) da curva de dispersão resultante da soma dos vários registos, efectuada, por exemplo, no domínio f-k.

A soma destes registos sísmicos no domínio transformado f-k tem como principal vantagem, relativamente à soma no domínio da aquisição t-r, não ser necessário verificar e/ou corrigir os desfasamentos temporais (normalmente causados pelo sistema de *trigger*) que muitas vezes existem entre as repetições de registos sísmicos no mesmo local e com o mesmo dispositivo experimental, incluindo a mesma fonte. No domínio f-k estes desfasamentos não têm qualquer influência na distribuição da energia do espectro em frequência e no número de onda, pelo que os espectros destes registos podem ser somados directamente.

Os procedimentos implementados com o programa f\_k para processamento dos registos sísmicos das várias repetições da activação da fonte, no mesmo local e para um mesmo perfil de geofones, são:

- a) transformar todos estes registos para o domínio f-k, efectuando os passos 1) a 7) do programa f\_k (ver secção 4.3.1), para cada registo e respectivo espectro, aplicando, naturalmente, os parâmetros e procedimentos necessários, de modo a que os espectros possam ser somados ponto a ponto;
- b) para cada um dos espectros considerados, utilizando os procedimentos 8) e 10) do programa f\_k, calcular as velocidades dos máximos absolutos do espectro, para cada frequência da banda seleccionada; a banda de frequências e os limites das velocidades mínima e máxima são, em princípio, os mesmos para todos os espectros;
- c) somar os espectros dos registos das várias repetições; normalizar este espectro soma da mesma forma descrita no passo 7) do programa f\_k;
- d) aplicar os procedimentos 8) a 10) do programa f\_k, a este espectro soma; a banda de frequências e os limites das velocidades, mínima e máxima, são, em princípio, os mesmos que os usados na etapa b), para os vários espectros parcelas;
- e) determinação, para cada frequência, da variância e desvio padrão do conjunto das velocidades do máximo absoluto dos vários espectros parcela, em relação, não ao valor médio (média aritmética) das velocidades, mas antes em relação ao valor da velocidade do máximo absoluto do espectro soma (vma\_S); para cada frequência, este

desvio padrão (incerteza), DP\_vma, é atribuído à velocidade determinada a partir do máximo absoluto do espectro soma, e é então calculado por:

$$DP\_vma = \sqrt{\frac{1}{Nr} \sum_{j=1}^{Nr} (vma(j) - vma\_S)^2} \quad (4.8)$$

onde Nr é o número de espectros parcela (igual ao número de registos); vma(j), com  $j=1, \dots, Nr$ , é a velocidade do máximo absoluto do espectro parcela 'j', e vma\_S é a velocidade do máximo absoluto do espectro soma;

- f) aplicação do procedimento 11) do programa f\_k ao espectro soma para representação gráfica das curvas de dispersão extraídas deste espectro: a correspondente ao máximo absoluto e as correspondentes aos máximos locais de maior amplitude.

As Figura 4.8 e Figura 4.9 ilustram o processamento com o programa f\_k, de acordo com as etapas a) a f), dos registos obtidos com 8 impactos de marreta na mesma posição, a 6m do extremo oeste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 1.5m, centrado no local SW5.

Na aquisição activa de dados do MOS são habitualmente adquiridos dados com activação da fonte nos dois extremos do perfil de geofones, à mesma distância do perfil, para investigar a homogeneidade lateral do meio de propagação sob o perfil de geofones. Se as curvas de dispersão obtidas a partir destas activações da fonte nos dois extremos do perfil de geofones apresentarem diferenças significativas, então o meio de propagação tem certamente marcadas heterogeneidades laterais e, como tal, não é adequada a aplicação e interpretação do MOS nesse local. Se, pelo contrário, as curvas experimentais forem semelhantes, isto significa, normalmente, que a estrutura sob o perfil de geofones corresponde, aproximadamente, a um modelo de camadas horizontais e homogéneas. E, neste caso, os espectros dos registos obtidos na activação à esquerda e à direita do perfil de geofones, com a mesma distância ao perfil, podem ser somados no domínio f-k, com a intenção de aumentar a razão sinal/ruído e a resolução dos máximos espectrais, no espectro soma.

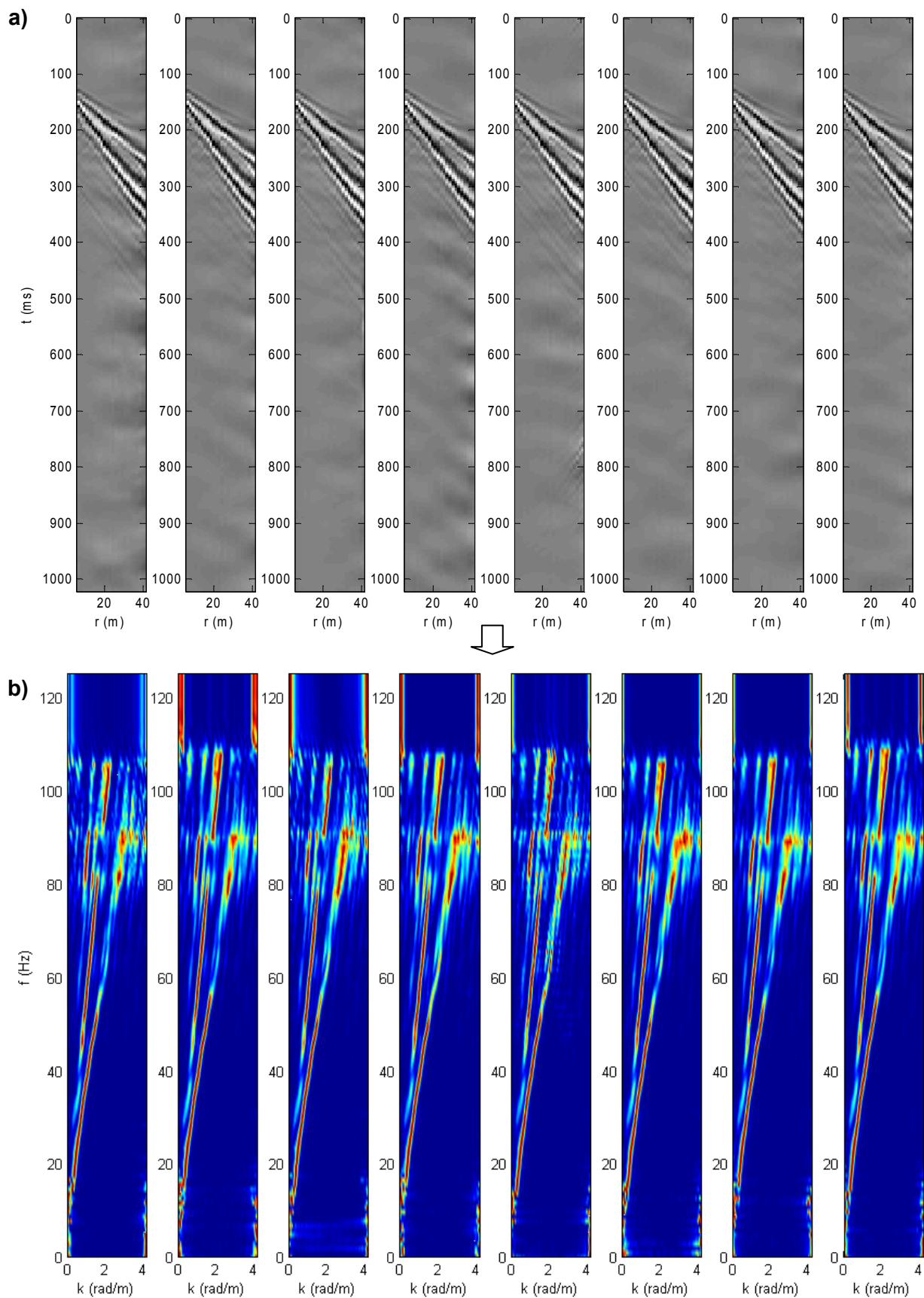


Figura 4.8 – a) Registos sísmicos das 8 repetições do impacto da marreta a 6m do extremo oeste do perfil de 24 geofones equiespaçados de 1.5m, no local SW5; b) espectros  $f$ - $k$  dos 8 registos de a).

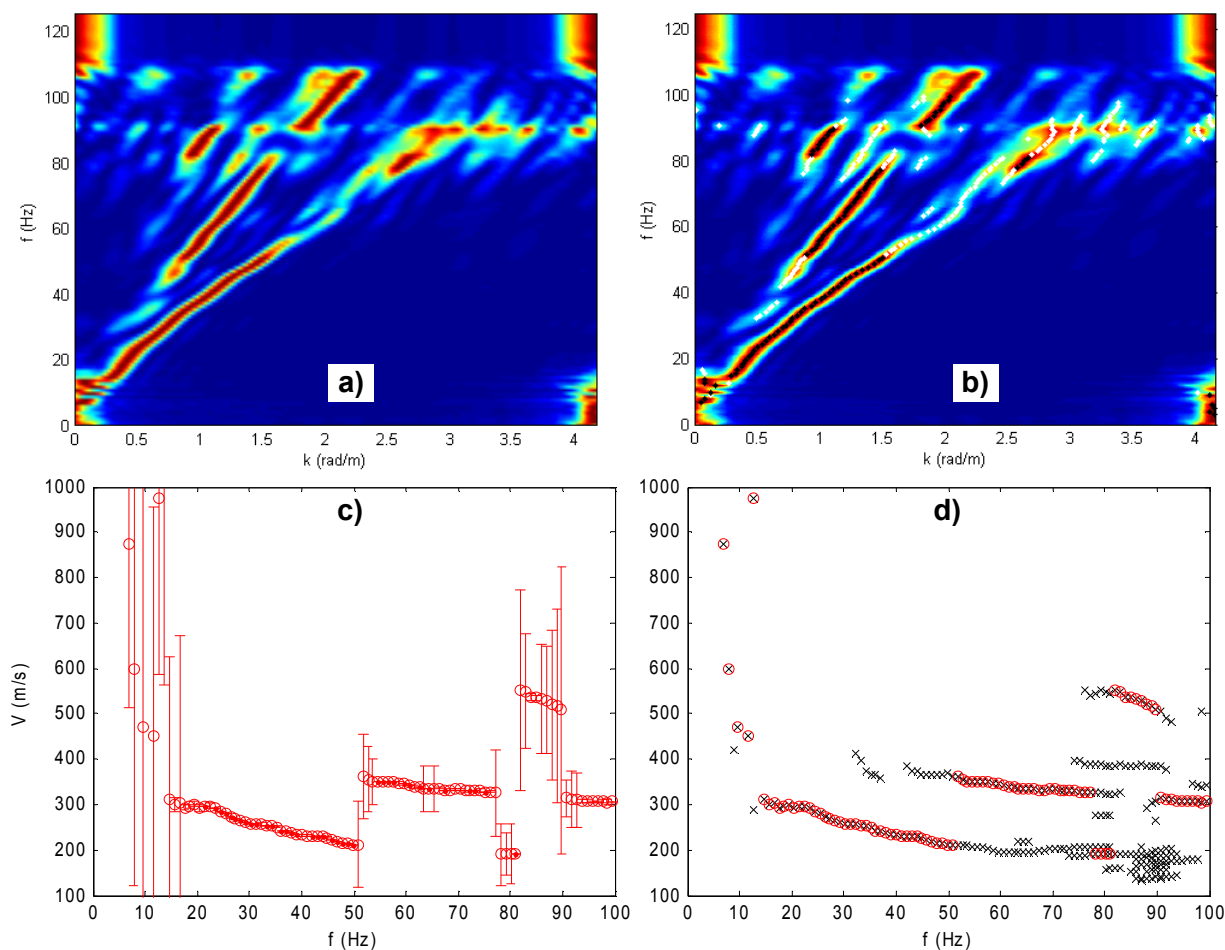


Figura 4.9 – a) Espectro  $f$ - $k$  soma dos 8 espectros representados na Figura 4.8-b); b) espectro de a) com marcação dos máximos absolutos (pontos a preto) e locais de maior amplitude (pontos a branco), para cada frequência; c) curva de dispersão dos máximos absolutos com representação da incerteza das velocidades ( $\pm DP\_vma$ ); d) curvas de dispersão experimentais relativas quer aos máximos absolutos (círculos a vermelho), quer aos máximos locais (x a preto).

Os espectros dos registos relativos às activações da fonte a várias distâncias (e nos dois extremos) do mesmo perfil de geofones, também podem ser somados no domínio  $f$ - $k$ , desde que as curvas de dispersão para cada posição considerada, sejam suficientemente semelhantes e/ou complementares, o que geralmente implica que, nestas aquisições activas, domine o efeito da separação modal. Quando este efeito é predominante as curvas de dispersão experimentais dependem, essencialmente, da estratificação do meio sob o perfil de geofones [Luo et al. 2009]. Se em alternativa, dominarem os efeitos de sobreposição modal, obtêm-se dos espectros  $f$ - $k$  curvas da velocidade efectiva ‘média’ (resultante da sobreposição modal). Nos casos em que estas curvas são semelhantes para as várias posições da fonte utilizadas, faz igualmente sentido somar os espectros  $f$ - $k$  das várias activações da fonte.

Da mesma forma, se tiverem sido utilizadas diferentes fontes sísmicas nas aquisições activas com o mesmo perfil de geofones, e verificando-se a semelhança e/ou complementaridade das curvas de dispersão obtidas com cada fonte, os espectros dos registos sísmicos adquiridos com as várias fontes podem igualmente ser somados no

domínio f-k com o objectivo de aumentar a definição do espectro, para a maior banda de frequências possível.

Estas somas de espectros relativos a vários dispositivos de aquisição activa processam-se com o programa f\_k de modo semelhante ao descrito para a soma dos espectros dos registos das repetições da activação da fonte, ou seja, seguindo as etapas a) a f).

Neste procedimento da soma dos espectros de registos que não correspondem apenas às repetições da aquisição experimental de dados, com a mesma fonte sísmica e na mesma posição relativa ao perfil de geofones, tem que ser ressalvada a etapa e), onde é calculada a “incerteza” ou a “variação numérica” das velocidades dos máximos absolutos do espectro soma. Em sentido lato, o termo “incerteza” só deve, de facto, ser aplicado, quando a medição experimental foi repetida no mesmo local e nas mesmas condições, incluindo, naturalmente, todos os intervenientes do dispositivo de aquisição de dados (ver secção 2.3.2.4).

Quando se somam espectros f-k de registos sísmicos obtidos com diferentes posições relativas da fonte sísmica (ainda que o perfil de geofones seja fixo e seja a mesma fonte sísmica), e/ou com diferentes fontes sísmicas, a grandeza DP\_vma, obtida com a expressão (4.8) para cada frequência analisada, tem necessariamente um diferente significado. Na realidade, não equivale, neste casos, a uma verdadeira “incerteza”, uma vez que no seu cálculo, as velocidades vma(j) não correspondem exactamente a repetições dos mesmos ensaios (além do valor vma\_S não coincidir, de um modo geral, com o valor médio dos valores vma(j),  $j=1, \dots, Nr$ ). No entanto, a grandeza DP\_vma continua a ser uma medida quantitativa da “dispersão experimental” das velocidades do máximo absoluto do espectro soma, em relação às velocidades extraídas dos espectros parcela. Apesar de, daqui em diante esta grandeza ser designada, por simplificação, apenas por “incerteza”, deve ter-se em conta a sua definição e o modo como é calculada. Naturalmente que, quando esta grandeza resulta da soma de espectros de registos sísmicos obtidos com diferentes posições e distâncias da fonte sísmica, e/ou ainda com diferentes fontes sísmicas, toma, geralmente, valores muito superiores aos obtidos quando a soma de espectros é apenas relativa às repetições do ensaio com a mesma fonte sísmica e no mesmo local (comparar as Figura 4.9-c), Figura 4.10-f) e Figura 4.12-b)).

Na Figura 4.10 exemplifica-se o procedimento da soma dos espectros dos registos das aquisições activas com marreta em 4 posições: a 3 e 8m do extremo leste e a 3 e 8m do extremo oeste, do perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5. Em cada uma destas 4 posições, a marreta foi activada 8 vezes. Os espectros dos 8 registos obtidos em cada posição foram previamente somados, e os resultantes espectros soma são ilustrados na Figura 4.10-a). Depois de verificada a semelhança e complementaridade destes 4 espectros soma, bem como das respectivas curvas de dispersão, representadas na Figura 4.10-c), procedeu-se à soma dos 4 espectros, sendo o resultante espectro soma (total), exibido na Figura 4.10-b). Nesta figura (b) são igualmente marcados os máximos absolutos (pontos a preto) e os máximos locais de maior amplitude (pontos a branco), para cada frequência deste espectro soma (total).

Na Figura 4.10-c), onde são representados os quatro conjuntos de curvas experimentais – cada conjunto, correspondente ao espectro soma de cada posição da fonte, é ilustrado por uma cor própria – sobressaem dois aparentes modos de propagação das ondas de Rayleigh, relativamente bem definidos entre cerca de 10 e 60Hz. Para frequências superiores a cerca de 60Hz e inferiores a cerca de 10Hz aumenta a dispersão das velocidades experimentais, mesmo considerando apenas as velocidades relativas aos máximos absolutos dos espectros (ver Figura 4.10-e)). Facilmente se verifica pelos espectros da imagem a), que é nestas bandas de frequência (<10Hz e >60Hz), que aumenta a dispersão da energia, diminuindo a razão sinal/ruído e a resolução espectral. A semelhança dos espectros da Figura 4.10-a), em termos dos modos dominantes, e a concordância das respectivas curvas de dispersão experimentais, representadas na Figura 4.10-c), nomeadamente, na banda de maior resolução espectral ( $\approx 10\text{-}60\text{Hz}$ ), permitem então tirar duas conclusões importantes.

A primeira conclusão é a confirmação da suficiente homogeneidade lateral (pelo menos segundo a direcção do perfil de geofones) para a efectiva aplicação e interpretação do MOS, uma vez que as curvas de dispersão obtidas a partir de activações da fonte em extremos opostos do perfil de geofones são praticamente coincidentes, pelo menos na banda de frequências de maior energia e resolução.

A segunda conclusão é que, dada a semelhança entre os quatro espectros da Figura 4.10-a) e entre as respectivas curvas de dispersão ilustradas na Figura 4.10-c), assumindo a predominância da separação modal, e, como tal, as curvas modais de dispersão do local são invariantes e independentes do dispositivo de aquisição de dados, este 4 espectros podem e devem ser somados, uma vez que a sua soma vai com certeza incrementar a amplitude do espectro resultante nos pontos  $(f,k)$  realmente dominantes, aumentando a resolução espectral e a razão sinal/ruído numa maior banda de frequências, como é aliás constatado no espectro soma (total) da Figura 4.10-b). O aumento da resolução espectral e da definição dos vários modos de propagação neste espectro soma (total) reflecte-se naturalmente nas curvas de dispersão experimentais extraídas deste espectro, exibidas Figura 4.10-d). Verifica-se que estas curvas de dispersão apresentam maior continuidade e regularidade do que as curvas de dispersão da Figura 4.10-c).

As curvas de dispersão obtidas a partir do espectro soma (total), são naturalmente diferentes das curvas médias resultantes das várias aquisições, tal como é evidenciado na Figura 4.10-f) que compara, para cada frequência, a velocidade associada ao máximo absoluto do espectro soma (total), com a média das velocidades, relativas aos máximos absolutos, dos  $4 \times 8 = 32$  espectros obtidos com as várias aquisições activas efectuadas com marreta, neste perfil de geofones (ver Figura 4.10-e)).



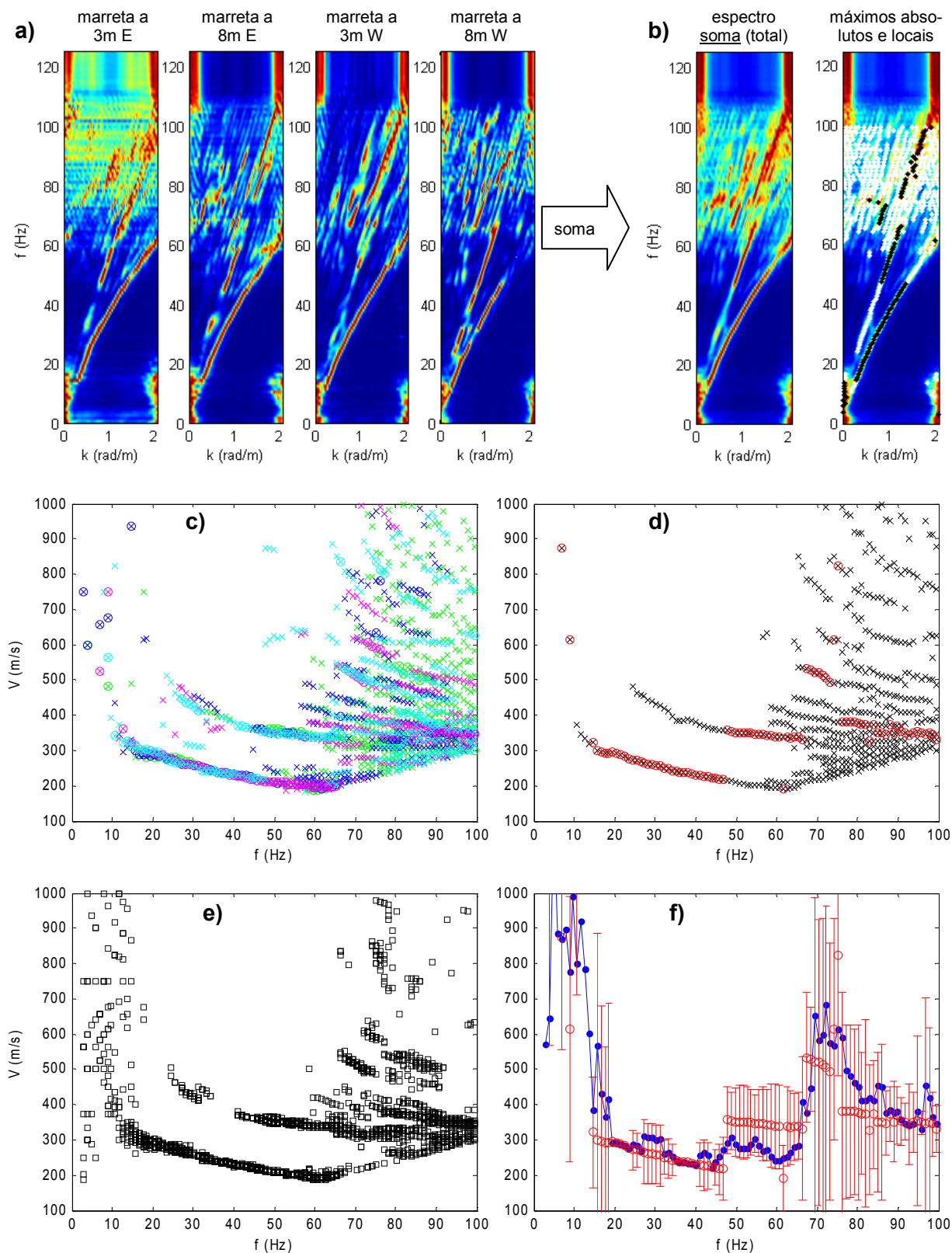


Figura 4.10 – a) Espectros f-k soma dos registos obtidos em 4 posições da fonte sísmica; b) espectro f-k soma (total) dos 4 espectros de a); c) curvas de dispersão extraídas de cada espectro de a): cor verde – 3m E, cor azul – 8m E, cor rosa – 3m W, cor turquesa – 8m W; d) curvas de dispersão extraídas do espectro soma (total) de b); e) velocidades dos máximos absolutos dos 4x8=32 espectros dos registos sísmicos; f) velocidade do máximo absoluto do espectro soma (total), com representação gráfica da “incerteza” (a vermelho) e curva da média das (32) velocidades do máximo absoluto (a azul), para cada frequência.

Na Figura 4.10-d) observa-se pela curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma (total), representada pelos círculos a vermelho, que o ‘modo dominante’ corresponde ao aparente MF de propagação (modo de menor velocidade) entre cerca de 10 e 45Hz, apresentando em seguida um “salto” para um aparente 2º modo de propagação, com velocidade mais elevada, até cerca de 65Hz. Para frequências superiores a cerca de 65Hz, ocorrem transições para aparentes ‘modos’ ainda com maior velocidade. No entanto, dado que acima de 65Hz a razão sinal/ruído do espectro soma (total) diminui e aumenta a dispersão de energia, as curvas de dispersão e os ‘modos de propagação’ experimentais extraídos acima desta frequência devem ser encarados com reserva. Observa-se ainda nesta figura que os máximos locais extraídos do espectro soma (total) permitem não só completar o aparente MF até cerca de 60Hz, como também definir o aparente 2º modo de propagação entre cerca de 23 e 45Hz.

Na Figura 4.10-f) é representada graficamente, para cada frequência, a “incerteza” associada à velocidade do máximo absoluto do espectro soma (total), calculada pela expressão (4.8), no procedimento e) do programa f\_k, tendo em conta as velocidades dos máximos absolutos dos espectros dos 32 registos parcelas (Nr=32), que contribuíram para este espectro soma. Observam-se incertezas elevadas nas baixas frequências e nas altas frequências, especialmente acima dos 65Hz. Ocorrem também maiores incertezas nas bandas de transição de modo dominante. Estas incertezas reflectem naturalmente a dispersão das velocidades observada na Figura 4.10-e).

Na Figura 4.11 ilustra-se o procedimento da soma dos espectros f-k (soma) obtidos com diferentes fontes sísmicas, em cada um dos perfis de 24 geofones utilizados no (mesmo) local SW5, no Campo Experimental do LNEC. Tal como já foi abordado na secção 3.3 e é descrito na secção 6.5.1, neste local utilizaram-se dois perfis de 24 geofones, colineares e centrados no mesmo ponto (SW5): um perfil longo com comprimento total L=69m, em que os geofones foram equiespaçados de 3m e um perfil curto com comprimento total L=34.5m, em que os geofones foram equiespaçados de 1.5m. Para cada um destes perfis de geofones foram utilizadas três fontes sísmicas: marreta, DIP e explosivo, activadas a várias distâncias do perfil de geofones, e em ambos os lados do perfil, tal como é resumido na Tabela 6.2 (secção 6.5.1). Nesta tabela são igualmente indicados os números de registos sísmicos efectuados com cada um destes dispositivos de aquisição de dados.

Nas Figura 4.11-a) e Figura 4.11-c) exibem-se os espectros soma obtidos, respectivamente, para o perfil longo (L=69m) e para o perfil curto (L=34.5m), com cada uma das fontes sísmicas utilizadas. Note-se que cada um destes espectros soma corresponde à soma dos espectros de todos os registos obtidos com a respectiva fonte, nesse perfil de geofones, incluindo as várias posições da fonte (relativas ao perfil) e incluindo as repetições da activação da fonte na mesma posição, no caso das fontes percussivas (marreta e DIP).

A semelhança dos espectros soma obtidos com as várias fontes sísmicas e a significativa concordância e/ou complementaridade das respectivas curvas de dispersão experimentais, representadas nas Figura 4.11-e) e Figura 4.11-f), para cada um dos perfis de geofones, validam a soma destes espectros soma, com o objectivo de aumentar a resolução do

resultante espectro soma (total) e de aumentar a definição das curvas de dispersão extraídas deste espectro soma (total), para cada perfil de geofones.

Os espectros soma (total) constam das Figura 4.11-b) e Figura 4.11-d), relativas a cada um dos perfis de geofones, e, tal como já foi referido, incluem a contribuição dos espectros das várias repetições, das diferentes distâncias e orientações da fonte, e das diferentes fontes sísmicas.

As curvas de dispersão extraídas dos máximos absolutos e locais dos espectros soma (total) das Figura 4.11-b) e Figura 4.11-d) são representadas na Figura 4.12-a), com os círculos e 'x' a verde, para o perfil longo (69m), e com os círculos e 'x' a rosa, para o perfil curto (34.5m). Na Figura 4.12-b) representam-se apenas as curvas de dispersão do máximo absoluto destes espectros soma (total), mas agora com as "incertezas" destas velocidades calculadas com base no conjunto total das velocidades do máximo absoluto, obtidas para cada frequência, a partir de todos os espectros (registos) que contribuíram para cada espectro soma (total). Nesta Figura 4.12-b) foram naturalmente usadas as mesmas cores, que na Figura 4.12-a), para distinguir as curvas relativas aos diferentes perfis de geofones. Saliente-se o aumento da definição e da regularização destas curvas de dispersão, nomeadamente no domínio das baixas frequências (<15Hz), relativamente às curvas de dispersão extraídas de espectros respeitantes apenas a parte dos dispositivos e/ou apenas com uma das fontes utilizadas, como as representadas nas Figura 4.9-d), Figura 4.10-c), Figura 4.10-d), Figura 4.11-e) e Figura 4.11-f).

Os espectros soma (total) obtidos para cada perfil de geofones (Figura 4.11-b) e d)) têm diferentes resoluções espectrais no número de onda ( $k$ ), uma vez que a resolução do espectro no número de onda ( $\Delta k = 2\pi/L$ ) é inversamente proporcional ao comprimento total do perfil de geofones ( $L$ ). Deste modo, o espectro do perfil longo ( $L=69m$ ) tem uma resolução em  $k$ , duas vezes superior ao espectro do perfil curto ( $L=34.5m$ ), e, como tal, os dois espectros não podem ser somados directamente, ponto a ponto. Por esta razão, e também pelo facto de que, perfis com diferentes comprimentos, ainda que colineares, intersectam diferentes secções e volumes de terreno, o processamento dos dados do MOS com o programa  $f\_k$ , incluindo a soma dos espectros obtidos com os vários dispositivos de aquisição, é efectuado separadamente, para cada perfil de geofones utilizado no local de ensaio.

No exemplo apresentado na Figura 4.12 (relativo ao local SW5), a notável semelhança entre as curvas de dispersão obtidas para os dois perfis de geofones com diferentes comprimentos, traduz uma elevada homogeneidade horizontal do meio de propagação, pelo menos segundo a direcção dos perfis de geofones (que são colineares).

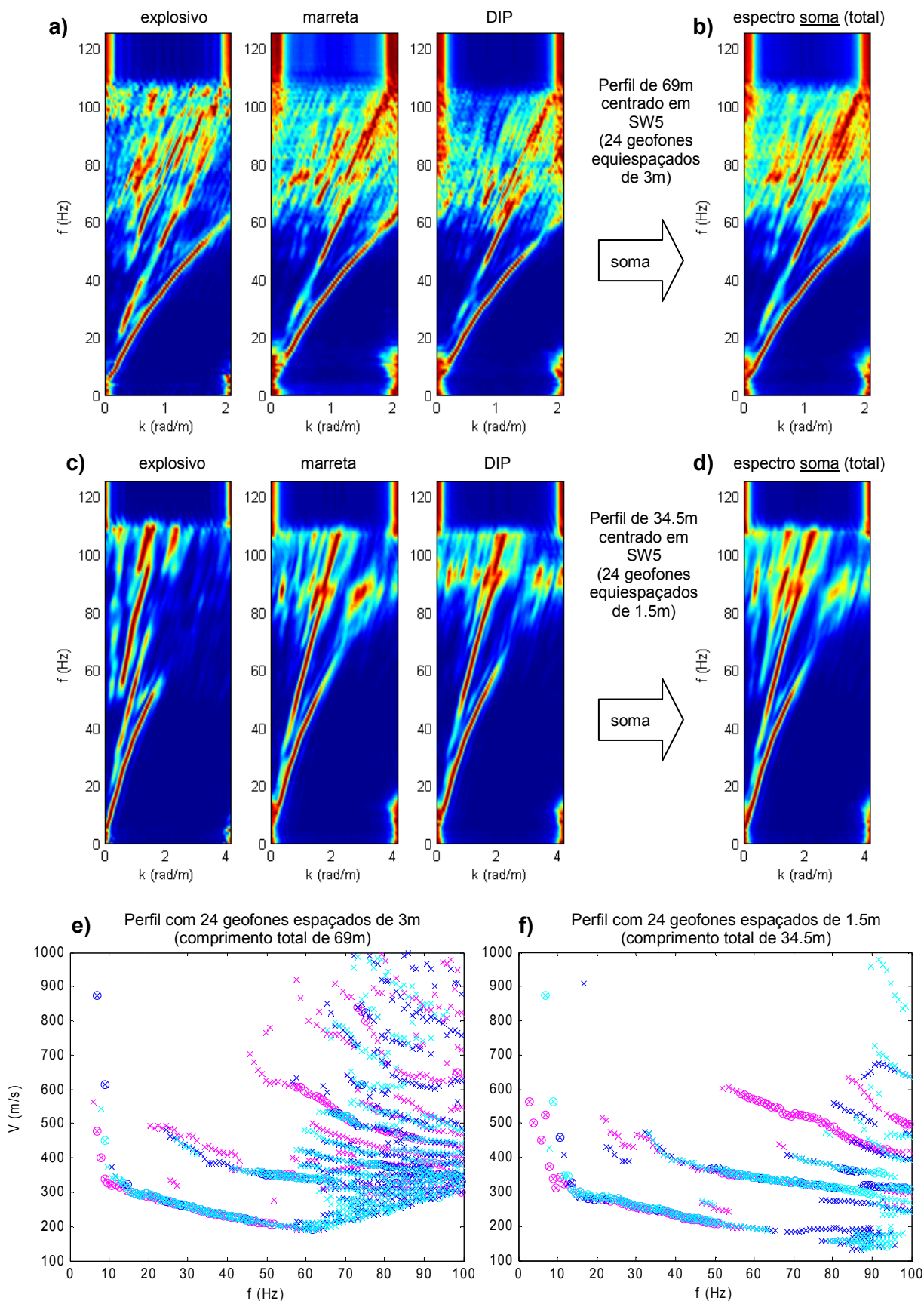


Figura 4.11 – a) e c) Espectros f-k soma dos registos obtidos com as 3 fontes sísmicas, para cada perfil de geofones; b) e d) espectros f-k soma (total) dos 3 espectros de a) e de c), respectivamente; e) e f) curvas de dispersão correspondentes aos espectros de a) e de c): a rosa – fonte explosiva, a azul – marreta e a turquesa – DIP, para cada um dos perfis de geofones.

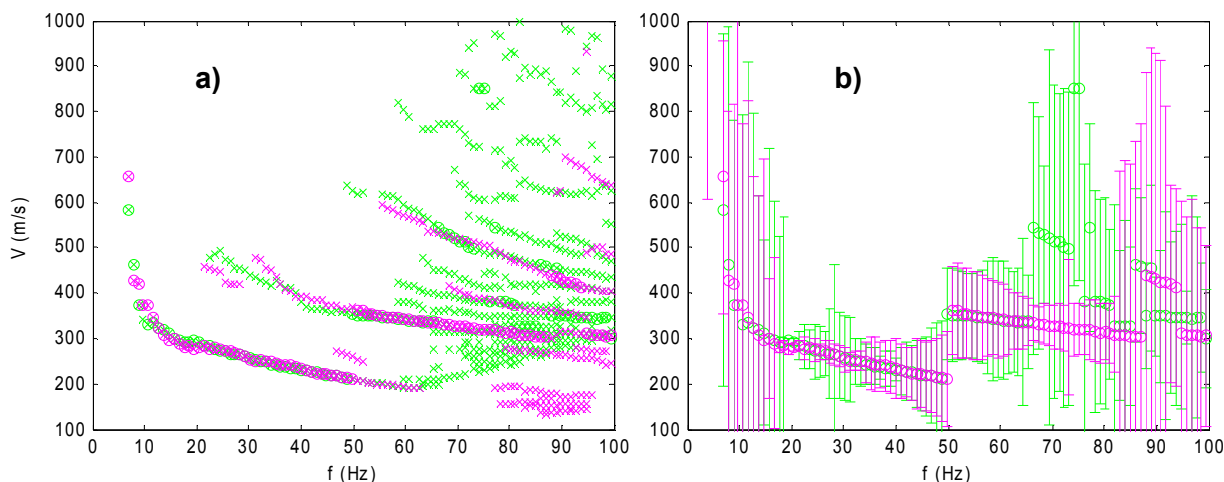


Figura 4.12 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais para o perfil longo de geofones (a verde) e para o perfil curto de geofones (a rosa), extraídas, respectivamente, dos espectros soma (total) das Figura 4.11-b) e d); b) curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos, com representação gráfica das “incertezas”.

Relativamente às “incertezas” associadas às curvas de dispersão obtidas a partir dos máximos absolutos dos espectros soma (total), para cada perfil de geofones, representadas na Figura 4.12-b), observam-se valores muito elevados, especialmente para frequências inferiores a cerca de 15Hz e superiores a cerca de 65Hz. As “incertezas” aumentam também em torno da transição de modo dominante, a cerca de 50Hz, tal como é normalmente observado nos dados experimentais do MOS (e.g. [O’Neill 2003], [O’Neill 2004a] e [Lopes 2005]). De facto, ambas as curvas de dispersão (do máximo absoluto) relativas aos dois perfis de geofones, ilustradas na Figura 4.12-b), apresentam uma descontinuidade, para a frequência de cerca de 50Hz, entre o modo de propagação de menor velocidade, supostamente o MF, e um modo de ordem superior, com velocidade mais elevada.

Como já foi referido, estas “incertezas” das curvas da Figura 4.12-b), para cada perfil de geofones, reflectem as diferentes contribuições das várias fontes sísmicas utilizadas, das várias posições (relativas ao perfil de geofones) de activação das fontes e ainda das várias repetições da activação das fontes percussivas, em cada posição considerada. Como tal, são necessariamente mais elevadas do que se correspondessem a (verdadeiras) incertezas calculadas apenas com base nas repetições de um mesmo dispositivo experimental, como é o caso das incertezas representadas na Figura 4.9-c). Isto acontece porque, tal como já foi exemplificado, quer na secção 3.5 quer ao longo da presente secção, as distribuições de energia nos espectros f-k, não são iguais para todas as fontes e distâncias à fonte, embora estas distribuições se possam completar e complementar mutuamente, como ocorreu para a generalidade dos dados experimentais processados neste trabalho.

No entanto, apesar das elevadas “incertezas”, as curvas de dispersão extraídas dos espectros f-k soma total (Figura 4.12-a)), para cada perfil de geofones, resultantes da soma dos espectros dos registos obtidos com as várias activações das fontes sísmicas, apresentam maior definição, coerência e continuidade, sobretudo na gama das baixas frequências, inferiores a cerca de 15Hz, relativamente às curvas de dispersão extraídas de espectros f-k parcelares, obtidos a partir da activação da fonte numa única posição, ou

mesmo obtidos a partir de uma única fonte em várias posições, como se pode constatar pela comparação das Figura 4.9-d), Figura 4.10-d), Figura 4.11-e) e f) e Figura 4.12-a), o que comprova a eficácia desta metodologia para o aumento da resolução espectral e da definição das curvas de dispersão experimentais numa maior banda de frequências. Além disso, como os espectros f-k soma total englobam as contribuições das diferentes fontes e das várias posições relativas destas fontes em relação ao perfil de geofones, as respectivas curvas de dispersão são, certamente, mais representativas das características “médias” do meio de propagação, no local da aplicação do MOS, que as curvas de dispersão obtidas a partir de um único dispositivo experimental de aquisição de dados.

Na Figura 4.12-b) observam-se ainda que as “incertezas” são, de um modo geral, menores na curva obtida para o perfil curto do que a relativa ao perfil longo, pelo menos entre cerca de 15 e 85Hz. Este facto pode estar relacionado com dois aspectos: a) uma menor variação lateral do meio de propagação sob o perfil mais curto, relativamente ao perfil longo; b) como foram usadas as mesmas fontes sísmicas (com a mesma potência) nos dois perfis de geofones, os registos sísmicos e respectivos espectros f-k, do perfil mais curto, têm, naturalmente uma maior razão sinal/ruído, devido à menor atenuação sofrida pelas ondas sísmicas ao longo do perfil, que os registos sísmicos e espectros relativos ao perfil longo.

As curvas de dispersão da Figura 4.12-a) apontam para uma estratificação do tipo “normalmente dispersiva” embora possam existir pequenas inversões de velocidade em profundidade. Tal como é apresentado na secção 6.5.1, onde é também descrita a modelação das curvas experimentais obtidas neste local SW5, utilizando os pontos das curvas de dispersão derivadas dos máximos locais dos espectros soma da Figura 4.12-a), em complemento das curvas dos máximos absolutos, é possível definir o MF experimental médio entre cerca de 7 e 63Hz.

Este procedimento de combinar (somar) no domínio f-k, as contribuições das várias aquisições activas com um mesmo perfil de geofones, sempre que os espectros e as respectivas curvas de dispersão, obtidas com cada aquisição, apresentam coerência e complementaridade, foi utilizado no processamento dos dados obtidos nos outros locais de aplicação do MOS, no Campo Experimental do LNEC, tendo-se chegado a conclusões semelhantes às verificadas com os resultados do processamento dos dados do local SW5.

#### **4.4.2. Soma dos espectros dos registos de aquisição passiva num perfil de geofones**

Em quatro dos locais de aplicação do MOS no *campus* do LNEC (locais SW5, SW2, SW3 e SW4), foi igualmente efectuada aquisição passiva de dados com um dispositivo linear (ou perfil) de geofones, tal como é apresentado na secção 6.5 e como foi já abordado na secção 3.4. Este dispositivo linear multi-receptor consistiu no perfil (longo) de 24 geofones equiespaçados de 3m (L=69m) utilizado nas aquisições activas nos mesmos locais. Para estes dispositivos lineares, os registos obtidos com aquisição passiva são então passíveis

de processamento com o programa  $f\_k$ , de forma idêntica aos registos das aquisições activas.

Nas aquisições passivas em perfil realizaram-se, de um modo geral, 20 registos sísmicos consecutivos. Admitindo naturalmente que as vibrações ambientais no local são praticamente invariantes, estes registos correspondem a “repetições” da gravação das “vibrações ambientais” no mesmo local e, como tal, foram processados com o programa  $f\_k$  de forma análoga aos registos das repetições da activação da fonte na mesma posição, na aquisição activa (etapas a) a f) descritas na secção 4.4.1). Foram igualmente calculadas as incertezas das velocidades do máximo absoluto do espectro soma (dos espectros dos 20 registos), com base nas velocidades extraídas de cada espectro parcela individual, de acordo com a etapa e), e tomando como valor “médio” para cada frequência, a velocidade do máximo absoluto do espectro soma.

As principais diferenças do processamento destes dados prendem-se com as diferentes características dos registos sísmicos da aquisição passiva e com os diferentes objectivos, especialmente no que respeita à banda de frequências onde se pretende definir a curva de dispersão experimental. Na realidade, o objectivo dos dados da aquisição passiva é definir a curva de dispersão experimental das ondas de Rayleigh na gama das baixas frequências, tipicamente para valores inferiores a 15 a 20Hz, onde a(s) curva(s) de dispersão obtidas com a aquisição activa, não são, ou são mal definidas e têm elevada incerteza. Mais concretamente, como nesta gama das baixas frequências, o modo de propagação dominante, é na maioria dos casos, o modo fundamental, apenas é determinada, no processamento dos dados ‘passivos’, a curva de dispersão correspondente ao máximo absoluto do espectro soma dos espectros dos registos ‘passivos’. Isto também porque a razão ‘sinal/ruído’ dos registos ‘passivos’ e dos respectivos espectros  $f$ - $k$ , é, geralmente, muito baixa, e desse modo, os máximos relativos ou locais destes espectros têm pouco ou nenhum significado físico.

Os registos sísmicos das aquisições passivas realizadas têm 16384 amostras no tempo e intervalo de amostragem temporal  $\Delta t=2\text{ms}$  ( $f_{\text{Nyq}}=250\text{Hz}$ ), uma vez que este intervalo é o maior intervalo de amostragem disponível no sismógrafo utilizado. A duração temporal destes registos é então de cerca de 33s. Esta duração longa é preconizada para aumentar a regularização do espectro no domínio  $f$ - $k$  [Geometrics 2006]. Nas aquisições passivas realizadas em perfil de geofones,  $\Delta r=3\text{m}$ ,  $k_{\text{Nyq}}=1.05\text{rad/m}$ , tendo-se usado  $N=256$  na transformada de Fourier bidimensional, tal como no processamento dos dados da aquisição activa.

Após algumas análises iniciais, concluiu-se que para o processamento com o programa  $f\_k$ , os registos sísmicos originais da aquisição passiva deveriam ser decimados com um factor elevado, não só para reduzir o número de amostras no tempo, como sobretudo, na frequência (temporal), uma vez que uma tão elevada discretização na frequência conduzia a uma elevada dispersão da energia dos espectros, tanto mais que a energia significativa destes espectros se concentrava nas baixas frequências, muito inferiores à frequência de Nyquist dos registos originais ( $f_{\text{Nyq}}=250\text{Hz}$ ). Esta redução da discretização teve ainda um

efeito muito significativo no tempo de processamento dos dados. O factor usado na decimação destes registos foi  $D=8$ , o que implica que o intervalo de amostragem temporal dos registos decimados passou a ser  $\Delta t=16\text{ms}$ , ao qual corresponde  $f_{\text{Nyq}}=31.25\text{Hz}$ . Ainda assim fica-se, após a transformada discreta de Fourier bidimensional e selecção do quadrante das frequências positivas, com cerca de 1024 amostras em frequência, para o intervalo  $[0,31.25\text{Hz}]$ , o que consiste ainda numa muito mais elevada discretização deste domínio, relativamente à que foi usada na generalidade dos espectros f-k das aquisições activas (cerca de 128 amostras para a banda  $[0,125\text{Hz}]$ ).

Tal como já foi abordado nas secções 3.4 e 3.6, a maioria dos resultados obtidos com o programa f\_k a partir dos dados das aquisições passivas (efectuadas com perfil linear de geofones) não apresentou suficiente coerência em termos do prolongamento ou aumento da definição da curva de dispersão experimental no domínio das baixas frequências. No entanto, apresentam-se aqui alguns detalhes e resultados deste processamento com o programa f\_k, para os dois exemplos já apresentados na secção 3.6.

A Figura 4.13-a) ilustra o espectro soma dos espectros f-k dos 20 registos sísmicos 'passivos' obtidos com o perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW5 (ver secção 6.5.1). Os registos sísmicos foram previamente decimados (com  $D=8$ ) antes de serem calculadas as suas transformadas de Fourier, com o programa f\_k. Foram determinados os máximos absolutos do espectro soma para cada frequência do espectro, na banda  $[1,30\text{Hz}]$ , bem como as velocidades associadas a estes máximos. Tal como nas aquisições activas, foram excluídas as velocidades inferiores a 100m/s e superiores a 2000m/s. A 'curva' de dispersão experimental resultante deste processamento é ilustrada na Figura 4.13-b), considerando apenas as velocidades até 1500m/s. Verifica-se uma distribuição de pontos muito esparsa e pouco consistente com uma curva de dispersão das ondas de Rayleigh, em consonância com o espectro da Figura 4.13-a) que evidencia elevada dispersão de energia e baixa razão 'sinal/ruído'.

As incertezas associadas às velocidades do máximo absoluto foram calculadas de acordo com a expressão (4.8), para cada frequência considerada, com base nas velocidades dos máximos absolutos de cada espectro parcela, e são representadas na Figura 4.13-c). Observam-se valores muito elevados destas incertezas indiciando o domínio do ruído incoerente nos espectros f-k dos registos 'passivos', obtidos neste local.

Na Figura 4.13-d) encontra-se a 'curva passiva' de b), truncada dos valores de  $V>1000\text{m/s}$ , agora representada pelos losangos a preto e para outras escalas: na horizontal, de 0 a 100Hz, e na vertical, de 100 a 1000m/s. No mesmo gráfico são igualmente representadas as curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas no mesmo local, já ilustradas na Figura 4.12-a). Apesar do aparente entrosamento entre as curvas de dispersão 'activas' e a 'curva passiva' para frequências de cerca de 7 a 8Hz, a distribuição praticamente vertical da 'curva passiva', associada à ausência de velocidades coerentes com as curvas 'activas' para frequências superiores a 8Hz e a elevada incerteza dos valores da velocidade da 'curva passiva', levaram à não consideração desta 'curva passiva' como um efectivo prolongamento das curvas de dispersão experimentais das ondas de Rayleigh.



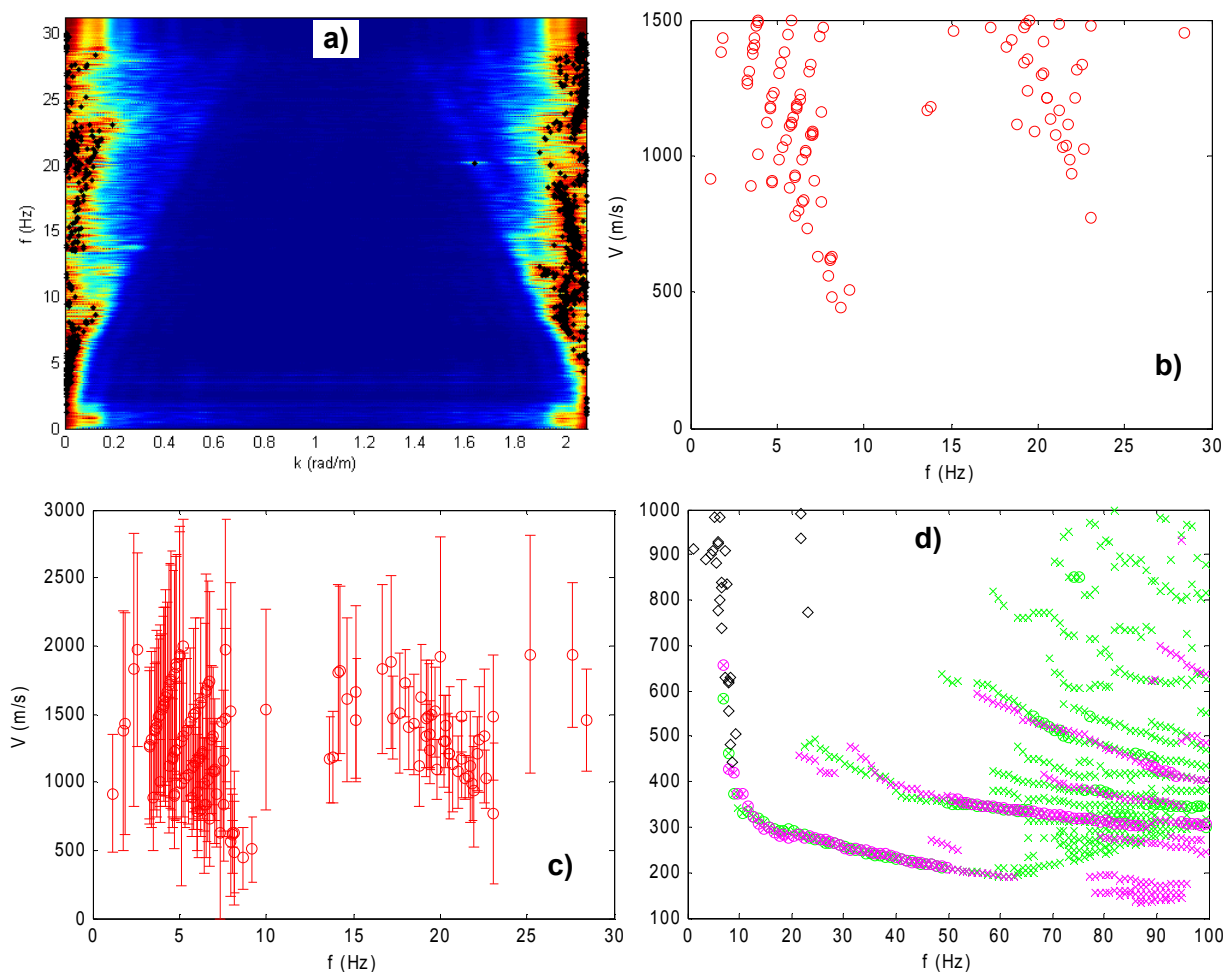


Figura 4.13 – Local SW5: a) espectro f-k soma dos espectros dos 20 registos ‘passivos’ no perfil linear de geofones; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma, para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local.

Na Figura 4.14 apresentam-se os resultados do processamento com o programa `f_k`, dos dados da aquisição passiva efectuada noutra local do *campus* do LNEC – local SW4, com um dispositivo idêntico ao do exemplo anterior (ver secção 6.5.6). A Figura 4.14-a) ilustra o espectro soma dos espectros f-k dos 20 registos sísmicos ‘passivos’ obtidos com um perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW4. O processamento destes dados foi idêntico ao dos registos ‘passivos’ obtidos no local SW5, incluindo a decimação (com  $D=8$ ) dos registos originais, a pesquisa dos máximos absolutos do espectro soma e a determinação das correspondentes velocidades de fase, para a banda [1,30Hz]. Foram igualmente eliminadas as velocidades inferiores a 100m/s e superiores a 2000m/s.

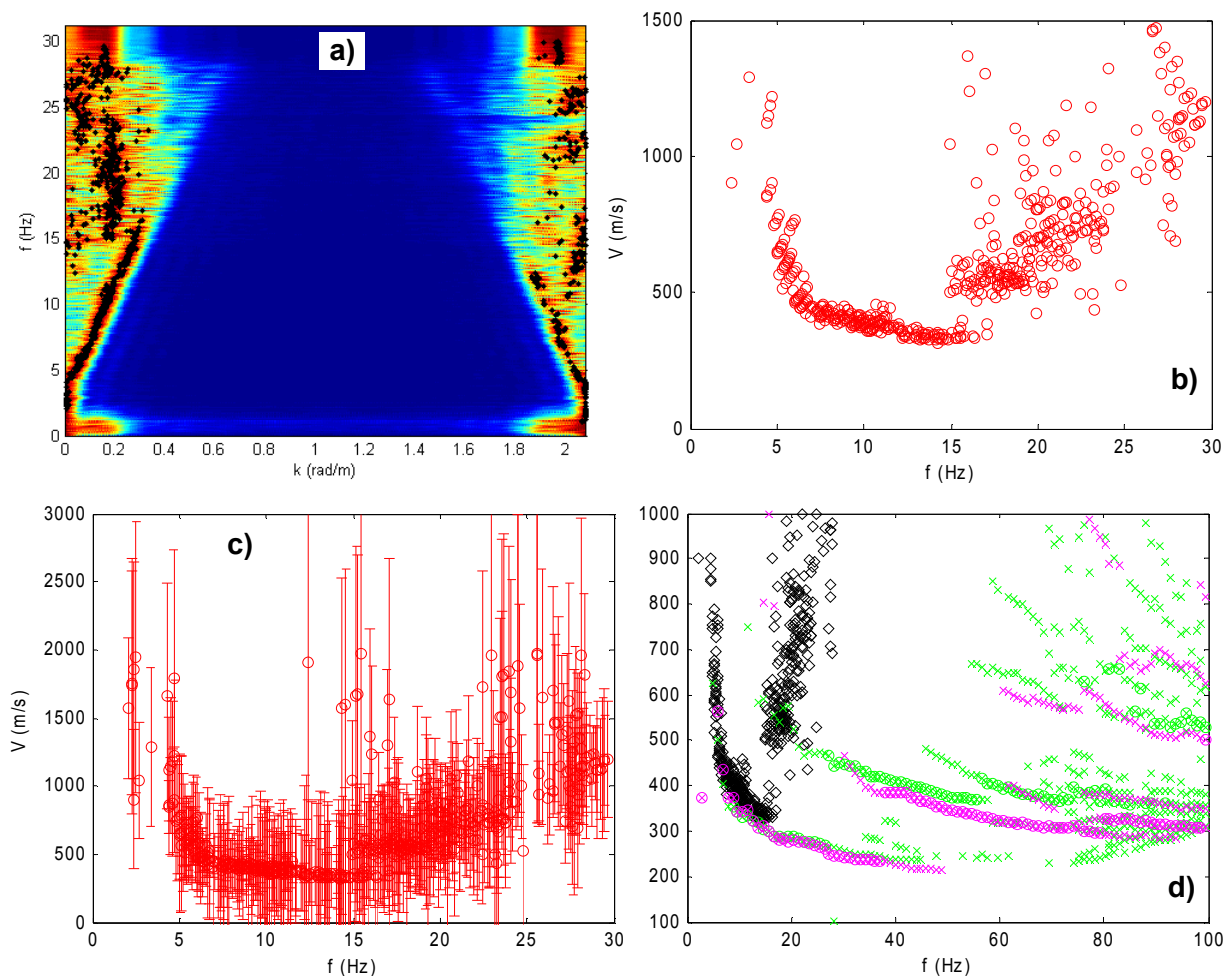


Figura 4.14 – Local SW4: a) espectro f-k soma dos espectros dos 20 registos ‘passivos’ no perfil linear de geofones; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma, para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local.

A ‘curva’ de dispersão experimental resultante deste processamento é ilustrada na Figura 4.14-b), considerando apenas as velocidades até 1500m/s. Observa-se uma distribuição de velocidades muito diferente da representada na Figura 4.13-b), sobretudo no intervalo 5 a 15Hz, sendo agora esta distribuição muito mais consentânea com uma ‘curva’ de dispersão das ondas de Rayleigh, pelo menos até cerca de 15Hz de frequência. Verifica-se ainda que, pelo menos, entre cerca de 5 e 15Hz, a incerteza da curva de dispersão ‘passiva’ (Figura 4.14-c)) é, neste caso do local SW4, menor que a observada na curva ‘passiva’ do local SW5 (Figura 4.13-c)).

Na Figura 4.14-d) ilustra-se a curva de dispersão ‘passiva’, truncada dos valores de  $V > 1000\text{m/s}$ , aqui representada pelos losangos a preto e para outras escalas: na horizontal, de 0 a 100Hz, e na vertical, de 100 a 1000m/s. Na mesma figura exibem-se as curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas no mesmo local SW4 (ver secção 6.5.6). Neste caso, a curva ‘passiva’ apresenta concordância na forma e nos valores da velocidade, até cerca de 15Hz, com as curvas de dispersão ‘activas’, pelo que, se pode

concluir que, neste local SW4, a aquisição passiva com o perfil linear de geofones utilizado ( $L=69\text{m}$ ), aplicando o processamento descrito, com o programa  $f\_k$ , forneceu efectivamente informação sobre a dispersão das ondas de Rayleigh nas baixas frequências, contribuindo para o aumento da definição da curva de dispersão experimental do MF, característica do local em estudo, na gama de 5 a 15Hz.

#### 4.4.3. Processamento alternativo dos registos de aquisição passiva num perfil de geofones

Uma vez que a discretização dos espectros dos registos oriundos na aquisição passiva, no domínio da frequência, é muito elevada, mesmo após a decimação com  $D=8$ , experimentou-se efectuar um processamento alternativo dos registos passivos originais, com o programa  $f\_k$ .

Esta alternativa consiste em dividir os registos originais, com cerca de 33s de duração (16384 amostras no tempo e intervalo de amostragem temporal  $\Delta t=2\text{ms}$ ) em 4 troços de 4096 amostras, com cerca de 8s de duração, e processar agora estes troços de forma análoga aos registos originais, ou seja, aplicando igualmente a decimação com  $D=8$ , para reduzir a amostragem (para 512 amostras) e a frequência de Nyquist ( $f_{\text{Nyq}}=31.25\text{Hz}$ ). São então gerados, a partir dos 20 registos passivos originais, 80 “sub-registos” de menor duração temporal e com menor número de amostras, apesar de terem as mesmas frequências de amostragem e de Nyquist ( $f_{\text{Nyq}}=31.25\text{Hz}$ ), que os 20 registos no processamento anterior (após a decimação).

Com este processamento alternativo, o espectro soma resulta agora da soma dos espectros destes 80 “sub-registos”. O número de espectros parcela quadruplica e o número de amostras no tempo e em frequência passa a ser 4 vezes menor (passa de 2048 para 512), pelo que, em princípio, não só diminui a dispersão da energia espectral, como deve diminuir a incerteza da curva experimental extraída do espectro soma. Note-se que agora os espectros  $f$ - $k$ , parcelas e soma, que correspondem apenas às frequências positivas da transformada de Fourier, têm (apenas) 256 amostras no intervalo  $[0,31.25\text{Hz}]$ , contra as 1024 do processamento anterior.

As Figura 4.15 e Figura 4.16 ilustram os resultados deste processamento alternativo para os mesmos dois exemplos apresentados nas Figura 4.13 e Figura 4.14, ou seja, para os dados ‘passivos’ adquiridos em perfil linear nos locais SW5 e SW4. Observa-se agora uma menor dispersão de energia e uma maior regularização dos espectros soma (ilustrados nas Figura 4.15-a) e Figura 4.16-a)) devido à menor discretização (em frequência) usada neste processamento. As respectivas curvas de dispersão do máximo absoluto (dos espectros soma) são ilustradas nas Figura 4.15-b) e Figura 4.16-b), onde facilmente se constata a menor dispersão e maior definição destas distribuições de velocidade, sobretudo, no caso do local SW4.

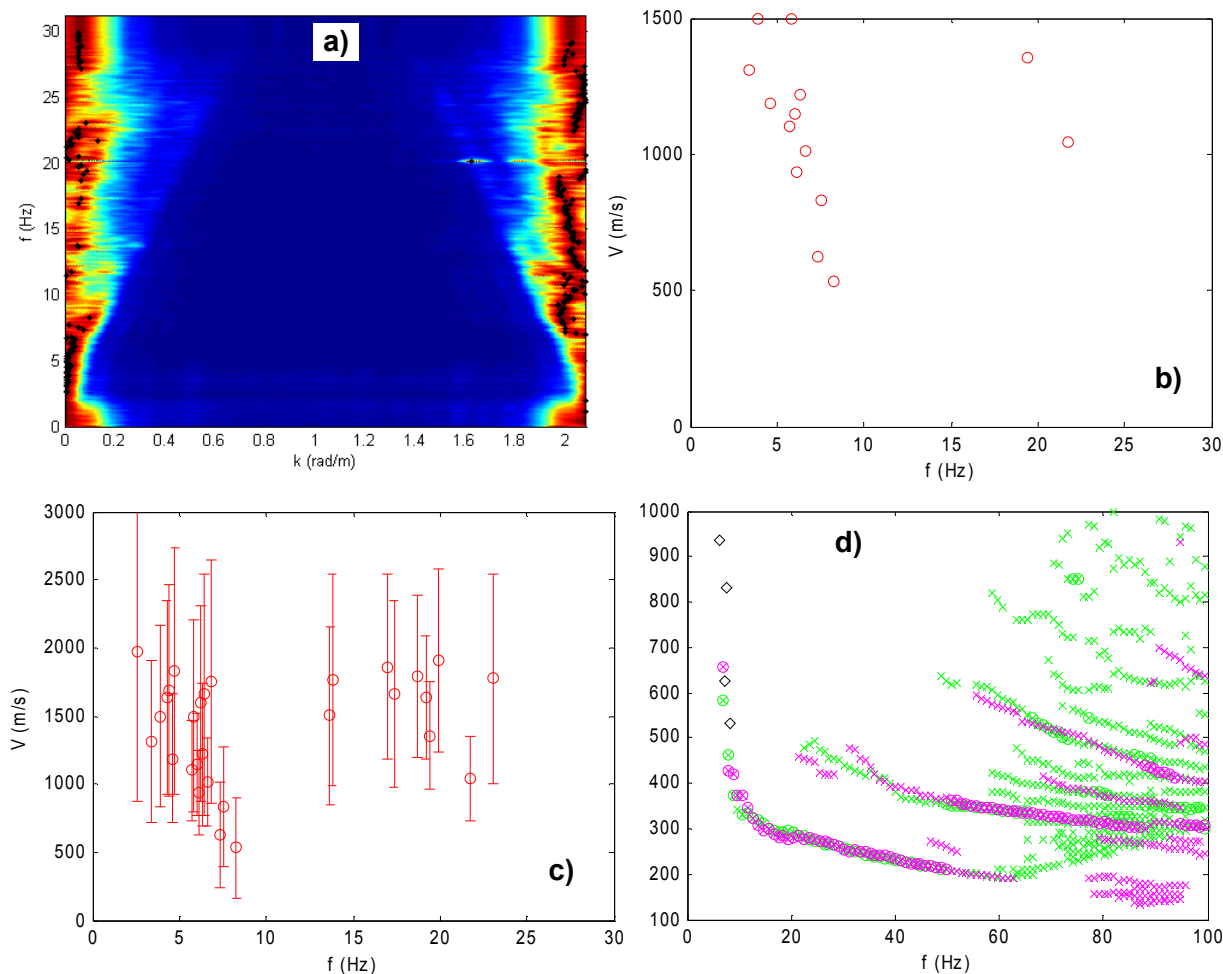


Figura 4.15 – Local SW5: a) espectro f-k soma dos espectros dos registos ‘passivos’ do perfil linear, com o processamento alternativo do programa f\_k; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma de a), para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘ativas’ obtidas no mesmo local.

Comparando a Figura 4.14-c) com a Figura 4.16-c) verifica-se que o processamento alternativo dos registos ‘passivos’, pelo menos para este caso do local SW4, teve ainda o efeito de diminuir a incerteza da curva experimental.

Para cada um dos exemplos considerados, a sobreposição desta nova curva ‘passiva’ com as curvas ‘ativas’ obtidas no mesmo local, são representadas, respectivamente, nas Figura 4.15-d) e Figura 4.16-d). Enquanto que no caso do local SW5, este processamento alternativo não aumentou a definição da curva experimental, no caso do local SW4, a curva ‘passiva’ obtida com este processamento apresenta maior continuidade e definição, ajustando-se igualmente melhor às curvas ‘ativas’.

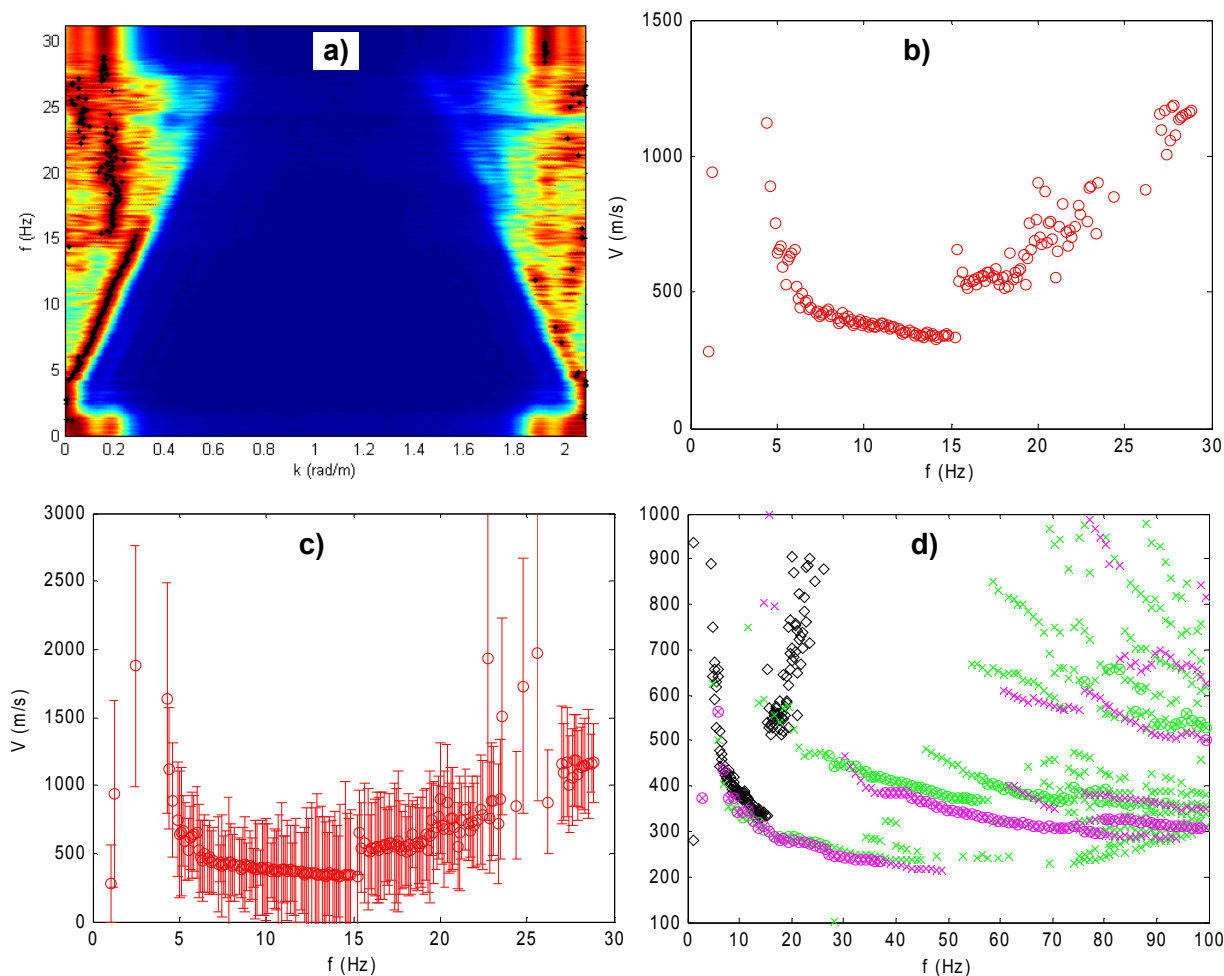


Figura 4.16 – Local SW4: a) espectro f-k soma dos espectros dos registos ‘passivos’ do perfil linear, com o processamento alternativo do programa f\_k; b) curva de dispersão do máximo absoluto do espectro soma de a), para a banda [1,30Hz]; c) curva de dispersão de b) com representação gráfica da incerteza (desvio padrão), para cada frequência; d) curva de dispersão de b), aqui representada pelos losangos a preto, e curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local.

Face aos (melhores) resultados obtidos para os dados ‘passivos’ do local SW4, optou-se por aplicar este procedimento alternativo com o programa f\_k, no processamento dos registos ‘passivos’ obtidos com perfil linear de geofones, nos outros locais: SW5, SW2 e SW3. Deste modo, as curvas ‘passivas’ obtidas com o programa f\_k, apresentadas, quer nas Figura 3.14 e Figura 3.15, da secção 3.6, quer nas Figura 6.20, Figura 6.48, Figura 6.55 e Figura 6.67, na secção 6.5, foram determinadas com este processamento alternativo.

#### 4.5. Processamento de registos sísmicos de aquisição passiva com o programa SI

Nos locais SW5, SW3 e SW4, no *campus* do LNEC, foram também efectuadas aquisições passivas com dispositivos bidimensionais (2D) de receptores, além das efectuadas com perfil linear de receptores. Nos locais SW5 e SW4 foram utilizados dispositivos triangulares

com 7 geofones, do tipo T7, e no local SW3 foi usado um dispositivo em forma de 'L' com 11 geofones, do tipo L11. Estes dispositivos foram já descritos na secção 3.4.

Uma vez que o programa *f\_k* é aplicável apenas a dados recolhidos em perfil (linear) de receptores equiespaçados, os registos 'passivos' obtidos com estes dispositivos 2D foram processados pelo programa SI, através do método da auto-correlação espacial (também designado pela sigla SPAC, do inglês, *S*patial *A*uto*C*orrelation), disponível no módulo *Pickwin* do referido programa. Este método assume que o campo de ondas de Rayleigh registado na aquisição passiva, se propaga sob a forma de ondas planas, é estável no tempo e isotrópico, sendo assim, independente da localização da fonte. O programa processa registos 'passivos' adquiridos quer com dispositivos 2D, quer com dispositivos lineares (perfis).

O método da auto-correlação espacial analisa a coerência dos sinais sísmicos dos diversos pares de receptores (geofones) do dispositivo experimental utilizado, em função da distância entre eles. Detalhes do método encontram-se, por exemplo, em [Hayashi 2003] e [Wathelet 2005]. Após determinação do espectro de coerência, o programa SI calcula o espectro no domínio transformado *f-V* com base no ajuste entre a coerência experimental e teórica [Geometrics 2006]. O máximo absoluto deste espectro *f-V*, para cada frequência amostrada, é determinado automaticamente, de modo a obter-se a curva de dispersão experimental  $V(f)$ , correspondendo ao modo dominante de propagação das ondas de Rayleigh.

A Figura 4.17 exhibe um dos 20 registos sísmicos 'passivos' adquiridos no local SW5, com o perfil (linear) de 24 geofones equiespaçados de 3m. Nesta figura e noutras semelhantes, obtidas com o programa SI e apresentadas nesta secção (Figura 4.19, Figura 4.22 e Figura 4.24), o eixo horizontal representa o tempo de registo, em 'ms', e o eixo vertical representa os geofones do perfil ou do dispositivo 2D de recepção.

Na Figura 4.18 representa-se o espectro *f-V* obtido com o programa SI, através do método da auto-correlação espacial, aplicado ao processamento conjunto dos 20 registos sísmicos 'passivos', adquiridos com o referido perfil (linear) de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW5. Na Figura 4.18-a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão experimental  $V(f)$  correspondente aos máximos absolutos do espectro *f-V*, determinados para cada frequência amostrada entre cerca de 1 e 14Hz. Na imagem b) é ilustrada a curva de dispersão resultante da anterior, após filtragem com um filtro de mediana, com dimensão de 5 amostras (pontos em frequência). Esta é uma opção disponível no programa SI, que tem como objectivo, regularizar e suavizar a curva de dispersão experimental; neste trabalho, foi utilizada no processamento de todos os dados 'passivos' com o programa SI.

Em ambos os gráficos da Figura 4.18 e nos outros gráficos dos espectros *f-V* obtidos com o programa SI, que são apresentados nesta secção (nas Figura 4.20, Figura 4.23 e Figura 4.25), o eixo vertical é relativo à velocidade de fase ( $V$ ) das ondas de Rayleigh, em m/s, e o eixo horizontal corresponde à frequência ( $f$ ), em Hz.

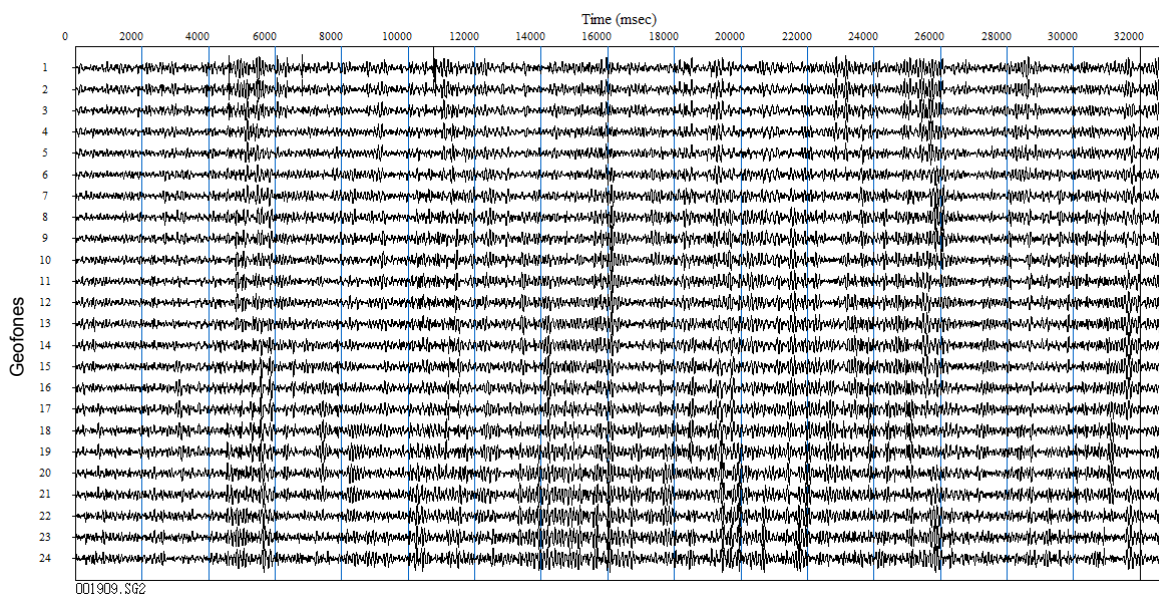


Figura 4.17 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW5.

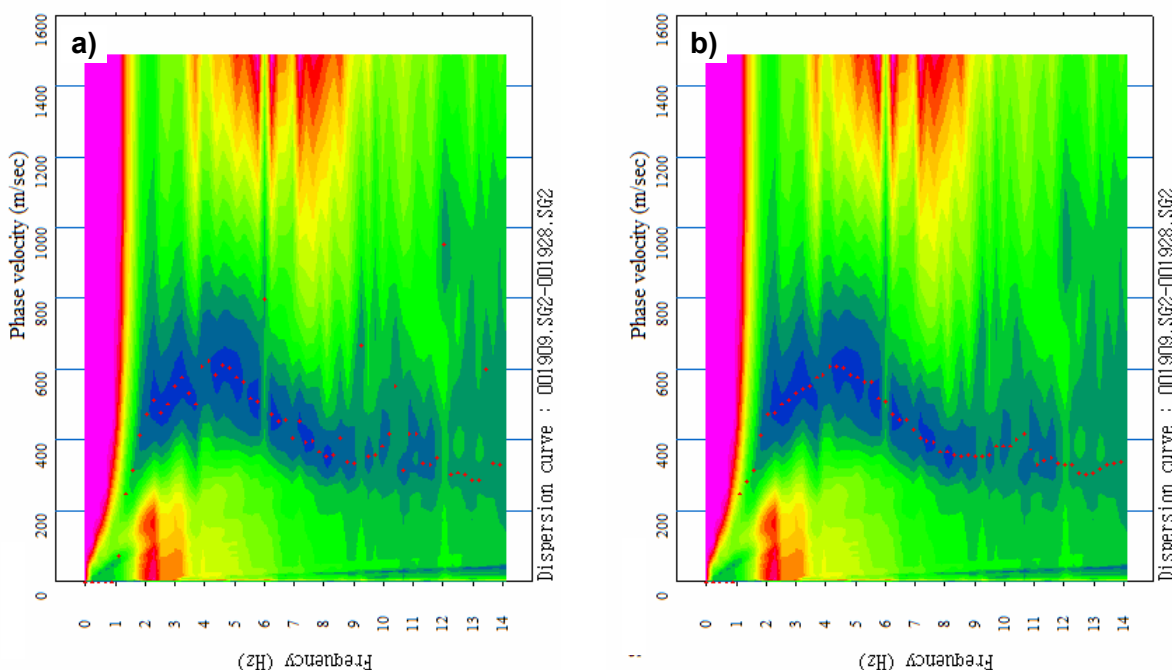


Figura 4.18 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW5; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 1 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a).

Na Figura 4.19 é ilustrado um dos 20 registos sísmicos ‘passivos’ adquiridos no local SW5, com o dispositivo triangular T7, com 37m de lado. Na realidade, o ponto central deste

dispositivo T7 distou cerca de 7.5m para sul do ponto SW5, devido a restrições de espaço no local.

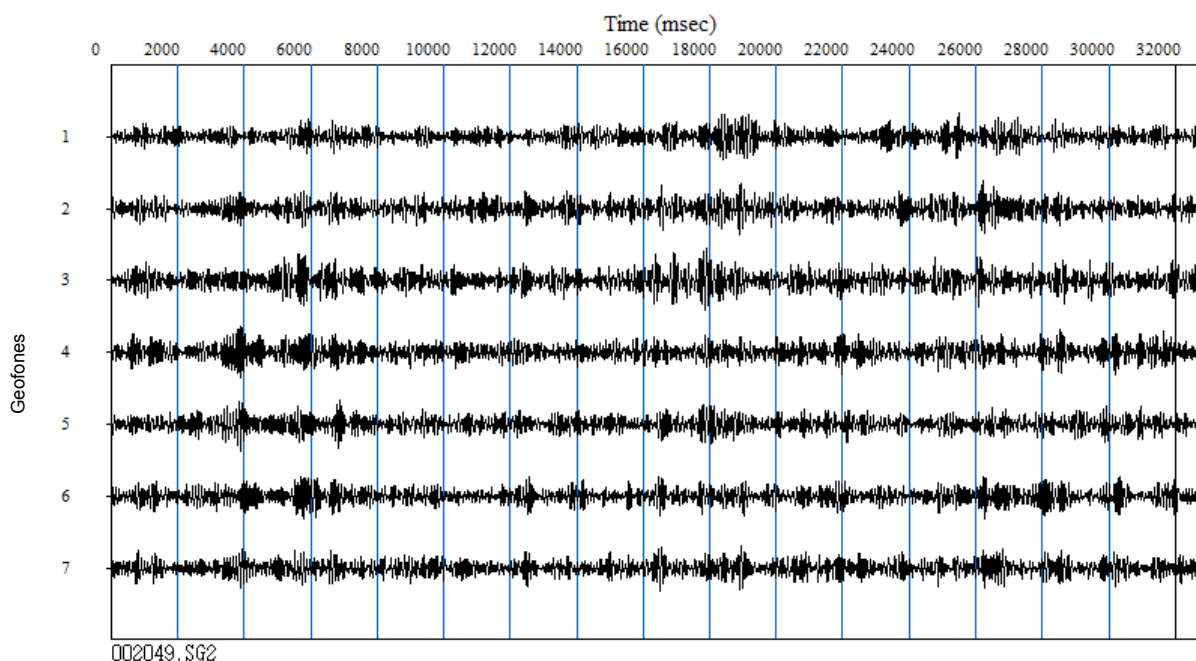


Figura 4.19 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o dispositivo T7, com 37m de lado, no local SW5.

O espectro f-V obtido com o programa SI, através do método da auto-correlação espacial, a partir do conjunto dos 20 registos sísmicos ‘passivos’, adquiridos com o referido dispositivo bidimensional T7 no local SW5, consta das imagens da Figura 4.20. Na imagem a) é igualmente representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão experimental *V versus f* correspondente aos máximos absolutos do espectro, determinados para cada frequência amostrada, entre cerca de 1 e 14Hz. Na imagem b) é ilustrada a correspondente curva filtrada através do referido filtro de mediana.

A Figura 4.21 contém a representação conjunta de todas as curvas de dispersão ‘passivas’ e ‘ativas’ obtidas no local SW5, consideradas como ‘finais’ (até 30Hz). Das curvas ‘passivas’ obtidas com o programa SI, foram seleccionados os troços com maior coerência e continuidade: o troço, entre cerca de 2 e 14Hz, da curva ilustrada na Figura 4.18-b), e o troço, entre cerca de 2 e 10Hz, da curva da Figura 4.20-b). As curvas de dispersão ‘passivas’ são representadas pelos losangos com diferentes cores, consoante o dispositivo e o processamento que lhes deu origem. Os losangos a preto representam a curva ‘passiva’ obtida com os dados do perfil linear de 24 geofones, processados com o programa f\_k, usando o processamento alternativo descrito na secção 4.4.3 (esta curva é portanto a mesma que é representada na Figura 4.15-d), pelos losangos a preto). Os losangos a azul (escuro) correspondem ao troço seleccionado da curva ‘passiva’ obtida com os mesmos dados do perfil linear de 24 geofones, mas processados pelo programa SI (curva ilustrada na Figura 4.18-b). Os losangos a turquesa descrevem o troço seleccionado da curva ‘passiva’ obtida com os registos do dispositivo triangular T7 (curva da Figura 4.20-b)).



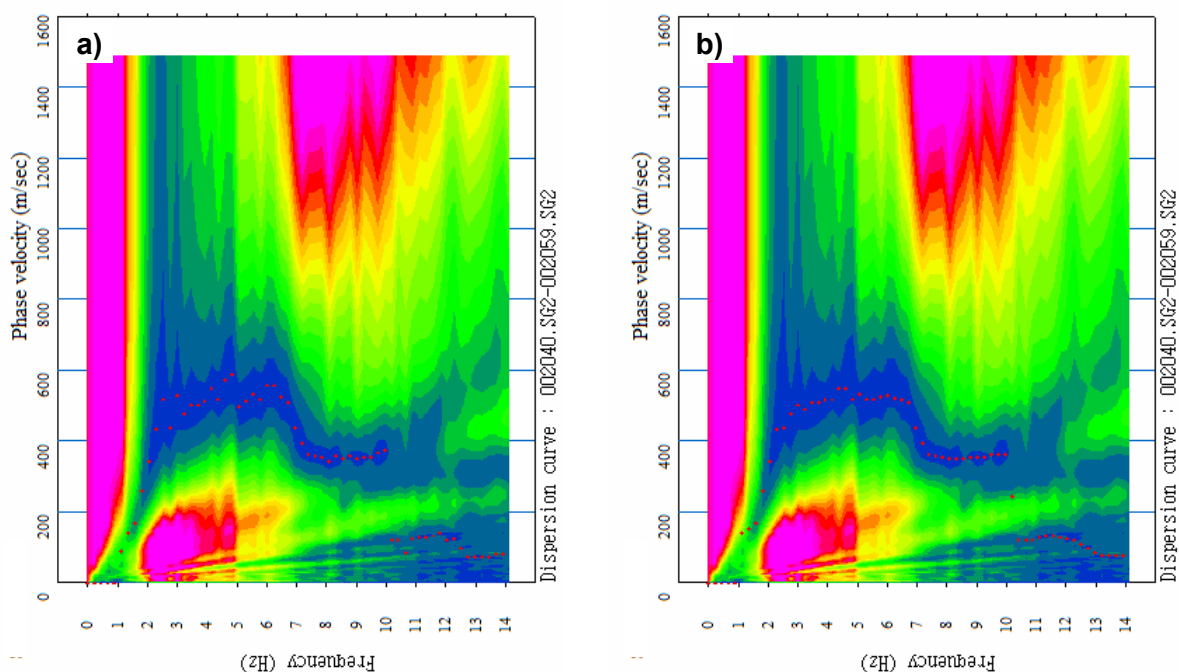


Figura 4.20 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o dispositivo T7, com 37m de lado, no local SW5; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 1 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a).

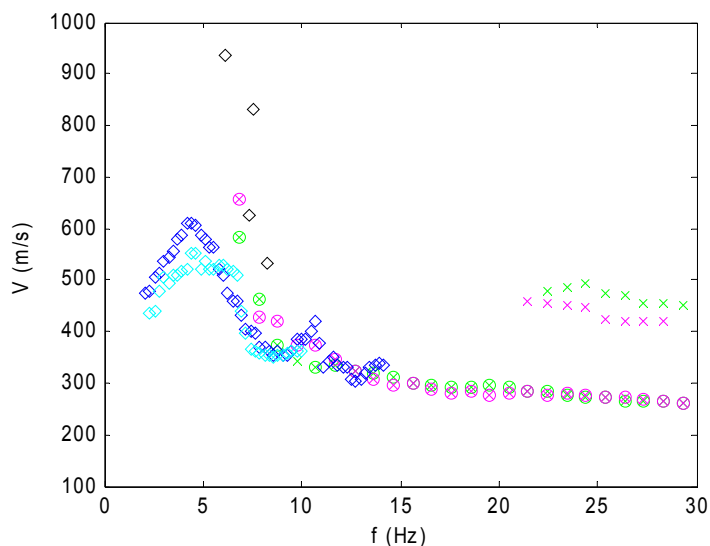


Figura 4.21 – Local SW5 – curvas de dispersão ‘passivas’ (losangos) sobrepostas às curvas de dispersão ‘ativas’ (círculos e ‘x’ a rosa e a verde): losangos a preto – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa f\_k; losangos a azul – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI; losangos a turquesa – curva ‘passiva’ do dispositivo T7 obtida com o programa SI.

Verifica-se que o processamento com os dois programas, f\_k e SI, dos registos passivos, adquiridos com o perfil linear de 24 geofones, conduziu a diferentes curvas de dispersão (comparar as curvas a preto e a azul na Figura 4.21), o que evidencia divergências dos

métodos utilizados pelos programas. Nenhuma destas curvas apresenta especial entrosamento com as curvas de dispersão ‘ativas’, acrescentando que a curva obtida com o programa SI (a azul) tem ainda, entre cerca de 9 e 14Hz, oscilações pouco plausíveis e características de baixa razão ‘sinal/ruído’ dos espectros, como é aliás visível no espectro f-V da Figura 4.18. A curva ‘passiva’ obtida com o programa SI para os dados do dispositivo triangular T7 (curva a turquesa) é semelhante à curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI (curva a azul).

Destaquem-se aqui as inflexões do crescimento da velocidade, para frequências inferiores a cerca de 4.5Hz, em ambas as curvas ‘passivas’ obtidas com o programa SI. Estas inflexões não têm certamente qualquer realidade física, face ao enquadramento geológico do local. Aliás, de acordo com o manual do programa SI [Geometrics 2006], este decrescimento da velocidade nas baixas frequências, que ocorre habitualmente nos resultados do programa SI, corresponde quase sempre a um “artefacto” gerado pelo próprio programa, devido à baixa resolução espectral nesta gama de frequências.

As seguintes Figura 4.22 a Figura 4.26 são idênticas às Figura 4.17 a Figura 4.21, mas exemplificam agora os resultados das aquisições passivas no local SW4, igualmente com um perfil de 24 geofones equiespaçados de 3m e com um dispositivo bidimensional triangular, do tipo T7 (com 7 geofones), aqui com 50m de dimensão. Devido ao espaço disponível no local, este dispositivo triangular também não foi centrado exactamente sobre o ponto SW4, mas antes num ponto a cerca de 4.5m a NNE do ponto SW4.

A Figura 4.26 contém a representação conjunta de todas as curvas de dispersão ‘passivas’ e ‘ativas’ obtidas no local SW4, consideradas como ‘finais’. Das curvas ‘passivas’ obtidas com o programa SI, foram seleccionados os troços com maior definição espectral: o troço, entre cerca de 2 e 14Hz, da curva ilustrada na Figura 4.23-b), e os troços de maior continuidade, entre cerca de 2 e 12Hz, da curva da Figura 4.25-b). As curvas de dispersão ‘passivas’ são igualmente representadas pelos losangos com diferentes cores, em função do dispositivo e do processamento que lhes deu origem. Os losangos a preto representam a curva ‘passiva’ obtida com os dados do perfil linear de 24 geofones, processados com o programa f\_k, usando o processamento alternativo, descrito na secção 4.4.3 (esta curva é portanto a mesma que é representada na Figura 4.16-d), pelos losangos a preto). Os losangos a azul (escuro) correspondem ao troço seleccionado da curva ‘passiva’ obtida com os mesmos dados do perfil linear de 24 geofones, mas processados pelo programa SI (curva apresentada na Figura 4.23-b). Os losangos a turquesa correspondem aos troços seleccionados da curva ‘passiva’ obtida com os registos do dispositivo triangular T7 (curva ilustrada na Figura 4.25-b).

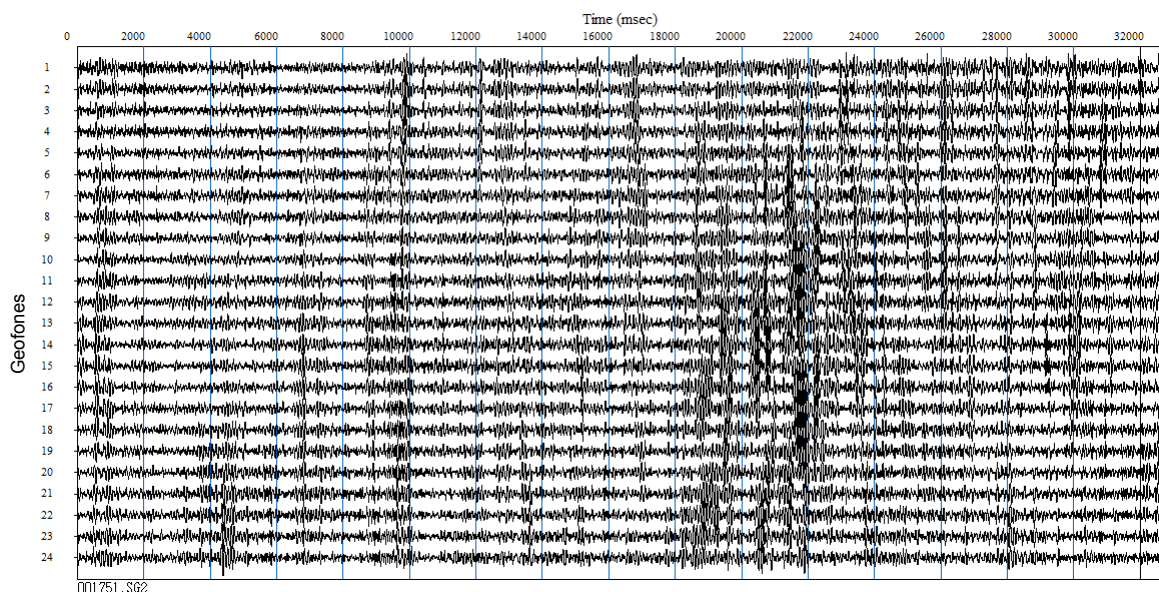


Figura 4.22 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, centrado no local SW4.

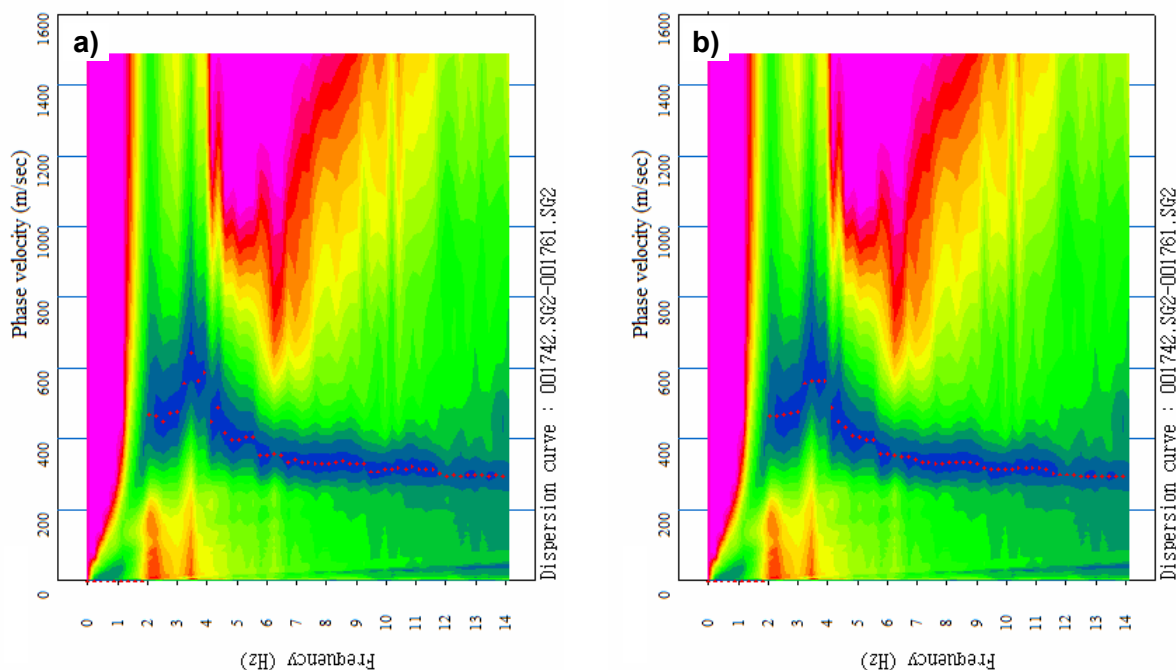


Figura 4.23 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o perfil linear de 24 geofones equiespaçados de 3m, no local SW4; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 2 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a).

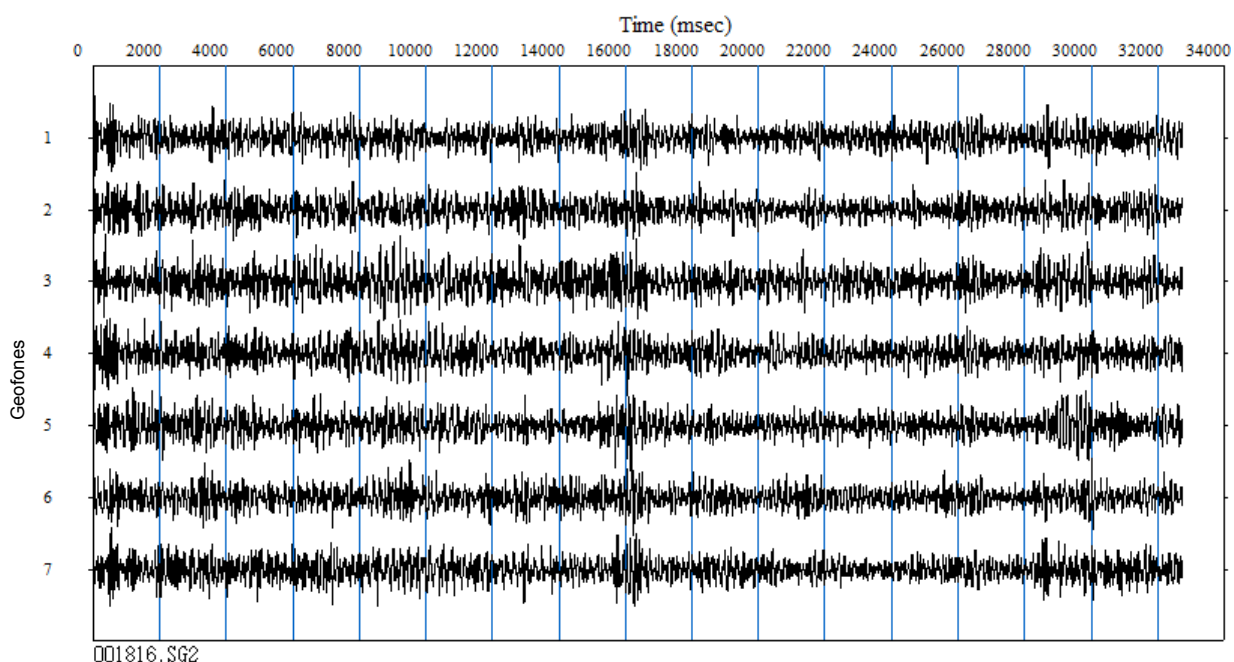


Figura 4.24 – Registo sísmico multi-receptor ‘passivo’ obtido com o dispositivo T7, com 50m de lado, no local SW4.

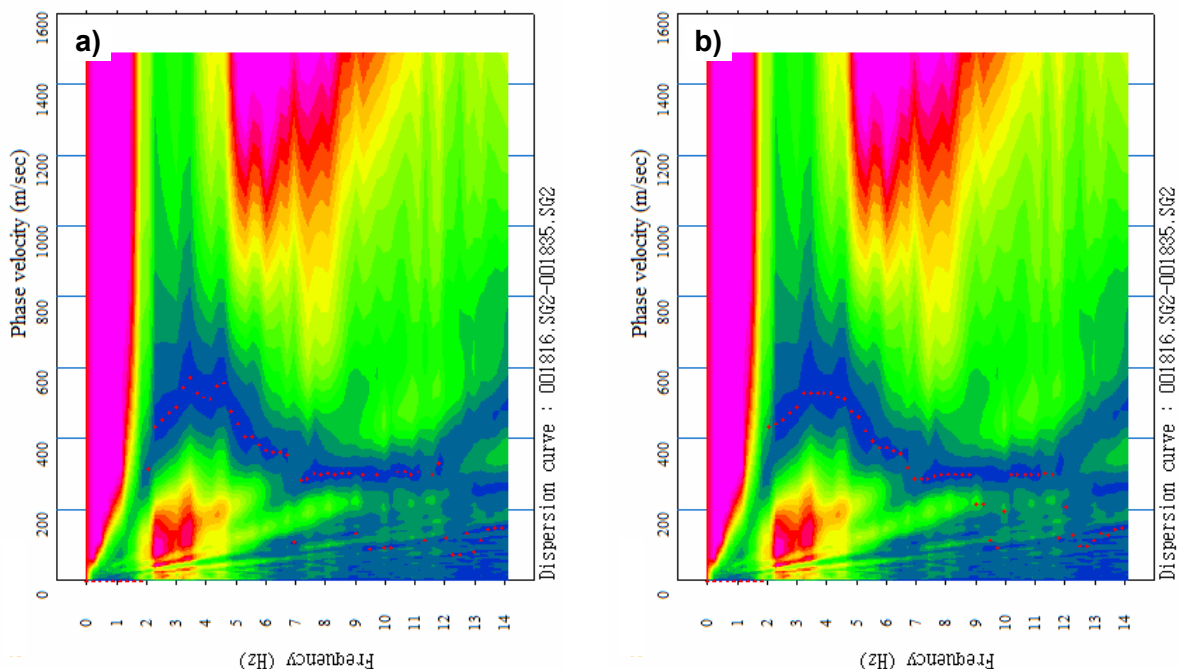


Figura 4.25 – Espectro f-V obtido com o programa SI, a partir dos 20 registos ‘passivos’ adquiridos com o dispositivo T7, com 50m de lado, no local SW4; em a) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão correspondente aos máximos absolutos do espectro f-V para cada frequência amostrada, entre cerca de 2 a 14Hz; em b) é representada, pelos pontos a vermelho, a curva de dispersão resultante da filtragem da curva de a).

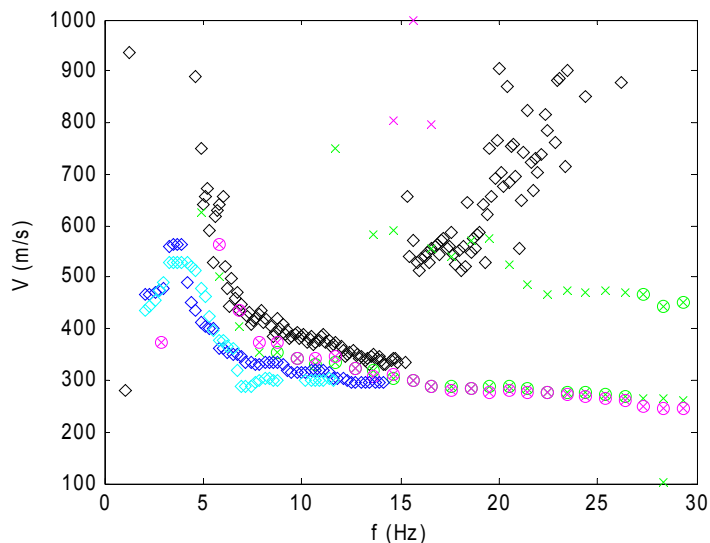


Figura 4.26 – Local SW4 – curvas de dispersão ‘passivas’ (losangos) sobrepostas às curvas de dispersão ‘ativas’ (círculos e ‘x’ a rosa e a verde): losangos a preto – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa f\_k; losangos a azul – curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI; losangos a turquesa – curva ‘passiva’ do dispositivo T7 obtida com o programa SI.

Mais uma vez se constata que o processamento com os dois programas, f\_k e SI, dos mesmos registos passivos, adquiridos com o perfil linear de 24 geofones no local SW4, gerou diferentes curvas de dispersão (comparar as curvas a preto e a azul na Figura 4.26), comprovando as discrepâncias entre os dois métodos. A diferença entre as duas curvas aumenta nas baixas frequências, o que pode estar relacionado com a baixa razão ‘sinal/ruído’ dos espectros de energia e conseqüente elevada incerteza das curvas de dispersão para frequências inferiores a 10Hz. A curva ‘passiva’ obtida com o programa SI para os dados do dispositivo triangular T7 (curva a turquesa) é semelhante à curva ‘passiva’ do perfil linear obtida com o programa SI (curva a azul), apesar de apresentar maior irregularidade.

Também neste exemplo, ambas as curvas ‘passivas’ obtidas com o programa SI têm inflexões do crescimento da velocidade para frequências inferiores a cerca de 4Hz que correspondem presumivelmente a “artefactos” gerados pelo próprio programa, não devendo, como tal, ser tidas em conta. Verifica-se neste caso que, entre as três curvas ‘passivas’, a que apresenta maior concordância com as curvas ‘ativas’ é a curva obtida com o programa f\_k, representada pelos losangos a preto.

Como observação final sobre o processamento de dados com o programa SI, note-se que este programa não calcula incertezas das velocidades das curvas de dispersão experimentais.

## 4.6. Sumário e conclusões

O programa  $f\_k$  desenvolvido neste trabalho efectua o processamento dos registos sísmicos multi-receptor do MOS, provenientes quer das aquisições activas, quer das aquisições passivas, desde que, nos dispositivos de aquisição, os receptores sejam dispostos segundo perfis lineares e com um espaçamento fixo entre receptores consecutivos. Este processamento tem como objectivo a obtenção das curvas de dispersão experimentais, da velocidade das ondas de Rayleigh, características do local de ensaio. Com este programa, os registos sísmicos após normalização, e eventualmente após truncatura e/ou decimação, no domínio do tempo, são transformados para o domínio  $f$ - $k$  e calculados os seus espectros de potência, que são depois normalizados, frequência a frequência, pelo máximo da energia do espectro para cada frequência. Em cada espectro de potência assim normalizado, são então pesquisados o máximo absoluto e os máximos relativos de maior amplitude, para cada frequência do espectro, correspondentes, em princípio, aos modos de propagação das ondas de Rayleigh. Com base nas coordenadas  $(f,k)$  destes máximos da energia do espectro, são então determinadas as respectivas velocidades de propagação.

Para os vários registos sísmicos das aquisições activas num mesmo perfil de geofones, implementou-se uma cadeia de procedimentos no programa  $f\_k$ , para somar no domínio  $f$ - $k$  os espectros destes registos, quer dos obtidos por repetição da fonte sísmica no mesmo local, quer dos obtidos para diferentes distâncias e orientações da fonte sísmica em relação ao perfil de geofones, quer mesmo dos obtidos com diferentes fontes sísmicas. A soma destes registos no domínio  $f$ - $k$  é válida desde que se observe suficiente semelhança e/ou complementaridade entre os vários espectros parcela e entre as curvas de dispersão extraídas desses espectros.

Os objectivos desta metodologia são não só otimizar o processamento dos dados dos vários dispositivos, como também enriquecer o espectro soma global, com as diferentes contribuições das várias fontes, posições e repetições, aumentando a energia dos pontos  $(f,k)$  realmente dominantes e, conseqüentemente, aumentando a resolução destes máximos espectrais, para uma mais ampla gama de frequências. Os exemplos apresentados ao longo do capítulo, de aplicação destes procedimentos a dados experimentais, evidenciam a sua eficácia na obtenção de curvas de dispersão mais regulares e com melhor definição, para uma maior gama de frequências, relativamente às curvas de dispersão extraídas de cada dispositivo de aquisição activa, tratado individualmente.

A metodologia aplicada fornece ainda uma medida quantitativa da “dispersão experimental” (“incerteza”) da velocidade do máximo absoluto do espectro soma, para cada frequência considerada, em relação às velocidades dos máximos absolutos dos espectros parcela, tomando como valor “médio”, o valor da velocidade do máximo absoluto do espectro soma.

Outra vantagem deste processamento, da soma dos espectros dos registos das várias aquisições activas efectuadas com o mesmo perfil de geofones, é a obtenção dum único conjunto de curvas de dispersão experimentais: uma curva associada ao máximo absoluto e outras associadas aos máximos relativos (de maior amplitude) do espectro soma, que

presumivelmente reflecte as características “médias” do meio de propagação sob o perfil de geofones, e, como tal, é o conjunto mais adequado para a modelação e/ou inversão das curvas experimentais, com vista à determinação da estratificação e do perfil vertical de  $V_S$  no local da aquisição de dados.

Procedimentos semelhantes aos implementados com o programa `f_k` para os registos da aquisição activa, podem ser aplicados aos registos obtidos na aquisição passiva com um perfil (linear) de geofones equiespaçados, fornecendo um método de processamento destes dados que permite, teoricamente, aumentar a definição e a resolução da curva de dispersão experimental de menor velocidade (supostamente correspondente ao modo fundamental de propagação), na gama das baixas frequências, tipicamente inferiores a 10Hz.

No entanto, das aplicações do programa `f_k` aos dados ‘passivos’ adquiridos em perfil linear de geofones, apenas num caso, o do local SW4, resultou uma curva de dispersão coerente e concordante com as curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local. Foi também para este local SW4, entre os vários locais onde se realizou aquisição passiva, que se obteve o espectro f-k soma com maior razão ‘sinal/ruído’ na gama de 5 a 15Hz, o que justifica os melhores resultados em termos de curvas de dispersão. Uma vez que este local SW4 é, relativamente ao local SW5, e aos outros locais onde se realizou aquisição passiva, no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5), o que se encontra mais próximo de “fontes” de ruído ambiente intenso (como, por exemplo, a “2ª Circular” de Lisboa, ver Figura 6.1 e Figura 6.4), este facto parece confirmar que os resultados pouco coerentes obtidos com o programa `f_k` nos outros locais são consequência do baixo conteúdo energético dos registos sísmicos ‘passivos’ aí adquiridos, em termos de vibrações ambientais associadas às ondas de Rayleigh.

Os mesmos registos ‘passivos’ adquiridos com os perfis lineares de geofones, foram igualmente processados com o programa SI que utiliza um método diferente para a determinação das curvas de dispersão experimentais, baseado na análise da coerência espacial dos sinais dos vários receptores e no espectro de energia no domínio transformado f-V. As curvas de dispersão obtidas com o programa SI pelo processamento conjunto dos registos ‘passivos’ nos perfis lineares de geofones, apresentaram-se bastante diferentes das obtidas com o programa `f_k` para os mesmos dados, sobretudo nos casos onde era menor a razão ‘sinal/ruído’. Estas diferenças evidenciam divergências entre os métodos utilizados pelos dois programas (`f_k` e SI) e demonstram que a técnica de processamento dos registos sísmicos pode influenciar a curva de dispersão experimental obtida a partir dos mesmos registos, sobretudo quando a razão ‘sinal/ruído’ destes registos é baixa.

As curvas de dispersão ‘passivas’ dos perfis lineares, resultantes do programa SI apresentam ainda, de uma modo geral, desfasamentos em relação às curvas de dispersão ‘activas’ obtidas no mesmo local, desfasamentos que aumentam para frequências inferiores a cerca de 10Hz e que se traduzem, em todos os casos, em menor velocidade da curva ‘passiva’ em relação às curvas ‘activas’ (obtidas com o programa `f_k`).

As curvas de dispersão experimentais obtidas exclusivamente com o programa SI, a partir dos dados 'passivos' adquiridos com dispositivos bidimensionais de geofones, apresentaram uma tendência semelhante às curvas 'passivas' do perfil linear obtidas com o programa SI, ou seja, exibiram igualmente, na generalidade, um afastamento (com velocidades inferiores) das curvas de dispersão ('activas' e 'passivas') obtidas com o programa f\_k para os mesmos locais.

Perante estes resultados, afigura-se importante aprofundar no futuro, o estudo das técnicas de obtenção das curvas de dispersão experimentais, a partir de registos sísmicos de aquisição passiva.



## 5. MODELAÇÃO E INVERSÃO DAS CURVAS DE DISPERSÃO EXPERIMENTAIS

### 5.1. Introdução

A etapa final do MOS e o objectivo último do método é determinar o modelo físico, mais concretamente a distribuição vertical de  $V_S$ , no meio onde ocorreu a propagação das ondas de Rayleigh, compatível com a(s) curva(s) de dispersão de  $V_R$  obtidas experimentalmente.

De acordo com o exposto na secção 2.2.5, os métodos analíticos disponíveis para a modelação da dispersão das ondas de Rayleigh pressupõe que o meio de propagação seja homogéneo ou constituído por um conjunto de estratos horizontais homogéneos, limitados superiormente pela superfície livre e inferiormente por um semi-espaço homogéneo (ver Figura 5.1). Foi também já descrito que a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh ( $V_R$ ) e a sua dispersão com a frequência, são fortemente condicionadas pela variação vertical da rigidez, e, portanto, de  $V_S$ , no meio de propagação em estudo. Deste modo, fixando ou estimando os outros parâmetros mecânicos necessários para a resolução da equação de dispersão de Rayleigh, nomeadamente  $V_P$  (ou  $v$ ) e  $\rho$  (com muito menor influência do que  $V_S$ ), e assumindo igualmente algumas premissas sobre a estrutura geométrica dos estratos horizontais, ou seja, sobre o número de estratos e sobre as suas espessuras, é possível inferir os valores de  $V_S$ , para cada estrato do modelo, que justificam as curvas de dispersão experimentais de  $V_R$ . Este processo é frequentemente designado por “inversão” das curvas experimentais, como é referido na secção 2.3.1.

Naturalmente, a primeira ferramenta necessária para a modelação e/ou inversão das curvas experimentais é um algoritmo de resolução do chamado Problema Directo (ou de modelação directa), ou seja, no contexto deste trabalho, um algoritmo que determine as curvas modais teóricas, de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh (na aproximação das ondas planas), a partir de um modelo (teórico) de camadas ou estratos horizontais sobre um semi-espaço, caracterizados por valores conhecidos de  $V_S$ ,  $V_P$  (ou  $v$ ),  $\rho$  e espessuras ( $h$ ) das várias camadas.

Dispondo de um algoritmo de resolução do Problema Directo, a inversão (ou modelação) das curvas experimentais de dispersão pode ser efectuada interactivamente pelo utilizador, por “tentativa e erro”, procurando os modelos e/ou os seus parâmetros cujas curvas modais se ajustam às curvas experimentais, ou pode ser efectuada por inversão “automática” através de um algoritmo de optimização (minimização) da diferença entre a(s) curva(s) experimental(ais) e a(s) curva(s) teórica(s), calculada(s) pelo algoritmo de modelação directa. Tal como é descrito na secção 2.3.2.3, estes algoritmos de optimização são normalmente iterativos, e como este Problema Inverso é não linear, são baseados em métodos linearizados dos mínimos quadrados pesados e/ou amortecidos (de pesquisa local)

ou em métodos de pesquisa global do(s) mínimo(s) num espaço de soluções preestabelecido.

Neste trabalho procedeu-se a um estudo comparativo de alguns algoritmos de resolução do Problema Directo, a que a autora teve acesso ou implementou, que é apresentado na secção 5.2. Desse estudo elegeu-se o algoritmo S\_K que, após a implementação de alguns melhoramentos, foi o que apresentou maior robustez numérica e fiabilidade na determinação das curvas modais (teóricas) de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh.

A estratégia para a modelação/inversão dos dados experimentais do MOS (curvas de dispersão experimentais), adoptada neste trabalho, foi essencialmente baseada na inversão interactiva por “tentativa e erro”, utilizando o referido algoritmo de modelação directa S\_K. Apesar desta estratégia não recorrer a técnicas de optimização, tem também algumas vantagens, tais como:

- incorporar facilmente, em cada tentativa ou modelo testado, limites e constrangimentos aos parâmetros do modelo, baseados na informação disponível sobre o local em estudo;
- em cada passo, é possível aferir o enquadramento dos vários modos de propagação, experimentais e teóricos, ou seja, quando as curvas de dispersão experimentais são claramente multimodais, pode não só determinar-se o ajuste entre os modos fundamentais (MF), experimental e teórico, como avaliar, pelo menos, qualitativamente, o ajuste dos aparentes modos experimentais, com velocidade superior ao MF experimental, aos modos de propagação teóricos de ordem superior ao MF (teórico);
- cada modelo testado é definido e julgado criticamente pelo utilizador/interpretador do algoritmo, podendo, desse modo, o processo de inversão resultar num modelo “final” mais realista do que os obtidos pelos algoritmos de inversão com optimização “automática”.

Na prática, tal como é exposto na secção 5.3, na inversão das curvas experimentais obtidas nas aplicações do MOS no Campo Experimental do LNEC (apresentadas na secção 6.5), utilizou-se uma estratégia híbrida, recorrendo inicialmente, numa 1ª etapa, ao programa SI, mais concretamente ao seu módulo de modelação e inversão, para efectuar uma inversão “automática” da curva experimental de menor velocidade, admitindo que corresponde ao MF de propagação, característico do local em estudo.

O modelo resultante desta primeira inversão, apesar de, por vezes apresentar valores de  $V_S$ , e sobretudo de  $V_P$ , pouco realistas, é adaptado e “corrigido” para definir o modelo de partida (inicial) da 2ª etapa da modelação, que consiste então na alteração interactiva deste modelo inicial, por “tentativa e erro”, utilizando o algoritmo S\_K, de modo a ajustar as respectivas curvas teóricas multimodais às curvas experimentais de dispersão, constrangendo o modelo em função da informação disponível sobre o local.

Para finalizar o presente capítulo, a secção 5.4 sintetiza algumas considerações sobre a abordagem utilizada para a modelação e inversão das curvas de dispersão experimentais, da velocidade das ondas de Rayleigh.

## 5.2. Algoritmos de resolução do Problema Directo

Os métodos mais utilizados para a resolução do Problema Directo aqui considerado, ou seja, para a resolução da equação de dispersão de Rayleigh (2.46), ainda equivalente à determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , e das funções próprias associadas  $r_1(z,k_j,\omega)$  a  $r_4(z,k_j,\omega)$ , do sistema de equações (2.43), para cada frequência  $\omega$ , são os métodos matriciais ou de matriz de propagação, aplicados a um modelo verticalmente estratificado.

Nestes métodos matriciais o meio de propagação é modelado como um meio limitado superiormente pela superfície 'livre', composto por camadas horizontais com diferentes propriedades mecânicas, sobre um semi-espaco, sendo que cada uma destas camadas (incluindo naturalmente o semi-espaco) é um meio homogéneo e isotrópico e com extensão infinita segundo a direcção horizontal, tal como é representado esquematicamente na Figura 5.1, que é idêntica à Figura 2.7 da secção 2.2.5. Cada camada ou estrato genérico 'n' é caracterizado pela sua espessura ou altura,  $h_n$ , pela massa volúmica  $\rho_n$ , e pelas velocidades das ondas volúmicas S e P nesse estrato,  $V_{Sn}$  e  $V_{Pn}$ .

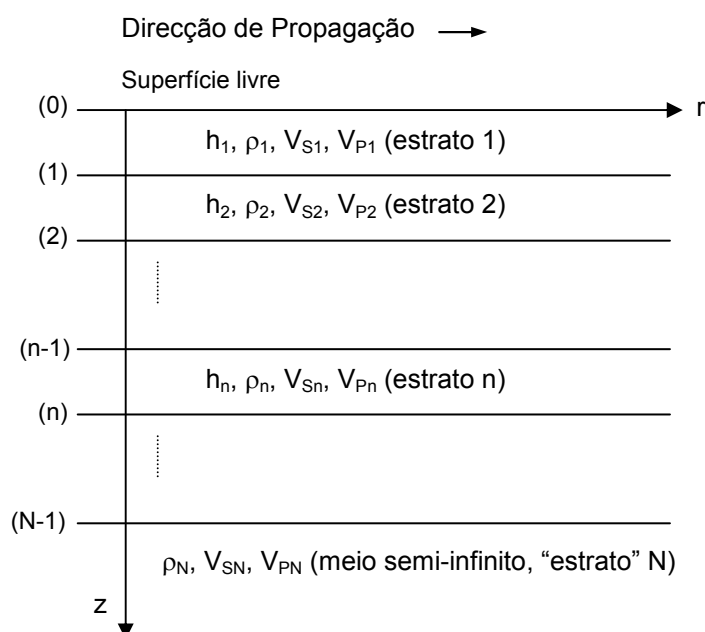


Figura 5.1 – Modelo verticalmente estratificado considerado nos métodos matriciais de resolução da equação de dispersão de Rayleigh ('r' representa uma qualquer direcção arbitrária no plano horizontal e 'z' representa a direcção vertical).

Os métodos matriciais incluem os métodos da matriz de transferência, o método da matriz de rigidez e os métodos das matrizes de reflexão e de transmissão (por vezes abreviados

por métodos das matrizes R/T). Estes métodos analíticos (exactos e equivalentes entre si) foram já resumidos na secção 2.2.5.2.

Neste trabalho foram analisados e comparados quatro algoritmos de resolução do Problema Directo. Estes algoritmos, aqui designados por FWDMOD, MAT\_DISPERSSE, S\_K e RIG, foram todos implementados em código para Matlab®. Dois deles, o programa FWDMOD e o programa S\_K são baseados em (diferentes) métodos do tipo matriz de transferência. O programa MAT\_DISPERSSE utiliza um método de matrizes R/T. Por último, o programa RIG é baseado no método aproximado da matriz de rigidez linearizada, igualmente referido na secção 2.2.5.2.

### 5.2.1. Formulação matricial de Thomson-Haskell

Os métodos da matriz de transferência, baseados na formulação de Thomson-Haskell [Haskell 1953], são provavelmente os mais conhecidos, mais estudados e mais aplicados, sendo, por isso, aqui resumida a sua formulação matricial de base, tanto mais que os restantes métodos matriciais derivam igualmente desta formulação.

Considere-se a equação vectorial (2.38), válida no interior de cada estrato genérico 'n' do modelo da Figura 5.1; considere-se a propagação de uma onda plana (harmónica no tempo) na direcção horizontal 'r', de acordo com o esquema da Figura 5.1, com velocidade de fase  $V=V_R$ , frequência angular  $\omega$ , e número de onda  $k$ ; imponham-se as condições fronteira da continuidade dos deslocamentos e das tensões nas interfaces entre estratos contíguos (para cada interface,  $u_r(z^+)=u_r(z^-)$ ;  $u_z(z^+)=u_z(z^-)$ ;  $\sigma_{zz}(z^+)=\sigma_{zz}(z^-)$  e  $\sigma_{rz}(z^+)=\sigma_{rz}(z^-)$ , onde os sinais '+' e '-' dizem respeito, respectivamente, aos valores abaixo e acima da interface considerada). Nestas condições é possível provar que [Haskell 1953],

$$\begin{bmatrix} \dot{u}_r(n)/V \\ \dot{u}_z(n)/V \\ \sigma_{zz}(n) \\ \sigma_{rz}(n) \end{bmatrix} = \mathbf{A}_n \begin{bmatrix} \dot{u}_r(n-1)/V \\ \dot{u}_z(n-1)/V \\ \sigma_{zz}(n-1) \\ \sigma_{rz}(n-1) \end{bmatrix}, \quad n = 1, \dots, N-1 \quad (5.1)$$

onde:  $\dot{u}_r(n)$  e  $\dot{u}_z(n)$  representam, respectivamente, as derivadas de  $u_r$  e de  $u_z$  em ordem ao tempo (t), na interface 'n';  $\sigma_{zz}(n)$  e  $\sigma_{rz}(n)$  representam, respectivamente, as tensões normal e de corte na interface 'n';  $\dot{u}_r(n-1)$  e  $\dot{u}_z(n-1)$  representam, respectivamente, as derivadas de  $u_r$  e de  $u_z$  em ordem ao tempo, na interface 'n-1';  $\sigma_{zz}(n-1)$  e  $\sigma_{rz}(n-1)$  representam, respectivamente, as tensões normal e de corte na interface 'n-1'; e a matriz  $\mathbf{A}_n$  representa a *matriz de transferência* para as funções dos deslocamentos e das tensões, relativa ao estrato 'n', definido entre as interfaces superior (n-1) e inferior (n). Pode demonstrar-se que os elementos da matriz  $\mathbf{A}_n$ , quadrada, com dimensões (4x4), são determinados por [Haskell 1953]:

$$\begin{aligned}
 (\mathbf{A}_n)_{11} &= (\mathbf{A}_n)_{44} = \gamma_n \cos P_n - (\gamma_n - 1) \cos S_n \\
 (\mathbf{A}_n)_{12} &= (\mathbf{A}_n)_{34} = i \left[ (\gamma_n - 1) p_n^{-1} \sin P_n + \gamma_n s_n \sin S_n \right] \\
 (\mathbf{A}_n)_{13} &= (\mathbf{A}_n)_{24} = -(\rho_n V^2)^{-1} (\cos P_n - \cos S_n) \\
 (\mathbf{A}_n)_{14} &= i (\rho_n V^2)^{-1} (p_n^{-1} \sin P_n + s_n \sin S_n) \\
 (\mathbf{A}_n)_{21} &= (\mathbf{A}_n)_{43} = -i \left[ \gamma_n p_n \sin P_n + (\gamma_n - 1) s_n^{-1} \sin S_n \right] \\
 (\mathbf{A}_n)_{22} &= (\mathbf{A}_n)_{33} = -(\gamma_n - 1) \cos P_n + \gamma_n \cos S_n \\
 (\mathbf{A}_n)_{23} &= i (\rho_n V^2)^{-1} (p_n \sin P_n + s_n^{-1} \sin S_n) \\
 (\mathbf{A}_n)_{31} &= (\mathbf{A}_n)_{42} = \rho_n V^2 \gamma_n (\gamma_n - 1) (\cos P_n - \cos S_n) \\
 (\mathbf{A}_n)_{32} &= i \rho_n V^2 \left[ (\gamma_n - 1)^2 p_n^{-1} \sin P_n + \gamma_n^2 s_n \sin S_n \right] \\
 (\mathbf{A}_n)_{41} &= i \rho_n V^2 \left[ \gamma_n^2 p_n \sin P_n + (\gamma_n - 1)^2 s_n^{-1} \sin S_n \right]
 \end{aligned} \tag{5.2}$$

onde

$$p_n = \begin{cases} \sqrt{(V/V_{Pn})^2 - 1} & , \quad V > V_{Pn} \\ -i \sqrt{1 - (V/V_{Pn})^2} & , \quad V < V_{Pn} \end{cases} , \quad s_n = \begin{cases} \sqrt{(V/V_{Sn})^2 - 1} & , \quad V > V_{Sn} \\ -i \sqrt{1 - (V/V_{Sn})^2} & , \quad V < V_{Sn} \end{cases} \tag{5.3}$$

$$\gamma_n = 2 (V_{Sn}/V)^2 \quad , \quad P_n = k p_n h_n \quad , \quad S_n = k s_n h_n$$

Definindo todas as matrizes  $\mathbf{A}_n$  do modelo estratificado, para  $n=1, \dots, N-1$ , utilizando as condições fronteira da continuidade dos deslocamentos e das tensões em cada interface  $n=1, \dots, N-1$ , e aplicando repetidamente a equação (5.1), obtém-se

$$\begin{bmatrix} \dot{u}_r(N-1)/V \\ \dot{u}_z(N-1)/V \\ \sigma_{zz}(N-1) \\ \sigma_{rz}(N-1) \end{bmatrix} = \mathbf{A}_{N-1} \dots \mathbf{A}_1 \begin{bmatrix} \dot{u}_r(0)/V \\ \dot{u}_z(0)/V \\ \sigma_{zz}(0) \\ \sigma_{rz}(0) \end{bmatrix} = \mathbf{A} \begin{bmatrix} \dot{u}_r(0)/V \\ \dot{u}_z(0)/V \\ \sigma_{zz}(0) \\ \sigma_{rz}(0) \end{bmatrix} , \quad \text{sendo } \mathbf{A} = \mathbf{A}_{N-1} \dots \mathbf{A}_1 \tag{5.4}$$

que representa a concatenação do modelo com  $N$  estratos (representando o “estrato”  $N$ , o semi-espaço de base infinita), numa única matriz  $\mathbf{A}$  de *transferência global*, resultante do produto das  $(N-1)$  matrizes  $\mathbf{A}_n$ . Esta matriz  $\mathbf{A}$  relaciona os deslocamentos e as tensões na superfície livre – interface (0) – com os deslocamentos e tensões na interface  $(N-1)$ , que separa a camada  $N-1$  do espaço semi-infinito (“estrato”  $N$ ), de acordo com a Figura 5.1.

Na realidade, a equação (5.4) é ainda bastante geral, sendo válida quer para ondas superficiais, quer para outras ondas em propagação no meio estratificado. No entanto, se forem impostas as condições associadas a uma onda superficial:

- as tensões anulam-se na superfície livre ( $\sigma_{zz}(0)=\sigma_{rz}(0)=0$ ); e
- a amplitude da onda diminui, até se anular, com a profundidade, o que implica que não há deslocamentos nem tensões, a partir de uma determinada profundidade, no semi-espaço infinito ( $\sigma_{zz}\rightarrow 0, \sigma_{rz}\rightarrow 0, u_r\rightarrow 0$  e  $u_z\rightarrow 0$ , quando  $z\rightarrow\infty$ );

A equação (5.4) pode então, após algumas manipulações, ser escrita simplesmente como ([Haskell 1953]):

CF – DE = 0 , onde

$$\begin{aligned}
 C &= \gamma_N p_N A_{12} + (\gamma_N - 1) A_{22} - p_N A_{32}/\rho_N V^2 + A_{42}/\rho_N V^2 \\
 D &= \gamma_N p_N A_{11} + (\gamma_N - 1) A_{21} - p_N A_{31}/\rho_N V^2 + A_{41}/\rho_N V^2 \\
 E &= -(\gamma_N - 1) A_{12} + \gamma_N s_N A_{22} + A_{32}/\rho_N V^2 + s_N A_{42}/\rho_N V^2 \\
 F &= -(\gamma_N - 1) A_{11} + \gamma_N s_N A_{21} + A_{31}/\rho_N V^2 + s_N A_{41}/\rho_N V^2
 \end{aligned} \tag{5.5}$$

Nesta equação,  $A_{11}$ ,  $A_{12}$ ,  $A_{21}$ ,  $A_{22}$ ,  $A_{31}$ ,  $A_{32}$ ,  $A_{41}$  e  $A_{42}$  são elementos da matriz de transferência global  $\mathbf{A}$  (quadrada e com dimensões 4x4), definida anteriormente. Deste modo, a determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , da equação de dispersão de Rayleigh (2.46), ou do sistema equivalente (2.43), para cada frequência angular  $\omega$ , reduz-se à determinação das raízes  $k_j(\omega)$  da equação (CF-DE)=0, que correspondem aos números de onda modais. Determinados os valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , é então possível calcular as funções próprias  $r_1(z, k_j, \omega)$  a  $r_4(z, k_j, \omega)$ , em profundidade, associadas aos deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$  e às tensões  $\sigma_{rz}$  e  $\sigma_{zz}$  (ver secções 2.2.5.1 a 2.2.5.3).

A equação (5.5) só é válida se  $V < V_{SN}$ , i.e., a velocidade de propagação da onda superficial (de Rayleigh),  $V$ , tem que ser necessariamente menor que a velocidade da onda de corte no semi-espaço,  $V_{SN}$ , de modo a não ser violada a definição de onda superficial, cuja amplitude se anula quando  $z \rightarrow \infty$ . Deste modo, a função secular (CF-DE) é sempre uma função real.

É sabido que a formulação original de Thomson-Haskell conduz a problemas numéricos de difícil resolução, quer na determinação das raízes da equação (5.5), sobretudo nas altas frequências, quer na determinação das funções próprias dos deslocamentos e das tensões, associados a cada modo de propagação, mesmo para baixas frequências (e.g. [Dunkin 1965]). Tal como já foi referido na secção 2.2.5.2, várias alterações têm sido propostas para contornar ou evitar estes problemas numéricos, tais como as de [Knopoff 1964], [Dunkin 1965], [Schwab & Knopoff 1970], [Schwab 1970], [Schwab & Knopoff 1972] e de [Abo-Zena 1979]. Uma das alternativas mais frequentemente usadas é o algoritmo desenvolvido por [Schwab & Knopoff 1972], que é precisamente a base da determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , no programa S\_K utilizado neste trabalho (ver secção 5.2.4).

### 5.2.2. Programa FWDMOD

Apesar das conhecidas limitações numéricas do método, efectuou-se inicialmente um programa de cálculo automático, utilizando a formulação original de Thomson-Haskell, com

os objectivos de estudar o comportamento dispersivo das ondas de Rayleigh em função do modelo geomecânico, de testar os limites do método e ainda como meio de aprendizagem da implementação de programas para Matlab®. Este programa, designado por FWDMOD, determina as raízes da equação (5.5), utilizando a rotina *fzero*, disponível na biblioteca do Matlab®, para pesquisa numérica de zeros de funções. O programa FWDMOD foi ainda parcialmente baseado nas rotinas do programa MAT\_DISPERS© (ver secção 5.2.3), a que autora teve (livre) acesso, no início de 2005, através da "página" do Prof. Glenn Rix, no *website* <http://www.ce.gatech.edu>.

Os resultados obtidos com o programa FWDMOD, em termos da determinação das raízes  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , e consequentemente em termos das curvas modais da velocidade de propagação das ondas de Rayleigh,  $V_j(\omega)=\omega/k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , foram bastante razoáveis para frequências até cerca de 100Hz, tal como é ilustrado nos exemplos da secção 5.2.6. Este programa revelou-se muito útil como termo de comparação dos resultados dos outros programas testados, nomeadamente por ser baseado num método analítico exacto. Numa extensão do programa FWDMOD, foram ainda implementados cálculos das funções próprias  $r_1$  a  $r_4$ , em profundidade, associadas aos deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$  e às tensões  $\sigma_{rz}$  e  $\sigma_{zz}$ , dos vários modos de propagação existentes para cada frequência em análise, igualmente com base na formulação original de Thomson-Haskell, tendo contudo estes resultados evidenciado, em alguns casos, os conhecidos problemas numéricos.

### 5.2.3. Programa MAT\_DISPERS©

O programa MAT\_DISPERS© (Glenn Rix & Carlo Lai, 2003, GNU Public License, Free Software Foundation, Inc.) é um *freeware* em código Matlab®, que foi obtido a partir da "página" do Prof. Glenn Rix, no *website* <http://www.ce.gatech.edu>, da "School of Civil & Environmental Engineering" (Georgia Institute of Technology, USA), disponível à data de Janeiro de 2005. Este programa e as diversas rotinas que o constituem são baseados essencialmente nos trabalhos de [Hisada 1994], [Hisada 1995] e de [Lai & Rix 1998].

No que respeita à determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , da equação de dispersão de Rayleigh (2.46), bem como das funções próprias  $r_1$  a  $r_4$ , o programa utiliza um método de matrizes (generalizadas) de reflexão e de transmissão, com as modificações propostas por [Hisada 1994] e [Hisada 1995]. Neste método a função secular é uma função complexa (em oposição à função secular real, (CF-DE), do método de Thomson-Haskell) e, como tal, as suas raízes são determinadas pela pesquisa dos mínimos do seu valor absoluto. Esta pesquisa é auxiliada pela rotina *fminbnd*, pertencente à biblioteca do Matlab®, para pesquisa numérica de mínimos de funções.

Os valores próprios  $k_j(\omega)$  e as respectivas velocidades modais,  $V_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , são calculados pelas rotinas *modal©* e *secular©* (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999). As profundidades ( $z$ ) e as funções próprias  $r_1(z,k_j,\omega)$  a  $r_4(z,k_j,\omega)$ , associadas aos deslocamentos  $u_r$  e  $u_z$  e às tensões  $\sigma_{rz}$  e  $\sigma_{zz}$ , para cada modo de propagação e para cada frequência considerada, são calculadas pela rotina *disp\_stress©* (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999).

Tal como é ilustrado na secção 5.2.6, este programa revelou várias limitações na determinação das raízes ou valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , para os exemplos utilizados, sobretudo nos casos dos modelos inversamente dispersivos, mas também em alguns casos de modelos normalmente dispersivos, especialmente para frequências superiores a cerca de 100Hz.

O programa MAT\_DISPERSIVE inclui ainda uma rotina *partial*© (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999) baseada no formalismo analítico desenvolvido por [Lai & Rix 1998], que permite calcular as derivadas parciais das velocidades de fase modais  $V_j(\omega) = \omega/k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , para cada modo e cada frequência considerada, em ordem às velocidades  $V_S$  e  $V_P$  de cada camada (estrato) do modelo. Na realidade, são calculadas duas formas das derivadas parciais: as derivadas parciais para cada ponto  $z$  (profundidade) considerado; e as derivadas parciais integradas para cada camada do modelo.

Baseadas igualmente no formalismo desenvolvido por [Lai & Rix 1998], nomeadamente no que se refere aos conceitos de sobreposição modal e de velocidade efectiva (ver secções 2.2.5.4 e 2.2.5.5), o programa MAT\_DISPERSIVE contém ainda as rotinas *effective*© e *green*© (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999) que calculam, respectivamente:

*effective* – para um conjunto de posições ou distâncias à fonte sísmica, e para as frequências consideradas, determina a velocidade efectiva (relativa à componente vertical do deslocamento, usando a equação (2.74)), bem como as derivadas parciais (analíticas) desta velocidade efectiva, em relação a  $V_S$  e a  $V_P$  de cada camada, integradas para cada estrato do modelo.

*green* – para um conjunto de posições ou distâncias à fonte sísmica, e para as frequências consideradas, determina as funções de Green dos campos dos deslocamentos, vertical,  $u_z$ , e radial,  $u_r$ , resultantes da sobreposição modal.

#### 5.2.4. Programa S\_K

O programa aqui designado por S\_K foi adaptado a partir do programa SCHWAB\_KNOPOFF© (Glenn Rix & Carlo Lai, 2000, GNU Public License, Free Software Foundation, Inc.), que é igualmente um *freeware* em código Matlab®, disponibilizado directamente pelo Prof. Carlo Lai (em Setembro 2005).

O programa SCHWAB\_KNOPOFF (e o consequente programa S\_K) é um programa “híbrido” uma vez que utiliza o método de matriz de transferência, desenvolvido por [Schwab & Knopoff 1972], para determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , da equação de dispersão de Rayleigh (2.46), mas utiliza o mesmo método das matrizes R/T, que é utilizado no programa MAT\_DISPERSIVE, para o cálculo das funções próprias  $r_1$  a  $r_4$ .

Os valores próprios  $k_j(\omega)$  e as respectivas velocidades modais,  $V_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , são agora calculados por diferentes rotinas (apesar de terem o mesmo nome) *modal*© e *secular*© (Glenn Rix & Carlo Lai, 2000). Na rotina *modal* o refinamento da pesquisa numérica dos



zeros da função secular, que é também uma função real, como no método original de Thomson-Haskell, é igualmente efectuado pela rotina *fzero* do Matlab®, tal como no programa FWDMOD.

No programa original SCHWAB\_KNOPOFF, as profundidades ( $z$ ) e as funções próprias  $r_1(z, k_j, \omega)$  a  $r_4(z, k_j, \omega)$ , para os modos de propagação de cada frequência considerada, são calculadas pela mesma rotina *disp\_stress*© (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999), utilizada no programa MAT\_DISPERSE. Este programa inclui igualmente as mesmas rotinas *partial*, *effective* e *green* do programa MAT\_DISPERSE©, baseadas no trabalho de [Lai & Rix 1998].

Após alterações de alguns parâmetros na rotina *modal* e no programa (principal) original SCHWAB\_KNOPOFF, que tornaram mais eficiente a pesquisa de zeros da função secular, e, conseqüentemente, a determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , este programa alterado passou a ser designado por S\_K.

O algoritmo que determina os valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$  nos programas SCHWAB\_KNOPOFF e S\_K, implementado na rotina *secular* (que é utilizada na rotina *modal*), é baseado no algoritmo de [Schwab & Knopoff 1972], que incorpora diversas alterações ao método original de Thomson-Haskell para minimizar a perda de precisão da equação (5.5),  $(CF-DE)=0$ , nas altas frequências. Estas alterações na representação da equação de dispersão de Rayleigh, foram originalmente propostas por [Knopoff 1964] e, por isso, este método alternativo é por vezes designado por método de Knopoff. Mais tarde esta formulação foi otimizada para cálculo computacional por [Schwab 1970]. Os detalhes do método e do algoritmo encontram-se em [Knopoff 1964], [Schwab 1970], [Schwab & Knopoff 1970] e [Schwab & Knopoff 1972].

Verificar-se-á na secção 5.2.6, que, pelo menos para os exemplos testados, o programa S\_K, se revelou o mais fiável e robusto numericamente, entre os quatro programas comparados, para a determinação dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1, \dots, M(\omega)$ , e das conseqüentes curvas modais, da velocidade de fase *versus* frequência. Por este motivo, não só este programa S\_K foi o escolhido para efectuar a modelação dos dados experimentais deste trabalho, como foi neste programa que foram implementados procedimentos para melhorar o cálculo das profundidades ( $z$ ) onde são definidas as funções próprias  $r_1(z, k_j, \omega)$  a  $r_4(z, k_j, \omega)$ , e para filtrar os modos de propagação no cálculo da velocidade efectiva.

Na rotina *disp\_stress* forem efectuadas alterações na determinação das profundidades ( $z$ ), incluindo da profundidade máxima,  $z_{max}$ , utilizadas no cálculo das funções próprias  $r_1(z, k_j, \omega)$  a  $r_4(z, k_j, \omega)$ . Actualmente  $z_{max}$  é determinada, para cada frequência, em função do cdo de cada modo propagação. Estas alterações revelaram-se da maior importância para uma mais completa e correcta definição das funções  $r_1$  e  $r_4$ , em profundidade, para os vários modos de propagação, em relação aos resultados da rotina original. Naturalmente, esta definição das funções modais em profundidade, para os vários modos e frequências, é fundamental, por exemplo, para a correcta determinação das derivadas parciais das velocidades de fase

modais, bem como da velocidade efectiva e das suas derivadas parciais (cálculos efectuados pelas rotinas *partial* e *effective*).

Outra alteração realizada foi a inclusão de filtros de cdo na rotina *effective*, tal como já foi referido na secção 2.2.5.5. De facto, a rotina original *effective*© (Glenn Rix & Carlo Lai, 1999) calcula a velocidade efectiva relativa à componente vertical do deslocamento, somando na equação (2.74), todos os modos determinados para a frequência angular  $\omega$ . No entanto, esta equação só é válida quando a condição de campo distante (da fonte) se aplica a todos os modos existentes para a frequência  $\omega$ , condição esta que varia com o cdo ( $\lambda$ ) dos modos de propagação. Uma possível alternativa é somar na equação (2.74) apenas as contribuições dos modos que cumpram esta condição.

Deste modo, implementando os critérios da definição do campo distante, descritos na secção 2.2.5.5, na rotina *effective* modificada, para cada distância à fonte 'r' e para cada frequência  $\omega$ , apenas são somadas na equação (2.74), as contribuições dos modos de propagação, para os quais  $\lambda \leq 2r$ , no caso do meio ou modelo ser normalmente dispersivo, ou para os quais  $\lambda \leq 0.5r$ , no caso do modelo ser inversamente dispersivo.

### 5.2.5. Programa RIG

O programa aqui designado por RIG foi desenvolvido, em código Matlab®, no âmbito do trabalho de [Varandas 2005], cujo próprio autor cedeu para a realização dos testes aqui descritos.

O programa RIG implementa o método aproximado da matriz de rigidez linearizada, também designado por método dos estratos finos [Varandas 2005]. Este método é uma aproximação linear do método (exacto) da matriz de rigidez derivado por [Kausel & Roësset 1981] e [Kausel & Peek 1982], proposta igualmente por [Kausel & Roësset 1981].

Nesta aproximação, as camadas do modelo estratificado são subdivididas em camadas finas, com pequena espessura em relação aos cdo em análise, de modo a linearizar as equações transcendentais dos deslocamentos das partículas. Com esta linearização o sistema de equações do método da matriz de rigidez reduz-se a um problema algébrico de valores e vectores próprios [Varandas 2005].

A aplicação desta aproximação obriga à existência de um semi-espaço rígido com deslocamentos nulos, por ser impossível linearizar o campo dos deslocamentos num semi-espaço elástico. No algoritmo RIG a modelação do semi-espaço elástico é efectuada através da discretização da zona superior do semi-espaço num número suficiente de estratos finos, de modo a que, a amplitude das ondas reflectidas pela superfície rígida não tenha influência significativa na propagação das ondas de Rayleigh [Varandas 2005].

Os resultados apresentados na secção seguinte (5.2.6) mostram contudo que este programa RIG não determina exactamente os mesmos modos de propagação que os

obtidos com os restantes programas já descritos. Além disso, os modos determinados com o programa RIG apresentam uma deriva para velocidades mais elevadas do que as esperadas, à medida que aumenta a frequência. Esta deriva é mais notória nas altas frequências e para os modos de propagação mais elevados.

O programa RIG calcula, além dos valores próprios e das curvas modais, as funções próprias associadas aos modos de propagação,  $r_1$  a  $r_4$ , em função da profundidade, para cada frequência considerada. Com base nas velocidades modais e nas funções  $r_1$  e  $r_2$ , determina também as velocidades efectivas,  $V_{ef,z}(r,z,\omega)$  e  $V_{ef,r}(r,z,\omega)$  relativas aos deslocamentos vertical e horizontal ( $u_z$  e  $u_r$ ). Dado um conjunto de “receptores” ou de distâncias ( $r$ ) à fonte sísmica, o programa calcula ainda as velocidades efectivas médias  $V_{ef,z,média}(z,\omega)$  e  $V_{ef,r,média}(z,\omega)$ , cujos resultados já foram referidos na secção 2.2.5.5.

### **5.2.6. Análise e comparação dos resultados dos vários programas testados, em termos das curvas modais (valores próprios)**

Apresentam-se nesta secção os resultados comparativos, em termos das curvas modais  $V_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , dos quatro programas testados, descritos nas secções anteriores: FWDMOD, MAT\_DISPERSSE, S\_K e RIG.

A Figura 5.2 contém as curvas modais obtidas com os quatro programas, para o modelo normalmente dispersivo N1, apresentado na Tabela 5.1, para a banda de frequências [0,100Hz], com intervalo de cálculo em frequência de 2Hz. Este modelo N1 é o mesmo da Tabela 2.2, cujas curvas modais obtidas com o programa S\_K para a gama de frequências [2,90Hz] são ilustradas na Figura 2.9.

Verifica-se que para este modelo N1, as curvas modais obtidas com os programas FWDMOD, MAT\_DISPERSSE e S\_K são idênticas, quer na forma, quer no número de modos, para todas as frequências do intervalo considerado. A única excepção é para  $f=0$ Hz uma vez que o programa FWDMOD é, actualmente, o único dos três programas referidos, que calcula a velocidade do MF para  $f=0$ Hz (sendo o MF, o único modo existente para essa frequência).

Quanto às curvas modais obtidas com o programa RIG, observam-se diferenças, relativamente às curvas obtidas com os outros três programas, baseados em métodos exactos, tanto na forma como no número de modos e na sua distribuição em frequência, diferenças estas que se acentuam nas altas frequências. Observa-se ainda nestas curvas modais obtidas com o RIG, o já referido efeito de “deriva” para valores de velocidade superiores aos esperados, à medida que aumenta a frequência, e que afecta todos os modos de propagação, incluindo o MF. Outra diferença é na frequência mínima em que é determinado o MF deste modelo N1. Enquanto que os restantes três programas conseguem calcular a velocidade do MF para  $f \geq 2$ Hz, com o programa RIG o MF só é calculado para  $f \geq 4$ Hz.

Tabela 5.1 – Exemplo de modelo normalmente dispersivo, N1 (o mesmo da Tabela 2.2).

Modelo normalmente dispersivo N1					
Camada	Espessura (m)	massa volúmica $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	V <sub>s</sub> (m/s)	V <sub>p</sub> (m/s)	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )
1	10	1800	250	500	0.33
semi-espaço	$\infty$	1900	400	800	0.33

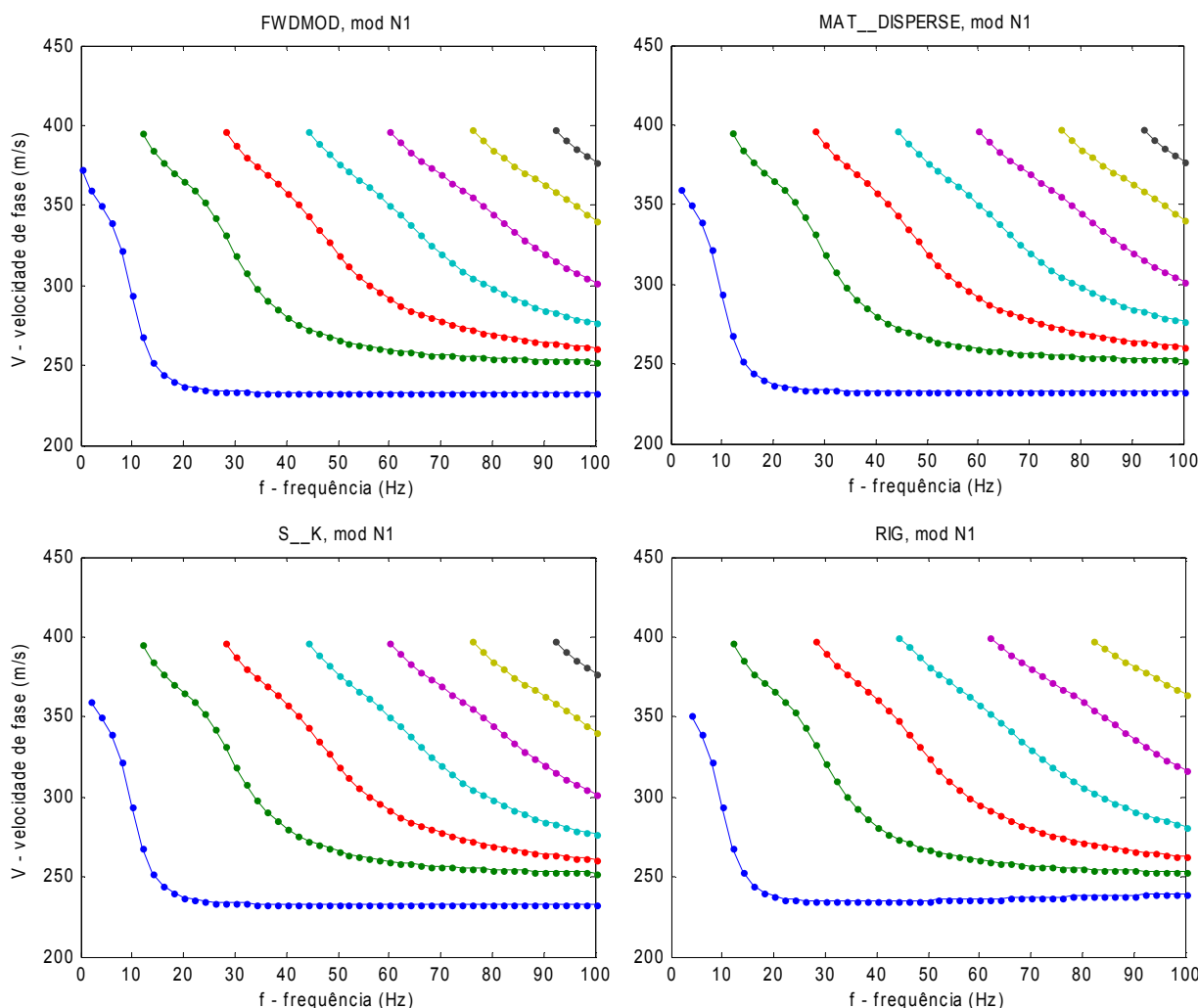


Figura 5.2 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo N1, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT\_DISPERSSE, S\_K e RIG.

Na Figura 5.3 apresentam-se as curvas modais obtidas com os quatro programas, para o modelo normalmente dispersivo N2, apresentado na Tabela 5.2. As curvas modais foram, neste caso, calculadas para a banda de frequências [0,150Hz] e com intervalo de cálculo em frequência de 3Hz. Este modelo N2 foi um dos modelos testados por [Varandas 2005].

Facilmente se verifica que, para este modelo N2, o único programa que determinou correctamente todos os valores próprios (velocidades modais) para todas as frequências da gama [3,150Hz], foi o programa S\_K, com 17 modos para f=150Hz.

Tabela 5.2 – Exemplo de modelo normalmente dispersivo, N2.

Modelo normalmente dispersivo N2					
Camada	Espessura (m)	massa volúmica $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	V <sub>s</sub> (m/s)	V <sub>p</sub> (m/s)	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )
1	20	1800	300	540	0.28
semi-espaço	$\infty$	1900	500	900	0.28

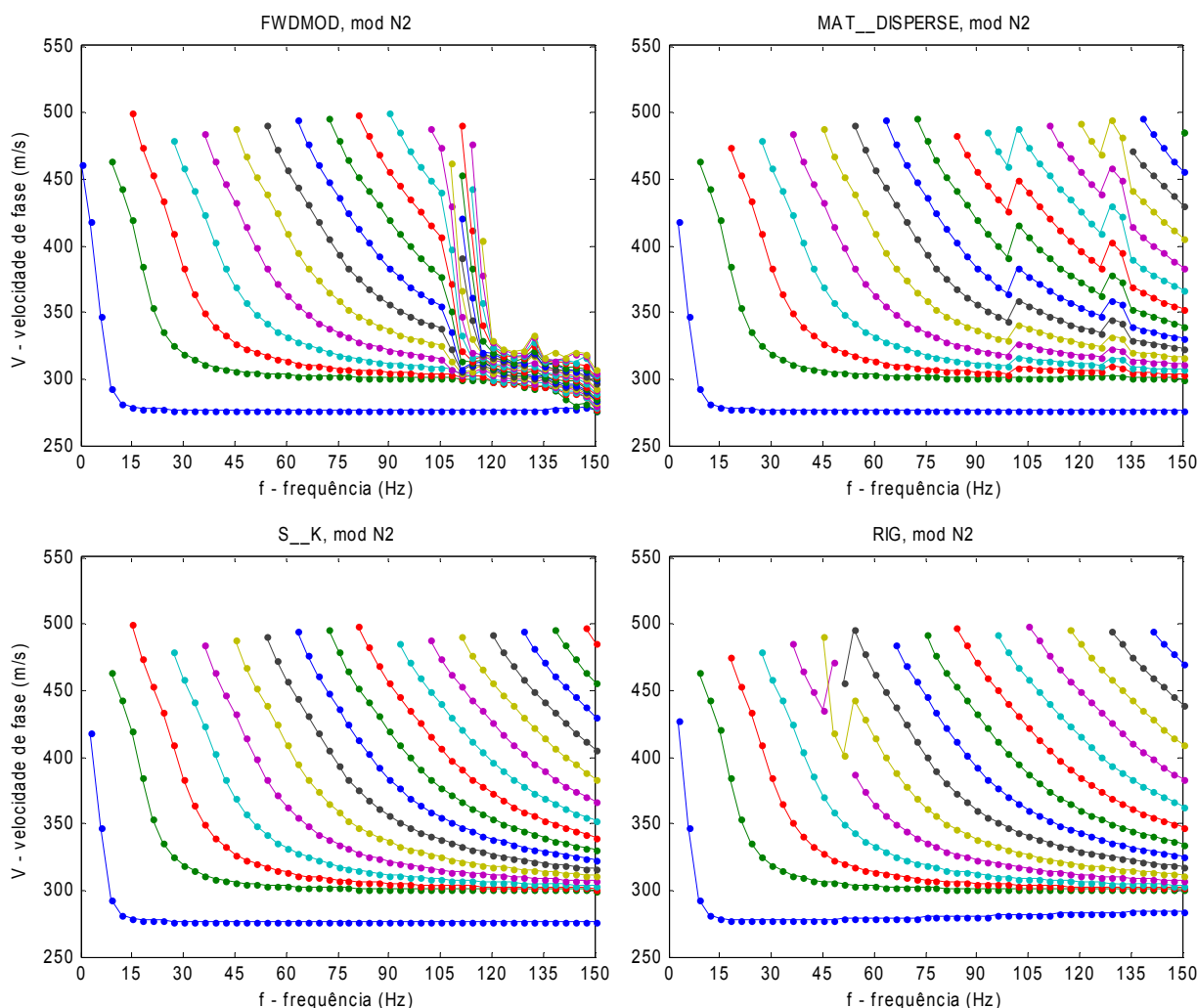


Figura 5.3 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo N2, na banda [0,150Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT\_DISPERSSE, S\_K e RIG.

Com o programa FWDMOD obtiveram-se resultados idênticos aos de S\_K até cerca de 105Hz, observando-se o “colapso” da generalidade das curvas modais para frequências superiores.

Os programas MAT\_DISPERSSE e RIG apresentam diversas descontinuidades nas curvas modais.

Os resultados do programa RIG para este modelo N2 exibem igualmente, tal como para o modelo N1, uma diferente distribuição em frequência das curvas modais, bem como a “deriva” destas curvas para velocidades superiores às obtidas, por exemplo, com o programa S\_K. Estes efeitos são mais pronunciados nas altas frequências e nos modos de ordem mais elevada, resultando neste caso, num total de apenas 15 modos para  $f=150\text{Hz}$ .

A Tabela 5.3 contém os parâmetros do modelo inversamente dispersivo I1, já apresentado na Tabela 2.3 (secção 2.2.5.3). Para este modelo foram agora calculadas, com os quatro programas em comparação, as curvas modais para a banda de frequências  $[0,100\text{Hz}]$ , com intervalo em frequência de 2Hz, sendo os resultados apresentados na Figura 5.4.

Observa-se neste caso, a coincidência dos resultados dos programas S\_K e FWDMOD, com um total de 8 modos de propagação para  $f=100\text{Hz}$ .

Para este modelo I1, o programa MAT\_DISPERSSE não consegue definir os modos de propagação nas altas frequências, verificando-se a indeterminação dos modos de mais baixa ordem, incluindo o MF, para frequências muito inferiores a 100Hz.

As curvas modais obtidas com o RIG, apesar de contínuas, apresentam um afastamento das curvas modais obtidas com os programas S\_K e FWDMOD, à medida que aumenta a frequência e a ordem dos modos, sendo mais notório, neste caso, para os modos de ordem igual ou superior a 4. Este afastamento resulta ainda na definição de menos um modo de propagação do que os obtidos com os programas S\_K e FWDMOD.

Tabela 5.3 – Exemplo de modelo inversamente dispersivo, I1 (o mesmo da Tabela 2.3).

<b>Modelo inversamente dispersivo I1</b>					
<b>Camada</b>	<b>Espessura (m)</b>	<b>massa volúmica <math>\rho</math> (kg/m<sup>3</sup>)</b>	<b><math>V_s</math> (m/s)</b>	<b><math>V_p</math> (m/s)</b>	<b>Coefficiente de Poisson (<math>\nu</math>)</b>
1	5	1800	400	800	0.33
2	10	1800	250	500	0.33
semi-espaço	$\infty$	1900	400	800	0.33

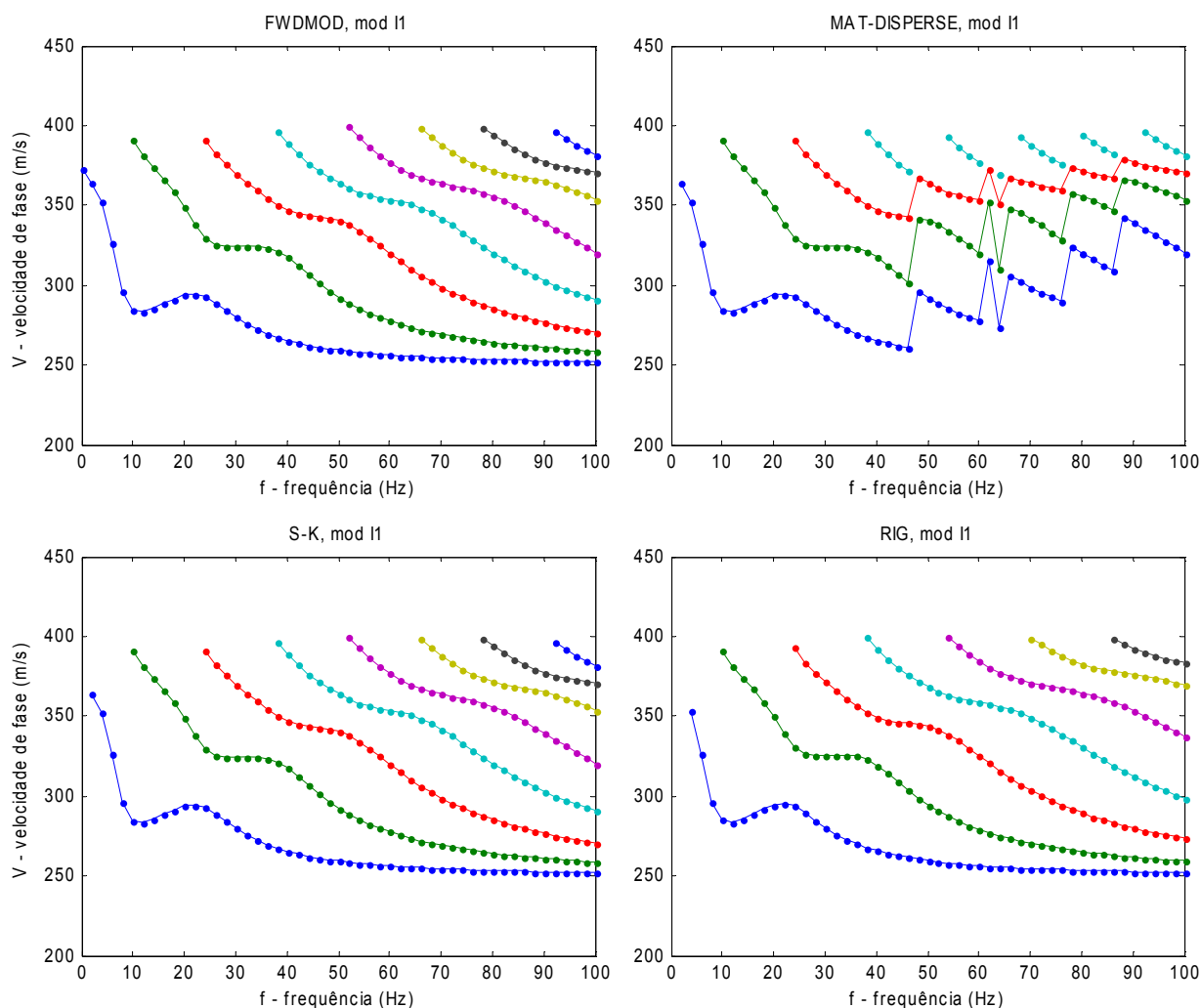


Figura 5.4 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo I1, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT\_DISPERSE, S\_K e RIG.

Por último, representam-se na Figura 5.5 as curvas modais obtidas com os quatro algoritmos analisados, para o modelo inversamente dispersivo I2, definido na Tabela 5.4. As curvas modais foram mais uma vez calculadas para a banda de frequências [0,100Hz], com intervalo em frequência de 2Hz.

Volta a verificar-se que o programa S\_K é o único programa entre os testados, que conseguiu determinar todos os modos de propagação para todas as frequências consideradas no intervalo [2,100Hz].

Apesar de determinar uma estrutura modal idêntica à obtida com o programa S\_K em quase todas as frequências analisadas, o programa FWDMOD exhibe problemas numéricos nas altas frequências, próximas de 100Hz.

O programa MAT\_DISPERSE exhibe um comportamento idêntico ao obtido para o modelo I1, com a indefinição de todos os modos de propagação nas altas frequências.

As curvas modais obtidas com o programa RIG exibem mais uma vez uma diferente forma e distribuição em frequência, com o conseqüente menor número de modos determinados,

especialmente nas altas frequências. Tal como para os modelos N1 e I1, o programa RIG só consegue aqui determinar a velocidade do MF para  $f \geq 4\text{Hz}$ .

Tabela 5.4 – Exemplo de modelo inversamente dispersivo, I2.

Modelo inversamente dispersivo I2					
Camada	Espessura (m)	massa volúmica $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )
1	5	1900	500	1000	0.33
2	10	1700	200	500	0.40
3	10	1800	300	600	0.33
semi-espaço	$\infty$	1900	500	1500	0.44

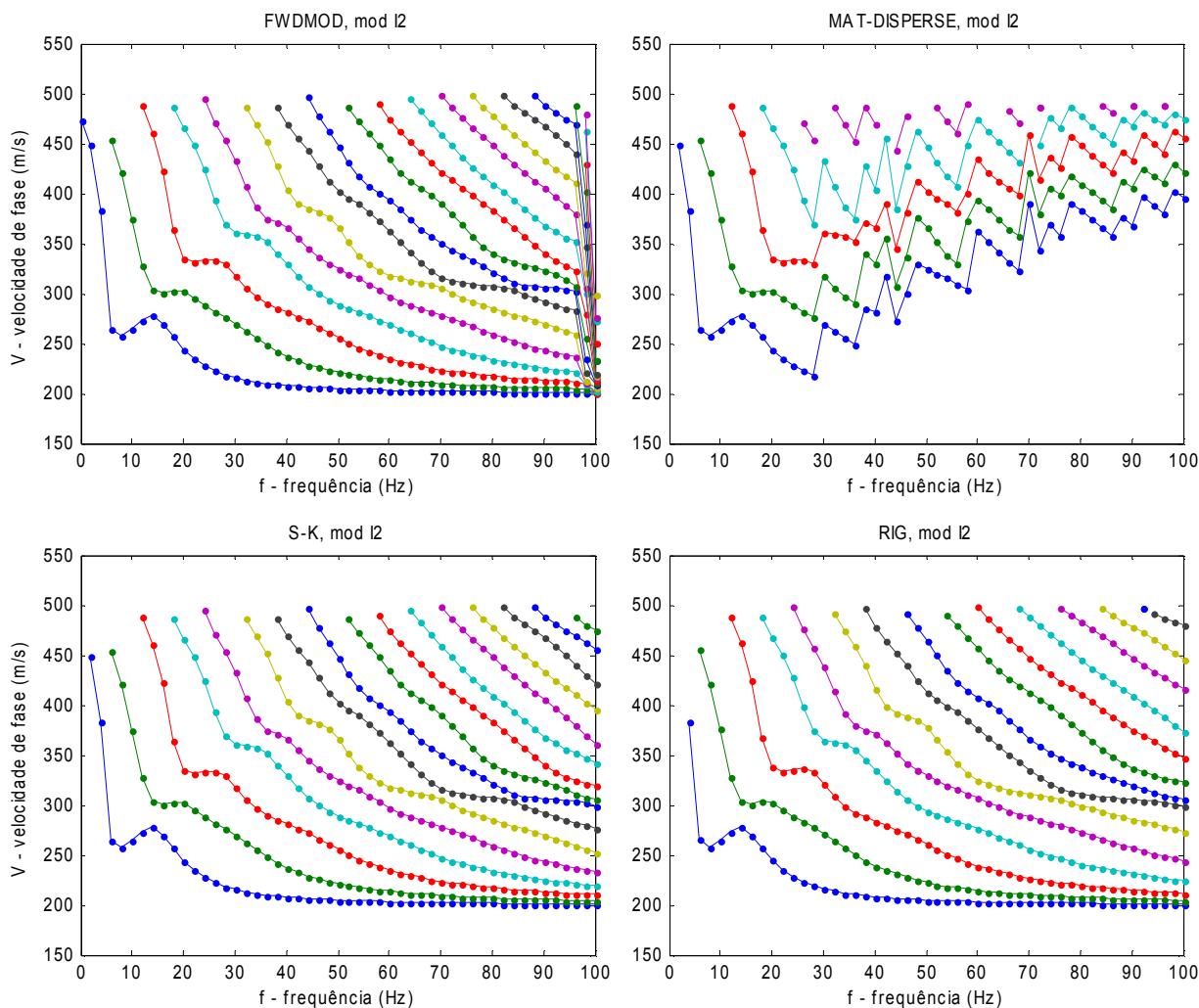


Figura 5.5 – Comparação das curvas modais obtidas para o modelo I2, na banda [0,100Hz], com os quatro programas testados: FWDMOD, MAT\_DISPERSE, S\_K e RIG.



Conclui-se assim que, entre os quatro programas analisados, o programa S\_K foi o que forneceu resultados mais correctos e completos para os modelos testados e para as gamas de frequência consideradas, em termos da determinação dos valores próprios (ou curvas modais) da propagação das ondas de Rayleigh.

Por esta razão, este programa S\_K foi seleccionado para a implementação das alterações do cálculo (das profundidades) das funções próprias  $r_1(z, k_j, \omega)$  a  $r_4(z, k_j, \omega)$  e dos filtros do cdo no cálculo das velocidades efectivas, tal como já foi descrito na secção 5.2.4. Pelo mesmo motivo, o programa S\_K foi o eleito para efectuar a modelação (e inversão) das curvas de dispersão experimentais apresentadas na secção 6.5, resultantes das aquisições de dados do MOS levadas a cabo no Campo Experimental do LNEC.

Saliente-se contudo, que apesar do programa S\_K se ter revelado o mais robusto e fiável, entre os quatro programas testados, este programa S\_K continua a padecer de alguns problemas numéricos que inviabilizam o cálculo de alguns valores e/ou funções próprias, para outros casos testados.

Observem-se, por exemplo, as curvas modais, obtidas em vários dos modelos ajustados aos dados experimentais na secção 6.5, tais como as das Figura 6.26, Figura 6.35, Figura 6.36, Figura 6.38, Figura 6.43, Figura 6.50, Figura 6.68 e Figura 6.72. Facilmente se verifica que nestes casos, especialmente em frequências de “osculação” dos modos de propagação (frequências para as quais dois ou mais modos têm velocidades muito próximas), e com maior preponderância nas altas frequências (tipicamente superiores a 50Hz), algumas curvas modais aparecem incompletas em consequência do programa S\_K não ter determinado todos os modos, para todas as frequências consideradas. Felizmente, estas incorrecções, além de relativamente pontuais, ocorrem, em geral, nos modos mais elevados e nas altas frequências, onde habitualmente estes modos não são os modos dominantes, excepto para meios de propagação do tipo do modelo I1, em que exista uma acentuada inversão de  $V_s$  em relação à camada superficial (ver secções 2.2.5.3 e 2.2.5.5). Deste modo, estes erros pontuais do programa S\_K, não impedem, na maioria dos casos, a modelação e inversão das curvas experimentais de dispersão.

Persistem ainda no programa S\_K outros problemas que, por vezes, afectam o cálculo das funções próprias  $r_1$  a  $r_4$ , mesmo em casos em que os valores próprios e, como tal, as curvas modais foram correctamente e completamente determinadas. Note-se, por exemplo, o caso do modelo N1 apresentado na secção 2.2.5.3, cujas curvas modais, ilustradas na Figura 2.9, foram completamente determinadas para a gama de frequências [2,90Hz], com intervalo de cálculo em frequência de 2Hz, ou seja, os valores próprios modais foram correctamente calculados para as frequências (pares): 2, 4, 6,...,90Hz. No entanto, o programa S\_K não conseguiu calcular as funções próprias  $r_1$  a  $r_4$  do 1º modo (MF), para a frequência  $f=34$ Hz. Em consequência disso, as velocidades efectivas para essa frequência, também não foram calculadas, como se pode verificar na Figura 2.17 (secção 2.2.5.5).

### 5.3. Estratégia de inversão utilizada

A inversão das curvas experimentais obtidas nas aplicações do MOS realizadas neste trabalho (secção 6.5) foi, de um modo geral, efectuada através de duas etapas.

Numa 1ª etapa, recorreu-se ao já referido programa SI, para efectuar uma inversão “automática” da curva experimental de menor velocidade, admitindo que esta corresponde ao MF característico do local em estudo. Apesar do modelo resultante desta inversão com o SI, apresentar, por vezes, alguns valores de  $V_S$  e, sobretudo, de  $V_P$ , fisicamente pouco plausíveis, este modelo fornece geralmente algumas características importantes do meio de propagação local, tais como, as velocidades  $V_S$  (aproximadas) da camada mais superficial e do semi-espaço, a estrutura geométrica das camadas da região superficial, etc. Os modelos resultantes da inversão com o programa SI, após algumas “correções” e adaptações, foram, de um modo geral, utilizados como modelos de partida (iniciais) da 2ª etapa da inversão, realizada com o programa S\_K. Na secção 5.3.1 faz-se uma breve descrição do processo de inversão do programa SI e apresentam-se alguns exemplos dos resultados obtidos com este programa.

A 2ª etapa da inversão ou modelação dos dados experimentais é efectuada através da utilização do programa (de modelação directa) S\_K, num processo interactivo de “tentativa e erro”. De um modo geral, usou-se como modelo inicial deste processo, um modelo adaptado do modelo resultante da inversão com o SI (1ª etapa). Na secção 5.3.2 exemplifica-se esta 2ª etapa de inversão com um dos casos apresentados na secção 6.5.

#### 5.3.1. Inversão com o programa SI (1ª etapa)

O programa SI dispõe de um módulo de modelação e inversão, designado por *WaveEq* (*Surface Wave Analysis*), que efectua a inversão de uma curva de dispersão experimental, assumida como sendo a curva experimental do MF. Isto significa que a inversão no SI é relativa ao MF. O MF teórico do modelo calculado em cada iteração é comparado com a curva de dispersão experimental e o programa tenta minimizar a diferença entre as duas curvas, através de um método iterativo linearizado de mínimos quadrados amortecidos ([Geometrics 2006] e [Hayashi 2003]). O parâmetro quantitativo do ajuste entre as duas curvas é a raiz quadrada do erro quadrático médio, aqui designado por ‘rmse’ (iniciais da designação inglesa *root mean square error*). O MF teórico de cada modelo é calculado por um método matricial do tipo matriz de transferência, não explicitado, nem no manual do programa [Geometrics 2006], nem pelos produtores Geometrics Inc. (USA).

A inversão efectuada pelo programa SI, apenas considera como variáveis as velocidades  $V_S$  das camadas do modelo (inicial). Todos os restantes parâmetros do modelo, ou seja o número total de camadas e as suas espessuras, as velocidades  $V_P$  e as massas volúmicas  $\rho$  de cada camada, incluindo do semi-espaço, são mantidos fixos, e portanto, iguais aos do modelo inicial, durante o processo iterativo de inversão “automática”.

Além da inversão propriamente dita, o programa SI dispõe de algumas ferramentas de manipulação das curvas experimentais, que foram utilizadas no processamento dos dados do MOS apresentados na secção 6.5, e que, por isso, são aqui brevemente descritas.

Uma destas ferramentas é o *append* de duas ou mais curvas de dispersão experimentais (*V versus f*), que é uma função que efectua a média das velocidades das várias curvas consideradas, para cada frequência comum, e, simultaneamente, efectua o prolongamento da curva inicial, quando a(s) curva(s) “adicionada(s)” são definidas em diferentes bandas de frequência. Esta função foi utilizada no processamento dos dados experimentais adquiridos no Campo Experimental do LNEC (secção 6.5), uma vez que, em vários dos locais de aplicação do MOS, foram obtidas duas ou mais curvas de dispersão experimental para o MF, com origem em diferentes dispositivos geométricos de receptores na aquisição activa, e/ou, em aquisições activas e passivas, que se pretendiam integrar numa única curva representativa do MF experimental.

Outra função disponível no programa SI é o *smoothing* da curva experimental, que consiste numa função de regularização e suavização desta curva, permitindo diminuir a amplitude das irregularidades mais acentuadas e do “ruído” experimental que causam habitualmente instabilidade na inversão “automática”. Esta função revelou-se particularmente útil quando a curva experimental resulta do *append* de curvas experimentais provenientes de aquisições activas e passivas, em que a concordância entre as duas curvas é mais pobre e tem um maior desfasamento de velocidade, na zona de frequências comuns entre as duas curvas (ver e.g. secções 6.5.5.2 e 6.5.6.2).

A Figura 5.6 ilustra os resultados destas duas funções *append* e *smoothing* do programa SI, num caso de *append* de duas curvas de dispersão experimentais obtidas no mesmo local, SW4 (ver secção 6.5.6.2): uma proveniente da aquisição activa e outra proveniente da aquisição passiva.

Em ambos os gráficos da Figura 5.6, bem como nos gráficos das Figura 5.8, Figura 5.10, Figura 5.12 e Figura 5.14, obtidos com o programa SI, o eixo vertical é relativo à velocidade de fase (*V*) das ondas de Rayleigh, em m/s, e o eixo horizontal corresponde à frequência (*f*), em Hz.

A curva de dispersão resultante do *append*, ilustrada na Figura 5.6-a), apresenta acentuada irregularidade e desfasamentos de velocidade, especialmente na banda de frequências comum às duas curvas originais, entre cerca de 5 e 15Hz. Com a aplicação da função de *smoothing*, a curva resultante, ilustrada na Figura 5.6-b), apresenta naturalmente maior regularidade e menores variações pontuais da velocidade de fase, sendo por isso mais adequada para efectuar a inversão.

O programa SI permite ainda a edição “manual”, ponto a ponto, da curva de dispersão experimental, incluindo a eliminação de pontos.

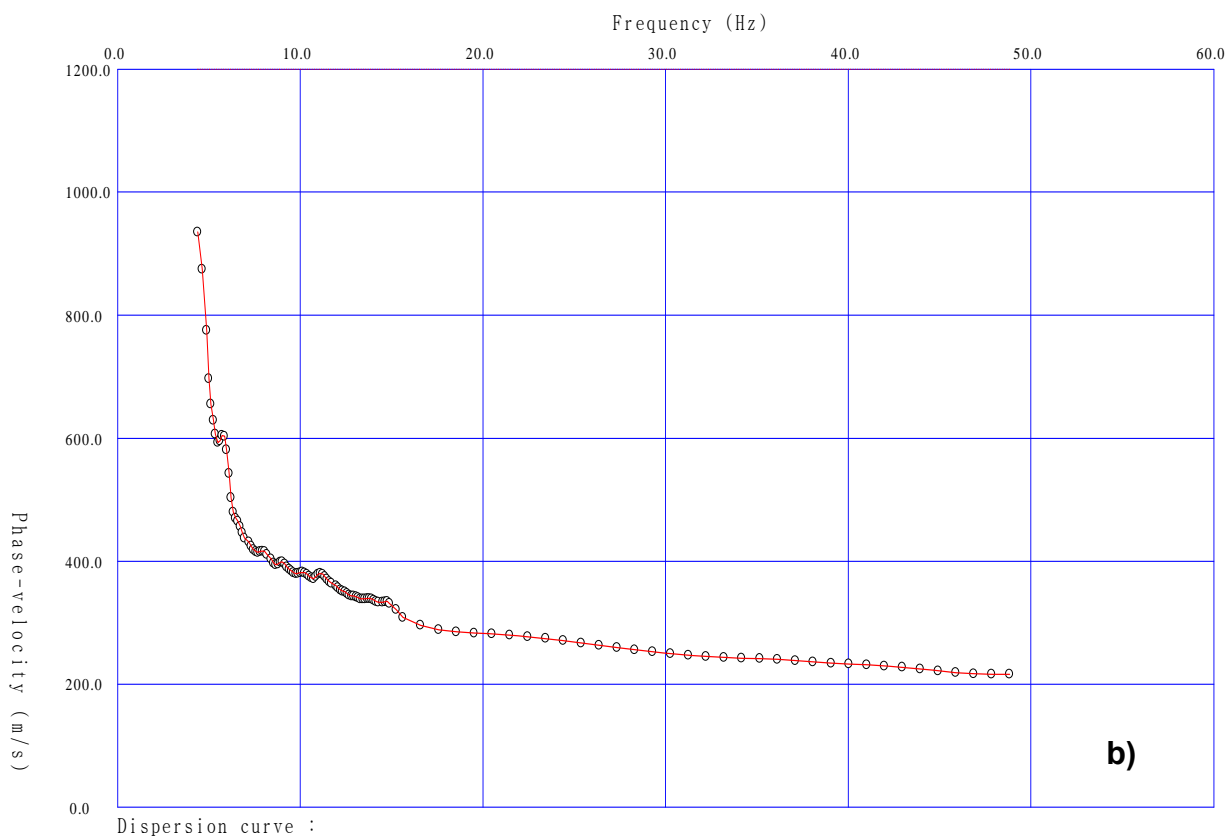
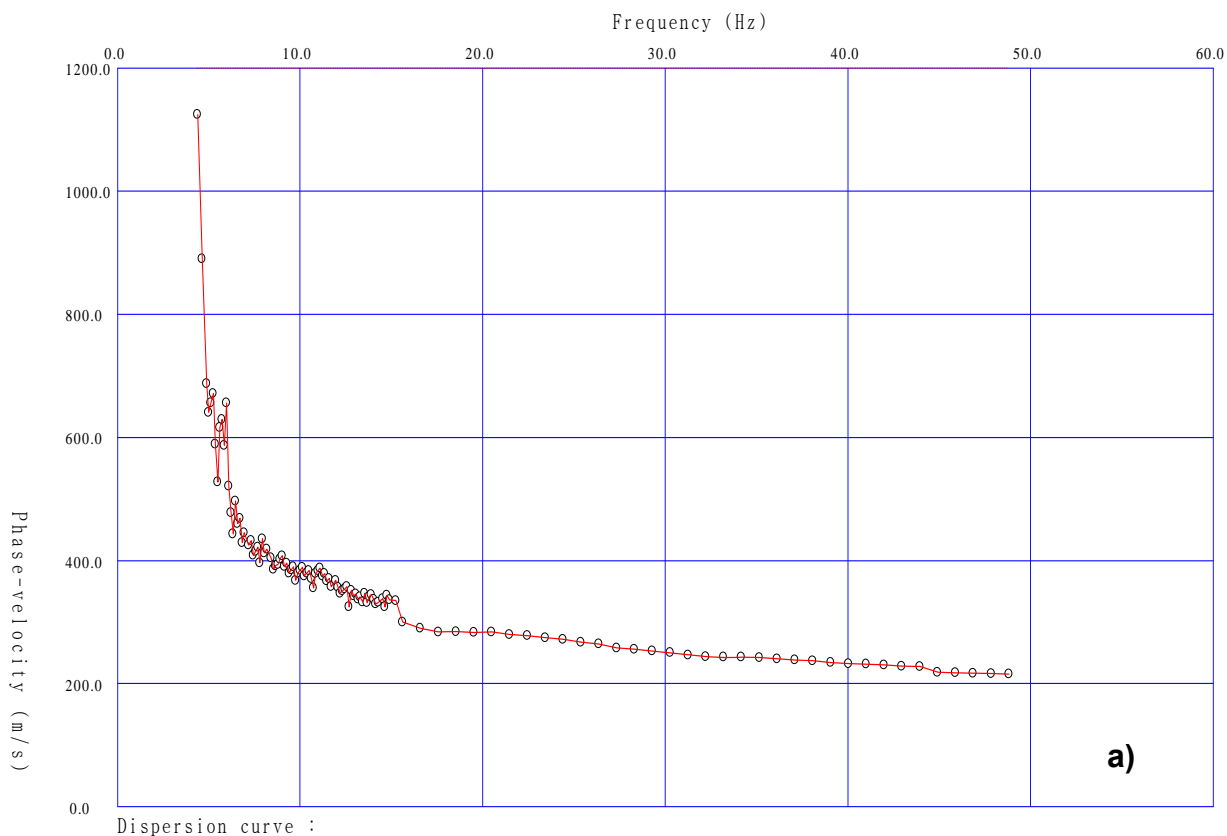


Figura 5.6 – Exemplo das funções *append* e *smoothing* do programa SI: a) curva de dispersão resultante do *append* da curva de dispersão ‘activa’ e da curva de dispersão ‘passiva’ obtidas no mesmo local; b) curva de dispersão de a) após aplicação da função de *smoothing*.

Relativamente à definição do modelo inicial do processo de inversão iterativa, o programa SI utiliza, por defeito, um modelo baseado na curva empírica  $V'_S-z'$  (ver secção 2.3.2.3), calculada a partir da curva experimental do MF,  $V_R$  versus  $f$ , através da equação:

$$V'_S = 1.1 V_R \quad ; \quad z' = \frac{\lambda}{3} \quad , \quad \text{onde } \lambda = \frac{V_R}{f} \quad (5.6)$$

É esta opção de modelo inicial que está assinalada no menu (do programa SI) da Figura 5.7, e foi esta a opção que foi utilizada no processamento dos dados experimentais deste trabalho.

A Figura 5.7 ilustra um exemplo do modelo inicial de camadas gerado pelo programa SI em função da curva empírica  $V'_S-z'$  experimental e das opções e parâmetros indicados no menu do modelo inicial para a inversão, ilustrado à direita. O modelo de camadas é representado graficamente pela distribuição vertical de  $V_S$  dessas camadas. Verificou-se que, em muitos casos, o programa SI gera um modelo de camadas até uma profundidade superior à introduzida pelo utilizador no parâmetro *Depth*, como é o caso do exemplo da Figura 5.7.

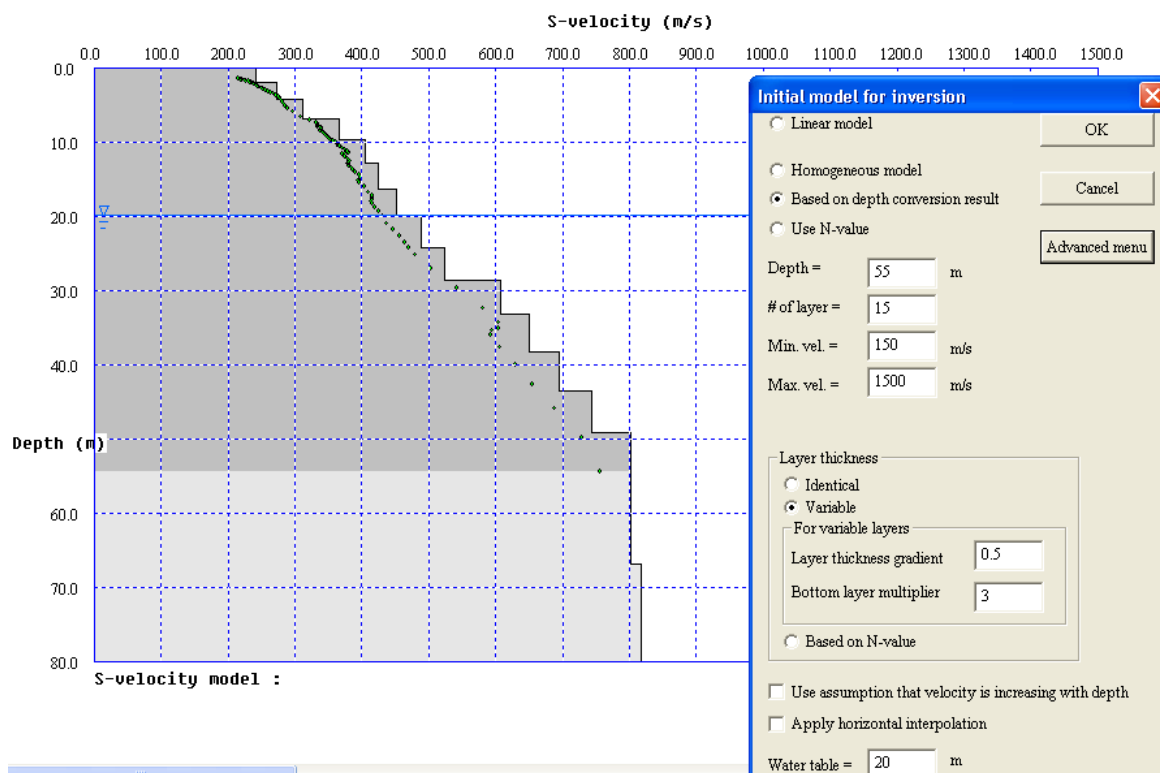


Figura 5.7 – Modelo inicial para inversão da curva de dispersão experimental (obtida no local SW4), gerado pelo programa SI, em função das opções e parâmetros indicados no menu à direita.

No gráfico da Figura 5.7 e nos gráficos do mesmo tipo, obtidos pelo programa SI, que constam das Figura 5.9, Figura 5.11 e Figura 5.13, o eixo vertical representa a profundidade, em 'm', e o eixo horizontal corresponde à velocidade da onda S,  $V_S$ , em m/s.

Os parâmetros da profundidade máxima do modelo (*Depth*), o número de camadas, incluindo o semi-espaço (*# of layer*), as velocidades mínima e máxima do modelo (*Min. Vel.* e *Max. Vel.*), o gradiente da espessura das camadas (*Layer thickness gradient*), que ao tomar valores  $<1$ , implica que a espessura das camadas aumenta com a profundidade, o multiplicador da espessura da camada acima do semi-espaço (*Bottom layer multiplier*), e a profundidade do NF (*Water table*) podem, e devem, ser definidos pelo utilizador do programa, em função da curva de dispersão experimental e do conhecimento sobre o local em estudo.

Sobreposta ao modelo de camadas e ao respectivo perfil vertical de  $V_S$ , é igualmente representada na Figura 5.7, pelos pontos a verde, a curva  $V_R$  versus  $z'$ , com  $z'=\lambda/3$ , (que é diferente da curva empírica  $V'_S-z'$ , dada pela expressão (5.6)). Os valores de  $V_R$  desta curva correspondem naturalmente à curva de dispersão experimental da Figura 5.6-b),  $V_R$  versus  $f$ , obtida para o local SW4, no Campo Experimental do LNEC, a partir da integração dos dados de aquisições activas e passiva. A profundidade máxima obtida com  $z'_{max}=\lambda_{max}/3$  é considerada uma boa estimativa da profundidade máxima alcançada pelos dados experimentais. Neste caso (ver secção 6.5.7), esta profundidade máxima é de cerca de 54m.

Para definir o modelo inicial o programa SI calcula as velocidades  $V_P$  de cada camada através de uma relação linear entre  $V_P$  e  $V_S$ , do tipo:

$$V_P = a V_S + b \quad (V_S \text{ e } b \text{ em m/s}) \quad (5.7)$$

onde 'a' é um factor multiplicativo constante e 'b' é um valor aditivo em m/s, assumindo que  $V_S$  (e  $V_P$ ) são dados igualmente em m/s. Os valores de 'a' e 'b' podem ser introduzidos e alterados pelo utilizador. Os valores sugeridos, por defeito, no programa SI, para 'a' e 'b', são [Geometrics 2006]:

$$a = 2 \text{ e } b = 0 \Rightarrow V_P = 2V_S \Rightarrow v = 0.33 \quad , \quad \text{acima do NF} \quad (5.8)$$

$$a = 1.11 \text{ e } b = 1290\text{m/s} \Rightarrow V_P = 1.11V_S + 1290\text{m/s} \Rightarrow \\ \Rightarrow v = 0.5 \frac{(1.11 + 1290/V_S)^2 - 2}{(1.11 + 1290/V_S)^2 - 1} \quad , \quad \text{abaixo do NF (com } V_S \text{ em m/s)} \quad (5.9)$$

A relação (5.8), com  $a=2$  e  $b=0$ , implica que o coeficiente de Poisson é constante e com valor  $v=0.33$ , para todas as camadas acima do NF. A relação (5.9) tem naturalmente como consequência, um coeficiente de Poisson variável abaixo do NF, decrescendo com o valor de  $V_S$  (por exemplo, para  $V_S=100\text{m/s}$ ,  $v=0.50$ ; para  $V_S=1000\text{m/s}$ ,  $v=0.39$ ).

Tal como é exposto na secção 6.5, embora os primeiros ensaios de inversão das curvas experimentais tenham sido efectuados considerando a relação (5.8), quer na definição dos modelos iniciais no programa SI, quer durante a 2ª etapa de inversão (secção 5.3.2), após a

realização de sondagens mecânicas e de ensaios sísmicos entre furos (do tipo *crosshole seismic test*) no Campo Experimental do LNEC, verificou-se que, apesar de apresentar oscilações, o valor médio do coeficiente de Poisson nos solos locais acima do NF, era de  $\nu=0.25$  e não  $\nu=0.33$ . Com base nestes resultados, decidiu-se repetir todos os processamentos de inversão dos dados experimentais do MOS, considerando agora  $a=\sqrt{3}$  e  $b=0$  na relação (5.8), o que implica  $\nu=0.25$  nas camadas acima do NF.

Para as camadas abaixo do NF, utilizou-se a relação (5.9) não só para calcular as velocidades  $V_P$  no modelo inicial da inversão com o programa SI (1ª etapa), como também no decorrer da 2ª etapa (secção 5.3.2).

No modelo inicial para a inversão, o programa SI atribui às camadas, massas volúmicas ( $\rho$ ) calculadas de acordo com a seguinte expressão empírica entre  $\rho$  e  $V_P$  [Geometrics 2006]:

$$\rho = 1.2475 + 0.399 V_P - 0.026 V_P^2 \quad (V_P \text{ em km/s, } \rho \text{ em ton/m}^3) \quad (5.10)$$

Na prática, verificou-se que esta expressão determina massas volúmicas com valores inferiores aos valores típicos para os solos (*in situ*), especialmente para baixos valores de  $V_P$  que ocorrem nos solos mais superficiais e acima do NF. No entanto, dado que este parâmetro tem pouca influência na inversão das curvas de dispersão experimentais, em relação a  $V_S$ , mantiveram-se os valores de  $\rho$  das camadas, dados por (5.10), durante as duas etapas da inversão das curvas experimentais.

A Figura 5.8 ilustra a curva de dispersão experimental da Figura 5.6-b), pela linha a vermelho com círculos, e, pela linha a preto, a curva do MF teórico do modelo inicial, cujas camadas e respectivas velocidades  $V_S$  são representadas na Figura 5.7. No canto superior esquerdo da Figura 5.8 está indicado o valor da raiz do erro quadrático médio, 'rmse', entre as duas curvas, que neste caso é de cerca de 25m/s. Tal como já foi descrito, as velocidades  $V_P$  deste modelo foram calculadas pelas expressões, (5.8) com  $a=\sqrt{3}$ , e (5.9), respectivamente para as camadas acima e abaixo do NF, fixado a 20m de profundidade. As massas volúmicas das camadas deste modelo inicial foram calculadas pela expressão (5.10). A Tabela 5.5 contém os valores numéricos de todos os parâmetros deste modelo inicial.

Após a completa definição do modelo inicial, o programa SI pode então executar a inversão ("automática"). A Figura 5.9 ilustra o modelo (em termos de perfil de  $V_S$ ) resultante da inversão com o programa SI, partindo do modelo inicial da Tabela 5.5, cuja distribuição vertical de  $V_S$  consta da Figura 5.7. A curva representada pelos pontos a verde nesta Figura 5.9, corresponde mais uma vez à curva experimental  $V_R$  versus  $z'$ , tal como na Figura 5.7.

Como o programa SI apenas considera como variáveis na inversão, as velocidades  $V_S$  das camadas, as espessuras, as velocidades  $V_P$  e as massas volúmicas  $\rho$  das camadas do modelo resultante da inversão, são exactamente as mesmas das do modelo inicial, tal como se pode verificar pela comparação da Tabela 5.6, na qual constam os parâmetros do modelo resultante da inversão, com a Tabela 5.5, relativa ao modelo inicial.

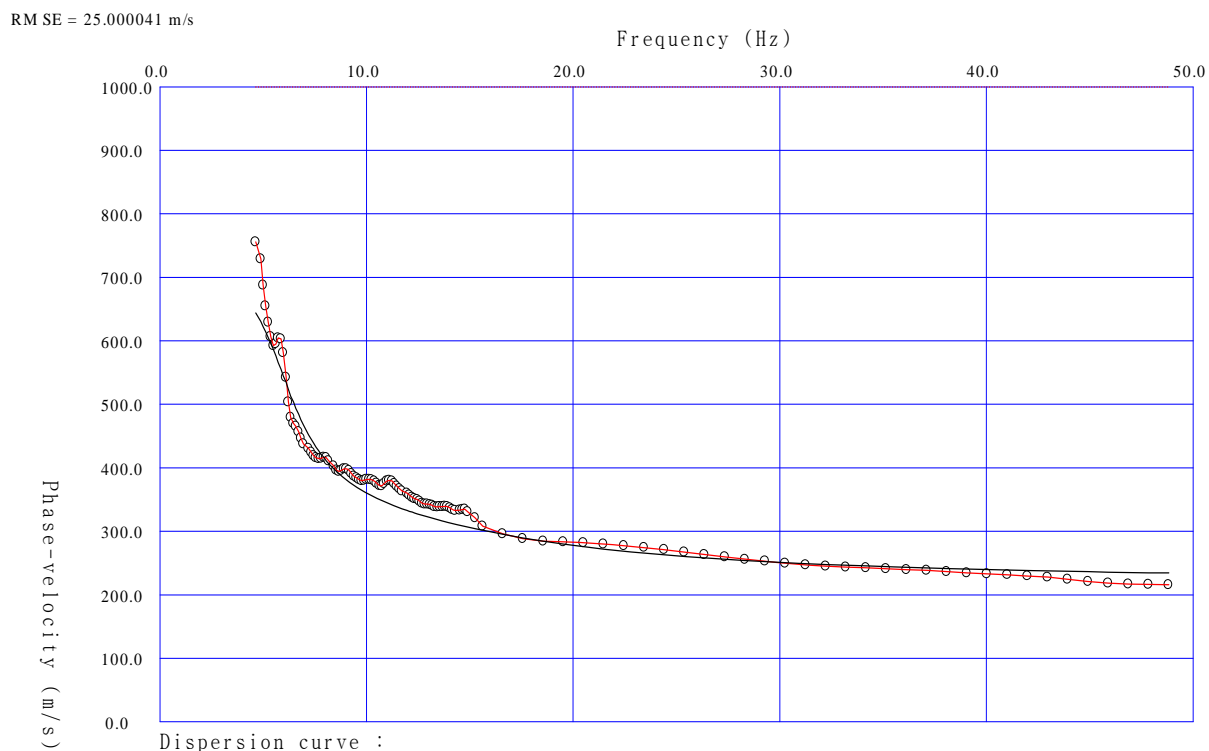


Figura 5.8 – A linha a vermelho com círculos representa a curva de dispersão experimental da Figura 5.6-b), obtida para o local SW4, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo inicial da Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Modelo inicial para inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW4. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo inicial para inversão com o programa SI (local SW4, aquisições activas e passiva)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	2.0	2.0	242	419	1410	0.25
2	4.2	2.2	273	473	1430	0.25
3	6.8	2.6	313	541	1456	0.25
4	9.7	2.9	367	636	1491	0.25
5	12.8	3.1	404	700	1514	0.25
6	16.3	3.5	424	735	1527	0.25
7	20.0	3.7	452	783	1544	0.25
8	24.2	4.2	488	1832	1891	0.46
9	28.5	4.3	524	1871	1903	0.46
10	33.2	4.7	607	1964	1931	0.45
11	38.2	5.0	649	2011	1945	0.44
12	43.5	5.3	695	2061	1960	0.44
13	49.1	5.6	744	2116	1976	0.43
14	66.8	17.7	803	2181	1995	0.42
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	817	2197	1999	0.42



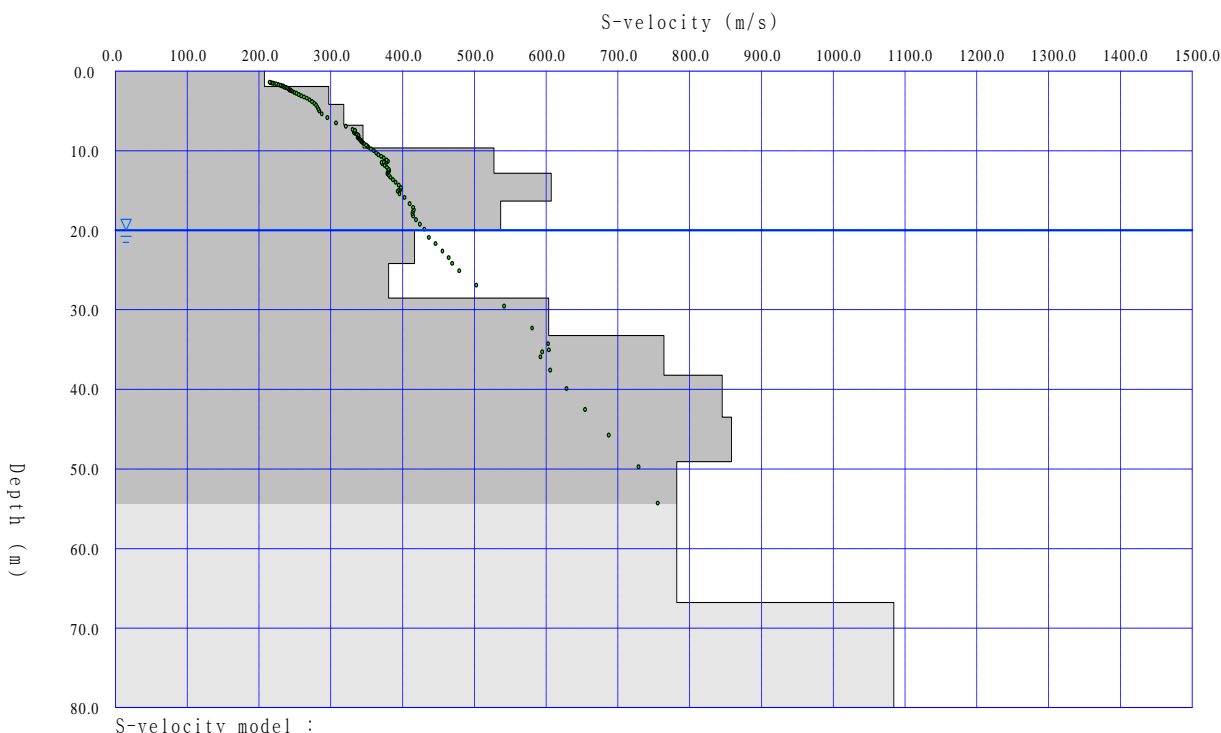


Figura 5.9 – Modelo resultante da inversão com o programa SI, da curva de dispersão experimental da Figura 5.8, a partir do modelo inicial da Tabela 5.5.

Tabela 5.6 – Modelo resultante da inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW4. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

<b>Modelo resultante da inversão com o programa SI (local SW4, aquisições activas e passiva)</b>						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	2.0	2.0	207	419	1410	0.34
2	4.2	2.2	297	473	1430	0.17
3	6.8	2.6	318	541	1456	0.24
4	9.7	2.9	345	636	1491	0.29
5	12.8	3.1	527	700	1514	-0.15
6	16.3	3.5	607	735	1527	-0.57
7	20.0	3.7	537	783	1544	0.06
8	24.2	4.2	417	1832	1891	0.47
9	28.5	4.3	381	1871	1903	0.48
10	33.2	4.7	604	1964	1931	0.45
11	38.2	5.0	764	2011	1945	0.42
12	43.5	5.3	845	2061	1960	0.40
13	49.1	5.6	858	2116	1976	0.40
14	66.8	17.7	782	2181	1995	0.43
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	1084	2197	1999	0.34

Este modelo resultante da inversão foi obtido ao fim de 10 iterações nas quais houve sempre convergência numérica, ou seja, o erro ‘rmse’ foi sempre diminuindo da 1ª para a 10ª iteração. A comparação entre as curvas experimental e do MF teórico do modelo resultante da inversão consta da Figura 5.10, onde o valor de ‘rmse’ (cerca de 10m/s) é indicado no canto superior esquerdo. Observa-se um bom ajuste entre as curvas experimental e teórica e a significativa diminuição do ‘rmse’ em relação ao modelo inicial.

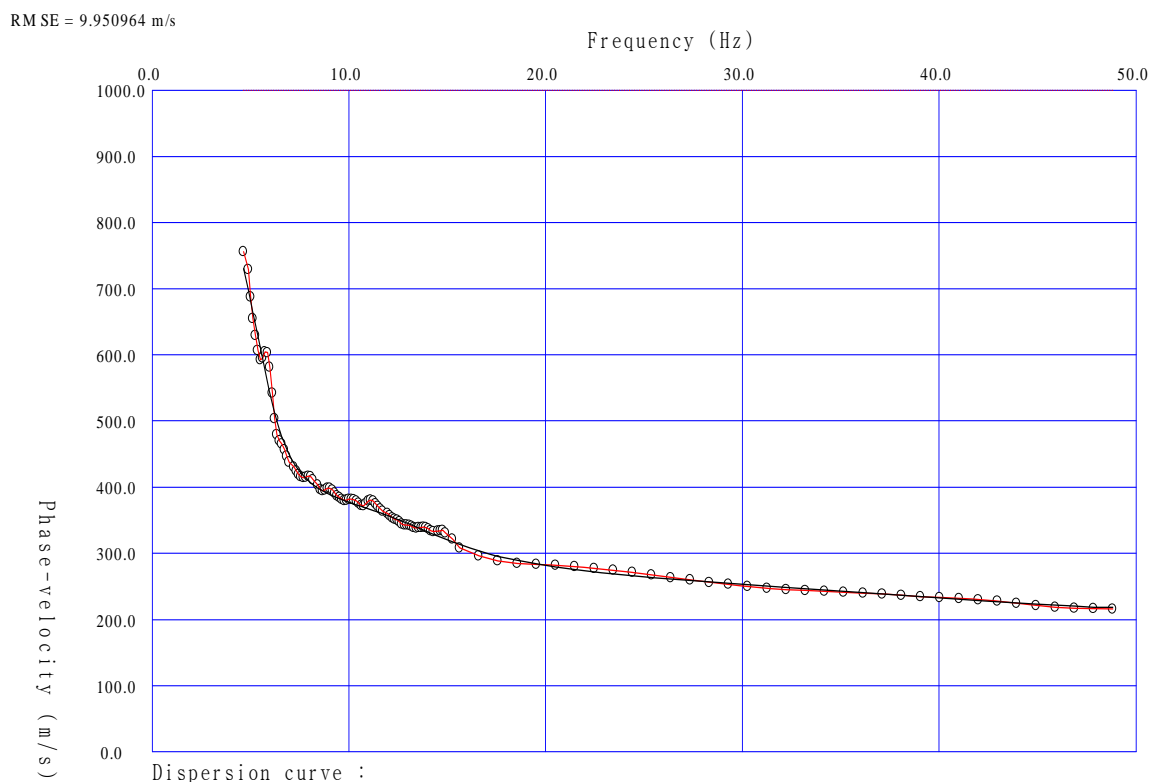


Figura 5.10 – A linha a vermelho com círculos representa a curva de dispersão experimental (a mesma da Figura 5.8), obtida para o local SW4, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo resultante da inversão com o programa SI (Tabela 5.6).

No entanto, verifica-se pela Figura 5.9, que a distribuição vertical de  $V_S$  no modelo final é acentuadamente irregular com fortes contrastes e inversões de velocidade, nomeadamente para profundidades superiores à profundidade máxima obtida pela aproximação  $z'_{max} = \lambda_{max}/3$  (54m), o que o torna pouco plausível, em função dos dados experimentais do MOS. Por outro lado, como apenas as velocidades  $V_S$  variam durante o processo de inversão, mantendo-se fixos os restantes parâmetros, incluindo as velocidades  $V_P$ , o modelo final resultante da inversão é fisicamente pouco realista, tal como se pode verificar pelos valores do coeficiente de Poisson na Tabela 5.6, pelo menos para algumas camadas acima do NF. Deste modo, o “bom” ajuste entre a curva experimental e o MF teórico é conseguido à custa de um modelo fisicamente improvável.

Outro exemplo de aplicação do programa SI é o da inversão da curva experimental resultante da média das curvas de dispersão de menor velocidade (média efectuada com a função *append* do programa SI), obtidas para os dois perfis de geofones utilizados na aquisição activa de dados do MOS no local SW5, no Campo Experimental do LNEC (ver secção 6.5.1). Admite-se naturalmente que esta curva experimental média representa o MF característico do local em estudo.

A Figura 5.11 ilustra a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo inicial gerado pelo programa SI, para inversão da referida curva experimental. A correspondente curva  $V_R-z'$  (com  $z' = \lambda/3$ ) é igualmente representada na Figura 5.11, pelos pontos a verde, atingindo neste caso uma profundidade máxima de cerca de 30m.

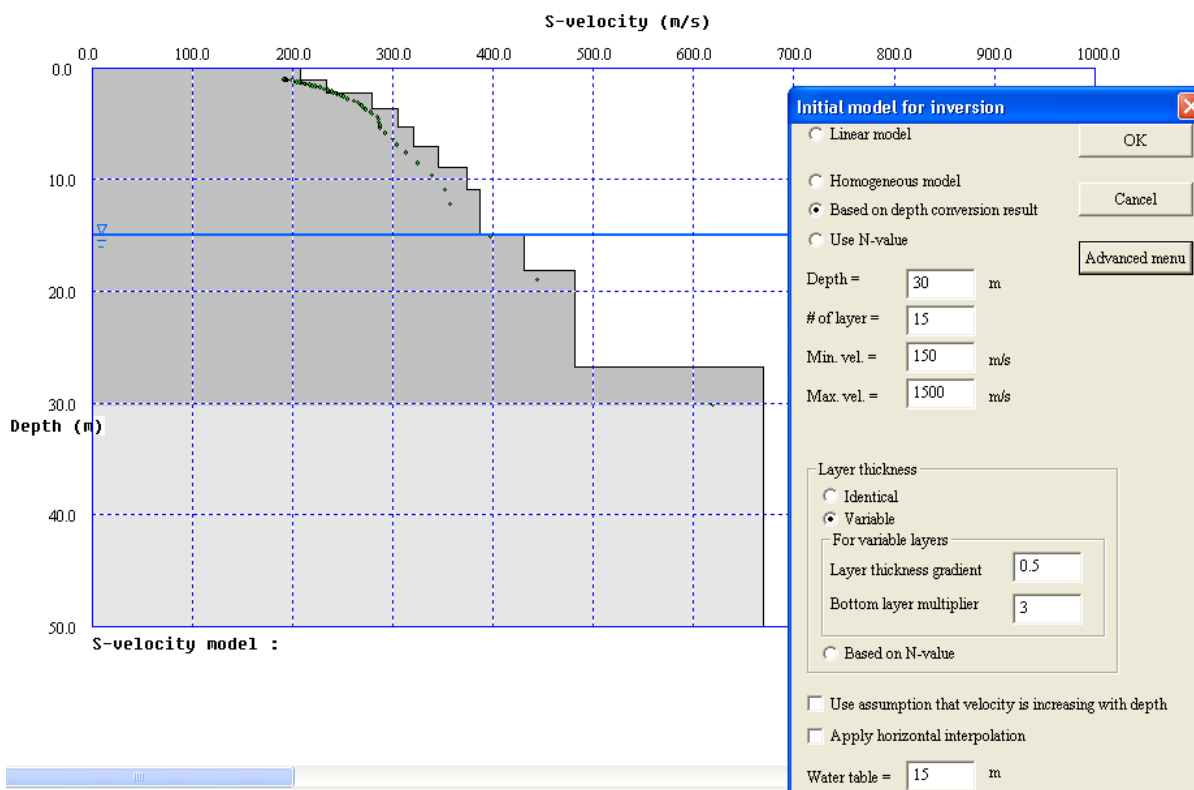


Figura 5.11 – Modelo inicial para inversão da curva de dispersão experimental (do MF), obtida no local SW5, gerado pelo programa SI em função das opções e parâmetros indicados no menu à direita.

Tal como no exemplo anterior, as velocidades  $V_p$  de cada camada do modelo inicial, foram determinadas pelas expressões (5.8), com  $a=\sqrt{3}$ , e (5.9), respectivamente para as camadas acima e abaixo do NF, aqui fixado a 15m de profundidade. As massas volúmicas  $\rho$  do modelo inicial foram obtidas pela expressão (5.10). Na Tabela 5.7 são indicados os valores numéricos dos parâmetros deste modelo inicial. Note-se que neste modelo inicial há várias camadas com os mesmos parâmetros  $V_s$ ,  $V_p$  e  $\rho$ : as camadas 8 e 9, as camadas 11, 12 e 13, e as camadas 14 e 15, representando a “camada” 15, o semi-espaço.

Na Figura 5.12 ilustra-se a curva do MF experimental (médio), pela linha a vermelho com círculos, juntamente com a curva do MF teórico do modelo inicial, pela linha a preto. O ‘rmse’ para este modelo inicial é de cerca de 21m/s.

Tabela 5.7 – Modelo inicial para a inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo inicial para inversão com o programa SI (local SW5, aquisições activas)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	1.1	1.1	207	359	1387	0.25
2	2.3	1.2	234	405	1405	0.25
3	3.7	1.4	280	485	1435	0.25
4	5.3	1.6	305	528	1451	0.25
5	7.0	1.7	320	554	1461	0.25
6	8.9	1.9	345	598	1477	0.25
7	11.0	2.1	374	648	1495	0.25
8	13.2	2.2	387	670	1503	0.25
9	15.0	1.8	387	670	1503	0.25
10	18.1	3.1	430	1767	1871	0.47
11	20.9	2.8	481	1824	1889	0.46
12	23.7	2.8	481	1824	1889	0.46
13	26.8	3.1	481	1824	1889	0.46
14	36.4	9.6	670	2034	1951	0.44
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	670	2034	1951	0.44

RM SE = 21.278867 m/s

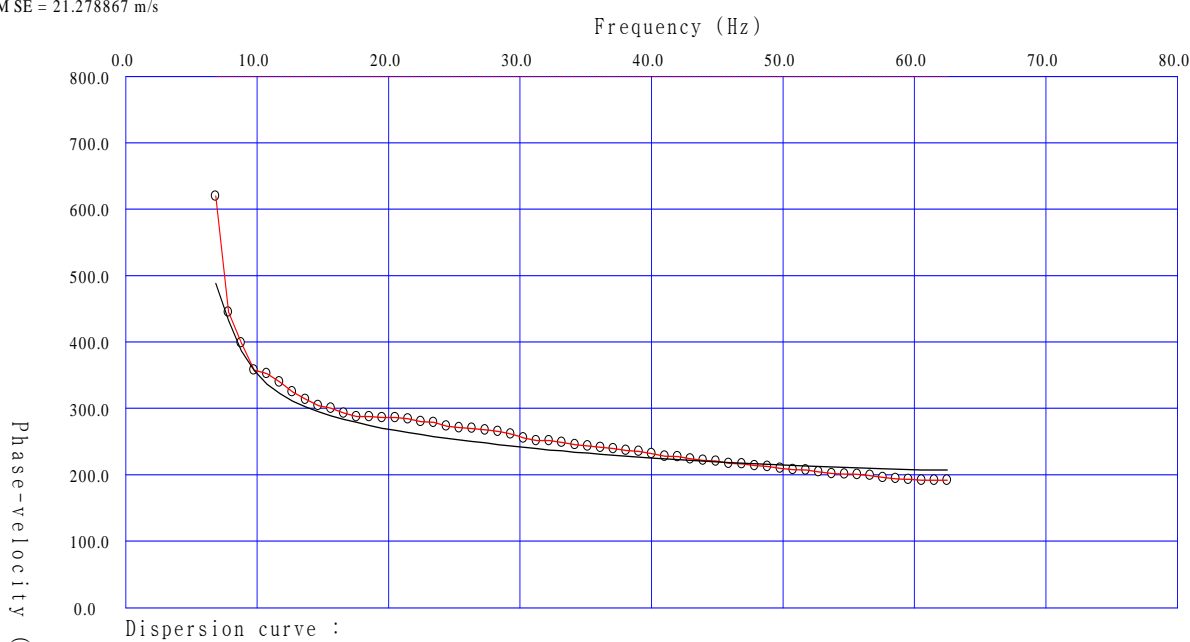


Figura 5.12 – A linha a vermelho com círculos representa a curva experimental do MF (médio) obtida no local SW5 e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo inicial da Tabela 5.7.

A Figura 5.13 mostra o perfil vertical de  $V_S$  do modelo resultante da inversão com o programa SI, da curva experimental obtida no local SW5, a partir do modelo inicial da Tabela 5.7. Na Tabela 5.8 são listados os valores numéricos dos parâmetros do modelo resultante da inversão. Tal como no exemplo apresentado anteriormente, apenas as velocidades  $V_S$  e, conseqüentemente, os valores de  $\nu$ , são diferentes dos da Tabela 5.7. Os valores dos restantes parâmetros são os mesmos da Tabela 5.7, uma vez que na inversão efectuada com o programa SI, apenas as velocidades  $V_S$  são variáveis.

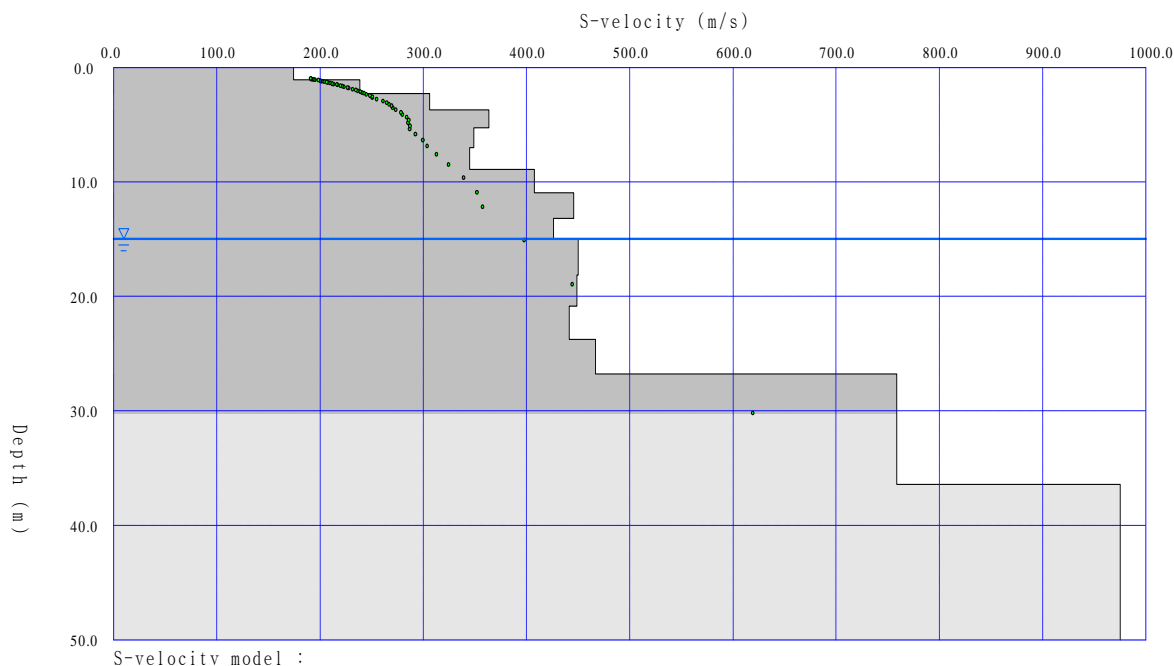


Figura 5.13 – Modelo resultante da inversão com o programa SI, da curva experimental da Figura 5.12 (obtida no local SW5), a partir do modelo inicial da Tabela 5.7.

Tabela 5.8 – Modelo resultante da inversão com o programa SI da curva experimental obtida no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo resultante da inversão com o programa SI (local SW5, aquisições activas)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	V <sub>s</sub> (m/s)	V <sub>P</sub> (m/s)	ρ (kg/m <sup>3</sup> )	ν
1	1.1	1.1	174	359	1387	0.35
2	2.3	1.2	238	405	1405	0.24
3	3.7	1.4	306	485	1435	0.17
4	5.3	1.6	363	528	1451	0.05
5	7.0	1.7	349	554	1461	0.17
6	8.9	1.9	345	598	1477	0.25
7	11.0	2.1	408	648	1495	0.17
8	13.2	2.2	446	670	1503	0.10
9	15.0	1.8	426	670	1503	0.16
10	18.1	3.1	450	1767	1871	0.47
11	20.9	2.8	449	1824	1889	0.47
12	23.7	2.8	441	1824	1889	0.47
13	26.8	3.1	467	1824	1889	0.46
14	36.4	9.6	759	2034	1951	0.42
semi-espaço	∞	∞	975	2034	1951	0.35

Neste caso, o modelo resultante da inversão foi igualmente obtido ao fim de 10 iterações, durante as quais o erro ‘rmse’ diminuiu até atingir um valor de cerca de 4m/s, tal como é indicado na Figura 5.14, no canto superior esquerdo. Nesta figura podem agora observar-se as curvas experimental e do MF teórico do modelo resultante da inversão. Constata-se um elevado ajuste entre as duas curvas o que significa que o modelo final justifica os dados experimentais.

RM SE = 3.756025 m/s

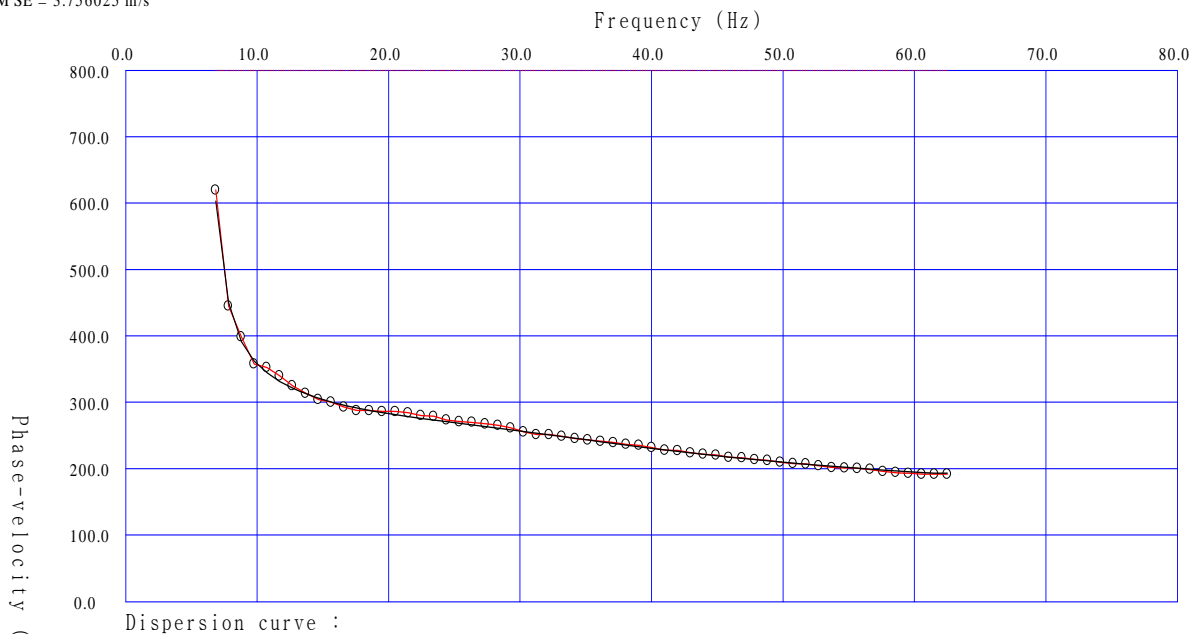


Figura 5.14 – A linha a vermelho com círculos representa a curva experimental (a mesma da Figura 5.12), obtida no local SW5, e a linha a preto representa a curva do MF teórico do modelo resultante da inversão com o programa SI (Tabela 5.8).

Apesar deste modelo resultante da inversão com o programa SI, apresentar irregularidades menos pronunciadas na distribuição vertical de  $V_S$ , relativamente ao obtido no exemplo anterior, para o local SW4, foi possível obter um ajuste equivalente entre as curvas experimental e teórica, utilizando o programa S\_K, com um modelo mais simples e com menos camadas, como será exemplificado na secção seguinte (5.3.2) e é apresentado na secção 6.5.1.2. Além disso, examinando os valores de  $v$  na Tabela 5.8, alguns inferiores a 0.10, verifica-se mais uma vez que o modelo resultante da inversão com o SI, tem alguns valores de  $V_P$  fisicamente pouco plausíveis face aos valores de  $V_S$  obtidos por inversão.

Sobretudo para tentar contornar algumas das incoerências dos resultados da inversão com o programa SI, utilizou-se então para a inversão final dos dados experimentais do MOS, o programa S\_K, dando especial relevo à relação entre  $V_P$  e  $V_S$ , tendo sido usado o critério de manter fixas as relações entre  $V_P$  e  $V_S$  das camadas do modelo, quer acima, quer abaixo, do NF, considerado (fixo) no modelo durante o processo de inversão.

Porém, a inversão “automática” executada pelo programa SI revelou-se muito útil, pois permitiu determinar rapidamente uma solução possível a partir da curva de dispersão experimental assumida como o MF característico do local em estudo. Os modelos resultantes desta 1ª etapa com o programa SI foram, de um modo geral, utilizados, ainda que com algumas alterações e correcções, como modelos de partida da inversão com o programa S\_K. Embora com o programa S\_K se tenham obtido modelos finais supostamente mais realistas e fisicamente mais correctos, em muitos dos casos analisados, estes modelos têm várias características comuns com os modelos resultantes da inversão com o programa SI.

### 5.3.2. Inversão com o programa S\_K (2ª etapa)

A inversão (ou modelação) das curvas de dispersão experimentais com o programa S\_K é efectuada através de um processo interactivo de “tentativa e erro”, isto é, para cada alteração do modelo, é aplicado o programa S\_K para cálculo das curvas modais teóricas do modelo e avaliado o ajuste entre as curvas experimentais e teóricas. Se o ajuste diminui, o modelo é “corrigido” (alterado) sucessivamente até se melhorar (aumentar) o ajuste. Como já foi referido na secção 5.1, algumas vantagens deste processo é que agora, todos os parâmetros do modelo podem ser alterados e, em cada tentativa, podem alterar-se vários parâmetros do modelo em simultâneo. Paralelamente, estes parâmetros podem ser fixados e/ou limitados com base na informação disponível sobre o local em estudo, quer ao nível do enquadramento geológico, quer ao nível dos resultados de outros ensaios geofísicos, como, por exemplo, da refacção sísmica, de ensaios mecânicos *in situ*, de ensaios laboratoriais sobre amostras, etc.

Outra vantagem da inversão com o programa S\_K é que, em cada passo da inversão, utilizando funções gráficas do Matlab®, é possível visualizar graficamente todas as curvas de dispersão experimentais obtidas no local, quer a de menor velocidade de fase, supostamente correspondente ao MF, quer as de velocidade de fase mais elevada, correspondentes a modos de propagação de ordem superior, juntamente com todas as curvas modais teóricas do modelo teórico. Deste modo, é possível avaliar, qualitativamente, o ajuste de outros modos de propagação que não apenas o MF, e ter isso em conta nas alterações a efectuar no modelo. No programa SI, ainda que seja possível observar as várias curvas modais teóricas dos modelos na inversão (embora somente para o intervalo de frequências em que é definida a curva de dispersão experimental), apenas é possível observar em simultâneo a estas curvas teóricas, a única curva de dispersão experimental aceite para a inversão, assumida como correspondendo ao MF.

Durante esta 2ª etapa, foi usado o critério de manter fixas as relações entre  $V_P$  e  $V_S$  das camadas, quer acima, quer abaixo, do NF considerado no modelo. Ou seja, em cada passo (ou tentativa), para cada alteração de  $V_S$  de uma camada, o correspondente valor de  $V_P$  é alterado por uma relação fixa. Nomeadamente, no (re)processamento final da inversão dos dados experimentais do MOS, apresentados na secção 6.5, foram utilizadas as seguintes relações entre  $V_P$  e  $V_S$ :

$$V_P = \sqrt{3} V_S \Rightarrow v = 0.25 \quad , \quad \text{acima do NF} \quad (5.11)$$

$$\begin{aligned} V_P &= 1.11V_S + 1290 \text{ m/s} \Rightarrow \\ \Rightarrow v &= 0.5 \frac{(1.11 + 1290/V_S)^2 - 2}{(1.11 + 1290/V_S)^2 - 1} \quad , \quad \text{abaixo do NF (com } V_S \text{ em m/s)} \end{aligned} \quad (5.12)$$

Assim sendo, algumas das correcções efectuadas nos modelos resultantes da 1ª etapa foram relacionadas com a reposição das relações (5.11) e (5.12) entre  $V_P$  e  $V_S$ .

Verificou-se que a manutenção das relações entre  $V_P$  e  $V_S$ , acima e abaixo do NF, na 2ª etapa, conduziu mais rapidamente a ajustes com modelos fisicamente mais plausíveis e equilibrados. Daí a importância de dispor, *a priori*, antes da inversão, duma estimativa da profundidade do NF, como é igualmente realçado por e.g. [Foti & Butcher 2004]. Se não houver sondagens no local que forneçam esta profundidade, uma alternativa, que inclui ainda outras vantagens, é obter esta estimativa a partir do método da refração sísmica, aplicado no mesmo local, tal como já foi abordado na secção 3.1 e é apresentado na secção 6.4, relativa aos locais das aplicações experimentais do MOS efectuadas neste trabalho.

Como exemplo da inversão com o programa S\_K, retoma-se o caso das curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, no campo Experimental do LNEC. Na Figura 5.15-a) são ilustrados os dois conjuntos de curvas de dispersão experimentais, obtidos para os dois perfis colineares de geofones, utilizados na aquisição activa de dados no local SW5 (ver secções 4.4.1 e 6.5.1): as curvas a verde (círculos e 'x') correspondem ao perfil longo, com 24 geofones equiespaçados de 3m; as curvas a rosa (círculos e 'x') correspondem ao perfil curto, com 24 geofones equiespaçados de 1.5m. Além de colineares estes dois perfis de geofones tiveram o mesmo ponto central (ponto SW5).

Para cada perfil de geofones, realizaram-se aquisições activas com várias fontes sísmicas, a várias distâncias do perfil e em ambos os extremos do perfil. Para cada perfil de geofones, os registos sísmicos das várias aquisições foram processados com o programa f\_k que determinou o espectro soma (total) resultante da soma dos espectros destes registos. Para cada um destes espectros soma (total), relativos a cada um dos perfis de geofones, foram extraídas as curvas de dispersão do máximo absoluto e dos máximos locais (de maior energia), para cada frequência do espectro. Os detalhes sobre a aquisição de dados e a determinação das respectivas curvas de dispersão neste local SW5 encontram-se nas secções 3.5, 4.4.1 e 6.5.1.

Na representação das curvas de dispersão experimentais da Figura 5.15-a) foi usada a simbologia já utilizada nos Capítulos 3 e 4: para as curvas, a rosa e a verde, de cada perfil de geofones, os círculos representam a curva de dispersão do máximo absoluto do respectivo espectro soma total (associada ao modo dominante de propagação) e os 'x' representam as curvas de dispersão dos máximos locais de maior amplitude do mesmo espectro soma total (associadas aos modos secundários de propagação).

Na Figura 5.15-a) são igualmente representadas, pelas linhas a preto, as curvas modais teóricas do modelo inicial para a inversão com o programa S\_K. Na Figura 5.15-b) são representadas, pelas linhas com pontos a preto, as mesmas curvas modais teóricas de a), e, pela linha com círculos a azul, a curva experimental média de menor velocidade, resultante da média das curvas (rosa e verde) de menor velocidade, aproveitando inclusivamente alguns pontos correspondentes a máximos locais. Foi esta curva experimental média, assumida como sendo o MF, que foi inicialmente invertida com o programa SI e que é



representada nas Figura 5.12 e Figura 5.14. O erro 'rmse' entre esta curva experimental e o MF teórico calculado pelo programa S\_K para este modelo inicial, é de 14.2m/s. Naturalmente que este erro 'rmse' foi calculado tendo em conta apenas os pontos comuns às duas curvas.

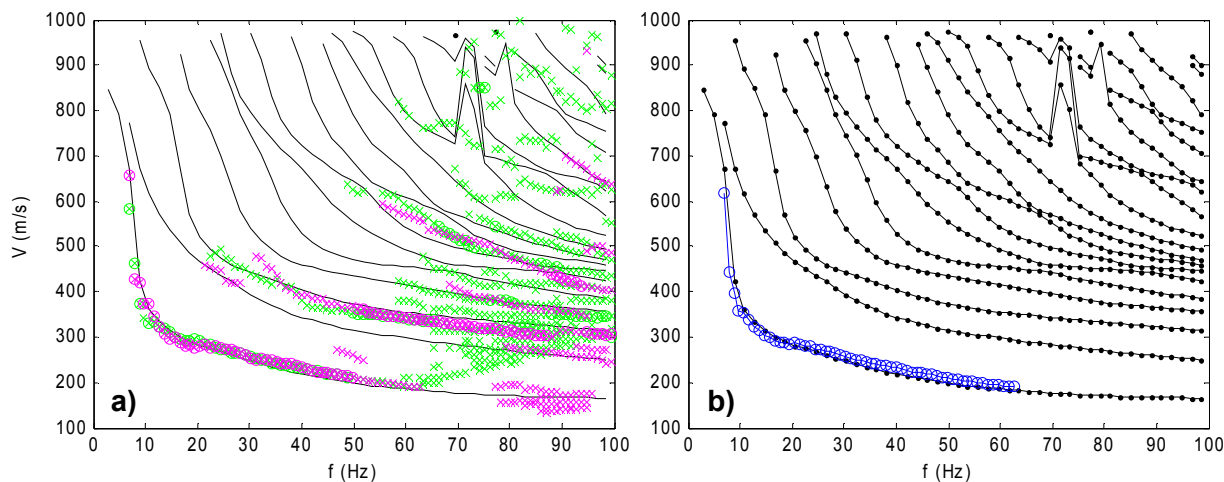


Figura 5.15 – a) Os círculos e 'x' representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas do modelo inicial para a inversão com o programa S\_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade.

O modelo inicial para a inversão com o programa S\_K, ao qual correspondem as curvas modais teóricas da Figura 5.15, foi adaptado do modelo resultante da 1ª etapa, ou seja, do modelo resultante da inversão com o programa SI, representado, em termos de perfil vertical de  $V_s$ , na Figura 5.13, e cujos parâmetros constam da Tabela 5.8. O perfil vertical de  $V_s$  do modelo adaptado é ilustrado na Figura 5.16, com sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$ , obtida pela expressão (5.6) a partir da curva experimental média da Figura 5.15-b). Os valores numéricos de  $V_s$  e dos restantes parâmetros do modelo corrigido constam da Tabela 5.9, que corresponde assim ao “modelo inicial” para a inversão com o programa S\_K. Neste modelo é assumido igualmente que o NF ocorre a 15m de profundidade.

Comparando a Figura 5.13 com a Figura 5.16 e a Tabela 5.8 com a Tabela 5.9, as semelhanças entre os dois modelos são evidentes, sobretudo na espessura e na velocidade  $V_s$  das camadas dos modelos. As primeiras 4 camadas do modelo da Tabela 5.9 têm a mesma espessura e  $V_s$  do que as primeiras 4 camadas do modelo da Tabela 5.8. As camadas 5 e 6 do modelo da Tabela 5.8 foram concatenadas numa única camada (5) no modelo da Tabela 5.9, com  $V_s$  média das camadas 5 e 6 do modelo da Tabela 5.8. Segue-se, no modelo da Tabela 5.9, até 15m de profundidade, uma estrutura de camadas e  $V_s$  semelhante à do modelo da Tabela 5.8. Abaixo do NF, as camadas 10, 11 e 12 do modelo da Tabela 5.8, com  $V_s$  muito semelhante entre elas, foram concatenadas numa única camada (9) no modelo da Tabela 5.9, com  $V_s$  média das três camadas iniciais. Abaixo de 23.7m de profundidade, os modelos voltam a ser iguais em termos das espessuras das camadas e dos seus valores de  $V_s$ , incluindo os do semi-espço.

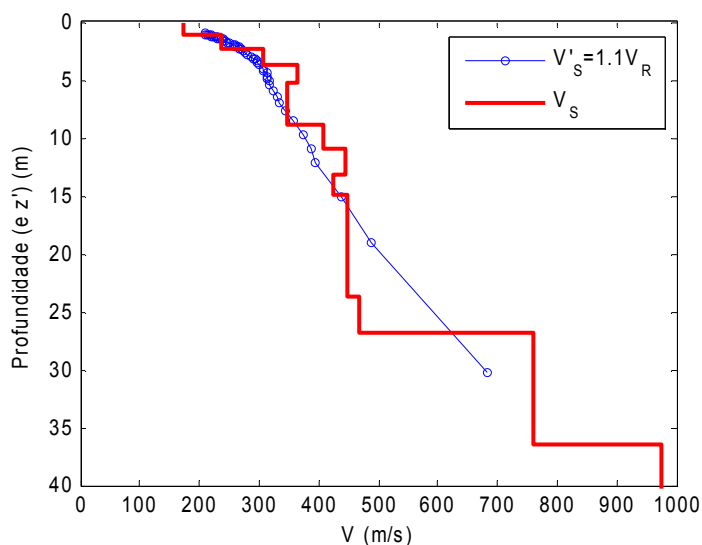


Figura 5.16 – Distribuição vertical de  $V_s$  (traço a vermelho) do modelo inicial para a inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$  (a azul) relativa ao MF experimental.

Tabela 5.9 – Modelo inicial para a inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo inicial da inversão com o programa S_K (local SW5, aquisições activas)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	1.1	1.1	174	301	1400	0.25
2	2.3	1.2	238	412	1400	0.25
3	3.7	1.4	306	530	1400	0.25
4	5.3	1.6	363	629	1450	0.25
5	8.9	3.6	347	601	1450	0.25
6	11.0	2.1	408	707	1500	0.25
7	13.2	2.2	446	772	1500	0.25
8	15.0	1.8	426	738	1500	0.25
9	23.7	8.7	448	1787	1900	0.47
10	26.8	3.1	467	1808	1900	0.46
11	36.4	9.6	759	2132	1950	0.43
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	975	2372	1950	0.40

As principais diferenças entre os modelos comparados residem nos valores de  $V_p$  das camadas, uma vez que, no modelo da Tabela 5.9, estes valores foram agora calculados pelas expressões (5.11) e (5.12) a partir dos valores de  $V_s$  das camadas. Naturalmente que os valores do coeficiente de Poisson no modelo da Tabela 5.9 reflectem estas alterações dos valores de  $V_p$  e, como tal, são também diferentes dos da Tabela 5.8. No modelo da Tabela 5.9, os valores das massas volúmicas foram apenas arredondados, em relação aos respectivos valores do modelo de base da Tabela 5.8.

A partir deste modelo inicial o programa S\_K foi sucessivamente aplicado numa tentativa de melhorar o ajuste entre as curvas experimentais e teóricas do modelo testado, mantendo as relações (5.11) e (5.12) entre  $V_s$  e  $V_p$  e mantendo os parâmetros do modelo dentro dos

limites considerados razoáveis para este caso. No entanto, várias alterações foram introduzidas, nomeadamente, a redução do número de camadas (estratos) do modelo.

As Figura 5.17 e Figura 5.18, e a Tabela 5.10, são equivalentes às Figura 5.15 e Figura 5.16 e à Tabela 5.9, respectivamente, mas agora para um modelo intermédio no processo de inversão com o programa S\_K. O erro 'rmse' entre a curva experimental média e o MF teórico deste modelo (Figura 5.17-b), calculado para os pontos comuns às duas curvas, é agora de 4.9m/s.

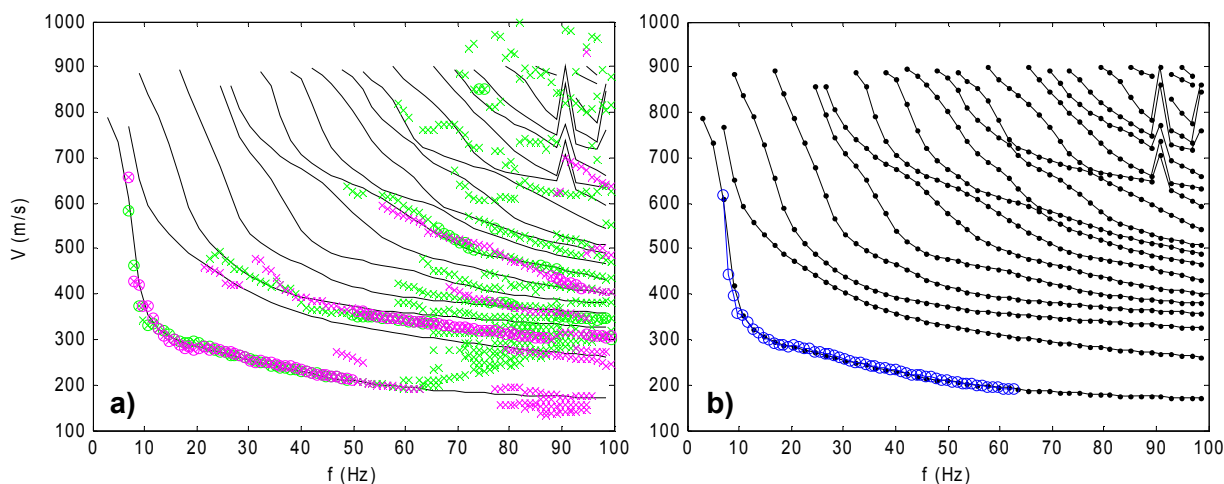


Figura 5.17 – a) Os círculos e 'x' representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas dum modelo intermédio da inversão com o programa S\_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade.

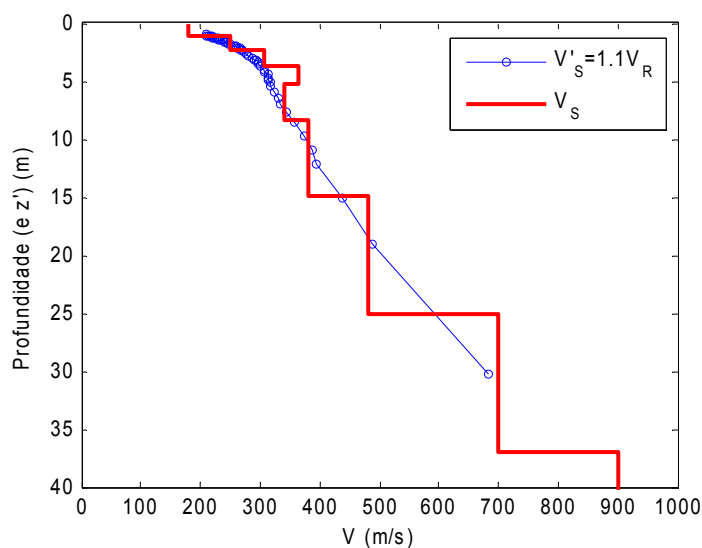


Figura 5.18 – Distribuição vertical de  $V_s$  (traço a vermelho) dum modelo intermédio da inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$  (a azul) relativa ao MF experimental.

Tabela 5.10 – Modelo intermédio da inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo intermédio da inversão com o programa S_K (local SW5, aquisições activas)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	1.1	1.1	180	312	1400	0.25
2	2.3	1.2	250	433	1400	0.25
3	3.7	1.4	306	530	1400	0.25
4	5.3	1.6	363	629	1450	0.25
5	8.3	3.0	340	589	1450	0.25
6	15.0	6.7	380	658	1500	0.25
7	25.0	10.0	480	1823	1900	0.46
8	37.0	12.0	700	2067	1900	0.43
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	900	2290	1950	0.41

As Figura 5.19 e Figura 5.20, e a Tabela 5.11, são equivalentes às Figura 5.17 e Figura 5.18 e à Tabela 5.10, respectivamente, mas agora para o modelo escolhido como “modelo final” do processo de inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. O erro ‘rmse’ entre a curva do MF experimental (médio) e a curva do MF teórico deste modelo (Figura 5.19-b), calculado para os pontos comuns às duas curvas, é agora de 3.4m/s. Este modelo final é o apresentado na secção 6.5.1.2, e, como tal, as Figura 5.19 e Figura 5.20, são iguais às Figura 6.26 e Figura 6.28, respectivamente; também a Tabela 5.11 é idêntica à Tabela 6.5.

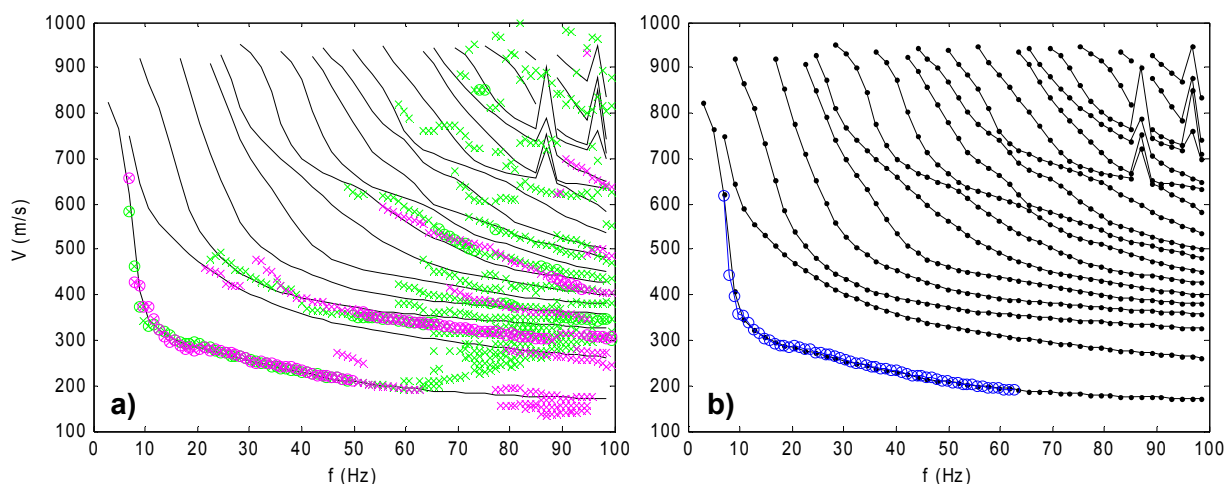


Figura 5.19 – a) Os círculos e ‘x’ representam as curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5; as linhas a preto representam as curvas modais teóricas do modelo “final” da inversão com o programa S\_K; b) as linhas a preto representam as mesmas curvas modais teóricas de a); a linha a azul representa a curva de dispersão experimental média de menor velocidade.

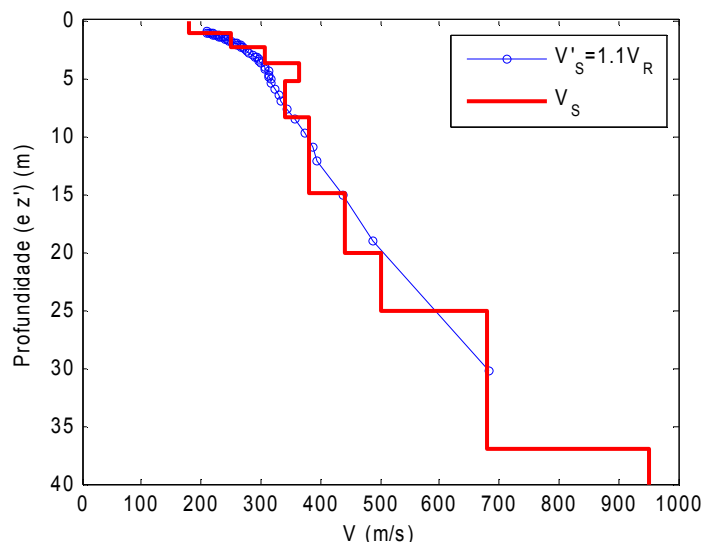


Figura 5.20 – Distribuição vertical de  $V_s$  (traço a vermelho) do modelo “final” da inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5; sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$  (a azul) relativa ao MF experimental.

Tabela 5.11 – Modelo “final” da inversão com o programa S\_K, das curvas experimentais obtidas no local SW5. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Modelo “final” da inversão com o programa S_K (local SW5, aquisições activas)						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\nu$
1	1.1	1.1	180	312	1400	0.25
2	2.3	1.2	250	433	1400	0.25
3	3.7	1.4	306	530	1400	0.25
4	5.3	1.6	363	629	1450	0.25
5	8.3	3.0	340	589	1450	0.25
6	15.0	6.7	380	658	1500	0.25
7	20.0	5.0	440	1778	1900	0.47
8	25.0	5.0	500	1845	1900	0.46
9	37.0	12.0	680	2045	1900	0.44
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	950	2345	1950	0.40

A escolha do “modelo final” do processo de inversão com o programa S\_K é efectuada pelo utilizador ou interpretador do programa e, como tal, é subjectiva. No entanto, esta escolha foi, neste trabalho, baseada em diversos factores: o ajuste qualitativo entre as várias curvas experimentais (incluindo as de velocidade superior à do MF) e as curvas modais teóricas, o ajuste quantitativo dado pelo erro ‘rmse’ entre as curvas experimental e teórica do MF e a plausibilidade física do modelo face à informação disponível sobre o local em estudo, incluindo o enquadramento geológico, a topografia, os resultados do método da refração sísmica (aplicado nos mesmos locais de aquisição de dados do MOS), etc.

Comparando os modelos inicial, intermédio e final, da inversão com o programa S\_K verificam-se diversas semelhanças entre eles, nomeadamente na estrutura das primeiras 4 camadas, até 5.3m de profundidade. Estas camadas têm a mesma espessura nos três modelos e têm valores das velocidades  $V_S$ ,  $V_P$  e das massas volúmicas  $\rho$ , iguais ou muito semelhantes. Estas camadas são também idênticas, em termos de espessuras e de  $V_S$ , às primeiras 4 camadas do modelo obtido na 1ª etapa, resultante da inversão com o programa SI, o que demonstra a utilidade do programa SI para a definição da estrutura superficial do modelo, neste caso.

As principais diferenças entre os modelos inicial, intermédio e final, da inversão com o programa S\_K, ocorrem nas camadas abaixo de 5.3m de profundidade, onde variou quer o número de camadas, quer as suas espessuras e velocidades  $V_S$  e  $V_P$ . Do modelo intermédio para o modelo final, apenas houve alterações nas camadas abaixo de 15m de profundidade.

Os erros 'rmse' do modelo final da inversão do programa S\_K (3.4m/s) e do modelo resultante da inversão com o programa SI (3.7m/s) são praticamente idênticos, apesar de os dois modelos terem diferenças significativas, especialmente abaixo de 5.3m de profundidade. Este facto evidencia bem a questão da não unicidade da solução do Problema Inverso do MOS, que só pode ser contornada pela aferição do modelo final com os resultados de outros métodos geofísicos e/ou de métodos de prospecção directa. O modelo final da inversão com o programa S\_K para o local SW5 foi aferido por resultados de sondagens mecânicas efectuados no local e por resultados de ensaios sísmicos entre furos, tendo apresentado acentuada concordância, não só em termos do perfil vertical de  $V_S$ , como também em termos dos perfis verticais de  $V_P$  e de  $v$  (ver secções 6.5.1.2 e 6.8).

### 5.3.3. Velocidades efectivas médias

Para os modelos finais, resultantes da inversão com o programa S\_K das curvas experimentais das aquisições activas efectuadas nos vários locais do Campo Experimental do LNEC, foram ainda calculadas com o programa S\_K, as velocidades efectivas médias, para cada perfil de geofones utilizado na aquisição activa, tal como é apresentado ao longo da secção 6.5.

Como os geofones utilizados são geofones de componente vertical, as velocidades efectivas e as velocidades efectivas médias, aqui consideradas, são naturalmente, as relativas à componente vertical do deslocamento ( $V_{ef,z}$  e  $V_{ef,z,média}$ , ver secção 2.2.5.5). Por uma questão de simplificação, serão, daqui em diante, referidas apenas como "velocidade(s) efectiva(s)" e "velocidade(s) efectiva(s) média(s)".

Nos cálculos das velocidades efectivas médias não se diferenciaram os tipos de fonte sísmica nem a sua orientação relativa ao perfil, à direita ou à esquerda, considerando-se assim apenas como factores de variação da velocidade efectiva, o perfil de geofones e as várias distâncias das fontes sísmicas utilizadas em relação ao perfil de geofones. As velocidades efectivas foram calculadas de acordo com os critérios do cdo expostos na

secção 2.2.5.5 e implementados na rotina *effective* do programa S\_K, tal como é descrito na secção 5.2.4.

Para cada distância (*offset*) da fonte ao perfil de geofones, são calculadas as velocidades efectivas para cada geofone do perfil considerado e é depois calculada a velocidade efectiva média tendo em conta as posições de todos os geofones. Em seguida é então calculada a velocidade efectiva média para as várias distâncias (*offsets*) da fonte utilizadas na aquisição de dados para o perfil de geofones.

O objectivo da determinação das curvas de dispersão das velocidades efectivas médias foi a sua comparação com as curvas de dispersão experimentais, para averiguar, se com os dispositivos de aquisição activa utilizados, tinha prevalecido o fenómeno da sobreposição modal ou da separação modal, isto assumindo que o modelo final da inversão com o programa S\_K é o modelo correcto para o meio de propagação, no local em estudo. Tal como se pode observar nas Figura 6.24, Figura 6.29, Figura 6.41, Figura 6.46, Figura 6.53, Figura 6.59, Figura 6.63, Figura 6.71 e Figura 6.75, da secção 6.5, verificou-se que, para todos os casos analisados, as curvas das velocidades efectivas médias coincidem praticamente com as curvas do MF teórico, em discordância com as curvas de dispersão experimentais, claramente multimodais, mesmo considerando apenas as curvas dos máximos absolutos da energia dos espectros f-k soma (total). Este facto parece sugerir a prevalência do fenómeno da separação modal, pelo menos nas altas frequências.

A título de exemplo, ilustram-se na Figura 5.21 (igual à Figura 6.29) as curvas de dispersão das velocidades efectivas médias, para o modelo final da Tabela 5.11, e para cada um dos perfis de geofones utilizados nas aquisições activas no local SW5. Na Figura 5.21, em analogia com as cores usadas na representação das respectivas curvas de dispersão experimentais (como, por exemplo, na Figura 5.19-a)), os círculos a verde correspondem à velocidade efectiva média para o perfil longo, com 24 geofones equiespaçados de 3m, e os círculos a rosa correspondem à velocidade efectiva média para o perfil curto, com 24 geofones equiespaçados de 1.5m.

Constata-se que ambas as curvas das velocidades efectivas médias coincidem com o MF teórico do modelo, enquanto que as curvas de dispersão experimentais, associadas ao máximo absoluto (modo dominante) de cada espectro soma (total), para cada perfil de geofones, só coincidem (aproximadamente) com o MF do modelo, até cerca de 50Hz. Para frequências superiores, o aparente modo dominante das curvas experimentais tem velocidade mais elevada que o MF do modelo, ocorrendo entre o 2º e o 3º modos teóricos, tal como se pode observar na Figura 5.19-a).

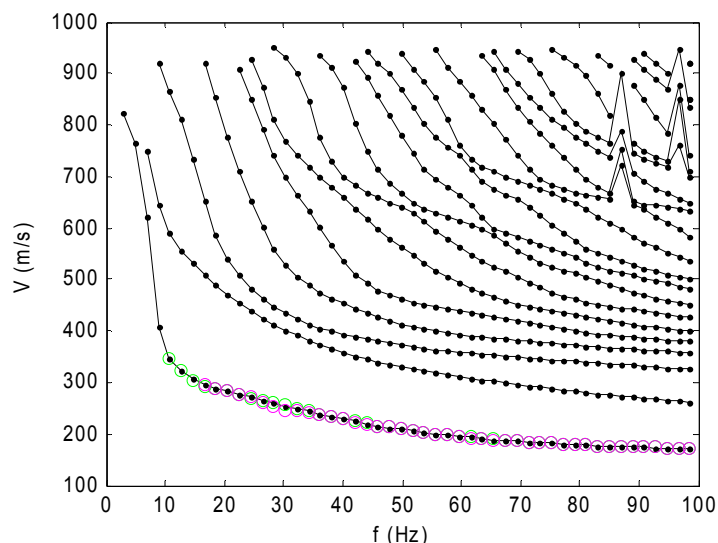


Figura 5.21 – Curvas das velocidades efectivas médias para o modelo final da Tabela 5.11, para os dois perfis de geofones utilizados na aquisição activa, no local SW5: círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ); círculos a verde para o perfil longo ( $L=69\text{m}$ ). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

Para averiguar se estas discrepâncias entre as velocidades efectivas médias e as curvas de dispersão experimental associadas ao máximos absolutos dos espectros soma (para cada um dos perfis de geofones), poderiam ser devidas aos filtros do cdo implementados no cálculo das velocidades efectivas, calcularam-se, para este caso, as velocidades efectivas sem filtragem (ou seja, somando a contribuição de todos os modos), e, a partir destas, calcularam-se as velocidades efectivas médias.

De facto, uma hipótese a testar era verificar se os filtros do cdo utilizados para todos os modelos inversamente dispersivos, não eram demasiado restritivos, e como tal, darem um peso excessivo ao MF nas altas frequências, para casos de modelos como o obtido para o local SW5 (Tabela 5.11), “ligeiramente inversos”, ou seja, quando a inversão de  $V_s$  é pouco pronunciada, quer pela espessura da camada “inversa”, quer pelo contraste de  $V_s$  com as camadas adjacentes.

As velocidades efectivas médias, obtidas sem filtragem do cdo, são ilustradas na Figura 5.22. Verifica-se afinal que os referidos filtros de cdo não têm, neste caso, influência nas curvas das velocidades efectivas médias, nomeadamente nas altas frequências, acima de 30Hz, não sendo, por isso, a causa das discrepâncias entre estas curvas e as curvas experimentais que apresentam mudança de modo dominante nas altas frequências.



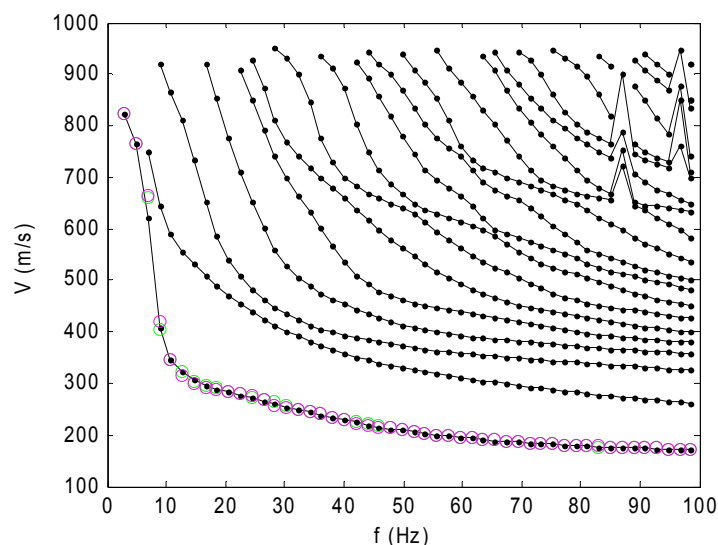


Figura 5.22 – Curvas das velocidades efetivas médias, calculadas sem filtros de cdo, para o modelo final da Tabela 5.11, para os dois perfis de geofones utilizados na aquisição activa, no local SW5: círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m); círculos a verde para o perfil longo (L=69m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

## 5.4. Sumário e conclusões

Expôs-se neste capítulo a estratégia utilizada na inversão (modelação) das curvas de dispersão experimentais obtidas nas aplicações do MOS realizadas neste trabalho. Esta inversão foi, de um modo geral, efectuada por duas etapas.

Na 1ª etapa utilizou-se o programa SI que efectua a inversão “automática” iterativa da curva experimental do MF, mantendo todos os parâmetros do modelo fixos, excepto as velocidades  $V_S$  das camadas. Obtém-se assim, de uma forma rápida, uma primeira estimativa do modelo que justifica a curva experimental do MF, cujo perfil vertical de  $V_S$  fornece geralmente boas aproximações para a velocidade  $V_S$  da camada mais superficial e para a estrutura geométrica das camadas superficiais. No entanto, apesar das velocidades  $V_S$  das camadas serem os parâmetros com maior influência nas curvas de dispersão das ondas de Rayleigh, os modelos resultantes da inversão com o programa SI, são frequentemente pouco realistas, sobretudo devido aos valores de  $V_P$  nos modelos finais.

Na 2ª etapa utilizou-se o programa S\_K, de modelação directa ou de resolução do Problema Directo do MOS, num processo interactivo com o utilizador/interpretador, do tipo “tentativa e erro”, para efectuar a inversão das curvas de dispersão experimentais. De um modo geral, tomaram-se como modelos iniciais deste processo, modelos adaptados e/ou corrigidos a partir dos modelos obtidos na 1ª etapa, resultantes da inversão com o programa SI. Em seguida estes modelos iniciais foram alterados pelo utilizador/interpretador, por várias tentativas (ou iterações), até se obter os “melhores” ajustes entre as curvas experimentais e teóricas, tentando manter modelos fisicamente mais plausíveis do que os obtidos na 1ª etapa. Neste processo de “inversão” é possível alterar, em cada passo, diferentes

parâmetros do modelo de camadas, podendo ainda fixar-se e/ou limitar-se estes parâmetros, em função dos conhecimentos prévios sobre o meio de propagação no local de aplicação do MOS.

Num dos locais de aplicação do MOS (SW5), onde foi possível aferir o modelo final da inversão com o programa S\_K, com resultados de sondagens mecânicas e de ensaios sísmicos entre furos (do tipo *crosshole seismic test*), verificou-se uma significativa concordância entre o referido modelo e estes resultados, não só em termos do perfil vertical de  $V_S$ , como também em termos dos perfis verticais de  $V_P$  e de  $v$ . Esta concordância valida não só o processo de inversão utilizado, como também o critério usado na 2ª etapa, de manter fixas as relações entre  $V_P$  e  $V_S$  das camadas do modelo, quer acima, quer abaixo do NF, através das expressões (5.11) e (5.12).

O programa S\_K foi um dos programas testados neste trabalho, para resolução do Problema Directo do MOS. Entre os programas comparados, o programa S\_K foi o escolhido para efectuar a modelação dos dados experimentais, por ser o que apresentou melhores resultados na determinação das curvas modais, ou seja, dos valores próprios  $k_j(\omega)$ ,  $j=1,\dots,M(\omega)$ , para os vários modelos teóricos analisados. Os valores próprios são os parâmetros fundamentais para a correcta determinação das restantes grandezas associadas ao Problema Directo, como, por exemplo, as funções próprias,  $r_1$  a  $r_4$ , dos deslocamentos e das tensões, e as velocidades efectivas resultantes da sobreposição modal. Por estes motivos, este programa S\_K foi também o seleccionado para a introdução de alterações e de novos procedimentos, para melhorar o cálculo das funções  $r_1$  a  $r_4$  e das velocidades efectivas.

Um aspecto que não foi abordado nas secções anteriores deste capítulo, é o relacionado com a propagação dos erros experimentais (ou incertezas) das curvas de dispersão experimentais, para os modelos resultantes da inversão destas curvas. Nem o programa SI nem, naturalmente, o programa S\_K (de modelação directa), efectuem esta propagação das incertezas. De acordo com o descrito na secção 2.3.2.4 seria no entanto possível obter uma estimativa *a posteriori*, das variâncias das velocidades  $V_S$  das camadas do modelo resultante da inversão, em função das incertezas das curvas de dispersão experimentais associadas ao modo dominante, para cada frequência. Este cálculo poderá futuramente ser implementado para os modelos finais obtidos com o programa S\_K.

## 6. APLICAÇÕES NO CAMPO EXPERIMENTAL DO LNEC

### 6.1. Introdução

No âmbito deste trabalho de doutoramento, o LNEC disponibilizou algumas áreas livres do seu *campus* para a implantação de um Campo Experimental, para ensaios geofísicos e geotécnicos, onde foram realizadas as aplicações do MOS, incluindo a comparação e avaliação das diferentes estratégias de aquisição de dados experimentais do MOS, investigadas neste estudo. Num dos locais da aplicação do MOS foram posteriormente efectuados furos de sondagem e outros ensaios *in situ* (em curso de furação e entre furos) que permitiram caracterizar os materiais em profundidade e simultaneamente aferir os resultados experimentais do MOS. A implantação e caracterização deste Campo Experimental tem naturalmente grande utilidade e evidente relevância para o LNEC, bem como para a restante comunidade técnico-científica no domínio da Geotecnia, pois poderá no futuro permitir o estudo e a aferição de outros ensaios geofísicos e geotécnicos [Coelho et al. 2010].

O *campus* do LNEC situa-se na região nordeste de Lisboa, em Alvalade, e ocupa uma área de cerca de 22 hectares, encaixada entre a Av. do Brasil (a sul), a R. das Murtas e o Hospital Júlio de Matos (a oeste), a 2ª Circular (Av. Marechal Craveiro Lopes) e o aeroporto da Portela (a norte) e a R. Jorge Colaço (a leste), tal como é representado na Figura 6.1. Neste *campus* existem, além das várias edificações relativas aos serviços do LNEC (direcção, departamentos, serviços administrativos, pavilhões de ensaios, arrecadações, etc.), algumas áreas livres de construções, como por exemplo, as zonas A e B, marcadas nas Figura 6.2 e Figura 6.3, onde ocorrem formações detríticas de idade miocénica cobertas por depósitos superficiais de natureza heterogénea (aterros). O enquadramento geológico do *campus* do LNEC é descrito na secção 6.2.

Embora no passado já tenham sido realizados outros ensaios geotécnicos e geofísicos no *campus* do LNEC, nem sempre foi sistematizada a informação recolhida, além de não haver registo de sondagens mecânicas efectuadas nas referidas 'áreas livres', que permitissem a caracterização dos materiais geológicos existentes em profundidade. Alguns dos trabalhos experimentais anteriores, nomeadamente os realizados por [Mota 2006] na parte leste da zona A, são resumidos na secção 6.3.

Na actual investigação foram inicialmente aplicados em vários locais do Campo Experimental, o método da refração sísmica (de ondas P) e o MOS, não só com o objectivo de estimar a estratificação local e as respectivas velocidades  $V_P$  e  $V_S$ , como também para analisar os vários dispositivos e estratégias de aquisição de dados do MOS propostas neste trabalho. Os resultados obtidos com estes dois métodos geofísicos são apresentados, respectivamente, nas secções 6.4 e 6.5.

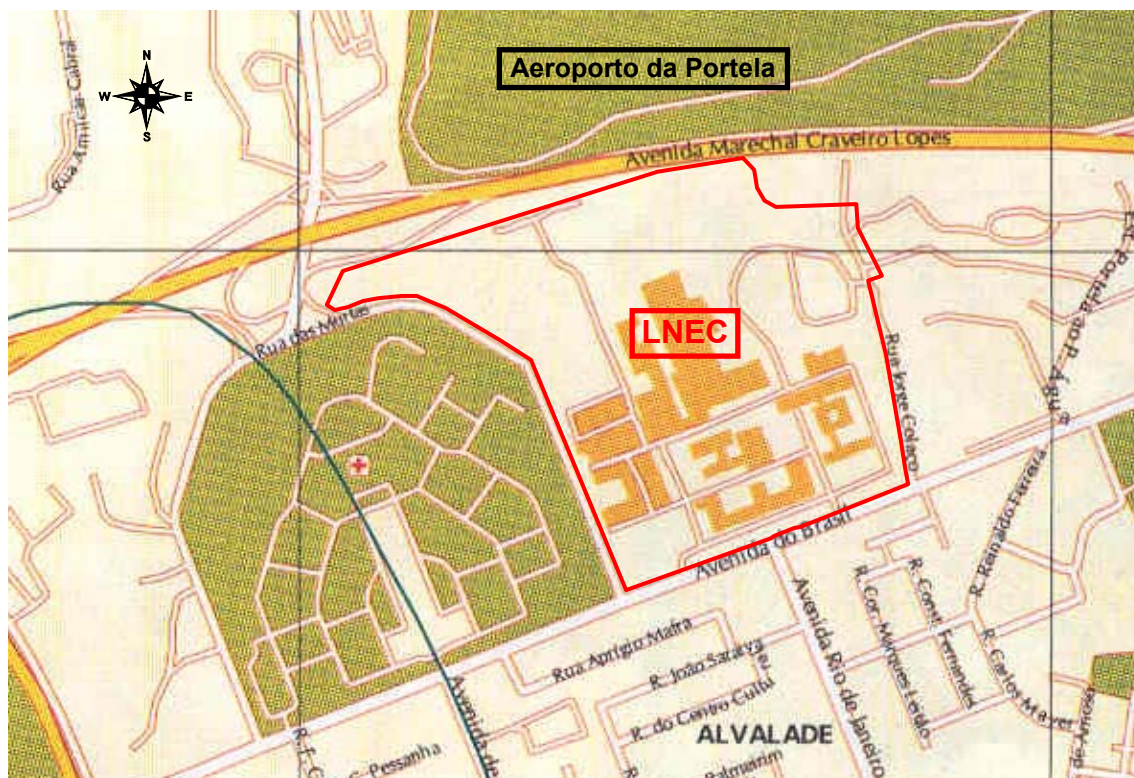


Figura 6.1 – Extracto do mapa de Lisboa (escala ~1:10000) com o contorno aproximado do *campus* do LNEC marcado a traço cheio vermelho.

Num dos locais de aplicação do MOS (e do método da refração sísmica), no local SW5, foram executadas, pela Geocontrole SA, três sondagens mecânicas com cerca de 41m de profundidade, aqui designadas por S1, S2 e S3, distanciadas entre si de cerca de 5m e dispostas em triângulo. Na sondagem S1 o avanço do furo foi efectuado à rotação com amostragem contínua, tendo sido executados ensaios de penetração dinâmica do tipo SPT em curso de furação. Na sondagem S2 recolheram-se amostras indeformadas e executaram-se ensaios de pressiómetro do tipo “Menard”. O furo S3 foi instrumentado com três piezómetros para medição dos níveis de água a diferentes profundidades. A partir das amostras recolhidas nas sondagens efectuaram-se ensaios laboratoriais de identificação e de caracterização física dos materiais amostrados. Foram igualmente realizados ensaios de coluna ressonante para determinação laboratorial da velocidade da onda de corte ( $V_{S,lab}$ ) nos materiais de três amostras indeformadas.

Na secção 6.6 apresentam-se os resultados das sondagens, dos ensaios mecânicos realizados nos furos e dos ensaios laboratoriais sobre as amostras recolhidas nos furos. São ainda apresentados nesta secção os ensaios laboratoriais efectuados sobre amostras recolhidas numa vala com cerca de 2.3m de profundidade, escavada num outro local do *campus* do LNEC, onde ocorre a mesma unidade miocénica que a reconhecida na parte superior das sondagens.

Entre os furos de sondagem S1 e S2 realizaram-se ainda ensaios sísmicos entre furos (do tipo *crosshole seismic test*), pelos quais se obteve a distribuição vertical detalhada de  $V_P$  e  $V_S$  na secção entre furos. Estes ensaios e os seus resultados são descritos na secção 6.7.

Os resultados das sondagens mecânicas e dos ensaios efectuados nos furos e entre furos, permitiram aferir e calibrar os modelos geofísicos iniciais, obtidos com o método da refacção sísmica e com o MOS, aplicados à superfície do terreno. O cruzamento da informação resultante das sondagens, dos ensaios mecânicos e de todos os ensaios sísmicos realizados no local, é efectuado na secção 6.8 onde é então apresentada a análise comparativa e a interpretação conjunta de todos os resultados, culminando na caracterização geológico-geotécnica do sítio.

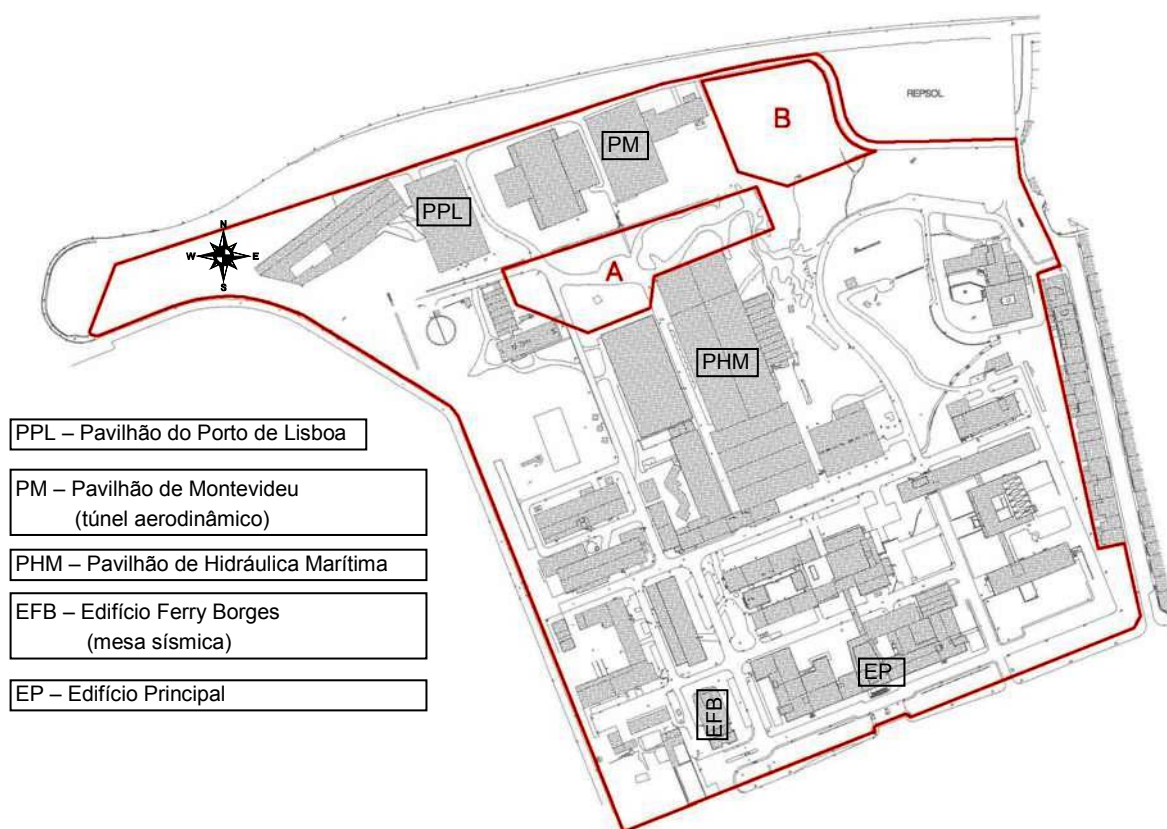


Figura 6.2 – Mapa do *campus* do LNEC (~1:5700) com marcação das zonas A e B, preferenciais para a implantação do Campo Experimental.

A secção 6.9 finaliza este capítulo, apontando algumas conclusões sobre as aplicações do MOS e dos outros métodos utilizados, incluindo a análise das respectivas contribuições para a caracterização geotécnica do sítio.

## 6.2. Enquadramento geológico

De acordo com Folha 34-D (Lisboa) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50000 [INETI 2005] e respectiva Notícia Explicativa [INETI 2006], e ainda com a Folha 2 da Carta Geológica do Concelho de Lisboa, na escala 1:10000 [SGP 1986], no *campus* do LNEC

afloram três das unidades miocénicas que cobrem a área oriental da cidade de Lisboa, nomeadamente: "Argilas de Forno do Tijolo" ( $M_{IVa}$ ), "Areias de Quinta do Bacalhau" ( $M_{IVb}$ ) e "Calcário de Casal Vistoso" ( $M_{Va1}$ ).

As formações miocénicas que afloram sobretudo na zona oriental de Lisboa correspondem a diversas sequências deposicionais com alternância entre unidades marinhas, salobras e continentais [INETI 2006]. Em termos estratigráficos, a base deste complexo miocénico assenta sobre a "Formação de Benfica" de idade paleogénica e de origem continental. De um modo geral, as camadas das formações miocénicas inclinam ligeiramente para leste (cerca de 4 a 5°).

Na Figura 6.3 encontra-se um extracto da Folha 2 da Carta Geológica do Concelho de Lisboa [SGP 1986], onde se marcaram (com traço vermelho) os perímetros aproximados do *campus* do LNEC e das zonas A e B, para implantação do Campo Experimental. Tal como se pode observar, está mapeada na carta geológica uma aluvião que atravessa os terrenos do *campus* do LNEC, incluindo as zonas do Campo Experimental.

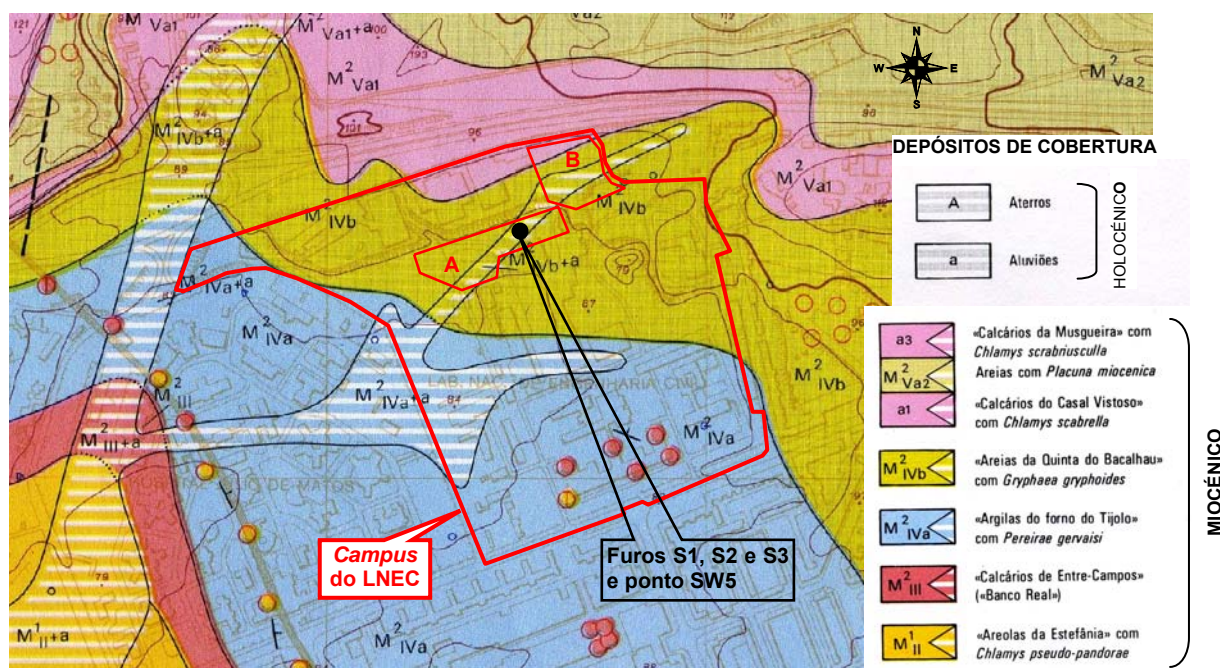


Figura 6.3 – Extracto da Folha 2 da Carta Geológica do Concelho de Lisboa na escala 1:10000 [SGP 1986], onde foram marcados os contornos aproximados (a traço cheio vermelho) do *campus* do LNEC e das zonas A e B do Campo Experimental.

Verifica-se pela Figura 6.3 que a zona A e grande parte da zona B se encontram sobre a unidade "Areias de Quinta do Bacalhau" pelo que aqui será dado um maior destaque a esta formação. Neste documento, por simplificação, esta formação é várias vezes designada pela abreviatura AQB.

É também observável na parte leste do *campus*, na formação “Areias de Quinta do Bacalhau”, uma depressão topográfica do terreno, provavelmente associada à extracção de areias que ocorreu no passado e que aparece cartografada em antigas plantas do LNEC efectuadas na década de 50 do século passado. Este areeiro é aliás mencionado por [Nascimento 1954] onde o autor recolheu 3 amostras: uma de areia fina micácia, outra de areia grossa e outra de saibro, para caracterização dos solos constituintes desta formação miocénica. Segundo o mesmo autor, era nesta formação, com possanças da ordem de 30 a 32m, constituída por «camadas relativamente regulares de areias limpas e saibros (areias argilo-ferruginosas)», que se exploravam, aquela data, os principais areeiros e saibreiras de Lisboa para a construção civil; refere ainda que os maiores afloramentos desta formação em Lisboa são os da zona do Areeiro e os das vizinhanças do Aeroporto da Portela.

[Almeida 1991] descreve a formação AQB como «um complexo constituído por areias, por vezes ferruginosas com cores variando do esbranquiçado ao avermelhado, e por alguns calcarenitos fossilíferos»; refere ainda que, intercaladas na sequência arenosa, existem lenticulas de argilas siltosas. A autora avaliou o grau de compactidade dos terrenos desta unidade concluindo que, no conjunto, se tratam, maioritariamente, de solos arenosos medianamente a muito compactos, raramente soltos, onde os valores mais baixos de resistência correspondem à zona superficial mais descomprimida; a melhoria das características de resistência com a profundidade, correspondendo à diminuição do efeito de descompressão, é mais acentuada abaixo dos 10m.

De acordo com a referida Notícia Explicativa [INETI 2006], a formação “Areias de Quinta do Bacalhau” é constituída por «depósitos progradantes, relativamente espessos (cerca de 35m), de areias arcósicas fluviais, com bancadas de argilitos correspondentes a canais e a depósitos pelíticos de planície de inundação»; a cor predominante é o amarelo e esta formação representa os «depósitos regressivos e de nível eustático baixo, da sequência deposicional B1». Esta formação assenta noutra formação miocénica anterior: “Argilas de Forno do Tijolo”.

Subjacente à formação AQB ocorre a unidade miocénica mais antiga “Argilas de Forno de Tijolo”, que aflora na zona sudoeste do *campus* do LNEC. Daqui em diante, esta unidade é também designada pela abreviatura AFT, para simplificação do texto.

[Nascimento 1954] relata que esta formação AFT apresenta possanças da ordem de 30m e disposição em camadas bastante regulares com a orientação geral do Miocénico; descreveu ainda os seus materiais como silto-argilosos, muito homogéneos, de cor cinzenta azulada, e que eram à data, explorados pelas indústrias cerâmicas de Lisboa para o fabrico de telhas e tijolos.

[Almeida 1991] evidencia a elevada homogeneidade litológica da formação AFT, constituída em cerca de 85% por argilas, > 10% por areias e arenitos e raramente por margas; refere ainda que esta unidade tem em Lisboa uma espessura bastante variável, entre 15m e 40m. A mesma autora classifica, em termos do seu grau de consistência, a maioria das argilas deste complexo (57%), como rijas e as restantes como duras ou muito duras; a melhoria das

características de resistência com a profundidade, correspondendo à diminuição do efeito de descompressão, é aqui, igualmente, mais acentuada para profundidades superiores a 10m.

A Notícia Explicativa da nova Folha 34-D da Carta Geológica de Portugal [INETI 2006] descreve a formação AFT como sendo constituída por areias finas argilosas, piritosas, de cor cinzento azulado, correspondendo esta unidade à maior transgressão do Burdigaliano.

De acordo com as sondagens efectuadas a propósito da construção do Edifício Principal do LNEC (edifício cuja frente vira para a Av. do Brasil, designado por EP na Figura 6.2) na década de 40 do século XX, sondagens estas identificadas na referida Carta Geológica do Concelho de Lisboa (ver Figura 6.3), esta formação AFT tem, nesse local, espessura inferior a 25m, uma vez que as sondagens, com profundidade igual ou inferior a 25m, atingiram a formação subjacente “Calcários de Entre-Campos”. No entanto, este facto não é corroborado pelas sondagens realizadas aquando da construção do Edifício Ferry Borges (EFB na Figura 6.2), que interessaram a formação AFT até cerca de 25m de profundidade [LNEC 1991].

Aflorando apenas no topo norte do *campus* do LNEC (ver Figura 6.3) ocorre a formação “Calcário de Casal Vistoso” (adiante abreviada por CCV) descrita na referida Notícia Explicativa [INETI 2006] como se tratando essencialmente de uma bancada carbonatada, gresosa, com 3 a 12m de espessura. [Almeida 1991] refere-se a esta formação como sendo constituída por calcário conquífero, calcário compacto e arenito, tendo uma espessura da ordem de 7m; relata ainda que estes calcários terão sido explorados no passado para alvenaria.

É ainda assinalado na Figura 6.3 o local (aproximado) onde foram efectuados os furos de sondagem S1 a S3. As Figura 6.4 e Figura 6.5, esta última em sobreposição a uma base digitalizada da Carta Geológica do Concelho de Lisboa [SGP 1986], contém extractos da planta do LNEC, na escala 1:2000, onde estão marcadas as localizações dos trabalhos experimentais realizados no âmbito deste estudo: os perfis de refração sísmica PA, P5L, P3 e P4, e os perfis de aquisição de dados do MOS, incluindo os seus pontos centrais, SW2, SWPA, SW1, SW5, SW3 e SW4. A Figura 6.6 contém um detalhe (na escala 1:500) da Figura 6.5, com a localização dos furos S1 a S3 (em torno do ponto SW5) na região leste da zona A, no Campo Experimental do LNEC.

No que respeita à topografia actual das várias zonas do Campo Experimental, na zona A, e em especial na sua região oriental, onde se concentraram os trabalhos experimentais, verifica-se que a mesma é praticamente plana, com cotas entre (88) e (89). A zona B é mais elevada, tendo sido provavelmente nivelada para a cota (94), em média, há alguns anos atrás. Na zona e ao longo dos perfis colineares P3 e SW3, a cota é também praticamente constante e igual a (88). Todas as cotas referidas são relativas ao *Datum* Lisboa.



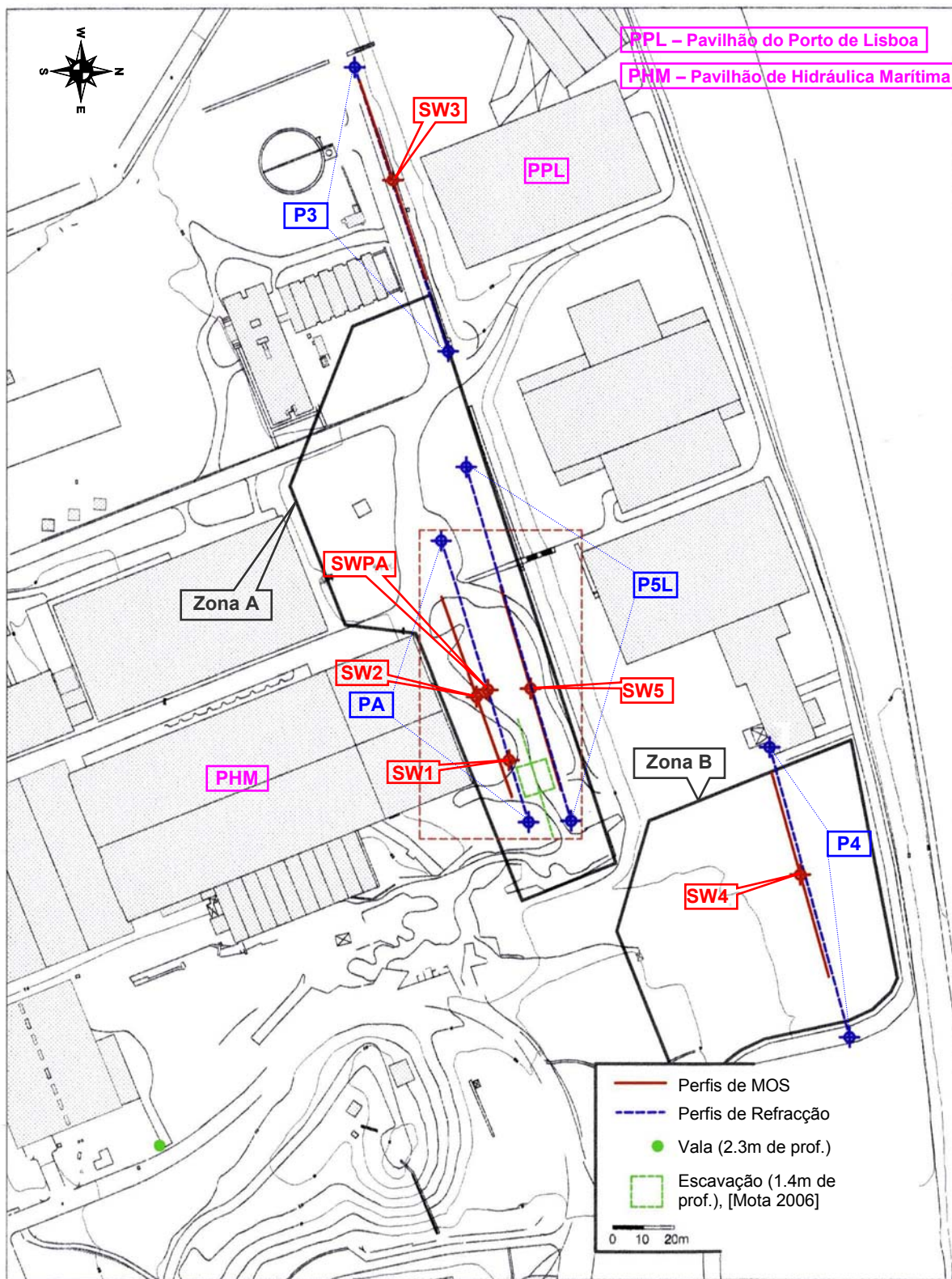


Figura 6.4 – Extracto da planta do *campus* do LNEC à escala 1:2000, com a localização (aproximada) dos trabalhos experimentais realizados no Campo Experimental. Note-se que esta planta está orientada a Oeste (W).

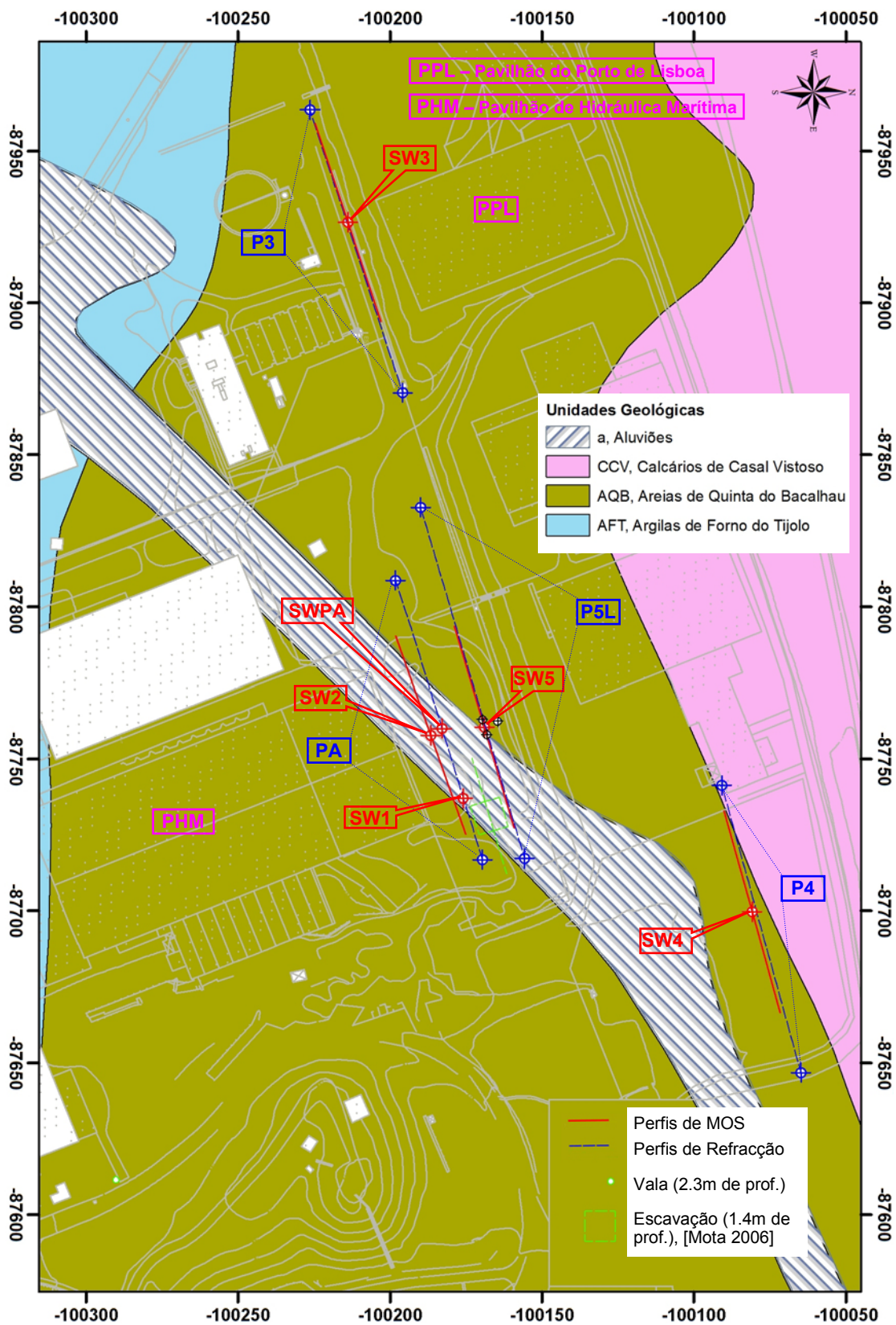


Figura 6.5 – Planta da Figura 6.4, igualmente orientada a Oeste (W) e na escala 1:2000, sobreposta a uma base digitalizada da Carta Geológica do Concelho de Lisboa [SGP 1986].

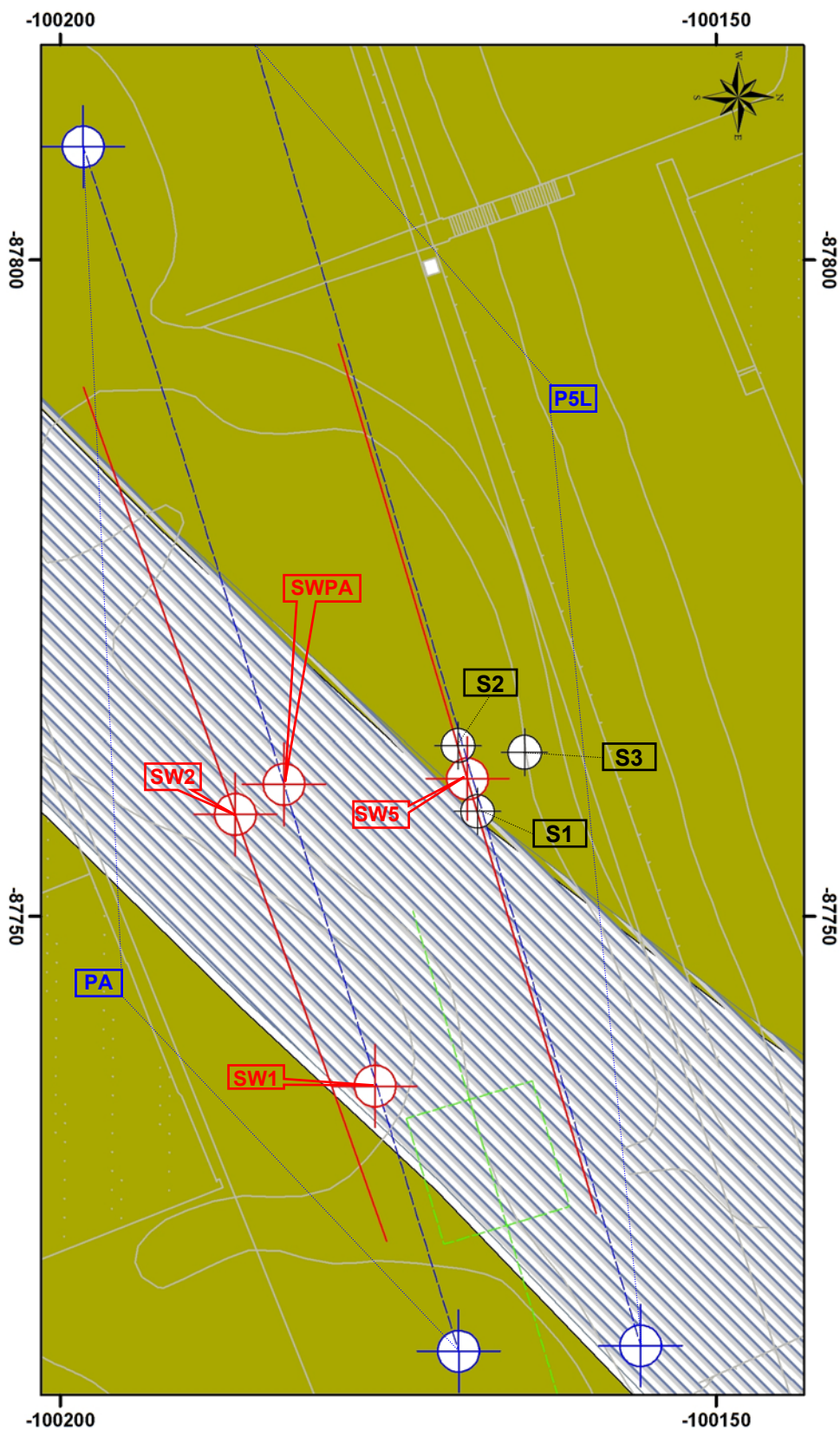


Figura 6.6 – Detalhe da Figura 6.5 à escala 1:500 (com orientação a W), com a localização dos furos de sondagem S1 a S3 efectuados em torno do ponto SW5, no Campo Experimental do LNEC.

### 6.3. Trabalhos experimentais anteriores

Entre os trabalhos experimentais já realizados no *campus* do LNEC, destacam-se aqui os efectuados por [Mota 2006], na parte leste da zona A (ver Figura 6.4 a Figura 6.6). Estes trabalhos constaram na aplicação dos métodos geofísicos da refacção sísmica (de ondas P) e da resistividade eléctrica, em perfis curtos (comprimentos máximos de 40m), com o principal objectivo de avaliar a sensibilidade dos métodos às diferentes composição e porosidade de um aterro construído sobre uma escavação com cerca de 1.4m de profundidade máxima, numa área aproximada de 100m<sup>2</sup>. Alguns dos resultados deste estudo, obtidos antes de efectuada a escavação e o aterro artificial, são aqui resumidos.

Apresentam-se na Figura 6.7 os resultados dos perfis de refacção sísmica e de resistividade eléctrica obtidos por [Mota 2006] ao longo de um mesmo alinhamento, com 40m de comprimento total e direcção aproximada oeste-leste (W-E nas figuras), cuja localização aproximada é representada pela linha a tracejado verde na Figura 6.4. No perfil de refacção sísmica foram utilizados 41 geofones com espaçamento de 1m e várias activações da fonte sísmica (marreta) ao longo do perfil, entre 0 e 40m. No perfil de resistividade eléctrica foi utilizado o dispositivo Dipolo-Dipolo e distância dipolar de 1m.

Este alinhamento de 40m foi centrado sobre a zona de posterior escavação, representada pelo quadrado marcado igualmente a tracejado verde na Figura 6.4 (bem como nas Figura 6.5 e Figura 6.6). Segundo a descrição de [Mota 2006], no local desta escavação, existia superficialmente cerca de 1m de aterro sob o qual ocorria «material arenoso compacto e homogéneo».

O modelo de  $V_P$  foi obtido, a partir dos dados do perfil de refacção, através do método da tomografia de refacção com o programa comercial Rayfract<sup>TM</sup>. O modelo de resistividade eléctrica foi obtido, a partir da pseudo-secção de resistividade aparente, através do método de tomografia de resistividade eléctrica com o programa comercial Res2Dinv. Na Figura 6.7 sobressai uma grande diferença nas profundidades alcançadas com os diferentes métodos geofísicos, para o mesmo comprimento de perfil de aquisição de dados à superfície (40m).

No caso do método da refacção sísmica, a profundidade atingida é não só função da profundidade das interfaces refractoras e das respectivas velocidades de propagação, como também do dispositivo geométrico de aquisição de dados e do método utilizado no processamento e interpretação dos dados. Se se admitir uma estratificação semelhante às dos modelos obtidos com os novos perfis de refacção PA e P5L (ver secção 6.4), realizados nas proximidades e com a mesma direcção do perfil de refacção efectuado por [Mota 2006], é natural que não tenha sido atingida, com este perfil, a camada refractora mais profunda com velocidade da ordem de 2000m/s. De facto, observando os gráficos tempo-distância das Figura 6.9 e Figura 6.10, naqueles perfis só ocorre refacção na camada de maior velocidade, para distâncias à fonte sísmica iguais ou superiores a 42m, pelo que, neste caso do perfil efectuado por [Mota 2006], com apenas 40m de comprimento total, provavelmente não foi atingido o refractor de maior velocidade.

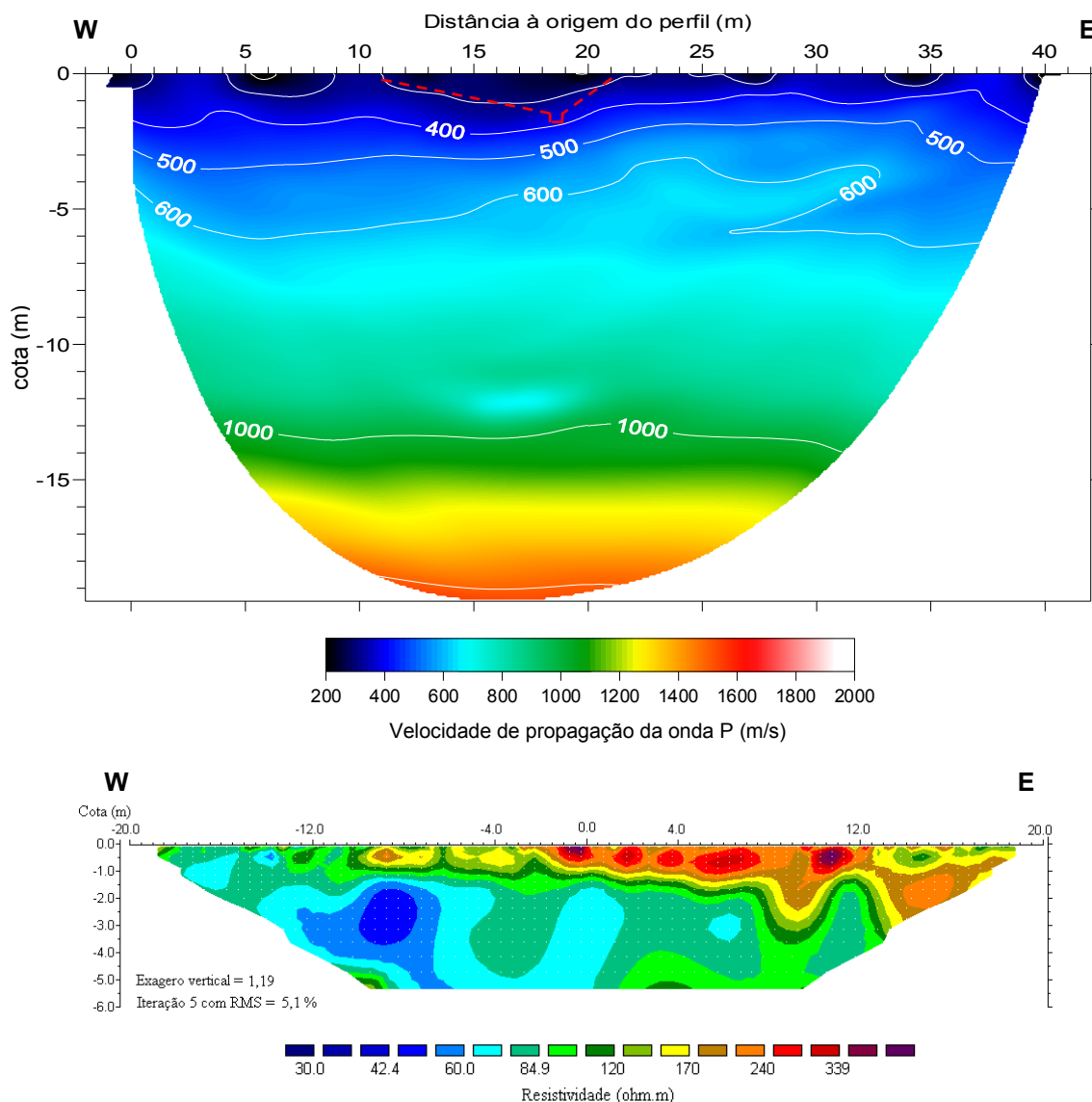


Figura 6.7 – Resultados dos perfis de refração sísmica e de resistividade eléctrica efectuados por [Mota 2006] no Campo Experimental do LNEC (no modelo sísmico encontra-se marcado a tracejado vermelho o contorno da posterior escavação efectuada no local).

A partir do modelo de  $V_p$  e do modelo de resistividade eléctrica, representados na Figura 6.7, [Mota 2006] aplicou um método de interpretação conjunta destes resultados em função da porosidade ‘n’ e do grau de saturação,  $S_w$ , do meio, usando técnicas de optimização global do tipo Monte Carlo (*Simulated Annealing*), e utilizando relações empíricas em que tanto  $V_p$  como a resistividade eléctrica, dependem explicitamente de ‘n’ e de  $S_w$ , bem como da percentagem de argila ( $Pcl$ ).

Deste modo, a partir dos resultados da Figura 6.7 e após selecção da área comum às secções verticais de  $V_p$  e da resistividade, [Mota 2006] obteve para o mesmo perfil, as pseudo-secções de ‘n’ e de  $S_w$  que constam da Figura 6.8. Saliente-se a pequena profundidade destas pseudo-secções, condicionadas pela baixa profundidade atingida com o método da resistividade eléctrica (ver Figura 6.7).

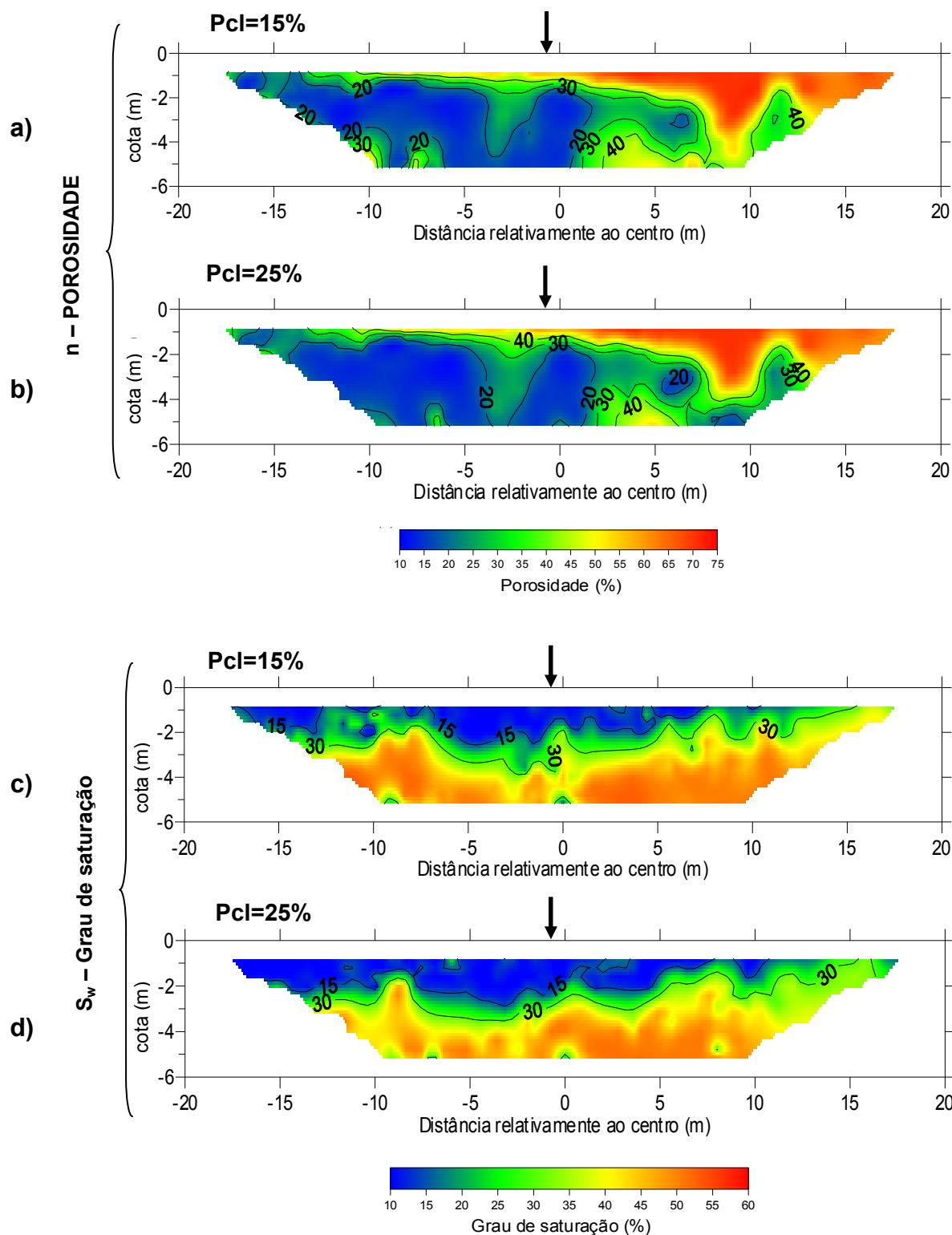


Figura 6.8 – [Mota 2006]: Pseudo-seções de: a) e b) – porosidade,  $n$ , para  $P_{cl}=15\%$  e  $P_{cl}=25\%$ ; c) e d) – grau de saturação,  $S_w$ , para  $P_{cl}=15\%$  e  $P_{cl}=25\%$ ; as setas a negro indicam o local onde foram medidos ' $n$ ' e  $S_w$ , *in situ*, com densímetro, até 1.6m de profundidade, e no laboratório, sobre amostras recolhidas até 1.3m de profundidade.

Posteriormente à aquisição dos dados geofísicos *in situ*, [Mota 2006] efectuou a escavação na área delimitada pelo quadrado a tracejado verde nas Figura 6.4 a Figura 6.6, cujo perfil vertical, segundo o alinhamento dos perfis geofísicos, é ilustrado na Figura 6.7. A zona mais profunda da escavação atingiu apenas cerca de 1.4m de profundidade.

Na posição assinalada pelas setas a negro na Figura 6.8, correspondente (aproximadamente) ao centro da escavação, foram recolhidas amostras de solo (pelo método da garrafa de areia) para ensaios de laboratório, às seguintes profundidades: 0m, 0.65m e 1.30m. Segundo [Mota 2006] as amostras recolhidas à superfície e a 0.65m seriam de material de aterro, enquanto que a amostra recolhida a 1.30m seria dum material arenoso, compacto e homogéneo. A análise granulométrica da amostra recolhida a 1.30m de profundidade revelou que era constituída por 5.2% de seixo, 68% de areia e 26.8% de finos (silte e argila). A densidade das partículas  $G_s$ , a porosidade 'n' e o grau de saturação  $S_w$  desta amostra, medidos em laboratório, foram respectivamente:  $G_s=2.66$ ,  $n=25.9\%$  e  $S_w=30.1\%$ . No mesmo local foram ainda efectuadas medições *in situ* com um densímetro até 1.60m de profundidade. À profundidade de 1.30m os resultados obtidos com o densímetro foram:  $G_s=2.66$ ,  $n=33.1\%$  e  $S_w=23.6\%$ , evidenciando valores de 'n' e de  $S_w$  ligeiramente diferentes dos obtidos em laboratório sobre a amostra recolhida à mesma profundidade. À máxima profundidade de leitura, 1.60m, os resultados obtidos com o densímetro foram:  $G_s=2.66$ ,  $n=33.2\%$  e  $S_w=23.8\%$ , cujos valores são praticamente idênticos aos obtidos (com o densímetro) a 1.30m de profundidade.

#### 6.4. Perfis de refacção sísmica

No âmbito do presente trabalho foram efectuados vários perfis de refacção sísmica (de ondas P) no *campus* do LNEC, entre 2007 e 2008, na maioria dos casos, antes da aquisição de dados do MOS, mas aproximadamente nos mesmos locais e sobre os mesmos alinhamentos. Os objectivos foram não só caracterizar previamente diversos locais do *campus* do LNEC onde se pretendia aplicar o MOS, como principalmente obter estimativas iniciais da geometria da estratificação e da profundidade do nível freático (NF) nos vários locais, de modo a constranger a modelação das curvas experimentais do MOS em função dos resultados da refacção sísmica. Deste modo, o método da refacção sísmica foi utilizado como método suplementar e complementar ao MOS, tendo-se revelado muito útil para a modelação dos dados experimentais do MOS.

Estes perfis de refacção sísmica são representados pelas linhas a tracejado azul nas Figura 6.4 e Figura 6.5, e designam-se por PA, P5L, P3 e P4. Como se pode observar têm todos uma orientação semelhante, aproximadamente oeste-leste (W-E nas figuras). Na aquisição de dados para todos estes perfis foram usados geofones de marca Geospace, modelo GS-20DX, com frequência própria de 14Hz, e o sistema de aquisição dos registos sísmicos foi o sismógrafo ABEM Terraloc MK6, já apresentado na secção 3.2. De um modo geral, os dados de todos estes perfis de refacção foram processados e interpretados pelo método clássico dos tempos de intersecção (e.g. [Oliveira 1991]), assumindo um modelo de camadas horizontais para cada posição da fonte sísmica.

A interpretação geológica inicial, dos modelos geofísicos obtidos nos perfis de refacção sísmica, foi baseada apenas no enquadramento geológico. Especialmente no caso do perfil P5L, esta interpretação foi posteriormente aferida e, de um modo geral, confirmada, pelas

sondagens mecânicas e pelos ensaios sísmicos entre furos efectuados em torno do ponto SW5, colinear com o perfil P5L, tal como será abordado nas sub-secções seguintes e também na secção 6.8.

### 6.4.1. Perfil PA (zona A)

O perfil PA situa-se na região leste da zona A e dista cerca de 14m para sul do perfil P5L, tal como se pode observar nas Figura 6.4 e Figura 6.5. De acordo com a carta geológica, o alinhamento PA localiza-se sobre a formação miocénica “Areias de Quinta do Bacalhau” (AQB) e intersecta a eventual aluvião superficial marcada na carta geológica.

Na realidade, a aquisição de dados do perfil de refração sísmica PA foi efectuada no âmbito da disciplina de Caracterização Geotécnica do curso do Diploma de Formação Avançada (DFA) em Geotecnia para Engenharia Civil leccionado em conjunto pelo IST, pela FCT-UNL e pelo LNEC, no ano lectivo 2006/2007, tendo esta aquisição ocorrido em Janeiro de 2007 [Coelho 2007]. Estes dados foram aproveitados para o objectivo deste estudo, tendo sido reprocessados e reinterpretados.

No perfil de refração PA foram utilizados 24 geofones equiespaçados de 4m e foram efectuadas apenas duas activações da fonte sísmica (ou dois ‘tiros’, um directo e um inverso) executadas nos extremos do perfil PA, a 2m de distância do geofone extremo, perfazendo um perfil com comprimento total de 96m. A fonte sísmica consistiu na detonação de uma pequena carga explosiva (~20 a 40g).

Este perfil tem sido repetido há já alguns anos, aproximadamente no mesmo local, e apesar de ter havido algumas alterações no comprimento total do perfil e no equipamento utilizado na aquisição de dados, os resultados têm sido idênticos de ano para ano, obtendo-se um modelo, em termos de  $V_p$ , do tipo do apresentado na Figura 6.9. Os gráficos tempo-distância para ambas as activações da fonte sísmica no perfil PA e as respectivas dromocrónicas ajustadas para o modelo de 3 camadas considerado, são ilustrados igualmente na Figura 6.9.

No modelo interpretativo com três camadas, obtido para o perfil PA, existem duas interfaces refractoras sub-horizontais, a primeira ocorrendo entre cerca de 1.6 e 2.5m de profundidade e a segunda a cerca de 14.8 a 15.8m de profundidade. A camada mais superficial, com valores de  $V_p$  entre 330 e 493m/s representa certamente os terrenos descomprimidos de cobertura, que podem incluir terra vegetal, aterro e ainda, possivelmente, os materiais da eventual aluvião superficial marcada na carta geológica no local deste perfil. Na camada subjacente, com uma espessura média da ordem de 13.3m,  $V_p$  é praticamente constante (637 a 644m/s), e toma valores característicos de um solo mais consolidado do que os da cobertura, mas seguramente acima do nível freático (NF). Esta camada 2 corresponde provavelmente à formação miocénica AQB que aflora no local.



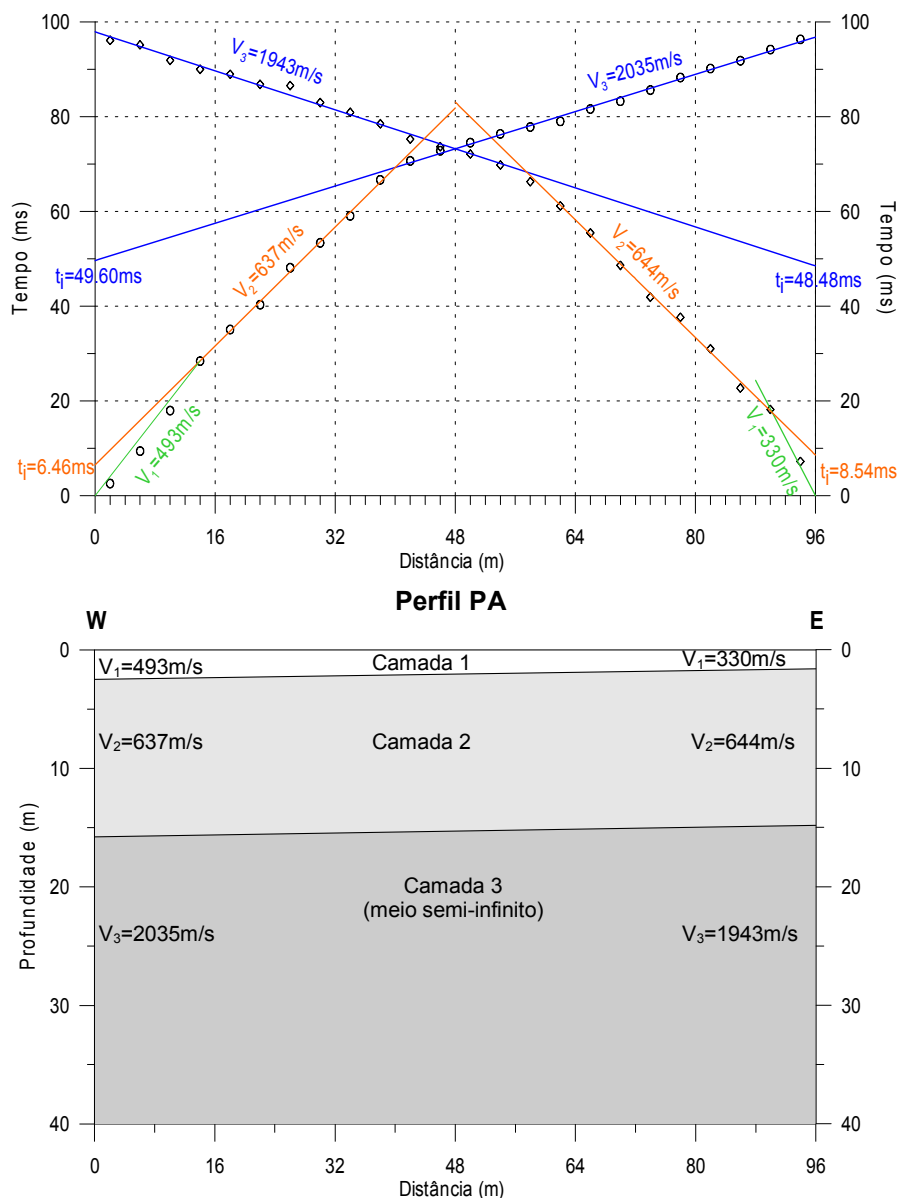


Figura 6.9 – Perfil de refração PA: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 3 camadas (em termos de  $V_p$ ).

A interface entre a camada 2 e a camada 3 mais profunda (camada semi-infinita ou “substrato”), que ocorre a uma profundidade média de 15.3m, separa meios com velocidades muito diferentes, sendo que a camada de base apresenta velocidades da ordem de 2000m/s. Inicialmente interpretada, antes da execução das sondagens mecânicas, como a interface de passagem a um material com muito maior compacidade e/ou simultaneamente coincidir com o NF, veio a confirmar-se, pelas sondagens S1 a S3, efectuadas sobre e junto ao alinhamento do perfil P5L (ver Figura 6.4 e Figura 6.5 e secção 6.6), a ocorrência do NF praticamente à mesma profundidade (15.5m, em média) e simultaneamente a transição para a formação miocénica “Argilas de Forno de Tijolo” (AFT) que ocorre a partir de cerca de 17m. Deste modo, à luz dos resultados das sondagens, esta camada 2 do modelo obtido para o perfil PA corresponde à parte da formação miocénica AQB que se encontra acima do NF e a camada 3 corresponde essencialmente, sobretudo

em termos dos valores típicos de  $V_P$ , à formação miocénica AFT que foi intersectada pelas sondagens até 41m de profundidade.

## 6.4.2. Perfis P5L e P5C (zona A)

Os perfis de refração P5L e P5C, colineares, foram efectuados em Outubro de 2008, após a aquisição de dados do MOS centrada no ponto SW5 (que ocorreu em Junho de 2008, ver secção 6.5.1), igualmente colinear com o alinhamento P5L (ver Figura 6.4 e Figura 6.5). O alinhamento P5L dista cerca de 14m para norte do perfil PA. A fonte sísmica utilizada em ambos os perfis de refração sísmica P5L e P5C consistiu na detonação de uma pequena carga explosiva (~20 a 40g).

### 6.4.2.1. Perfil P5L

O perfil P5L teve um comprimento total de 120m, consistindo numa linha de 41 geofones espaçados de 3m ao longo da qual foram executados 8 activações da fonte sísmica (as activações dos extremos ocorreram nas posições do primeiro e do último geofones). Por não haver espaço livre suficiente (no campo), este perfil P5L não foi centrado no ponto SW5. O ponto inicial (a oeste) deste perfil dista cerca de 75m do ponto SW5 e o ponto final dista (para leste) cerca de 45m, tal como se pode observar nas Figura 6.4 e Figura 6.5 e nas Figura 6.10 a Figura 6.12.

As Figura 6.10 a Figura 6.12 ilustram vários modelos interpretativos dos tempos das ondas P refractadas para o perfil P5L.

A Figura 6.10 ilustra os gráficos tempo-distância para as activações da fonte sísmica nos extremos do perfil P5L (ou seja, nas posições 0 e 120m) e as respectivas dromocrónicas ajustadas para o modelo de 4 camadas representado na parte inferior da figura. No modelo interpretativo obtido para este perfil P5L, apenas com base nestas duas activações extremas, a estratificação e os valores de  $V_P$ , para as primeiras três camadas, são semelhantes aos obtidos no perfil PA. Contudo, neste perfil P5L, com maior comprimento que o perfil PA, foi possível definir uma terceira interface refractora, para distâncias à fonte superiores a cerca de 100m, que ocorre no modelo a cerca de 30 a 37m de profundidade (de W para E). A camada subjacente (camada 4) apresenta velocidades de 2533 a 2617m/s. As sondagens mecânicas e os ensaios sísmicos entre furos (ver secções 6.6 e 6.7) vieram posteriormente a confirmar que, apesar da mesma formação geológica (AFT) ocorrer desde cerca de 17m até, pelo menos, cerca de 41m de profundidade (fim das sondagens), os materiais intersectados apresentam características de maior rigidez e aumento das velocidades das ondas sísmicas (obtidas nos ensaios entre furos), abaixo dos 30m de profundidade, o que certamente justifica a identificação desta aparente interface refractora mais profunda.

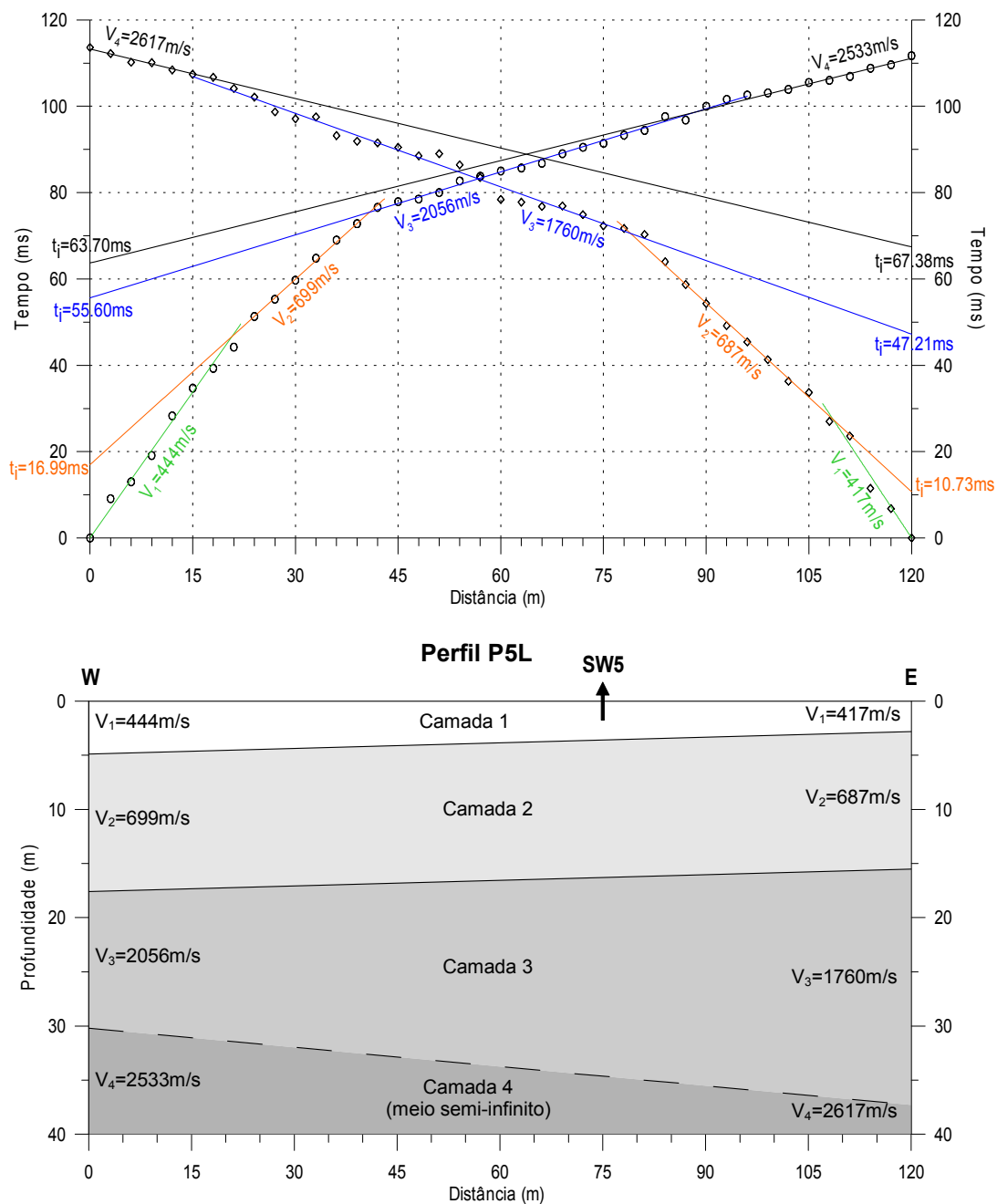


Figura 6.10 – Perfil de refração P5L: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 4 camadas (em termos de  $V_p$ ), baseado apenas nas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil.

A Figura 6.11 contém o modelo de 4 camadas obtido a partir da interpretação dos dados de todas as 8 activações da fonte sísmica, efectuadas ao longo do perfil P5L, entre 0 e 120m, utilizando igualmente o método clássico dos tempos de intersecção, assumindo um modelo de camadas horizontais para cada posição da fonte sísmica. Obteve-se um modelo semelhante ao da Figura 6.10, o que está de acordo com a pequena inclinação das interfaces refractoras, sobretudo das duas mais superficiais. Com era esperado, apenas com as activações extremas se detectou a 3ª interface refractora, mais profunda, e como tal, apenas nestas posições extremas foi possível definir e calcular a profundidade desta interface, dando naturalmente, resultados iguais aos obtidos no modelo da Figura 6.10, para as mesmas posições.

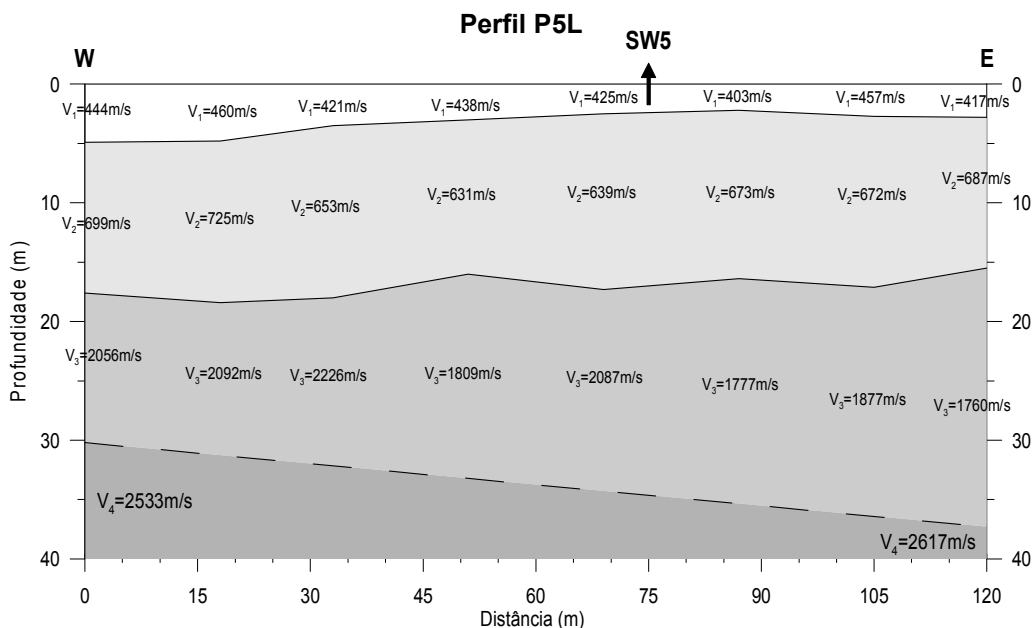


Figura 6.11 – Perfil de refração P5L: modelo interpretativo com 4 camadas (em termos de  $V_p$ ), baseado nas dromocrónicas das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil.

Na Figura 6.12 é ilustrado o modelo obtido para o perfil P5L através do método da tomografia de refração com o programa Rayfract<sup>TM</sup>, baseado nos dados das 8 activações da fonte sísmica ao longo do perfil.

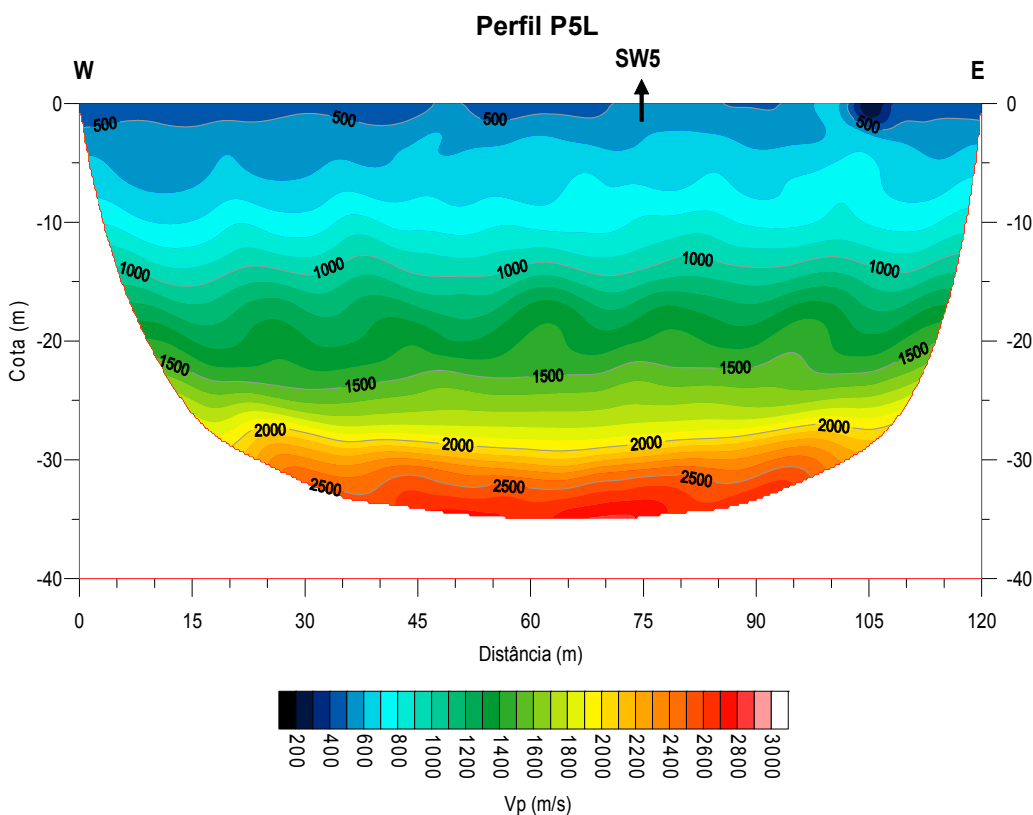


Figura 6.12 – Perfil de refração P5L: modelo resultante da tomografia de refração baseada nos dados das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil.

Em termos das profundidades das interfaces refractores e das velocidades das camadas, obtiveram-se valores médios muito semelhantes para os modelos das Figura 6.10 e Figura 6.11, tal como pode ser verificado na Tabela 6.1. Esta comparação é importante, pois permite concluir que, neste caso, a estratificação é essencialmente sub-horizontal e apresenta elevada homogeneidade horizontal ao longo do perfil P5L, sendo próxima do modelo ideal de estratificação para aplicação do MOS. Pode ainda inferir-se que em locais em que seja expectável este tipo de estratificação, adequada para a aplicação do MOS, os perfis de refração para obter um modelo preliminar da estratificação e da distribuição vertical de  $V_P$ , possam ser efectuados com apenas 2 activações da fonte sísmica nos extremos do perfil.

Tabela 6.1 – Perfil de refração P5L – comparação, em termos de valores médios, dos modelos de camadas obtidos com base em diferentes números de activações da fonte sísmica ao longo do perfil: apenas com 2 activações nos extremos do perfil e com 8 activações ao longo do perfil.

	Modelo obtido com as 2 activações extremas (Figura 6.10)		Modelo obtido com todas as 8 activações (Figura 6.11)	
	$V_P$ média (m/s)	Profundidade média do topo da camada refractora (m)	$V_P$ média (m/s)	Profundidade média do topo da camada refractora (m)
Camada 1	431	–	433	–
Camada 2	693	3.9	672	3.3
Camada 3	1908	16.5	1961	17.0
Camada 4	2575	33.7	2575	33.7

É relevante comparar os modelos resultantes dos diferentes métodos de interpretação dos dados, para o perfil P5L. Enquanto que através do método clássico dos tempos de intersecção, se obtiveram modelos de camadas como os apresentados nas Figura 6.10 e Figura 6.11, com fortes contrastes de  $V_P$  e com fronteiras bem definidas, através do método da tomografia de refração obteve-se o modelo da Figura 6.12, em que, de um modo geral, a velocidade aumenta gradualmente em profundidade, sendo difícil ou mesmo inviável marcar fronteiras entre diferentes materiais. Saliente-se sobretudo a inexistência, neste modelo tomográfico, de um forte gradiente de velocidade a cerca de 16.5m de profundidade, que pudesse ser associado à 2ª interface refractora, determinada nos modelos das Figura 6.10 e Figura 6.11, entre camadas com forte contraste de velocidades (entre cerca de 680 e 1950m/s). Estas diferenças são certamente consequência dos diferentes métodos de interpretação dos dados, mostrando as dificuldades e a baixa eficácia do método tomográfico utilizado, na presença de meios estratificados com elevados contrastes de velocidade, como foi igualmente evidenciado, por exemplo, por [Sheehan et al. 2005].

Os ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (ver Figura 6.5 e Figura 6.6), efectuados posteriormente, permitiram obter a distribuição detalhada de  $V_P$  na secção S1-S2, colinear com o perfil P5L e centrada no ponto SW5 (ver secção 6.7). Devido à própria natureza dos ensaios sísmicos entre furos, a resultante distribuição vertical de  $V_P$  é necessariamente mais precisa e com maior resolução em profundidade, do que a obtida pelo método da refração

sísmica, podendo, por isso, ser utilizada para aferição e calibração dos resultados deste método sísmico aplicado à superfície do terreno.

Na Figura 6.13 são comparados os resultados das diferentes interpretações dos dados do perfil de refração sísmica P5L – modelo de camadas obtido pelo método dos tempos de intersecção (baseado apenas nas duas activações extremas da fonte sísmica) e modelo tomográfico obtido pelo método da tomografia de refração – com os resultados dos referidos ensaios sísmicos entre furos, em termos da distribuição vertical de  $V_p$ , na secção entre furos, centrada no ponto SW5. Nesta comparação em termos de perfis verticais de  $V_p$ , foram usados: para o modelo de camadas, os valores médios de  $V_p$  e da profundidade das interfaces refractoras que constam da Tabela 6.1 para o modelo baseado apenas nas 2 activações extremas; para o modelo tomográfico, extraiu-se o perfil vertical que passa pelo ponto SW5 (que corresponde ao ponto central da secção entre os furos S1 e S2).

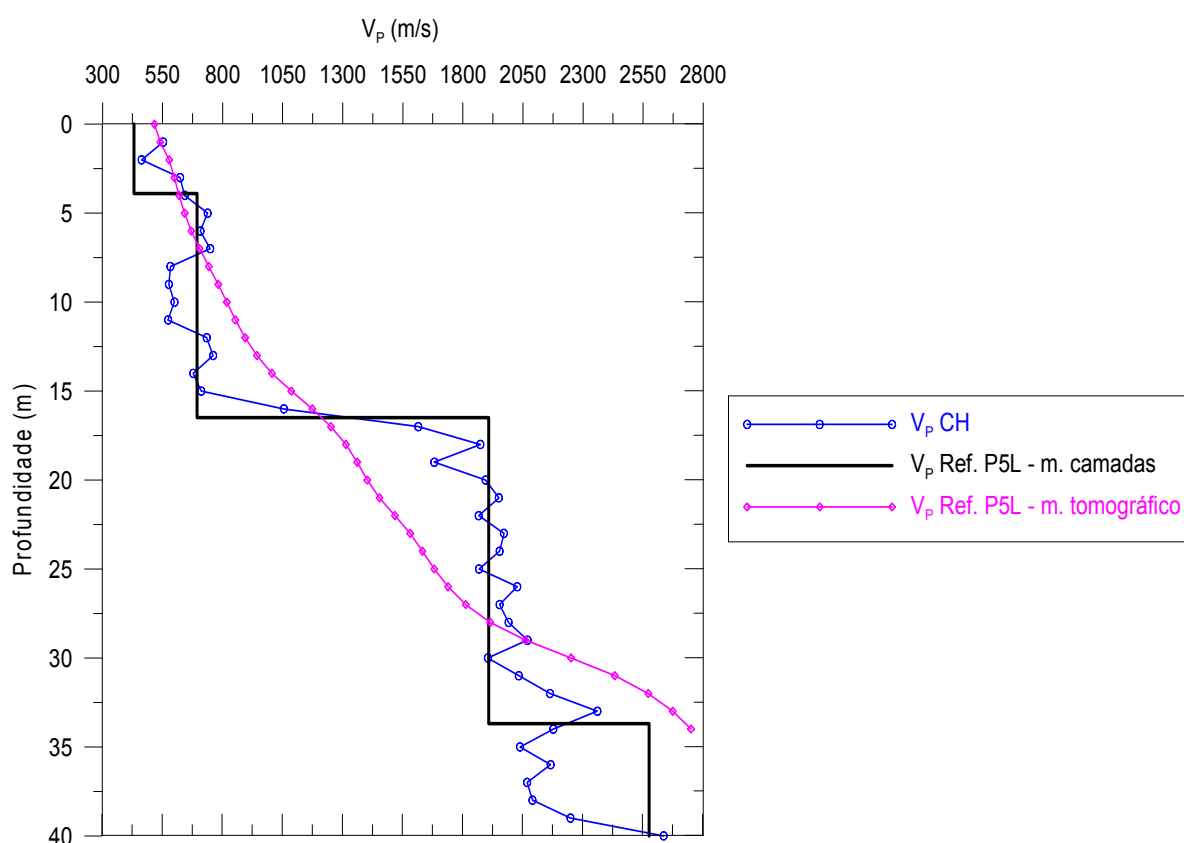


Figura 6.13 – Perfil de refração P5L: comparação dos diferentes métodos de interpretação da refração sísmica (modelo de camadas e modelo tomográfico) com os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência “CH”, de *crosshole*, na legenda gráfica).

Constata-se, em termos gerais, e aparte as diferentes resoluções dos métodos, uma significativa conformidade entre o modelo de camadas refractoras e a distribuição de  $V_p$  obtida com os ensaios sísmicos entre furos, nomeadamente no que respeita à transição brusca entre os meios com forte contraste de velocidade, que ocorre entre 15 e 17m de profundidade, na distribuição obtida no ensaio entre furos, em concordância com a profundidade média da 2ª interface refractora, 16.5m, no modelo de camadas da Figura 6.10. Por outro lado, observa-se o claro afastamento do perfil vertical de  $V_p$  extraído do

modelo tomográfico no ponto SW5, em relação ao perfil de  $V_p$  obtido nos ensaios entre furos, designadamente a partir de cerca de 7.5m de profundidade, sendo indetectável no modelo tomográfico, a súbita transição de velocidades que ocorre entre cerca de 15 e 17m de profundidade.

#### 6.4.2.2. Perfil P5C

No perfil P5C, colinear com o perfil P5L, usou-se uma linha com 41 geofones espaçados de 1m, centrada no ponto SW5, e realizaram-se oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil, sendo que as activações dos extremos foram executadas nas posições do primeiro e do último geofones, resultando num perfil com comprimento total de apenas 40m. O objectivo deste perfil curto e com menores espaçamentos, quer entre geofones, quer entre as posições de activação da fonte sísmica, foi o de tentar aumentar a definição e a resolução do modelo sísmico na região superficial em torno do ponto SW5 para melhor comparação com os resultados do MOS no mesmo local.

A Figura 6.14 ilustra os gráficos tempo-distância para as activações da fonte sísmica nos extremos do perfil P5C (ou seja, nas posições 0 e 40m) e as respectivas dromocrónicas ajustadas para o modelo de 2 camadas representado na parte inferior da figura. No modelo interpretativo obtido para este perfil P5C, apenas com base nestas duas activações extremas, os valores de  $V_p$  nas camadas 1 e 2, são semelhantes aos obtidos no perfil P5L (e também aos obtidos no perfil PA), para as mesmas camadas. A espessura da camada mais superficial (camada 1) é agora ligeiramente inferior à espessura da correspondente camada 1 no perfil longo P5L. Como era esperado para este perfil P5C, não foi atingida a 2ª interface refractora com velocidade da ordem de 2000m/s, uma vez que este perfil tem apenas 40m de comprimento total e, de acordo com os gráficos tempo-distância relativos aos perfis P5L e PA (Figura 6.10 e Figura 6.9), a refacção nesta interface só ocorre para distâncias à fonte iguais ou superiores a 42m.

Na Figura 6.15 é ilustrado o modelo obtido para o perfil P5C através do método da tomografia de refacção com o programa Rayfract™, baseado nos dados das 8 activações da fonte sísmica ao longo do perfil. A profundidade máxima alcançada neste modelo foi de apenas 5m. Apesar do modelo resultante da tomografia de refacção apresentar um menor gradiente de velocidade em profundidade, observa-se agora uma maior semelhança entre os modelos das Figura 6.14 e Figura 6.15, resultantes dos diferentes métodos de interpretação, relativamente aos modelos obtidos para o perfil P5L, provavelmente devido ao menor contraste de velocidades entre as camadas 1 e 2. Ambos os modelos apresentam concordância com os modelos obtidos para o perfil mais longo P5L e ainda com o modelo obtido para o perfil PA, o que indicia homogeneidade lateral da estratificação nesta região leste da zona A, não sendo identificáveis outras interfaces refractoras mais superficiais.

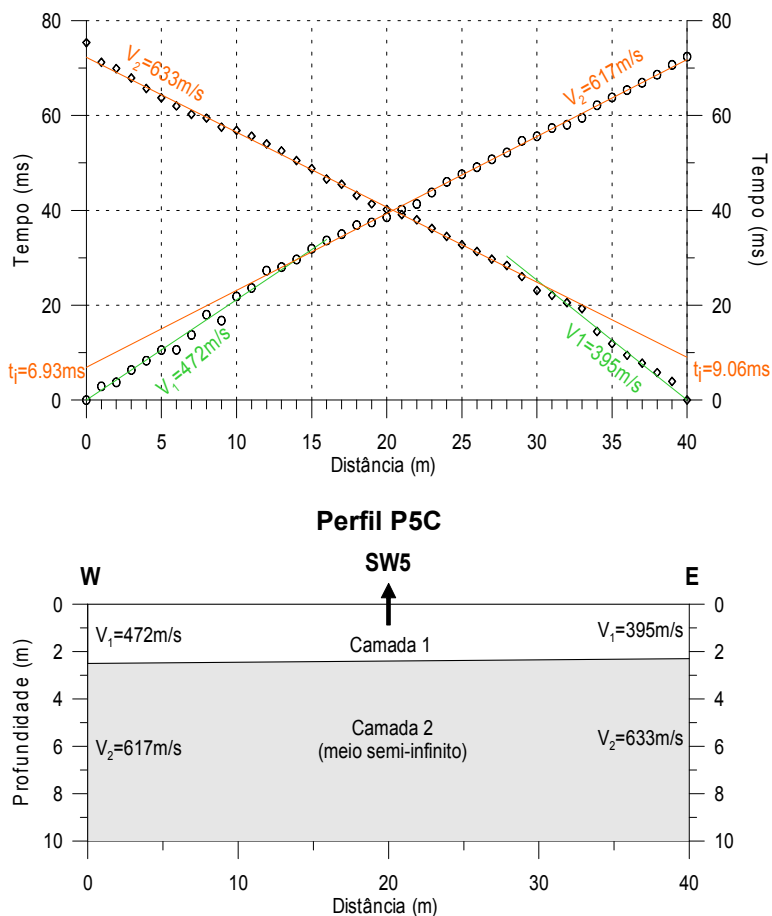


Figura 6.14 – Perfil de refração P5C: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 2 camadas (em termos de  $V_P$ ), baseado apenas nas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil.

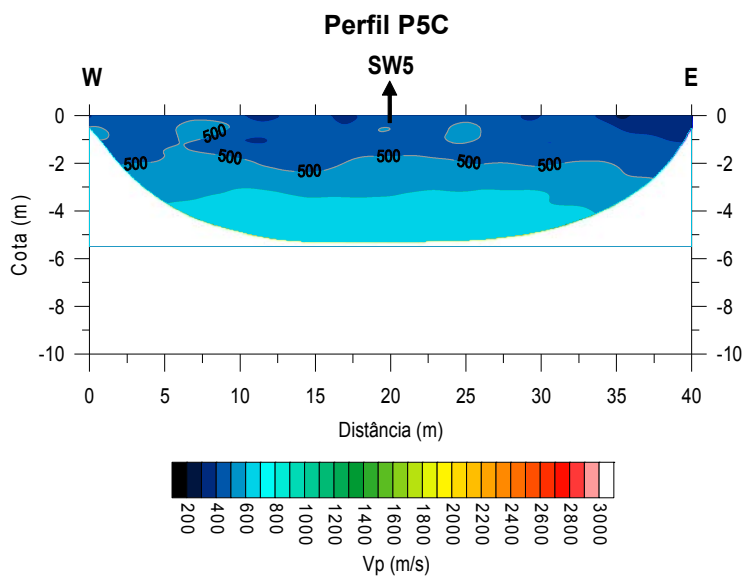


Figura 6.15 – Perfil de refração P5C: modelo resultante da tomografia de refração baseada nos dados das oito activações da fonte sísmica ao longo do perfil.



Note-se que as escalas dos eixos horizontal (distância) e vertical (profundidade) nos modelos das Figura 6.14 e Figura 6.15 são diferentes das correspondentes escalas nos modelos dos perfis PA e P5L apresentados anteriormente.

Comparando o modelo da Figura 6.15 com o modelo sísmico da Figura 6.7, obtido por [Mota 2006], observa-se semelhança na distribuição e nos valores de  $V_p$  até cerca de 5m de profundidade. Admitindo uma estratificação semelhante para toda a região leste da zona A, onde foram efectuados os perfis PA, P5L, P5C e o perfil apresentado em [Mota 2006], verifica-se que também não é detectável no modelo obtido por [Mota 2006], a camada refractora mais profunda, com velocidade da ordem de 2000m/s, devido ao pequeno comprimento do perfil (40m). No entanto, este modelo sísmico alcança maior profundidade aparente que o modelo obtido no perfil P5C, com igual comprimento total. Esta maior profundidade aparente pode ser justificada por um diferente estado de saturação dos solos no local e na data de realização do perfil de refração apresentado por [Mota 2006] e pode ainda estar relacionada com factores experimentais, tais como o diferente equipamento utilizado (incluindo os geofones e sismógrafo), o método da leitura dos tempos das primeiras ondas detectadas nos registos sísmicos (directas ou refractadas), etc.

Na Figura 6.16 são comparados os resultados das diferentes interpretações dos dados do perfil de refração sísmica P5C – modelo de camadas obtido pelo método dos tempos de intersecção (baseado apenas nas activações extremas) e modelo tomográfico obtido pelo método da tomografia de refração – com os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2, em termos da distribuição vertical de  $V_p$  até 5m de profundidade, em analogia com a Figura 6.13. Nesta comparação em termos de perfis verticais de  $V_p$ , foram usados: para o modelo de camadas, os valores médios de  $V_p$  e da profundidade da interface refractora do modelo da Figura 6.14, baseado apenas nas 2 activações extremas; para o modelo tomográfico, extraiu-se o perfil vertical que passa pelo ponto SW5, que agora coincide exactamente com o ponto central do perfil de refração P5C.

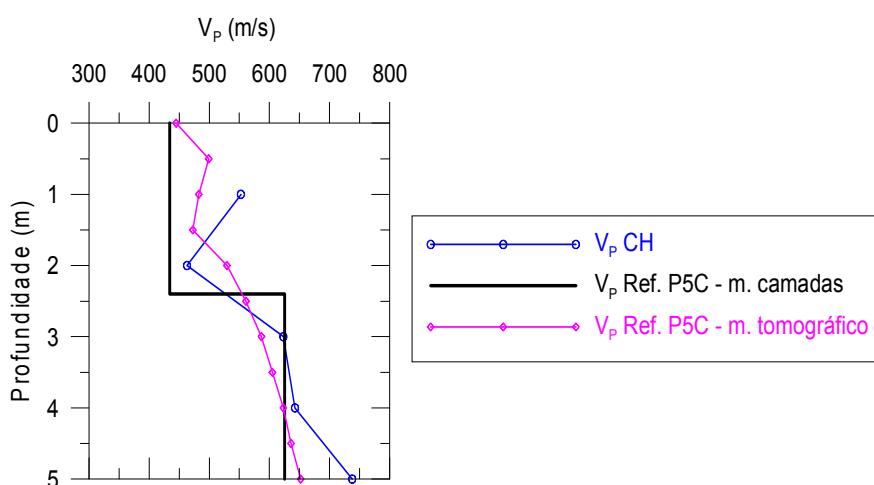


Figura 6.16 – Perfil de refração P5C: comparação dos diferentes métodos de interpretação da refração sísmica (modelo de camadas e modelo tomográfico) com os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência “CH”, de *crosshole*, na legenda gráfica).

Como neste caso há uma maior concordância entre os resultados dos dois métodos de interpretação dos dados da refração, o afastamento entre o modelo tomográfico e os resultados do ensaio sísmico entre furos, é naturalmente menor, para este perfil P5C, comparativamente ao que foi apurado para o perfil P5L.

### 6.4.3. Perfil P3

O perfil P3 foi localizado a oeste das zonas A e B (ver Figura 6.4 e Figura 6.5) numa região onde, de acordo com a carta geológica, aflora a mesma formação AQB mas não ocorre a aluvião superficial intersectada pelos perfis PA e P5L. No perfil P3 foi utilizado um dispositivo com 48 geofones espaçados de 2m, e foram efectuadas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil, a 2m de cada extremo (do último geofone). O comprimento total deste perfil foi então de 98m.

A aquisição de dados no perfil P3 foi realizada em Fevereiro de 2008 com fonte sísmica explosiva, com detonação de cargas de ~20 a 40g. Na Figura 6.17 representam-se os gráficos tempo-distância para ambas as activações da fonte, as dromocrónicas ajustadas para um modelo de 3 camadas, e o respectivo modelo interpretativo obtido para o perfil de refração P3. O método de interpretação utilizado foi o método dos tempos de intersecção, assumindo um modelo de camadas horizontais para cada posição da fonte sísmica.

Neste modelo obtido para o perfil P3 existem igualmente duas interfaces refractoras, a primeira, praticamente horizontal, ocorre à profundidade média de 2.0m (entre 1.7 e 2.3m) e a segunda, que apresenta uma ligeira inclinação para leste (cerca de 4°), ocorre entre cerca de 9.4m no extremo oeste e 16.5m de profundidade no extremo leste.

A camada 1, mais superficial, com  $V_p$  entre 287 e 304m/s representa decerto o terreno de cobertura que inclui aqui terra vegetal e possivelmente algum material de aterro. A camada 2 com espessura entre 7.7m a oeste a 14.2m a leste, em analogia com a interpretação realizada para os perfis PA e P5L e de acordo com a carta geológica (Figura 6.3) corresponde provavelmente à formação AQB, acima do NF, apresentando valores de  $V_p$ , entre 635 e 710m/s, semelhantes aos obtidos na camada 2 dos modelos dos perfis PA e P5L. A 2ª interface refractora, entre a camada 2 e a camada 3 (camada semi-infinita), pode igualmente estar associada à ocorrência do NF na base da formação arenosa e simultaneamente à transição para a formação AFT subjacente. Os valores de  $V_p$  obtidos na camada 3 podem corresponder a velocidades aparentes, devido à inclinação da 2ª interface, sendo no entanto o seu valor médio, 2009m/s (ou o valor da média harmónica, 1957m/s) idêntico aos valores médios de  $V_p$  na camada 3 dos modelos dos perfis PA e P5L.

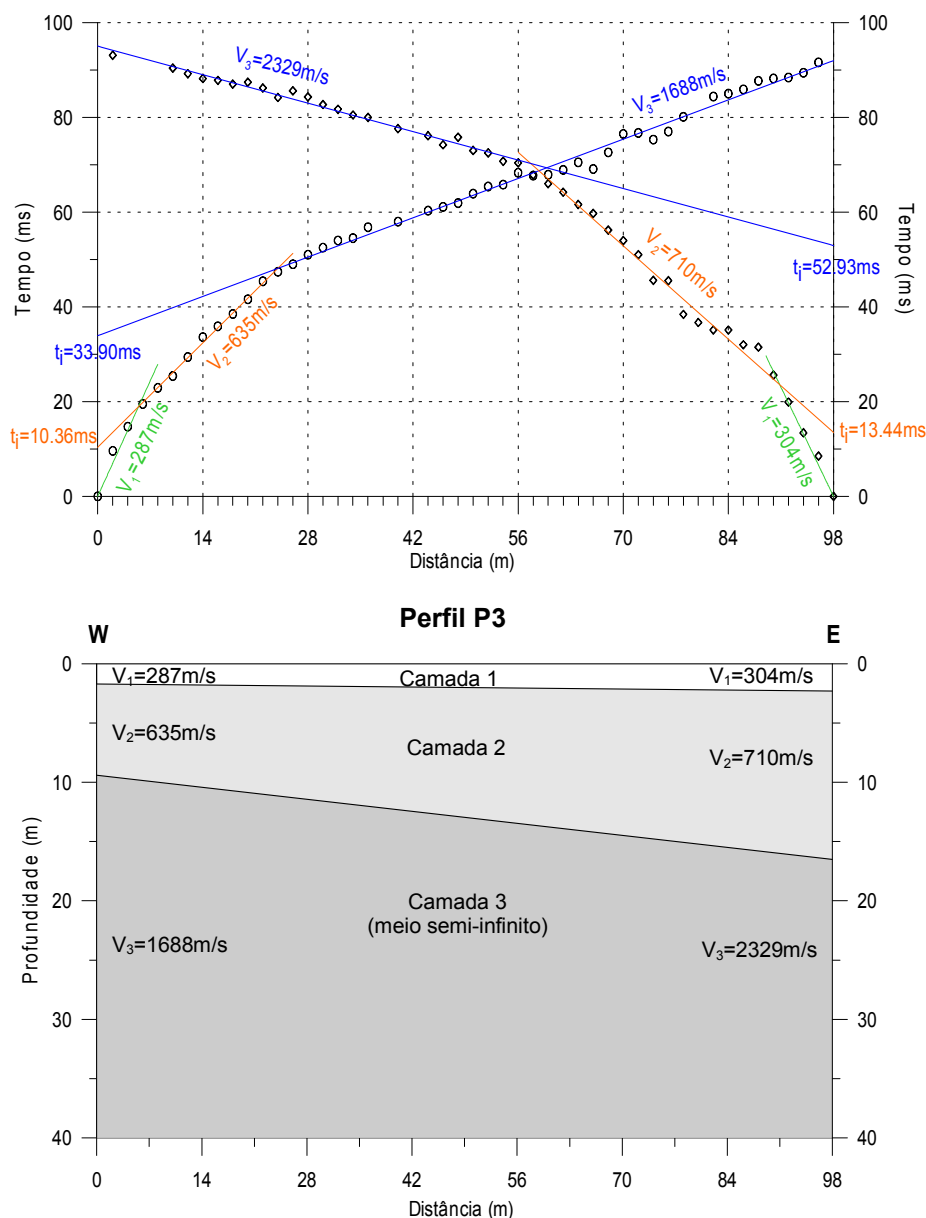


Figura 6.17 – Perfil de refração P3: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 3 camadas (em termos de  $V_p$ ).

#### 6.4.4. Perfil P4 (zona B)

O perfil P4 foi localizado na zona B com uma orientação semelhante, oeste-leste, aos outros perfis de refração efectuados (ver Figura 6.4 e Figura 6.5). De acordo com a carta geológica, este perfil não intersecta a aluvião que atravessa parte das zonas A e B, localizando-se a norte desta aluvião, sobre a formação AQB, embora muito próximo da fronteira com a formação miocénica “Calcário de Casal Vistoso” (CCV).

Tal como no perfil P3, foi utilizado no perfil P4 um dispositivo com 48 geofones espaçados de 2m, e foram efectuadas duas activações da fonte sísmica nos extremos do perfil, a 2m de cada extremo (do último geofone). O comprimento total deste perfil foi igualmente de 98m.

A aquisição de dados no perfil P4 na zona B, cerca de 5m mais elevada que a zona A e que a zona do perfil P3, ocorreu em Maio de 2007 e a fonte sísmica utilizada foi o impacto numa placa de ferro à superfície do terreno, de uma marreta de 7.5kg. Na realidade, foram somados (*stacked*) os registos de vários impactos (cerca de 6) na mesma posição, para aumentar a razão sinal/ruído destes registos sísmicos. Mesmo assim, estes registos apresentaram elevada atenuação e baixa razão sinal/ruído, inviabilizando a detecção das ondas P refractadas para distâncias à fonte sísmica superiores a 54m, tal como pode ser verificado nos gráficos tempo-distância da Figura 6.18.

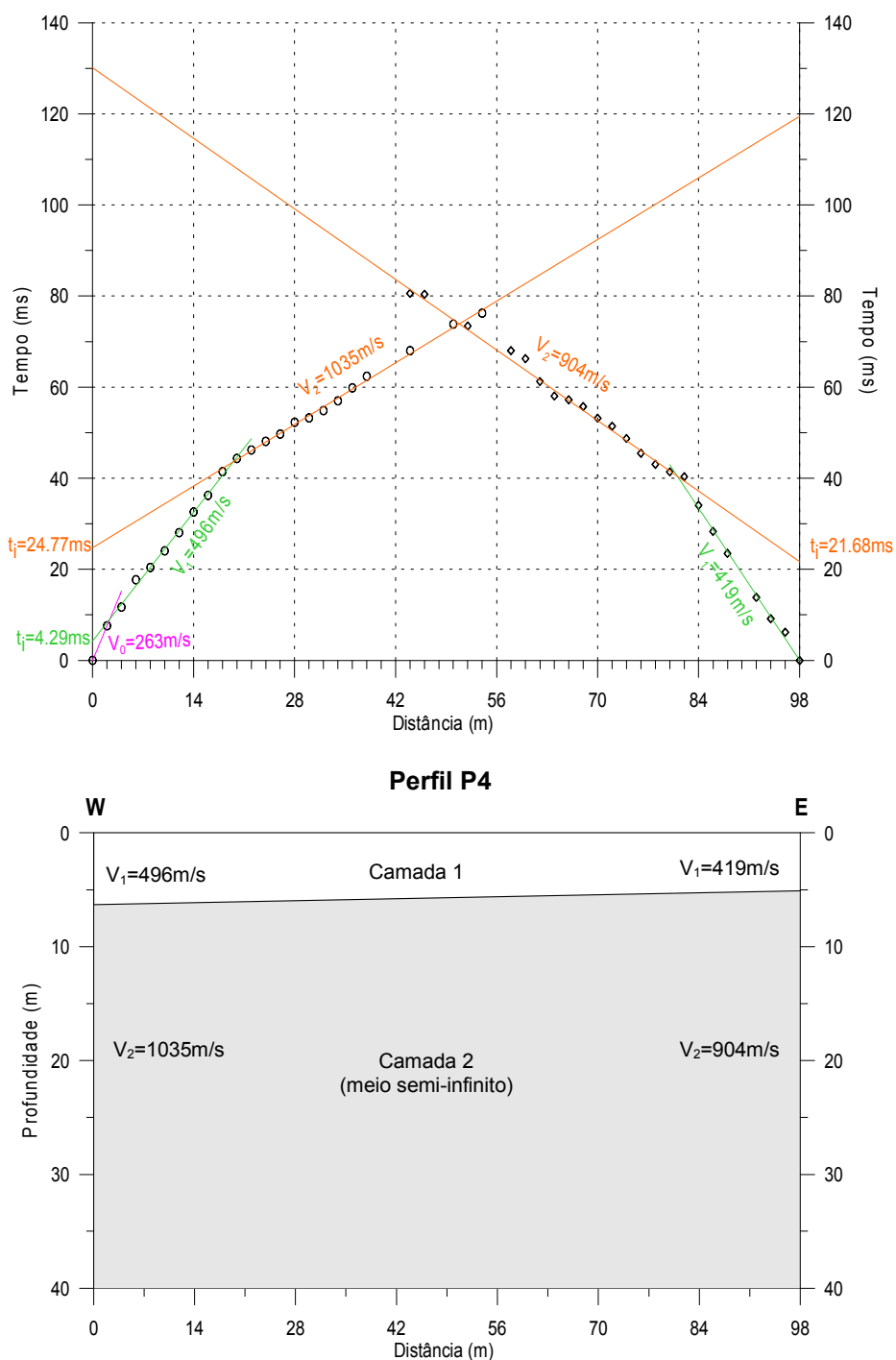


Figura 6.18 – Perfil de refração P4: gráficos tempo-distância, dromocrónicas e modelo interpretativo com 2 camadas (em termos de  $V_p$ ).

A Figura 6.18 ilustra os gráficos tempo-distância para ambas as activações da fonte, as dromocrónicas ajustadas para um modelo de 2 camadas, e o respectivo modelo interpretativo para o perfil de refração P4. Observa-se que até 54m de distância à fonte não foi detectado o segundo refractor o que indicia que o conjunto da camada 1 (terrenos de cobertura) e 2 (formação miocénica AQB) atingem neste perfil uma maior espessura que o conjunto das camadas 1 e 2 nos perfis PA, P5L e P3.

De facto, a camada mais superficial (camada 1) com velocidades de 419 a 496m/s atinge aqui espessuras da ordem de 5.1 a 6.3m, reflectindo provavelmente uma maior espessura do aterro efectuado no local, para o nivelamento da zona B. As velocidades obtidas na camada 2 (904 a 1035m/s), possivelmente associada à formação AQB, embora mais elevadas do que as velocidades da correspondente camada 2 nos perfis PA, P5L e P3, não são características de um solo saturado, pelo que, neste perfil, o NF se deve encontrar a maior profundidade que nos perfis PA, P5L e P3, em concordância com a cota mais elevada deste perfil P4. Esta maior profundidade da eventual segunda interface refractora, associada à baixa razão sinal/ruído dos registos sísmicos para grandes distâncias à fonte sísmica usada (marreta), impediu a definição até maiores profundidades do modelo interpretativo.

## 6.5. Aplicações do MOS

O MOS foi aplicado no *campus* do LNEC, na zona A, nos perfis/locais SW5, SW1, SWPA e SW2; no perfil/local SW3, a oeste da zona A; e ainda na zona B, no perfil/local SW4. Houve portanto aquisições de dados centradas nos 6 locais: SW1, SWPA, SW2, SW3, SW4 e SW5, que estão marcados nas plantas das Figura 6.4 e Figura 6.5. Embora esta designação represente particularmente os pontos centrais dos dispositivos de aquisição de dados do MOS – pontos onde são atribuídos os modelos resultantes da interpretação dos dados do MOS, em termos da distribuição vertical (pontual) de  $V_S$  e dos outros parâmetros – os mesmos nomes são frequentemente usados neste documento para designar também os próprios alinhamentos de aquisição dos dados do MOS, que, na maioria dos casos, consistiram em dispositivos lineares multi-receptor com orientação aproximada oeste-leste. Estas aquisições de dados do MOS decorreram entre Fevereiro e Junho de 2008.

Os alinhamentos ou perfis sobre os quais se adquiriram os dados do MOS, são representados pelas linhas a vermelho (a cheio) nas Figura 6.4 e Figura 6.5, excepto os perfis de pontos centrais SW1 e SWPA, que ocorreram ambos segundo o alinhamento do perfil de refração PA. Verifica-se que a generalidade dos perfis do MOS, coincidiu ou teve localização paralela e muito próxima dos perfis de refração sísmica realizados, de modo a cruzar a informação dos dois métodos geofísicos e poder usar os modelos obtidos com o método da refração sísmica para condicionar a modelação e interpretação dos dados do MOS.

As linhas ou perfis SW2, SW3, SW4 e SW5 ilustradas nas Figura 6.4 e Figura 6.5, com um comprimento de 69m, correspondem aos dispositivos de aquisição multi-receptor do MOS

com 24 geofones equiespaçados de 3m, aqui também designados por perfis longos. Estes dispositivos, centrados nos pontos com a mesma referência, foram utilizados para aquisição activa e também passiva, de dados do MOS, nestes locais. Centrados nos mesmos pontos médios e colineares com os perfis longos, foram igualmente utilizados, nestes locais, dispositivos mais curtos, onde os geofones foram equiespaçados de 1.5m resultando em perfis com 34.5m de comprimento total. Nestes dispositivos curtos apenas se realizaram aquisições activas.

No local SW3 foi ainda efectuada aquisição passiva com um dispositivo bidimensional (2D) do tipo L11, centrado no ponto SW3. Nos locais SW4 e SW5 foram também realizadas aquisições passivas com dispositivos bidimensionais do tipo T7, cujos pontos centrais se localizaram o mais próximo possível dos pontos SW4 e SW5.

Centrado no ponto SW1, sobre o alinhamento do perfil PA, foi utilizado um único dispositivo linear de aquisição activa de dados multi-receptor, com 24 geofones equiespaçados de 2m, perfazendo um perfil de aquisição com 46m de comprimento.

Centrado no ponto SWPA, igualmente sobre o alinhamento do perfil PA, foi igualmente utilizado um único dispositivo linear de aquisição activa de dados multi-receptor, agora com 48 geofones equiespaçados de 2m, resultando num perfil com 94m de comprimento. Os geofones usados nesta aquisição centrada em SWPA foram diferentes dos utilizados nas restantes aquisições de dados do MOS, com frequência própria de 4.5Hz. Neste caso, usaram-se os geofones de frequência própria mais elevada (14Hz), utilizados nos perfis de refracção sísmica. O ponto SWPA dista 24m do ponto SW1 e a metade leste da linha de aquisição SWPA inclui a linha de aquisição SW1 com 46m de comprimento (ver Figura 6.6), sendo coincidentes as posições dos 24 geofones do perfil SW1 com as dos 24 geofones mais a leste no perfil SWPA.

De um modo geral, nas aquisições activas realizadas, foram utilizadas duas ou mais fontes sísmicas, activadas a várias distâncias (*offsets*) de ambos os extremos do perfil de geofones. Os diversos dispositivos de aquisição de dados do MOS aqui utilizados, incluindo o equipamento de registo, os receptores e as fontes sísmicas usadas, foram já descritos, na generalidade, no Capítulo 3.

Nas secções seguintes são apresentados, para cada local de aplicação do MOS no Campo Experimental do LNEC, o resumo dos dispositivos de aquisição de dados, as respectivas curvas de dispersão experimentais, da velocidade das ondas de Rayleigh em função da frequência, obtidas pelas técnicas descritas no Capítulo 4, bem como o modelo de camadas interpretativo destas curvas experimentais, determinado pelas técnicas expostas na secção 5.3. Para cada local de ensaio, são ainda apresentadas as curvas das velocidades efectivas médias em função da frequência (ver secção 5.3.3), calculadas para cada perfil de geofones utilizado na aquisição activa, com base no modelo final ajustado.

Deve desde já ressaltar-se que os modelos de camadas, apresentados nas secções seguintes, que resultaram da inversão (modelação) dos dados do MOS, não têm uma

correspondência directa com a sequência em profundidade das formações geológicas que ocorrem nos locais ensaiados.

Enquanto que nos modelos de camadas interpretativos dos perfis de refacção sísmica, apresentados na secção 6.4, pelo facto do método da refacção, apesar de ter menor resolução que o MOS, ser sensível a fortes contrastes de  $V_P$  como os que ocorrem entre a camada superficial (camada 1) e a camada subjacente (camada 2), e sobretudo entre esta camada e a camada 3, e anda pelo facto do NF ocorrer perto da fronteira entre duas formações geológicas distintas, foi possível, de um modo geral, estabelecer uma correspondência aproximada entre as camadas 2 e 3 dos modelos da refacção e as principais formações sedimentares que ocorrem nos locais prospectados (AQB e AFT). Nos modelos interpretativos do MOS, dado que, de um modo geral, o MOS é um método com maior resolução em profundidade do que a refacção sísmica, os modelos físicos têm frequentemente mais camadas que os modelos resultantes da refacção, e estas “camadas” não correspondem necessariamente a diferentes formações geológicas ou a diferentes litologias.

Tal como as distribuições verticais de  $V_P$  e  $V_S$  obtidas nos ensaios sísmicos entre furos apresentam frequentemente oscilações, incluindo inversões, na mesma formação geológica, também as “camadas geofísicas” dos modelos obtidos com o MOS podem representar variações das propriedades mecânicas dos materiais de uma mesma formação geológica, sem estarem necessariamente associadas a fronteiras entre diferentes unidades e/ou litologias. Estas variações das propriedades mecânicas numa mesma formação geológica podem ser devidas a intercalações de diferentes materiais, mas também devidas a outros factores, tais como, a maior descompressão no topo da formação, o efeito da tensão efectiva, a oscilação do NF, etc.

Outro aspecto que deve ser aqui referido é que, apesar das velocidades (experimentais) das ondas de Rayleigh terem sido filtradas dos valores inferiores a 100m/s e superiores a 2000m/s, durante o processamento dos registos sísmicos do MOS no domínio f-k (ver secções 4.3.1 e 4.4.1), após a observação do conjunto de todas as curvas de dispersão experimentais obtidas para os vários locais ensaiados, e tendo em conta novamente o enquadramento geológico desses locais, optou-se por desprezar ainda as velocidades superiores a 1000m/s, sendo por isso considerados, quer na sua representação gráfica, quer na sua inversão, apenas os troços (e os pontos) das curvas experimentais definidos entre 100 e 1000m/s.

Na generalidade dos casos aqui apresentados, a selecção dos máximos locais dos espectros f-k soma foi efectuada usando o valor limite de 0.35 do máximo (com valor 1) dos espectros normalizados, para cada frequência (ver secções 4.3.1 e 4.4.1). As excepções ocorreram no processamento dos dados dos perfis SWPA e SW3, onde, devido ao elevado nível de ruído nos respectivos espectros f-k soma, apenas se seleccionaram os máximos locais cuja potência (normalizada para cada frequência) era superior a 0.65.

Na secção 6.5.1, relativa ao local SW5, são apresentados os resultados das modelações (inversões) dos dados do MOS, efectuadas antes (1º ensaio de modelação) e após (2º ensaio de modelação) a realização das sondagens mecânicas e dos ensaios sísmicos entre furos, em torno do ponto SW5 (descritos nas secções 6.6 e 6.7). A principal diferença nas modelações efectuadas, antes e após, os ensaios entre furos, é que antes, considerou-se que nas camadas acima do NF o coeficiente de Poisson era  $\nu=0.33$ , e após, considerou-se que  $\nu=0.25$ . De facto, pelos resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (do tipo *crosshole seismic test*), em torno do ponto SW5, verificou-se que, apesar de apresentar oscilações, o valor médio do coeficiente de Poisson nos solos locais acima do NF, era de  $\nu=0.25$  e não  $\nu=0.33$ . Deste modo, foram efectuadas novas modelações dos dados do MOS adquiridos no Campo Experimental, não só no local SW5, como nos restantes locais, utilizando a equação (5.11) para determinar as velocidades  $V_P$  das camadas acima do NF, nomeadamente, durante a 2ª etapa do processo de inversão (ver secção 5.3.2). Excepto no caso do local SW5, os resultados do MOS apresentados para os outros locais de ensaio, são os correspondentes apenas a estas modelações finais.

### 6.5.1. Local SW5 (zona A)

No local SW5 e segundo o alinhamento designado com o mesmo nome, representado a vermelho na Figura 6.4, foram efectuadas em Junho 2008, aquisições activas e passivas de dados do MOS, cujos resultados já foram, em grande parte, apresentados, como exemplos, nos Capítulos 3, 4 e 5.

Nas aquisições activas foram utilizados dois perfis, com 24 geofones (4.5Hz), colineares e centrados no ponto SW5: um perfil longo, com espaçamento entre geofones de 3m, e, portanto, com comprimento total  $L=69m$ ; e outro, mais curto, com espaçamento entre geofones de 1.5m ( $L=34.5m$ ). A representação esquemática destes dispositivos lineares multi-receptor é ilustrada na Figura 3.1. Nestas aquisições activas foram usadas 3 fontes sísmicas: marreta de 7.5kg, DIP (15kg) e explosivo (20 a 40g), descritas na secção 3.2.

A Tabela 6.2 resume os dispositivos de aquisição activa, incluindo as várias fontes sísmicas e as suas posições relativas aos dois perfis de geofones centrados em SW5, indicando ainda os correspondentes números de registos sísmicos que contribuíram para o espectro soma (total) de cada perfil de geofones, de acordo com o processamento realizado com o programa `f_k`, descrito na secção 4.4.1.

As curvas experimentais de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh em função da frequência, obtidas a partir da soma dos espectros (ou do espectro soma) de todos os registos efectuados para cada um dos perfis de geofones, de acordo com os critérios e com a metodologia exposta na secção 4.4.1, são ilustradas na Figura 6.19-a), correspondendo a cor verde às curvas experimentais obtidas para o perfil longo ( $L=69m$ ), e a cor rosa às curvas experimentais obtidas para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). Na Figura 6.19-b) são ilustradas as “incertezas” das curvas das velocidades do máximo absoluto (modo dominante) dos espectros soma, para cada frequência, calculadas pela expressão (4.8).



Tabela 6.2 – Local SW5: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

	Local SW5 – Aquisição Activa Perfis colineares e centrados no ponto SW5	
	Perfil de 24 geofones espaçados de 1.5m (L=34.5m)	Perfil de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m)
<b>Posições da fonte marreta</b>	1.5m E (8 impactos/registos) 3m E (8 impactos/registos) 6m E (8 impactos/registos) 1.5m W (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 6m W (8 impactos/registos)	3m E (8 impactos/registos) 8m E (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 8m W (8 impactos/registos)
<b>Total de registos sísmicos com marreta</b>	48	32
<b>Posições da fonte DIP</b>	1.5m E (8 impactos/registos) 3m E (8 impactos/registos) 6m E (8 impactos/registos) 1.5m W (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 6m W (8 impactos/registos)	3m E (7 impactos/registos) 8m E (4 impactos/registos) 3m W (7 impactos/registos) 8m W (8 impactos/registos)
<b>Total de registos sísmicos com DIP</b>	48	26
<b>Posições da fonte explosiva</b>	3m E (1 detonação/registo) 6m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 6m W (1 detonação/registo)	3m E (1 detonação/registo) 8m E (1 detonação/registo) 15m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 8m W (1 detonação/registo) 15m W (1 detonação/registo)
<b>Total de registos sísmicos com explosivo</b>	4	6
<b>Total de registos sísmicos para o perfil de geofones</b>	100	64

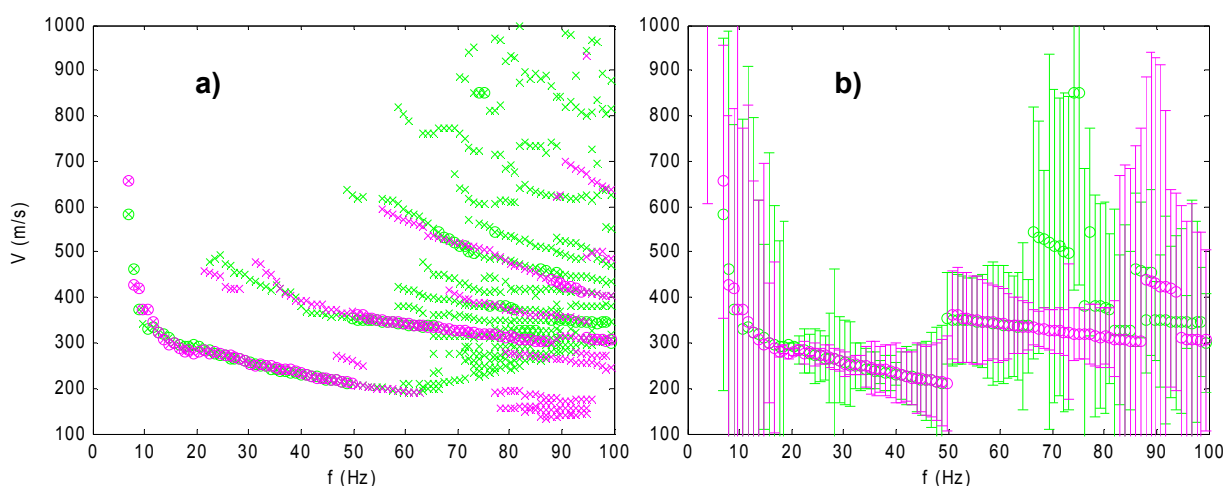


Figura 6.19 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos).

De acordo com o critério já usado nos capítulos anteriores, na Figura 6.19 e em todas as outras do mesmo tipo, apresentadas neste capítulo, os círculos e os ‘x’ representam,

respectivamente, as velocidades obtidas a partir do máximo absoluto (modo dominante) e a partir dos máximos locais (modos secundários), do espectro f-k soma, para cada frequência. Também em ambos os gráficos da Figura 6.19 e em todos os outros semelhantes, apresentados daqui em diante, o eixo vertical representa a velocidade (de fase) das ondas de Rayleigh ( $V$ , em m/s) e o eixo horizontal representa a frequência ( $f$ , em Hz).

Tal como já foi analisado na secção 4.4.1, observa-se uma significativa semelhança entre as curvas de dispersão obtidas para os dois perfis de geofones com diferentes comprimentos o que traduz suficiente homogeneidade lateral (horizontal) do meio de propagação, pelo menos segundo a direcção dos perfis de geofones (que são colineares). Ambas as curvas de dispersão do máximo absoluto, representadas pelos círculos a verde e a rosa, apresentam uma descontinuidade em torno da frequência de 50Hz, passando do aparente modo de propagação de menor velocidade, supostamente o modo fundamental (MF), para aparentes modos de ordem superior, com velocidade mais elevada.

Igualmente na secção 4.4.1, a título de exemplo, foram também já analisadas as “incertezas” das velocidades dos máximos absolutos dos espectros soma, representadas agora na Figura 6.19-b). As “incertezas” são muito elevadas especialmente para frequências inferiores a cerca de 18Hz e superiores a cerca de 65Hz, e ainda em torno da transição de modo dominante, a cerca de 50Hz, tal como ocorre habitualmente nos dados experimentais do MOS. Com o processamento utilizado, as “incertezas” são eventualmente mais elevadas devido precisamente ao modo como as curvas experimentais finais são obtidas, a partir dos espectros soma (total), englobando as contribuições das diferentes fontes e das diferentes posições relativas destas fontes em relação ao perfil de geofones.

As curvas de dispersão da Figura 6.19 apontam para uma estratificação do tipo “normalmente dispersiva” embora possam existir pequenas inversões de velocidade nas camadas superficiais. Utilizando as curvas de dispersão derivadas dos máximos locais dos espectros soma, em complemento das curvas dos máximos absolutos, é possível definir o aparente modo fundamental (modo de menor velocidade) entre cerca de 7 e 63Hz (ver Figura 6.21-b).

Neste local (e na mesma data), foram igualmente efectuadas aquisições passivas, quer com o dispositivo de recepção linear com espaçamento 3m, i.e., o perfil longo com 24 geofones de 4.5Hz e com  $L=69m$ , centrado no ponto SW5, também usado na aquisição activa, quer com um dispositivo 2D triangular, com 7 geofones (igualmente de 4.5Hz), do tipo T7 (ver Figura 3.6) com 37m de lado, cujo centro geométrico, contudo, distava cerca de 7.5m para Sul do ponto central SW5. A Tabela 6.3 resume os dispositivos utilizados na aquisição passiva, indicando o número de registos sísmicos (com cerca de 33s de duração temporal) efectuados com cada dispositivo.

No entanto, a análise destes dados quer com o programa f\_k no caso do perfil linear, quer com o programa SI, tanto para o perfil linear, como para o dispositivo 2D (T7), conduziram a resultados pouco coerentes entre si e pouco coerentes com os obtidos pela aquisição activa, tal como já foi evidenciado nas secções 3.6 e 4.5 e é ilustrado na Figura 6.20. Nesta figura

as curvas experimentais de dispersão, correspondentes às aquisições passivas, são representadas pelos losangos: a preto – a obtida a partir dos dados do perfil linear processados com o programa f\_k, usando o procedimento alternativo (ver secção 4.4.3); a azul – a obtida com o programa SI (ver secção 4.5) para os mesmos dados do perfil linear; e a turquesa – a obtida com o programa SI a partir dos dados do dispositivo T7 (2D).

Tabela 6.3 – Local SW5: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.

Local SW5 – Aquisição Passiva		
	Perfil (linear) de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m), centrado em SW5	Dispositivo 2D triangular T7 (7 geofones, L=37m), centrado a cerca de 7.5m a sul de SW5
Total de registos sísmicos (33s)	20	20

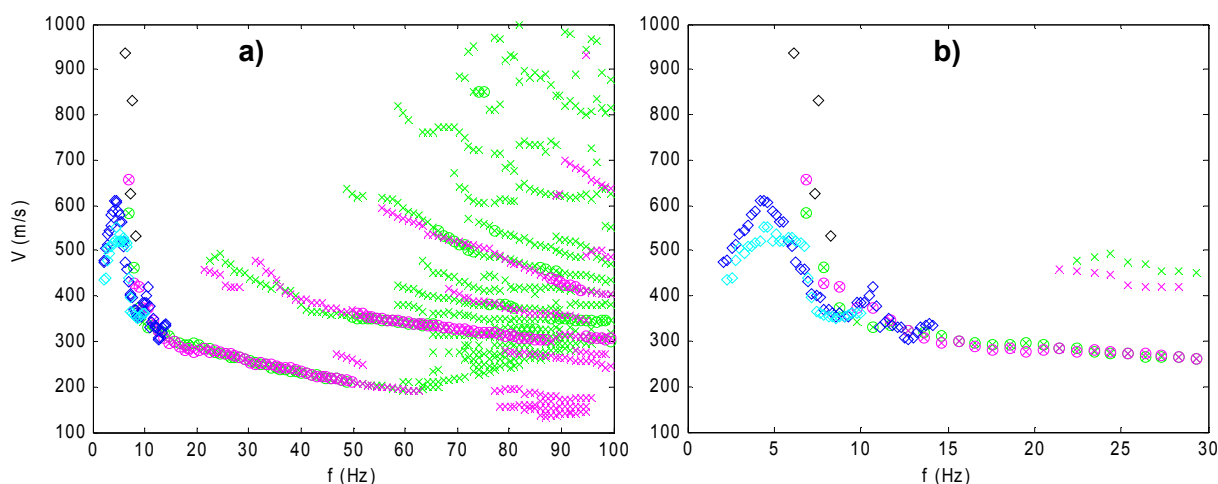


Figura 6.20 – Local SW5 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e ‘x’): a) entre f=0 e 100Hz e entre V=100 e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre f=0 e 30Hz.

Face a estes resultados obtidos com a aquisição passiva, apenas foram consideradas as curvas experimentais das aquisições activas (Figura 6.19) para a obtenção do perfil vertical de  $V_s$  no local SW5, através da modelação das referidas curvas. Tal como já foi referido, nas duas sub-secções seguintes são apresentados os resultados das inversões (ou modelações) destas curvas experimentais, efectuadas antes (1º ensaio de modelação) e após (2º ensaio de modelação) a realização das sondagens mecânicas e dos ensaios sísmicos entre furos, em torno do ponto SW5. A principal diferença entre os dois ensaios de modelação é a consideração de diferentes valores do coeficiente de Poisson nas camadas acima do NF, tal como já foi descrito na secção 5.3.

### 6.5.1.1. 1º Ensaio de modelação (antes da realização das sondagens)

A primeira modelação das curvas experimentais obtidas com as aquisições activas (Figura 6.19) foi realizada com a estratégia exposta e exemplificada na secção 5.3, antes da

execução das sondagens e dos ensaios sísmicos entre furos em torno do ponto SW5 e ainda antes da execução do perfil de refração P5L, colinear com o alinhamento SW5. Deste modo, esta modelação foi baseada apenas no enquadramento geológico do sítio e na informação fornecida pelo perfil de refração PA, previamente executado a cerca de 14m a sul do alinhamento SW5 e com orientação idêntica. Neste 1º ensaio de modelação o NF foi fixado a 15m de profundidade e considerou-se  $\nu=0.33$  fixo nas camadas acima do NF, durante a 2ª etapa do processo de modelação. O modelo ajustado tem 12 camadas (sendo a última correspondente ao semi-espaço), com 8 camadas acima do NF (ver Tabela 6.4).

A Figura 6.21-a) ilustra, em conjunto com as curvas experimentais da Figura 6.19, as curvas modais (teóricas) – linhas contínuas a preto – do modelo ajustado neste 1º ensaio de modelação. Na Figura 6.21-b) estas curvas modais (a preto) são representadas em conjunto com a curva experimental “média” de menor velocidade (a azul), supostamente correspondente ao MF “médio”, que resulta da média das curvas de menor velocidade obtidas para cada um dos perfis de aquisição activa utilizados, aproveitando inclusivamente alguns pontos correspondentes aos máximos locais. O modelo resultante deste 1º ensaio de modelação, ao qual correspondem as referidas curvas modais teóricas, é ilustrado graficamente na Figura 6.22 e numericamente na Tabela 6.4.

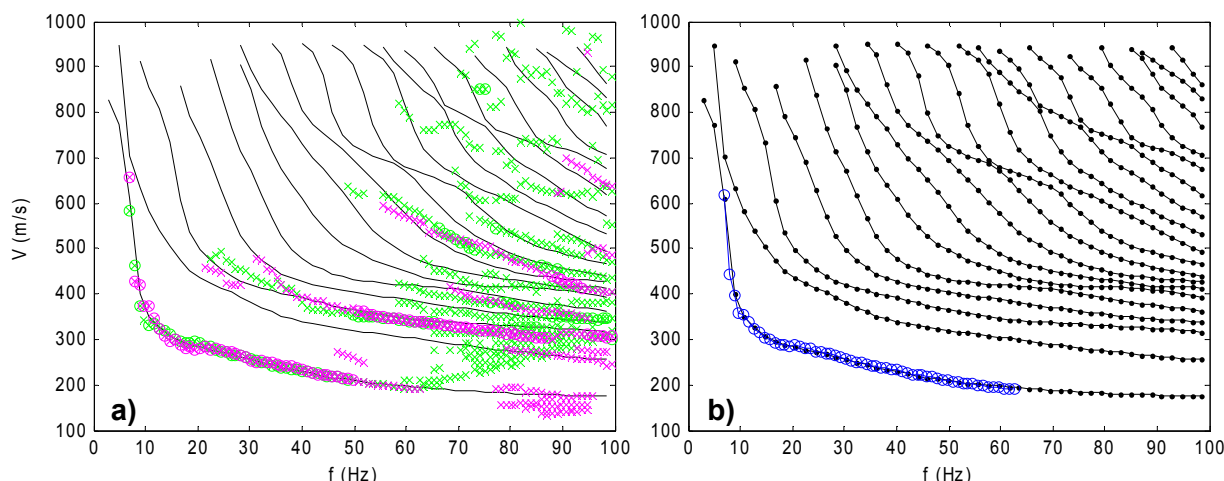


Figura 6.21 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais das aquisições activas (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado no 1º ensaio de modelação (Tabela 6.4); b) curva experimental do MF “médio” (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

Como medida quantitativa do ajuste do modelo às curvas experimentais de dispersão, calculou-se a raiz do erro quadrático médio ou ‘rmse’, entre a curva experimental do MF “médio” e a curva do MF teórico do modelo, considerando apenas os pontos comuns às duas curvas (ver Figura 6.21-b)). Este valor foi de  $rmse=3.1\text{m/s}$ , o que, calculando o seu valor relativo à velocidade média da curva experimental do MF, de cerca de  $260\text{m/s}$ , se traduz num valor percentual de cerca de 1% desta velocidade.

Na Figura 6.23 é ilustrada com maior detalhe a distribuição vertical de  $V_s$  do modelo obtido no 1º ensaio de modelação para o local SW5, que é o objectivo principal do MOS. Sobreposta a esta distribuição de  $V_s$  representa-se ainda a curva empírica  $V'_s-z'$ , obtida

com as expressões (5.6) a partir da curva experimental do MF médio, representada na Figura 6.21-b).

Na Figura 6.24 são ilustradas, em sobreposição às curvas modais da Figura 6.21, as curvas das velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa.

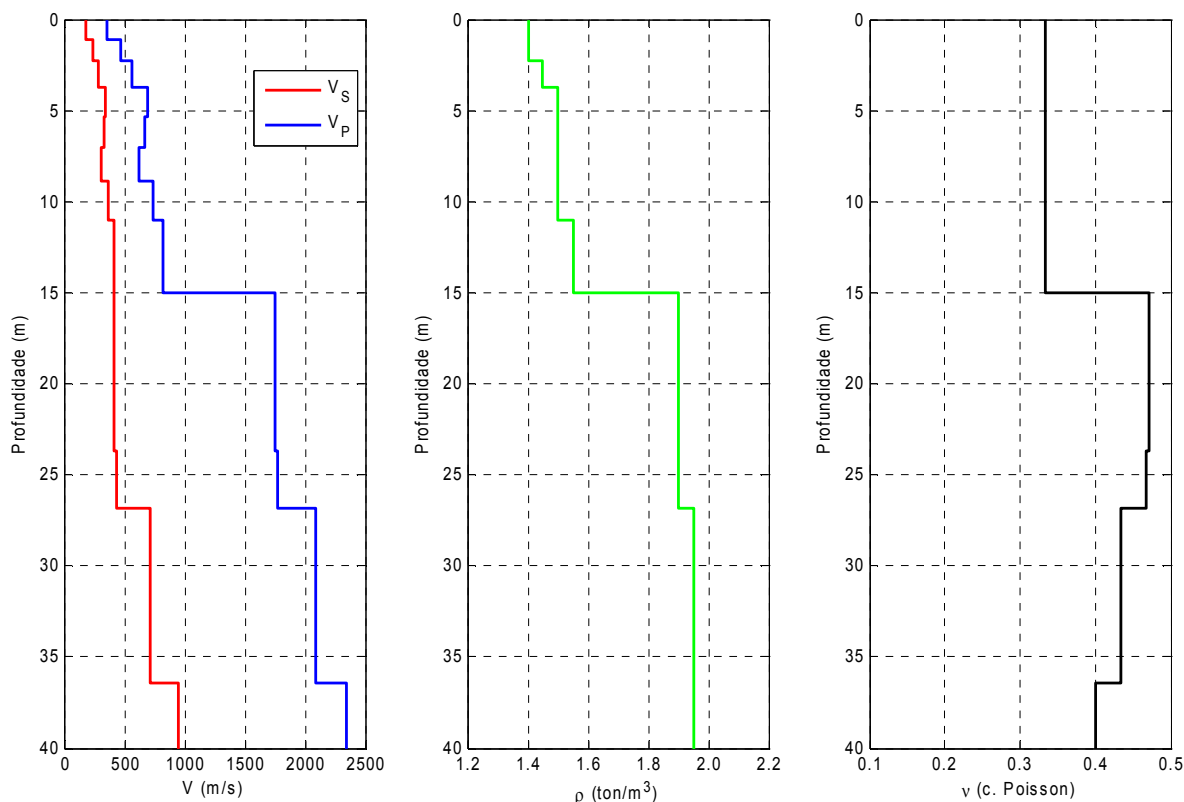


Figura 6.22 – Local SW5: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ), ajustado às curvas experimentais da Figura 6.21, no 1º ensaio de modelação (tomando  $\nu=0.33$ , acima do NF).

Tabela 6.4 – Local SW5: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.21, no 1º ensaio de modelação (tomando  $\nu=0.33$ , acima do NF). As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW5 – modelo ajustado no 1º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	1.1	1.1	1400	180	360	0.33
2	2.3	1.2	1400	238	476	0.33
3	3.7	1.4	1450	281	562	0.33
4	5.3	1.6	1500	347	694	0.33
5	7.0	1.7	1500	333	666	0.33
6	8.9	1.9	1500	311	622	0.33
7	11.0	2.1	1500	368	736	0.33
8	15.0	4.0	1550	411	822	0.33
9	23.7	8.7	1900	411	1746	0.47
10	26.8	3.1	1900	434	1772	0.47
11	36.4	9.6	1950	716	2085	0.43
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	1950	953	2348	0.40

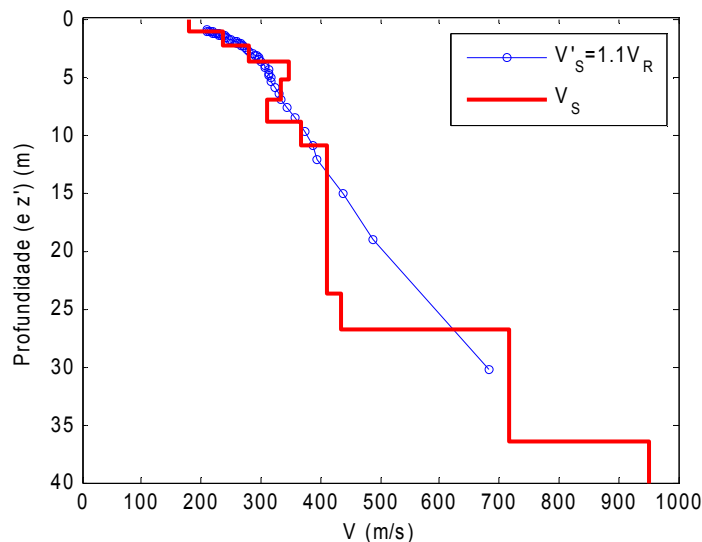


Figura 6.23 – Local SW5: distribuição vertical de  $V_s$  obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$  correspondente ao MF experimental médio.

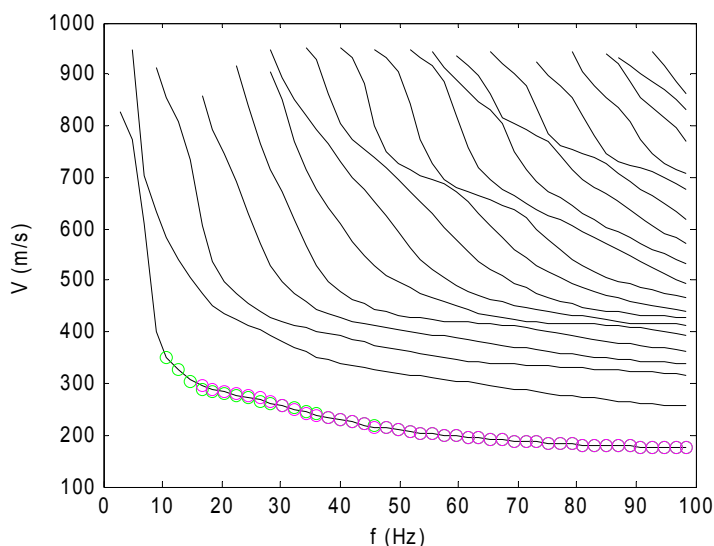


Figura 6.24 – Local SW5: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69m$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.

Os círculos a verde representam a velocidade efectiva média, para o perfil longo ( $L=69m$ ), obtida primeiramente pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo do perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e, seguidamente, pela média destas velocidades para as três distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3, 8 e 15m (ver Tabela 6.2). Os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média, para o perfil curto ( $L=34.5m$ ), obtida primeiramente pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo deste perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e, seguidamente, pela média destas velocidades para as três distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 1.5, 3 e 6m (ver Tabela 6.2). Na prática, e sobretudo para frequências acima de 50Hz, os círculos a verde quase não se distinguem na Figura 6.24, uma vez que coincidem com os círculos a rosa que são desenhados depois.

Constata-se que, para este modelo resultante do 1º ensaio, apesar da ligeira inversão do crescimento de  $V_S$  entre 5.3 e 8.9m de profundidade, as velocidades efectivas médias, para os dispositivos utilizados na aquisição activa, são praticamente coincidentes com o modo fundamental do modelo, pelo menos para frequências superiores a cerca de 10Hz. Para frequências inferiores não se obtiveram velocidades efectivas, uma vez que os cdo dos modos de propagação nas baixas frequências são superiores aos limites impostos no cálculo da sobreposição modal, cuja formulação só é válida no “campo distante” da fonte sísmica (ver secções 2.2.5.5, 5.2.4 e 5.3.3).

Comparando estas curvas da velocidade efectiva média com as curvas de dispersão experimentais representadas na Figura 6.21-a), verifica-se que, admitindo o modelo obtido no 1º ensaio para a estratificação do local, não prevaleceu o fenómeno da sobreposição modal na aquisição activa com os dispositivos utilizados, pelo menos para frequências superiores a cerca de 50Hz. Antes pelo contrário, aparentemente prevaleceu o fenómeno da separação modal para ambos os perfis de geofones, uma vez que as curvas associadas aos máximos absolutos dos espectros soma, ou seja, associadas ao modo dominante de propagação, só coincidem (aproximadamente) com o modo fundamental do modelo, e, portanto, também com a velocidade efectiva média, até cerca de 50Hz. Para frequências superiores, o modo dominante das curvas experimentais tem velocidade mais elevada que o modo fundamental do modelo ajustado, aproximando-se do 3º modo de propagação teórico do modelo.

A Figura 6.25 ilustra a comparação das distribuições verticais de  $V_S$  no local SW5, obtidas com o MOS, neste 1º ensaio de modelação (modelo inicial), e com os ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 localizados em torno do ponto SW5 (ver secção 6.7).

Devido às características dos ensaios sísmicos entre furos, a resultante distribuição vertical de  $V_S$  é naturalmente mais precisa e tem maior resolução em profundidade, do que a obtida pelo MOS, sendo, por isso, frequentemente utilizada para aferição e avaliação dos resultados deste método aplicado à superfície do terreno.

De acordo com os fundamentos do MOS, o modelo resultante da interpretação dos dados corresponde à distribuição vertical e pontual da velocidade da onda S, no ponto central da(s) linha(s) de aquisição de dados (neste caso, é o ponto SW5), que, naturalmente, na situação ideal teórica do meio de propagação ser constituído por camadas horizontais e homogéneas – pressuposto da aplicação do MOS – corresponde à determinação de  $V_S$  e da espessura de cada uma dessas camadas.

Contudo, deve ter-se em conta na comparação entre métodos, que os resultados do MOS reflectem na prática uma “média” das propriedades mecânicas do terreno ao longo da extensão dos perfis de aquisição de dados, da ordem de várias dezenas de metros – neste caso particular, considerando o perfil de aquisição mais longo, esta extensão foi de 69m – enquanto que o ensaio sísmico entre furos reflecte apenas a “média” destas características na secção entre furos, com um extensão de cerca de 5m.

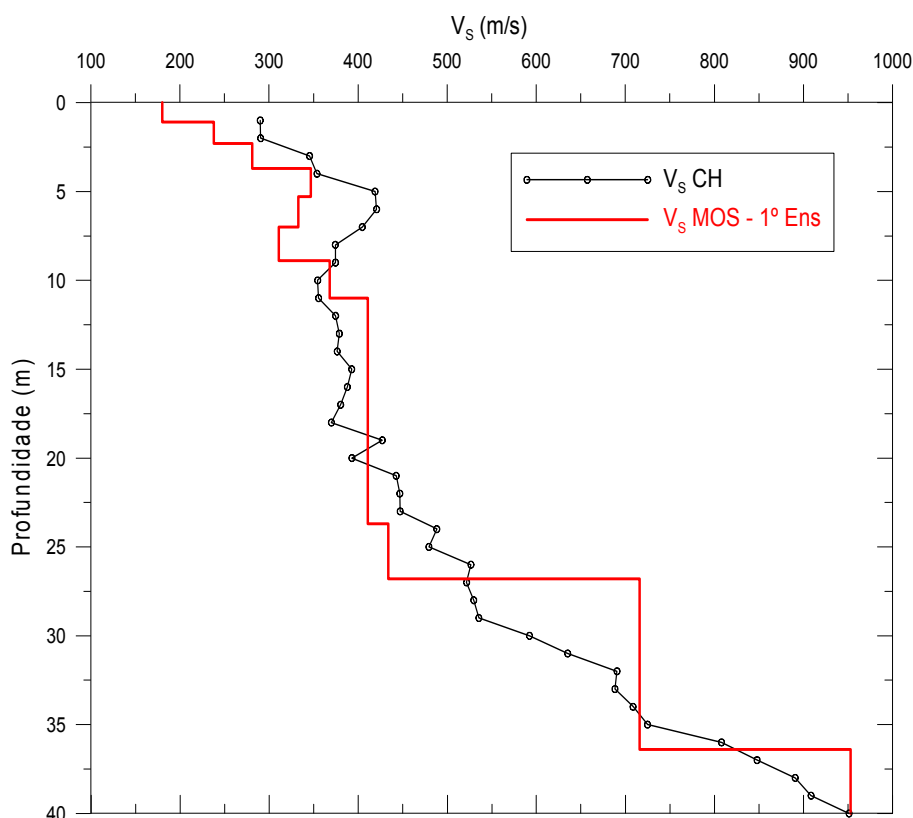


Figura 6.25 – Local SW5: comparação das distribuições de  $V_s$  obtidas no 1º ensaio de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de *crosshole*, na legenda gráfica).

Deste modo, tendo em conta as diferenças entre os métodos, incluindo as diferenças na precisão e na resolução vertical, verifica-se uma significativa conformidade entre os resultados do MOS e dos ensaios sísmicos entre furos, apresentados na Figura 6.25, em termos das principais tendências da variação de  $V_s$  em profundidade, sobretudo abaixo de 9m de profundidade, incluindo os fortes incrementos que ocorrem a cerca de 30 e 35m de profundidade. As discrepâncias entre as duas distribuições de  $V_s$  até cerca de 9m de profundidade, especialmente entre 5 e 8m de profundidade, podem estar relacionadas com uma maior heterogeneidade dos materiais superficiais ao longo dos perfis de aquisição do MOS. Por exemplo, enquanto que a secção entre furos S1 e S2 se localiza sobre a eventual aluvião superficial, de acordo com os resultados das sondagens descritos na secção 6.6, parte dos perfis de aquisição de dados do MOS centrados em SW5, podem não intersectar esta mesma aluvião (ver Figura 6.6). Por outro lado, é possível que haja variações laterais da espessura e da composição da camada de cobertura superficial, constituída essencialmente por terra vegetal e aterro, cujos valores “médios” ao longo dos perfis de aquisição do MOS sejam diferentes dos valores na secção entre os furos S1 e S2. Também a formação miocénica AQB pode ter uma composição e estado de descompressão mais variável nesta região superficial.

#### 6.5.1.2. 2º Ensaio de modelação (após a realização das sondagens)

O 2º ensaio de modelação das curvas experimentais obtidas com a aquisição activa de dados do MOS no local SW5, foi realizado após a execução dos perfis de refração P5L e



P5C, a execução das referidas sondagens mecânicas em torno do ponto SW5 e dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2. Os resultados destes ensaios sísmicos entre furos mostraram que o valor médio do coeficiente de Poisson nos solos locais acima do NF, era  $\nu=0.25$  e não  $\nu=0.33$  (ver secção 6.7). Face a este resultado, efectuou-se então um 2º ensaio de modelação das curvas experimentais de dispersão obtidas com as aquisições activas do MOS neste local SW5, impondo agora durante a 2ª etapa da modelação,  $\nu=0.25$  fixo para as camadas acima do NF, que foi aqui igualmente fixado a 15m de profundidade. Neste 2º ensaio houve ainda alterações de outros parâmetros do modelo, especialmente nas camadas abaixo de cerca de 20m de profundidade. O modelo final assim obtido tem agora 10 camadas (sendo a última correspondente ao semi-espaço), das quais 6 estão acima do NF (ver Tabela 6.5).

A Figura 6.26-a) ilustra, em conjunto com as curvas experimentais da Figura 6.19, as curvas modais (teóricas) – linhas contínuas a preto – do modelo ajustado neste 2º ensaio de modelação. Na Figura 6.26-b) as mesmas curvas modais (a preto) são representadas em conjunto com a curva experimental “média” de menor velocidade (a azul), supostamente correspondente ao MF, já representado na Figura 6.21-b). O modelo resultante deste 2º ensaio de modelação, ao qual correspondem estas curvas modais teóricas, é representado graficamente na Figura 6.27 e numericamente na Tabela 6.5.

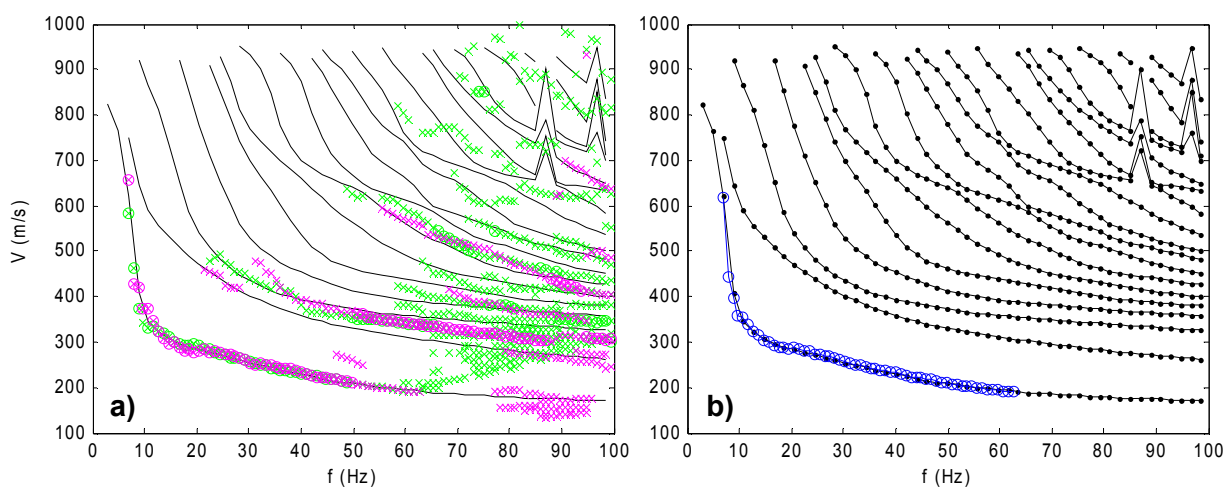


Figura 6.26 – Local SW5: a) curvas de dispersão experimentais das aquisições activas (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado no 2º ensaio de modelação (Tabela 6.5); b) curva experimental do MF “médio” (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

Observa-se, por comparação da Figura 6.26 com a Figura 6.21, que neste 2º ensaio de modelação se conseguiu igualmente um elevado ajuste do modelo à curva do MF experimental (médio). Aliás, a raiz do erro quadrático médio entre a curva experimental do MF médio e a curva do MF teórico deste modelo obtido no 2º ensaio (considerando apenas os pontos comuns às duas curvas), é  $rmse=3.4m/s$ , correspondendo igualmente a cerca de 1% da velocidade média do MF experimental (260m/s), e é, portanto, idêntico ao valor obtido no 1º ensaio.

Relativamente ao aparente modo experimental dominante entre cerca de 50 e 85Hz, com maior velocidade que o MF, verifica-se agora neste 2º ensaio de modelação, um menor ajuste deste modo experimental ao 3º modo de propagação teórico do modelo ajustado.

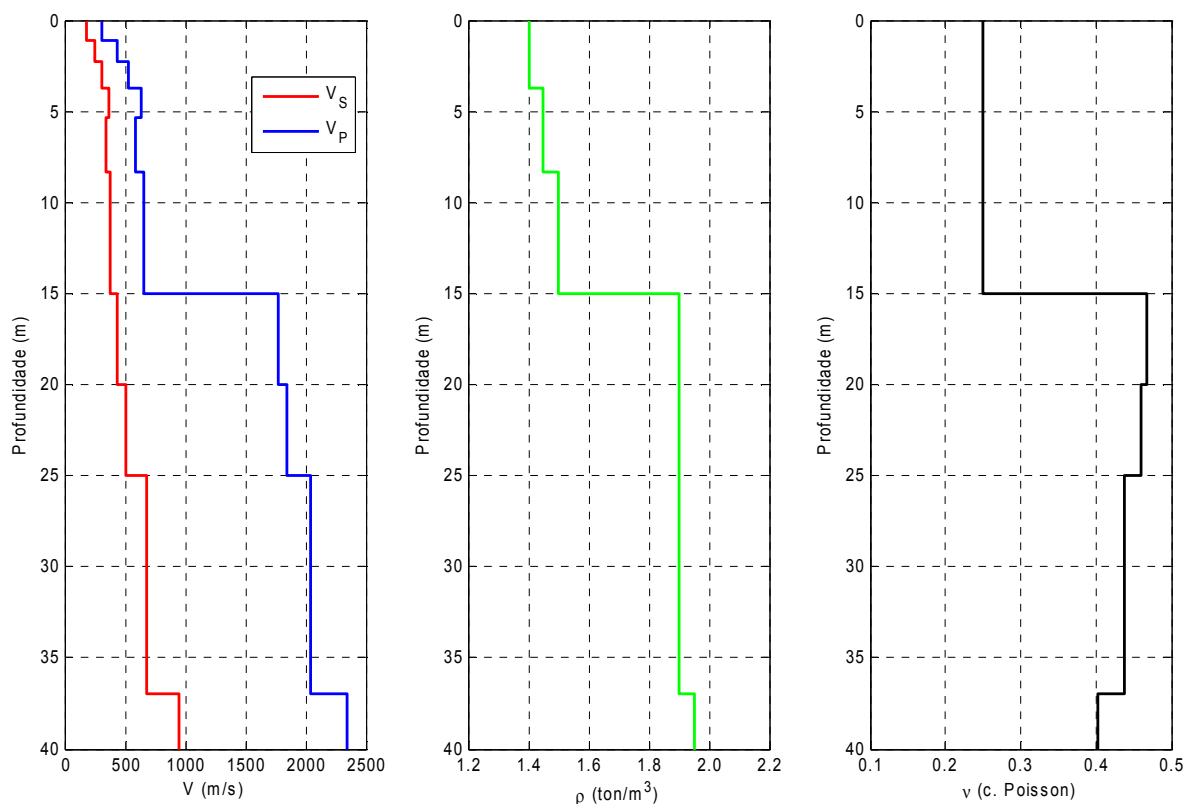


Figura 6.27 – Local SW5: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ), ajustado às curvas experimentais da Figura 6.26, no 2º ensaio de modelação (tomando  $\nu=0.25$ , acima do NF).

Tabela 6.5 – Local SW5: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.26, no 2º ensaio de modelação (tomando  $\nu=0.25$ , acima do NF). As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW5 – modelo ajustado no 2º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	1.1	1.1	1400	180	312	0.25
2	2.3	1.2	1400	250	433	0.25
3	3.7	1.4	1400	306	530	0.25
4	5.3	1.6	1450	363	629	0.25
5	8.3	3.0	1450	340	589	0.25
6	15.0	6.7	1500	380	658	0.25
7	20.0	5.0	1900	440	1778	0.47
8	25.0	5.0	1900	500	1845	0.46
9	37.0	12.0	1900	680	2045	0.44
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	1950	950	2345	0.40

Na Figura 6.28 ilustra-se com maior detalhe a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo obtido no 2º ensaio de modelação para o local SW5, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$ , obtida através das relações (5.6), a partir da curva experimental do MF médio (representada nas Figura 6.21-b) e Figura 6.26-b)). Comparando as Figura 6.28 e Figura 6.23 constata-se

uma maior concordância entre a curva empírica e o perfil vertical de  $V_S$  do modelo obtido no 2º ensaio, em relação ao do modelo obtido no 1º ensaio de modelação.

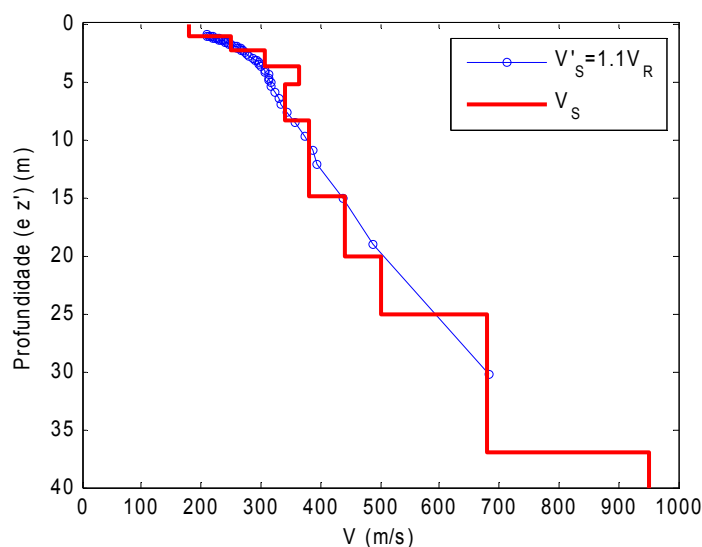


Figura 6.28 – Local SW5: distribuição vertical de  $V_S$  obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$  correspondente ao MF experimental médio.

Na Figura 6.29 são ilustradas, em sobreposição às curvas modais da Figura 6.26, as curvas das velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa. Estas velocidades efectivas médias foram calculadas do mesmo modo que as do 1º ensaio de modelação, sendo que agora apenas o modelo é (ligeiramente) diferente. Tal como na correspondente Figura 6.24 para o 1º ensaio de modelação, os círculos a verde representam a velocidade efectiva média, para o perfil longo ( $L=69\text{m}$ ), e os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média, para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ). Também aqui nesta Figura 6.29, especialmente para frequências acima de 50Hz, os círculos a verde quase não se distinguem, uma vez que coincidem com os círculos a rosa que são desenhados depois.

Comprova-se igualmente, tal como para o modelo do 1º ensaio, que para este modelo obtido no 2º ensaio, apesar da ligeira inversão do crescimento de  $V_S$  entre 5.3 e 8.3m de profundidade, as velocidades efectivas médias para os dispositivos utilizados na aquisição activa, são praticamente coincidentes com o modo fundamental do modelo, pelo menos para frequências superiores a cerca de 10Hz.

Naturalmente, comparando estas curvas da velocidade efectiva média com as curvas de dispersão experimentais representadas na Figura 6.26-a), verifica-se mais uma vez que, admitindo o modelo obtido no 2º ensaio para a estratificação do local, não prevaleceu o fenómeno da sobreposição modal na aquisição activa com os dispositivos utilizados, pelo menos para frequências superiores a cerca de 50Hz, uma vez que as curvas associadas aos máximos absolutos dos espectros soma, ou seja, associadas ao modo dominante de propagação, só coincidem (aproximadamente) com o modo fundamental do modelo, e, portanto, também com a velocidade efectiva média, até cerca de 50Hz. Para frequências

superiores, o modo dominante das curvas experimentais tem velocidade mais elevada que o modo fundamental do modelo ajustado, ocorrendo entre o 2º e o 3º modos de propagação deste modelo.

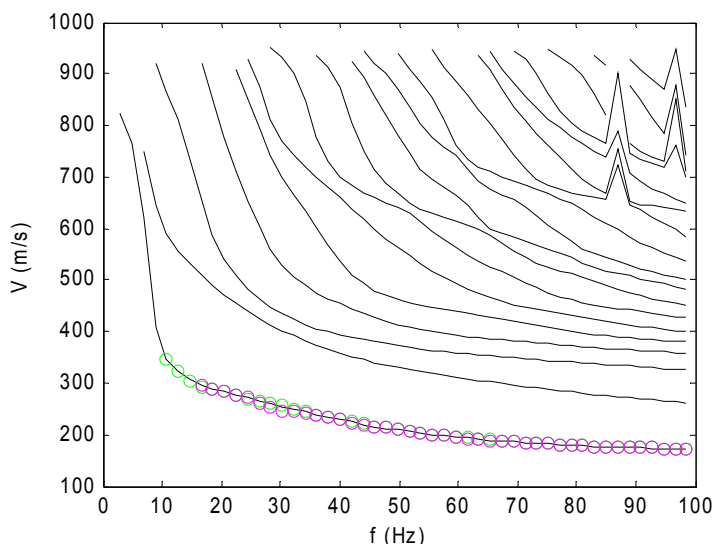


Figura 6.29 – Local SW5: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.

Em analogia com a Figura 6.25, a Figura 6.30 compara a distribuição vertical de  $V_S$  obtida com o MOS no local SW5, no 2º ensaio de modelação, com a distribuição de  $V_S$  obtida com os ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2, localizados em torno do ponto central SW5.

Verifica-se que este modelo, obtido no 2º ensaio de modelação, apresenta uma maior proximidade à distribuição de  $V_S$  obtida nos ensaios sísmicos entre furos, até cerca de 15m de profundidade, relativamente ao modelo do 1º ensaio (comparar com a Figura 6.25). No entanto, entre cerca de 15 e 30m de profundidade, este modelo final apresenta uma maior discrepância que o modelo inicial, em relação a distribuição de  $V_S$  obtida com os ensaios entre furos. De qualquer forma, ambos os perfis verticais de  $V_S$ , resultantes dos dois ensaios de modelação das curvas experimentais de dispersão obtidas com o MOS, são semelhantes, tendo várias características comuns, como, por exemplo, a espessura e a velocidade  $V_S$  da 1ª camada, bem como a profundidade e a velocidade  $V_S$  do semi-espaço (com valores praticamente iguais nos dois modelos).

A secção seguinte resume as diferenças e as semelhanças entre os dois modelos e analisa a influência dos parâmetros alterados.

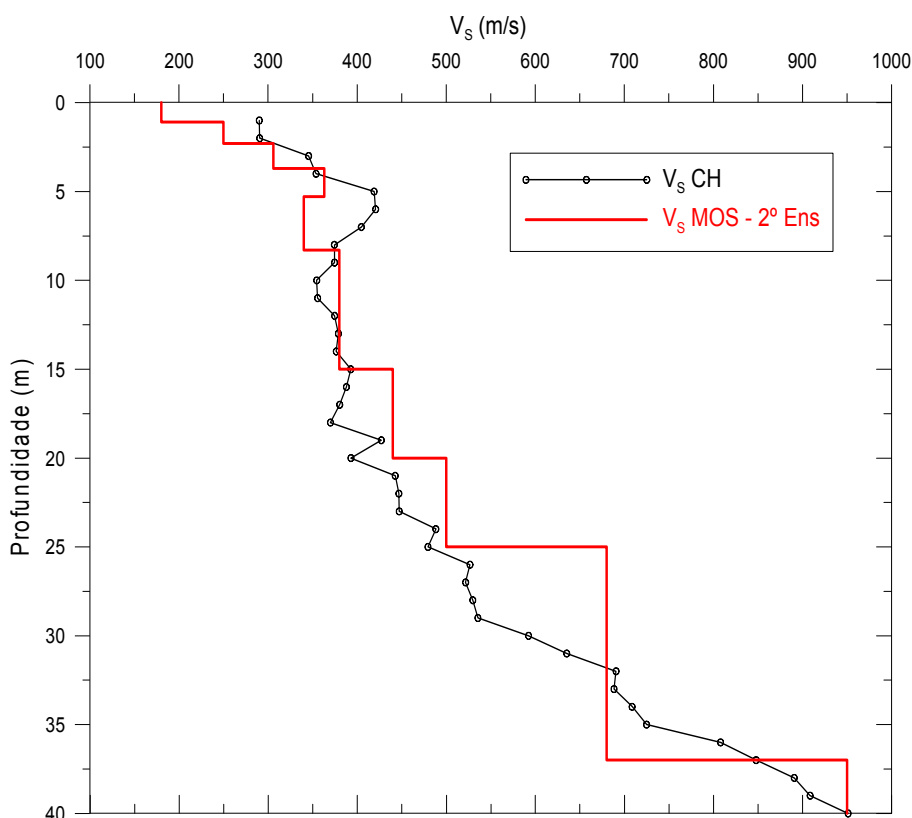


Figura 6.30 – Local SW5: comparação das distribuições de  $V_S$  obtidas no 2º ensaio de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de *crosshole*, na legenda gráfica).

### 6.5.1.3. Comparação de resultados dos dois ensaios de modelação

A Figura 6.31 compara graficamente os modelos obtidos, respectivamente, no 1º e no 2º ensaio de modelação dos dados do MOS, no local SW5. Como já foi descrito anteriormente, a principal diferença imposta no 2º ensaio, foi a consideração  $\nu=0.25$  em vez de  $\nu=0.33$ , durante a 2ª etapa da modelação, para as camadas acima do NF. No entanto, verificou-se que impondo apenas essa alteração ao modelo do 1º ensaio ocorria um desajuste entre as curvas experimentais e as curvas modais teóricas. Em consequência, o modelo sofreu alterações noutros parâmetros, além das velocidades  $V_S$  e  $V_P$ , nomeadamente na massa volúmica, e no número de camadas e suas espessuras, abaixo de 5.3m de profundidade, de modo a obter-se um ajuste equivalente ao do 1º ensaio.

Contudo, houve características importantes que se mantiveram praticamente inalteradas entre os modelos do 1º e do 2º ensaios, nomeadamente a espessura e a velocidade  $V_S$  da 1ª camada, bem como a profundidade e a velocidade  $V_S$  do semi-espaco (com valores praticamente iguais nos dois modelos). Também o número de camadas e as suas espessuras, até 5.3m de profundidade, mantiveram-se idênticos nos dois modelos, tal como se pode verificar, comparando as Tabela 6.4 e Tabela 6.5.

As alterações mais significativas, além do coeficiente de Poisson, foram a estrutura geométrica das camadas e as velocidades  $V_S$  e  $V_P$ , entre cerca de 5 e 27m de profundidade.

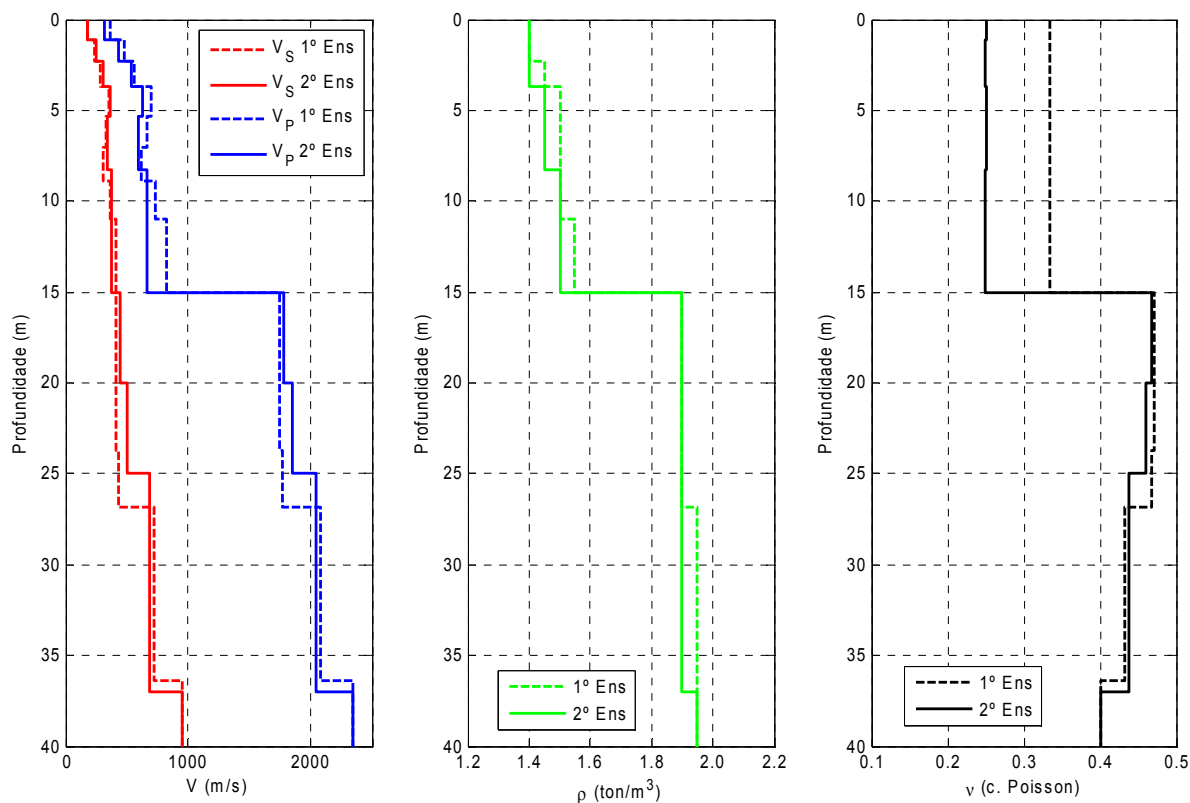


Figura 6.31 – Local SW5: comparação entre os modelos obtidos, respectivamente, no 1º e no 2º ensaios de modelação dos dados do MOS.

O facto destes dois modelos (relativamente) diferentes apresentarem ajustes semelhantes às curvas experimentais de dispersão, ou, pelo menos, à curva experimental do MF médio, evidencia bem a não unicidade da solução inerente ao Problema Inverso do MOS, que embora impossível de resolver completamente, pode ser mitigada, usando constrangimentos baseados na informação disponível sobre o local e sobre os materiais existentes em profundidade.

A Figura 6.32 mostra com maior detalhe as distribuições de  $V_S$  obtidas nos 1º e 2º ensaios de modelação dos dados do MOS, num gráfico onde é mais uma vez representada a distribuição de  $V_S$  obtida nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2. Tal como já foi referido anteriormente, confere-se que o modelo final, obtido no 2º ensaio de modelação apresenta uma menor discrepância relativamente à distribuição de  $V_S$  obtida nos ensaios sísmicos entre furos, até cerca de 15m de profundidade. Porém, entre cerca de 15 e 30m de profundidade, este modelo final apresenta um afastamento ligeiramente maior da curva “ $V_S$  CH” que o modelo inicial.

Atente-se todavia, que uma maior conformidade com a distribuição de  $V_S$  obtida com os ensaios sísmicos entre furos não significa necessariamente que o modelo final do MOS seja mais “realista” que o modelo inicial, uma vez que ambos os modelos se ajustam bem às curvas experimentais de dispersão. Deve antes ser encarado como um dos modelos possíveis que justifica os dados experimentais do MOS. Tanto mais que, embora o método sísmico entre furos seja, em princípio, mais preciso e tenha uma resolução constante em profundidade, apenas caracteriza os materiais existentes na secção entre furos com uma

extensão horizontal de cerca de 5m. Os modelos resultantes do MOS apesar de apresentarem maior incerteza e perderem resolução em profundidade, podem até representar e caracterizar melhor a estratificação “média” da zona sob os perfis de aquisição de dados, com muito maior extensão horizontal (neste caso, 69m considerando o perfil longo), que a secção entre furos.

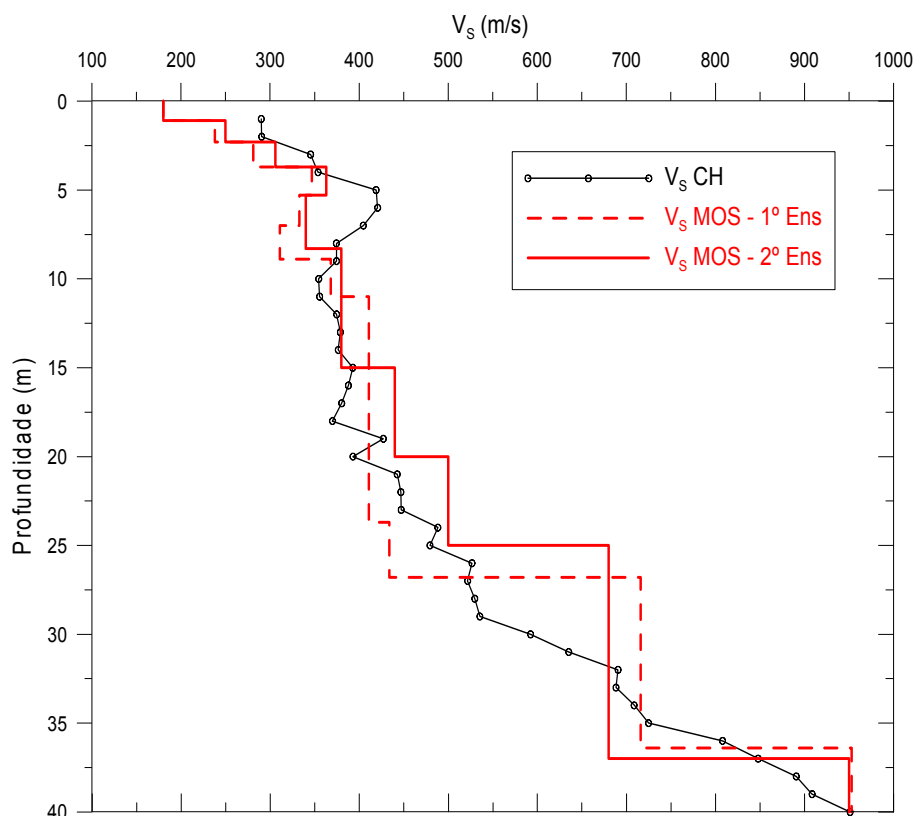


Figura 6.32 – Local SW5: comparação das distribuições de  $V_s$  obtidas nos 1º e 2º ensaios de modelação dos dados do MOS e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de *crosshole*, na legenda gráfica).

Na Figura 6.33 ilustram-se as distribuições verticais do coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) dos modelos obtidos com o MOS nos 1º e 2º ensaios de modelação, e a obtida nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2. Naturalmente observa-se uma maior concordância, em termos de valor médio, entre o modelo final do MOS, obtido no 2º ensaio, e a distribuição obtida com os ensaios sísmicos entre furos, até cerca de 15m de profundidade. De facto, neste 2º ensaio de modelação do MOS, para as camadas acima do NF, fixado a 15m de profundidade, o coeficiente de Poisson foi mantido fixo e igual à média dos valores obtidos nos ensaios entre furos até essa profundidade,  $\nu=0.25$ . Abaixo dessa profundidade observa-se uma elevada concordância entre as distribuições verticais de  $\nu$  obtidas com o MOS (para ambos os modelos, dos 1º e 2º ensaios) e a obtida com os ensaios sísmicos entre furos, o que, não só confirma a validade da profundidade do NF considerada na modelação do MOS neste local, como também valida a relação (5.12), entre  $V_s$  e  $V_p$ , usada na modelação dos dados do MOS, pelo menos, para este caso concreto.

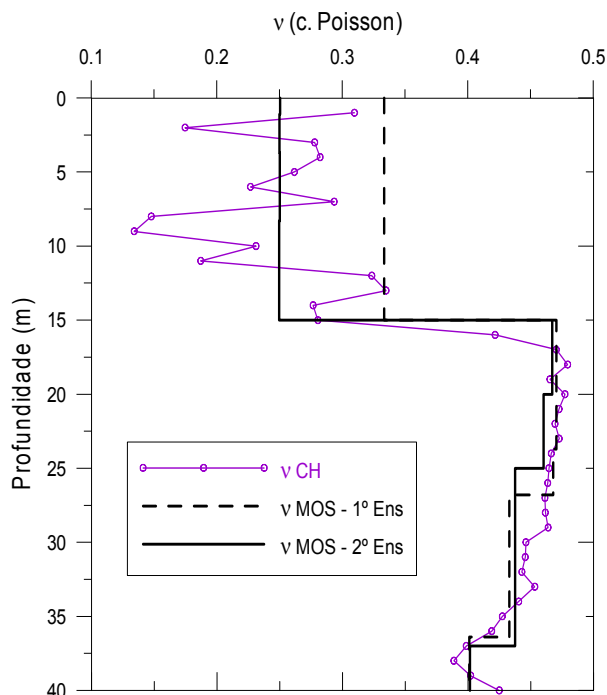


Figura 6.33 – Local SW5: comparação das distribuições de  $\nu$  (coeficiente de Poisson) obtidas nos 1º e 2º ensaios de modelação dos dados do MOS, e nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de *crosshole*, na legenda gráfica).

#### 6.5.1.4. Sensibilidade à profundidade e à $V_S$ do semi-espço

A partir do modelo determinado no 2º ensaio de modelação das curvas de dispersão experimentais obtidas no local SW5, apresentam-se aqui os resultados de alguns testes efectuados à sensibilidade das curvas modais, ajustadas às curvas experimentais, à profundidade e à velocidade  $V_S$  atribuída ao semi-espço do modelo.

Uma análise completa da sensibilidade ou da resolução dos parâmetros do modelo ajustado, só é possível através do cálculo das derivadas das velocidades modais, teóricas e experimentais, em relação aos vários parâmetros do modelo (e.g. [Liang et al. 2008] e [Cercato 2009]). Apesar destes cálculos não terem sido implementados neste trabalho, foi possível testar vários valores da profundidade e de  $V_S$  do semi-espço e avaliar as variações das respectivas curvas modais e dos erros ‘rmse’, em relação ao modelo ajustado no 2º ensaio, escolhido como a “melhor estimativa”.

Na Figura 6.34 são ilustrados diversos perfis verticais de  $V_S$ : o perfil A corresponde ao modelo obtido no 2º ensaio de modelação (ver Tabela 6.5, Figura 6.27 e Figura 6.28), e os restantes perfis correspondem aos modelos onde se impuseram diferentes valores de  $V_S$  ou da profundidade do semi-espço.

No Figura 6.34-a) são representados, além do modelo A, os modelos A1, A2 e A3 onde se impôs uma diferente velocidade  $V_S$  no semi-espço. Nestes modelos A1 a A3, os parâmetros  $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e espessuras das camadas acima do semi-espço têm os mesmos valores que no modelo A. Apenas a velocidade  $V_S$ , e, conseqüentemente a velocidade  $V_P$



(calculada pela expressão (5.12)), do semi-espço, tomam valores diferentes dos do modelo A. Nomeadamente tem-se para o semi-espço do modelo A1,  $V_S=680\text{m/s}$ , que é igual à velocidade da camada subjacente (camada 9); para o modelo A2,  $V_S=800\text{m/s}$ ; e para o modelo A3,  $V_S=1100\text{m/s}$ . A massa volúmica do semi-espço foi mantida com o valor do modelo A, em todos os outros modelos.

Na Figura 6.34-b) são representados, além do modelo A, os modelos A4, A5 e A6 onde se definiram diferentes profundidades para o semi-espço, através de alterações da espessura da camada imediatamente subjacente, ou seja, da camada 9. Nestes modelos A4 a A6, os parâmetros  $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  de todas as camadas, incluindo do semi-espço têm os mesmos valores que no modelo A. Saliente-se contudo que no modelo A4 a camada 9 do modelo A foi eliminada. Assim, no modelo A4, as primeiras 8 camadas têm os mesmos parâmetros que no modelo A, e tendo-se eliminado a camada 9 do modelo A, o semi-espço passa a ocorrer a 25m de profundidade, com os mesmos valores de  $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  do semi-espço do modelo A. Os modelos A5 e A6 são em tudo análogos ao modelo A, com a única diferença na espessura da camada 9, que no modelo A5 é de apenas 5m, implicando que o semi-espço ocorra a 30m de profundidade, e no modelo A6, passa a ser de 17m, o que significa que, neste caso, o semi-espço é definido a 42m de profundidade.

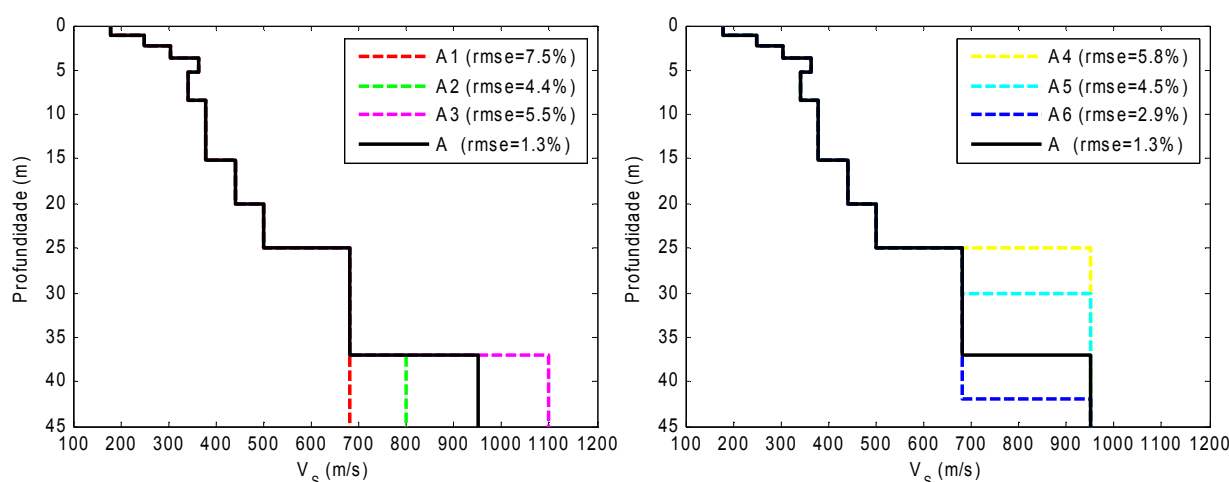


Figura 6.34 – Local SW5 – modelos para avaliar a sensibilidade das curvas modais do modelo A (2º ensaio de modelação): a) variando a  $V_S$  do semi-espço; b) variando a profundidade do semi-espço.

Nos gráficos da Figura 6.34 são igualmente indicados, para cada modelo, os valores relativos (percentuais) dos erros 'rmse' obtidos entre a curva do MF teórico, de cada modelo, e a curva do MF experimental, considerando apenas os pontos comuns às duas curvas. Os valores relativos foram calculados em relação à velocidade média do MF experimental, que neste caso é de cerca de 260m/s.

As Figura 6.35 e Figura 6.36 ilustram as curvas modais dos modelos A1 a A3, e A4 a A6, respectivamente, juntamente com as curvas de dispersão experimentais, nos gráficos da esquerda, e juntamente com o MF experimental (médio), em relação ao qual foram calculados os erros 'rmse', nos gráficos da direita.

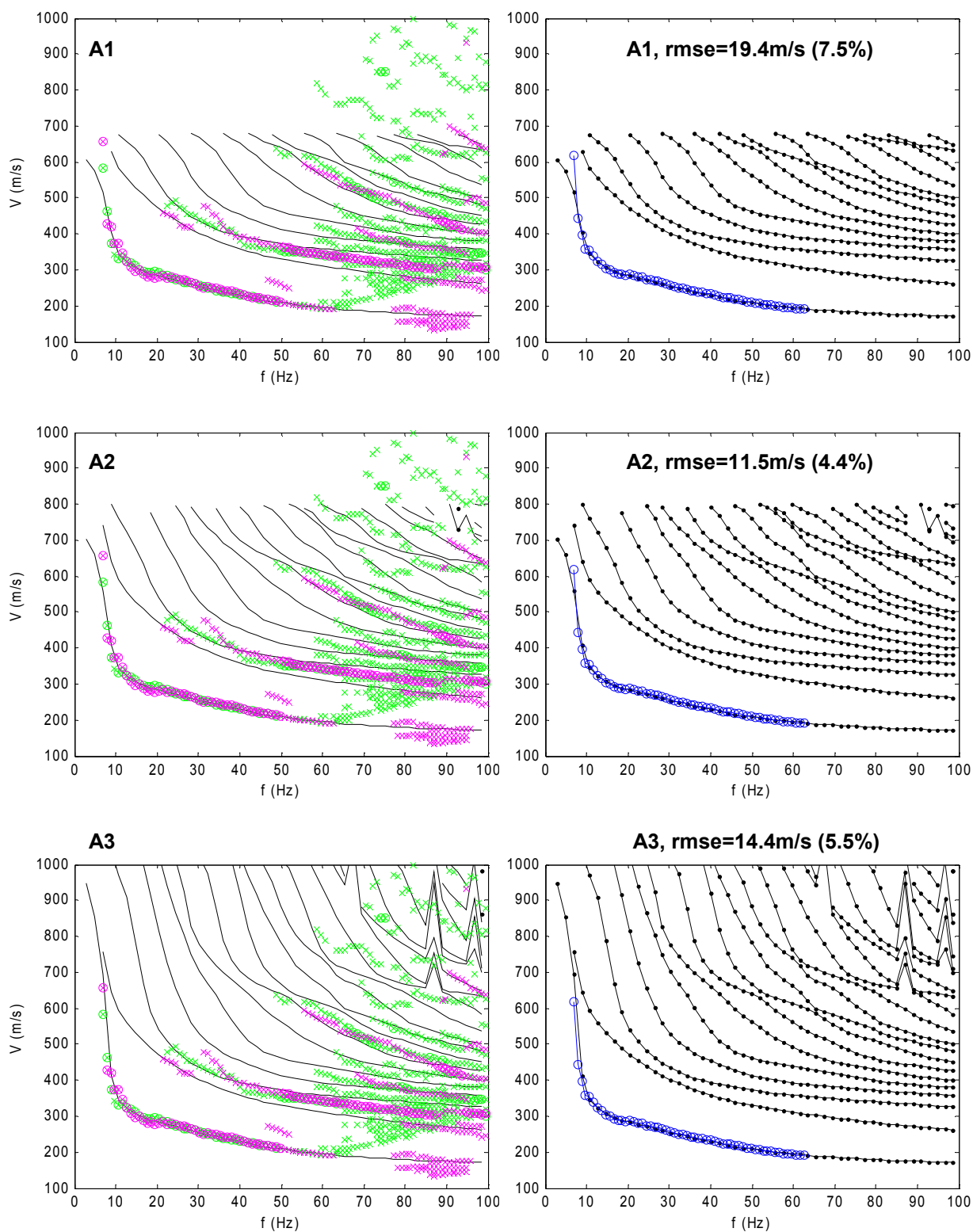


Figura 6.35 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais e curvas modais teóricas (linhas a preto) dos modelos A1, A2 e A3 (de cima para baixo).

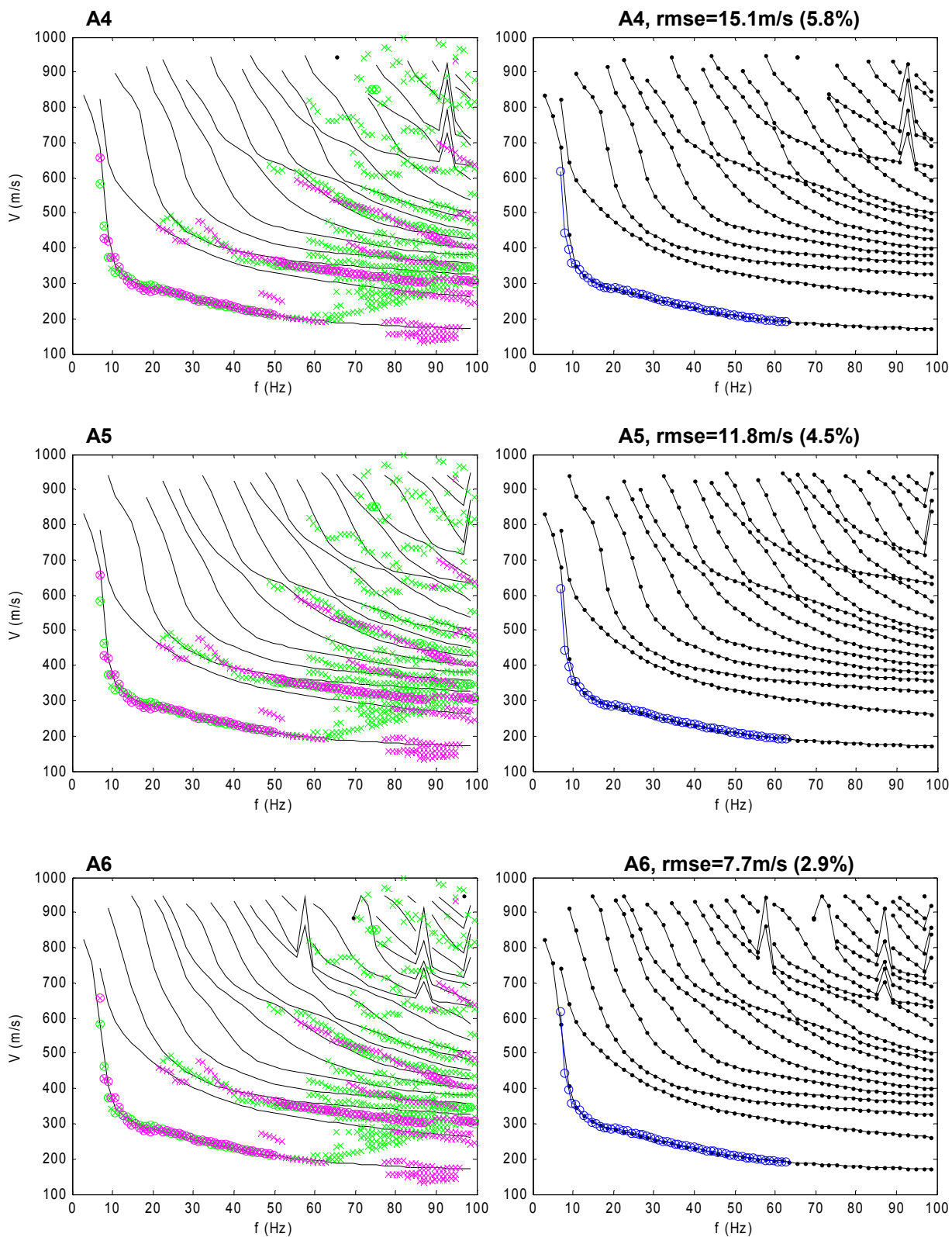


Figura 6.36 – Local SW5: curvas de dispersão experimentais e curvas modais teóricas (linhas a preto) dos modelos A4, A5 e A6 (de cima para baixo).

Da comparação destas figuras com a Figura 6.26 correspondente ao modelo A, constata-se que as curvas modais são relativamente sensíveis à variação de  $V_S$  e à variação da profundidade do semi-espaço, especialmente nas baixas frequências. Nomeadamente, o MF (teórico) para os vários modelos A1 a A6, apenas varia, em relação ao MF do modelo A, para frequências inferiores a 10Hz.

No entanto, apesar das alterações do MF ocorrerem apenas para frequências inferiores a cerca de 10Hz, banda na qual o MF experimental tem poucos pontos (baixa definição), as respectivas variações da velocidade de fase são relativamente elevadas e, como tal, os erros 'rmse' calculados entre o MF experimental e os MF dos vários modelos, apresentam também variações relativamente elevadas.

Verifica-se que o modelo A, é entre todos os testados, o que apresenta menor erro 'rmse' (3.4m/s, ou 1.3% em valor relativo), relativamente ao MF experimental. Contudo, se tivéssemos em conta as elevadas "incertezas" calculadas para as curvas de dispersão que deram origem ao MF experimental (médio) aqui considerado, representadas na Figura 6.19, particularmente para frequências inferiores a cerca de 18Hz, poderíamos certamente considerar qualquer um dos modelos A1 a A6 como modelos aceitáveis que justificam os dados experimentais, dentro da margem do erro experimental.

### 6.5.2. Local SW1 (zona A)

Sobre o alinhamento do perfil PA (de refração sísmica) foram efectuadas, em Fevereiro de 2008, aquisições activas de dados do MOS com diferentes perfis de geofones, centrados em distintos pontos médios.

Um destes perfis foi centrado no ponto SW1 (ver Figura 6.4 e Figura 6.5), tendo um comprimento total de  $L=46m$  uma vez que foram utilizados 24 geofones (de 4.5Hz) equiespaçados de 2m. Neste perfil foram utilizadas duas fontes sísmicas activadas a várias distâncias e posições relativas ao perfil de geofones, conforme consta da Tabela 6.6.

Neste perfil/local SW1 não se efectuou aquisição passiva de dados do MOS.

A Figura 6.37-a) ilustra as curvas experimentais de dispersão obtidas a partir do espectro soma de todos os registos efectuados com o (único) perfil de geofones centrado em SW1, que apresentam características claramente multi-modais. Na Figura 6.37-b) representam-se as "incertezas" das velocidades associadas aos máximos absolutos (modo dominante) do espectro soma para cada frequência. As curvas de dispersão e as referidas "incertezas" foram determinadas pelos procedimentos expostos na secção 4.4.1, tal como foi realizado para os dados do local SW5 e para os dados dos restantes locais ensaiados.

Tabela 6.6 – Local SW1: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

Local SW1 – Aquisição activa em perfil de geofones centrado no ponto SW1	
Perfil de 24 geofones espaçados de 2m (L=46m)	
Posições da fonte marreta	2m E (8 impactos/registos) 4m E (8 impactos/registos) 2m W (8 impactos/registos) 4m W (8 impactos/registos) 10m W (8 impactos/registos)
Total de registos sísmicos com marreta	40
Posições da fonte explosiva	2m E (1 detonação/registo) 4m E (1 detonação/registo) 2m W (1 detonação/registo) 4m W (1 detonação/registo) 10m W (1 detonação/registo)
Total de registos sísmicos com explosivo	5
Total de registos sísmicos para o perfil de geofones	45

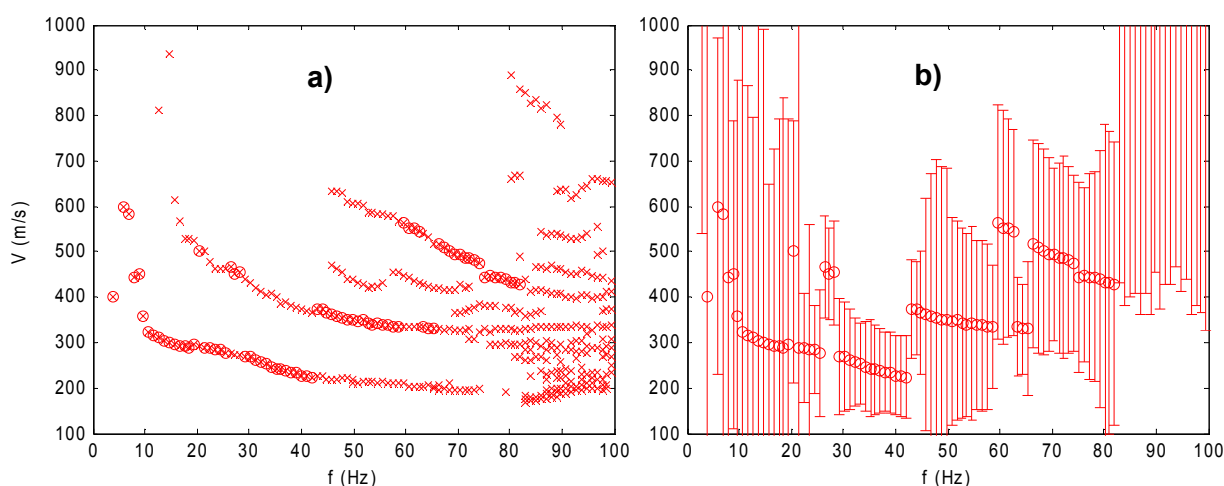


Figura 6.37 – Local SW1: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o (único) perfil de geofones equiespaçados de 2m centrado em SW1; b) “incerteza” da curva de dispersão de a) associada aos máximos absolutos do espectro soma (representados pelos círculos).

A curva de dispersão dos máximos absolutos do espectro soma (representada pelos círculos), apresenta várias discontinuidades, sendo as mais expressivas as que ocorrem a cerca de 43Hz e de 60Hz. Até cerca de 43Hz, esta curva corresponde, de um modo geral, à curva experimental de menor velocidade, supostamente correspondente ao MF experimental de propagação da ondas de Rayleigh, tendo, ainda assim, discontinuidades relativamente pontuais a cerca de 20Hz e entre 26 e 28Hz, onde “salta” para um aparente 2º modo de propagação, com maior velocidade que o MF. A partir de 43Hz e até cerca de 60Hz, a curva dos máximos absolutos passa a seguir o aparente 2º modo de propagação, e a partir de 60Hz, ocorre nova transição dos máximos absolutos ou modos dominantes, para aparente(s) modo(s) de propagação de ordem superior, com velocidade mais elevada que o suposto 2º modo.

Mais uma vez as “incertezas” associadas aos máximos absolutos (Figura 6.37-b) são muito elevadas, neste caso, praticamente em todo o espectro de frequências analisadas, provavelmente devido às várias transições entre modos de propagação e devido às diferentes contribuições das fontes sísmicas (e suas posições) para a definição destes vários modos de propagação (ver Figura 3.12 na secção 3.5).

Completando a curva de dispersão dos máximos absolutos com os máximos locais do espectro soma que melhor se entrosam com o aparente modo de menor velocidade, definiu-se a curva experimental do MF entre cerca de 6 e 74Hz (ver Figura 6.38-b), que foi usada no processo de modelação (inversão). A modelação das curvas experimentais foi realizada de modo análogo ao do 2º ensaio de modelação para o local SW5 (considerando  $v=0.25$  acima do NF) e de acordo com as etapas descritas na secção 5.3.

A Figura 6.38-a) exhibe, em conjunto com as curvas experimentais da Figura 6.37, as curvas modais (teóricas) – linhas contínuas a preto – do modelo ajustado. Na Figura 6.38-b) estas curvas modais (a preto) são representadas em conjunto com a curva experimental do MF (a azul). O modelo ajustado, ao qual correspondem estas curvas modais teóricas, é ilustrado graficamente na Figura 6.39 e numericamente na Tabela 6.7.

A raiz do erro quadrático médio, ‘rmse’, entre a curva experimental do MF e a curva do MF teórico do modelo, considerando apenas os pontos comuns às duas curvas (ver Figura 6.38-b) foi de  $rmse=7.4m/s$ , o que, calculando o seu valor relativo à velocidade média da curva experimental do MF, de cerca de  $255m/s$ , se traduz num valor percentual de cerca de 3% desta velocidade.

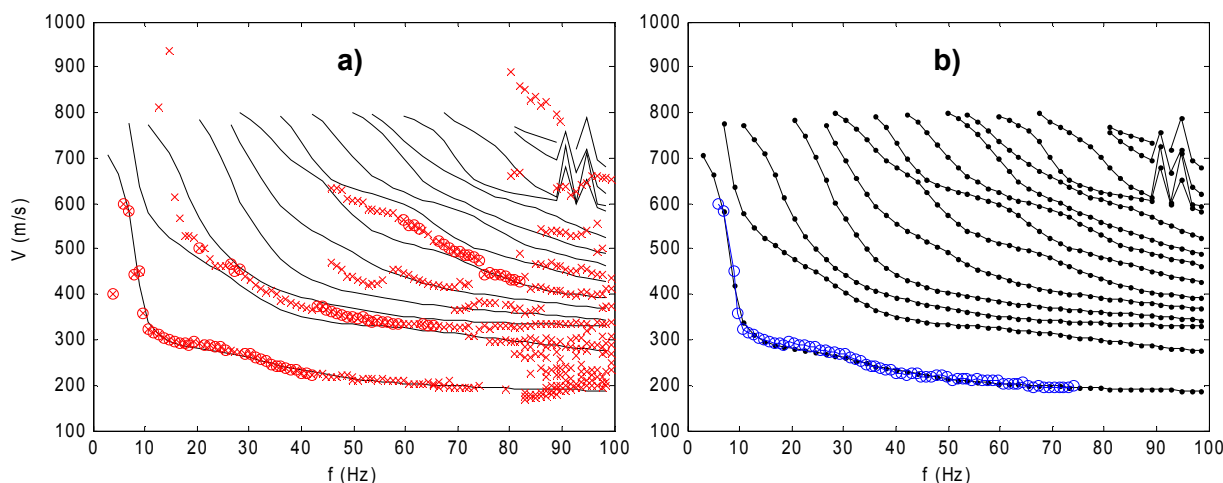


Figura 6.38 – Local SW1: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.7); b) curva experimental do MF (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

No modelo ajustado o NF encontra-se a 15.7m de profundidade e tem-se  $v=0.25$  nas camadas acima do NF. Abaixo do NF as velocidades  $V_P$  das camadas do modelo seguem a relação (5.12). Este modelo tem 9 camadas, correspondendo a última ao semi-espaço, e as primeiras 6 encontram-se acima do nível freático. Saliente-se a inversão de velocidade na

camada 5 deste modelo, relativamente mais pronunciada do que a inversão na camada 5 do modelo do 2º ensaio, obtido no local SW5, tanto em espessura, como no contraste de  $V_S$  entre esta camada e as camadas inferior e superior (comparar as Tabela 6.5 e Tabela 6.7).

Tabela 6.7 – Local SW1: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.38. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW1 – modelo ajustado						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	1.1	1.1	1400	198	343	0.25
2	2.3	1.2	1400	239	414	0.25
3	3.7	1.4	1400	300	520	0.25
4	5.7	2.0	1450	400	693	0.25
5	10.7	5.0	1450	315	545	0.25
6	15.7	5.0	1500	400	693	0.25
7	20.7	5.0	1900	500	1845	0.46
8	28.7	8.0	1900	600	1956	0.45
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	1950	800	2178	0.42

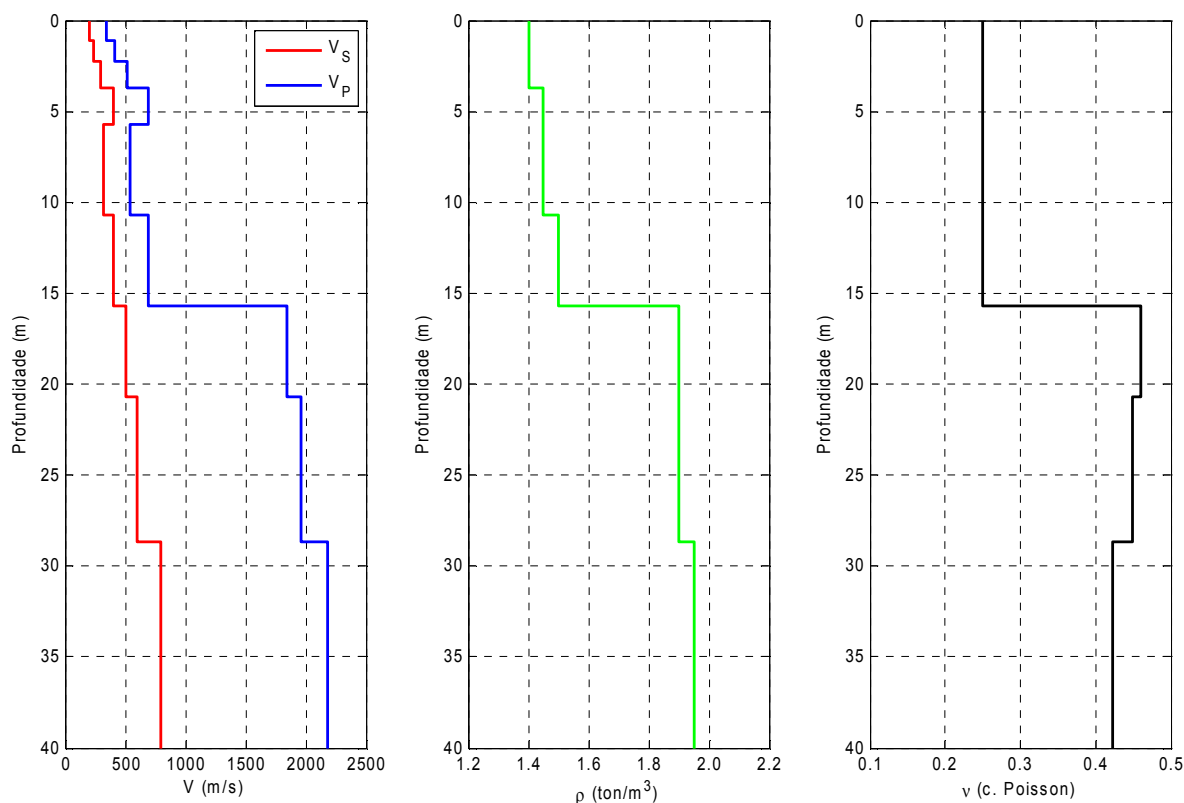


Figura 6.39 – Local SW1: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.38.

Na Figura 6.40 representa-se com maior pormenor a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$ , calculada, tal como no local SW5 e nos restantes locais de aplicação do MOS, através das relações (5.6).

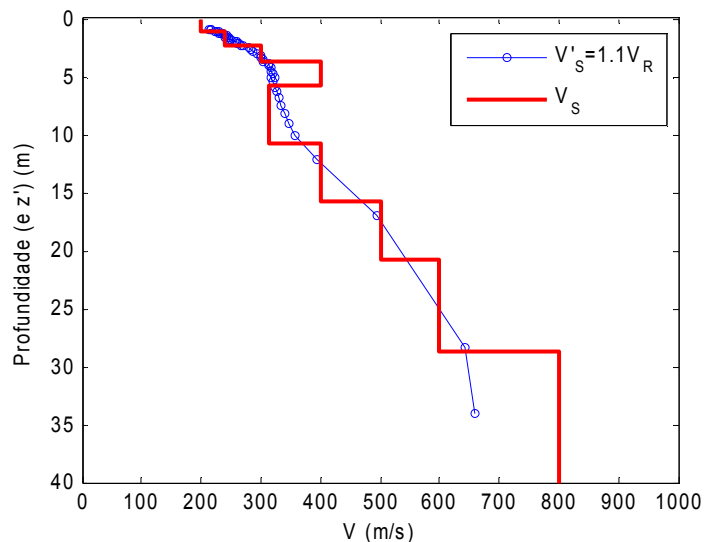


Figura 6.40 – Local SW1: distribuição vertical de  $V_s$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_s-z'$  correspondente ao MF experimental.

Na Figura 6.41 mostra-se, em sobreposição às curvas modais da Figura 6.38, a curva da velocidade efectiva média, resultante da sobreposição modal, para o modelo ajustado às curvas experimentais (Tabela 6.7) e para o perfil multi-receptor utilizado na aquisição activa no local SW1, com 24 geofones equiespaçados de 2m e com comprimento total  $L=46m$ . Esta velocidade efectiva média foi calculada de forma análoga à realizada para os perfis do local SW5, bem como para os restantes locais ensaiados, utilizando o programa S\_K com selecção dos modos em sobreposição através dos seus cdo (ver secções 5.2.4 e 5.3.3). Apenas as três distâncias da fonte sísmica ao perfil de geofones (2, 4 e 10m, ver Tabela 6.6) foram tidas em conta para o cálculo desta velocidade efectiva média, independente da orientação relativa da fonte ao perfil e do tipo de fonte sísmica.

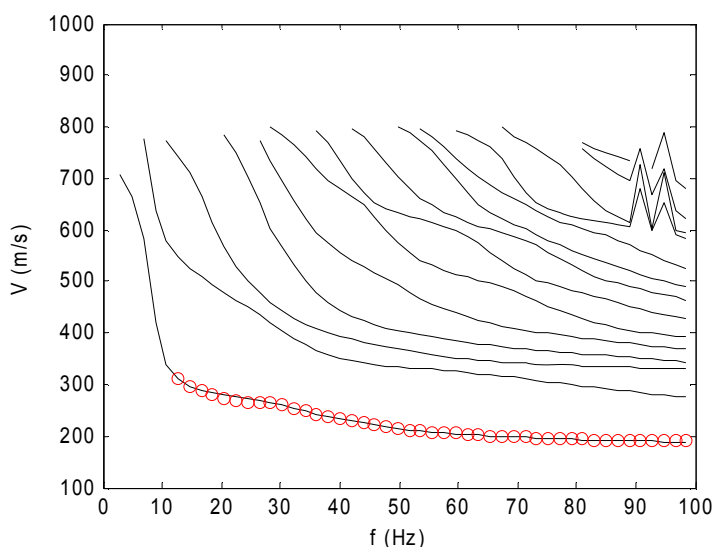


Figura 6.41 – Local SW1: curva da velocidade efectiva média – círculos a vermelho, para o modelo ajustado às curvas experimentais e para o perfil de geofones usado na aquisição activa ( $L=46m$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.



Verifica-se que apesar da inversão do crescimento de  $V_S$  no modelo ajustado, entre 5.7 e 10.7m de profundidade, a velocidade efectiva média, para o perfil de geofones utilizado neste local, e considerando as três posições da fonte sísmica activa (em equivalência à soma no domínio f-k, das contribuições destes vários dispositivos geométricos de aquisição activa de dados), é praticamente coincidente com a velocidade do MF teórico do modelo, pelo menos, para frequências superiores a cerca de 10Hz.

Comparando esta curva da velocidade efectiva média com as curvas de dispersão experimental representadas na Figura 6.38-a), evidencia-se que, aparentemente, mais uma vez predominou o fenómeno da separação modal e não o da sobreposição modal, na aquisição activa de dados experimentais do MOS, pelo menos para frequências superiores a cerca de 43Hz. Na Figura 6.38-a) salienta-se aliás o enquadramento do aparente 2º modo de propagação dominante das curvas experimentais, entre o 2º e o 3º modos de propagação teóricos do modelo ajustado, e ainda a aproximação do aparente 3º modo dominante experimental aos 6º e 7º modos teóricos do modelo.

### 6.5.3. Local SWPA (zona A)

Tal como já foi referido no início da secção anterior, foi igualmente realizada aquisição activa de dados do MOS centrada no ponto SWPA sobre o alinhamento PA (ver Figura 6.4 e Figura 6.5). Nesta aquisição utilizou-se um perfil com 48 geofones de 14Hz (utilizados na refração sísmica) em vez dos geofones habitualmente usados no MOS, com 4.5Hz de frequência própria. Os geofones foram equiespaçados de 2m, perfazendo um perfil de comprimento  $L=94m$ . Neste perfil, os 24 geofones a leste do ponto central SWPA foram localizados nas mesmas posições, sobre o alinhamento PA, dos 24 geofones do perfil anterior SW1 (centrado em SW1). O ponto SWPA dista assim cerca de 24m para oeste do ponto SW1. Note-se ainda que este perfil de aquisição do MOS, com 94m de comprimento, centrado em SWPA é colinear e aproximadamente coincidente com o perfil de refração PA, com uma extensão de 96m.

Neste perfil/local SWPA não se efectuou aquisição passiva de dados do MOS.

Neste local e com o único perfil de geofones descrito, a aquisição activa de dados do MOS foi efectuada apenas com a fonte sísmica explosiva activada a 2m de cada extremo do perfil de geofones. Foram então efectuados apenas 2 registos sísmicos, um para cada posição da fonte: 2m a oeste do perfil e 2m a leste do perfil, conforme consta da Tabela 6.8.

Havendo, neste caso, somente dois registos sísmicos o processamento com o programa f\_k resumiu-se na análise preliminar dos espectros de cada um dos registos sísmicos e das respectivas curvas de dispersão. Verificada a semelhança destas curvas, que traduz a suficiente homogeneidade lateral da estratificação no local do ensaio, os espectros dos dois registos sísmicos foram somados no domínio f-k tendo-se extraído as curvas de dispersão experimentais deste espectro soma. Estas curvas experimentais são ilustradas na Figura 6.42-a) onde se observa uma dispersão marcadamente multimodal. Na Figura 6.42-b)

representam-se as “incertezas” das velocidades associadas aos máximos absolutos (modo dominante) do espectro soma para cada frequência. Salientem-se as “baixas incertezas” da curva experimental dos máximos absolutos, na banda entre cerca de 7 e 20Hz, relativamente às “incertezas” obtidas, de um modo geral, nos locais SW1 e SW5. Este resultado está certamente relacionado com o facto de na aquisição de dados neste local SWPA apenas se ter usado uma única fonte sísmica e uma única distância da fonte ao perfil de geofones (2m), ainda que activada nos dois extremos opostos do perfil de geofones.

Tabela 6.8 – Local SWPA: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

	<b>Local SWPA – Aquisição activa em perfil de geofones centrado no ponto SWPA</b>
	<b>Perfil de 48 geofones espaçados de 2m (L=94m)</b>
<b>Posições da fonte explosiva</b>	2m E (1 detonação/registo) 2m W (1 detonação/registo)
<b>Total de registos sísmicos para o perfil de geofones</b>	<b>2</b>

A curva de dispersão dos máximos absolutos do espectro soma (representada pelos círculos), apresenta várias discontinuidades, sendo as mais expressivas as que ocorrem a cerca de 23Hz e a cerca de 48Hz, para aparentes modos de propagação com velocidade superior ao suposto MF.

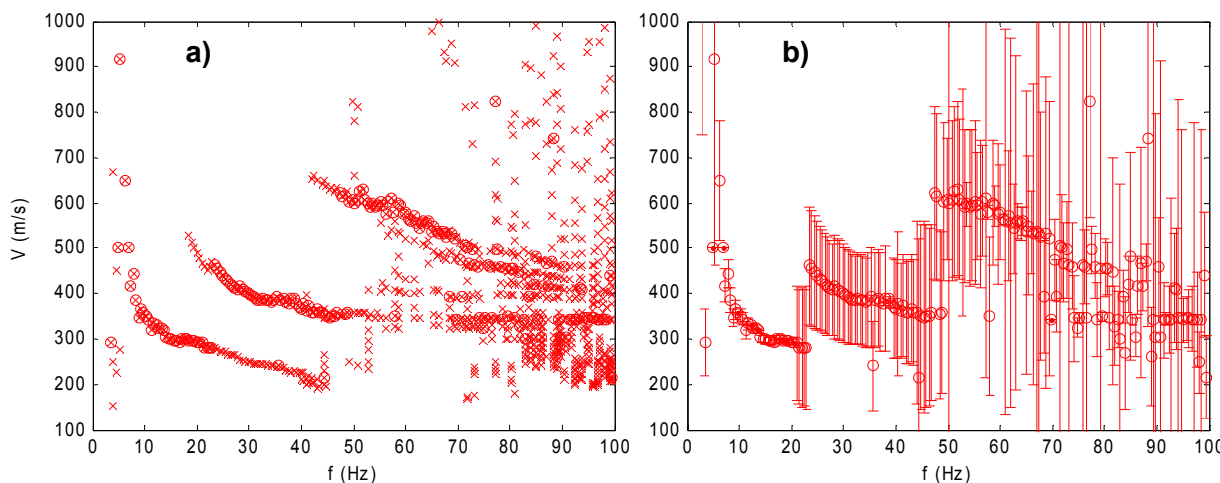


Figura 6.42 – Local SWPA: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o (único) perfil de geofones equiespaçados de 2m centrado em SWPA; b) “incerteza” da curva de dispersão de a) associada aos máximos absolutos do espectro soma (representados pelos círculos).

Devido ao maior comprimento do perfil de geofones utilizado neste local (L=94m), optou-se por não truncar os registos sísmicos originais (com cerca de 2s de duração temporal), no processamento com o programa f\_k. Em consequência, as resultantes curvas de dispersão experimentais na Figura 6.42 têm o dobro dos pontos de discretização em frequência em relação às curvas experimentais obtidas nos outros locais aqui apresentados (SW1, SW2, SW3, SW4 e SW5), nos quais os registos originais tiveram uma duração de cerca de

metade dos registos no local SWPA ou tiveram duração igual, mas foram truncados, (ver secção 4.3.2).

Constata-se ainda a partir das curvas de dispersão experimentais da Figura 6.42, que a utilização dos geofones de 14Hz não inviabilizou a detecção de baixas frequências, inferiores à frequência própria destes geofones, tal como já foi evidenciado na secção 3.5. Pelo contrário, mesmo desprezando os pontos das curvas de dispersão para frequências inferiores a 5Hz, dado que aparentam corresponder claramente a erros ou espúrias dos dados e/ou do próprio processamento no domínio transformado, os dados para frequências entre cerca de 5 e 14Hz apresentam coerência e continuidade características de um modo de propagação das ondas de Rayleigh, neste caso, do suposto MF. Este limite inferior da frequência a partir da qual se obtém uma curva de dispersão coerente com o provável MF, é neste caso da mesma ordem ou até inferior aos limites inferiores da frequência obtidos nos restantes locais de aplicação do MOS, pelo menos, considerando exclusivamente os dados de aquisições activas. No entanto, neste caso da aquisição activa de dados no local SWPA, o perfil de geofones foi mais longo ( $L=94\text{m}$ ) do que os perfis utilizados nos outros locais, o que pode ter contribuído para a detecção e registo de maiores cdo, e, como tal, de um maior conteúdo de baixas frequências.

Desprezando então os pontos dos máximos absolutos para frequências inferiores a 5Hz, e utilizando alguns pontos dos máximos locais do espectro soma que se entrosam com o aparente modo de menor velocidade, foi possível definir a curva experimental do MF entre cerca de 5 e 48Hz (representada a azul na Figura 6.43-b), que foi usada na 1ª etapa do processo de modelação. A modelação das curvas experimentais foi realizada de modo análogo aos dos outros casos já apresentados. Saliente-se que o modelo obtido por inversão com o programa SI na 1ª etapa da modelação, se mostrou pouco verosímil, apresentando elevados contrastes de  $V_s$  e marcadas inversões da velocidade abaixo de cerca de 15m de profundidade. Neste caso, a 2ª etapa da modelação com o programa S\_K foi fundamental para a obtenção de um modelo final mais realista e fisicamente mais plausível.

A Figura 6.43-a) exhibe, em conjunto com as curvas experimentais da Figura 6.42-a), as curvas modais (teóricas) – linhas contínuas a preto – do modelo ajustado na 2ª etapa da modelação. Na Figura 6.43-b) a estas curvas modais (a preto) foi sobreposta a curva experimental do MF (a azul). O modelo ajustado, ao qual correspondem estas curvas modais teóricas, é ilustrado graficamente na Figura 6.44 e numericamente na Tabela 6.9.

O erro 'rmse' entre a curva experimental do MF e a curva do MF teórico do modelo, considerando todos os pontos comuns às duas curvas foi de  $\text{rmse}=22.0\text{m/s}$ , traduzindo um valor relativo de cerca de 7.5% da velocidade média da curva experimental do MF, que é, neste caso, 293m/s. No entanto facilmente se verifica pela observação dos gráficos da Figura 6.43, que este valor de 'rmse' tem uma elevada contribuição do 1º ponto da curva do MF experimental, para  $f=5.4\text{Hz}$ . Na realidade, este ponto experimental, parece corresponder ao 2º modo teórico de propagação do modelo ajustado e não ao MF teórico, com o qual é comparado no cálculo do erro 'rmse'. Se se excluir este ponto da curva do MF experimental,

do cálculo do 'rmse', vem que  $rmse=11.5\text{m/s}$ , correspondendo apenas a cerca de 4% da velocidade média do MF experimental, que, desprezando o referido ponto, é  $285\text{m/s}$ .

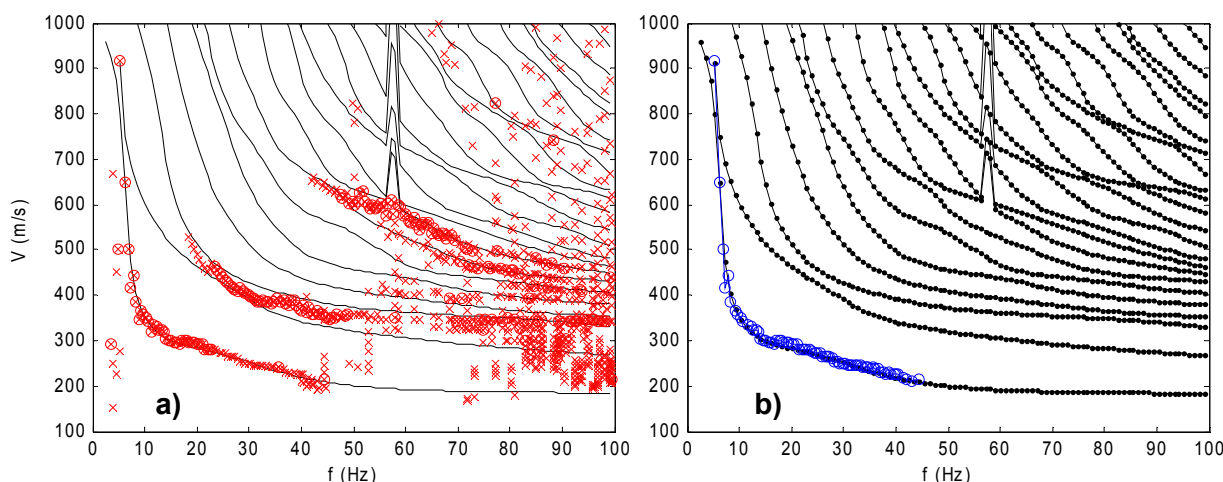


Figura 6.43 – Local SWPA: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.9); b) curva experimental do MF (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

No modelo ajustado aos dados experimentais deste local,  $NF=15.8\text{m}$  e  $\nu=0.25$  nas camadas acima do NF. Abaixo do NF as velocidades  $V_P$  das camadas do modelo seguem a relação (5.12). Este modelo tem 10 camadas, correspondendo a última ao semi-espaço, e as primeiras 5 encontram-se acima do nível freático. Note-se a ligeira inversão de velocidade na camada 4 deste modelo, que ocorre entre 6.5 e 10.0m de profundidade e, portanto, com 3.5m de espessura, sendo menos pronunciada quer em espessura, quer no contraste de velocidade com as camadas acima e abaixo, do que a inversão que ocorre no modelo do local SW1, sensivelmente à mesma profundidade (comparar as Tabela 6.7 e Tabela 6.9).

Tabela 6.9 – Local SWPA: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.43. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SWPA – modelo ajustado						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	2.0	2.0	1400	200	346	0.25
2	4.0	2.0	1450	300	520	0.25
3	6.5	2.5	1450	380	658	0.25
4	10.0	3.5	1450	330	571	0.25
5	15.8	5.8	1500	400	693	0.25
6	24.3	8.5	1900	440	1778	0.47
7	34.3	10.0	2000	570	1923	0.45
8	44.3	10.0	2050	800	2178	0.42
9	57.3	13.0	2050	950	2345	0.40
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	2200	1100	2511	0.38

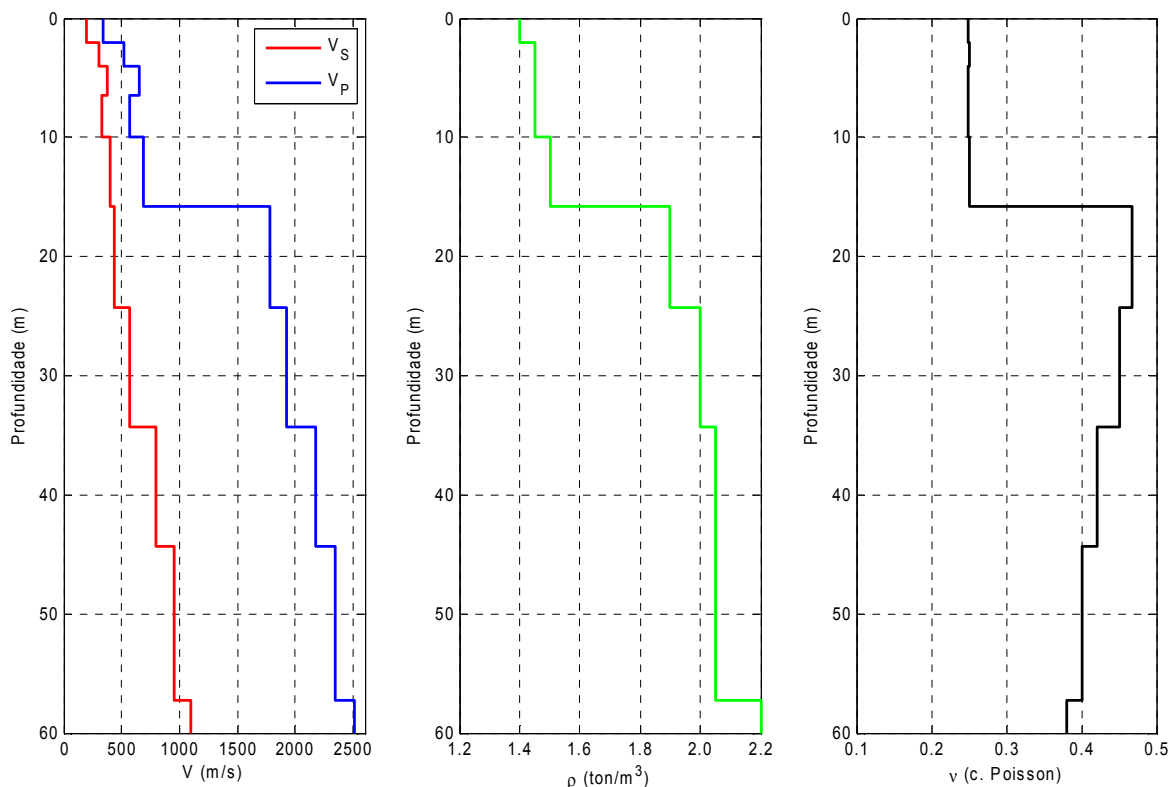


Figura 6.44 – Local SWPA: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.43.

A Figura 6.45 ilustra com maior detalhe a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$ , obtida a partir da curva experimental do MF (representada na Figura 6.43-b)), de modo análogo ao dos casos anteriores.

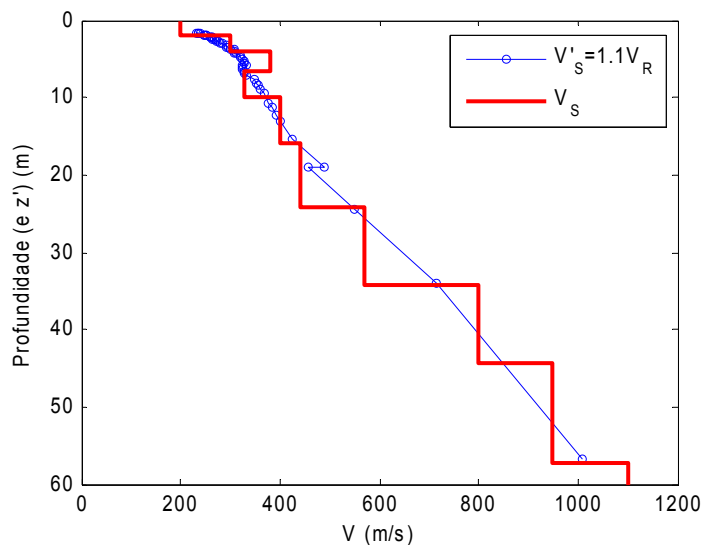


Figura 6.45 – Local SWPA: distribuição vertical de  $V_S$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$  correspondente ao MF experimental.

A curva da velocidade efectiva média para o modelo ajustado às curvas experimentais e para o dispositivo multi-receptor aqui utilizado na aquisição activa, com 48 geofones

equiespaçados de 2m e com comprimento total  $L=94\text{m}$ , é representada na Figura 6.46, juntamente com as curvas modais do modelo. Esta velocidade efectiva média corresponde aqui apenas à média da velocidade efectiva para cada uma das posições dos geofones, relativamente à fonte sísmica activada a uma única distância do perfil de geofones (2m).

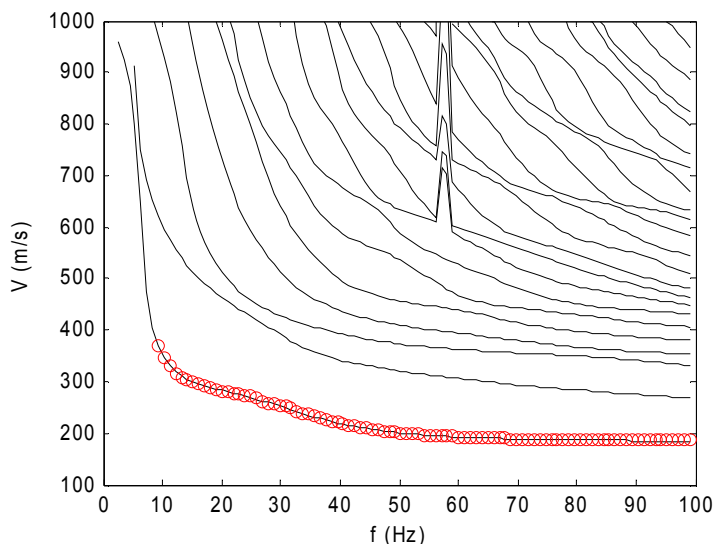


Figura 6.46 – Local SWPA: curva da velocidade efectiva média – círculos a vermelho, para o modelo ajustado às curvas experimentais e para o perfil de geofones usado na aquisição activa ( $L=94\text{m}$ ). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.

Verifica-se mais uma vez que, apesar da inversão do crescimento de  $V_S$  no modelo ajustado, entre 6.5 e 10.0m de profundidade, a velocidade efectiva média, para o perfil de 48 geofones utilizado neste local e com a fonte sísmica a 2m de distância deste perfil, é coincidente com a velocidade do MF teórico do modelo, pelo menos, para frequências superiores a cerca de 9Hz.

Analisando as curvas de dispersão experimental representadas na Figura 6.43-a) face a esta curva da velocidade efectiva média, conclui-se que, mais uma vez não predominou o efeito da sobreposição modal nas curvas de dispersão experimental obtidas com a aquisição activa neste local SWPA, pelo menos, para frequências superiores a cerca de 23Hz.

#### 6.5.4. Local SW2 (zona A)

No local SW2 e segundo o alinhamento aproximadamente oeste-leste que passa pelo ponto SW2, marcado a vermelho nas Figura 6.4 e Figura 6.5, foram efectuadas aquisições activas e passivas de dados do MOS, maioritariamente em Fevereiro de 2008, embora algumas das aquisições passivas tenham ocorrido mais tarde, em Maio de 2008.

Nas aquisições activas foram utilizados dois dispositivos lineares multi-receptor sobre este alinhamento, ambos centrados no ponto SW2: um perfil longo com 24 geofones (4.5Hz) equiespaçados de 3m ( $L=69\text{m}$ ), e um perfil curto, também com 24 geofones (4.5Hz), mas equiespaçados de 1.5m ( $L=34.5\text{m}$ ). Foram usadas duas fontes sísmicas (marreta e

explosivo) activadas a várias distâncias e posições relativas aos perfis de geofones, tal como é exposto na Tabela 6.10.

Tabela 6.10 – Local SW2: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

	Local SW2 – Aquisição Activa Perfis colineares e centrados no ponto SW2	
	Perfil de 24 geofones espaçados de 1.5m (L=34.5m)	Perfil de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m)
<b>Posições da fonte marreta</b>	3m E (8 impactos/registos) 6m E (7 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 6m W (8 impactos/registos)	3m E (7 impactos/registos) 8m E (8 impactos/registos) 15m E (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 8m W (8 impactos/registos) 15m W (8 impactos/registos)
<b>Total de registos sísmicos com marreta</b>	31	47
<b>Posições da fonte explosiva</b>	3m E (1 detonação/registo) 6m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 6m W (1 detonação/registo)	3m E (1 detonação/registo) 8m E (1 detonação/registo) 15m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 8m W (1 detonação/registo) 15m W (1 detonação/registo)
<b>Total de registos sísmicos com explosivo</b>	4	6
<b>Total de registos sísmicos para o perfil de geofones</b>	35	53

As curvas experimentais de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh em função da frequência, obtidas a partir do espectro f-k soma de todos os registos efectuados para cada um dos perfis de geofones, de acordo com os critérios e metodologias aqui usadas no processamento dos dados do MOS, são exibidas na Figura 6.47-a). Na Figura 6.47-b) são ilustradas as “incertezas” das curvas das velocidades do máximo absoluto (modo dominante) dos espectros soma, para cada frequência, e para cada perfil de geofones.

Verifica-se neste caso uma menor concordância ente as curvas experimentais obtidas com cada um dos perfis de geofones, relativamente, por exemplo, aos dados obtidos no local SW5, o que pode traduzir uma maior heterogeneidade horizontal do meio de propagação, pelo menos segundo a direcção dos perfis de geofones, neste alinhamento SW2. De qualquer forma, ambas as curvas de dispersão dos máximos absolutos, apresentam uma primeira descontinuidade para um aparente modo de ordem superior (com maior velocidade), a cerca de 21Hz. A curva dos máximos absolutos obtida com o perfil curto (representada a rosa) retoma o suposto MF experimental entre cerca de 33 e 59Hz, enquanto que a correspondente curva obtida com o perfil longo (representada a verde) segue esse aparente 2º (?) modo de propagação de maior velocidade, até cerca de 55Hz. A partir destas frequências ambas as curvas dos máximos absolutos sofrem novas transições para “modos” com velocidade ainda mais elevada, o que, dada a irregularidade e incoerência destas curvas, associada às elevadas “incertezas” obtidas para estas

frequências acima de cerca de 60Hz, faz suspeitar que nem todas correspondam a verdadeiros modos de propagação de ondas de Rayleigh, podendo antes corresponder a artefactos (erros) resultantes da baixa razão sinal/ruído dos dados para estas altas frequências.

As “incertezas” das velocidades correspondentes aos máximos absolutos são neste caso muito elevadas praticamente para toda a banda de frequências consideradas, provavelmente devido às várias transições (descontinuidades) das curvas dos modos dominantes, para cada um dos perfis de geofones, e possivelmente devido a uma maior heterogeneidade do meio que pode aumentar as diferenças entre as contribuições das fontes e das várias distâncias ao perfil de geofones, utilizadas na aquisição de dados.

Sobressai no entanto da Figura 6.47-a) que as curvas experimentais dos aparentes MF e 2º modo são “completadas” por máximos locais obtidos, quer com o perfil longo (‘x’ a verde) até frequências de cerca de 60Hz, quer sobretudo com o perfil curto (‘x’ a rosa), praticamente até cerca de 100Hz, o que leva a crer que, embora não sejam dominantes (em termos de máximo de energia), estes modos de propagação existem nos registos sísmicos adquiridos no local. Este caso demonstra ainda a importância da extracção dos máximos locais dos espectros f-k, pelo menos, os de energia mais elevada, como já foi evidenciado nos exemplos do Capítulo 4. Estes máximos locais permitem muitas vezes definir e estender para uma maior gama de frequências, as curvas experimentais dos modos de propagação das ondas de Rayleigh, como ocorreu também, por exemplo, nos dados do local SW1.

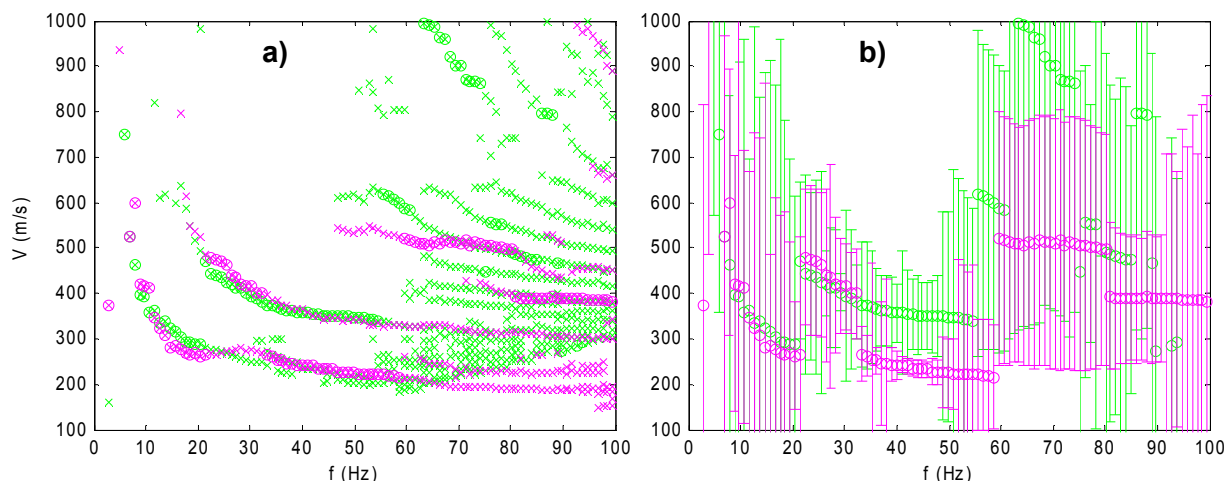


Figura 6.47 – Local SW2: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos).

Neste local SW2 foram efectuadas três aquisições passivas de dados do MOS, todas com o dispositivo de recepção linear com espaçamento de 3m entre geofones, também usado na aquisição activa (perfil longo com 24 geofones de 4.5Hz, equiespaçados de 3m, L=69m). Estas três aquisições são resumidas na Tabela 6.11 e são descritas de seguida.



Tabela 6.11 – Local SW2: dispositivos das aquisições passivas de dados do MOS.

<b>Local SW2 – Aquisições Passivas com perfil (linear) de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m), centrado em SW2</b>			
	<b>1ª Aquisição, Fev. 2008 – ruído ambiente</b>	<b>2ª Aquisição, Maio 2008 – ruído ambiente</b>	<b>3ª Aquisição, Maio 2008 – ruído ambiente, com vibrador a 5Hz</b>
<b>Total de registos sísmicos (33s)</b>	20	10	30

A primeira aquisição passiva ocorreu na mesma altura das aquisições activas (Fevereiro de 2008) com a aquisição de 20 registos sísmicos de longa duração temporal (com cerca de 33s), consecutivos, sem fonte activa, i.e., apenas foi registado o “ruído sísmico ambiente”.

A segunda e a terceira aquisições passivas foram realizadas em Maio de 2008, com o mesmo dispositivo de receptores. A segunda aquisição foi idêntica à primeira, com a única diferença de que apenas foram adquiridos 10 registos sísmicos consecutivos (também com duração de cerca de 33s).

Na terceira aquisição “passiva” os registos sísmicos foram efectuados enquanto um vibrador electromecânico (de componente vertical e massa inercial de 60kg) colocado à superfície do terreno, junto ao perfil de geofones, transmitia ao terreno vibrações com frequência de 5Hz em modo “contínuo” (esta frequência foi seleccionada a partir do dispositivo controlador do vibrador). Este vibrador foi utilizado no trabalho de [Fortunato 2005], onde o autor descreve sucintamente o seu funcionamento e características. Este ensaio teve como objectivo tentar aumentar a amplitude das “vibrações” nas baixas frequências, nomeadamente em torno da frequência de 5Hz, durante a aquisição passiva. Efectuaram-se 10 registos sísmicos de “ruído ambiente”, incluindo agora o gerado pelo vibrador, com o vibrador localizado junto ao extremo oeste do perfil de geofones, 10 registos sísmicos com o vibrador localizado junto ao extremo leste (oposto) do perfil de geofones e 10 registos sísmicos com o vibrador localizado junto ao ponto central do perfil de geofones (ponto SW2). Estes 30 registos foram depois processados em conjunto.

Uma vez que todas as aquisições passivas foram realizadas com dispositivo linear de receptores equiespaçados, os registos de cada aquisição foram inicialmente processados com o programa *f\_k*. Os resultados obtidos com o programa *f\_k*, utilizando o processamento alternativo, são ilustrados na Figura 6.48 através das “curvas” representadas pelos quadrados: quadrados a preto (um único ponto) – curva de dispersão da 1ª aquisição passiva; quadrados a azul (escuro) – curva de dispersão da 2ª aquisição passiva; e quadrados a turquesa – curva de dispersão da 3ª aquisição passiva.

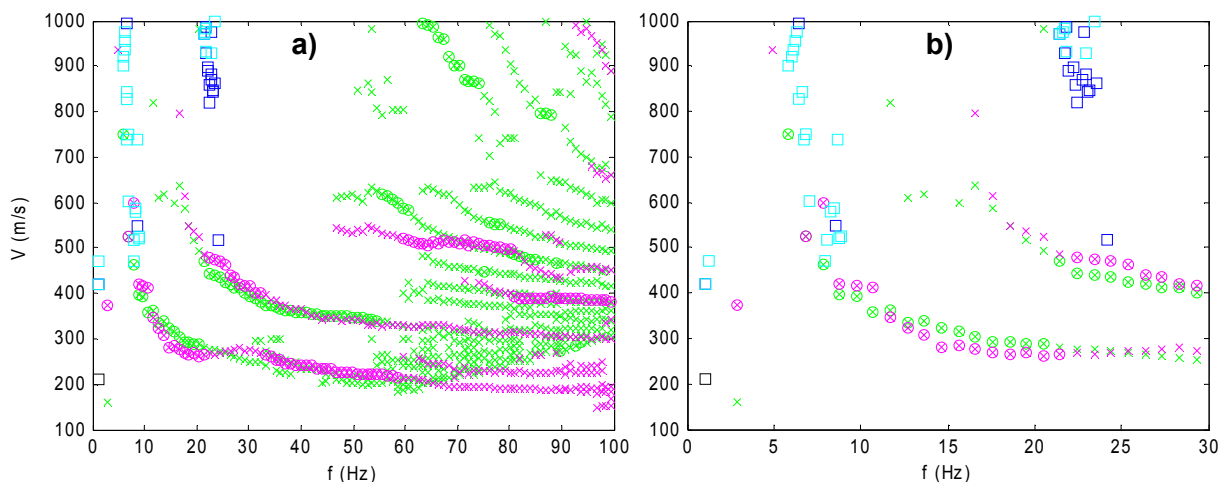


Figura 6.48 – Local SW2 – curvas de dispersão experimentais obtidas com o programa `f_k`, a partir das aquisições passivas (quadrados): a) entre  $f=0$  e 100Hz e entre  $V=100$  e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre  $f=0$  e 30Hz.

Verifica-se que as “curvas passivas” obtidas com o programa `f_k` correspondem a distribuições de velocidades muito esparsas e pouco coerentes (no caso da 1ª aquisição obteve-se apenas um ponto – quadrado a preto, para  $f=1.1$ Hz), sem apresentarem consonância com as curvas ‘activas’ do MF, para frequências superiores a cerca de 8 Hz. Por este motivo não foram consideradas para a modelação dos dados experimentais neste local.

Posteriormente os registos das aquisições passivas foram processados com o programa `SI`. As curvas de dispersão experimentais obtidas com este processamento são representadas na Figura 6.49 pelos losangos: a preto – a correspondente aos dados da 1ª aquisição; a azul (escuro) – a correspondente aos dados da 2ª aquisição; e a turquesa – a correspondente aos dados da 3ª aquisição (com o vibrador). Tal como já foi abordado na secção 4.5, as inflexões do crescimento da velocidade para frequências inferiores a cerca de 4 a 5Hz, observadas em todas estas curvas ‘passivas’ são pouco realistas e são certamente geradas pelo próprio programa `SI` devido à baixa resolução espectral nesta gama de frequências [Geometrics 2006]. Entre cerca de 5 e 14Hz estas três curvas são relativamente próximas entre si, apesar das várias oscilações e irregularidades de cada uma; no entanto, apresentam uma tendência diferente das curvas ‘activas’ e velocidades inferiores, especialmente para frequências inferiores a cerca de 10Hz. Em face destes resultados, estas curvas ‘passivas’ também não foram incluídas na modelação dos dados do MOS obtidos em torno do ponto SW2.

A modelação efectuada neste local teve então em conta apenas as curvas de dispersão resultantes das aquisições activas (Figura 6.47-a)).

Para este local SW2 foram utilizadas as curvas dos máximos locais dos espectros soma, em complemento das curvas dos máximos absolutos, para definir o MF “médio” (resultante da média das curvas do MF para cada perfil de geofones), entre cerca de 6 e 85Hz (ver Figura 6.50-b), que foi usado no processo de inversão, baseado exclusivamente nos dados da aquisição activa.

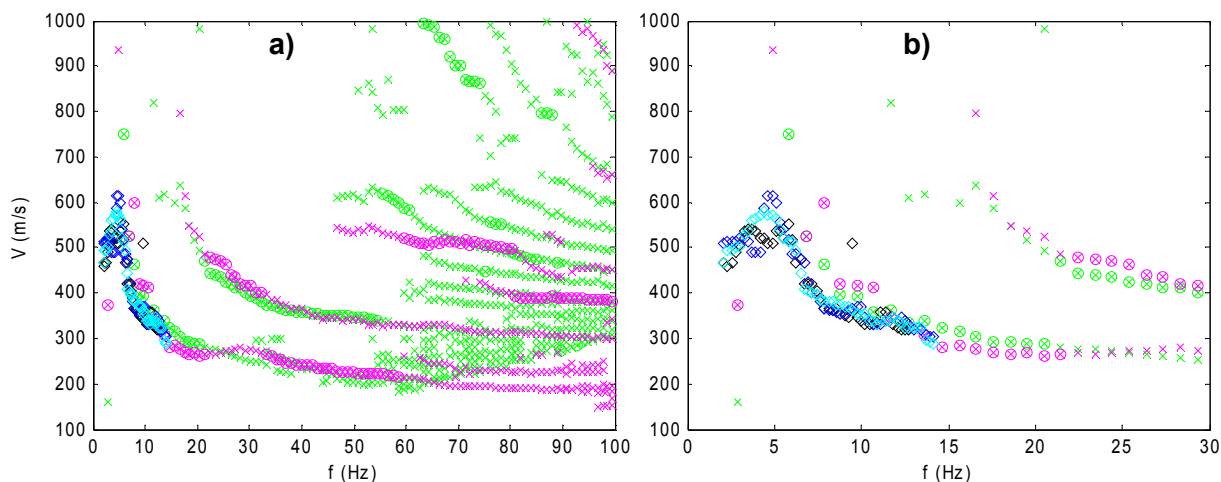


Figura 6.49 – Local SW2 – curvas de dispersão experimentais obtidas com o programa SI, a partir das aquisições passivas (losangos): a) entre  $f=0$  e 100Hz e entre  $V=100$  e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre  $f=0$  e 30Hz.

Os resultados finais do processo de inversão são apresentados na Figura 6.50, em termos das curvas modais teóricas do modelo ajustado. O 'rmse' do MF teórico do modelo em relação ao MF experimental (médio), tomando em conta apenas os pontos comuns às duas curvas, é de 6.5m/s, correspondendo, neste caso, a um erro relativo à velocidade média do MF experimental (254m/s) de cerca de 2.5%. Realce-se ainda, na Figura 6.50-a), o enquadramento do aparente 2º modo de propagação experimental, entre o 2º e o 3º modos teóricos do modelo. O modelo ajustado, ao qual correspondem estas curvas modais teóricas, é representado numericamente na Tabela 6.12 e graficamente na Figura 6.51.

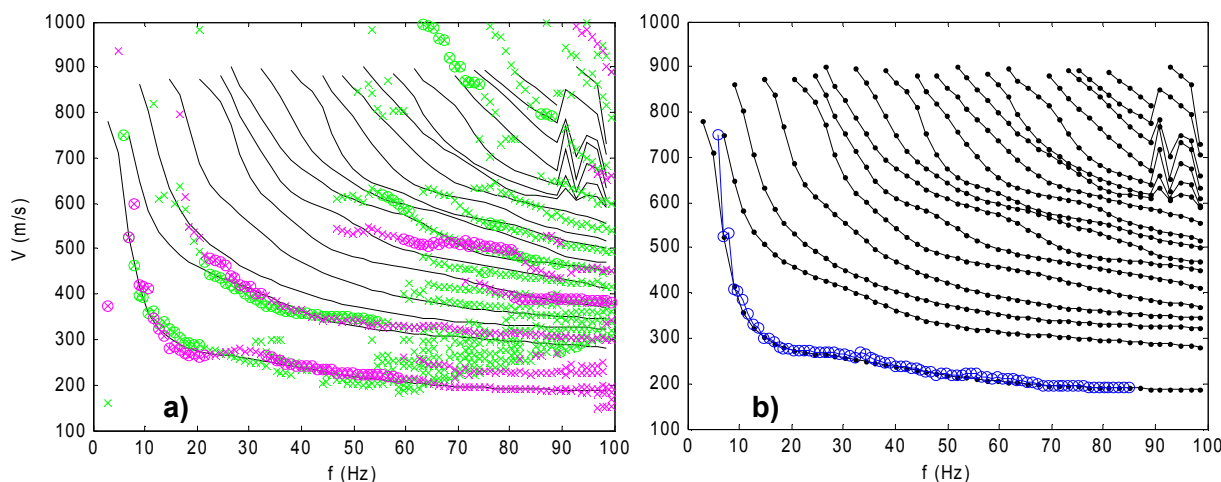


Figura 6.50 – Local SW2: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo ajustado (Tabela 6.12); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul) e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

Tabela 6.12 – Local SW2: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.50. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW2 – modelo ajustado						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	1.5	1.5	1400	200	346	0.25
2	2.8	1.3	1400	285	494	0.25
3	5.1	2.3	1450	335	580	0.25
4	7.6	2.5	1450	300	520	0.25
5	10.5	2.9	1500	350	606	0.25
6	15.0	4.5	1500	450	779	0.25
7	23.0	8.0	1900	460	1800	0.47
8	43.0	20.0	1900	600	1956	0.45
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	2000	900	2290	0.41

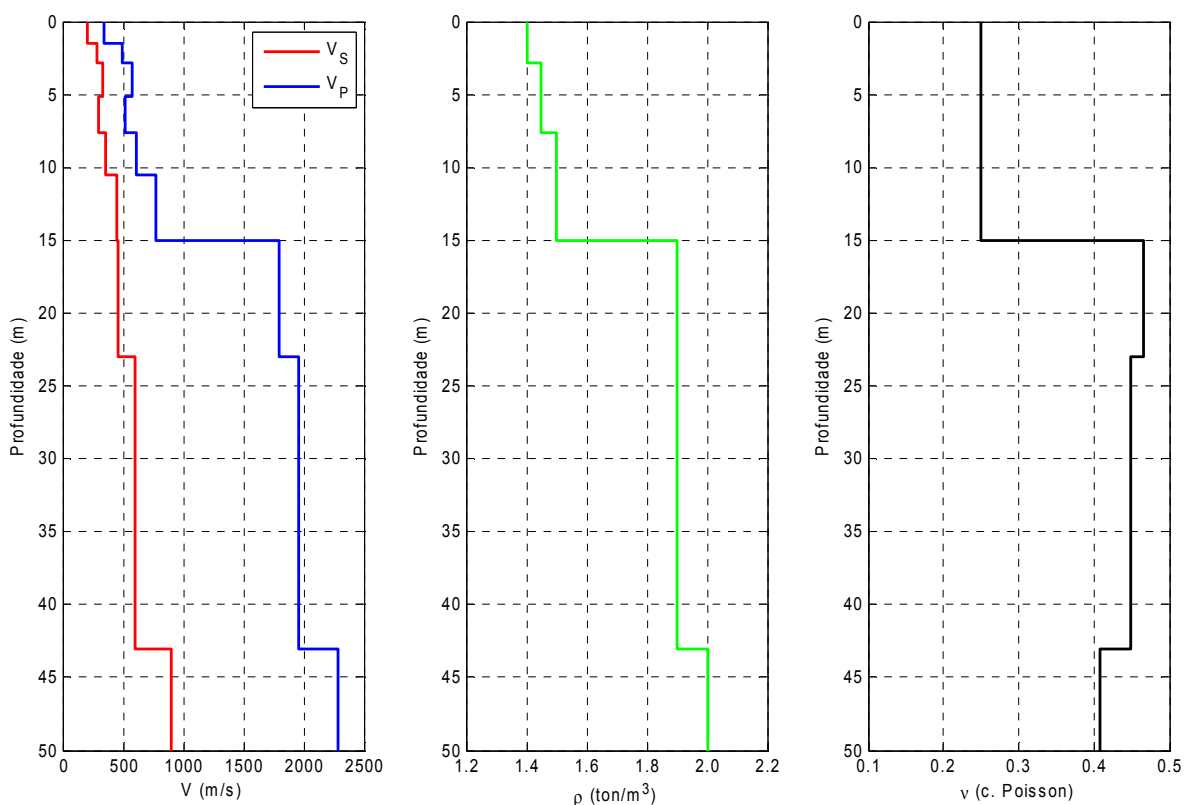


Figura 6.51 – Local SW2: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.50.

O modelo ajustado tem 9 camadas, sendo a última o semi-espaço. As primeiras 6 camadas ocorrem acima do NF, fixado a 15m de profundidade. A camada 4 com 2.5m de espessura, entre 5.1 e 7.6m de profundidade, apresenta  $V_S$  (e também  $V_P$ ) inferior às das camadas 3 e 5, definindo uma inversão de velocidade. Esta inversão é contudo menos pronunciada, quer em termos do contraste de  $V_S$  com as camadas superior e inferior, quer em termos de espessura da camada, do que as camadas “inversas” modeladas para os locais SW1 e SWPA.

A Figura 6.52 exibe a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$  correspondente ao MF experimental médio (representado na Figura 6.50-b)).

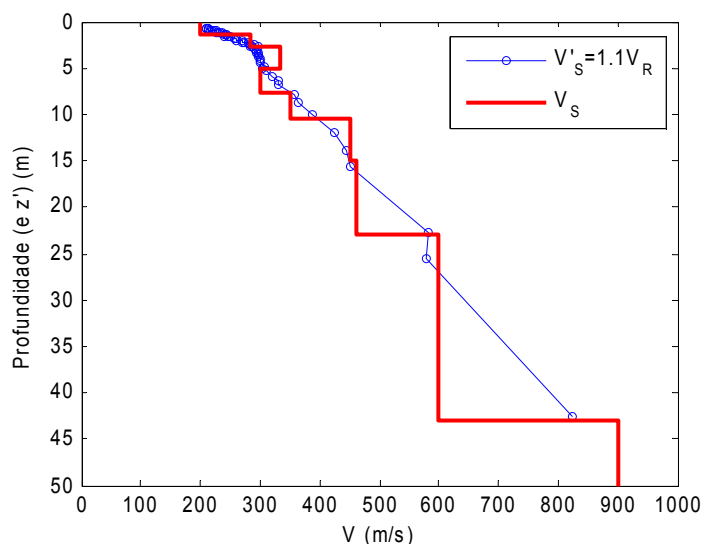


Figura 6.52 – Local SW2: distribuição vertical de  $V_S$  do modelo ajustado às curvas experimentais, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$  correspondente ao MF experimental.

Na Figura 6.53 são representadas, em sobreposição às curvas modais da Figura 6.50, as curvas das velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa. Os círculos a verde representam a velocidade efectiva média para o perfil longo ( $L=69m$ ), obtida primeiramente pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo do perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e, seguidamente, pela média destas velocidades para as três distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3, 8 e 15m (ver Tabela 6.10). Os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média para o perfil curto ( $L=34.5m$ ), obtida pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo deste perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e depois, pela média destas velocidades para as duas distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3 e 6m (ver Tabela 6.10). Na prática, e sobretudo para frequências acima de 40Hz, os círculos a verde quase não se distinguem na figura, uma vez que coincidem com os círculos a rosa que são desenhados depois.

Tal como nos casos dos locais SW5, SW1 e SWPA, constata-se mais uma vez que as velocidades efectivas médias são aqui quase coincidentes com o MF teórico do modelo ajustado às curvas experimentais resultantes das aquisições activas. Comparando a curva da velocidade efectiva média para o perfil longo, com as correspondentes curvas de dispersão experimentais (a verde) da Figura 6.50-a), evidencia-se que para este perfil longo de geofones, predominou a separação modal, pelo menos a partir de cerca de 21Hz. Para o perfil curto de geofones o modo experimental dominante também só coincide aproximadamente com o MF teórico até cerca de 21Hz e entre cerca de 33 e 59Hz, havendo transição para aparentes modos mais elevados nas restantes bandas de frequência.

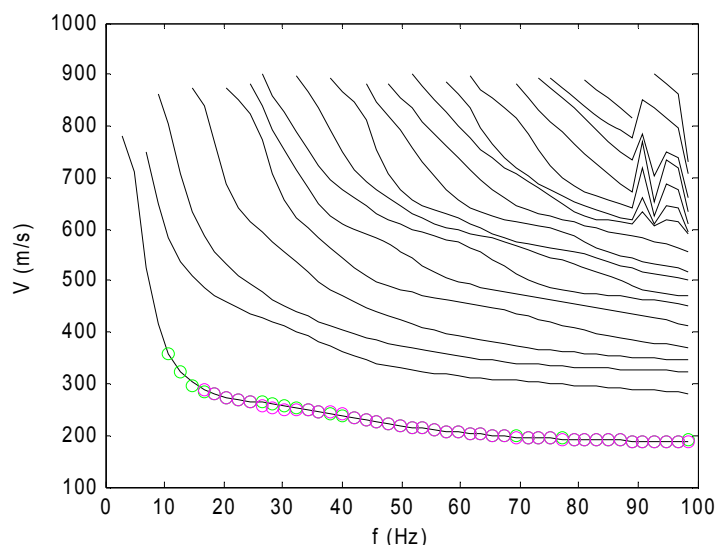


Figura 6.53 – Local SW2: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo ajustado às curvas experimentais e para cada perfil de geofones das aquisições activas – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas a preto representam as curvas modais do modelo.

### 6.5.5. Local SW3

Sobre o alinhamento do perfil P3 de refração sísmica, efectuaram-se, em Fevereiro de 2008, aquisições activas de dados do MOS em dois perfis colineares de geofones, um longo e um curto, ambos centradas no ponto SW3 (ver Figura 6.4 e Figura 6.5), com as mesmas características dos perfis centrados em SW5 e SW2. A Tabela 6.13 sintetiza os dispositivos de aquisição activa utilizados no local SW3.

As curvas experimentais ‘activas’ de dispersão da velocidade das ondas de Rayleigh em função da frequência, obtidas a partir do espectro soma de todos os registos efectuados para cada um dos perfis de geofones, são exibidas na Figura 6.54-a), correspondendo a cor verde às curvas experimentais obtidas para o perfil longo (L=69m), e a cor rosa às curvas experimentais obtidas para o perfil curto (L=34.5m). Na Figura 6.54-b) são ilustradas as “incertezas” das curvas das velocidades do máximo absoluto (modo dominante) dos espectros soma, para cada frequência, e para cada perfil.

As curvas de dispersão obtidas a partir dos máximos absolutos dos espectros soma, para cada perfil de geofones, são relativamente concordantes entre si e definem com continuidade o aparente MF experimental até cerca de 47Hz (apesar da curva dos máximos absolutos obtida com o perfil longo, apresentar algumas descontinuidades, mesmo abaixo dessa frequência). No entanto, a partir de cerca de 48Hz deixa de haver coerência entre as duas curvas, que se tornam bastante irregulares e descontínuas. Estas incoerências associadas às elevadas “incertezas” dessas curvas, observadas na Figura 6.54-b), para frequências acima de 48Hz, podem significar que algumas destas velocidades não correspondem a modos de propagação de onda de Rayleigh, representando eventualmente erros causados pela baixa razão sinal/ruído dos dados sísmicos nas altas frequências.

Tabela 6.13 – Local SW3: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

	Local SW3 – Aquisição Activa Perfis colineares e centrados no ponto SW3	
	Perfil de 24 geofones espaçados de 1.5m (L=34.5m)	Perfil de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m)
<b>Posições da fonte marreta</b>	1.5m E (8 impactos/registos) 3m E (8 impactos/registos) 6m E (9 impactos/registos) 1.5m W (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 6m W (8 impactos/registos)	3m E (8 impactos/registos) 8m E (7 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 8m W (8 impactos/registos)
<b>Total de registos sísmicos com marreta</b>	49	31
<b>Posições da fonte explosiva</b>	3m E (1 detonação/registo) 6m E (1 detonação/registo) 12m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 6m W (1 detonação/registo) 12m E (1 detonação/registo)	3m E (1 detonação/registo) 8m E (1 detonação/registo) 15m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 8m W (1 detonação/registo) 15m W (1 detonação/registo)
<b>Total de registos sísmicos com explosivo</b>	6	6
<b>Total de registos sísmicos para o perfil de geofones</b>	55	37

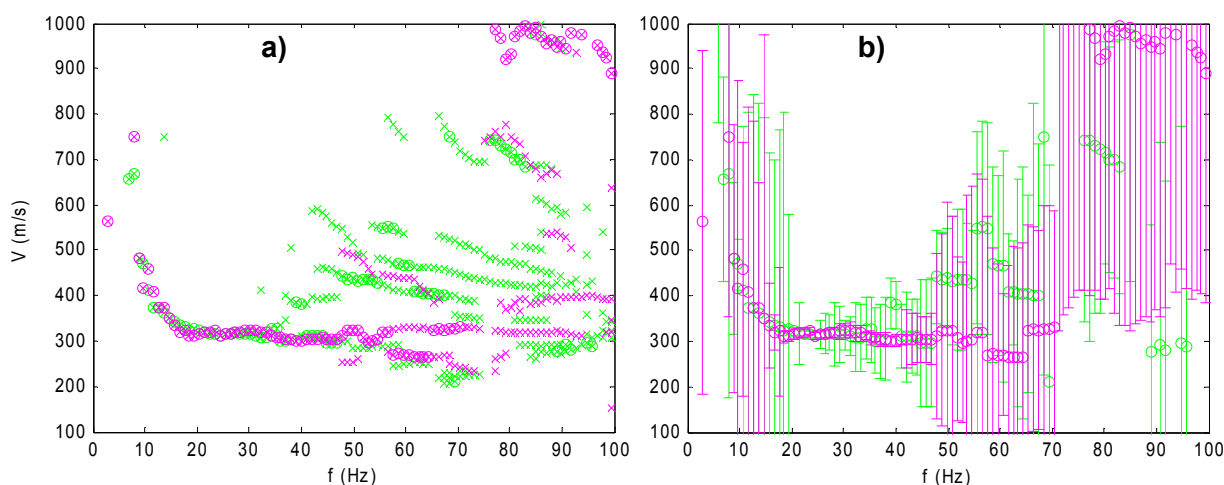


Figura 6.54 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos).

Observa-se na Figura 6.54-b) que, na banda 20 a 47Hz, as curvas de dispersão (dos máximos absolutos) apresentam baixas “incertezas”, nomeadamente a obtida com o perfil curto de geofones (a rosa). Outra característica que é interessante realçar neste caso, é que a velocidade do aparente MF no seu tramo já aproximadamente horizontal, a partir de cerca de 20Hz, correspondente, em princípio, às camadas mais superficiais do meio local, é superior à velocidade associada à região superficial nos restantes locais já analisados: SW5, SW1, SWPA e SW2.

No local SW3, e na mesma data das aquisições activas, foram igualmente realizadas aquisições passivas de dados do MOS, usando dois dispositivos multi-receptor: o perfil linear com espaçamento de 3m entre geofones usado na aquisição activa, e um dispositivo 2D do tipo L11 (ilustrado na Figura 3.6) com 11 geofones, de 4.5Hz, espaçados de 10m (cada braço do 'L' tinha 50m). O ponto central ou "vértice" deste dispositivo em 'L' coincidiu com o ponto central SW3 do perfil linear. A Tabela 6.14 resume os trabalhos efectuados nestas aquisições passivas.

Tabela 6.14 – Local SW3: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.

Local SW3 – Aquisição Passiva		
	Perfil (linear) de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m), centrado em SW3	Dispositivo 2D do tipo L11 (11 geofones, L=50m), centrado em SW3
Total de registos sísmicos (33s)	20	30

Os dados da aquisição passiva no perfil linear foram inicialmente tratados com o programa f\_k (com o processamento alternativo) não se tendo contudo obtido resultados satisfatórios, tal como pode ser comprovado pela "curva" ou distribuição de velocidades resultante deste programa, representada pelos losangos a preto na Figura 6.55. Os mesmos dados foram depois processados com o programa SI, tendo-se obtido uma curva de dispersão muito diferente, representada pelos losangos a azul (escuro) na mesma Figura 6.55. Os dados 'passivos' obtidos com o dispositivo 2D, do tipo L11, foram naturalmente processados apenas com o programa SI, tendo resultado na curva de dispersão experimental representada pelos losangos a turquesa, na mesma Figura 6.55. Entre as três curvas 'passivas', apenas esta curva obtida com o dispositivo L11 (representada pelos losangos a turquesa) mostra maior coerência e tendência semelhante às curvas 'activas', pelo menos entre cerca de 6 e 15Hz.

As inflexões do crescimento da velocidade das ondas de Rayleigh que ocorrem nas curvas 'passivas' resultantes do programa SI, para frequências inferiores a cerca de 5Hz, observadas na Figura 6.55, são semelhantes às observadas nas curvas 'passivas' das Figura 6.20 e Figura 6.49, para os locais SW5 e SW2, e representam provavelmente espúrias ou artefactos gerados pelo programa SI em consequência do baixo conteúdo energético dos registos sísmicos nestas frequências, abaixo de 5Hz.

Para este local SW3 foram então realizados dois ensaios de modelação (inversão) dos dados do MOS: no 1º ensaio apenas foram consideradas as curvas de dispersão obtidas com as aquisições activas; no 2º ensaio foram tidas em conta as curvas 'activas' e o troço, entre cerca de 6 e 15Hz, da curva 'passiva' obtida com os dados recolhidos com o dispositivo L11. Os resultados destes dois ensaios de modelação são apresentados nas sub-secções seguintes.



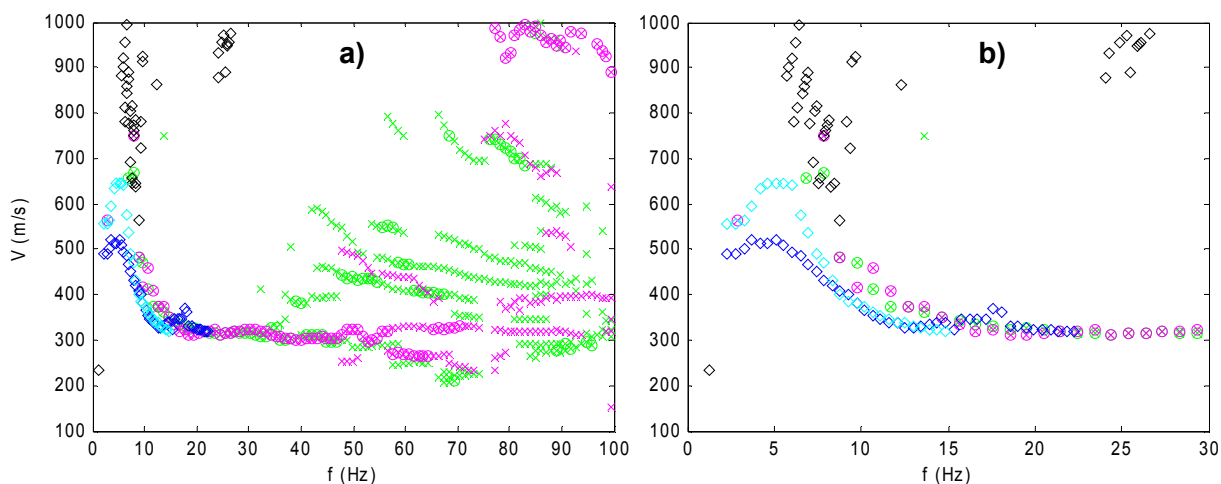


Figura 6.55 – Local SW3 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e ‘x’): a) entre  $f=0$  e 100Hz e entre  $V=100$  e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre  $f=0$  e 30Hz.

### 6.5.5.1. 1º Ensaio de modelação (aquisições activas)

Neste 1º ensaio de modelação apenas as curvas experimentais obtidas com as aquisições activas no local SW3, representadas na Figura 6.54-a), foram tidas em conta. Os resultados deste ensaio em termos das curvas modais teóricas do modelo ajustado são ilustrados na Figura 6.56.

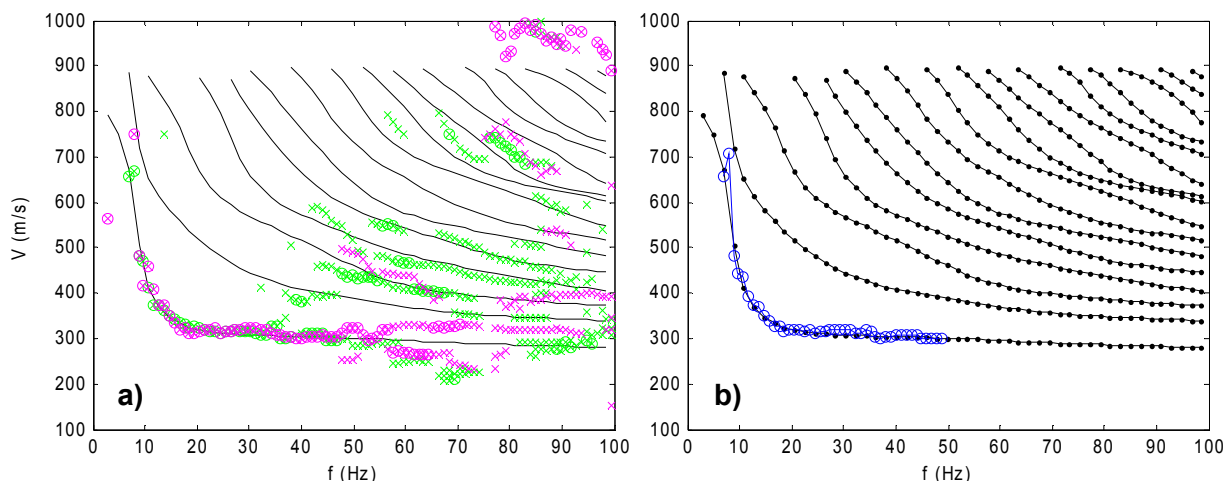


Figura 6.56 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e ‘x’), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo no 1º ensaio (Tabela 6.15); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas, e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

Na Figura 6.56-b) é representada a curva experimental do MF médio, definido entre cerca de 7 e 49Hz, a partir da média das velocidades das curvas experimentais de menor velocidade, obtidas para cada perfil de geofones. O ‘rmse’ entre os MF teórico do modelo ajustado e este MF (médio) experimental é de 10.0m/s, o que corresponde a cerca de 3% da velocidade média do MF médio experimental (345m/s). O modelo ajustado, ao qual

correspondem estas curvas modais teóricas, é representado numericamente na Tabela 6.15 e graficamente na Figura 6.57.

Tabela 6.15 – Local SW3: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.56, no 1º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW3 – modelo ajustado no 1º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	2.0	2.0	1450	300	520	0.25
2	4.5	2.5	1450	365	632	0.25
3	7.5	3.0	1500	310	537	0.25
4	12.0	4.5	1550	400	693	0.25
5	16.5	4.5	1550	450	779	0.25
6	21.0	4.5	1900	530	1878	0.46
7	26.0	5.0	1900	600	1956	0.45
8	32.0	6.0	1900	700	2067	0.43
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	2000	900	2289	0.41

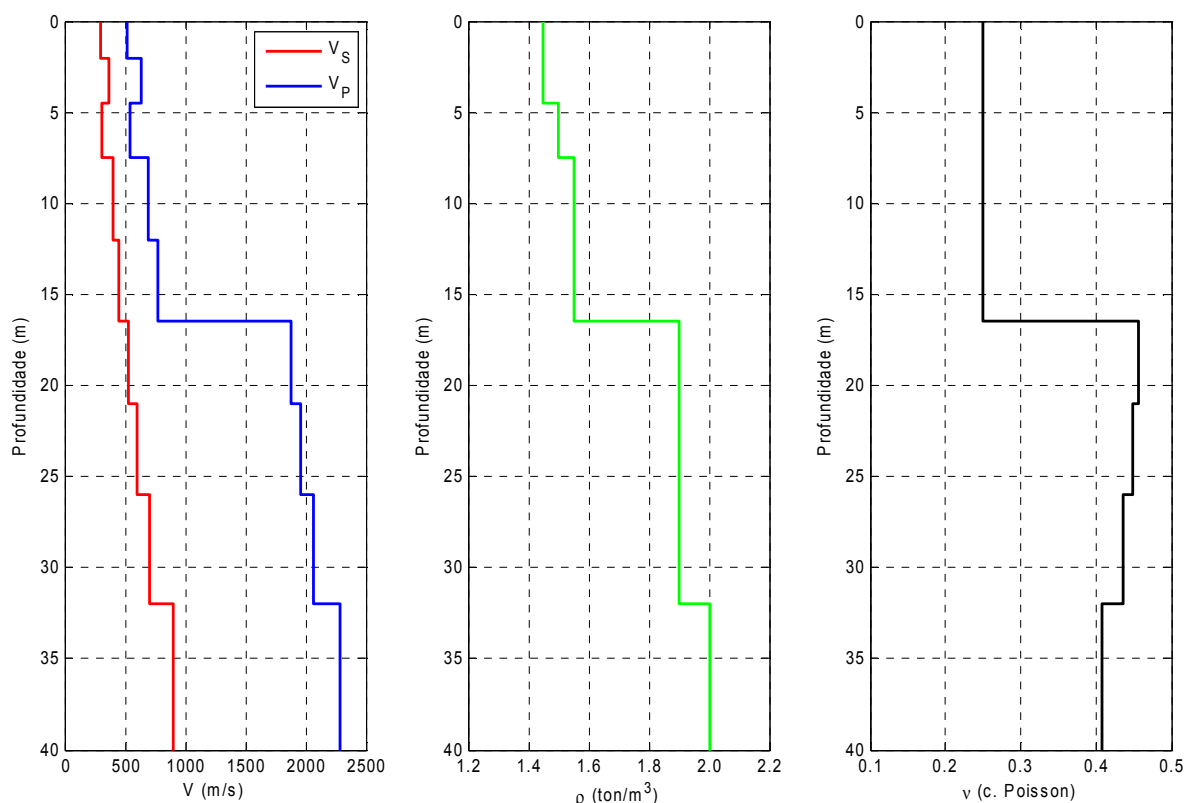


Figura 6.57 – Local SW3: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.56 (1º ensaio de modelação).

O modelo ajustado tem 9 camadas, representando a última o semi-espaço. As primeiras 5 camadas ocorrem acima do NF, que aqui foi modelado a 16.5m de profundidade. A camada 3, com 3m de espessura, entre 4.5 e 7.5m de profundidade, apresenta  $V_S$  (e também  $V_P$ ) inferior às das camadas 2 e 4, definindo uma inversão de velocidade.

A Figura 6.58 ilustra com maior pormenor a distribuição vertical de  $V_S$  do modelo obtido neste 1º ensaio, em sobreposição à curva empírica  $V'_S - z'$  correspondente ao MF médio representado na Figura 6.56-b), resultante das aquisições activas.

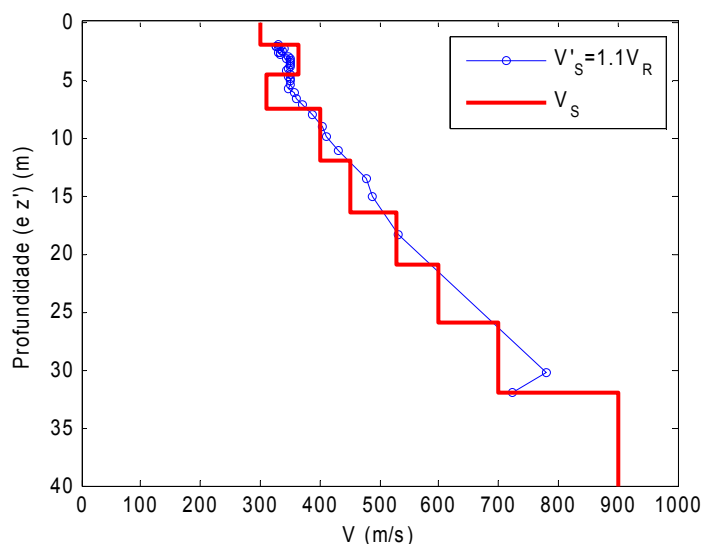


Figura 6.58 – Local SW3: distribuição vertical de  $V_S$  obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_S - z'$  correspondente ao MF experimental médio, resultante das aquisições activas.

Na Figura 6.59 são ilustradas as curvas das velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa, em sobreposição às curvas modais do modelo obtido neste 1º ensaio. Os círculos a verde representam a velocidade efectiva média para o perfil longo ( $L=69\text{m}$ ), obtida primeiramente pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo do perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e, seguidamente, pela média destas velocidades para as três distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3, 8 e 15m (ver Tabela 6.13). Os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ), obtida pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo deste perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e depois, pela média destas velocidades para as quatro distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 1.5, 3, 6 e 12m (ver Tabela 6.13).

De novo se observa, tal como se verificou para todos os outros casos já analisados, que as velocidades efectivas médias são aqui quase coincidentes com o MF teórico do modelo ajustado às curvas experimentais resultantes das aquisições activas. Nestas curvas experimentais (Figura 6.56-a)) verifica-se que os modos dominantes (máximos da energia dos espectros f-k) só coincidem aproximadamente com o MF até cerca de 47Hz. Acima dessa frequência ocorre uma forte dispersão das velocidades associadas aos máximos absolutos, para ambos os perfis de geofones, tomando, de um modo geral, valores mais elevados do que o da velocidade do MF (teórico) para essas frequências.

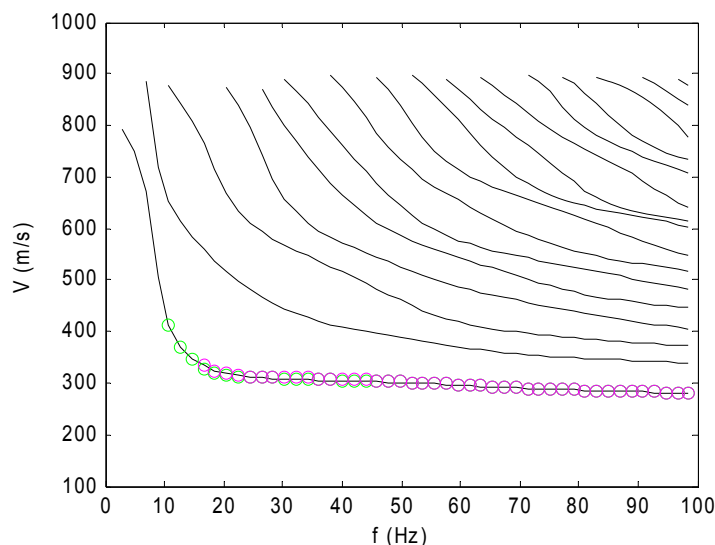


Figura 6.59 – Local SW3: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo (L=69m), círculos a rosa para o perfil curto (L=34.5m). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

#### 6.5.5.2. 2º Ensaio de modelação (aquisições activas e passiva)

Neste 2º ensaio de modelação incorporou-se a contribuição da aquisição passiva, nomeadamente, o troço entre cerca de 6 e 15Hz da curva experimental ‘passiva’ obtida com o dispositivo L11 (centrado no ponto SW3) e representada na Figura 6.55 pelos losangos a turquesa. As curvas experimentais consideradas neste ensaio são representadas na Figura 6.60-a). Neste caso, o MF experimental médio, definido para calcular o ajuste numérico do modelo, resultou da média entre o MF (médio) resultante das aquisições activas (representado na Figura 6.56-b)) com o troço da curva da aquisição passiva, seguida de um processamento do tipo *smoothing* (função de regularização e suavização) efectuado com o programa SI. O resultante MF experimental, médio e “suavizado”, definido entre cerca de 6 e 49Hz é representado (pela linha com círculos a azul) na Figura 6.60-b).

As curvas modais teóricas do modelo ajustado neste 2º ensaio são ilustradas na Figura 6.60. O ‘rmse’ entre os MF teórico do modelo ajustado e o MF experimental é de 8.3m/s, o que corresponde a cerca de 2% da velocidade média do MF experimental (363m/s). O modelo ajustado, ao qual correspondem estas curvas modais teóricas, é representado numericamente na Tabela 6.16 e graficamente na Figura 6.61.

O modelo ajustado tem 9 camadas, tal como o do 1º ensaio, representando a última o semi-espaço. As primeiras 5 camadas ocorrem acima do NF, que aqui foi modelado igualmente a 16.5m de profundidade. As primeiras 3 camadas deste modelo, até 7.5m de profundidade são idênticas às primeiras 3 camadas do modelo do 1º ensaio (comparar Tabela 6.15 e Tabela 6.16), incluindo portanto a camada 3 com inversão da velocidade.

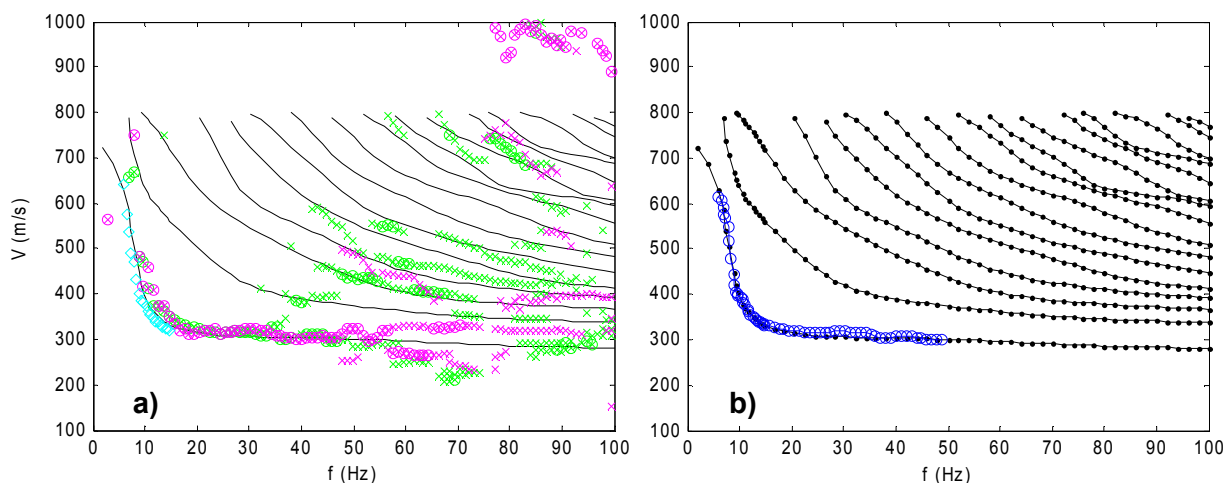


Figura 6.60 – Local SW3: a) curvas de dispersão experimentais consideradas neste 2º ensaio e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo do 2º ensaio (Tabela 6.16); b) curva experimental do MF médio “suavizado” (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas e passiva, e as mesmas curvas modais teóricas de a), representadas pelas linhas a preto.

Na Figura 6.62 representa-se a distribuição vertical de  $V_s$  do modelo deste 2º ensaio, em sobreposição à curva empírica  $V'_s - z'$  correspondente ao MF experimental representado na Figura 6.60-b), resultante das aquisições activas e passiva.

Na Figura 6.63 são ilustradas as curvas das velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa, em sobreposição às curvas modais do modelo obtido no 2º ensaio. Para os dispositivos de aquisição passiva não faz, naturalmente, sentido calcular a velocidade efectiva, uma vez que não há uma fonte sísmica activa, próximo do perfil de geofones e não se conhece a localização e distância das “fontes” dos microtremores. Nesta figura os círculos a verde representam a velocidade efectiva média para o perfil longo ( $L=69\text{m}$ ), obtida a partir das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo do perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), sendo depois efectuada a média destas velocidades para as três distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3, 8 e 15m. Os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ), obtida pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo deste perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e depois, pela média destas velocidades para as quatro distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 1.5, 3, 6 e 12m.

Mais uma vez se verifica que, para este modelo e para os perfis de geofones usados nas aquisições activas, as velocidades efectivas médias são sensivelmente coincidentes com o MF teórico deste modelo ajustado no 2º ensaio.

Tabela 6.16 – Local SW3: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.60, no 2º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW3 – modelo ajustado no 2º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	2.0	2.0	1450	300	520	0.25
2	4.5	2.5	1450	365	632	0.25
3	7.5	3.0	1500	310	537	0.25
4	12.0	4.5	1550	380	658	0.25
5	16.5	4.5	1550	400	693	0.25
6	21.5	5.0	1900	500	1845	0.46
7	27.5	6.0	1950	600	1956	0.45
8	34.0	6.5	1950	680	2045	0.44
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	2000	800	2178	0.42

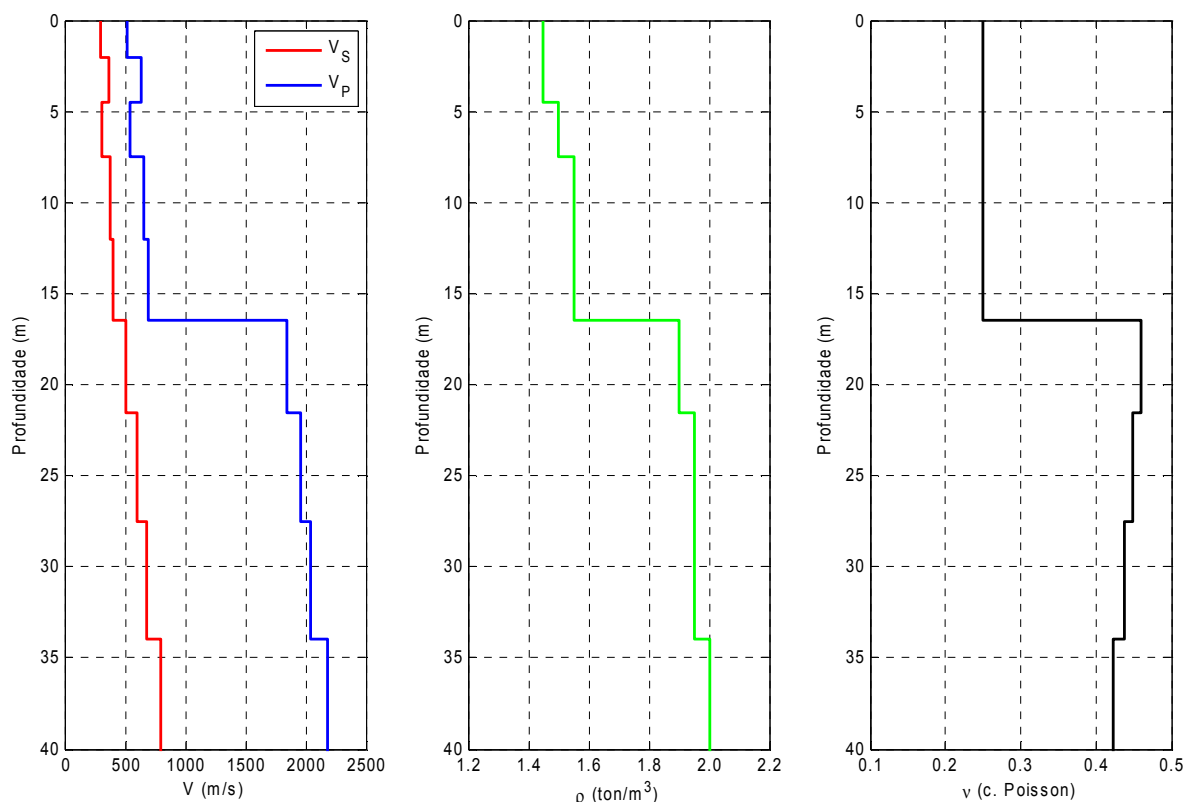


Figura 6.61 – Local SW3: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.60 (2º ensaio de modelação).

As Figura 6.64 e Figura 6.65 comparam graficamente os modelos e as distribuições  $V'_S-z'$  (correspondentes aos MF experimentais considerados) para os dois ensaios de modelação realizados: o 1º ensaio baseado exclusivamente nos dados das aquisições activas (com referência 'A' nas figuras) e o 2º ensaio baseado nos dados das aquisições activas e passiva (com referência 'AP' nas figuras).

Tal como era esperado, uma vez que a curva experimental 'passiva' tem velocidade ligeiramente inferior às curvas 'activas', o modelo do 2º ensaio apresenta valores de  $V_S$

ligeiramente inferiores aos do modelo do 1º ensaio, abaixo da camada 3, ou seja, abaixo de 7.5m de profundidade.

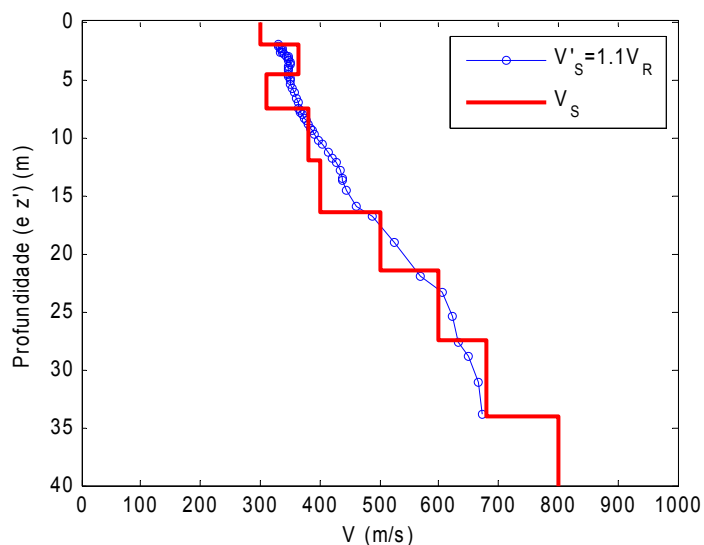


Figura 6.62 – Local SW3: distribuição vertical de  $V_s$  obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_S - z'$  correspondente ao MF experimental resultante das aquisições activas e passiva.

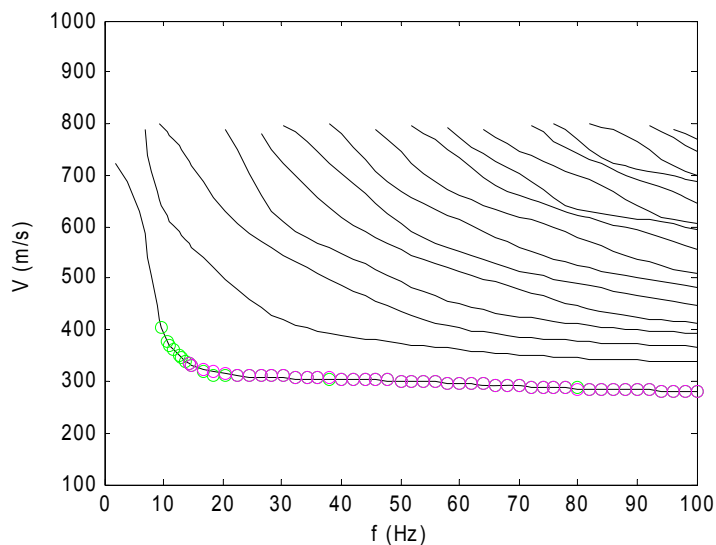


Figura 6.63 – Local SW3: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69m$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

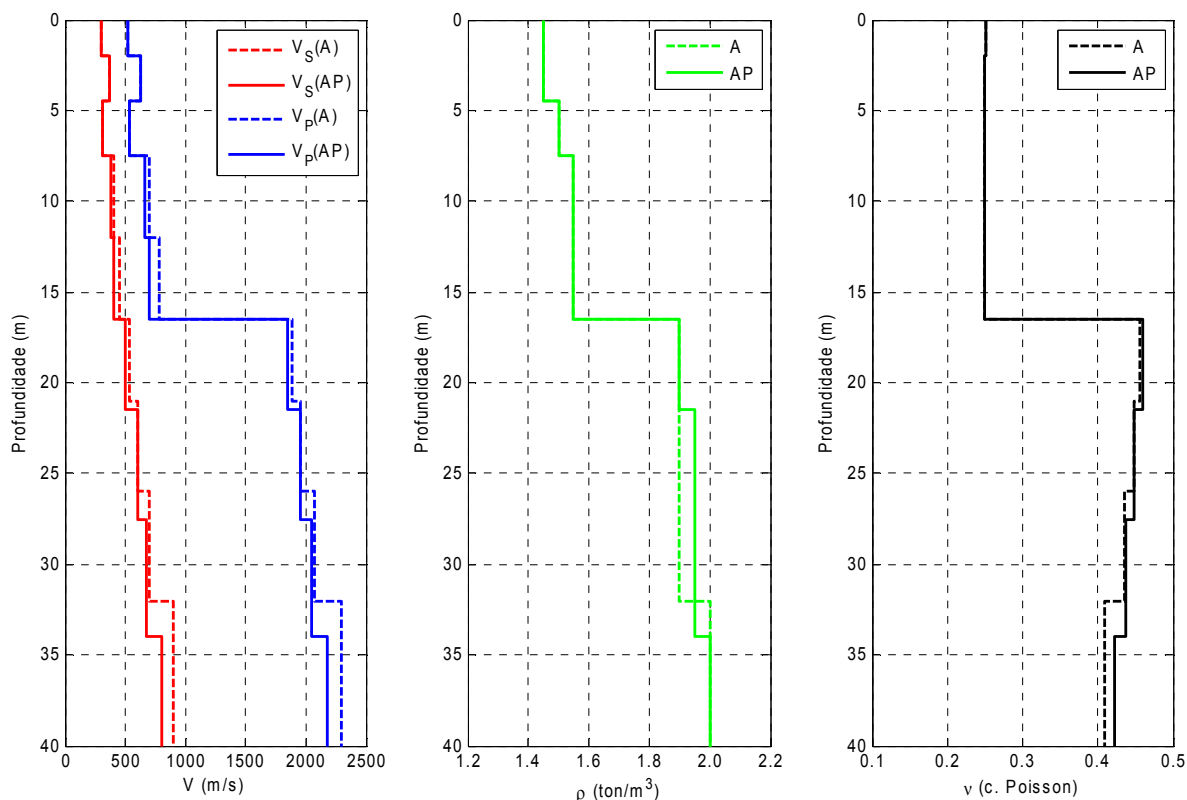


Figura 6.64 – Local SW3: comparação entre os modelos obtidos, respectivamente, no 1º ensaio, baseado exclusivamente nos dados das aquisições activas – A; e no 2º ensaio, baseado nos dados das aquisições activas e passiva – AP.

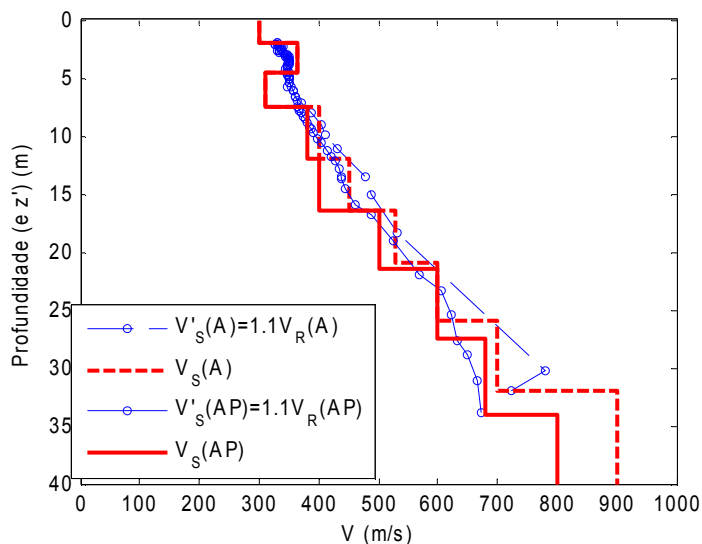


Figura 6.65 – Local SW3: comparação entre as distribuições de  $V_s$  dos modelos e entre as distribuições  $V'_s-z'$  consideradas, respectivamente, no 1º ensaio, baseado apenas nos dados das aquisições activas – A; e no 2º ensaio, baseado nos dados das aquisições activas e passiva – AP.

### 6.5.6. Local SW4 (zona B)

Sobre o alinhamento marcado a vermelho nas Figura 6.4 e Figura 6.5, centrado no ponto SW4 e praticamente coincidente com o alinhamento do perfil P4 de refração sísmica,



efectuaram-se aquisições activas de dados do MOS em dois perfis colineares de geofones, centradas no ponto SW4, com as mesmas características dos perfis usados em SW5, SW2 e SW3. Os trabalhos de campo decorreram em Maio de 2008. A Tabela 6.17 resume os dispositivos de aquisição activa utilizados neste local SW4, incluindo as fontes sísmicas e o número de registos sísmicos adquiridos para cada perfil de geofones. A Figura 6.66 ilustra as curvas experimentais de dispersão obtidas a partir destas aquisições activas. Na Figura 6.66-b) são representadas as “incertezas” das velocidades associadas aos máximos absolutos dos espectros soma, para cada perfil de geofones e para cada frequência.

Tabela 6.17 – Local SW4: dispositivos de aquisição activa de dados do MOS.

<b>Local SW4 – Aquisição Activa</b> <b>Perfis colineares e centrados no ponto SW4</b>		
	<b>Perfil de 24 geofones espaçados de 1.5m (L=34.5m)</b>	<b>Perfil de 24 geofones espaçados de 3m (L=69m)</b>
<b>Posições da fonte marreta</b>	1.5m E (8 impactos/registos) 3m E (8 impactos/registos) 6m E (8 impactos/registos) 1.5m W (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 6m W (8 impactos/registos)	3m E (8 impactos/registos) 8m E (8 impactos/registos) 3m W (8 impactos/registos) 8m W (8 impactos/registos)
<b>Total de registos sísmicos com marreta</b>	48	32
<b>Posições da fonte explosiva</b>	3m E (1 detonação/registo) 6m E (1 detonação/registo) 12m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 6m W (1 detonação/registo) 12m E (1 detonação/registo)	3m E (1 detonação/registo) 8m E (1 detonação/registo) 15m E (1 detonação/registo) 3m W (1 detonação/registo) 8m W (1 detonação/registo)
<b>Total de registos sísmicos com explosivo</b>	6	5
<b>Total de registos sísmicos para o perfil de geofones</b>	<b>54</b>	<b>37</b>

Na Figura 6.66-a) constata-se que as curvas de dispersão dos máximos absolutos obtidas com cada perfil de geofones só são aproximadamente coincidentes, entre cerca de 9 e 26Hz. Entre cerca de 27 e 56Hz a curva do máximo absoluto relativa ao perfil longo (círculos a verde) passa para um aparente 2º modo de propagação e a partir de cerca de 57Hz volta a sofrer discontinuidades para aparentes modos de velocidade mais elevada. A curva de dispersão do máximo absoluto do perfil curto (círculos a rosa) parece coincidir com o MF até cerca de 37Hz sofrendo depois uma discontinuidade para um aparente 2º modo de propagação com velocidade superior à do MF mas ligeiramente inferior à do “2º modo” obtido com o perfil longo. Estes resultados podem ser consequência de heterogeneidades laterais (horizontais) do meio de propagação, segundo a direcção dos perfis, especialmente nas camadas mais superficiais, que afectam diferentemente os resultados dos perfis de geofones, com diferentes comprimentos.

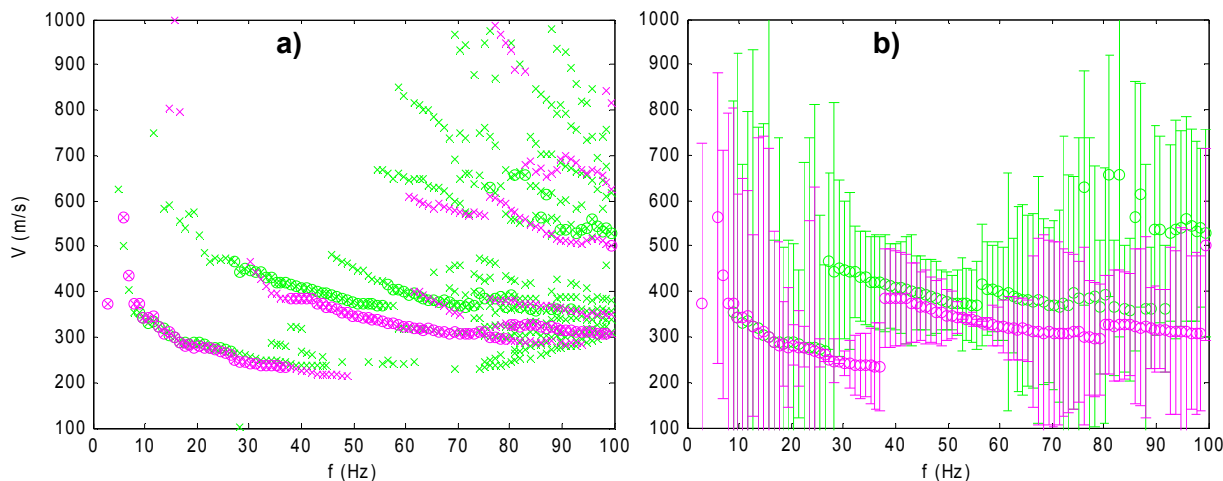


Figura 6.66 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais obtidas com as aquisições activas, para o perfil longo, com geofones equiespaçados de 3m (curvas a verde), e para o perfil curto, com geofones equiespaçados de 1.5m (curvas a rosa); b) “incertezas” das curvas de dispersão de a) associadas aos máximos absolutos dos espectros soma (representados pelos círculos).

As “incertezas” das curvas de dispersão experimentais dos máximos absolutos (Figura 6.66-b)) são bastante elevadas, praticamente para toda a banda de frequências considerada, acentuando-se nas baixas frequências e nas zonas de transição de modo de propagação, como é típico dos dados experimentais do MOS.

Neste local SW4 e na mesma ocasião das aquisições activas, foram também efectuadas aquisições passivas de dados do MOS, com dois dispositivos multi-receptor: o dispositivo de recepção linear com espaçamento 3m já usado na aquisição activa, i.e., o perfil longo com 24 geofones de 4.5Hz, com  $L=69m$  e centrado no ponto SW4; e um dispositivo 2D triangular, com 7 geofones (igualmente de 4.5Hz), do tipo T7 (ver Figura 3.6), com 50m de lado. Por razões de insuficiente espaço físico disponível no local, o centro geométrico deste dispositivo triangular distou cerca de 4.5m na direcção NNE, do ponto central SW4.

A Tabela 6.18 resume os dispositivos utilizados na aquisição passiva, indicando o número de registos sísmicos (com cerca de 33s de duração temporal) efectuados com cada dispositivo.

Tabela 6.18 – Local SW4: dispositivos de aquisição passiva de dados do MOS.

Local SW4 – Aquisição Passiva		
	Perfil (linear) de 24 geofones espaçados de 3m ( $L=69m$ ), centrado em SW4	Dispositivo 2D triangular T7 (7 geofones, $L=50m$ ), centrado a cerca de 4.5m a NNE de SW4
Total de registos sísmicos (33s)	20	20

Os dados adquiridos com o dispositivo triangular foram naturalmente processados com o programa SI (uma vez que o programa  $f_k$  não comporta dados de dispositivos bidimensionais). Os dados adquiridos com o perfil (linear) de geofones foram processados

quer com o programa SI, quer com o programa  $f_k$ . As resultantes curvas de dispersão são ilustradas na Figura 6.67 pelos losangos com diferentes cores, consoante o dispositivo e o processamento que lhes deu origem. Os losangos a preto representam a curva ‘passiva’ obtida com os dados do perfil linear processados com o programa  $f_k$  (usando o processamento alternativo descrito na secção 4.4.3). Os losangos a azul (escuro) correspondem à curva ‘passiva’ obtida com os mesmos dados do perfil linear, mas processados pelo programa SI. Os losangos a turquesa descrevem a curva ‘passiva’ obtida com os registos do dispositivo triangular T7, processados pelo programa SI.

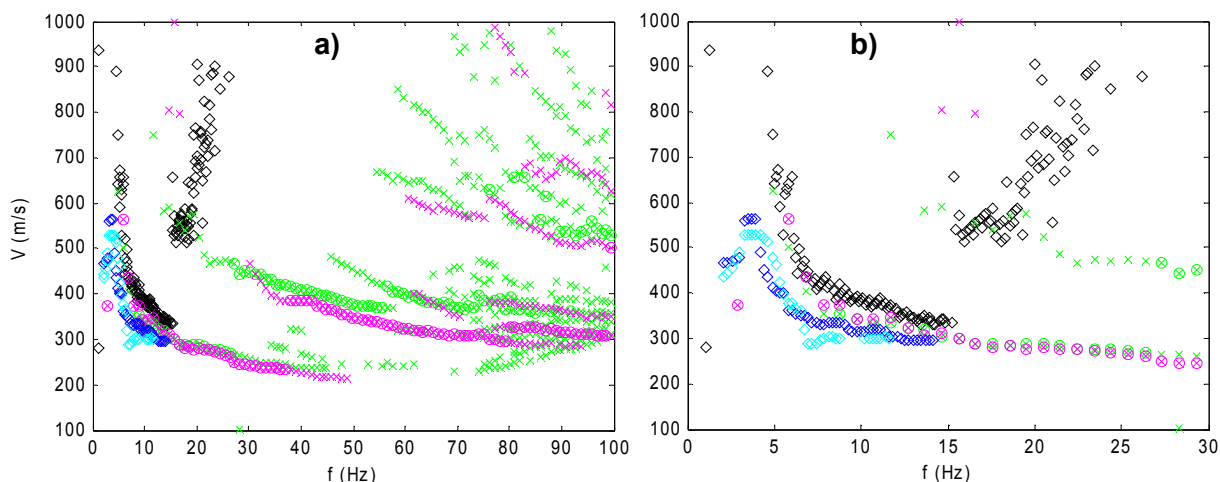


Figura 6.67 – Local SW4 – curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições passivas (losangos) e pelas aquisições activas (círculos e ‘x’): a) entre  $f=0$  e 100Hz e entre  $V=100$  e 1000m/s; b) detalhe de a) em frequência, entre  $f=0$  e 30Hz.

Tal como já foi exposto nas secções 3.6 e 4.5, a título de exemplo, a curva de dispersão obtida com o programa  $f_k$ , é, neste caso, a que apresenta maior coerência e proximidade com as curvas de dispersão ‘activas’. Por este motivo, o troço desta curva, entre cerca de 5 e 15Hz, foi considerado no 2º ensaio de modelação para este local SW4, no qual foi efectuada a modelação conjunta dos dados ‘activos’ e ‘passivos’.

Tal como no caso do local SW3, procederam-se aqui igualmente a dois ensaios de modelação: um 1º ensaio baseado exclusivamente nos dados das aquisições activas e um 2º ensaio baseado nos dados das aquisições activas e passiva.

#### 6.5.6.1. 1º Ensaio de modelação (aquisições activas)

Este 1º ensaio de modelação foi baseado exclusivamente nas curvas de dispersão experimentais resultantes das aquisições activas, ilustradas na Figura 6.66-a). As curvas modais teóricas do modelo ajustado são representadas na Figura 6.68.

Sobrepostas às curvas modais do modelo ajustado, representa-se na Figura 6.68-b) a curva do MF experimental médio, resultante da média das velocidades dos MF experimentais obtidos para cada perfil de geofones. Este MF médio é definido entre cerca de 5 e 49Hz. O ‘rmse’ entre o MF do modelo ajustado e o MF médio experimental é de 4.5m/s,

correspondendo a cerca de 1.6% de valor médio da velocidade do MF experimental médio (284m/s). O modelo ajustado correspondente às curvas modais teóricas consta da Tabela 6.19 e é representado graficamente na Figura 6.69.

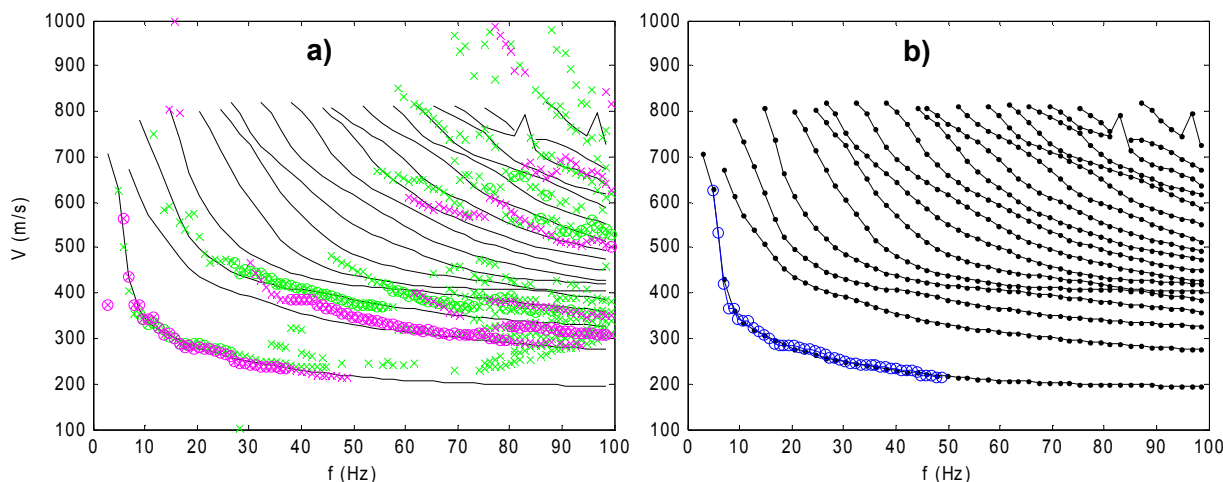


Figura 6.68 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais da aquisição activa (círculos e 'x'), e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo no 1º ensaio (Tabela 6.19); b) curva experimental do MF médio (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas, e as mesmas curvas modais teóricas de a), agora representadas pelas linhas a preto com pontos a cheio.

Tabela 6.19 – Local SW4: modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.68 no 1º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW4 – modelo ajustado no 1º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\nu$
1	1.6	1.6	1400	210	364	0.25
2	3.5	1.9	1400	273	473	0.25
3	7.9	4.4	1450	327	566	0.25
4	10.5	2.6	1500	394	682	0.25
5	15.0	4.5	1500	430	745	0.25
6	20.0	5.0	1500	390	675	0.25
7	24.0	4.0	1900	407	1742	0.47
8	28.5	4.5	1900	477	1819	0.46
9	33.0	4.5	1900	580	1934	0.45
10	43.0	10.0	1900	662	2025	0.44
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	1950	820	2200	0.42

O modelo ajustado tem 11 camadas, representando a última o semi-espaço. As primeiras 6 camadas ocorrem acima do NF, que aqui foi modelado a 20m de profundidade. As camadas 6 e 7 definem uma região de inversão do crescimento de  $V_s$ , entre 15 e 24m de profundidade, onde  $V_s$  tem valores inferiores aos das camadas 5 e 8.

A Figura 6.70 ilustra em maior detalhe a distribuição vertical de  $V_s$  do modelo obtido neste 1º ensaio, em sobreposição à curva empírica  $V'_s-z'$  correspondente ao MF médio representado na Figura 6.68-b), resultante das aquisições activas.

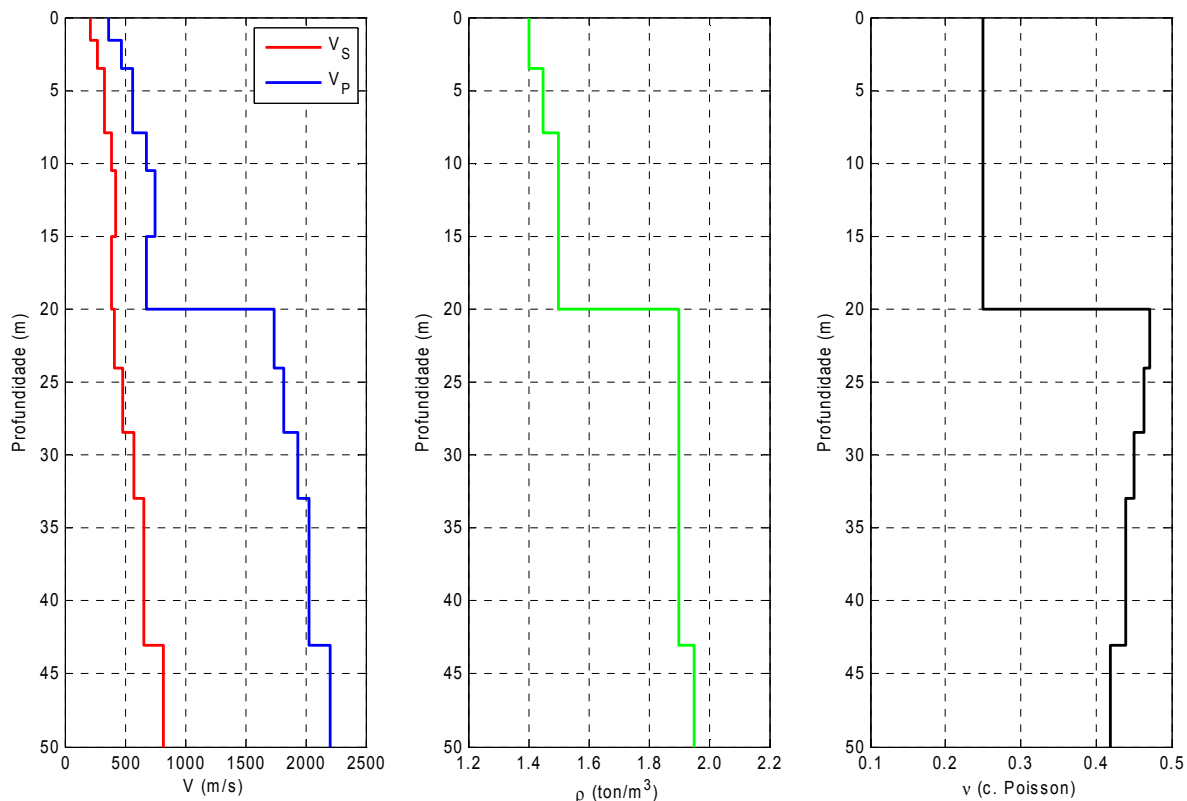


Figura 6.69 – Local SW4: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) ajustado às curvas experimentais da Figura 6.68 (1º ensaio de modelação).

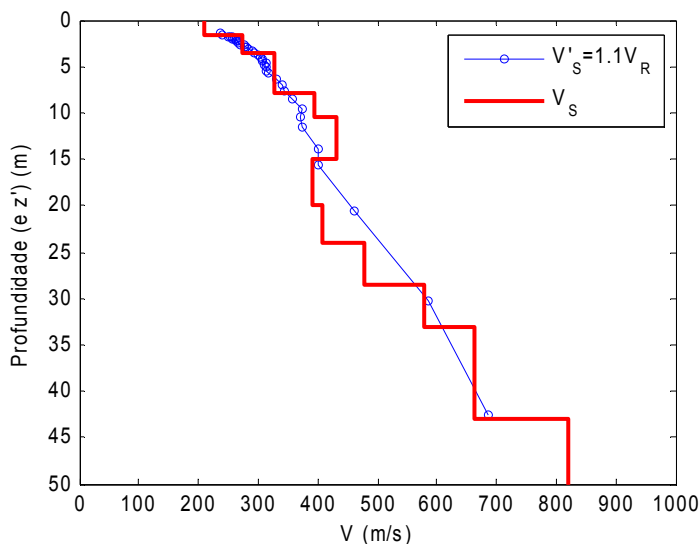


Figura 6.70 – Local SW4: distribuição vertical de  $V_S$  obtida no 1º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_S-z'$  correspondente ao MF experimental médio, resultante das aquisições activas.

As velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis multi-receptor utilizados na aquisição activa, são ilustradas na Figura 6.71, em sobreposição às curvas modais do modelo obtido no 1º ensaio. Os círculos a verde representam a velocidade efectiva média para o perfil longo ( $L=69m$ ), obtida pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo do perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e, seguidamente, pela média destas velocidades para as três

distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 3, 8 e 15m (ver Tabela 6.17). Os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ), obtida pela média das velocidades efectivas nas 24 posições dos receptores ao longo deste perfil, para cada distância da fonte sísmica (activa), e depois, pela média destas velocidades para as quatro distâncias da fonte sísmica utilizadas neste perfil: 1.5, 3, 6 e 12m (ver Tabela 6.17).

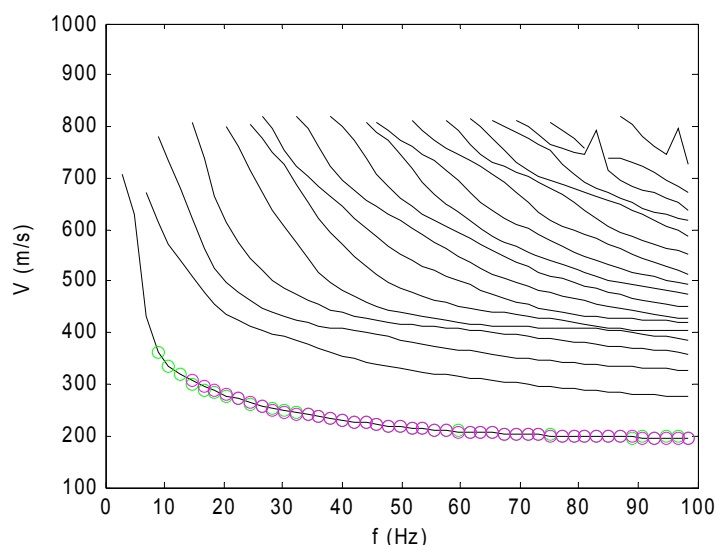


Figura 6.71 – Local SW4: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 1º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69\text{m}$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5\text{m}$ ). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

Estas velocidades efectivas médias (teóricas) são praticamente coincidentes com o MF teórico do modelo ajustado às curvas experimentais resultantes das aquisições activas. Tal como já foi referido a propósito da Figura 6.66-a), verifica-se mais uma vez que, nas aquisições activas realizadas predominou o efeito da separação modal, pelo menos, para frequências superiores a cerca de 27Hz para o perfil longo, e a cerca de 38Hz para o perfil curto. A partir dessas frequências as curvas experimentais dos máximos absolutos sofrem aparentemente transições para modos de propagação de ordem superior, em relativa concordância com o 2º e 3º modos teóricos do modelo ajustado (ver Figura 6.68-a)).

#### 6.5.6.2. 2º Ensaio de modelação (aquisições activas e passiva)

Para este 2º ensaio de modelação considerou-se, além das curvas de dispersão obtidas com as aquisições activas, o troço da curva ‘passiva’ obtida com o programa  $f\_k$  a partir dos dados do perfil (linear) de geofones, representada na Figura 6.67 pelos losangos a preto, e que aparenta entrosamento com as curvas ‘activas’ entre cerca de 5 e 15Hz. Este troço é representado na Figura 6.72-a) pelos losangos a preto, juntamente com as curvas experimentais ‘activas’ (a verde e a rosa) e com as curvas modais teóricas do modelo ajustado neste ensaio. Na Figura 6.72-b) são ilustradas as mesmas curvas modais e o MF experimental definido para este ensaio, que resultou da média do MF (médio) das aquisições activas (representado na Figura 6.68-b)) com o referido troço ‘passivo’, seguida

de uma operação de *smoothing* efectuado com o programa SI, tal como se procedeu para os dados do local SW3 (secção 6.5.5.2). Este MF experimental suavizado foi definido entre cerca de 5 e 49Hz. O 'rmse' entre este MF experimental e o MF teórico do modelo ajustado é de 12.4m/s, correspondendo a cerca de 3% da velocidade média do MF experimental (368m/s).

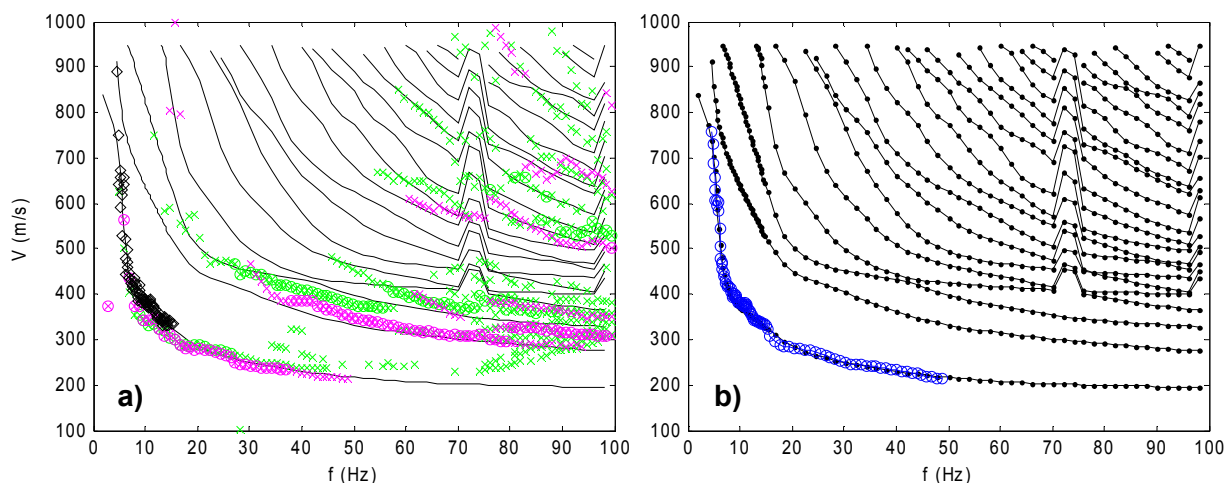


Figura 6.72 – Local SW4: a) curvas de dispersão experimentais consideradas neste 2º ensaio e curvas modais teóricas (linhas contínuas a preto) do modelo do 2º ensaio (Tabela 5.5); b) curva experimental do MF médio “suavizado” (linha com círculos a azul), resultante das aquisições activas e passiva, e as mesmas curvas modais teóricas de a), representadas pelas linhas a preto.

Os parâmetros do modelo ajustado neste ensaio constam da Tabela 5.5 e são representados na Figura 6.73. Este modelo é igual ao modelo do 1º ensaio até 7.9m de profundidade, ou seja, há igualdade da geometria e dos parâmetros mecânicos das primeiras 3 camadas, nos modelos dos dois ensaios. O modelo agora ajustado tem 12 camadas, sendo a 12ª correspondente ao semi-espaço de base. As primeiras 6 camadas ocorrem acima do NF, modelado aqui a 20m de profundidade, tal como no 1º ensaio de modelação. As camadas 6, 7 e 8 definem uma região de inversão do crescimento de  $V_s$ , entre 15 e 30m de profundidade, onde  $V_s$  tem valores inferiores aos das camadas 5 e 9.

A Figura 6.74 ilustra com maior detalhe a distribuição vertical de  $V_s$  do modelo obtido neste 2º ensaio, em conjunto com a curva empírica  $V'_s-z'$  correspondente ao MF experimental representado na Figura 6.72-b), resultante das aquisições activas e passiva.

As velocidades efectivas médias, resultantes da sobreposição modal, para cada um dos perfis de geofones utilizados na aquisição activa, são ilustradas na Figura 6.75, em sobreposição às curvas modais do modelo obtido neste 2º ensaio. Os círculos a verde representam a velocidade efectiva média para o perfil longo ( $L=69m$ ) e os círculos a rosa representam a velocidade efectiva média para o perfil curto ( $L=34.5m$ ), tal como nos restantes casos apresentados, sendo estas médias calculadas não só tendo em conta o conjunto das posições dos geofones, como as várias distâncias a que foram activadas as fontes sísmicas de acordo com a Tabela 6.17.

Tabela 6.20 – Local SW4: parâmetros do modelo ajustado às curvas experimentais da Figura 6.72, no 2º ensaio de modelação. As linhas sombreadas a cinza correspondem às camadas abaixo do NF.

Local SW4 – modelo ajustado no 2º ensaio						
Camada	Prof. da base da camada (m)	Espessura (m)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_S$ (m/s)	$V_P$ (m/s)	$\nu$
1	1.6	1.6	1400	210	364	0.25
2	3.5	1.9	1400	273	473	0.25
3	7.9	4.4	1450	327	566	0.25
4	11.0	3.1	1500	450	779	0.25
5	15.0	4.0	1550	500	866	0.25
6	20.0	5.0	1550	450	779	0.25
7	25.0	5.0	1900	380	1712	0.47
8	30.0	5.0	1900	435	1773	0.47
9	37.0	7.0	1950	650	2011	0.44
10	45.0	8.0	1950	700	2067	0.43
11	55.0	10.0	1950	800	2178	0.42
semi-espaço	$\infty$	$\infty$	2000	950	2345	0.40

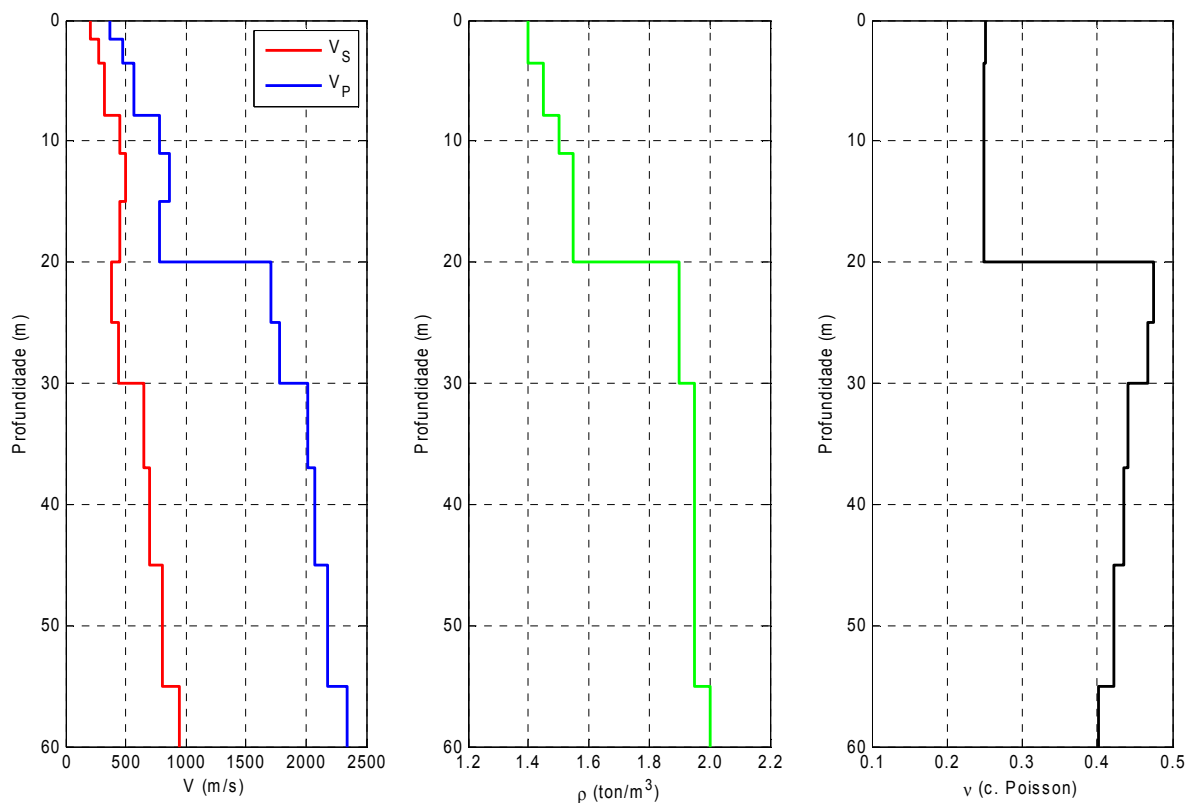


Figura 6.73 – Local SW4: representação gráfica dos parâmetros do modelo ( $V_S$ ,  $V_P$ ,  $\rho$  e  $\nu$ ) da Tabela 5.5, ajustado às curvas experimentais da Figura 6.72 (2º ensaio de modelação).



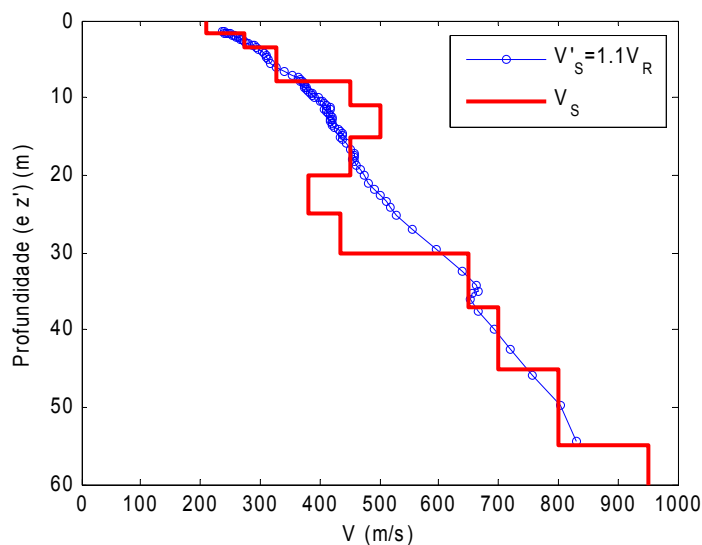


Figura 6.74 – Local SW4: distribuição vertical de  $V_s$  obtida no 2º ensaio de modelação, com sobreposição da curva empírica  $V'_s - z'$  correspondente ao MF experimental, resultante das aquisições activas e passiva.

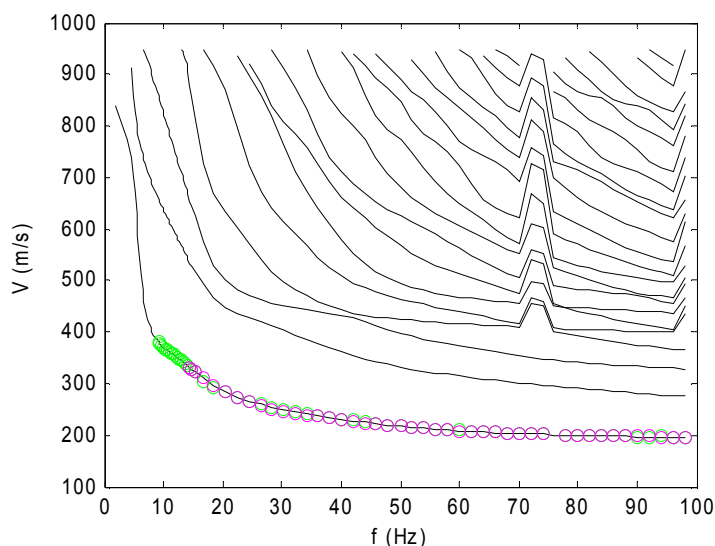


Figura 6.75 – Local SW4: curvas das velocidades efectivas médias para o modelo do 2º ensaio e para cada perfil de geofones usado na aquisição activa – círculos a verde para o perfil longo ( $L=69m$ ), círculos a rosa para o perfil curto ( $L=34.5m$ ). As linhas contínuas a preto representam as curvas modais do modelo.

Mais uma vez as velocidades efectivas médias (teóricas) calculadas para os dispositivos de aquisição activa utilizados, são praticamente coincidentes com o MF teórico do modelo ajustado no 2º ensaio, apesar deste modelo ser inversamente dispersivo, com uma região de 15m de espessura onde  $V_s$  é inferior aos valores imediatamente acima e abaixo dessa região.

Nas Figura 6.76 e Figura 6.77 comparam-se graficamente os modelos e as distribuições  $V'_s - z'$  (correspondentes aos respectivos MF experimentais considerados) para os dois ensaios de modelação realizados: o 1º ensaio baseado exclusivamente nos dados das

aquisições activas (com referência 'A' nas figuras) e o 2º ensaio baseado nos dados das aquisições activas e passiva (com referência 'AP' nas figuras).

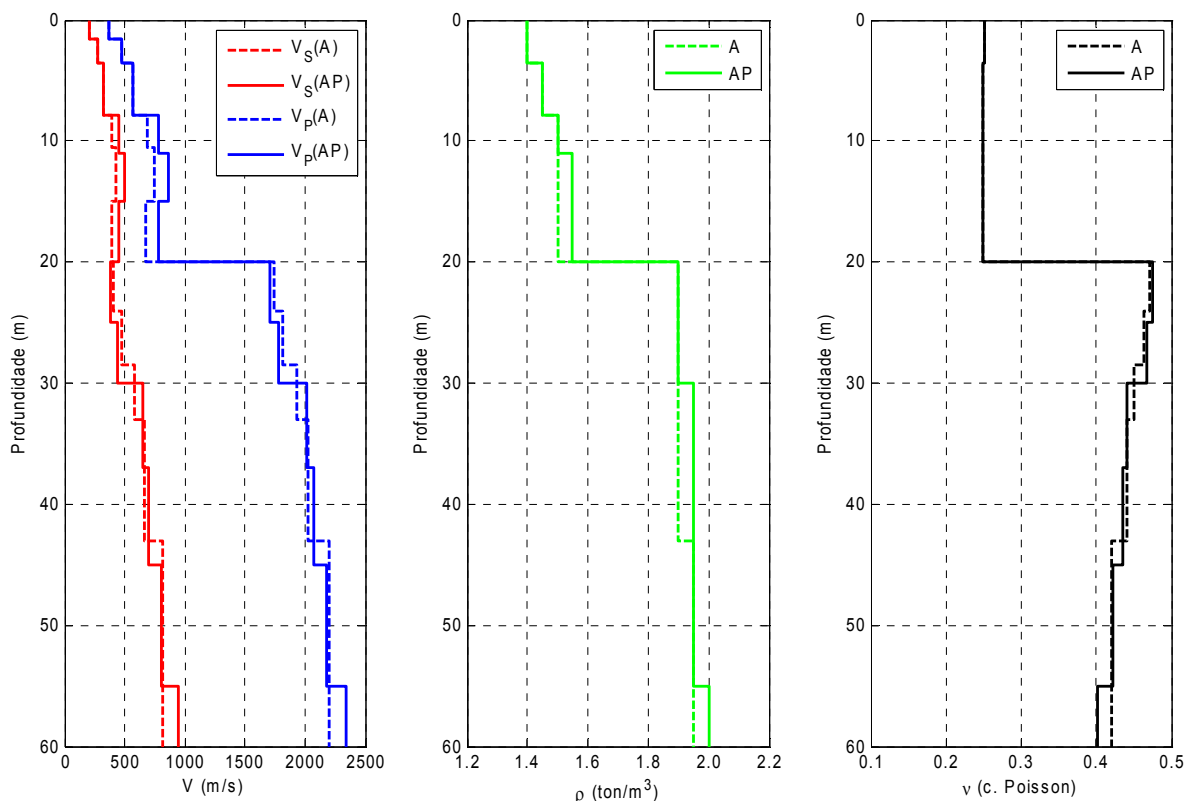


Figura 6.76 – Local SW4: comparação entre os modelos obtidos no 1º ensaio de modelação, com referência A (aquisições activas), e no 2º ensaio de modelação, com referência AP (aquisições activas e passiva).

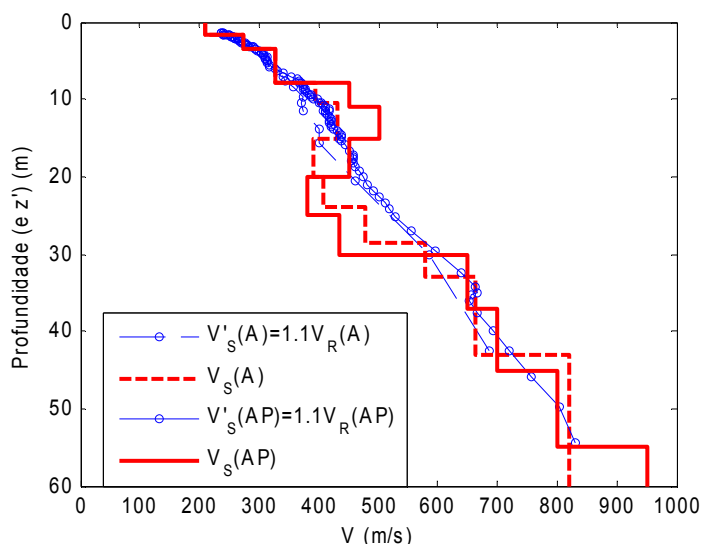


Figura 6.77 – Local SW4: comparação entre as distribuições de  $V_S$  dos modelos e entre as distribuições  $V'_S-z'$ , do 1º ensaio de modelação, com referência A (aquisições activas) e do 2º ensaio de modelação, com referência AP (aquisições activas e passiva).

Nestas figuras observam-se diferenças significativas entre os modelos obtidos nos dois ensaios abaixo de 7.9m de profundidade. Estas diferenças devem-se à influência da curva

'passiva' no conjunto das curvas experimentais, bem como na definição do MF experimental, no 2º ensaio de modelação. Esta curva 'passiva' introduz velocidades mais elevadas do que as curvas 'activas', para frequências inferiores a 15Hz, que justificam o modelo obtido no 2º ensaio.

### 6.5.7. Análise comparativa dos resultados do MOS

As Figura 6.78 e Figura 6.79 comparam os diversos perfis verticais de  $V_S$  dos modelos ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas pelas aquisições exclusivamente activas de dados do MOS no Campo Experimental do LNEC.

Na Figura 6.78 comparam-se os modelos obtidos nos vários locais ensaiados na zona A: SW2, SWPA, SW1 e SW5. Na Figura 6.79 comparam-se os modelos obtidos nos locais SW3, SW4 e SW5 situados em três zonas distintas do Campo Experimental (ver Figura 6.4 e Figura 6.5). O modelo do local SW5 aqui analisado é naturalmente o modelo "final" obtido no 2º ensaio de modelação (secção 6.5.1.2), com a mesma imposição sobre o coeficiente de Poisson ( $\nu=0.25$ ) acima do NF, que foi utilizada nos modelos dos restantes locais. Os modelos dos locais SW3 e SW4 comparados na Figura 6.79 são os obtidos nos respectivos primeiros ensaios de modelação, ou seja, os baseados exclusivamente nas aquisições activas.

Na Figura 6.78 observa-se que, apesar das inversões de velocidade, relativamente localizadas e de pequena expressão, que ocorrem nos quatro modelos, com maior ou menor espessura, entre 5.1 e 10.7m de profundidade, a tendência nos modelos é um crescimento gradual da velocidade ( $V_S$ ) entre cerca de 200m/s, à superfície, até cerca de 500 a 600m/s, a profundidades da ordem de 20 a 25m, verificando-se uma concordância significativa entre os 4 modelos até estas profundidades. A partir de cerca de 25m todos os modelos analisados apresentam (acentuado) crescimento de  $V_S$  atingindo na "última camada" ou semi-espaço, velocidades entre 800 e 1100m/s. No entanto, abaixo de cerca de 25m de profundidade, a concordância entre os 4 modelos diminui, constatando-se uma maior dispersão das velocidades e da geometria das camadas.

A profundidade do semi-espaço nestes 4 modelos é também bastante variável, entre cerca de 29m no modelo do local SW1 e 57m no modelo do local SWPA, influenciada certamente pelos diferentes comprimentos dos perfis de geofones utilizados na aquisição (activa) dos dados do MOS. De facto, o perfil de geofones centrado em SW1 teve apenas 46m de comprimento, enquanto que o perfil de geofones centrado em SWPA perfazia 94m de comprimento. Nos locais SW2 e SW5 foram utilizados dois perfis de geofones equicentrados e colineares, tendo o perfil mais longo 69m, em ambos os casos.

Dada a proximidade entre os locais SW2, SWPA, SW1 e SW5 na zona A, e pelo facto de terem um enquadramento geológico semelhante, não são expectáveis grandes variações dos materiais e das suas características mecânicas, para profundidades superiores a 25m. Deste modo, as diferenças entre os modelos destes locais estão provavelmente

relacionadas com as limitações intrínsecas do MOS na obtenção de dados suficientes e consistentes na gama das baixas frequências, ou equivalentemente, dos elevados cdo, necessários para aumentar a definição dos modelos em profundidade, além da inerente ambiguidade e não-unicidade das soluções dos processos de modelação/inversão.

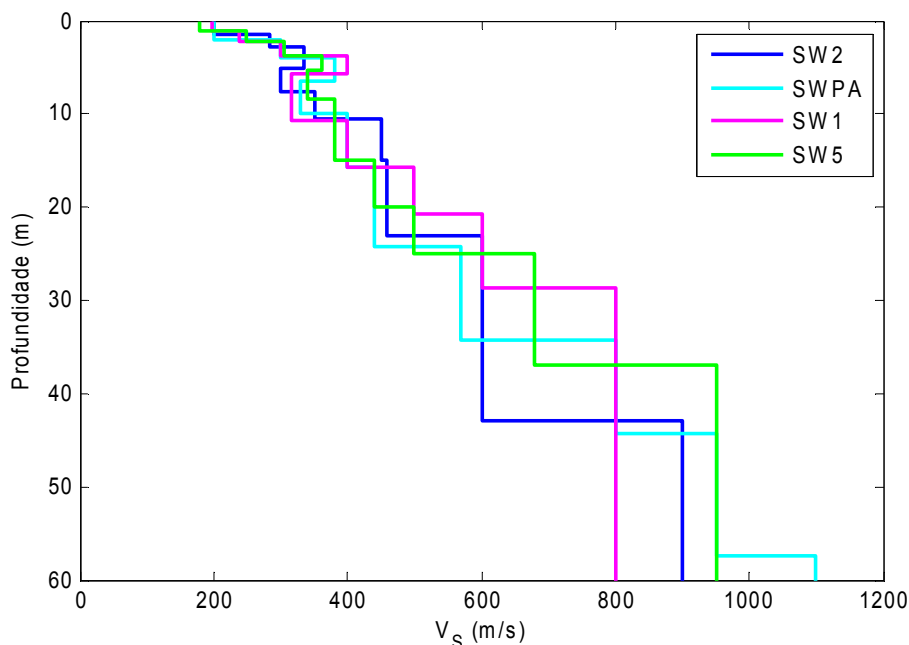


Figura 6.78 – Campo Experimental do LNEC – comparação dos modelos teóricos de  $V_S$  ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas com aquisições activas de dados do MOS nos vários locais da zona A: SW2, SWPA, SW1 e SW5.

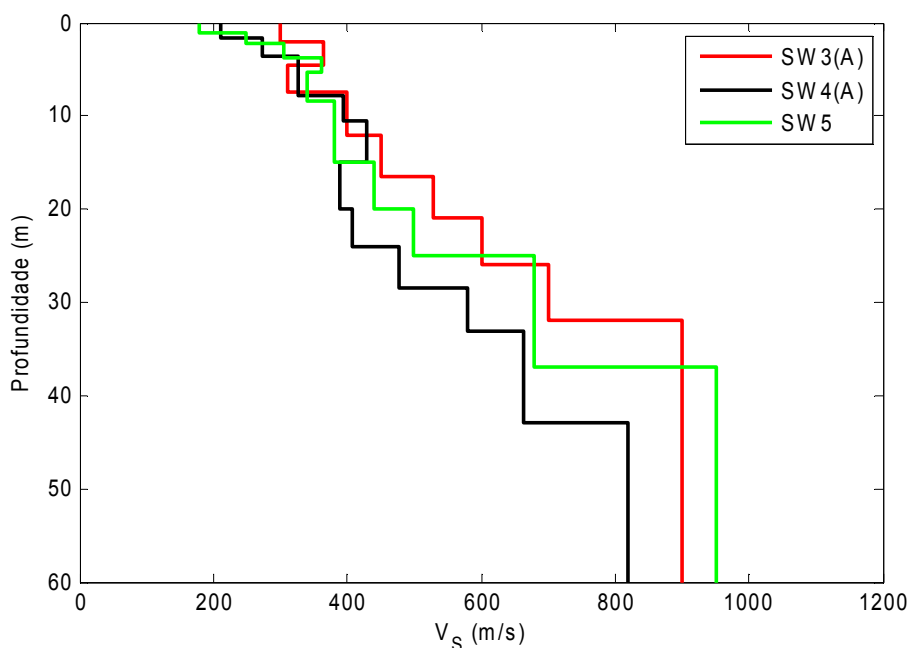


Figura 6.79 – Campo Experimental do LNEC – comparação dos modelos teóricos de  $V_S$  ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas exclusivamente com aquisições activas de dados do MOS, nos locais: SW3, SW4 e SW5.

Comparam-se na Figura 6.79 os modelos obtidos em três zonas distintas (mais afastadas) do Campo Experimental: o local SW3, o local SW5 na zona A e o local SW4 na zona B (ver Figura 6.4 e Figura 6.5), com base apenas nas aquisições activas, ou seja, os modelos dos locais SW3 e SW4 aqui comparados são os modelos obtidos no 1º ensaio (secções 6.5.5.1 e 6.5.6.1), com referência A (de ‘activas’) na Figura 6.79. Apesar destes três locais se situarem sobre a mesma formação miocénica superficial, AQB (de acordo com a carta geológica), os perfis de aquisição de dados centrados em SW3 e SW4 não intersectam, em princípio, a eventual aluvião superficial que intersecta os perfis da zona A, incluindo o perfil SW5. No local SW4 pode no entanto existir uma maior cobertura de aterro superficial, sobre a formação miocénica.

Na Figura 6.79 o modelo obtido no local SW3 distingue-se dos modelos obtidos nos outros locais (SW4 e SW5) sobretudo pelas velocidades superiores nas camadas mais superficiais, até cerca de 3.5m de profundidade. O modelo do local SW4 distingue-se dos outros modelos pela inversão de  $V_s$ , entre 15 e 24m de profundidade, que não ocorre em nenhum dos outros modelos obtidos no Campo Experimental (a estas profundidades). Apesar destas diferenças, os 3 modelos comparados têm tendências de crescimento semelhantes, abaixo de cerca de 15m de profundidade, atingindo valores da velocidade no semi-espço entre 820 e 950m/s, com menor dispersão até, do que a observada entre os modelos da zona A (Figura 6.78), e para profundidades entre cerca de 32m, no modelo do local SW3, e 43m, no modelo do local SW4.

Nas Figura 6.80 e Figura 6.81 comparam-se os MF experimentais (médios) considerados na modelação dos dados ‘activos’ do MOS para os locais SW2, SWPA, SW1 e SW5. Na Figura 6.80 estes MF são representados na forma utilizada até aqui, ou seja, na forma  $f-V_R$ . Na Figura 6.81 estes mesmos MF são representados na forma  $V_R$ -cdo (ou  $V_R$  – comprimento de onda).

Na Figura 6.80 observa-se, na generalidade, uma elevada concordância das curvas dos MF experimentais relativos aos locais SW2, SWPA, SW1 e SW5 situados na zona A, mesmo para frequências abaixo de cerca de 15Hz, onde as “incertezas” das curvas experimentais, são muito elevadas. Esta concordância evidencia a coerência dos resultados obtidos, nos quatro locais próximos e com o mesmo enquadramento geológico, e valida assim o método utilizado para a obtenção das curvas de dispersão experimentais.

A Figura 6.81 mostra que, nas aquisições activas de dados do MOS nos 4 locais da zona A (SW2, SWPA, SW1 e SW5), os máximos cdo “detectados” são relativamente elevados, entre cerca de 91m no local SW5 e 171m no local SWPA, provavelmente devido à elevada rigidez (e portanto  $V_s$ ) do meio de propagação, para profundidades acima de 10 a 15m. No caso do local SWPA, o maior comprimento do perfil de geofones (94m) utilizado nas aquisições activas, pode igualmente ter favorecido o registo de maiores cdo. Os mínimos cdo das curvas dos MF experimentais variam entre 2.2m no local SW2 e 4.8m no local SWPA. A consonância dos MF experimentais comparados é igualmente evidenciada por esta representação, em termos do cdo *versus*  $V_R$ , sendo mais elevada para cdo até cerca de

30m, e diminuindo para cdo superiores, ao mesmo tempo que as curvas se tornam mais esparsas.

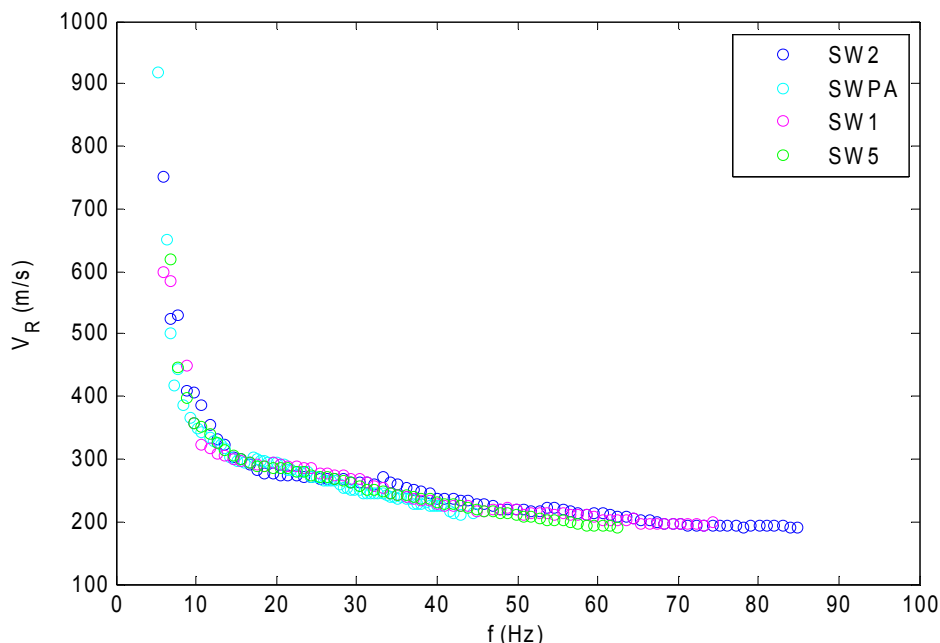


Figura 6.80 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base nas aquisições activas de dados do MOS nos vários locais da zona A – SW2, SWPA, SW1 e SW5.

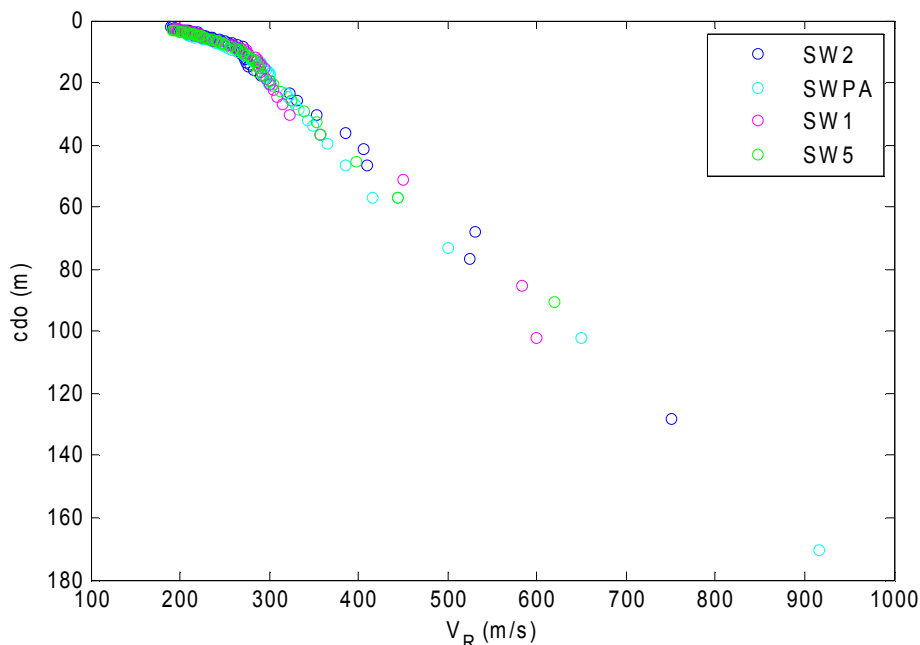


Figura 6.81 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.80 em termos de  $cdo$  (comprimento de onda) versus  $V_R$ .

Nas Figura 6.82 e Figura 6.83 comparam-se os MF experimentais (médios) considerados na modelação dos dados exclusivamente ‘activos’ do MOS para os locais SW3, SW4 e SW5. Na Figura 6.82 estes MF são representados na forma  $f-V_R$  e na Figura 6.83 são representados na forma  $V_R-cdo$ .

Sobressai na Figura 6.82 a elevada concordância entre as curvas do MF experimental dos locais SW4 e SW5, na gama 10-50Hz, o que eventualmente traduz meios de propagação com características mecânicas semelhantes, pelo menos, na região mais superficial, nestes dois locais. Esta semelhança foi naturalmente revelada nos respectivos modelos de  $V_S$  até cerca de 10m de profundidade, tal como pode ser observado na Figura 6.79.

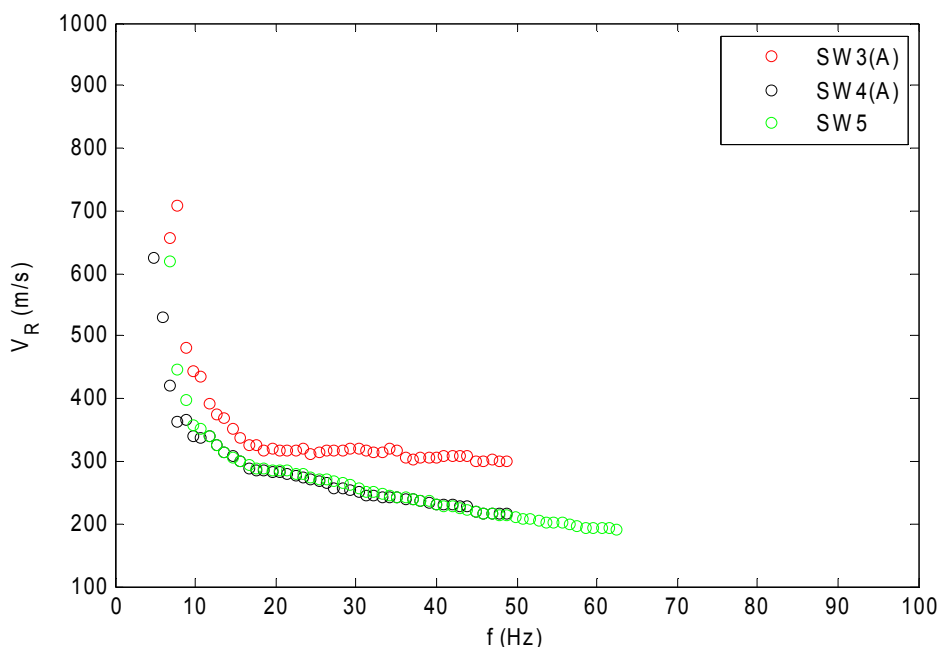


Figura 6.82 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base nas aquisições activas de dados do MOS nos locais SW3, SW4 e SW5.

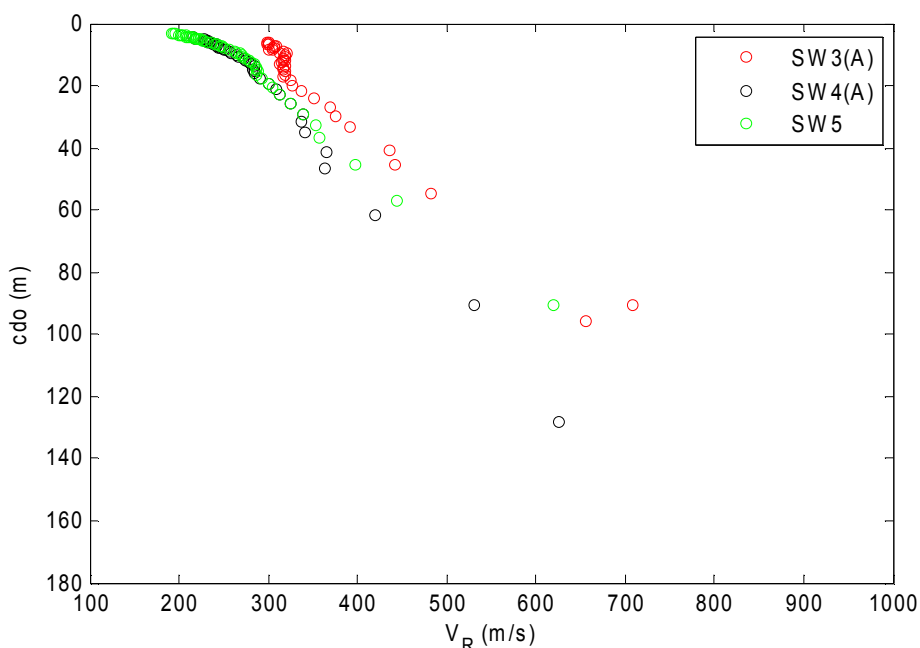


Figura 6.83 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.82 em termos de  $V_R$  versus  $c.do$  (comprimento de onda).

A curva do MF(A) experimental obtida no local SW3 é significativamente distinta dos MF obtidos nos outros 2 locais SW4 e SW5, especialmente para frequências superiores a cerca de 20Hz, onde toma valores de  $V_R$  claramente superiores aos dos outros MF. Esta diferença indicia, pelo menos, admitindo que a curva experimental corresponde efectivamente ao MF, que no local SW3 as camadas superficiais têm rigidez ( $V_S$ ) superior às das camadas superficiais nos outros locais.

Na Figura 6.83 observa-se igualmente que os máximos cdo destas curvas experimentais são elevados, entre cerca de 91m para SW5 e 128m para SW4(A). Os mínimos cdo destas curvas variam entre cerca de 3m no caso do MF do local SW5 e 6m no MF(A) do local SW3.

Relativamente aos locais SW3 e SW4, onde a aquisição passiva forneceu curvas de dispersão compatíveis com as curvas obtidas com as aquisições activas, foram definidos outros MF experimentais ponderados (e suavizados) de modo a incorporar a influência das curvas ‘passivas’ e foram efectuados novos ensaios de modelação para determinar modelos que melhor se ajustassem ao conjunto das curvas ‘activas’ e ‘passiva’ para cada um destes locais, tal como foi exposto nas secções 6.5.5.2 e 6.5.6.2. Estes novos modelos, correspondentes ao 2º ensaio de modelação em cada um dos casos, são comparados com o modelo obtido para o local SW5 na Figura 6.84, de forma análoga à da Figura 6.79.

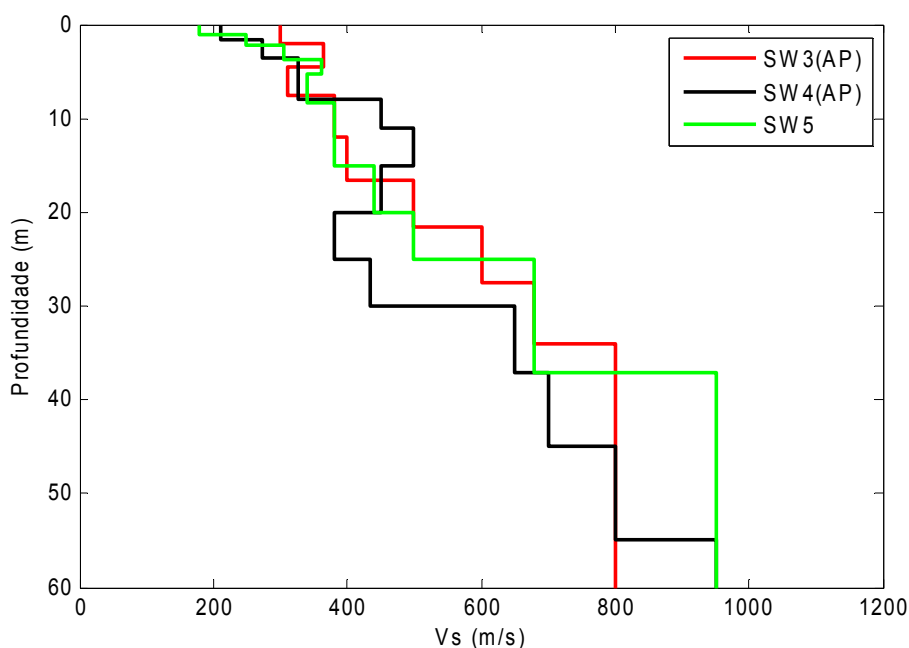


Figura 6.84 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos modelos teóricos de  $V_S$  ajustados às curvas de dispersão experimentais obtidas, com aquisições activas e passivas, nos locais SW3 e SW4 e com aquisições exclusivamente activas no local SW5.

Comparando as Figura 6.84 e Figura 6.79, verifica-se que abaixo de cerca de 7.5 a 8m de profundidade (profundidades até às quais os modelos AP obtidos para SW3 e SW4, não sofreram alterações relativamente aos modelos A), as distribuições de  $V_S$  dos modelos AP de SW3 e SW4 são significativamente diferentes, especialmente no caso do local SW4. Enquanto que o modelo AP de SW3 parece ter-se aproximado do modelo SW5, pelo menos,



até cerca de 37m de profundidade, o modelo AP de SW4 apresenta de um modo geral, um maior afastamento do modelo SW5.

As Figura 6.85 e Figura 6.86 ilustram os MF(AP) experimentais considerados na modelação conjunta dos dados ‘activos’ e ‘passivos’ do MOS para os locais SW3 e SW4, juntamente com o MF experimental definido para o local SW5 (baseado apenas nas aquisições activas). Tal como nos casos anteriores, na Figura 6.85 estes MF são representados na forma  $f-V_R$  e na Figura 6.86 estes MF são representados na forma  $V_R-cdo$ .

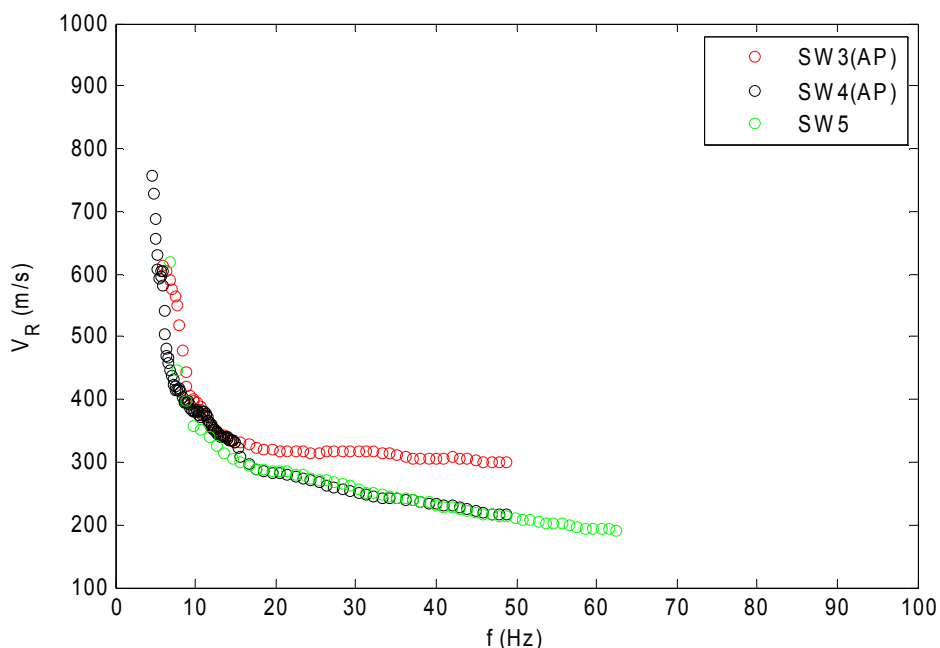


Figura 6.85 – Campo Experimental do LNEC: comparação dos MF experimentais definidos com base, nas aquisições activas e passivas nos locais SW3 e SW4, e nas aquisições exclusivamente activas no local SW5.

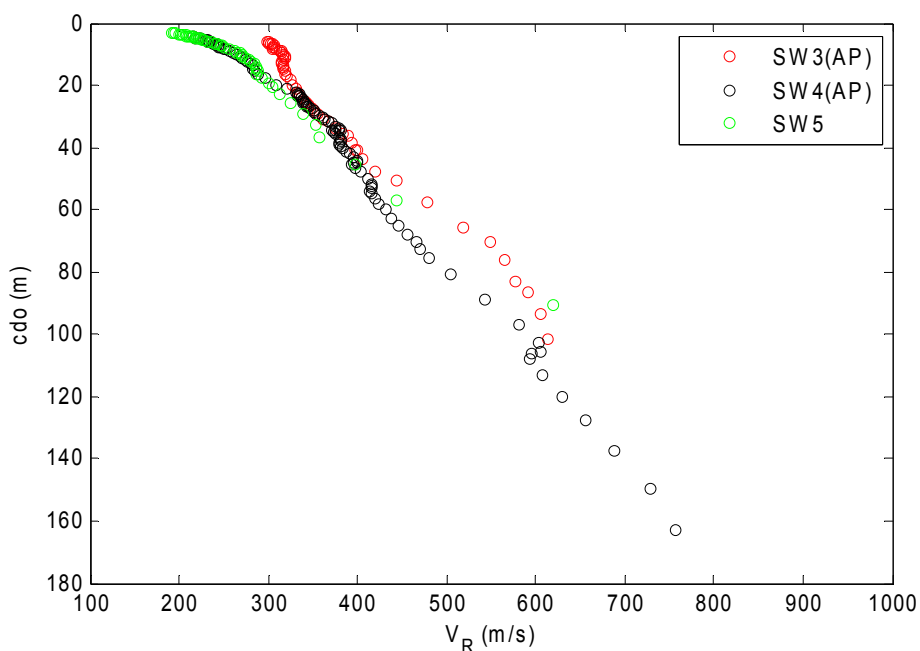


Figura 6.86 – Campo Experimental do LNEC: representação dos MF experimentais da Figura 6.85 em termos de  $V_R$  versus  $cdo$  (comprimento de onda).

A comparação da Figura 6.85 com a Figura 6.82 mostra que a aquisição passiva de dados nos locais SW3 e SW4 quase não aumentou a gama de frequências do MF experimental, relativamente à gama de frequências obtida exclusivamente com as aquisições activas, sendo que apenas no caso SW3, no MF(AP), definido entre cerca de 6 e 49Hz, a gama de frequências aumentou cerca de 1Hz nas baixas frequências em relação ao MF(A), definido entre cerca de 7 e 49Hz. No caso do local SW4, ambos os MF experimentais AP e A são definidos sensivelmente acima da mesma frequência, de cerca de 5Hz. No entanto, em ambos os casos SW3 e SW4, a incorporação das curvas de dispersão 'passivas' aumentou consideravelmente o número de pontos das curvas experimentais MF 'AP' para frequências inferiores a 15Hz.

Comparando a Figura 6.86 com a Figura 6.83, verifica-se que em termos de cdo, em ambos os casos SW3 e SW4, os MF(AP) atingem cdo máximos, superiores aos dos MF(A), além do número de pontos das curvas MF(AP) ser muito superior ao número de pontos das curvas MF(A), nomeadamente na gama dos grandes cdo, superiores a cerca de 20m. No local SW3 o máximo cdo alcançado com o MF(AP) é de cerca de 102m, enquanto que com o MF(A) era de 96m. No local SW4, o máximo cdo detectado no MF experimental das aquisições activas, MF(A), é de 128m enquanto que no MF(AP) resultante da conjugação dos dados 'activos' e 'passivos' é de cerca de 163m. Esta maior definição das curvas experimentais na gama dos elevados cdo justifica a obtenção de modelos definidos até maiores profundidades.

Apesar de ser difícil concluir, apenas com base nos resultados do MOS, quais os modelos mais correctos, entre os obtidos apenas com base nas aquisições activas ou com base na conjugação dos dados das aquisições activas e passivas, verificou-se que, nestes dois locais SW3 e SW4 a aquisição passiva de dados do MOS contribuiu para uma maior definição das curvas experimentais, no domínio das "baixas frequências", domínio que no contexto do MOS, é considerado  $f < 10\text{Hz}$ .

Resta ainda salientar a eficácia da estratégia de inversão utilizada no processamento dos dados do MOS. Nos casos apresentados nas secções anteriores, verificou-se que os modelos resultantes da inversão justificam os dados experimentais, não só em termos do MF, como também, na maioria dos casos, em termos dos modos experimentais de ordem (velocidade) mais elevada, bem como apresentam geometrias e valores dos parâmetros  $V_s$ ,  $V_p$  e  $v$  plausíveis e compatíveis com a restante informação geológica e geofísica existente para os locais ensaiados.

## 6.6. Sondagens, ensaios mecânicos e ensaios laboratoriais

Posteriormente à realização dos perfis de refacção sísmica e das aplicações do MOS no Campo Experimental do LNEC, foram executadas as três sondagens mecânicas S1, S2 e S3, marcadas na Figura 6.6, em torno do ponto SW5, que foi o ponto central da aquisição de

dados do MOS neste local. As primeiras sondagens S1 e S2 foram realizadas entre 30 de Março e 9 de Abril de 2009. A sondagem S3 foi executada entre 12 e 13 de Agosto de 2009.

Estas sondagens, bem como a recolha de amostras e os ensaios mecânicos executados nos furos, foram realizados pela Geocontrole SA ao abrigo de uma pareceria técnico-científica entre a Geocontrole SA e o LNEC, estabelecida no âmbito deste trabalho de investigação [Coelho et al. 2010].

As três sondagens mecânicas são sub-verticais, atingiram cerca de 41m de profundidade e foram dispostas em triângulo com cerca de 5m de lado. Mais concretamente, a sondagem S1 dista, à superfície do terreno, cerca de 5.20m da sondagem S2, encontrando-se estas duas sondagens sobre o alinhamento do perfil SW5, praticamente coincidente com o alinhamento do perfil de refração P5L. A sondagem S3 foi efectuada a cerca de 5m para norte do ponto SW5 na direcção aproximadamente perpendicular ao alinhamento dos perfis geofísicos, apenas para instalação de piezómetros.

O furo de sondagem S1 foi executado à rotação com amostragem contínua dos terrenos atravessados. Realizaram-se nesta sondagem, em curso de furação, ensaios SPT espaçados de 1.5m. Na sondagem S2 foram recolhidas algumas amostras indeformadas e executados ensaios pressiométricos do tipo “Menard”. Na sondagem S3, efectuada com furação destrutiva, a Geocontrole SA instalou, em colaboração com o LNEC, três piezómetros para medição dos níveis de água no furo a diferentes profundidades.

As Figura 6.87 (1ª parte – 0 a 20.5m de profundidade) e Figura 6.88 (2ª parte – 20.5 a 41m de profundidade) resumem esquematicamente, e localizam em profundidade, a informação obtida com as sondagens S1 a S3. O perfil individual da sondagem S1 (a única efectuada com amostragem contínua) é apresentado no Anexo B.

Apesar de não ter havido amostragem contínua nas sondagens S2 e S3, os terrenos atravessados, bem como as respectivas profundidades de ocorrência, foram, de um modo geral, semelhantes aos da sondagem S1, evidenciando a continuidade e a homogeneidade lateral da estratificação.

Sobre as amostras recolhidas nas sondagens efectuaram-se ensaios laboratoriais para determinação das suas propriedades índice. Foram igualmente realizados ensaios de coluna ressonante (no IST), para determinação laboratorial da velocidade da onda de corte ( $V_{S,lab}$ ) em três amostras indeformadas recolhidas na sondagem S2.

Entre os dois furos de sondagem S1 e S2 foram posteriormente realizados, pelo LNEC, ensaios sísmicos entre furos (do tipo *crosshole seismic test*), com os quais se obteve a distribuição vertical das velocidades das ondas P e S ( $V_P$  e  $V_S$ ) na secção entre furos, tal como é apresentado na secção 6.7.

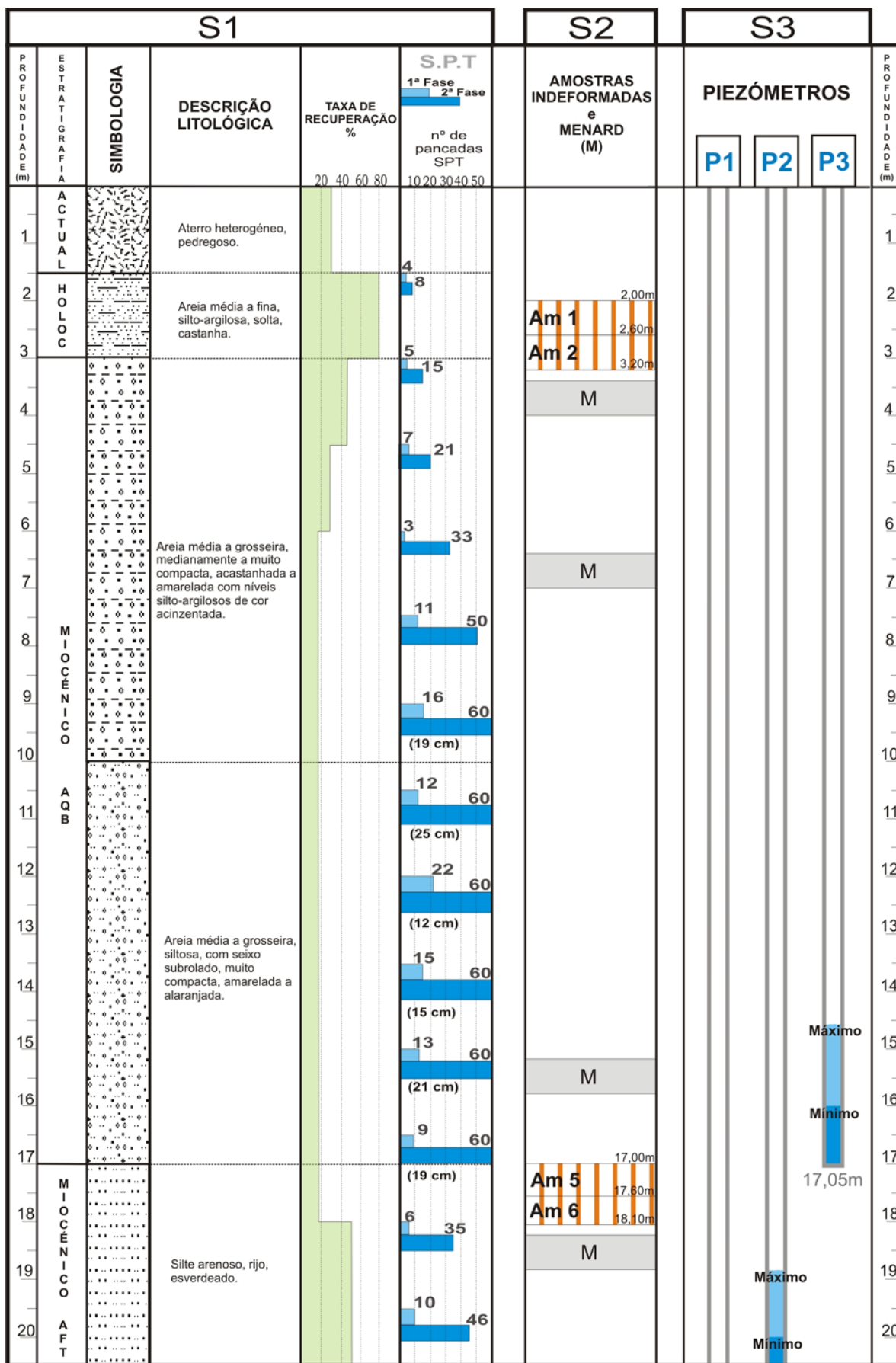


Figura 6.87 – Sondagens S1 a S3 – 1ª parte: 0 a 20.5m de profundidade.

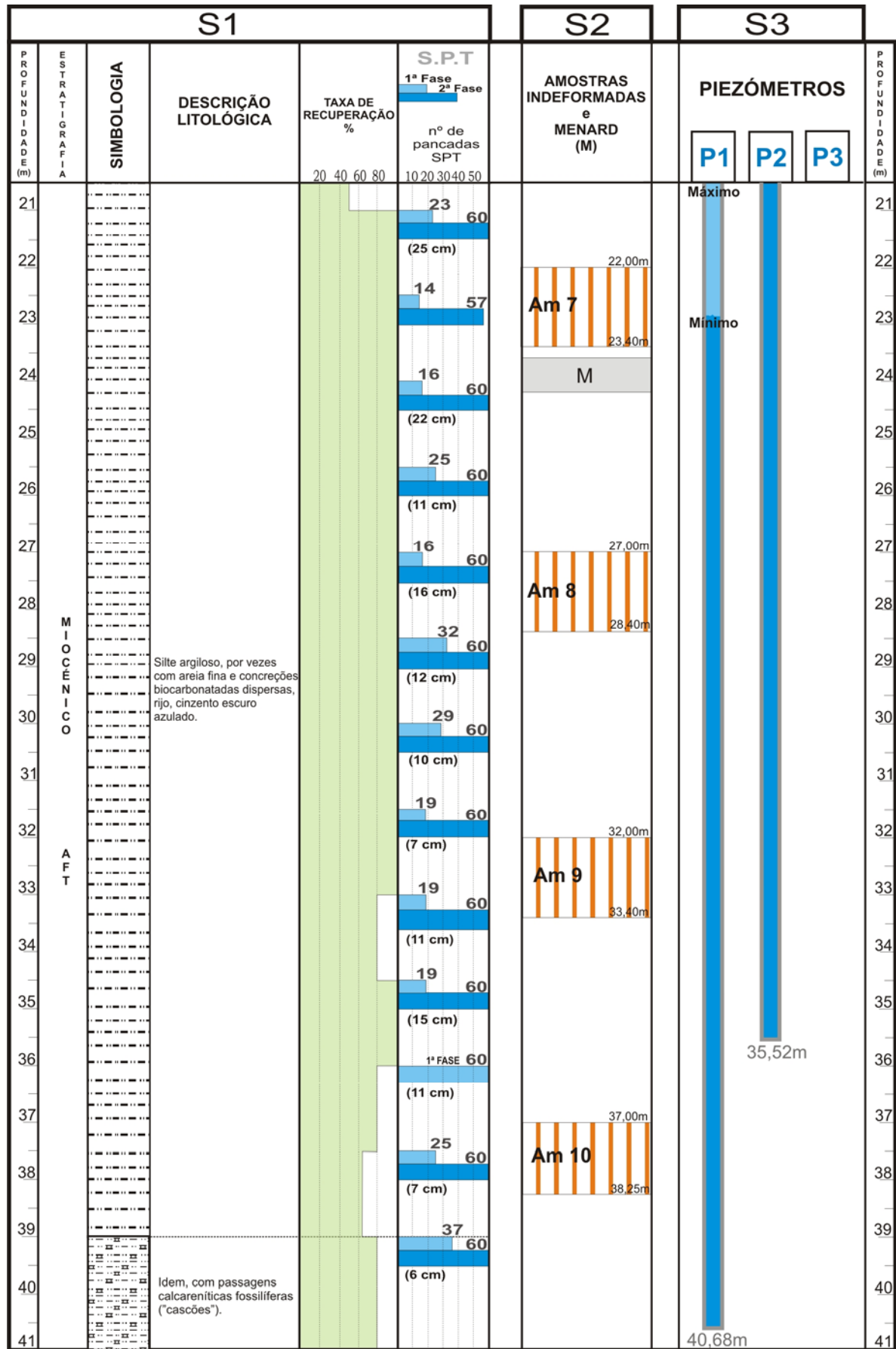


Figura 6.88 – Sondagens S1 a S3 – 2ª parte: 20.5 a 41m de profundidade.

### 6.6.1. Condições geológico-geotécnicas locais do Campo Experimental

Com base na informação bibliográfica disponível e nos resultados das sondagens S1 e S2 (incluindo o perfil individual da sondagem S1 apresentado no Anexo B, os resultados dos ensaios SPT representados nas Figura 6.87 e Figura 6.88, e os resultados dos ensaios laboratoriais expostos na secção 6.6.3), procedeu-se à interpretação das condições geológico-geotécnicas locais, designadamente:

- aterro – material heterogéneo, pedregoso, com cerca de 1.5m de espessura;
- aluvião – constituída por areia média a fina, silto-argilosa, de cor castanha, solta ( $N_{SPT}=8$ , 1.5m), ocorrendo entre 1.5 e 3m de profundidade; este material foi identificado como correspondendo à aluvião referenciada na carta geológica [SGP 1986], que, deste modo, se desenvolveria lateralmente para oeste até, pelo menos, ao local da sondagem S2 (ver Figura 6.5 e Figura 6.6);
- formação AQB – esta unidade apresenta uma composição essencialmente arenosa, desenvolvendo-se entre 3 e 17m de profundidade; superiormente esta formação, entre 3 e 10m, é constituída por areia média a grosseira, acastanhada a amarelada, com níveis silto-argilosos acinzentados, medianamente a muito compacta ( $15 \leq N_{SPT} < 60$ ); entre 10 e 17m, é composta por areia média a grosseira, siltosa, com seixo subrolado, de cor amarelada a alaranjada, muito compacta ( $N_{SPT}>60$ );
- formação AFT – constituída no topo, entre cerca de 17m e 20.5m de profundidade, por um nível de silte arenoso, de cor esverdeada, de consistência rija ( $35 \leq N_{SPT} \leq 46$ ); subjacente a este nível, entre 20.5m e 41m de profundidade, ocorre silte argiloso, de cor cinzenta escura azulada, rijo, com valores de  $N_{SPT}$  predominantemente superiores a 60 pancadas.

As fotos da Figura 6.89 ilustram os diferentes materiais intersectados na sondagem S1, sendo incluídas no Anexo B as fotos da totalidade do perfil da sondagem.

No furo de sondagem S3 foram instalados três piezómetros, P1 a P3, às seguintes profundidades: P1 a 40.7m, P2 a 35.5m e P3 a 17m, tal como pode ser observado nas Figura 6.87 e Figura 6.88. De acordo com os níveis de água medidos nos piezómetros, o NF no local das sondagens ocorre a cerca de 15.5m de profundidade média, ou seja, junto à base da formação AQB, o que implica que os materiais subjacentes a esse nível, se devem encontrar saturados.



Figura 6.89 – Amostras recolhidas ao longo da sondagem S1: a) da superfície até cerca de 18.5m de profundidade; b) entre cerca de 18.5 e 24.5m de profundidade.

### 6.6.2. Ensaios mecânicos nos furos

Foram executados ensaios SPT ao longo da sondagem S1, entre 1.5 e 39m de profundidade, com espaçamento de 1.5m. Tal como já foi exposto, os resultados dos ensaios são ilustrados nas Figura 6.87 e Figura 6.88.

Os valores de  $N_{SPT}$  considerados neste trabalho, já referidos na secção anterior (6.6.1), correspondem ao número de pancadas registadas, sem correcções, tendo sido usado nos ensaios, o critério de paragem de 60 pancadas, adoptado na prática portuguesa.

Na sondagem S2 foram executados cinco ensaios pressiométricos do tipo “Menard” (às profundidades 3.7m, 6.7m, 15.5m, 18.6m e 24.0m) para posterior estudo e análise, fora do

âmbito deste trabalho de investigação, pelo que os seus resultados não são aqui apresentados.

### 6.6.3. Ensaios laboratoriais

Foram realizados ensaios laboratoriais para a determinação das propriedades índice, sobre amostras remexidas e indeformadas recolhidas nas sondagens S1 e S2, respectivamente.

A recuperação das areias da formação AQB foi muito baixa, quer na sondagem S1, quer na sondagem S2, impedindo mesmo a colheita de amostras indeformadas nesta formação. Por este motivo, os ensaios laboratoriais dos solos desta unidade foram realizados sobre a amostragem contínua, remexida, obtida na sondagem S1.

Os resultados dos ensaios de laboratório (realizados no LNEC), incluindo a classificação dos solos usando o sistema [ASTM D2487–06ε1] constam da Tabela 6.21. Da formação AQB apenas foram ensaiadas as amostras (remexidas) 11\* e 12\*, recolhidas na sondagem S1. Os resultados dos ensaios sobre a amostra (remexida) 13\*, igualmente recolhida no furo S1, entre cerca de 2.5 e 3m de profundidade, revelaram um solo com características muito semelhantes às da amostra indeformada 1b-CR, recolhida no furo S2, entre 2.5 e 2.6m de profundidade. Estas semelhanças reforçam a hipótese da existência da camada aluvionar na zona dos furos S1 e S2, entre cerca de 1.5 e 3m de profundidade.

Tabela 6.21 – Granulometria, limite de liquidez (LL) e índice de plasticidade (IP), densidade das partículas ( $G_s$ ), peso volúmico total ( $\gamma$ ), teor em água ( $w$ ), valor do azul de metileno (AM, VBS), e classificação, para as amostras recolhidas nas sondagens S1 (\* remexidas) e S2 (indeformadas).

Amostra/ Furo	Prof. (m) e formação	Granulometria (%)			LL (%)	IP (%)	$G_s$	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	w (%)	AM VBS (%)	Classificação [ASTM D2487–06ε1]
		Finos	Areia	Cascalho							
1b-CR / S2	2.50-2.60 aluvião	32	68	–	14.8	NP	2.67	21.01	12.71	0.79	SM – Areia siltosa
13* / S1	2.50-3.00 aluvião	39.5	59.6	0.9	16.3	NP	2.67	–	–	0.79	SM – Areia siltosa
11* / S1	6.00-7.50 AQB	8.3	87	4.7	NP	NP	2.64	–	–	–	SP-SM Areia mal graduada com silte
12* / S1	9.00-12.00 AQB	14.5	78.9	6.6	NP	NP	2.65	–	–	–	SM – Areia siltosa
5b / S2	17.05-17.20 AFT	79.3	20.7	–	34.7	12.5	2.75	21.07	20.70	2.83	CL – Argila magra com areia
5c-CR / S2	17.20-17.30 AFT	75.9	24.1	–	32.1	7.7	2.72	20.38	26.19	2.34	CL – Argila magra com areia
6b / S2	17.90-18.05 AFT	72.2	27.8	–	30.6	NP	2.73	20.68	22.90	1.91	ML – Silte com areia
8a-CR / S2	27.00-27.30 AFT	100	–	–	44.8	22.8	2.78	21.06	24.00	4.43	CL – Argila magra
10a / S2	37.00-37.15 AFT	93.1	6.9	–	39.1	17.1	2.76	21.27	20.10	3.21	CL – Argila magra



Uma vez que a recuperação das areias da formação AQB nas sondagens S1 e S2, foi muito reduzida, é interessante comparar aqui os resultados dos ensaios laboratoriais das únicas amostras (remexidas) desta formação (11\* e 12\*), recolhidas na sondagem S1, com os resultados dos ensaios laboratoriais sobre três amostras recolhidas numa vala aberta no *campus* do LNEC, junto ao pavilhão do Cuama, a cerca de 190m a sudeste das sondagens S1 e S2, onde aflora a mesma formação miocénica AQB, de acordo com a carta geológica [SGP 1986].

A localização da referida vala está marcada nas Figura 6.4 e Figura 6.5. Esta vala, com cerca de 2.3m de profundidade, e com cerca de 2x2m<sup>2</sup> de área, foi aberta a propósito da instalação de uma caixa de esgoto (em Abril de 2008). Comprovou-se que, logo abaixo das camadas do pavimento existente à superfície, ocorriam materiais típicos da referida formação miocénica AQB, nomeadamente areias friáveis com grau de cimentação variável. Por esse motivo, recolheram-se nessa data, amostras remexidas e indeformadas (obtidas por cravação com um amostrador de penetração estática), nos taludes da vala, a três níveis de profundidade, para execução dos referidos ensaios de laboratório.

A Figura 6.90 ilustra a referida vala e a recolha de amostras no seu interior (remexidas e indeformadas). A Figura 6.91 mostra o aspecto das amostras remexidas recolhidas na vala.



Figura 6.90 – Aspectos da vala aberta no *campus* do LNEC junto ao pavilhão do Cuama e da recolha de amostras.



Figura 6.91 – Aspectos das amostras (remexidas) recolhidas na vala junto ao pavilhão do Cuama.

Os resultados dos ensaios laboratoriais (efectuados no LNEC) sobre as amostras recolhidas na vala são apresentados na Tabela 6.22.

Tabela 6.22 – Granulometria, limite de liquidez (LL) e índice de plasticidade (IP), densidade das partículas ( $G_s$ ), peso volúmico total ( $\gamma$ ), teor em água ( $w$ ), valor do azul de metileno (AM, VBS), e classificação, para as amostras recolhidas na vala a cerca de 190m a sudeste dos furos S1 e S2.

Amostra da vala	Prof. (m) e formação	Granulometria (%)			LL (%)	IP (%)	$G_s$	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	w (%)	AM VBS (%)	Classificação [ASTM D2487-06ε1]
		Finos	Areia	Cascalho							
4452/4455	1.45 AQB	10.67	88.59	0.74	NP	NP	2.65	15.57	3.4	0.48	SP-SM Areia mal graduada com silte
4453/4456	1.60 AQB	11.66	87.59	0.75	NP	NP	2.65	16.47	2.1	0.48	SP-SM Areia mal graduada com silte
4454/4457	2.30 AQB	7.35	92.40	0.25	NP	NP	2.64	15.33	4.4	0.34	SP-SM Areia mal graduada com silte

Comparando os resultados da Tabela 6.22 com os resultados obtidos para as amostras 11\* e 12\* (na Tabela 6.21), verificam-se que os valores das propriedades índice são semelhantes, evidenciando o carácter homogéneo da formação geológica AQB.

As amostras indeformadas 1b-CR, 5c-CR e 8a-CR recolhidas no furo S2, às profundidades indicadas na Tabela 6.21, foram inicialmente submetidas a ensaios de caracterização mecânica na coluna ressonante (CR), realizados no IST, para determinação dos valores laboratoriais da velocidade da onda de corte,  $V_{s,lab}$ , nos materiais amostrados [Camacho-Tauta 2010]. A Tabela 6.23 contém os resultados obtidos.

Tabela 6.23 – Resultados dos ensaios de coluna ressonante (CR) sobre amostras (indeformadas) recolhidas no furo S2: velocidade da onda de corte ( $V_{S,lab}$ ) e taxa de amortecimento de corte ( $\xi$ ). Adaptada de [Camacho-Tauta 2010].

Amostra/ Furo	Prof. (m) e formação	Tensão de confinamento isotrópico (kPa)	Distorção	$V_{S,lab}$ (m/s)	$\xi$ (%)
1b-CR/S2	2.50-2.60 aluvião	53	1.60E-06	169	3.75
5c-CR/S2	17.20-17.30 AFT	330	7.00E-07	256	2.97
8a-CR/S2	27.20-27.30 AFT	430	8.00E-07	300	2.42

## 6.7. Ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2

Após a execução das sondagens e dos ensaios mecânicos *in situ*, os furos S1 e S2 foram revestidos com tubo metálico selado na base e solidarizado ao terreno, para permitir a execução de ensaios sísmicos entre furos do tipo *crosshole seismic test* [ASTM D4428/D4428M-07].

Estes ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 foram realizados em Junho de 2009, com os quais se obteve a distribuição vertical detalhada das velocidades  $V_P$  e  $V_S$  na secção entre furos. As medições das ondas sísmicas foram efectuadas entre 1 e 40m de profundidade, com intervalo de 1m entre medições consecutivas.

Foi ainda efectuado o levantamento inclinométrico de cada um dos furos, para determinar os seus desvios da vertical, e, conseqüentemente, corrigir a distância entre furos em profundidade. Os furos apresentaram pequenos desvios da vertical, resultando num ligeiro aumento da distância entre furos com a profundidade, atingindo-se uma distância máxima de 5.47m aos 40m de profundidade (ver Tabela 6.24). As velocidades  $V_P$  e  $V_S$  foram pois calculadas com base na distância (entre furos) corrigida para cada nível dos ensaios sísmicos.

Todo o equipamento utilizado nestes ensaios sísmicos entre furos, incluindo o do levantamento inclinométrico, é propriedade do LNEC.

Os ensaios sísmicos foram efectuados através de dois dispositivos de aquisição de dados: um para o registo das ondas S e outro para o registo das ondas P. Em ambos os casos a fonte sísmica foi localizada ao longo do furo S1, e o receptor foi colocado no furo S2. Utilizou-se a mesma fonte sísmica nos dois dispositivos de aquisição de dados: uma fonte sísmica de impacto, designada habitualmente por “martelo sísmico para furos”, de marca Bison Instruments, Inc (Figura 6.92). Este martelo, concebido para furos de sondagem, dispõe dum sistema que permite impactos mecânicos verticais num corpo previamente fixado (acoplado) à parede do furo. Para cada nível de ensaio, após fixação deste corpo, efectuam-se impactos verticais nesta peça, nos sentidos ascendente e descendente, que geram não só

ondas P, como geram ondas S polarizadas verticalmente, em oposição de fase, consoante o sentido do impacto.



Figura 6.92 – Martelo sísmico para furos utilizado nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2.

Na aquisição de ondas S, estas ondas são detectadas por um geofone de componente vertical acoplado às paredes do furo de recepção (neste caso, o furo S2), e são gravados no mesmo registo, os sinais sísmicos de ambos os impactos (ascendente e descendente) do martelo, de modo a observar a consequente inversão da polaridade das ondas S, e permitir assim a correcta identificação destas ondas. No dispositivo de aquisição de ondas S foi usado um geofone (triaxial) desenvolvido no LNEC, que, através de um patim mecânico, é fixado às paredes do furo, para cada nível de ensaio (ver Figura 6.93-a)).



Figura 6.93 – Receptores utilizados nos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2: a) geofone para aquisição das ondas S (com o patim mecânico aberto); b) cabo de hidrofones para aquisição das ondas P.

Na aquisição das ondas P utilizaram-se como receptores, hidrofones moldados num cabo apropriado para furos, de marca Geospace (ver Figura 6.93-b)). Em ambos os dispositivos, o sistema de aquisição digital dos registos sísmicos foi o mesmo sismógrafo ABEM Terraloc MK6, utilizado nos trabalhos da refração sísmica e do MOS.

Lidos os tempos de propagação das ondas P e S nos registos sísmicos, as velocidades  $V_P$  e  $V_S$  foram calculadas admitindo que estas ondas tiveram percursos directos entre a fonte e o receptor, para cada nível de ensaio. Os resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 são sintetizados na Tabela 6.24 e ilustrados na Figura 6.94.

Tabela 6.24 – Resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 ( $t_P$  e  $t_S$  correspondem aos tempos de propagação das ondas P e S, consideradas ondas directas).

Profundidade (m)	Distância entre furos corrigida (m)	$t_P$ (ms)	$V_P$ (m/s)	$t_S$ (ms)	$V_S$ (m/s)	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )
0	5.20	–	–	–	–	–
1	5.22	9.45	553	18.00	290	0.31
2	5.23	11.30	463	18.00	291	0.17
3	5.23	8.40	623	15.15	345	0.28
4	5.24	8.15	643	14.80	354	0.28
5	5.24	7.10	738	12.50	419	0.26
6	5.24	7.40	708	12.45	421	0.23
7	5.24	7.00	749	12.95	405	0.29
8	5.24	9.00	582	14.00	374	0.15
9	5.24	9.10	576	14.00	375	0.13
10	5.25	8.75	600	14.80	355	0.23
11	5.25	9.15	573	14.75	356	0.19
12	5.25	7.15	734	14.00	375	0.32
13	5.25	6.90	761	13.85	379	0.33
14	5.25	7.75	678	13.95	377	0.28
15	5.26	7.40	711	13.40	393	0.28
16	5.28	5.00	1055	13.60	388	0.42
17	5.29	3.275	1614	13.90	380	0.47
18	5.29	2.825	1873	14.30	370	0.48
19	5.30	3.150	1682	12.40	427	0.47
20	5.31	2.800	1895	13.50	393	0.48
21	5.31	2.725	1950	12.00	443	0.47
22	5.32	2.850	1866	11.90	447	0.47
23	5.32	2.700	1971	11.90	447	0.47
24	5.32	2.725	1953	10.90	488	0.47
25	5.32	2.850	1868	11.10	480	0.46
26	5.32	2.625	2027	10.10	527	0.46
27	5.32	2.725	1953	10.20	522	0.46
28	5.32	2.675	1990	10.05	530	0.46
29	5.33	2.575	2069	9.95	536	0.46
30	5.33	2.800	1904	9.00	592	0.45
31	5.34	2.625	2033	8.40	635	0.45
32	5.35	2.475	2163	7.75	691	0.44
33	5.37	2.275	2360	7.80	688	0.45
34	5.39	2.475	2176	7.60	709	0.44
35	5.40	2.650	2038	7.45	725	0.43
36	5.41	2.500	2166	6.70	808	0.42
37	5.43	2.625	2067	6.40	848	0.40
38	5.43	2.600	2090	6.10	891	0.39
39	5.45	2.425	2248	6.00	909	0.40
40	5.47	2.075	2636	5.75	951	0.43

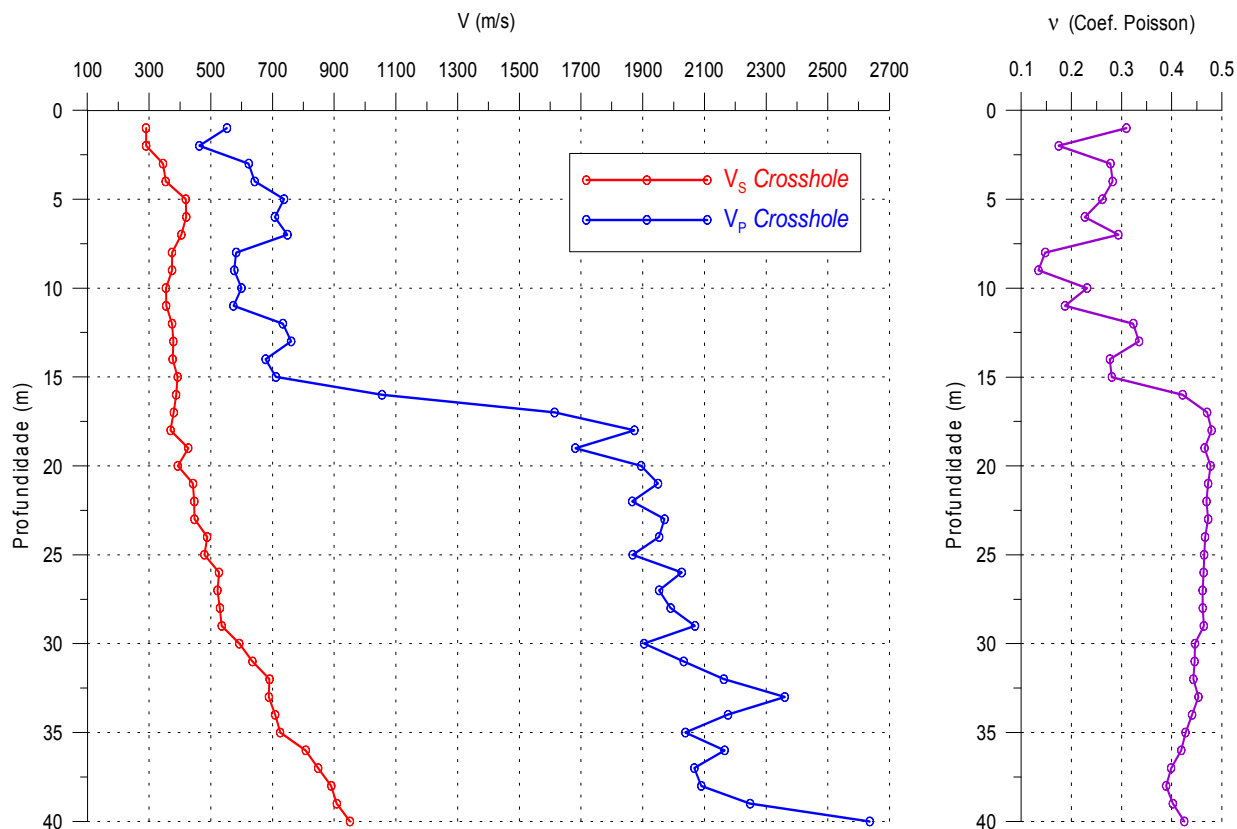


Figura 6.94 – Resultados dos ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2, em termos das distribuições verticais de  $V_P$  e de  $V_S$ , e do coeficiente de Poisson, na secção entre furos.

Observa-se, de um modo geral, o aumento das velocidades em profundidade, apesar de ocorrerem diversas inversões do crescimento, mais ou menos localizadas. Saliente-se a ligeira diminuição de  $V_S$  entre 7 e 18m de profundidade, aumentando depois gradualmente entre 21 e 29m de profundidade. Entre 30 e 32m e depois, a partir de 36m de profundidade, verificam-se fortes incrementos de  $V_S$  indiciando o aumento da rigidez dos materiais a essas profundidades.

A distribuição de  $V_P$  é relativamente irregular até aos 15m de profundidade, apresentando diversas inversões do crescimento, sendo a mais pronunciada a que ocorre entre os 8 e 11m de profundidade. A partir dos 16m de profundidade ocorre um forte incremento de  $V_P$ , com valores superiores a 1600m/s a partir dos 17m, certamente associado não só à ocorrência do nível freático (a cerca de 15.5m de profundidade média, de acordo com os níveis de água no furo S3), e à consequente saturação dos materiais abaixo desse nível, como, provavelmente, devido à transição para a formação AFT, que ocorre a partir dos 17m de profundidade.

Este forte incremento de  $V_P$  é acompanhado por um igualmente elevado aumento do coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) às mesmas profundidades, tomando valores superiores a 0.45 a partir de 17m de profundidade, o que corrobora o estado de saturação dos materiais a partir desse nível. O coeficiente de Poisson diminui depois ligeiramente a partir de cerca de 30m de profundidade, em concordância com a melhoria da qualidade mecânica dos materiais

abaixo desse nível, evidenciada pelos incrementos de  $V_S$  e de  $V_P$ . Apesar de apresentar oscilações entre 0.13 e 0.33, o valor médio do coeficiente de Poisson até aos 15m de profundidade, ou seja, acima do nível freático, é de 0.25.

Cruzando estes resultados com a informação lito-estratigráfica da sondagem S1, verifica-se que o valor típico de  $V_S$  nos materiais da formação AQB é de cerca de 380m/s, considerando os valores entre 3 e 16m de profundidade, observando-se pequena variação em torno deste valor médio. Na formação AFT,  $V_S$  aumenta gradualmente em profundidade, sobretudo a partir dos 21m, tomando valores entre cerca de 445 a 535m/s, entre 21 e 29m de profundidade; entre 30 e 35m, aumenta mais rapidamente, até atingir 725m/s aos 35m de profundidade; a partir dos 36m tem novamente um forte incremento atingindo cerca de 950m/s aos 40m de profundidade. Este crescimento de  $V_S$  revela naturalmente um significativo aumento da rigidez do material desta formação em profundidade.

Não se verifica contudo, nos resultados dos ensaios sísmicos entre furos, um forte contraste de  $V_S$  entre 16 e 18m, onde ocorre a transição entre as duas formações miocénicas, AQB e AFT, de acordo com a informação das sondagens. Provavelmente porque o material no topo da formação AFT, entre cerca de 17 e 20.5m de profundidade, está mais descomprimido e tem menor rigidez do que os materiais da mesma formação a maior profundidade, aliás como foi indiciado pelos menores valores de  $N_{SPT}$  medidos neste intervalo (ver Figura 6.87 e Figura 6.88).

Relativamente à velocidade da onda P, verifica-se que, na formação AQB, acima do NF, tomando os valores de  $V_P$  entre 3 e 15m de profundidade, esta velocidade varia entre cerca de 575 e 760m/s, apresentando maiores oscilações do que  $V_S$ . Na formação AFT, entre 17 e 20m de profundidade,  $V_P$  varia entre cerca 1615 e 1895m/s. Entre 21 e 30m de profundidade,  $V_P$  varia entre 1865 e 2070m/s. A partir de 31m de profundidade,  $V_P$  toma valores entre cerca de 2035 e 2635m/s, atingindo o valor máximo a 40m de profundidade, evidenciando uma tendência geral de aumento com a profundidade, apesar de ocorrerem inversões do seu crescimento.

## 6.8. Interpretação conjunta de resultados

A Figura 6.95 apresenta a sùmula dos resultados de todos os métodos sísmicos aplicados no local SW5, no Campo Experimental do LNEC: refração sísmica (perfil P5L), MOS (centrado no local SW5) e ensaios sísmicos entre os furos S1 e S2 (com referência CH, de *crosshole*, na Figura 6.95). As distribuições “ $V_S$  MOS” e “ $V_P$  MOS” ilustradas na Figura 6.95 referem-se naturalmente ao modelo obtido no 2º ensaio de modelação dos dados do MOS no local SW5 (ver Figura 6.27 e Tabela 6.5, na secção 6.5.1.2). O perfil vertical “ $V_P$  Ref. P5L” corresponde ao perfil de refração sísmica P5L, tomando os valores médios das espessuras e das velocidades de cada camada do modelo interpretativo da Figura 6.10.

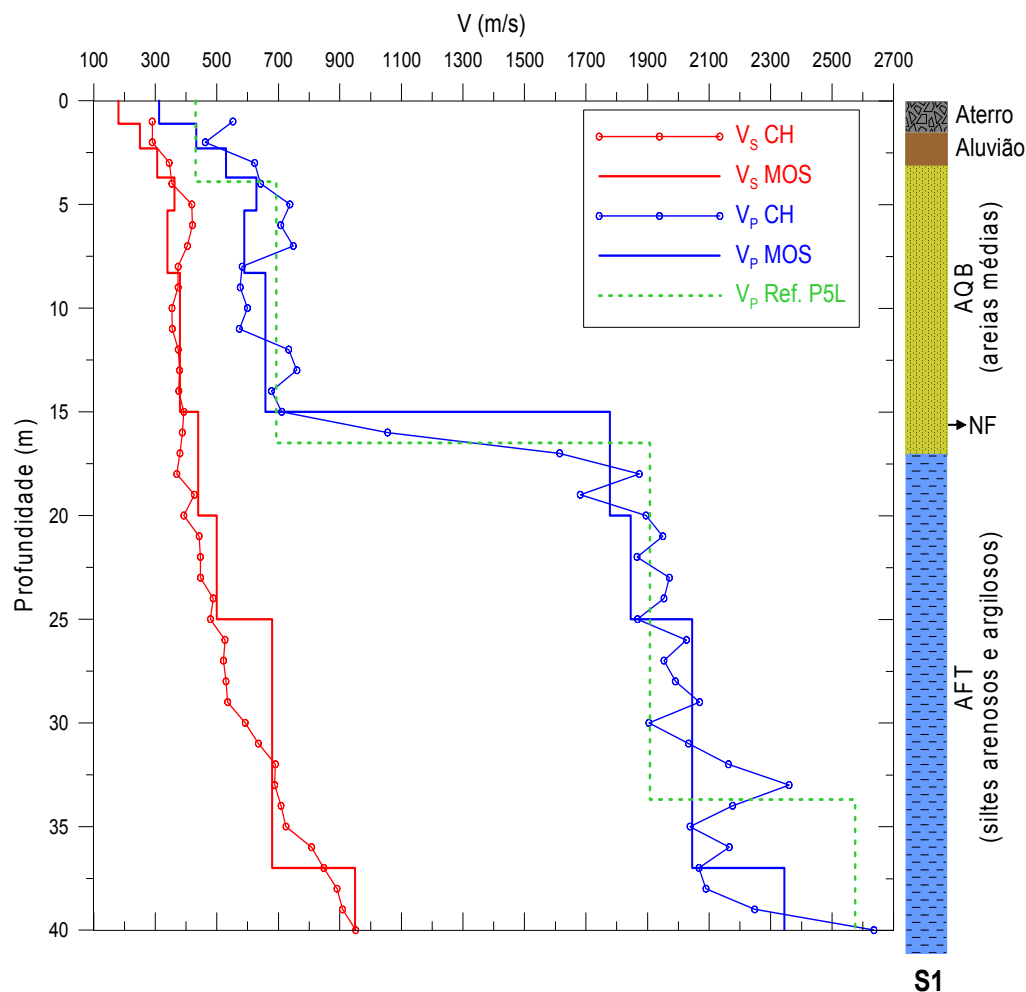


Figura 6.95 – Comparação de resultados dos vários métodos sísmicos aplicados no local SW5, no Campo Experimental do LNEC: refração (perfil P5L), MOS e ensaios entre furos (com referência CH, de *crosshole*, na legenda gráfica).

Antes de mais, verifica-se uma significativa concordância entre os resultados dos vários métodos geofísicos, em termos das distribuições verticais, quer de  $V_S$ , quer de  $V_P$ .

Nos ensaios sísmicos entre furos, devido aos dispositivos experimentais utilizados na geração e recepção das ondas sísmicas, que favorecem a detecção das ondas directas, as velocidades  $V_P$  e  $V_S$  são calculadas directamente, na maioria dos casos, através do quociente entre a distância entre furos e os tempos de propagação das ondas P e S. Como tal, as resultantes distribuições verticais de  $V_P$  e de  $V_S$  na secção entre furos, têm, em princípio, maior precisão e resolução do que as distribuições obtidas pelos métodos sísmicos indirectos, aplicados à superfície do terreno, tais como o da refração sísmica e o MOS. Nestes métodos indirectos, os perfis verticais de  $V_P$  e  $V_S$  são obtidos através da modelação (inversão) dos dados experimentais. Por este motivo, os resultados dos ensaios sísmicos entre furos são frequentemente usados para aferição e avaliação dos resultados destes métodos. No entanto, tal como já foi abordado nas secções 6.5.1.1 a 6.5.1.3, a propósito da análise dos resultados do MOS no local SW5, deve ter-se em conta na comparação entre estes métodos, que os resultados do MOS e também da refração sísmica, reflectem uma “média” das propriedades mecânicas do terreno ao longo da



extensão dos perfis de aquisição de dados, da ordem de várias dezenas de metros, enquanto que os resultados dos ensaios sísmicos entre furos reflectem apenas a “média” destas características na secção entre furos, com um extensão de cerca de 5m. Assim sendo, os resultados do MOS não têm necessariamente que ser coincidentes com os resultados dos ensaios sísmicos entre furos.

Os perfis verticais de  $V_S$  e de  $V_P$  obtidos com o MOS e a refacção sísmica no local SW5, apesar da menor resolução em profundidade inerente a estes métodos, revelaram, de um modo geral, tendências e valores médios, semelhantes às das distribuições obtidas com os ensaios sísmicos entre furos.

A comparação dos resultados dos vários métodos sísmicos, sumariada na Figura 6.95, comprova ainda a eficácia dos métodos sísmicos aplicados inicialmente à superfície do terreno – refacção e MOS – para a prévia caracterização do sítio. De facto, mesmo antes da realização das sondagens mecânicas, estes métodos forneceram modelos geofísicos que se mostraram boas aproximações em termos das distribuições verticais de  $V_P$  e de  $V_S$ , permitindo inferir as principais características da estratificação local e estimar a profundidade do nível freático, tal como foi observado nos resultados dos perfis de refacção P5L e PA (secções 6.4.1 e 6.4.2.1) e nos resultados do MOS no local SW5, obtidos no 1º ensaio de modelação (secção 6.5.1.1). Relembre-se aqui que o 1º ensaio de modelação dos dados do MOS, no local SW5, foi realizado antes das sondagens mecânicas e mesmo antes do perfil de refacção P5L, tendo sido baseado apenas na informação do perfil de refacção PA e do enquadramento geológico.

A semelhança entre os modelos resultantes dos perfis de refacção P5L e PA e a semelhança entre os perfis verticais de  $V_S$  entre os vários locais da zona A, onde foi aplicado o MOS (locais SW2, SWPA, SW1 e SW5, ver Figura 6.78, secção 6.5.7) permite ainda extrapolar que os terrenos apresentam uma elevada homogeneidade horizontal nesta região leste da zona A, no Campo Experimental do LNEC.

Na Figura 6.96 comparam-se no mesmo gráfico, os valores de  $V_{S,lab}$  obtidos nos ensaios de coluna ressonante em três amostras recolhidas no furo S2, os valores de  $V_S$  *in situ*, obtidos pelo MOS (no local SW5) e pelos ensaios sísmicos entre furos, os valores de  $N_{SPT}$  obtidos nos ensaios SPT efectuados ao longo do furo S1, e ainda os valores extrapolados de  $N_{SPT}$ , aqui designados por  $N'$ .

$N'$  foi calculado tendo em conta a penetração na 2ª fase do ensaio SPT, da seguinte forma, válida apenas nos casos em que houve penetração além da 1ª fase do ensaio (ou seja, nos casos em que houve penetração na 2ª fase):

$$N' = \frac{(N_{SPT}) \times 30\text{cm}}{p_{F2}}, \quad \text{quando } p_{F1} = 15\text{cm} \quad \text{e} \quad p_{F2} > 0\text{cm} \quad (6.1)$$

onde  $N_{SPT}$  é o número total de pancadas medidas na 2ª fase do ensaio, até ao máximo de 60 pancadas, e onde  $p_{F1}$  e  $p_{F2}$  correspondem às penetrações, em cm, obtidas em cada fase

do ensaio (F1 – 1ª fase e F2 – 2ª fase). Como o ensaio SPT efectuado a 36m de profundidade no furo S1, foi interrompido na 1ª fase, ao fim de 60 pancadas, com apenas 11cm de penetração, não foi possível calcular  $N'$  para esta profundidade.

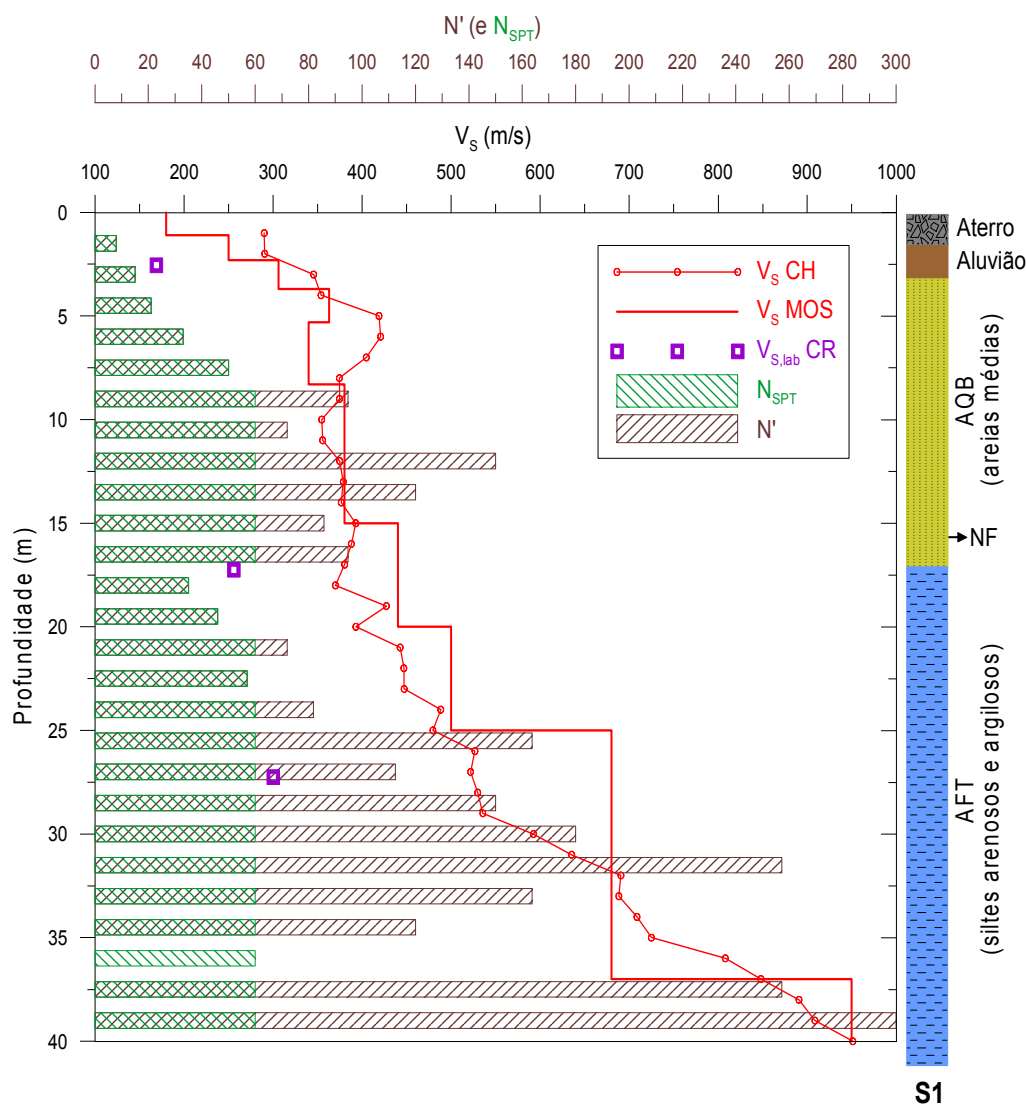


Figura 6.96 – Campo Experimental do LNEC (local SW5): comparação dos resultados dos ensaios SPT ( $N_{SPT}$  e  $N'$ ), dos ensaios de coluna ressonante ( $V_{S,lab}$  CR), e de  $V_S$  *in situ*, obtida pelo MOS ( $V_S$  MOS) e pelos ensaios sísmicos entre furos ( $V_S$  CH).

Um aspecto que sobressai da Figura 6.96 é precisamente a baixa sensibilidade do parâmetro  $N_{SPT}$  (com o valor máximo de 60 pancadas), às variações da rigidez dos materiais, sobretudo para aqueles em que  $V_S$  é superior a cerca de 500m/s, revelando ser um parâmetro pouco adequado para a caracterização de terrenos de elevada rigidez. Pelo contrário, o parâmetro extrapolado  $N'$  apresenta maior consonância com a variação de  $V_S$ , e portanto, da rigidez, em profundidade, indiciando ser um parâmetro com maior sensibilidade para este tipo de formações geológicas. Todavia esta extrapolação não é suficientemente geral, uma vez que não contempla os casos em que o ensaio SPT pára na 1ª fase, por não ter atingido 15cm de penetração, tal como ocorreu no ensaio da sondagem S1, aos 36m de profundidade.

Observa-se ainda na Figura 6.96 que os valores de  $V_{S,lab}$  são muito inferiores aos valores de  $V_S$  *in situ*, da ordem de 0.57 a 0.67 de  $V_S$  *in situ*, para as mesmas profundidades, tomando os valores obtidos nos ensaios sísmicos entre furos (ver Tabela 6.23 e Tabela 6.24). Estes factores são contudo da mesma ordem de grandeza, embora ligeiramente inferiores, aos obtidos por [Stokoe et al. 2004] para um universo de 63 amostras com  $V_S$  *in situ* entre cerca de 160 e 820m/s. Estes resultados mostram a importância da determinação de  $V_S$  *in situ* para a estimativa do valor máximo do módulo de rigidez ( $G_{max}$ ), tal como é aliás acentuado por [Stokoe et al. 2004].

Os menores valores de  $V_S$  obtidos nos ensaios laboratoriais estão certamente relacionados com a perturbação e descompressão que as amostras sofrem, mesmo as “indeformadas”. Os valores obtidos nos ensaios laboratoriais dependem ainda da qualidade e da condição da amostra, que, por sua vez, podem depender do amostrador e do processo de amostragem utilizados. De acordo com a classificação proposta por [Ferreira 2008], quando  $0.50 \leq (V_{S,lab}/V_{S,in situ}) \leq 0.60$ , a qualidade da amostra é razoável e a amostra foi medianamente perturbada; quando  $0.60 \leq (V_{S,lab}/V_{S,in situ}) \leq 0.70$ , a qualidade da amostra é boa e a amostra foi pouco perturbada. Das três amostras ensaiadas na CR, verifica-se que, usando este critério, duas delas (1b-CR e 8a-CR) têm qualidade razoável e que a amostra 5c-CR tem boa qualidade.

Os resultados dos métodos geofísicos, das sondagens e dos ensaios SPT, bem como dos ensaios laboratoriais sobre as amostras recolhidas nas sondagens (e na vala), permitiram efectuar a caracterização geológico-geotécnica do sítio do Campo Experimental do LNEC, na região leste da zona A, em torno do local SW5 e dos furos de sondagem [Coelho et al. 2010]. Esta caracterização é resumida na Tabela 6.25. Para o cálculo dos módulos dinâmicos de rigidez e de elasticidade,  $G$  e  $E$ , para cada material considerado na Tabela 6.25, usaram-se valores médios da massa volúmica,  $\rho$ , calculados a partir das massas volúmicas das várias amostras ensaiadas no laboratório. Saliente-se que os valores de  $V_S$ ,  $V_P$ ,  $G$  e  $E$ , apresentados na Tabela 6.25, foram baseados essencialmente nos resultados dos ensaios sísmicos entre furos e foram arredondados à unidade, em múltiplos de 5.

Como se pode verificar na Tabela 6.25, consideraram-se três subdivisões na formação AFT (“Argilas de Forno do Tijolo”), entre 17 e 20.5m de profundidade, entre 20.5 e 29m de profundidade e abaixo de 30m de profundidade, dado que apresentam características mecânicas distintas. Destacam-se os elevados valores das velocidades das ondas sísmicas e dos módulos dinâmicos *in situ*,  $G$  e  $E$ , na formação AFT, abaixo de 30m de profundidade, da mesma ordem de grandeza dos medidos em rochas brandas, o que mostra a elevada qualidade mecânica desta formação do Miocénico.

Tabela 6.25 – Caracterização geológico-geotécnica do sítio do Campo Experimental do LNEC, em torno do local SW5 (região leste da zona A). NF – nível freático (à profundidade média de 15.5m).

Prof. (m) e formação	Material	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	Parâmetros dinâmicos <i>in situ</i>					N <sub>SPT</sub>
			V <sub>S</sub> (m/s)	V <sub>P</sub> (m/s)	$\nu$	G (MPa)	E (MPa)	
1.5-3.0 aluvião	areia média a fina, silto-argilosa	2144	290	465	0.17	180	425	8
3.0-15.5 AQB acima do NF médio	areia média a grosseira, com passagens siltosas	1611	345 a 420	575 a 760	0.13 a 0.33	190 a 285	485 a 715	15 a >60
15.5-17.0 AQB próximo do NF médio	areia média a grosseira, siltosa	–	390	1055	0.42	–	–	>60
17.0-20.5 AFT	silte arenoso	2113	370 a 425	1615 a 1895	0.47 a 0.48	290 a 385	855 a 1130	35 a >60
20.5-29.0 AFT	silte argiloso	2149	445 a 535	1865 a 2070	0.46 a 0.47	420 a 615	1240 a 1805	57 a >60
30.0-40.0 AFT	silte argiloso	2170	590 a 950	1905 a 2635	0.39 a 0.45	760 a 1965	2205 a 5595	>60

## 6.9. Conclusões

Os resultados obtidos com o MOS no Campo Experimental do LNEC, depois de aferidos com os resultados das sondagens mecânicas e dos ensaios sísmicos entre furos, no local SW5, demonstraram a eficácia do método para a estimativa do perfil vertical de  $V_S$ , apesar de ser importante para o sucesso do método, dispor do máximo de informação *a priori* sobre o local em estudo, como, por exemplo, a profundidade provável do nível freático, além, naturalmente, do enquadramento geológico.

O método da refração sísmica, aplicado nos mesmos locais de aquisição de dados do MOS, forneceu, de um modo geral (excepto no caso do perfil P4), esta estimativa da profundidade do nível freático, associada à passagem a camadas em que  $V_P > 1500$  m/s. Este método forneceu ainda estimativas preliminares da distribuição de  $V_P$  e da geometria da estratificação nos locais em estudo. Todas estas informações foram muito úteis e convenientes para a modelação das curvas de dispersão experimentais obtidas com o MOS, nomeadamente para o constrangimento das velocidades  $V_S$  e  $V_P$  (mínimas e máximas) e para a definição dos coeficientes de Poisson atribuídos às camadas, acima e abaixo do suposto nível freático. Deste modo, este método deve, sempre que possível, e sobretudo na ausência de outras informações sobre o local, ser aplicado em conjunto com o MOS.

Os resultados das sondagens mecânicas e dos ensaios sísmicos entre furos confirmaram, de um modo geral, a validade dos modelos resultantes dos métodos geofísicos da refração sísmica e do MOS, aplicados à superfície, na região leste da 'zona A' do Campo Experimental do LNEC.

Naturalmente que as sondagens mecânicas continuam a ter um papel determinante na caracterização geotécnica do sítio, tanto mais que são indispensáveis para aferir e correlacionar os modelos resultantes dos métodos geofísicos. No entanto, os resultados de todos os ensaios *in situ* efectuados no Campo Experimental, evidenciam o potencial dos métodos geofísicos iniciais – refração sísmica e MOS – para a prévia caracterização de sítios, sobretudo quando aplicados em conjunto no mesmo local. A aplicação conjunta destes dois métodos à superfície do terreno, que pode até ser realizada com o mesmo perfil de geofones e com o mesmo dispositivo de aquisição de dados no campo, revela-se assim particularmente adequada para a caracterização de grandes áreas, de forma relativamente rápida e económica. Devem contudo ressaltar-se os casos em que o meio em estudo seja marcadamente “inversamente dispersivo”, como por exemplo, quando abaixo de uma camada superficial de maior rigidez ocorre uma camada menos rígida, com valores de  $V_S$  e de  $V_P$  (bastante) inferiores ao valores da camada superficial, em que o método da refração sísmica pode não ser aplicável ou interpretável, e como tal, não fornecer informação válida sobre o sítio.

Apesar dos resultados da aquisição passiva ficarem aquém do esperado, quer ao nível da coerência com os dados das aquisições activas, quer ao nível do efectivo prolongamento das curvas de dispersão experimentais no domínio das baixas frequências, os dados da aquisição passiva nos locais SW3 e SW4, combinados com os da aquisição activa, resultaram em curvas de dispersão experimental com maior definição (com maior número de pontos) na gama das baixas frequências e dos elevados cdo, atingindo ainda cdo superiores aos obtidos apenas com as aquisições activas, nos mesmos locais. Esta maior definição na gama dos grandes cdo permitiu obter modelos definidos até maiores profundidades do que os obtidos com base apenas nas aquisições activas.

A concordância entre os resultados do MOS no local SW5 e os resultados dos ensaios sísmicos entre furos, mesmo para profundidades superiores a cerca de 30m, bem como a coerência entre os resultados do MOS nos locais (próximos) da zona A: SW2, SWPA, SW1 e SW5, até pelo menos cerca de 25m de profundidade, e ainda o facto da profundidade máxima dos modelos (profundidade do semi-espaço) para os vários locais de aplicação do MOS no Campo Experimental, ser, de um modo geral (excepto no caso do perfil/local SW1), superior a 30m (ver secção 6.5.7), podem estar relacionadas com as estratégias de aquisição de dados utilizadas e com os desenvolvimentos implementados no processamento no domínio f-k, que permitiram aumentar a definição das curvas experimentais nas baixas frequências, mesmo usando apenas dados das aquisições activas, e desse modo, aumentar a resolução do método em profundidade.

No entanto, estas profundidades máximas atingidas nos modelos do MOS são também favorecidas pela elevada rigidez das formações geológicas existentes no Campo Experimental do LNEC, às quais corresponde, de um modo geral,  $V_S > 300\text{m/s}$  abaixo de cerca de 3m de profundidade, o que permite obter no MOS, para as mesmas frequências, medições experimentais de cdo mais elevados, do que em meios de propagação com menor rigidez.

A estratégia de inversão utilizada no processamento dos dados do MOS mostrou-se eficaz na obtenção de modelos que não só justificam os dados experimentais como também apresentam características geométricas e mecânicas realistas e coerentes com os resultados da refração sísmica, dos ensaios sísmicos entre furos e das sondagens mecânicas efectuadas num dos locais ensaiados.

## 7. CONCLUSÕES FINAIS E PERSPECTIVAS FUTURAS

### 7.1. Conclusões do trabalho realizado

Este trabalho incidiu no estudo do MOS no âmbito da geotecnia, especialmente nas etapas da aquisição e do processamento de dados (registos sísmicos) para obtenção das curvas de dispersão experimentais, apresentando-se aqui as principais conclusões sobre as pesquisas efectuadas.

#### ***Estratégias de aquisição de dados***

Foram analisadas diversas estratégias para a aquisição de dados do MOS, incluindo a aquisição activa e passiva, que, de um modo geral, contribuem para uma melhor definição das curvas de dispersão experimentais, numa maior banda de frequências.

Relativamente à aquisição activa, concluiu-se com base nos resultados experimentais, que a realização de diversas aquisições para um mesmo perfil de geofones, incluindo activações da fonte sísmica nos lados opostos do perfil, a várias distâncias dos extremos do perfil, e incluindo a activação de diferentes fontes sísmicas, permite incrementar a resolução e a continuidade dos vários modos de propagação experimentais das ondas de Rayleigh.

Os resultados experimentais permitiram ainda concluir que, a aquisição activa com um segundo perfil de geofones, colinear com o primeiro perfil utilizado e centrado no mesmo ponto, por exemplo, com menor espaçamento entre geofones, pode complementar e completar as curvas de dispersão experimentais obtidas com o primeiro perfil, especialmente nas altas frequências, nas quais os dados obtidos com o perfil mais longo e com maior espaçamento entre geofones, fornecem menos informação.

Quanto à aquisição passiva, embora os resultados experimentais tenham sido, na generalidade, menos satisfatórios que o esperado, verificou-se que em condições favoráveis, na proximidade de uma fonte de vibrações ambientais intensas, os dados obtidos com a aquisição passiva, mesmo utilizando apenas um dispositivo linear de receptores, semelhante aos usados na aquisição activa, podem efectivamente fornecer informação complementar à obtida com a aquisição activa na gama das baixas frequências (<10Hz).

#### ***Metodologia de processamento de dados***

Com o mesmo objectivo das estratégias de aquisição de dados investigadas, de aumentar a definição das curvas de dispersão experimentais, na maior gama de frequências possível, e ainda, simultaneamente, com o objectivo de obter curvas de dispersão representativas das

características médias do meio de propagação sob o perfil de geofones, desenvolveu-se uma nova metodologia de processamento de dados do MOS, implementada no programa computacional *f\_k*.

Esta metodologia combina (soma), no domínio transformado *f-k*, os espectros de potência dos registos sísmicos adquiridos com os vários dispositivos de aquisição activa utilizados num mesmo perfil de geofones, incluindo os resultantes das repetições da activação da fonte sísmica na mesma posição, os obtidos para diferentes distâncias e orientações da fonte sísmica em relação ao perfil de geofones, e os obtidos com diferentes fontes sísmicas. Naturalmente que esta combinação (ou soma) só é efectuada quando se verifica suficiente semelhança e/ou complementaridade entre os vários espectros parcela e entre as curvas de dispersão extraídas desses espectros, ou seja, entre os resultados dos vários dispositivos considerados.

O método implementado não só optimiza o processamento dos dados dos vários dispositivos como também enriquece o espectro soma, com as diferentes contribuições das várias fontes, posições e repetições, que se complementam mutuamente, aumentando a energia dos pontos (*f,k*) realmente dominantes e, conseqüentemente, aumentando a resolução destes máximos espectrais.

As aplicações experimentais deste processamento demonstraram a sua eficácia na obtenção de curvas de dispersão com maior continuidade e definição, especialmente para frequências inferiores a 15Hz, relativamente às curvas de dispersão extraídas dos dados de cada dispositivo de aquisição activa, processados individualmente.

O método da soma dos espectros dos registos sísmicos no domínio *f-k*, implementado no programa *f\_k*, pode igualmente ser aplicado ao processamento dos registos obtidos com aquisição passiva em perfil (linear) de geofones equiespaçados.

### ***Estratégia de inversão das curvas de dispersão experimentais***

Foi definida uma estratégia para a inversão das curvas de dispersão experimentais com base nos programas de inversão e de modelação directa disponíveis: programas *SI* e *S\_K*. Esta estratégia consiste num processo de inversão realizado em duas etapas.

Na 1ª etapa recorre-se ao programa *SI* para efectuar uma primeira inversão “automática”, relativa apenas ao modo fundamental de propagação das ondas de Rayleigh. Na 2ª etapa, iniciada com base no modelo resultante da 1ª etapa, realiza-se um processo de modelação directa, do tipo “tentativa e erro”, com o programa *S\_K*, que permite avaliar, quantitativamente, o ajuste dos modos fundamentais, experimental e teórico, e ainda, pelo menos qualitativamente, o ajuste entre os restantes modos de propagação, experimentais e teóricos. Com o objectivo de obter modelos fisicamente mais plausíveis do que os obtidos na 1ª etapa, utilizou-se nesta 2ª etapa de inversão, o critério de manter fixas as relações entre  $V_P$  e  $V_S$  de cada camada, quer acima, quer abaixo do nível freático.



Esta estratégia de inversão, utilizada no processamento dos dados experimentais do MOS, mostrou-se eficaz na obtenção de modelos que não só justificam as curvas de dispersão experimentais, como também apresentam características geométricas e mecânicas, realistas e coerentes com os resultados do método da refração sísmica (de ondas P), das sondagens mecânicas e dos ensaios sísmicos entre furos efectuados num dos locais ensaiados.

O programa S\_K foi o seleccionado, entre os vários programas analisados neste trabalho, para resolução do Problema Directo do MOS, dado que foi o que apresentou melhores resultados na determinação das curvas modais, para os vários modelos teóricos testados.

### ***Aplicações experimentais do MOS***

Nas aplicações experimentais do MOS realizadas no Campo Experimental do LNEC foram utilizadas as estratégias e metodologias atrás descritas, na aquisição, processamento e modelação dos dados experimentais. Os resultados obtidos demonstraram a eficácia do MOS e dos desenvolvimentos realizados, para a estimativa do perfil vertical de  $V_S$ , apesar de ser relevante para o sucesso do método, dispor de informação *a priori* sobre o local em estudo, como, por exemplo, a profundidade provável do nível freático e o enquadramento geológico. Esta informação fornece constrangimentos adicionais ao processo de inversão do MOS, permitindo obter mais facilmente um modelo coerente.

O método da refração sísmica (de ondas P) foi aplicado nos mesmos locais de aquisição de dados do MOS, para obter a estimativa da profundidade do nível freático e uma primeira aproximação da distribuição vertical de  $V_P$ . Os resultados do método da refração sísmica revelaram-se de grande utilidade para a inversão das curvas de dispersão experimentais obtidas com o MOS, podendo concluir-se que o método da refração sísmica deve, sobretudo na ausência de outras informações sobre o local, ser aplicado em conjunto com o MOS.

Num dos locais de aplicação do MOS, o modelo final do processo de inversão foi aferido com os resultados das sondagens mecânicas, dos ensaios SPT e dos ensaios sísmicos entre furos (do tipo *crosshole seismic test*), realizados no mesmo local. Verificou-se uma significativa concordância entre o referido modelo e estes resultados, não só em termos do perfil vertical de  $V_S$ , como também em termos dos perfis verticais de  $V_P$  e de  $v$ . Esta concordância valida não só o processo de inversão utilizado, como também evidencia a qualidade das curvas de dispersão experimentais aí obtidas.

### ***Considerações finais***

Foram investigadas estratégias de aquisição de dados do MOS e foi implementada uma nova metodologia de processamento destes dados no domínio f-k, cujos resultados experimentais comprovaram, na generalidade, o aumento da definição das curvas de dispersão experimentais, numa mais ampla gama de frequências, inclusive nas baixas

frequências (<10Hz). Curvas de dispersão com maior resolução e definição em frequência aumentam naturalmente os constrangimentos do Problema Inverso do MOS, reduzindo a sua inerente não-unicidade.

Foi ainda definida uma estratégia para a inversão das curvas de dispersão experimentais do MOS que se revelou eficaz na obtenção de modelos fisicamente coerentes e concordantes, quer com os resultados de outros métodos geofísicos, quer com a informação geológico-geotécnica local.

Pelo exposto, considera-se que os desenvolvimentos efectuados potenciam a eficácia do MOS, facilitando a interpretação dos respectivos dados experimentais e a sua aplicação nos estudos de caracterização geotécnica.

## 7.2. Perspectivas para futuros desenvolvimentos

Em consequência da investigação realizada, identificaram-se diversos aspectos do MOS que ainda necessitam de ser estudados e desenvolvidos, de modo a tornar o MOS mais expedito e mais fiável e, desse modo, aumentar a sua aplicabilidade no âmbito da geotecnia. Muitas destas questões foram já abordadas nos capítulos anteriores.

Nesta secção apontam-se alguns estudos julgados prioritários para consolidar e dar continuidade aos desenvolvimentos efectuados neste trabalho.

Uma das prioridades será a aplicação das estratégias de aquisição de dados analisadas, e, sobretudo, da metodologia de processamento no domínio f-k implementada neste trabalho, a dados do MOS recolhidos em ambientes com diversas condições geológico-geotécnicas, com estratigrafias variadas, nomeadamente em locais onde ocorram marcadas inversões do crescimento da rigidez ou de  $V_s$  em profundidade, como, por exemplo, a ocorrência de uma camada com rigidez (bastante) inferior à da camada mais superficial. Os resultados destas aplicações permitirão averiguar se a eficácia dos procedimentos desenvolvidos se pode efectivamente generalizar a outros tipos de meios verticalmente estratificados.

É igualmente necessário proceder a estudos experimentais sobre a aquisição passiva de dados do MOS, quer ao nível dos receptores utilizados, avaliando a sua resposta em frequência e a sua real sensibilidade às (baixas) vibrações ambientais, quer ao nível dos vários dispositivos geométricos de recepção, para tentar aumentar o conteúdo e a amplitude dos microtremores nos registos da aquisição passiva. Foi verificado no trabalho realizado que diferentes métodos de processamento dos registos sísmicos da aquisição passiva, geram diferentes curvas de dispersão experimentais, pelo que se afigura importante aprofundar também o estudo destes métodos, para apurar qual ou quais o(s) mais adequado(s) para o processamento dos registos da aquisição passiva.

A determinação de uma medida de dispersão experimental estatisticamente adequada aos dados do MOS, nomeadamente no caso das curvas de dispersão extraídas de espectros f-k

soma, em que os espectros parcela não correspondem exactamente a repetições do mesmo dispositivo experimental, é um assunto que deverá ser investigado, de modo a reduzir a aparente “incerteza” experimental. Também a propagação desta dispersão experimental no processo de modelação e inversão deverá ser analisada, de modo a se avaliar a real precisão do MOS.

A análise da sensibilidade e da resolução dos parâmetros do modelo resultante da inversão das curvas de dispersão experimentais, só é possível através do cálculo das derivadas das velocidades modais ou efectivas, em relação aos vários parâmetros do modelo. Estes cálculos deverão ser implementados e sistematicamente efectuados durante o próprio processo de inversão, para poder estimar a resolução do método em profundidade e melhorar a interpretação global dos dados.



## REFERÊNCIAS

- [1] [Abo-Zena 1979]  
Abo-Zena, A. (1979) – **Dispersion function computation for unlimited frequency values** – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**, 91-105.
- [2] [Achenbach 1973]  
Achenbach, J.D. (1973) – **Wave propagation in elastic solids** – North-Holland Publishing Company.
- [3] [Aki & Richards 2002]  
Aki, K. & Richards, P.G. (2002) – **Quantitative seismology** – Second Edition, University Science Books, USA.
- [4] [Almeida 1991]  
Almeida, I.M.B.M. (1991) – **Características geotécnicas dos solos de Lisboa** – Tese de Doutoramento em Geologia, especialidade de Geotecnia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- [5] [ASTM D2487–06<sup>e1</sup>]  
ASTM D2487–06<sup>e1</sup> (2006) – **Standard practice for classification of soils for engineering purposes (Unified Soil Classification System)** – American Society for Testing and Materials, USA.
- [6] [ASTM D4428/D4428M–07]  
ASTM D4428/D4428M–07 (2007) – **Standard test methods for crosshole seismic testing** – American Society for Testing and Materials, USA.
- [7] [Ben-Menahem & Singh 2000]  
Ben-Menahem, A. & Singh, S.J. (2000) – **Seismic waves and sources** – Second Edition, Dover Publications, Inc., USA.
- [8] [Bilé Serra & Ferreira 2005]  
Bilé Serra, J.P. & Ferreira, J.N.V.S. (2005) – **Estimativa da curva de dispersão de Rayleigh por sobreposição modal** – Congreso de Métodos Numéricos en Ingeniería 2005, Granada, España.
- [9] [Camacho-Tauta 2010]  
Camacho-Tauta, J. (2010) – **Evaluation of the small-strain stiffness of soil by non-conventional dynamic testing methods** – Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil. Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica de Lisboa. Documento Provisório.

[10] [Cercato 2009]

Cercato, M. (2009) – **Addressing non-uniqueness in linearized multichannel surface wave inversion** – *Geophysical Prospecting*, **57**, 27-47.

[11] [Cercato et al. 2010]

Cercato, M.; Cara, F.; Cardarelli, E.; Filippo, G.; Giulio, G.; Milana, G. (2010) – **Shear-wave velocity profiling at sites with high stiffness contrasts: a comparison between invasive and non-invasive methods** – *Near Surface Geophysics*, **8**, 75-94.

[12] [Chen 1993]

Chen, X. (1993) – **A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space** – *Geophysical Journal International*, **115**, 391-409.

[13] [Coccia et al. 2010]

Coccia, S.; Gaudio, V.D.; Venisti, N.; Wasowski, J. (2010) – **Application of Refraction Microtremor (ReMi) technique for determination of 1-D shear wave velocity in a landslide area** – *Journal of Applied Geophysics*, **71**, 71-89.

[14] [Coelho 2007]

Coelho, M.J. (2007) – **Mecânica dos solos: ensaios de caracterização de solos** – Trabalho da disciplina de Caracterização Geotécnica, DFA em Geotecnia para Engenharia Civil, ano lectivo 2006/2007. Instituto Superior Técnico (não publicado).

[15] [Coelho et al. 2010]

Coelho, M.J.; Santos, J.; Pereira, M.; Sacadura, C.; Jeremias, F.T. (2010) – **Campo experimental do LNEC – caracterização preliminar: sondagens e aplicação de métodos geofísicos** – 12º Congresso Nacional de Geotecnia, Guimarães, CDROM.

[16] [Comina et al. 2004]

Comina, C.; Foti, S.; Socco, L.V.; Strobbia, C. (2004) – **Geophysical characterization for seepage potential assessment along the embankments of the Po River** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 451-458.

[17] [Crice 2005]

Crice, D. (2005) – **MASW, the wave of the future** – in Editorial by Adam O'Neill, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 77-79.

[18] [Cuéllar 1997]

Cuéllar, V. (1997) – **Geotechnical applications of the spectral analysis of surface waves** – Modern Geophysics in Engineering Geology, McCann, D.M. et al. (Editors), Geological Society Engineering Geology Special Publication N° 12, 53-62.

- [19] [Dal Moro 2008]  
Dal Moro, G. (2008) –  **$V_S$  e  $V_P$  vertical profiling of Rayleigh waves and refraction travel times by means of bi-objective evolutionary algorithm** – *Journal of Applied Geophysics*, **66**, 15-24.
- [20] [Dal Moro et al. 2007]  
Dal Moro, G.; Pipan, M.; Gabrielli, P. (2007) – **Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and marginal posterior probability density estimation** – *Journal of Applied Geophysics*, **61**, 39-55.
- [21] [Debeglia et al. 2006]  
Debeglia, N.; Bitri, A.; Thierry, P. (2006) – **Karst investigations using microgravity and MASW; Application to Orléans, France** – *Near Surface Geophysics*, **4**, 215-225.
- [22] [Degrande et al. 2008]  
Degrande, G.; Sayed, A.B.; Lombaert, G.; Schevenels, M.; Teughels, A. (2008) – **Application of the coupled local minimizers method to the optimization problem in the spectral analysis of surface waves method** – *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **134**, 1541-1553.
- [23] [Dunkin 1965]  
Dunkin, J.W. (1965) – **Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **55**, 335-358.
- [24] [EC8 2004]  
CEN EN 1998-1 (2004) – **EuroCode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings** – CEN, Brussels (Belgium).
- [25] [Ferreira 2008]  
Ferreira, C.M.F. (2008) – **The use of seismic wave velocities in the measurement of stiffness of a residual soil** – Tese de Doutoramento em Engenharia Civil. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.
- [26] [Fitas 1990]  
Fitas, A.J.S. (1990) – **Propagação de ondas de Rayleigh numa geometria bidimensional pelo método dos elementos finitos: contribuição para o modelo da margem continental ocidental da península Ibérica** – Tese de Doutoramento em Física, especialidade de Geofísica. Universidade de Évora.
- [27] [Fitas & Mendes-Victor 1991]  
Fitas, A.J.S. & Mendes-Victor, L.A. (1991) – **Rayleigh wave propagation in horizontal layered models of the western continental margin of the Iberian Peninsula** – *Rev. de Geofísica*, **47**, 179-189.

- [28] [Forbriger 2003a]  
Forbriger, T. (2003) – **Inversion of shallow-seismic wavefields: I. wavefield transformation** – *Geophysical Journal International*, **153**, 719-734.
- [29] [Forbriger 2003b]  
Forbriger, T. (2003) – **Inversion of shallow-seismic wavefields: II. inferring subsurface properties from wavefield transforms** – *Geophysical Journal International*, **153**, 735-752.
- [30] [Fortunato 2005]  
Fortunato, E.M.C. (2005) – **Renovação de plataformas ferroviárias. Estudos relativos à capacidade de carga** – Tese de Doutorado em Engenharia Civil. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.
- [31] [Fortunato et al. 2007]  
Fortunato, E.; Bilé Serra, J.; Marcelino, J. (2007) – **Application of Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) in the characterization of railway platforms** – Proceedings of the International Conference on Advanced Characterization of Pavement and Soil Engineering Materials, Athens (Greece).
- [32] [Foti 2000]  
Foti, S. (2000) – **Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves** – PhD Thesis in Geotechnical Engineering. Politecnico di Torino (Italy).
- [33] [Foti 2003]  
Foti, S. (2003) – **Small-strain stiffness and damping ratio of Pisa clay from surface wave tests** – *Géotechnique*, **53**, 455-461.
- [34] [Foti & Butcher 2004]  
Foti, S. & Butcher, A.P. (2004) – **General report: geophysical methods applied to geotechnical engineering** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 409-418.
- [35] [Foti et al. 2003]  
Foti, S.; Sambuelli, L.; Socco, V.L.; Strobbia, C. (2003) – **Experiments of joint acquisition of seismic refraction and surface wave data** – *Near Surface Geophysics*, **1**, 119-129.
- [36] [Foti et al. 2009]  
Foti, S.; Comina, C.; Boiero, D.; Socco, L.V. (2009) – **Non-uniqueness in surface-wave inversion and consequences on seismic site response analyses** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 982-993.
- [37] [Gabriels et al. 1987]  
Gabriels, P.; Snieder, R.; Nolet, G. (1987) – **In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves** – *Geophysical Prospecting*, **35**, 187-196.



- [38] [Ganji et al. 1998]  
Ganji, V.; Gucunski, N.; Nazarian, S. (1998) – **Automated inversion procedure for spectral analysis of surface waves** – *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **124**, 757-770.
- [39] [García-Jerez et al. 2007]  
García-Jerez, A.; Navarro, M.; Alcalá, F.J.; Luzón, F.; Pérez-Ruiz, J.A.; Enomoto, T.; Vidal, F.; Ocaña, E. (2007) – **Shallow velocity structure using joint inversion of array and h/v spectral ratio of ambient noise: the case of Mula town (SE of Spain)** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **27**, 907-919.
- [40] [Geometrics 2006]  
Geometrics, Inc. (2006) – **SeisImager/SW™ Manual** – Manual V. 2.2, Geometrics, Inc., USA.
- [41] [Haskell 1953]  
Haskell, N.A. (1953) – **The dispersion of surface waves on multilayered media** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **43**, 17-34.
- [42] [Hayashi 2003]  
Hayashi, K. (2003) – **Data acquisition and analysis of active and passive surface wave methods** – Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP) 2003 Short Course, USA.
- [43] [Hemann et al. 2003]  
Hemann, L.; Neduczka, B.; Prónay, Z.; Tildy, P. (2003) – **Seismic microzoning based on shear wave velocity measurements** – Proceedings of the 9<sup>th</sup> Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Czech Republic, P-003.
- [44] [Hisada 1994]  
Hisada, Y. (1994) – **An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 1456-1472.
- [45] [Hisada 1995]  
Hisada, Y. (1995) – **An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (part 2)** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**, 1080-1093.
- [46] [INETI 2005]  
Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (2005) – **Folha 34-D (Lisboa) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000** – 2<sup>a</sup> Edição, INETI, Lisboa.

[47] [INETI 2006]

Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (2006) – **Notícia explicativa da Folha 34-D (Lisboa) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000** – Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J.L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M.A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M.L.; Henriques, P.; Falé, P., INETI, Lisboa.

[48] [Ismail & Anderson 2007]

Ismail, A. & Anderson, N. (2007) – **Near-surface characterization of a geotechnical site in north-east Missouri using shear-wave velocity measurements** – *Near Surface Geophysics*, **5**, 331-336.

[49] [Joh 1996]

Joh, S.-H. (1996) – **Advances in interpretation and analysis techniques for spectral-analysis-of-surface-waves (MASW) measurements** – PhD Thesis. The University of Texas at Austin (USA).

[50] [Kaufmann et al. 2005]

Kaufmann, R.D.; Xia, J.; Benson, R.C.; Yuhr, L.B.; Casto, D.W.; Park, C.B. (2005) – **Evaluation of MASW data acquired with a hydrophone streamer in a shallow marine environment** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 87-98.

[51] [Kausel & Peek 1982]

Kausel, E. & Peek, R. (1982) – **Dynamic loads in the interior of a layered stratum: an explicit solution** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1459-1481.

[52] [Kausel & Roësset 1981]

Kausel, E. & Roësset, J.M. (1981) – **Stiffness matrices for layered soils** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**, 1743-1761.

[53] [Kearey & Brooks 1984]

Kearey, P. & Brooks, M. (1984) – **An introduction to geophysical exploration** – Blackwell Scientific Publications.

[54] [Kennett 1974]

Kennett, B.L.N. (1974) – **Reflections, rays and reverberations** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **64**, 1685-1696.

[55] [Kennett & Kerry 1979]

Kennett, B.L.N. & Kerry, N.J. (1979) – **Seismic waves in a stratified half space** – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **57**, 557-583.

[56] [Kerry 1981]

Kerry, N.J. (1981) – **Synthesis of seismic surface waves** – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **64**, 425-446.

- [57] [Knopoff 1964]  
Knopoff, L. (1964) – **A matrix method for elastic wave problems** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**, 431-438
- [58] [Kramer 1996]  
Kramer, S.L. (1996) – **Geotechnical earthquake engineering** – Prentice-Hall, Inc.
- [59] [Kuo et al. 2009]  
Kuo, C.-H.; Cheng, D.-S.; Hsieh, H.-H.; Chang, T.-M.; Chiang, H.-J.; Lin, C.-M.; Wen, K.-L. (2009) – **Comparison of three different methods in investigating shallow shear-wave velocity structures in Ilan, Taiwan** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 133-143.
- [60] [Lai 2005]  
Lai, C.G. (2005) – **Surface waves in dissipative media: forward and inverse modelling** – *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks*, Lai, C.G. & Wilmanski, K. (Editors), CISM Courses and Lectures n° 481, Springer, 74-163.
- [61] [Lai & Rix 1998]  
Lai, C.G. & Rix, G.J. (1998) – **Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization** – Georgia Institute of Technology (USA).
- [62] [Lai & Rix 2002]  
Lai, C.G. & Rix, G.J. (2002) – **Solution of the Rayleigh eigenproblem in viscoelastic media** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**, 2297-2309.
- [63] [Lai & Wilmanski 2005]  
Lai, C.G. & Wilmanski, K. (2005) – **Surface waves in geomechanics: direct and inverse modelling for soils and rocks** – Lai, C.G. & Wilmanski, K. (Editors), CISM Courses and Lectures n° 481, Springer, CDROM.
- [64] [Lai et al. 2002]  
Lai, C.G.; Rix, G.J.; Foti S.; Roma, V. (2002) – **Simultaneous measurement and inversion of surface wave and attenuation curves** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **22**, 923-930.
- [65] [Lai et al. 2005]  
Lai, C.G.; Foti, S.; Rix, G.J. (2005) – **Propagation of data uncertainty in surface wave inversion** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 219-228.
- [66] [Lavergne 1989]  
Lavergne, M. (1989) – **Seismic methods** – Graham & Trotman Limited, London.

[67] [Liang et al. 2008]

Liang, Q.; Chen, C.; Zeng, C.; Luo, Y.; Xu, Y. (2008) – **Inversion stability analysis of multimode Rayleigh-wave dispersion curves using low-velocity-layer models** – *Near Surface Geophysics*, **6**, 157-165.

[68] [Lim 1990]

Lim, J.S. (1990) – **Two-dimensional signal and image processing** – Prentice Hall.

[69] [Lines & Treitel 1984]

Lines, L.R. & Treitel, S. (1984) – **Tutorial – A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems** – *Geophysical Prospecting*, **32**, 159-186.

[70] [LNEC 1991]

Laboratório Nacional de Engenharia Civil (1991) – **Estudo geológico e geotécnico do local de implantação do pavilhão de ensaios dinâmicos do LNEC** – Sêco e Pinto, P.S.; Roque, A.M.; Bilé Serra, J.P., Relatório 234/91-NF, LNEC, Lisboa.

[71] [Lopes 2005]

Lopes, I. (2005) – **Caracterização geotécnica de solos no domínio das pequenas deformações, aplicação do método das ondas superficiais** – Tese de Doutoramento em Geologia, especialidade de Geotecnia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

[72] [Lopes et al. 2004a]

Lopes, I.; Santos, J.A.; Almeida, I.; Brito, T. (2004) – **O método das ondas sísmicas superficiais na caracterização geotécnica – caso de estudo** – 9º Congresso Nacional de Geotecnia, Aveiro, Vol.1, 277-286.

[73] [Lopes et al. 2004b]

Lopes, I.; Moitinho, I.; Strobbia, C.; Teves-Costa, P.; Deidda, G.P.; Mendes, M.; Santos, J.A. (2004) – **Joint acquisition of SWM and other seismic techniques in the ISC'2 experimental site** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 521-530.

[74] [Lopes et al. 2005]

Lopes, I.; Santos, J.A.; Almeida, I. (2005) – **Use of surface waves for geotechnical characterization of soft alluvial deposits – the Póvoa de Santa Iria case study** – *Near Surface Geophysics*, **3**, 47-56.

[75] [Lopes et al. 2006]

Lopes, I.; Santos, J.A.; Almeida, I. (2006) – **Ondas sísmicas superficiais: a sua utilização na caracterização geotécnica** – 10º Congresso Nacional de Geotecnia, Lisboa, Vol.1, 217-226.

- [76] [Lopes et al. 2008]  
Lopes, I.; Almeida, I.; Santos, J.A.; Malheiro, A. (2008) – **Preliminary geological and geotechnical model of the São Sebastião volcanic crater – Terceira island – 11º Congresso Nacional de Geotecnia, Coimbra, CDRom, Comunicação nº 407.**
- [77] [Louie 2001]  
Louie, J.N. (2001) – **Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 347-364.
- [78] [Luco & Apsel 1983]  
Luco, J.E. & Apsel, R.J. (1983) – **On the Green's functions for a layered half-space. Part I** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 909-929.
- [79] [Luo et al. 2007]  
Luo, Y.; Xia, J.; Liu, J.; Liu, Q.; Xu, S. (2007) – **Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes** – *Journal of Applied Geophysics*, **62**, 375-384.
- [80] [Luo et al. 2008a]  
Luo, Y.; Xia, J.; Liu, J.; Xu, Y.; Liu, Q. (2008) – **Generation of a pseudo-2D shear-wave velocity section by inversion of a series of 1D dispersion curves** – *Journal of Applied Geophysics*, **64**, 115-124.
- [81] [Luo et al. 2008b]  
Luo, Y.; Xu, Y.; Liu, Q.; Xia, J. (2008) – **Rayleigh-wave dispersive energy imaging and mode separating by high-resolution linear Radon transform** – *The Leading Edge*, **27**, 1536-1542.
- [82] [Luo et al. 2009]  
Luo, Y.; Xia, J.; Liu, J.; Xu, Y.; Liu, Q. (2009) – **Research on the middle-of-receiver-spread assumption of the MASW method** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 71-79.
- [83] [Maheswari et al. 2010]  
Maheswari, R.U.; Boominathan, A.; Dodagoudar, G.R. (2010) – **Seismic site classification and site period mapping of Chennai City using geophysical and geotechnical data** – *Journal of Applied Geophysics*, **72**, 152-168.
- [84] [Maraschini et al. 2010]  
Maraschini, M.; Ernst, F.; Foti, S.; Socco, L.V. (2010) – **A new misfit function for multimodal inversion of surface waves** – *Geophysics*, **75**, G31-G43.
- [85] [Marosi & Hiltunen 2004]  
Marosi, K.T. & Hiltunen, D.R. (2004) – **Characterization of spectral analysis of surface waves shear wave velocity measurement uncertainty** – *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **130**, 1034-1041.

[86] [Matthews et al. 1997]

Matthews, M.C.; Hope, V.S.; Calyton, R.I. (1997) – **The geotechnical value of ground stiffness determined using seismic methods** – Modern Geophysics in Engineering Geology, McCann, D.M. et al. (Editors), Geological Society Engineering Geology Special Publication N° 12, 113-123.

[87] [McMechan & Yedlin 1981]

McMechan, G.A. & Yedlin, M.J. (1981) – **Analysis of dispersive waves by wave field transformation** – *Geophysics*, **46**, 869-874.

[88] [Menke 1984]

Menke, W. (1984) – **Geophysical data analysis: discrete inverse theory** – Academic Press, Inc.

[89] [Menzies 2001]

Menzies, B.K. (2001) – **Near-surface site characterisation by ground stiffness profiling using surface wave geophysics** – Instrumentation in Geotechnical Engineering, Saxena, V.M. & Sharma, V.M. (Editors), Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., 43-71.

[90] [Mota 2006]

Mota, R.P.V. (2006) – **Metodologias de prospecção geofísica aplicadas a problemas ambientais e geotécnicos. Aplicação conjunta de métodos eléctricos e sísmicos** – Tese de Doutoramento em Física, especialidade de Geofísica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

[91] [Mundepi et al. 2010]

Mundepi, A.K.; Galiana-Merino, J.J.; Kamal; Lindholm, C. (2010) – **Soil characteristics and site effect assessment in the city of Delhi (India) using H/V and f-k methods** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **30**, 591-599.

[92] [Nakamura 1989]

Nakamura, Y. (1989) – **A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface** – *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, **30**, n° 1.

[93] [Nakamura 2000]

Nakamura, Y. (2000) – **Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications** – Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland (New Zealand).

[94] [Nascimento 1954]

Nascimento, U. (1954) – **Física dos solos. Estudo dos solos de Lisboa** – LNEC, Publicação n° 56, Lisboa.

- [95] [Nazarian & Stokoe 1984]  
Nazarian, S. & Stokoe II, K.H. (1984) – **In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves** – Proceedings of the 8<sup>th</sup> Conference on Earthquake Engineering – San Francisco, Prentice-Hall, Inc., Vol. 3, 31-38.
- [96] [Oliveira 1991]  
Oliveira, M.M.P. (1991) – **Refração sísmica. Métodos de interpretação** – Dissertação de Mestrado em Geologia de Engenharia. Universidade Nova de Lisboa.
- [97] [O'Neill 2003]  
O'Neill, A. (2003) – **Full-waveform reflectivity for modelling, inversion and appraisal of seismic surface wave dispersion in shallow site investigations** – PhD Thesis. The University of Western Australia.
- [98] [O'Neill 2004a]  
O'Neill, A. (2004) – **Shear velocity model appraisal in shallow surface wave inversion** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 539-546.
- [99] [O'Neill 2004b]  
O'Neill, A. (2004) – **Full waveform reflectivity for inversion of surface wave dispersion in shallow site investigations** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 547-554.
- [100] [O'Neill 2005]  
O'Neill, A. (2005) – **Seismic surface waves special issue guest editorial** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 67-72.
- [101] [O'Neill & Matsuoka 2005]  
O'Neill, A. & Matsuoka, T. (2005) – **Dominant higher surface-wave modes and possible inversion pitfalls** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 185-201.
- [102] [O'Neill et al. 2008]  
O'Neill, A.; Campbell, T.; Matsuoka, T. (2008) – **Lateral resolution and lithological interpretation of surface-wave profiling** – *The Leading Edge*, **27**, 1550-1563.
- [103] [Orlowsky et al. 2006]  
Orlowsky, D.; Witte, C.; Lehmann, B. (2006) – **Near surface investigations over a disposal site for blast-furnace slag using Rayleigh surface waves** – *First Break*, **24**, August 2006, 69-75.
- [104] [Pancha et al. 2008]  
Pancha, A.; Anderson, J.G.; Louie, J.N.; Pullammanappallil, S.K. (2008) – **Measurement of shallow shear wave velocities at a rock site using the ReMi technique** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **28**, 522-535.

[105] [Park et al. 1999]

Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J. (1999) – **Multichannel analysis of surface waves** – *Geophysics*, **64**, 800-808.

[106] [Park et al. 2005]

Park, C.B.; Miller, R.D.; Ryden, N.; Xia, J.; Ivanov, J. (2005) – **Combined use of active and passive surface waves** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 323-334.

[107] [Picozzi et al. 2009]

Picozzi, M.; Strollo, A.; Parolai, S.; Durukal, E.; Özel, O.; Karabulut, S.; Zschau, J.; Erdik, M. (2009) – **Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **29**, 469-482.

[108] [Richart et al. 1970]

Richart, F.E.Jr.; Woods, R.D.; Hall, J. R. Jr. (1970) – **Vibrations of soils and foundations** – Prentice-Hall, Inc.

[109] [Rix et al. 1998]

Rix, G.J., Lai, C.G.; Foti, S.; Zywicki, D. (1998) – **Surface wave tests in landfills and embankments** – *Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics III*, Dakoulas, P. et al. (Editors), ASCE Geotechnical Special Publication N° 75, 1008-1019.

[110] [Rix et al. 2000]

Rix, G.J., Lai, C.G.; Spang Jr., W. (2000) – **In situ measurement of damping ratio using surface waves** – *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **126**, 472-480.

[111] [Rix et al. 2001]

Rix, G.J.; Lai, C.G.; Foti, S. (2001) – **Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves** – *Geotechnical Testing Journal (ASTM)*, **24**, 350-358.

[112] [Ryden et al. 2004]

Ryden, N.; Ulriksen, P.; Park, C.B. (2004) – **A framework for inversion of wavefield spectra in seismic non-destructive testing of pavements** – *Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 563-570.

[113] [Santos et al. 2007]

Santos, J.A.; Lopes, I.; Chitas, P.; Oliveira, C.S. (2007) – **Site characterization of a volcanic crater in Terceira island – Azores** – *Proceedings of the 4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, CDROM, Paper n° 1720.

[114] [Schwab 1970]

Schwab, F. (1970) – **Surface-wave dispersion computations: Knopoff's method** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**, 1491-1520.



- [115] [Schwab & Knopoff 1970]  
Schwab, F. & Knopoff, L. (1970) – **Surface-wave dispersion computations** – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **60**, 321-344.
- [116] [Schwab & Knopoff 1972]  
Schwab, F. & Knopoff, L. (1972) – **Fast surface waves and free mode computations** – *Methods in Computational Physics*, Vol. 11 – *Seismology: Surface Waves and Earth Oscillations*, Bolt, B.A. (Editor), Academic Press, 87-180.
- [117] [SGP 1986]  
Serviços Geológicos de Portugal (1986) – **Carta Geológica do Concelho de Lisboa na escala 1:10000** – F. Moitinho de Almeida, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- [118] [Sheehan et al. 2005]  
Sheehan, J.R.; Doll, W.E.; Mandell, W.A. (2005) – **An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 21-34.
- [119] [Sheriff & Geldart 1982]  
Sheriff, R.E. & Geldart, L.P. (1982) – **Exploration seismology, Volume 1 – History, theory, and data acquisition** – Cambridge University Press.
- [120] [Shtivelman 1999]  
Shtivelman, V. (1999) – **Using surface waves for estimating shear wave velocities in the shallow subsurface onshore and offshore Israel** – *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **4**, 15-35.
- [121] [Shtivelman 2004]  
Shtivelman, V. (2004) – **Estimating seismic velocities below the sea-bed using surface waves** – *Near Surface Geophysics*, **2**, 241-247.
- [122] [Silveira 1993]  
Silveira, G. (1993) – **Estudo da estrutura sísmica do Atlântico Nordeste adjacente com ondas de Rayleigh** – Dissertação de Mestrado em Ciências Geofísicas. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- [123] [Silveira & Stutzmann 2002]  
Silveira, G. & Stutzmann, E. (2002) – **Anisotropic tomography of the Atlantic ocean** – *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 237-248.
- [124] [Socco & Boiero 2008]  
Socco, L.V. & Boiero, D. (2008) – **Improved Monte Carlo inversion of surface wave data** – *Geophysical Prospecting*, **56**, 357-371.

- [125] [Socco & Strobbia 2004]  
Socco, L.V. & Strobbia, C. (2004) – **Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial** – *Near Surface Geophysics*, **2**, 165-185.
- [126] [Socco et al. 2008]  
Socco, L.V.; Boiero, D.; Comina, C.; Foti, S. (2008) – **Seismic characterization of an Alpine site** – *Near Surface Geophysics*, **6**, 255-267.
- [127] [Socco et al. 2009]  
Socco, L.V.; Boiero, D.; Foti, S.; Wisén, R. (2009) – **Laterally constrained inversion of ground roll from seismic reflection records** – *Geophysics*, **74**, G35-G45.
- [128] [Socco et al. 2010]  
Socco, L.V.; Foti, S.; Boiero, D. (2010) – **Surface-wave analysis for building near-surface velocity models – established approaches and new perspectives** – *Geophysics*, **75**, 75A83-75A102.
- [129] [Song et al. 2007]  
Song, X.; Gu, H.; Liu, J.; Zhang, X. (2007) – **Estimation of shallow subsurface shear-wave velocity by inverting fundamental and higher-mode Rayleigh waves** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **27**, 599-607.
- [130] [Stokoe et al. 2004]  
Stokoe II, K.H.; Joh, S.-H.; Woods, R.D. (2004) – **Some contributions of in situ geophysical measurements to solving geotechnical engineering problems** – Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A. & Mayne, P.W. (Editors), Millpress (Rotterdam), 97-132.
- [131] [Strobbia 2002]  
Strobbia, C. (2002) – **Surface wave methods, acquisition, processing and inversion** – PhD Thesis. Politecnico di Torino (Italy).
- [132] [Strobbia & Foti 2006]  
Strobbia, C. & Foti, S. (2006) – **Multi-offset phase analysis of surface wave data (MOPA)** – *Journal of Applied Geophysics*, **59**, 300-313.
- [133] [Strobbia et al. 2010]  
Strobbia, C.; Vermeer, P.; Laake, A.; Glushchenko, A.; Re, S. (2010) – **Surface waves: processing, inversion and removal** – *First Break*, **28**, Is. 8 (August), 85-91.
- [134] [Styles & Cassidy 2009]  
Styles, P. & Cassidy, N.J. (2009) – **Use of near surface geophysics in urban regeneration focused on the UK's mining and industrial contamination legacy** – *First Break*, **27**, Is. 8 (August), 51-59.

- [135] [Teves-Costa et al. 2010]  
Teves-Costa, P.; Veludo, I.; Rodrigues, I.; Almeida, J. (2010) – **Caracterização de sítio através de medidas de vibrações ambientais em “array”** – 8º Congresso de Sismologia e Engenharia Sísmica, Aveiro, Comunicação nº 110.
- [136] [Tokimatsu et al. 1992a]  
Tokimatsu, K.; Tamura, S.; Kojima, H. (1992) – **Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics** – *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, **118**, 1529-1543.
- [137] [Tokimatsu et al. 1992b]  
Tokimatsu, K.; Shinzawa, K.; Kuwayama, S. (1992) – **Use of short-period microtremors for  $V_s$  profiling** – *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, **118**, 1544-1558.
- [138] [Tokimatsu et al. 1998]  
Tokimatsu, K.; Arai, H.; Asaka, Y. (1998) – **Two-dimensional shear wave structure and ground motion characteristics in Kobe based on microtremor measurements** – Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics III, Dakoulas, P. et al. (Editors), ASCE Geotechnical Special Publication N° 75, 703-713.
- [139] [Varandas 2005]  
Ferreira, J.N. Varandas S. (2005) – **Modelação da excitação dinâmica superficial do subsolo, aplicação à análise espectral de ondas de superfície** – Dissertação de Mestrado em Engenharia de Estruturas. Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica de Lisboa.
- [140] [Wathelet 2005]  
Wathelet, M. (2005) – **Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion** – PhD Thesis in Applied Sciences. Faculté des Sciences Appliquées. Université de Liège (Belgium).
- [141] [Wathelet et al. 2004]  
Wathelet, M.; Jongmans, D.; Ohrberger, M. (2004) – **Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements** – *Near Surface Geophysics*, **2**, 211-221.
- [142] [WinSASW 2002]  
WinSASW (2002) – **Data interpretation and analysis for SASW measurements** – WinSASW Version 2.0 User's Guide.
- [143] [Wisén & Christiansen 2005]  
Wisén, R. & Christiansen, A. (2005) – **Laterally and mutually constrained inversion of surface wave seismic data and resistivity data** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 251-262.

[144] [Xia et al. 1999]

Xia, J.; Miller, R.D.; Park, C.B. (1999) – **Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves** – *Geophysics*, **64**, 691-700.

[145] [Xia et al. 2002]

Xia, J.; Miller, R.D.; Park, C.B.; Hunter, J.A.; Harris, J.B.; Ivanov, J. (2002) – **Comparing shear-wave velocity profiles inverted from multichannel surface wave with borehole measurements** – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **22**, 181-190.

[146] [Xia et al. 2003]

Xia, J.; Miller, R.D.; Park, C.B.; Tian,G. (2003) – **Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes** – *Journal of Applied Geophysics*, **52**, 45-57.

[147] [Xia et al. 2005]

Xia, J.; Chen, C.; Tian,G; Miller, R.D.; Ivanov, J. (2005) – **Resolution of high-frequency Rayleigh-wave data** – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10**, 99-110

[148] [Zywicki 1999]

Zywicki, D.J. (1999) – **Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves** – PhD Thesis. Georgia Institute of Technology (USA).

## ANEXO A – OPERADORES $\nabla$ E $\nabla^2$

### A.1 Operador vectorial *nabla* ( $\nabla$ )

O operador vectorial *nabla*,  $\nabla$ , num sistema cartesiano com vectores unitários  $\mathbf{e}_x$ ,  $\mathbf{e}_y$  e  $\mathbf{e}_z$  ao longo dos respectivos eixos coordenados x, y e z, é definido por:

$$\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{e}_x + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{e}_y + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{e}_z \quad (\text{A.2})$$

Quando aplicado a uma função escalar  $f(x,y,z)$  define a função vectorial gradiente de  $f(x,y,z)$ :

$$\nabla f = \text{grad } f = \frac{\partial f}{\partial x} \mathbf{e}_x + \frac{\partial f}{\partial y} \mathbf{e}_y + \frac{\partial f}{\partial z} \mathbf{e}_z \quad (\text{A.3})$$

Quando aplicado a uma função vectorial  $\mathbf{v}=(v_x,v_y,v_z)$ , através do produto interno, define a função escalar divergência de  $\mathbf{v}$ :

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \text{div } \mathbf{v} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (\text{A.4})$$

Por último, quando aplicado a uma função vectorial  $\mathbf{v}=(v_x,v_y,v_z)$  através do produto externo, define a função vectorial rotacional de  $\mathbf{v}$ :

$$\nabla \times \mathbf{v} = \text{rot } \mathbf{v} = \text{curl } \mathbf{v} = \left( \frac{\partial v_z}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial z} \right) \mathbf{e}_x + \left( \frac{\partial v_x}{\partial z} - \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \mathbf{e}_y + \left( \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \right) \mathbf{e}_z \quad (\text{A.5})$$

### A.2 Operador Laplaciano ( $\nabla^2$ )

Para um sistema de eixos cartesianos (x,y,z) o operador Laplaciano, representado por  $\nabla^2$ , é um operador escalar, que quando aplicado a um campo ou função escalar  $f(x,y,z)$ , define a seguinte operação:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \Rightarrow \nabla^2 f = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \quad (\text{A.6})$$

O operador Laplaciano pode ainda ser definido em função do operador vectorial *nabla* ( $\nabla$ ) aplicado a uma função escalar:



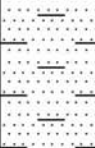
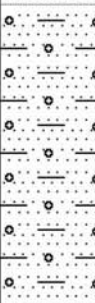
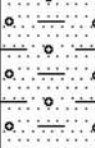
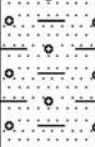
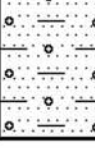
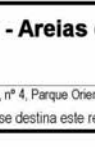


$$\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla \Rightarrow \nabla^2 f = \nabla \cdot \nabla f \quad (\text{A.7})$$

## **ANEXO B – SONDAGEM S1: PERFIL INDIVIDUAL E FOTOS DAS AMOSTRAS**

**(Campo Experimental do LNEC)**



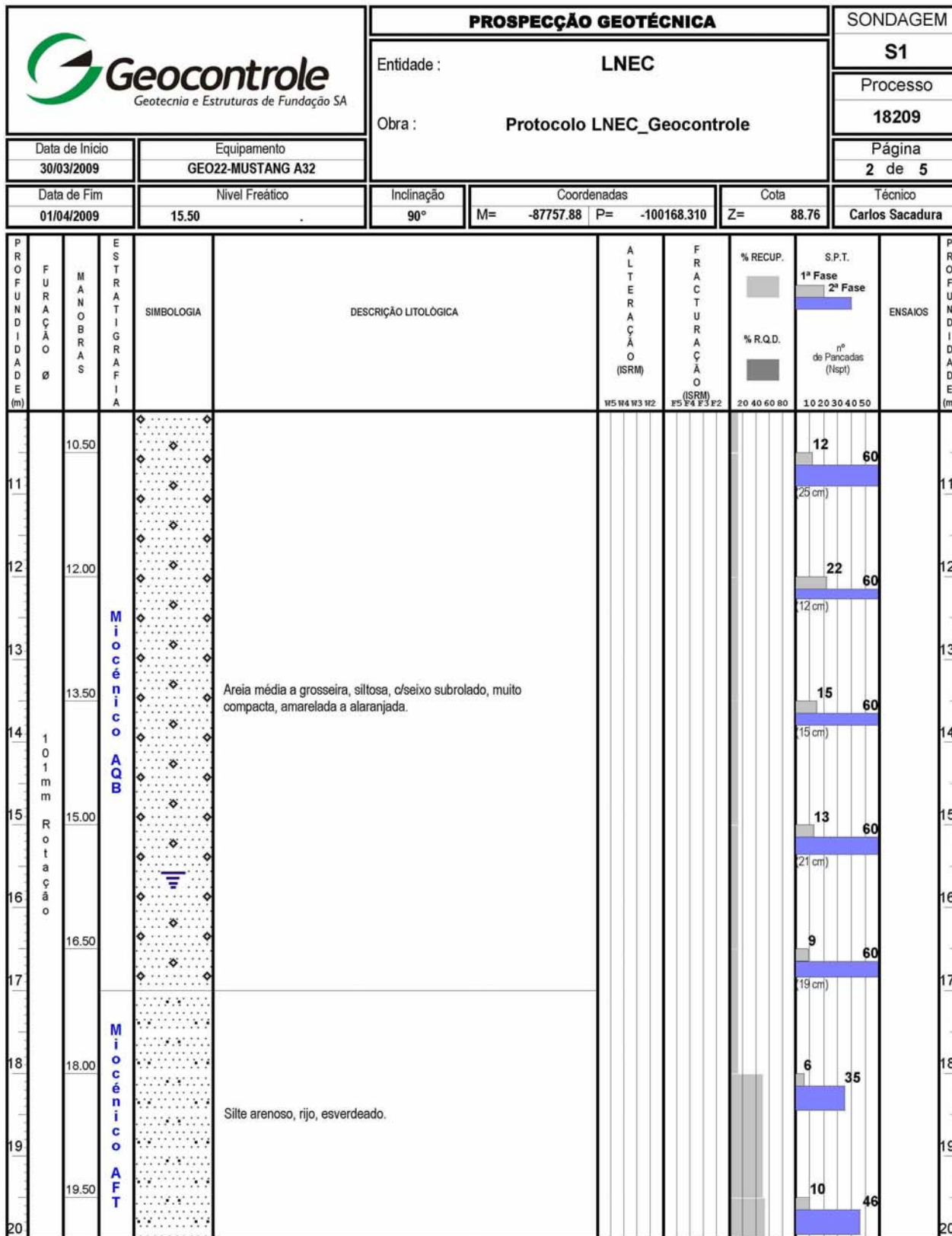


		<b>PROSPECÇÃO GEOTÉCNICA</b>					SONDAGEM					
		Entidade : <b>LNEC</b> Obra : <b>Protocolo LNEC_Geocontrol</b>					<b>S1</b>					
Data de Início <b>30/03/2009</b>		Equipamento <b>GEO22-MUSTANG A32</b>				Processo <b>18209</b>						
Data de Fim <b>01/04/2009</b>		Nivel Freático <b>15.50</b>		Inclinação <b>90°</b>		Página <b>1 de 5</b>						
				Coordenadas M= <b>-87757.88</b>   P= <b>-100168.310</b>		Técnico <b>Carlos Sacadura</b>						
				Cota Z= <b>88.76</b>								
P R O F U N D I D A D E (m)	F U R A C Ã O Ø	M A N O B R A S	E S T R A T I G R A F I A	S I M B O L O G I A	D E S C R I Ç Ã O L I T O L Ó G I C A	A L T E R A C Ã O (ISRM)	F R A C T U R A C Ã O (ISRM)	% R.E.C.U.P. 1ª Fase 2ª Fase	% R.Q.D.	S.P.T. nº de Pancadas (Nspt)	E N S A I O S	P R O F U N D I D A D E (m)
1		1.50	<b>Actual</b>		Aterro heterogéneo, pedregoso.					4 8		1
2			<b>Holoc</b>		Areia média a fina, silto-argilosa, solta, castanha.					5 15		2
3		3.00			Areia média a grosseira, medianamente a muito compacta, acastanhada a amarelada, c/níveis silto-argilosos, de cor acinzentada.					7 21		3
4	101mm	4.50								3 33		4
5	Rotacão	6.00	<b>Miocénico</b>							11 50		5
6		7.50	<b>AQB</b>							16 60		6
7		9.00								19 cm)		7
8												8
9												9
10												10

Observações : **AQB - Areias de Quinta do Bacalhau**


Rua D. Nuno Alvares Pereira, nº 4, Parque Oriente Bloco 4 2699-501 Bobadela LRS Portugal Tel.: (+351) 219958000 Fax: (+351) 219958001 Móvel: (+351) 963035577 E-mail: mail@geocontrol.pt

Sem ser para o fim a que se destina este relatório de ensaio só pode ser reproduzido na íntegra ou parcialmente com autorização expressa da Geocontrol.



Observações : **AQB – Areias de Quinta do Bacalhau**  
**AFT – Argilas de Forno do Tijolo**

Rua D. Nuno Álvares Pereira, nº 4, Parque Oriente Bloco 4 2699-501 Bobadela LRS Portugal Tel.: (+351) 219958000 Fax: (+351) 219958001 Móvel: (+351) 963035577 E-mail: mail@geocontrole.pt  
 Sem ser para o fim a que se destina este relatório de ensaio só pode ser reproduzido na íntegra ou parcialmente com autorização expressa da Geocontrole.

 <p><b>Geocontrole</b> Geotecnia e Estruturas de Fundação SA</p>		<b>PROSPECÇÃO GEOTÉCNICA</b>				SONDAGEM						
		Entidade : <b>LNEC</b>				S1						
Data de Início <b>30/03/2009</b>		Equipamento <b>GEO22-MUSTANG A32</b>		Obra : <b>Protocolo LNEC_Geocontrole</b>				Processo <b>18209</b>				
Data de Fim <b>01/04/2009</b>		Nível Freático <b>15.50</b>		Inclinação <b>90°</b>		Coordenadas M= <b>-87757.88</b> P= <b>-100168.310</b>		Página <b>3 de 5</b>				
				Cota Z= <b>88.76</b>		Técnico <b>Carlos Sacadura</b>						
P R O F U N D I D A D E (m)	F U R A C Ã O Ø	M A N O B R A S	E S T R A T I G R A F I A	SIMBOLOGIA	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	A L T E R A Ç Ã O (SRM)	F R A C T U R A Ç Ã O (SRM)	% RECUP. 1ª Fase 2ª Fase	% R.Q.D.	S.P.T. nº de Pancadas (Nspt)	ENSAIOS	P R O F U N D I D A D E (m)
21		21.00			Silte arenoso, rijo, esverdeado.							21
22		22.50								23	60	22
23										14	57	23
24	101mm	24.00	Miocénico							16	60	24
25	Rotação	25.50	AFT		Silte argiloso, por vezes com areia fina e concreções biocarbonatadas dispersas, rijo, cinzento escuro azulado.					25	60	25
26										11 cm		26
27		27.00								16	60	27
28										16 cm		28
29		28.50								32	60	29
30		30.00								12 cm		30

Observações : **AFT – Argilas de Forno do Tijolo**

Rua D. Nuno Álvares Pereira, nº 4, Parque Oriente Bloco 4 2699-501 Bobadela LRS Portugal Tel.: (+351) 219958000 Fax: (+351) 219958001 Móvel: (+351) 963036577 E-mail: mail@geocontrole.pt

Sem ser para o fim a que se destina este relatório de ensaio só pode ser reproduzido na íntegra ou parcialmente com autorização expressa da Geocontrole.

 <b>Geocontrole</b> Geotecnia e Estruturas de Fundação SA		<b>PROSPECÇÃO GEOTÉCNICA</b>				<b>SONDAGEM</b>	
		Entidade : <b>LNEC</b>		Obra : <b>Protocolo LNEC_Geocontrole</b>		<b>S1</b>	
Data de Início <b>30/03/2009</b>	Equipamento <b>GEO22-MUSTANG A32</b>					Processo <b>18209</b>	
Data de Fim <b>01/04/2009</b>	Nível Freático <b>15.50</b>	Inclinação <b>90°</b>	Coordenadas M= <b>-87757.88</b> P= <b>-100168.310</b>		Cota Z= <b>88.76</b>	Página <b>4 de 5</b>	
						Técnico <b>Carlos Sacadura</b>	


P R O F U N D I D A D E (m)	F U R A Ç Ã O Ø	M A N O B R A S	E S T R A T I G R A F I A	S I M B O L O G I A	D E S C R I Ç Ã O L I T O L Ó G I C A	A L T E R A Ç Ã O (SRM)	F R A C T U R A Ç Ã O (SRM)	% R.E.C.U.P. 20 40 60 80	S.P.T.		E N S A I O S	P R O F U N D I D A D E (m)
									1ª Fase	2ª Fase		
31										29 60 (10 cm)		31
32		31.50								19 60 (7 cm)		32
33		33.00								19 60 (11 cm)		33
34	101 mm	34.50			Silte argiloso, por vezes com areia fina e concreções biocarbonatadas dispersas, rijo, cinzento escuro azulado.					19 60 (15 cm)		34
35	Rotacção	36.00								1ª Fase 60 (11 cm)		35
36		37.50								25 60 (7 cm)		36
37		39.00								37 60 (6 cm)		37
38												38
39					Idem, com passagens calcareníticas fossilíferas ("cascões").							39
40												40

Observações:

**AFT – Argilas de Forno do Tijolo**

Rua D. Nuno Álvares Pereira, nº 4, Parque Oriente Bloco 4 2699-501 Bobadela LRS Portugal Tel.: (+351) 219958000 Fax: (+351) 219958001 Móvel: (+351) 963035577 E-mail: mail@geocontrole.pt  
 Sem ser para o fim a que se destina este relatório de ensaio só pode ser reproduzido na íntegra ou parcialmente com autorização expressa da Geocontrole.

Mod PP.02.1-2

		<b>PROSPECÇÃO GEOTÉCNICA</b>					SONDAGEM				
		Entidade : <b>LNEC</b> Obra : <b>Protocolo LNEC_Geocontrole</b>					<b>S1</b> Processo <b>18209</b>				
Data de Início 30/03/2009		Equipamento GEO22-MUSTANG A32					Página 5 de 5				
Data de Fim 01/04/2009		Nível Freático 15.50		Inclinação 90°	Coordenadas M= -87757.88 P= -100168.310		Cota Z= 88.76	Técnico Carlos Sacadura			
P R O F U N D I D A D E (m)	F U R A Ç Ã O Ø	M A N O B R A S	E S T R A T I G R A F I A	S I M B O L O G I A	D E S C R I Ç Ã O L I T O L Ó G I C A	A L T E R A Ç Ã O (SRM)	F R A C T U R A Ç Ã O (SRM)	% R.E.C.U.P. 20 40 60 80	S.P.T. 1ª Fase 2ª Fase nº de Pancadas (Nspt) 1.0 2.0 3.0 4.0 5.0	E N S A I O S	P R O F U N D I D A D E (m)
41	Ø 41.10										41
42											42
43											43
44											44
45											45
46											46
47											47
48											48
49											49
50											50

Observações : **AFT – Argilas de Forno do Tijolo**

Rua D. Nuno Alvares Pereira, nº 4, Parque Oriente Bloco 4 2699-501 Bobadela LRS Portugal Tel: (+351) 219958000 Fax: (+351) 219958001 Móvel: (+351) 963035577 E-mail: mai@geocontrole.pt

Sem ser para o fim a que se destina este relatório de ensaio só pode ser reproduzido na íntegra ou parcialmente com autorização expressa da Geocontrole.

## Fotos das amostras recuperadas na sondagem S1

As amostras da formação AFT (“Argilas de Forno de Tijolo”), entre 20.5 e 41m de profundidade, exibem cor cinzento escuro azulado, facto que não é perceptível em algumas das fotos das caixas, devido, provavelmente, à ocorrência de condições de iluminação distintas aquando dos seus registos fotográficos.

### Amostras entre a superfície e 18.5m de profundidade:



### Amostras entre 18.5 e 24.5m de profundidade:



**Amostras entre 24.5 e 30.0m de profundidade:**



**Amostras entre 30.0 e ≈35.5m de profundidade:**



**Amostras entre  $\approx 35.5$  e 39.0m de profundidade:**



**Amostras entre 39.0m e 41.1m de profundidade:**





