

# O MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS: AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E INVERSÃO

The surface wave method: acquisition, processing and inversion

Isabel Lopes\*

Jaime A. Santos\*\*

Isabel Moitinho de Almeida\*\*\*

**RESUMO** – Este trabalho apresenta os fundamentos teóricos associados ao método das ondas superficiais utilizando múltiplas estações segundo a metodologia implementada, referindo-se aos principais passos da sua aplicação: a aquisição, o processamento e a inversão. Fundamentando com as bases da teoria de propagação das ondas de Rayleigh, discutem-se os factores determinantes e os cuidados a ter para a obtenção de resultados fíaveis e de boa qualidade.

**SYNOPSIS** – This work presents some of the theoretical considerations associated with the Surface Wave Method accordingly with the implemented methodology, referring to the main steps of its application: acquisition, processing and inversion. Using the bases of the theory of Rayleigh wave propagation the important factors and the concerns to obtain high quality results are discussed.

**PALAVRAS CHAVE** – Ondas de Rayleigh, velocidade da onda de corte, multicanal.

## 1 – INTRODUÇÃO

Assiste-se, actualmente, a uma maior utilização de ensaios de prospecção geofísica para a caracterização geotécnica. Os baixos custos da maioria dos ensaios geofísicos, associados à possibilidade de medir grandezas físicas, quando incluídos num plano de prospecção com sondagens e outros ensaios in situ, tem provado ser de grande utilidade, permitindo obter informações sobre a estratigrafia, a presença de água ou fluidos, a caracterização dinâmica dos geomateriais, entre outras.

Na prospecção geotécnica os ensaios geofísicos mais frequentemente utilizados são os ensaios sísmicos, nomeadamente a refração sísmica, o ensaio entre furos de sondagem (crosshole) e o ensaio ao longo de um furo de sondagem com fonte sísmica à superfície (downhole). Em situações em que há necessidade de maior detalhe, como por exemplo em projectos de barragens, recorre-se ainda à tomografia crosshole e/ou à reflexão sísmica. Noutras situações, como a identificação de zonas com presença de água ou a localização de infraestruturas ou objectos, pode-se recorrer também a outros ensaios geofísicos, designadamente a métodos eléctricos e electromagnéticos como a resistividade eléctrica ou o georadar.

---

\* Pós-doc, Departamento de Engenharia Civil e Arquitectura do Instituto Superior Técnico, ICIST. E-mail: ilopes@civil.ist.utl.pt

\*\* Professor Auxiliar, Departamento de Engenharia Civil e Arquitectura do Instituto Superior Técnico, ICIST. E-mail: jaime@civil.ist.utl.pt

\*\*\* Professora Auxiliar, Departamento e Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. E-mail: moitinho@fc.ul.pt

Em Portugal, a refração sísmica é das técnicas mais comuns, sendo frequentemente aplicada em situações em que se pretende avaliar a ripabilidade dos materiais.

A revista *Geotecnia* espelha, desde 1971, a evolução da geotecnia em Portugal, quer a nível científico quer a nível da prática profissional nas empresas. A primeira referência ao uso da prospecção geofísica recorrendo à aquisição de ondas sísmicas em maciços rochosos é feita no segundo número da revista, no trabalho de Oliveira (1971), quando descreve a sua aplicação em estudos para a construção de barragens. A descrição e utilidade do método de refração sísmica são apresentadas no número seguinte, para o estudo de estradas, por Moura Esteves (1972).

A utilização das velocidades sísmicas para o estudo do comportamento dinâmico dos solos começa, em Portugal, no final da década de 70 do passado século, sendo descrita por Fialho Rodrigues (1981) a determinação da velocidade da onda de corte entre furos de sondagem (crosshole). Desde então muitos são os trabalhos que referem a utilização destes e de outros métodos de prospecção geofísica, evidenciando a importância e necessidade reconhecidas do recurso a ensaios geofísicos na prática geotécnica.

O desenvolvimento de alguns dos ensaios sísmicos, como por exemplo a refração sísmica, tem sido consequência essencialmente da evolução no equipamento e nos programas informáticos para interpretação de dados, tendo as bases teóricas e as metodologias de campo sofrido muito pouca alteração.

Na prática geotécnica tem vindo a ser reconhecida a necessidade de caracterização da velocidade da onda de corte, devido às suas vantagens relativamente à determinação da velocidade da onda P, que passam pela sua relação directa com o módulo de distorção e a sua insensibilidade à presença do nível freático. No entanto, os receptores necessários para a sua aquisição são mais dispendiosos e a fonte sísmica, necessária para gerar ondas S com energia suficiente para obter sinais de qualidade, requer uma estrutura especial que torna a aquisição mais demorada e consequentemente os ensaios mais onerosos.

Para ultrapassar as dificuldades tem havido, desde as últimas duas décadas do século passado, na comunidade geotécnica internacional, um forte desenvolvimento de métodos sísmicos de superfície que se baseiam na detecção de ondas superficiais e que, após processamento e inversão dos dados, permitem obter o perfil da velocidade da onda de corte de um determinado local. O crescimento destas técnicas e o seu uso em geotecnia deve-se essencialmente à introdução do método *Análise Espectral de Ondas de Superfície* (SASW – Spectral Analysis of Surface Waves) pelo grupo de trabalho da Universidade de Austin no Texas (Nazarian e Stokoe, 1984). A ideia da aquisição com múltiplos canais adicionou um novo impulso ao desenvolvimento destes métodos (Gabriels et al., 1987; Tselentis & Delis, 1998; Park et al. 1999; Foti, 2000).

A utilização destes métodos, normalmente com base nas ondas de Rayleigh, pela sua rapidez de execução e interpretação e fiabilidade nos resultados, tem provado ser de grande utilidade para a prática geotécnica. Este ensaio, que possibilita a obtenção dos parâmetros elásticos do subsolo reduzindo os custos, começa a dar os primeiros passos na prática portuguesa (Lopes et al., 2003; Lopes et al., 2004a; Lopes et al., 2004b; Ferreira, 2004; Lopes et al., 2005; Fortunato, 2005; Lopes, 2005; Lopes et al., 2006; Rodrigues et al., 2006).

Neste trabalho é apresentado o desenvolvimento teórico e algumas considerações práticas relacionadas com a execução do ensaio segundo a metodologia implementada, recorrendo a múltiplos canais, nomeadamente com os seus diversos passos: a aquisição, o processamento e a inversão. Noutros trabalhos são apresentados alguns casos de estudo onde se mostra a aplicabilidade do método a áreas com características geológicas distintas (Lopes et al., 2004a; Lopes et al., 2004b; Lopes et al., 2005; Lopes, 2005; Lopes et al., 2006).

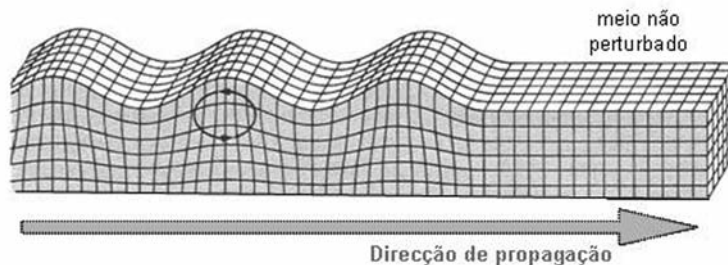
## 2 – AS ONDAS DE RAYLEIGH

### 2.1 – Propagação das ondas

As ondas superficiais formam-se pelo contacto das ondas volúmicas com a superfície livre. As ondas de Rayleigh são resultantes da interacção das ondas P e SV (onda de corte com polarização vertical) e formam-se sempre. Por sua vez as ondas de Love, dependentes unicamente das ondas SH (onda de corte com polarização horizontal), só podem existir em situações em que exista uma camada superficial de baixa velocidade sobre um substrato de velocidade superior, formando-se devido ao aprisionamento de energia e a múltiplas reflexões. Isto é, as ondas de Love não são possíveis em meios homogéneos.

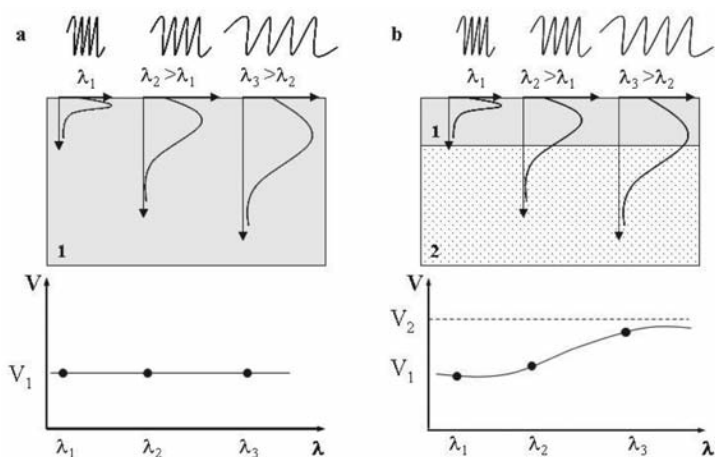
Uma das grandes vantagens da utilização das ondas de Rayleigh, nos métodos com base nas ondas superficiais, é precisamente o facto de estarem sempre presentes, sendo criadas quer por um trem de ondas que se propague até à superfície, quer por qualquer fonte (activa ou passiva) accionada à superfície. Além disso, as ondas de Rayleigh geradas por uma fonte pontual transportam 2/3 do total da energia transmitida, propagam-se com uma frente de onda cilíndrica e atenuam mais lentamente com a distância que as ondas volúmicas, o que faz com que estas sejam os eventos dominantes nos registos sísmicos como as torna muito preocupantes para as estruturas (Richart et al., 1970; Lay e Wallace, 1995).

As ondas de Rayleigh ocorrem junto à superfície de um meio semi-infinito. O movimento das partículas provocado pela sua passagem está confinado a um plano vertical que contém a direcção de propagação, verificando-se à superfície um movimento elíptico retrógrado (Figura 1), contendo uma componente vertical e uma horizontal de movimento (Bolt, 1999). Como contêm as duas componentes principais de movimento são registadas em qualquer tipo de receptor.



**Fig. 1** – Propagação das ondas de Rayleigh no meio (adaptado de: Bolt, 1999).

Estas ondas propagam-se paralelamente à superfície da Terra, a sua amplitude decresce exponencialmente com a profundidade e grande parte da energia encontra-se confinada junto à superfície. O fenómeno que caracteriza a sua propagação é a dispersão das ondas em meio heterogéneo. Cada frequência produz movimento das partículas e deformação que são significativos até uma determinada profundidade, dependente do comprimento de onda ( $\lambda$ ). Isto significa que a propagação de diferentes frequências atinge diferentes profundidades. Como num meio verticalmente heterogéneo as propriedades mecânicas variam com a profundidade e cada onda com um comprimento de onda distinto se propaga em camadas com propriedades diversas, as velocidades são, por isso, diferentes (Figura 2). Assim, a velocidade de uma onda superficial que sofre dispersão não é única, é caracterizada por diferentes velocidades de fase, dependentes da frequência. A relação entre a velocidade de fase e a frequência (ou o  $\lambda$ ) é designada por curva de dispersão.



**Fig. 2** – Propagação das ondas superficiais num: a. Meio homogêneo; como todas as ondas com diferentes  $\lambda$  atravessam o mesmo material, a velocidade de fase é constante; b. Meio heterogêneo, quando as propriedades variam com a profundidade, a velocidade de fase depende do  $\lambda$  da onda propagada: dispersão (in: Strobbia, 2003).

Relativamente à amplitude do movimento, esta decresce exponencialmente com a profundidade, tornando-se rapidamente pouco importante. A propagação das ondas de Rayleigh não é influenciada pelas características mecânicas de camadas que se encontrem a profundidades superiores aos comprimentos de onda que se estão a analisar.

Quanto aos efeitos causados pela distância à fonte sísmica verifica-se um aumento do intervalo de tempo para a chegada das ondas e a diminuição da amplitude da oscilação. Quando se cria um sinal sísmico as ondas P e S decaem mais rapidamente que as ondas de Rayleigh, podendo estas últimas serem as únicas ondas identificáveis a grandes distâncias da fonte (Richart *et al.*, 1970).

Teoricamente num meio homogêneo existe apenas um valor de velocidade para todas as frequências/comprimentos de onda enquanto que num meio composto por várias camadas, cada comprimento de onda regista informação sobre diferentes porções de solo, isto é, sofre influência de diversos materiais e dá origem ao fenómeno da dispersão (Figura 2b). Designa-se esta dispersão por geométrica porque é devida à variação das propriedades elásticas dos materiais em profundidade.

## 2.2 – Modelação do comportamento normalmente consolidado

Para ondas atravessando um meio homogêneo, elástico e isotrópico, tendo em conta a Lei de Hooke, a equação básica do movimento é descrita pela equação de Navier (em notação vectorial):

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} + (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (1)$$

em que  $\mathbf{u}$  é o vector de deslocamento das partículas,  $\lambda$  e  $\mu$  são as constantes de Lamé,  $\rho$  é a densidade do meio e  $t$  é o tempo (Richart *et al.*, 1970; Lay e Wallace, 1995; Kramer, 1996).

Partindo desta equação podem ser encontradas as soluções que descrevem a propagação das ondas volúmicas e respectivas velocidades. Para obter uma solução correspondente à propagação das ondas

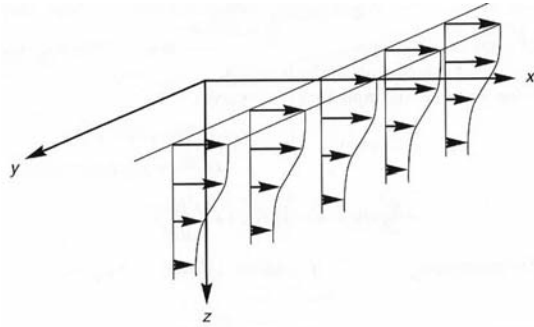
de Rayleigh é necessário impor a condição de fronteira correspondente à existência de uma superfície livre. Resolvendo essa equação, recorrendo ao teorema de Helmholtz e considerando a hipótese da formação de ondas planas (Figura 3), obtém-se que a velocidade da onda de Rayleigh em meio homogêneo, elástico e isotrópico é dada por (Richart et al., 1970; Lay e Wallace, 1995; Kramer, 1996):

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\eta^2) K^2 + 16 (\eta^2 - 1) = 0 \quad (2)$$

em que  $K$  e  $\eta$  correspondem às seguintes relações entre as velocidades da onda de Rayleigh  $V_R$ , da onda de corte  $V_S$  e da onda de compressão  $V_P$ :

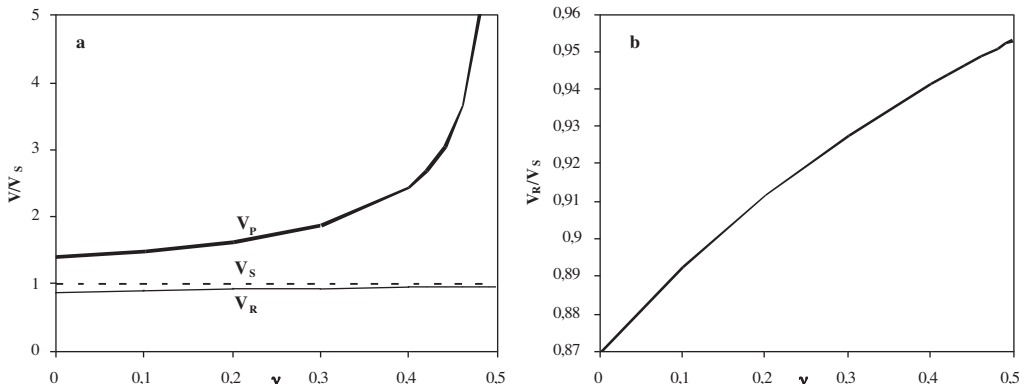
$$K = \frac{V_R}{V_S} \quad (3)$$

$$\eta = \frac{V_S}{V_P} \quad (4)$$



**Fig. 3** – Movimento induzido por uma onda plana típica que se propaga na direção de  $x$ . O movimento da onda não varia na direção  $y$  (in: Kramer, 1996).

A equação (2) pode ser considerada uma equação cúbica em  $K^2$ , cujas soluções são válidas apenas para determinados valores do coeficiente de Poisson. Para esta solução verifica-se que  $K^2$  é independente da frequência da onda e, consequentemente, a velocidade da onda de Rayleigh em meio homogêneo é não dispersiva (Figura 2a). Pode verificar-se que, para meios reais em que o coeficiente de Poisson varia entre  $0 < \nu < 0.5$ , existe apenas uma solução aceitável, isto é, entre 0 e 1. A relação entre as velocidades pode ser observada na Figura 4a.



**Fig. 4** – Relação entre as velocidades das ondas sísmicas em função do coeficiente de Poisson.

É ainda interessante notar que  $\eta$  pode ser relacionado com o coeficiente de Poisson e com as constantes de Lamé:

$$\eta = \sqrt{\frac{(1-2\nu)}{(2-2\nu)}} = \sqrt{\frac{\mu}{(\lambda + 2\mu)}} \quad (5)$$

e que  $k$  pode ser aproximado a:

$$K = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \quad (6)$$

variando entre  $0.87 < K < 0.96$  para valores de  $0 < \nu < 0.5$  (Figura 4b).

A velocidade da onda de Rayleigh depende da velocidade da onda de corte e do coeficiente de Poisson mas varia essencialmente com  $V_s$  ( $V_R \approx 0.9 V_s$ ), sendo muito pouco sensível a  $\nu$  (Figura 4a e 4b).

### 2.3 – Solução em meio verticalmente heterogéneo

Enquanto que para meios homogéneos a formulação matemática é relativamente simples, para meios heterogéneos e anisotrópicos esta torna-se muito complexa e em alguns casos inexistente. No entanto, existe solução para meios estratificados, horizontalmente homogéneos e isotrópicos, com a superfície livre paralela ao plano da isotropia.

Considerando que a heterogeneidade se dá apenas na direcção  $z$  (profundidade), a expressão correspondente à equação de Navier, na ausência de forças volúmicas, é dada, em coordenadas cartesianas, por:

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} + (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + e_z \frac{d\lambda}{dz} \nabla \cdot \mathbf{u} + \frac{d\mu}{dz} \left( e_z \times \nabla \times \mathbf{u} + 2 \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} \right) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (7)$$

em que  $e_z$  corresponde ao versor normal à superfície livre.

Lai e Rix (1998) demonstraram que não existe uma solução trivial para a propagação das ondas de Rayleigh em meio verticalmente heterogéneo. A solução pode ser obtida resolvendo um problema de valores próprios. Assim, assumindo a condição de tensão nula à superfície, só existem soluções para valores especiais do número de onda  $k_j = k_j(\omega)$ , para  $j = 1 \dots n$ , que são os valores próprios da solução. Estes valores podem ser encontrados resolvendo a equação de dispersão de Rayleigh, que é uma função complexa das constantes de Lamé ( $\lambda, \mu$ ), da densidade ( $\rho$ ), do número de onda ( $k$ ) e da frequência de excitação ( $\omega$ ), e que apenas pode ser apresentada na forma implícita:

$$F_R[\lambda(z), \mu(z), \rho(z), k_j, \omega] = 0 \quad (8)$$

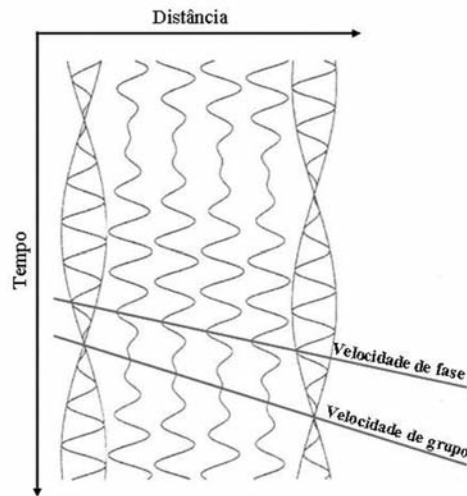
Esta função mostra que, em meio verticalmente heterogéneo, a velocidade de propagação das ondas de Rayleigh é, em geral, uma função da frequência com múltiplas respostas, correspondendo a cada uma, um dos  $n$  modos de propagação. Num meio composto por um número finito de camadas homogéneas sobre um substrato homogéneo, o número total de modos de propagação é finito.

Segundo Lai e Rix (1998) existem muitas técnicas possíveis para solucionar este problema de valores próprios: integração numérica, diferenças finitas; elementos finitos; elementos de fronteira e elementos espectrais.

Substituindo na formulação do problema os valores próprios (números de onda), são encontradas quatro funções próprias: duas correspondem aos dois deslocamentos ( $r_1(z, k, \omega)$  e  $r_2(z, k, \omega)$ ) nas direcções  $x$  e  $z$ , e as restantes às tensões associadas a cada modo particular de propagação ( $r_3(z, k, \omega)$  e  $r_4(z, k, \omega)$ ), uma de corte e outra normal vertical (Lai e Rix, 1998; Strobbia, 2003).

Do ponto de vista físico, a existência de diversos modos de propagação para uma determinada frequência, pode ser explicada pela interferência “construtiva” que se dá entre os raios de onda propagados e as suas reflexões nas interfaces entre as camadas (Lai e Rix, 1998; Foti, 2000; Roma, 2001).

Uma consequência importante do comportamento dispersivo das ondas de Rayleigh em meio estratificado é a existência de uma velocidade de grupo (Figura 5). A velocidade das ondas superficiais que tem sido referida é a velocidade de fase ( $= \omega/k$ ) que corresponde à velocidade de uma frente de onda (localização de pontos de fase constantes) ou velocidade a que se propaga uma determinada frequência. No entanto, para um meio dispersivo existe ainda a velocidade de um conjunto de ondas composto por uma série de frequências, designada por velocidade de grupo ( $= d\omega/dk$ ) e que corresponde à velocidade do trem de ondas (Telford et al., 1990). Num meio não dispersivo as velocidades de fase e de grupo são iguais.



**Fig. 5** – Propagação de uma onda mostrando as velocidades de fase e de grupo (adaptado de: O’Neill, 2003).

Para modelar a propagação, além do que foi anteriormente referido é necessário introduzir uma lei de variação das propriedades mecânicas com a profundidade, que não está incluída na formulação da equação de dispersão de Rayleigh (equação 8).

Alguns dos métodos usados com maior frequência pertencem à classe das matrizes de transferência (Gilbert e Backus, 1966), em que se representa a estratificação como uma sequência de camadas homogêneas, cada uma caracterizada pela sua espessura, densidade e parâmetros elásticos (normalmente  $V_s$  e  $V_p$  ou  $G_0$  e  $\nu$ ). Grande parte das soluções têm como base o algoritmo de Thomson-Haskell que, por conter termos exponenciais, tomam valores muito elevados nas altas frequências, causando problemas de instabilidade. Este algoritmo tem vindo a ser modificado e melhorado (Knopoff, 1964; Dunkin, 1965; Schwab e Knopoff, 1970; Watson, 1970; Hisada, 1994; 1995, entre outros).

2.4 – Simulação numérica da propagação das ondas

A solução da propagação das ondas de Rayleigh pode ser obtida usando diferentes algoritmos, ocorrendo as maiores diferenças numéricas entre as soluções nas altas frequências. Neste trabalho foi usado o código POLISURF implementado em MATLAB por Strobbia (2003). Para a simulação da propagação das ondas de Rayleigh este programa usa como base a matriz de transferência de Thomson-Haskell com as modificações de Dunkin (1965) e os melhoramentos de Watson (1970) que permitem diminuir o tempo de cálculo. Outros autores, como por exemplo Lai e Rix (1998) e Foti (2000), usam outros métodos de cálculo. Foti (2000) usou como base o programa de cálculo construído inicialmente por Hisada (1994, 1995) com base no método dos coeficientes de transmissão e reflexão, posteriormente modificado por Lai (Lai e Rix, 1998) e pelo próprio autor.

Usando o programa POLISURF foi possível analisar as variações na curva de dispersão e nas curvas modais observadas para diferentes perfis de solo. Recorrendo-se a dois exemplos simples, os mesmos que Foti (2000), é possível mostrar que, apesar do uso de diferentes algoritmos, na gama de frequências de interesse, as soluções são semelhantes.

Os dados introduzidos no programa para simular a propagação das ondas de Rayleigh são: a espessura das camadas (o substrato é considerado semi-infinito), as velocidades das ondas volumicas e a densidade dos materiais constituintes das diversas camadas e do substrato. Para simplificar, nos modelos apresentados a seguir considera-se que  $V_p = 2V_s$ .

Inicialmente considera-se um modelo simples de uma camada sobre substrato homogêneo. Este modelo, designado por normalmente dispersivo, é caracterizado por um aumento da velocidade das ondas S com a profundidade (Quadro 1, Figura 6a).

Quadro 1 – Parâmetros do modelo normalmente dispersivo.

Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
10	300	600	$1.8 \times 10^{-3}$
$\infty$	400	800	$1.8 \times 10^{-3}$

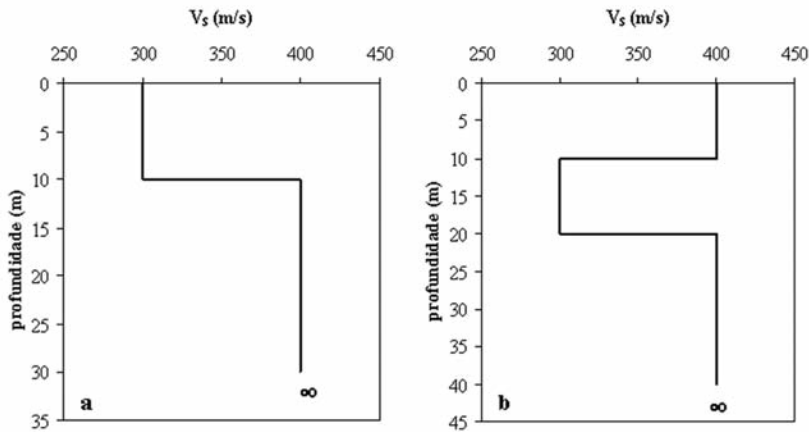
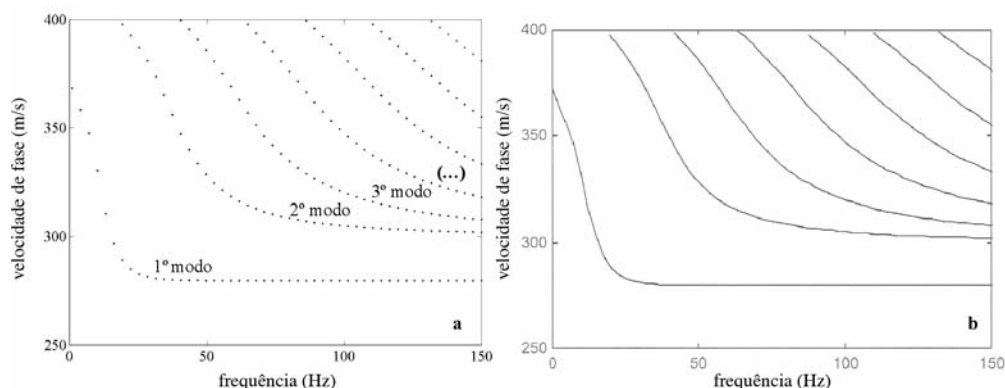


Fig. 6 – Perfis de solo simulados (Foti, 2000): a. Modelo normalmente dispersivo; b. Modelo inversamente dispersivo.



A Figura 7 mostra as curvas modais que representam as velocidades de fase obtidas, para o modelo acima indicado, na gama de frequências de interesse para problemas relacionados com a caracterização de solos. Pela observação dos gráficos, verifica-se que para baixas frequências só existe um modo de propagação - o modo fundamental, que é o primeiro modo normal de propagação e o único que se propaga por toda a gama de frequências. Os restantes modos de propagação existem apenas até uma frequência limite, correspondente à frequência mínima para a qual um determinado modo pode existir, e cuja velocidade de fase tende para a velocidade da onda de corte máxima do meio estratificado.



**Fig. 7** – Curvas modais de dispersão para o modelo normalmente dispersivo (Quadro 1):  
**a.** Obtidas com o programa POLISURF; **b.** Obtidas por Foti (2000).

É possível ainda verificar que nas altas frequências o modo fundamental tende para representar a velocidade de fase das ondas de Rayleigh da primeira camada, enquanto que os restantes modos tendem para a velocidade da onda de corte da primeira camada (no exemplo 300 m/s).

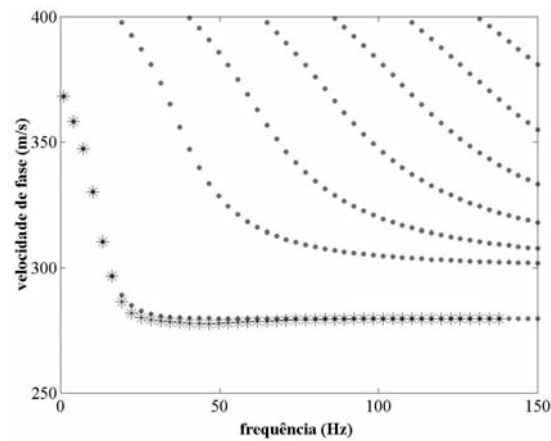
Como se pode observar, pela comparação das Figuras 7a e 7b, cujos resultados foram obtidos por intermédio de algoritmos de simulação de propagação diferentes, as curvas não apresentam diferenças significativas, com formas e valores muito semelhantes.

A curva de dispersão experimental, isto é, a que é obtida no campo pela realização de um ensaio de ondas superficiais, também pode ser simulada. Obtendo as curvas modais, que descrevem a propagação, pode criar-se o sismograma sintético que corresponde a uma aquisição com determinados parâmetros. Partindo do sismograma sintético e processando os dados, como se eles correspondessem a uma aquisição no campo, pode obter-se a curva de dispersão aparente (sintética).

As simulações aqui apresentadas, a curva de dispersão aparente foi criada como se tivesse sido adquirida por 24 canais, numa linha com 48 m de comprimento total. Na Figura 8 podem observar-se as curvas modais e a curva de dispersão aparente verificando-se que num meio normalmente dispersivo a curva de dispersão aparente tende a seguir o modo fundamental.

O segundo modelo simulado é um modelo inversamente dispersivo, isto é, em que existe uma camada de velocidade inferior entre camadas de velocidade superior. Considerou-se um modelo simples de duas camadas sobre substrato homogêneo, descrito no Quadro 2 e na Figura 6b. A possibilidade de identificar situações deste tipo é uma das grandes potencialidades dos métodos com base em ondas superficiais.

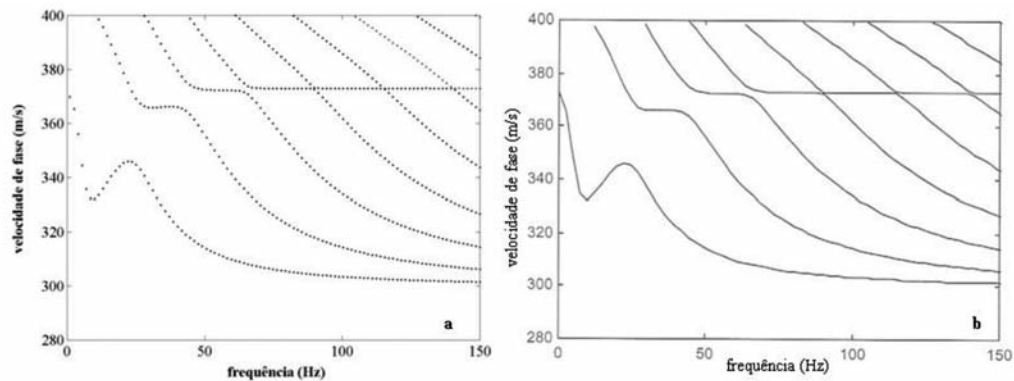
Neste caso, as curvas modais apresentam uma forma diferente da situação simulada anteriormente (Figura 9a). Verifica-se que os diversos modos de propagação tendem, nas altas frequências, para a velocidade da onda de corte da camada intermédia (isto é, para a velocidade mais baixa do modelo considerado). Observa-se ainda um alinhamento nas diversas curvas modais, correspondente à velocidade de fase da onda de Rayleigh da camada superior. O modo fundamental de meios inversamente dispersivos é sempre caracterizado por uma diminuição seguida de um novo aumento da velocidade de fase, conforme se diminui em frequência.



**Fig. 8** – Curvas modais (em pontos) e curva de dispersão aparente (em asteriscos), obtidas com o programa POLISURF para o modelo apresentado no Quadro 1.

**Quadro 2** – Parâmetros do modelo inversamente dispersivo.

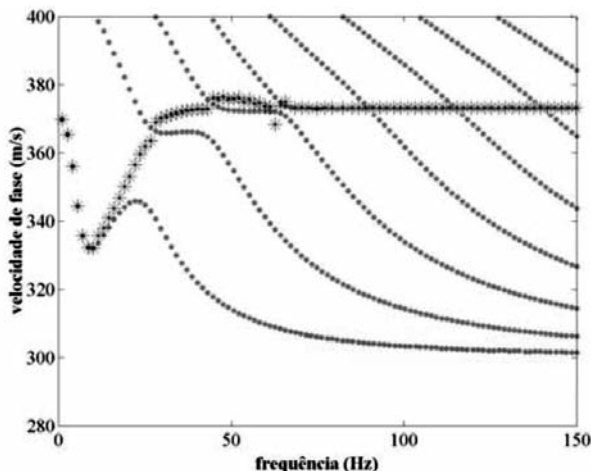
Espessura (m)	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
10	400	800	$1.8 \times 10^{-3}$
10	300	600	$1.8 \times 10^{-3}$
$\infty$	400	800	$1.8 \times 10^{-3}$



**Fig. 9** – Curvas modais de dispersão para o modelo inversamente dispersivo (Quadro 2): **a.** Obtidas com o programa POLISURF; **b.** Obtidas por Foti (2000).

Também para este modelo se verifica que ambos os algoritmos produzem resultados idênticos (Figura 9a e 9b).

Quanto à curva de dispersão aparente sintética (Figura 10) esta apresenta um comportamento muito diferente da situação simulada anteriormente. Neste caso, não segue o modo fundamental, saltando para modos superiores (sobreposição modal). A curva experimental, essencialmente nas altas frequências, pode não conter informação sobre o modo fundamental. Nestas situações a escolha de parâmetros de aquisição adequados é de grande importância.



**Fig. 10** – Curvas modais (em pontos) e curva de dispersão aparente (em asteriscos) obtidas com o programa POLISURF para o modelo apresentado no Quadro 2.

### 3 – MÉTODO DAS ONDAS SUPERFICIAIS (SWM)

#### 3.1 – Considerações gerais

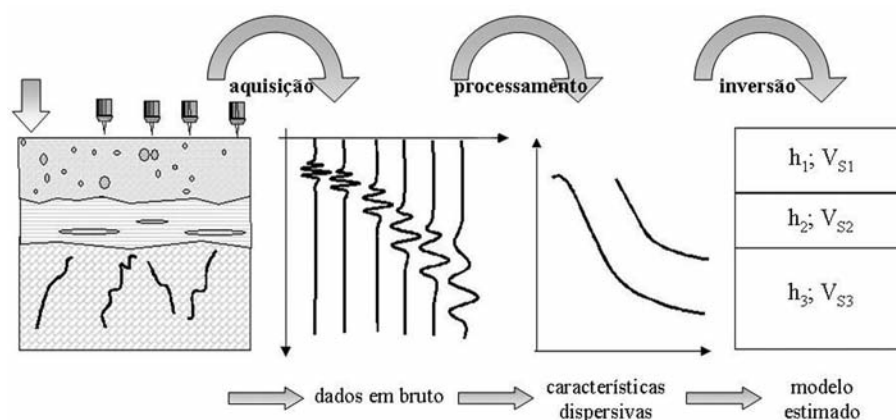
Em campanhas de reflexão sísmica umas das principais fontes de ruído é o designado “*ground roll*”, um evento de baixa velocidade que mascara as reflexões tardias. O *ground roll* consiste essencialmente em ondas superficiais, eventos de mais baixa frequência e elevada energia, que não podem ser reduzidos por um procedimento de stacking, pois fazem parte do sinal sísmico do local. Constituem uma fonte de ruído coerente para esse ensaio, que tem que ser filtrado durante a fase de processamento.

A utilização de métodos com base nas ondas superficiais, que tiram partido do *ground roll*, tem permitido superar algumas das limitações associadas aos outros ensaios sísmicos de superfície, possibilitando uma boa resolução a pequena profundidade.

Os métodos que têm como base a aquisição de ondas superficiais encontram-se esquematizados na Figura 11. Fazem-no estimando as características dispersivas de um determinado local, por intermédio da aquisição e processamento de dados sísmicos e posterior inversão da curva de dispersão, para obter as propriedades do subsolo. Dependendo do método usado, existem formas de aquisição, técnicas de processamento e algoritmos de inversão diferentes. Estes métodos têm como objectivo principal determinar a distribuição em profundidade da velocidade da onda de corte (ou de  $G_0$ ).

Como já foi referido, as ondas estudadas são normalmente as de Rayleigh pois têm uma aquisição mais simples, bastando apenas um impacto vertical para as criar, além e estão sempre presentes num registo sísmico. No entanto, recorrendo a equipamento, fonte e algoritmos de propagação adequados poderão ser usadas as ondas de Love.

É habitual designar estes ensaios recorrendo a siglas, como SASW (Spectral Analysis of Surface Waves), MASW (Multichannel Acquisition of Surface Waves), CSW (Continuous Surface Wave), SWM (Surface Wave Method), que normalmente poderão ser associadas a determinadas técnicas de geração, aquisição e/ou processamento. A designação não é, no entanto, exclusiva para cada situação, encontrando-se na bibliografia, por exemplo, o uso da sigla SASW para aquisições com múltiplas estações. Rix (2004, *comunicação pessoal*) é de opinião que as siglas devem designar métodos específicos, por exemplo, a sigla SASW apenas deve designar o método desenvolvido na Universidade de Austin no Texas (Nazarian e Stokoe, 1984) para aquisições com apenas duas estações.



**Fig. 11** – Esquema dos três passos principais dos métodos das ondas superficiais com o respectivo resultado (in: Strobbia, 2003).

As abordagens para a aquisição dos dados são diferentes das usadas para outros ensaios sísmicos de superfície e, dependendo dos métodos, pode recorrer-se a sistemas com apenas dois canais, como no ensaio SASW clássico, ou com mais canais, como por exemplo no ensaio MASW, a fontes de impacto ou a fontes vibratórias, como no ensaio CSW. O processamento dos dados, para obter a curva de dispersão pode ser efectuado recorrendo a diversas metodologias como, por exemplo, o espectro de potência da função cruzada de dois sinais, a transformada  $f-k$  (frequência-número de onda) ou a transformada  $f-p$  (frequência-atraso). Quanto ao processo de inversão pode-se utilizar um método de tentativa e erro recorrendo a modelos de propagação, ou recorrer à inversão automática do modo fundamental usando, entre outras possibilidades, o método de Monte-Carlo (Socco e Strobbia, 2004).

## 3.2 – Método Implementado - SWM

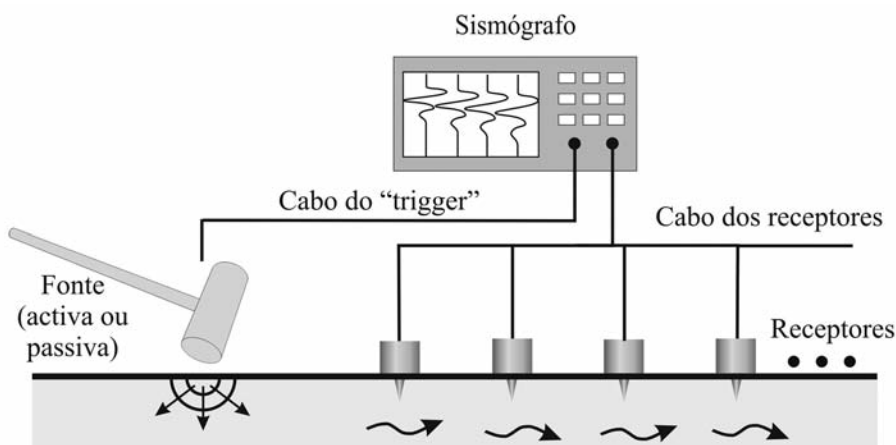
### 3.2.1 – Equipamento

O SWM é um ensaio sísmico de superfície (Figura 12) que usa, na maioria dos casos, um sismógrafo multicanal, geofones de baixa frequência e uma fonte impulsiva. De seguida irão referir-

se algumas das particularidades específicas do equipamento necessárias à aquisição de dados de boa qualidade neste ensaio e referir a influência de algumas situações da prática de campo no resultado final.

Devido à elevada interacção entre as diferentes frequências das ondas de Rayleigh e entre os seus diversos modos de propagação, a capacidade de resolução dinâmica do sismógrafo pode afectar a qualidade dos dados. Se este não tiver uma capacidade dinâmica suficientemente alta, poderá não permitir detectar toda a gama de frequências desejada ou ser incapaz de detectar diferentes modos. Os sismógrafos actuais já têm, na sua maioria, resoluções até 24 bits.

A resposta dos geofones é um factor importante a ter em consideração na escolha do equipamento a utilizar. Os geofones são osciladores caracterizados pela sua massa, rigidez e amortecimento. A resposta dos geofones depende essencialmente da sua frequência natural e do amortecimento. Interessa que a resposta seja o mais linear possível, dentro da banda de frequências de interesse, para tal introduz-se no geofone uma resistência que produz um campo magnético que se “opõe” ao movimento interno do geofone e o amortece, evitando que o sinal fique contaminado por pequenas ressonâncias, mas diminuindo a amplitude do sinal. No entanto, este inconveniente pode ser facilmente ultrapassado aumentando o ganho no sismógrafo.



**Fig. 12** – Esquema da linha de aquisição e equipamento usual usado em ensaios sísmicos de superfície.

A resposta dos geofones influencia o sinal registado, quer em termos de amplitude quer em termos de fase. A velocidade de fase obtida não é influenciada pela alteração da amplitude real registada pelos geofones, pois a velocidade é calculada com base na fase do sinal. Caso os geofones sejam idênticos, também a fase registada não terá influência na determinação. Caso a resposta dos geofones seja diferente, é introduzido um erro na medição da velocidade. Assim, será necessário verificar qual a diferença de fase entre geofones para proceder à sua correcção.

De uma forma geral, são utilizados geofones de baixa frequência, pois são as baixas frequências que permitem adquirir informação em maior profundidade. Se bem que com os geofones normalmente usados para campanhas de reflexão e refração, normalmente entre 10-40 Hz, se consigam obter resultados fiáveis, abaixo da sua frequência própria, os resultados em profundidade serão tanto melhores quanto menor for a frequência do geofone (Park *et al.*, 2003). Para aquisições com múltiplos receptores são normalmente usados geofones de 4,5 Hz por constituírem uma boa relação custo/eficiência, já que os geofones abaixo desta frequência são bastante mais onerosos.

A fonte sísmica utilizada para a aquisição de dados de ondas superficiais poderá ser qualquer uma das habituais na aquisição sísmica de superfície. No entanto, visto que para obter resultados em profundidade é necessário ter registos com um grande conteúdo em baixas frequências, devem preferencialmente usar-se fontes que consigam produzir baixas frequências com uma boa razão sinal/ruído (Strobbia, 2003).

O espectro da fonte está linearmente relacionado com o conteúdo em frequências do sinal, mas a resposta própria do local pode dominar uma determinada gama de frequências. Com a mesma fonte, em locais com características diferentes, obtém-se sinais com espectros de resposta muito diferentes.

As fontes activas utilizadas com mais frequência para obtenção de dados de ondas superficiais, são fontes impulsivas (martelos e pesos) ou fontes vibratórias. As fontes impulsivas têm a vantagem de criar, com um impacto, uma vasta gama de frequências, permitindo obter bons resultados com aquisições muito rápidas. As fontes vibratórias permitem escolher as frequências que se quer amostrar, obtendo um sinal com um baixo nível de contaminação e, assim, definir melhor a curva de dispersão, mas a aquisição tem de ser feita frequência a frequência, tornando-se muito morosa.

Os martelos são a fonte mais comum pois são fáceis de utilizar, económicos e permitem somar registos aumentando a razão sinal/ruído. A fonte é accionada e o comando que é dado ao sismógrafo para iniciar o registo é facilmente transmitido usando, por exemplo, um *trigger* (mecanismo de disparo para o início do registo) que funciona por contacto eléctrico (entre uma chapa metálica para o impacto e o martelo), ou usando um *trigger* de inércia piezoeléctrico. A massa do martelo influencia o conteúdo em frequências; um martelo leve, do tipo do martelo de geólogo, gera altas frequências. A presença da chapa metálica também faz elevar o conteúdo em frequências. Geralmente é utilizado um martelo com 5 a 10 kg de massa.

Quando é necessário gerar maior energia pode usar-se como fonte a queda de um bloco com massa elevada. No entanto, quando se utiliza este tipo de fonte é necessário ter bastante atenção ao ressalto do bloco pois como para o SWM se usam tempos de registo longos, o ressalto pode contaminar o sinal. Com este tipo de fonte consegue-se, de uma forma geral, aumentar o conteúdo em baixas frequências, mas é pouco prático do ponto de vista da utilização comum. A experiência mostra que nem sempre se obtêm resultados muito melhores do que os obtidos pela soma de vários sinais obtidos com um martelo (Lopes, 2005).

### 3.2.2 – Aquisição

O primeiro factor a ter em atenção na aquisição de dados para este método (SWM) é que é necessário recorrer a uma janela temporal suficientemente longa (normalmente superior a 1s) que permita registar por completo o trem de ondas superficiais em toda a linha de aquisição.

O segundo factor prende-se com a qualidade dos dados sísmicos; a aquisição de dados de boa qualidade é fundamental para qualquer ensaio geofísico pois é deles que depende a obtenção de um bom resultado final. Como as ondas superficiais são dominantes no registo sísmico, é frequente que se menospreze a importância da aquisição dos dados. No entanto, visto que o processamento dos dados é feito no domínio da frequência, a razão sinal/ruído tem que ser alta em toda a zona de interesse do registo. Este objectivo nem sempre é simples de atingir pois as ondas superficiais dominam apenas uma parte da gama de frequências de interesse e as frequências obtidas dependem das características próprias do local.

A presença de ruído no sinal sísmico adquirido é uma das razões da diminuição da qualidade dos dados obtidos. Devem proceder-se a aquisições que tentem diminuir a presença e/ou influência de eventos externos ao sinal. É possível encontrar dois tipos de ruído no sinal, o coerente e o incoerente, dependendo da sua origem e possibilidade de repetição.

O ruído incoerente é aquele que não é directamente produzido pela fonte do ensaio, isto é que tem uma origem externa. Em cada sinal adquirido existe algum ruído incoerente que é somado ao sinal. As fontes deste tipo de ruído são várias, tais como o vento, trânsito ou outra actividade humana, ou ainda de problemas eléctricos nos receptores, nos cabos ou no equipamento de aquisição. A forma de diminuir a importância do ruído incoerente é proceder à soma de diferentes energizações para uma mesma geometria de aquisição. Pode ainda aumentar-se a energia da fonte utilizada. Qualquer um destes processos irá resultar no aumento da razão sinal/ruído.

Por sua vez o ruído coerente não pode ser diminuído ou retirado pela repetição da aquisição, pois também ele é resultado da própria aquisição, gerado pela fonte ou resultado de características do local. Pode dizer-se que o ruído coerente é parte da informação adquirida sobre um determinado local mas que não se quer ou, ainda não se sabe interpretar (Strobbia, 2003). O sinal coerente, resultante da propagação e sobreposição das ondas sísmicas, mantém a mesma amplitude e fase enquanto que o sinal incoerente pode manter a amplitude mas a fase muda de uma forma aleatória.

A importância do ruído incoerente pode ser avaliada adquirindo um registo sem recorrer à energização da linha sísmica. A análise do conteúdo em frequências deste sinal pode permitir identificar a fonte externa do ruído e pode ajudar a identificar uma frequência dominante que tenha que ser filtrada. Para melhorar o resultado da aquisição, diminuindo a quantidade de ruído incoerente, pode efectuar-se uma série de aquisições que são registadas em separado, sendo depois apenas escolhidas para a soma dos sinais, as que estiverem mais “limpas”. A aquisição separada dos sinais permite ainda avaliar a razão sinal/ruído usando ferramentas estatísticas.

Uma das principais fontes de ruído coerente é, para este ensaio, a presença de ondas volúmicas. Um impacto vertical não cria apenas ondas de Rayleigh, as ondas P estão também presentes no registo, podendo observar-se, além do trem de ondas de Rayleigh, a presença de ondas P directas, reflectidas, refractadas, a onda sonora, ou mesmo a reflexão de ondas superficiais em descontinuidades laterais naturais ou artificiais.

Outra forma de ruído coerente provém do efeito de proximidade da fonte (“near-field”) e do efeito de longa distância da linha de aquisição (“far-offset”). Os efeitos de proximidade da fonte devem-se essencialmente ao facto de até uma determinada distância as ondas não poderem ser tratadas como ondas planas que se propagam horizontalmente, uma das hipóteses de base dos modelos de propagação. Os efeitos de longa distância devem-se essencialmente à grande atenuação sofrida pelas ondas superficiais nas altas frequências, verificando-se que a partir de uma determinada distância o registo de altas frequências é dominado pelas ondas volúmicas (Park et al., 1999). A aquisição deve ser planeada de modo a que este tipo de ruído, parcialmente dependente da geometria de aquisição, seja evitado.

Como o algoritmo de propagação das ondas de Rayleigh tem como base uma teoria unidimensional, isto é, prevê apenas um modelo com heterogeneidade vertical, as variações laterais de fácies e/ou de propriedades dos materiais, frequentes nas unidades geológicas, constituem também uma fonte de ruído coerente. É muito importante que estas sejam identificadas e consideradas. As variações laterais, se muito pronunciadas, podem mesmo chegar a impossibilitar a interpretação dos dados.

A presença de ondas superficiais reflectidas num registo sísmico permite identificar uma variação lateral como, por exemplo, uma camada inclinada, uma cavidade, uma falha, a fundação de



um edifício, etc. No entanto, se esta informação for incluída no processamento e inversão dos dados, pode originar interpretações erradas. Assim, durante a aquisição de dados deve ter-se em consideração a possibilidade de existirem variações deste tipo. Se os resultados entre o tiro directo e o tiro inverso de uma aquisição com uma mesma configuração forem muito diferentes, os dados devem ser processados e interpretados com mais ponderação.

O reconhecimento geológico do local a ensaiar deve ser feito de forma cuidada, sendo a aquisição planeada em função das características geológicas do local, do objectivo do ensaio e tendo em consideração todos os factores que interferem na aquisição de dados de qualidade.

### **3.2.3 – Processamento**

Nos métodos de ondas superficiais (SWM), o processamento consiste em obter as características dispersivas de um determinado local, com base nos dados adquiridos. Os sismogramas resultantes da aquisição registam o movimento das partículas em diferentes posições (geofones) ao longo de uma linha de aquisição. É necessário usar uma formulação que permita transformar esses registos na curva de dispersão experimental, isto é, na relação entre velocidade de fase e a frequência, ou o comprimento de onda, que posteriormente será usada, por inversão, na obtenção do perfil de velocidade da onda de corte em função da profundidade.

As diversas técnicas de processamento para a obtenção da curva de dispersão experimental, partindo de aquisições com múltiplos canais, encontram-se descritas em Strobbia (2003): a) a transformada  $f - p$ ; b) a transformada  $f - k$ ; c) correlação cruzada; d) FDBF (Frequency Domain BeamForming) no domínio da frequência; e) método da função de transferência; f) MOPA – análise de fase; g) e a análise no domínio do tempo e da frequência. Algumas destas técnicas foram adaptadas de técnicas usadas no processamento de outros dados sísmicos e são, na sua maioria equivalentes, sendo os parâmetros que mais influenciam o resultado dependentes da aquisição. Segundo Socco e Strobbia (2004) não existe nenhuma técnica perfeita, mas a utilizada deve ser especificamente construída para processar dados de ondas superficiais.

O método implementado recorre ao processamento pelos códigos POLISURF (Strobbia, 2003) com base na transformada  $f - k$  e MOPA (Strobbia e Foti, 2006) e cujas bases teóricas se sintetizam em seguida.

#### **a) Transformada $f - p$**

Esta metodologia de processamento baseia-se na aplicação da transformada de Fourier que é a ferramenta mais comumente utilizada para o tratamento de sinais. Esta, consiste na separação dos diversos componentes harmónicos de um sinal transiente, passando-o do domínio do tempo para o domínio da frequência. Cada componente sinusoidal da série é caracterizado pela sua amplitude e pela sua fase.

Após a aplicação de uma transformada 2D DFT (Discrete Fourier Transform) ao registo sísmico, onde se passa de uma função no domínio do tempo-distância ( $t - x$ ) para uma função no domínio da frequência-número de onda ( $f - k$ ), obtém-se o espectro  $f - k$  do campo de ondas que consiste numa imagem da densidade de energia. A imagem resultante permite separar e filtrar eventos que têm diferentes frequências e diferentes velocidades aparentes. Para processar os dados com este algoritmo é necessário impor que a aquisição seja efectuada com espaçamentos uniformes entre receptores (Strobbia, 2003).



Existem algumas limitações no tratamento dos dados: o  $k_{\max}$  e a frequência dependem do teorema de amostragem de Nyquist e pode ocorrer aliasing, quer espacial quer temporal (Hatton et al., 1996; Buttkus, 2000).

A transformada  $f-k$  coloca os dados num domínio onde é fácil calcular a velocidade de cada ponto e a sua energia. Além disso, se o campo de ondas for apenas caracterizado por ondas de Rayleigh, esta transformada fornece uma imagem da propagação multi-modal (Tselentis e Delis, 1998).

O campo de ondas associado ao fenómeno multi-modal da propagação das ondas superficiais corresponde a (Tselentis e Delis, 1998):

$$s(x,t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \sum_m S_m(\omega, x) e^{i(\omega t - k_m(\omega)x)} d\omega \quad (9)$$

em que:

$$S_m(\omega, x) = I(\omega) P_m(\omega) R_m(\omega) \frac{e^{-\alpha_m(\omega)x}}{\sqrt{x}} \quad (10)$$

em que  $m$  é o número do modo correspondente;  $I(\omega)$  é a resposta do instrumento à solicitação,  $P_m(\omega)$  é o espectro da fonte,  $R_m(\omega)$  é a resposta do local,  $\alpha_m(\omega)$  é o coeficiente de atenuação devida ao material e a atenuação geométrica é representada por  $\frac{1}{\sqrt{x}}$

Considerando  $N$  geofones, espaçados de  $\Delta x$  e colocados na mesma direcção da fonte, assume-se que a diferença de fase entre cada dois geofones é dada por  $k_m(\omega)\Delta x$  e que o número de onda está relacionado com a velocidade de fase  $V_m(\omega)$  e o atraso  $p_m(\omega)$  pela da equação seguinte:

$$k_m(\omega) = \frac{\omega}{V_m(\omega)} = \omega \cdot p_m(\omega) \quad (11)$$

A dependência de  $S_m$  da distância à fonte  $x$  está apenas relacionada com a atenuação sofrida pela onda. Se retirar a influência da atenuação,  $S_m$  passa a ser função única da frequência. Aplicando a transformada de Fourier e tendo em conta a relação apresentada na equação (10), o espectro  $f-k$  é dado por (Tselentis e Delis, 1998):

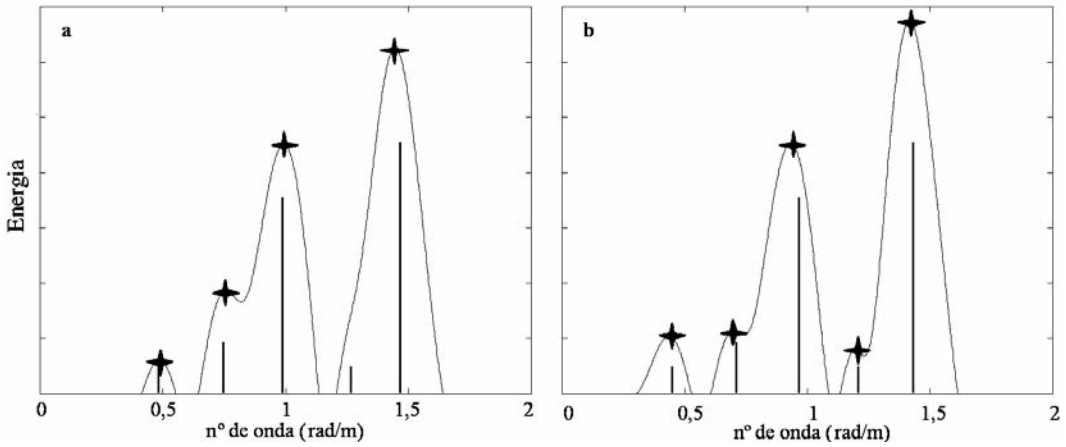
$$F(f, k) = \sum_m S_m(f) \cdot \left[ \sum_{n=1}^N e^{-\alpha_m(f) \cdot x_n} \cdot e^{i(k - k_m(f)) \cdot x_n} \right] \quad (12)$$

Quer se negligencie a contribuição da atenuação devida ao material ou não, diferenciando a quantidade entre parêntesis rectos para um resultado igual a zero, verifica-se que o máximo energético do espectro é obtido para  $k = k_m(f)$ , ou seja a precisão dos resultados não depende da atenuação (Tselentis e Delis, 1998).

Calculado o espectro  $f-k$ , a construção da curva de dispersão experimental é conseguida pela determinação dos máximos para cada frequência. O espectro é percorrido frequência a frequência, identificando o número de onda correspondente a cada máximo energético. A velocidade de fase é calculada recorrendo à equação simples:

$$V = f\lambda = \frac{\omega}{k} \quad (13)$$

A determinação da posição dos máximos é extremamente importante, a sobreposição modal pode dificultar a identificação correcta dos vários máximos (Figura 13). Esta tem que ser considerada quando se está na presença de diversos modos de propagação. Cada evento introduz uma contribuição energética no espectro que pode levar a que alguns dos modos não sejam correctamente posicionados e/ou não sejam mesmo identificados.



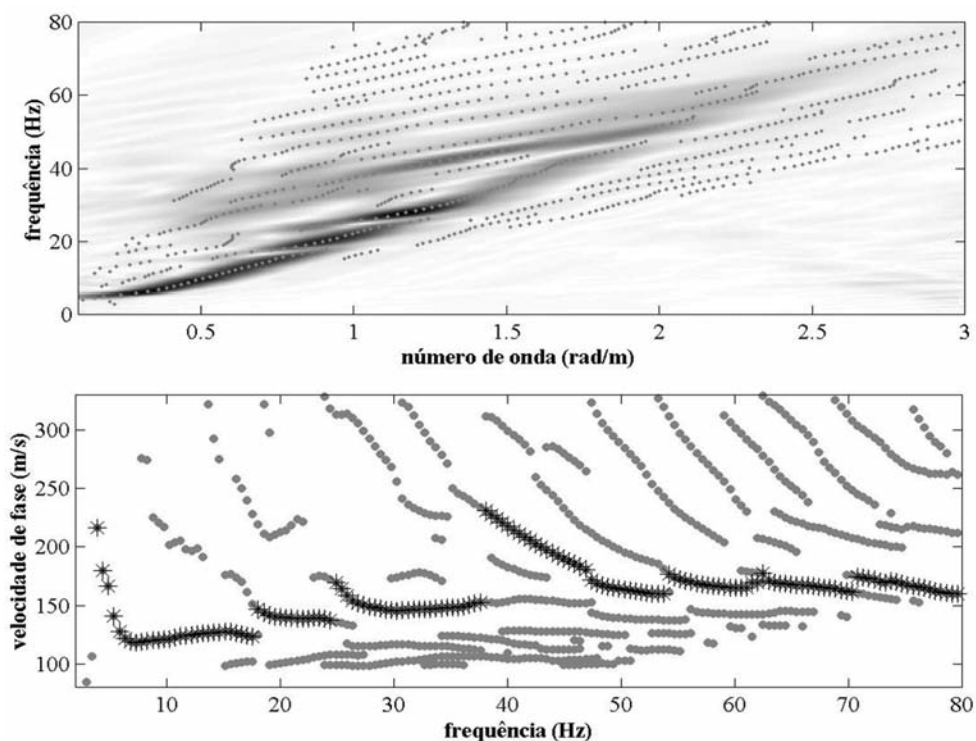
**Fig. 13** – Representação de duas situações resultantes de uma aquisição (48 m – 24 geofones) em que cinco modos (representados pelas linhas verticais) têm diferente resolução espectral; nem todos os modos são identificados e, mesmo quando são, a sobreposição modal faz com que os máximos encontrados (estrelas) não estejam na posição exacta: **a.** identificam-se 4 máximos; **b.** identificam-se 5 máximos.

Se observarmos a Figura 13, os modos não são identificados com lóbulos perfeitamente individualizados, devido à sobreposição modal, e a forma do espectro é alterada. Na situação apresentada na Fig. 13a um dos modos não é sequer identificável. Em qualquer das situações apresentadas, os máximos no espectro apresentam um ligeiro desvio da posição exacta do modo de propagação.

O efeito de sobreposição modal é originado pela soma da energia de vários modos, resultando num máximo que apresenta uma posição diferente da do modo de propagação. Este efeito é particularmente importante quando a separação entre os modos de propagação for pequena ou quando existem grandes ondulações provocadas pela introdução da janela espacial nos dados.

A procura dos máximos pode ser feita identificando apenas os máximos absolutos, isto é o evento principal da propagação, ao qual corresponde normalmente a curva de dispersão experimental. A possibilidade de identificar também os máximos relativos, especialmente quando existem diversos modos de propagação, pode ser bastante eficiente na determinação das curvas modais experimentais (Figura 14).

Na situação apresentada na Figura 14, a propagação é, como se pode observar, francamente multimodal e a pesquisa de máximos absolutos não representa o modo fundamental, verificando-se que existem saltos para modos de propagação mais altos. A pesquisa de máximos relativos é, nestes casos, muito útil para a construção das curvas modais.



**Fig. 14** – Exemplo da construção da curva de dispersão experimental resultante do processamento no domínio  $f-k$ . Em cima mostra-se o espectro  $f-k$  representando com pontos cinzentos os máximos absolutos e relativos identificados. Em baixo apresenta-se a curva de dispersão experimental (com asteriscos pretos) e as curvas modais (com pontos cinzentos) resultantes da pesquisa de máximos absolutos e relativos, respectivamente, efectuada no domínio  $f-k$ .

### ***b) MOPA – Análise de fase***

Como tem vindo a ser referido, a teoria usada na interpretação dos dados de ondas superficiais baseia-se na propagação de ondas planas e é unidimensional, isto é, prevê apenas heterogeneidade vertical. A realidade é, em muitos casos, bastante diferente e situações como a presença de variações laterais de fácies, tão frequentes no contexto geológico/geotécnico, pode afectar a possibilidade de análise e interpretação de dados de ondas superficiais.

A incerteza nos resultados obtidos é dependente, quer de erros devidos ao modelo teórico utilizado, que não se adequa aos dados, quer de erros dos próprios dados, como a presença de ruído incoerente, erros associados à geometria de aquisição ou devidos aos instrumentos utilizados.

A aquisição com tiro directo e o inverso, é um dos processos utilizados para verificar a presença de variações laterais, mas é possível ainda recorrer a um método de processamento, desenvolvido recentemente por Strobbia e Foti (2006), que permite avaliar estas e outras questões relacionadas com a incerteza e a adequação do modelo usado – MOPA (Multi-Offset Phase Analysis).

Esta metodologia baseia-se na inversão da diferença de fase entre os diversos componentes espectrais do sinal em cada receptor, ponderando a informação obtida em cada geofone e estimando a incerteza da determinação da velocidade para cada frequência.

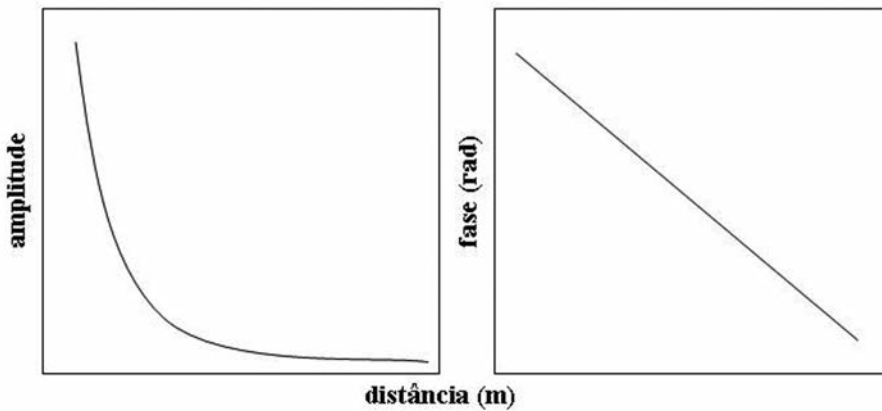
Strobbia e Foti (2006) determinaram que para cada modo de propagação é possível decompor o deslocamento complexo na sua amplitude e fase modais (Figura 15), respectivamente:

$$A(\omega, x) = P(\omega) R(\omega) \frac{e^{-\alpha(\omega) x}}{\sqrt{x}} \quad (14)$$

$$\varphi(\omega, x) = -k(\omega) \cdot x + \varphi_0(\omega) \quad (15)$$

em que  $P(\omega)$  é o espectro da fonte, independente do modo de vibração,  $R_m(\omega)$  a resposta do local,  $\alpha_m(\omega)$  o coeficiente de atenuação devida ao material, a atenuação geométrica é dada por  $\frac{1}{\sqrt{x}}$  e  $\varphi_0(\omega)$  é o espectro de fase da fonte.

As equações anteriores podem ser usadas para estimar os parâmetros da propagação a partir de dados experimentais, após transformar os sismogramas (tempo-distância) para o domínio da frequência, pela aplicação da transformada de Fourier. Partindo do princípio que apenas um dos modos é dominante, com os dados da fase-distância (Figura 15) é possível estimar o número de onda efectuando uma regressão linear.



**Fig. 15** – Comportamento teórico da amplitude e da fase, para uma dada frequência, em função da distância (adaptado de: Strobbia, 2003).

O processo de regressão pode ser melhorado incorporando a incerteza dos dados, avaliada por uma distribuição estatística de várias repetições do ensaio para uma mesma geometria de aquisição; para cada frequência calcula-se a média e o desvio padrão da fase ( $\bar{\varphi}(x, f)$ ,  $\sigma_{\varphi}(x, f)$ ) e da amplitude ( $\bar{A}(x, f)$ ,  $\sigma_A(x, f)$ ). O tratamento estatístico da amplitude é relativamente simples enquanto que a fase devido ao comportamento periódico introduz algumas dificuldades. Assim, como para o método SASW, é necessário efectuar um desdobramento da fase (*unwrapping*) antes de tratar os dados estatisticamente, processo que exige algum cuidado (Strobbia e Foti, 2006).

Como tem vindo a ser referido e discutido, o modelo teórico da propagação das ondas de Rayleigh, usado como base da interpretação dos dados de ondas superficiais, é um pouco restritivo. Dado o seu carácter unidimensional é necessário que o próprio local a ser investigado apresente algumas características específicas; os erros do modelo podem ser devidos a um ou mais aspectos que não são considerados no modelo teórico: efeitos de proximidade da fonte, variações laterais de fácies,

influência de modos de propagação superiores. É muito importante que se consiga verificar a validade da aplicação do modelo a um determinado local.

Pode implementar-se no MOPA um teste estatístico (por exemplo o  $\chi^2$ ). A velocidade é obtida minimizando a soma dos quadrados da diferença entre as fases experimentais  $\varphi_i^{\text{exp}}$  e a previstas  $\varphi_i^{\text{prev}}$ , pesadas com a variância experimental  $\sigma_{\varphi_i}$  (Strobbia e Foti, 2006):

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \left( \frac{\varphi_i^{\text{exp}} - \varphi_i^{\text{prev}}}{\sigma_{\varphi_i}} \right)^2 = \min \quad (16)$$

Existe uma relação muito forte entre a incerteza nos dados e a possibilidade de detecção de erros devidos ao modelo. É sempre necessário obter dados de boa qualidade e há que impor um limite razoável para o teste estatístico, por exemplo uma probabilidade de 95%.

Se os dados não forem validados pelo teste estatístico, pode adoptar-se uma de duas abordagens. Se as discrepâncias entre o modelo resultante e o local estudado forem facilmente identificáveis, pode-se extrair e eliminar uma parte dos dados (processos de filtragem) e voltar a tratá-los, para verificar se a incerteza é reduzida. Em alternativa podem-se alterar os critérios de exigência do teste estatístico, forçando a que os dados sejam validados pelo teste, o que resulta em valores de incerteza que incluem os erros devidos aos dados e ao modelo. Como é importante diminuir a incerteza nos resultados deve preferir-se a primeira abordagem (Strobbia e Foti, 2006).

Usando o método MOPA é possível reconhecer os erros devidos à não adequação do modelo teórico aos dados, especificamente os efeitos de proximidade da fonte e variações laterais de fácies, que são normalmente evidenciados por declives diferentes nas rectas de regressão (fase-distância). Distinguir qual dos erros do modelo está em causa pode não ser imediato, normalmente os efeitos de proximidade da fonte apenas influenciam o declive da recta junto aos primeiros receptores da linha de aquisição (Socco e Strobbia, 2004). No entanto, caso a aquisição tenha incluído o tiro directo e inverso e/ou existam registos com diferentes distâncias entre a fonte e o primeiro receptor, poderá confirmar-se qual das situações está presente. Quando se trata de efeitos de proximidade da fonte pode retirar-se dos registos os dados dos receptores/frequências influenciadas e processar os restantes. Caso se conclua que se trata de variações laterais, poderá optar-se por seccionar os registos e analisar diferentes partes da linha de aquisição separadamente.

Quanto à presença de modos superiores, quando são bem identificáveis nos sismogramas, este método não pode ser aplicado directamente. Nesta situação, Strobbia e Foti (2006) aconselham filtrar os dados no domínio  $f-k$ , onde os modos podem ser facilmente separados, e proceder à aplicação do MOPA aos resultantes sismogramas filtrados, relativos a cada contribuição modal. Se os modos estiverem sobrepostos, este método permite obter uma velocidade de fase aparente. O teste estatístico permite identificar as frequências influenciadas pelos modos superiores (Foti, 2004).

O MOPA apesar de poder ser usado para obter a curva de dispersão, é acima de tudo um método de validação da qualidade dos dados e/ou adequação do modelo teórico, permitindo avaliar o grau de incerteza associada aos resultados.

### 3.2.4 – Inversão

A inversão é o último passo do método das ondas superficiais (SWM) e consiste em estimar as propriedades de um modelo estratificado partindo da curva de dispersão experimental (Figura 11).

Pretende-se obter os parâmetros do subsolo a partir da tentativa de fazer corresponder um modelo aos dados experimentais (Lines e Treitel, 1984), isto é, aos dados relativos à propagação de ondas superficiais, ou seja, às velocidades obtidas no campo. As incertezas relativas aos dados devem ser propagadas para os resultados.

Preferencialmente o resultado deve ser único, com um adequado grau de confiança e uma resolução que deve atingir a profundidade de interesse e a incerteza deve ser quantificada (Socco e Strobbia, 2004). No entanto, os problemas inversos são conhecidos por ser instáveis e, devido à incerteza dos dados e à não linearidade do problema, a solução não é única (Wathelet et al., 2004).

Os parâmetros do modelo  $m$  não conhecidos são as características geométricas e mecânicas das camadas que constituem o subsolo. Para cada camada é necessário determinar a velocidade da onda de corte  $V_s$ , a densidade  $\rho$ , o coeficiente de Poisson  $\nu$  (ou  $V_p$ ) e a espessura  $h$ . O número de variáveis, se forem consideradas  $L$  camadas, será  $M = 4L - 1$ , pois a última camada corresponde ao substrato e, como já se referiu quando da propagação das ondas de Rayleigh, no modelo este é considerado semi-infinito (portanto, de espessura conhecida).

Os dados conhecidos são as diversas velocidades da onda de Rayleigh para valores discretos de frequência, definidos pela curva de dispersão.

Como já foi referido, existem diversos algoritmos que permitem simular o problema directo, ou seja, determinar as propriedades da propagação com base numa estimativa do modelo do subsolo. Como nem todos os parâmetros do modelo têm grande influência na propagação das ondas de Rayleigh, quando se procede à inversão da curva de dispersão é frequente assumir-se *a priori* os valores de  $\rho$  e  $\nu$ . Se possível, com base em outros dados, é importante identificar a posição do nível freático, caso contrário corre-se o risco de sobrestimar o valor de  $V_s$  durante a inversão (Strobbia, 2003).

Existe uma forma expedita e aproximada de construir a curva de dispersão que consiste em considerar  $V_s = 110\% V_R$  e a profundidade correspondente a  $\lambda/3$  ou  $\lambda/2$ . Nazarian e Stokoe (1984) usam esta primeira interpretação para obter um modelo inicial, com o qual se inicia o processo de tentativa e erro, usando o problema directo. O método de tentativa e erro baseia-se em estimar um modelo inicial, resolver o problema directo e, posteriormente, sobrepor a curva de dispersão experimental à curva teórica; o modelo de solo é melhorado até se encontrar um ajustamento adequado.

Existem vários algoritmos de inversão iterativa automática usando o critério dos mínimos quadrados (Lai e Rix, 1998; Tselentis e Delis, 1998, entre outros), que normalmente apenas apresentam a possibilidade de efectuar a inversão usando como base comparativa o modo fundamental. Gabriels et al. (1987) e Xia et al. (2003) apresentam a inversão multimodal de dados, Lai e Rix (1999) apresentam um algoritmo de inversão multimodal e testam-no com dados sintéticos enquanto, por exemplo, O'Neill (2003) propõe a inversão usando o campo de ondas completo.

Têm também sido desenvolvidas metodologias que permitem as inversões conjuntas combinando o SWM com outras técnicas geofísicas (Comina et al., 2004) ou com dados de atenuação (Lai e Rix, 1998). Estas metodologias ajudam a reduzir o erro durante a inversão pois os outros ensaios introduzem informação adicional na determinação do modelo.

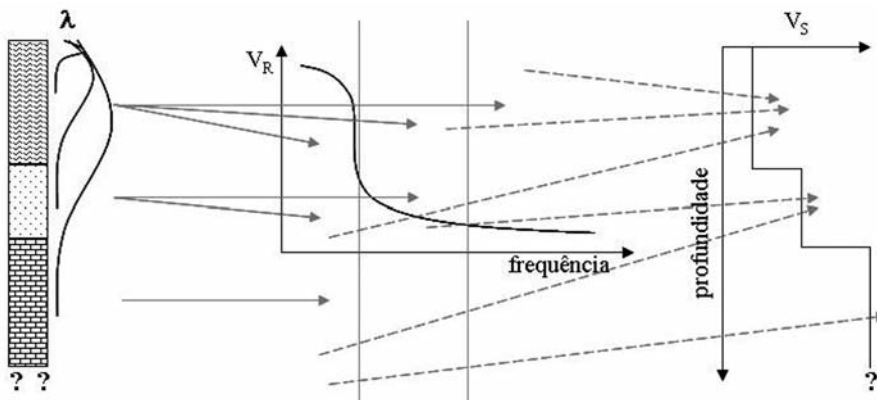
Wathelet et al. (2004) desenvolveram um novo código de inversão, com base num algoritmo de vizinhança, que possibilita inverter dados resultantes quer de fontes activas quer passivas e permite introduzir informação *a priori*, como por exemplo, a profundidade do substrato obtida por intermédio de sondagens.

Segundo Herrmann e Al-Eqabi (1991) a inversão de dados de ondas superficiais é relativamente simples assim que se consegue uma correcta definição da curva de dispersão, passando por linearizar o problema e seguir um método iterativo.

As questões que influenciam fortemente o resultado final são essencialmente a quantidade e qualidade da informação e os problemas resultantes da interpretação incorrecta dos dados e da parametrização. Estes aspectos são apenas ligeiramente influenciados pelo algoritmo de inversão utilizado mas, independentemente do algoritmo escolhido, é necessário compreender a influência destas questões na solução, para evitar erros e melhor compreender e interpretar o resultado.

No processo de inversão as incógnitas são os parâmetros do modelo que são obtidos com base nos dados relativos à propagação das ondas superficiais. Para validar o modelo usa-se normalmente a velocidade de fase e no caso de meio verticalmente heterogéneo, poderá usar-se também a velocidade de grupo.

A inversão de dados de ondas superficiais é um problema de determinação mista; as altas frequências ( $\lambda$  curtos) caracterizam apenas a zona mais superficial do solo enquanto que as baixas frequências ( $\lambda$  longos) caracterizam também a zona mais profunda (Figura 16). Como cada comprimento de onda recolhe informação sobre todas as camadas atravessadas, as camadas superficiais influenciam todas as frequências e, quando se procede à inversão, a informação em superfície é superior à que se obtém em profundidade. Consequentemente, enquanto que à superfície o problema é sobre-determinado, em profundidade é indeterminado.



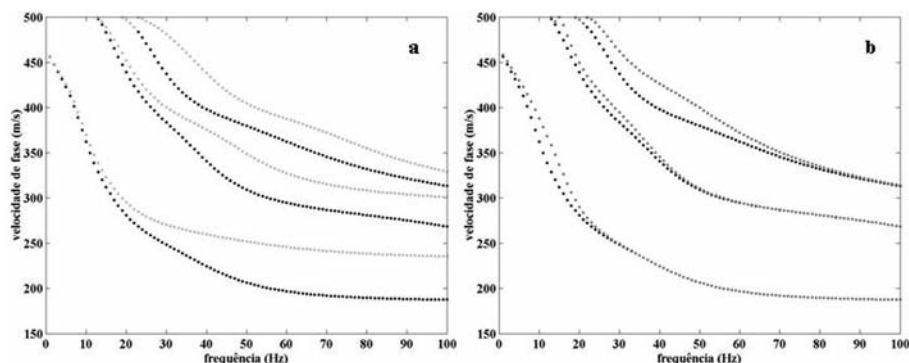
**Fig. 16** – Esquema que relaciona o espaço real com o espaço dos dados e este com o do modelo; toda a curva de dispersão contém informação sobre as camadas mais superficiais enquanto que apenas parte da curva contém informação sobre as camadas mais profundas (adaptado de: Strobbia, 2003).

A influência das diferentes camadas na curva de dispersão está bem visível no exemplo da Figura 17. Usando-se um modelo de base, normalmente dispersivo, com 3 camadas sobre substrato (Quadro 3), fez-se variar o valor da velocidade da camada superficial (Figura 17a) e da 3ª camada (Figura 17b) em 50 m/s. Verifica-se que, enquanto a mudança da velocidade da primeira camada (pouco espessa) provoca importantes alterações nas curvas modais, na situação em que se faz variar a 3ª camada, com maior espessura mas mais profunda, as diferenças são bastante menos significativas. Convém lembrar que durante o processamento a incerteza associada à curva de dispersão se concentra essencialmente na região das mais baixas frequências e, por consequência, pequenas variações de velocidade em camadas mais profundas não são facilmente detectadas.



**Quadro 3** – Geometria e  $V_s$  dos modelos usados na simulação da influência da variação da velocidade de diferentes camadas nas curvas modais.

Espessura (m)	$V_s$ (m/s) (modelo base)	$V_s$ (m/s) (Fig. 17a)	$V_s$ (m/s) (Fig. 17b)
2	200	250	200
5	300	300	300
10	400	400	450
$\infty$	500	500	500



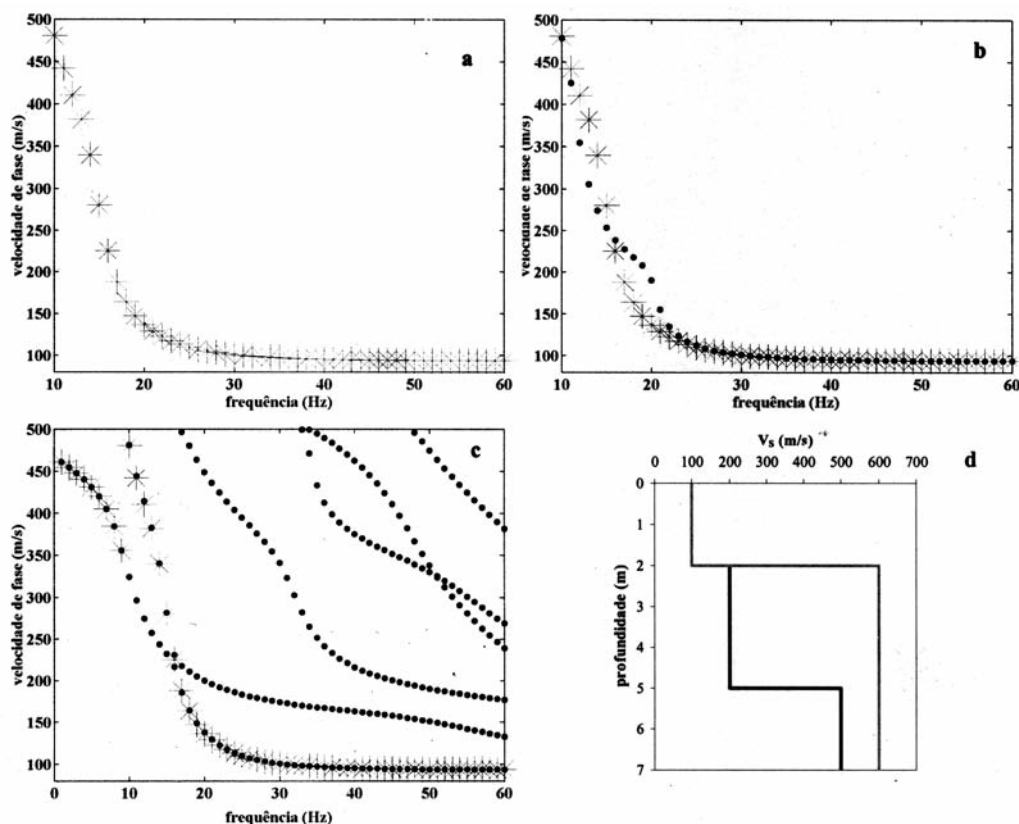
**Fig. 17** – Influência das propriedades da camadas nas 3 primeiras curvas modais, a preto o modelo de base (Quadro 3) e a cinzento o modelo com alteração da velocidade da: a. camada superficial; b. 3ª camada.

As curvas modais são soluções possíveis para a propagação de um determinado modelo de subsolo, mas é necessário considerar que estas nem sempre são identificáveis. A sobreposição modal é extremamente importante e depende do comprimento da linha de aquisição.

Algumas questões relacionadas com a sobreposição modal têm vindo a ser referidas e discutidas pelo que é essencial demonstrar a importância da curva de dispersão aparente no resultado final. Na Fig. 18a esquematiza-se recorrendo a uma simulação, com base em dados sintéticos, uma curva de dispersão experimental bastante regular de um terreno normalmente dispersivo e a inversão dessa curva, que resulta no ajuste representado na Figura 18b. No entanto, nas curvas modais correspondentes ao modelo que foi usado para obter a curva de dispersão experimental e representadas na Figura 18c, observa-se a existência de um salto para um modo de propagação mais elevado. Os dois modelos são substancialmente diferentes (Figura 18d), demonstrando-se que, ao tentar ajustar uma curva aparente como se fosse o modo fundamental, pode não se estar na posse de toda a informação necessária e conduzir a resultados incorrectos. No exemplo apresentado sobrestima as velocidades reais.

O reconhecimento de uma situação como a apresentada na Figura 18 pode não ser possível, porque a informação experimental pode não ser suficiente para a reconhecer. No entanto, após a obtenção de um modelo que ajuste à curva de dispersão, poderá simular-se esse modelo, usando um algoritmo de inversão multimodal por tentativa e erro e verificar como se comportam os diferentes modos de propagação (Socco e Strobbia, 2004). Esta abordagem poderá servir para prevenir este tipo de incorrecções na interpretação.





**Fig. 18** – Esquematização da solução obtida por interpretação errada de uma curva de dispersão aparente, em asteriscos a curva experimental (sintética) e em pontos as curvas modais: **a.** simulação de uma possível curva de dispersão experimental (sintética); **b.** ajuste da curva de dispersão experimental (a.) a um modelo de subsolo, obtido por tentativa e erro; **c.** modelo sintético usado para obter inicialmente a curva (a.), mostrando que na realidade há um salto da energia do modo fundamental para o segundo modo de propagação; **d.** modelos do subsolo, a preto o modelo correcto (c.) e em cinzento o modelo errado (b.).

É necessário ter em conta que, quando se efectua a inversão de dados de ondas superficiais, o resultado do tratamento dos dados de campo não passa de uma curva de dispersão aparente. Esta curva pode contemplar saltos de modos, sendo muito difícil identificar de que modo de propagação se trata, ou ser o resultado de sobreposição modal. Independentemente da utilização, ou não, de algoritmos de inversão automática baseados apenas no modo fundamental, é necessário que o operador tenha experiência na análise e interpretação dos resultados. Além disso, como afirmam Socco e Strobbia (2004), em muitos casos a inversão por tentativa e erro é a única forma de obter o resultado final ou, como primeira estimativa para um processo de convergência estável por inversão automática.

A presença de variações laterais de fácies e/ou de propriedades, em que a curva de dispersão pode ser interpretada como uma curva multimodal quando corresponde a duas realidades distintas lado a lado é também uma situação que pode resultar em interpretações diferentes da realidade.

O SWM revela um grande potencial em perfis onde ocorrem inversões de velocidade. Ao contrário de outros métodos sísmicos a curva de dispersão regista essa informação e a inversão de velocidade pode ser identificada durante a fase de inversão da curva de dispersão. É frequente que

perfis com inversões de velocidade resultem em curvas de dispersão multimodais e, caso a linha de aquisição não seja suficientemente longa, numa forte sobreposição modal. É necessário que estes casos sejam identificados e invertidos usando ferramentas adequadas, sendo preferível recorrer à inversão multimodal, normalmente usando métodos iterativos por tentativa e erro. No entanto, as inversões de velocidade podem apenas resultar em ondulações mais suaves no modo fundamental da curva de dispersão experimental devido, por exemplo, à presença de uma camada pouco espessa mais rija no meio de camadas mais brandas. Se estas ondulações não forem ajustadas durante a inversão essa camada poderá não ser identificada.

Outra questão importante para a inversão de dados de ondas superficiais está associada à amostragem da curva de dispersão, com influência sobre o tempo necessário ao cálculo e sobre a incerteza no modelo final. Como já se referiu, a informação é diferente nas diversas gamas de frequências, dado que a amostragem em intervalos regulares de frequência não representa equitativamente todos os comprimentos de onda. O ideal seria ter mais amostras na gama das baixas frequências, que contém mais informação em profundidade.

A parametrização do modelo depende do algoritmo de modelação directa disponível e da necessidade de reduzir o número de variáveis. Os parâmetros do modelo, que levam a maiores alterações no comportamento da curva, são a velocidade da onda de corte e a espessura das camadas. Assim, a abordagem mais frequente durante a inversão é assumir *a priori* os valores da densidade e o coeficiente de Poisson (ou  $V_p$ ) e mantê-los inalterados durante toda a inversão. Além disso, quando existe *a priori* outro tipo de informação que permita definir o número de camadas, a sua espessura e a localização do nível freático, esta deve ser introduzida como dado fixo, para diminuir o número de variáveis do modelo e facilitar a inversão.

No entanto, nem sempre existe outro tipo de informação prévia e, nesse caso, é necessário outra abordagem. O primeiro facto a considerar é que a profundidade de investigação mínima e máxima dependem respectivamente do comprimento de onda mínimo e máximo que se consegue registar com uma determinada geometria de aquisição. O comprimento de onda mínimo permite controlar a resolução obtida em profundidade mas o comprimento de onda máximo limita a profundidade de investigação. A profundidade máxima atingida depende muito das características do subsolo do local estudado mas, de uma forma geral, pode admitir-se que se consegue atingir uma profundidade que corresponde a metade do comprimento de onda máximo registado. Herrmann e Al-Eqabi (1991) referem que se consegue investigar até uma profundidade entre  $\lambda/3$  e  $\lambda$ . Segundo Strobbia (2003), deve ser feita uma abordagem rigorosa, considerando as incertezas, mas também se devem considerar diversas tentativas de inversão com diferentes números de camadas e profundidades atingidas.

Uma outra questão relaciona-se com o número de camadas. Apesar de alguns algoritmos de inversão considerarem também a espessura das camadas, como por exemplo o código SURF (Herrmann, 1994), o número de camadas é introduzido na iteração inicial e não é alterado durante a inversão. Deve recorrer-se a diversas inversões usando diferente número e espessuras de camadas e comparar os resultados. É necessário avaliar a probabilidade das diversas hipóteses serem ajustáveis ao local que está a ser investigado pois algumas das soluções podem não ser compatíveis com o enquadramento geológico. A abordagem a utilizar na inversão também deve ser função do conhecimento das características geológicas locais.

#### 4 – RECOMENDAÇÕES

Depois de definida a necessidade de execução do ensaio, conhecendo o objectivo, a profundidade de investigação desejada e a resolução necessária para as camadas superficiais, o primeiro

passo deve ser a realização do enquadramento geológico do local a ser ensaiado. Este ponto é de grande importância para conceber adequadamente a aquisição a efectuar uma vez que, dependendo do tipo de material geológico, poder-se-á abordar a aquisição de forma diferente.

Para obter um bom resultado na aquisição é necessário conseguir uma boa razão sinal/ruído na gama de frequências desejada, se bem que a gama de frequências obtida é fortemente condicionada pelas características específicas do local, nomeadamente o tipo de materiais geológicos.

Considerando que se utiliza um sismógrafo de 24 canais com geofones de 4.5 Hz, os parâmetros mais importantes para delinear uma aquisição são essencialmente o comprimento da linha de aquisição, o espaçamento entre receptores, o tipo de fonte e a sua distância ao primeiro receptor e os parâmetros de amostragem temporal. Estes parâmetros serão mais facilmente escolhidos se houver um prévio conhecimento sobre o tipo de materiais geológicos expectáveis naquele local.

Por exemplo, caso se espere encontrar uma grande espessura de um material de baixa velocidade, deve ponderar-se a utilização de mais do que uma linha de aquisição com espaçamentos diferentes, efectuar duas aquisições ao longo da mesma linha com a movimentação dos geofones ou da fonte, ou ainda a realização de uma aquisição em que os geofones não estão equidistantes. Deve escolher-se uma fonte de maior massa para aumentar o conteúdo em baixas frequências e/ou efectuar bastantes “tiros” para melhorar a razão sinal/ruído. Deve seleccionar-se um tempo de registo suficientemente longo, para conseguir registar as ondas superficiais ao longo do comprimento total da linha de aquisição, o que pode ser feito ponderando a velocidade que se pensa próxima da que os materiais possam ter. A distância da fonte ao primeiro geofone depende essencialmente do tipo de fonte (martelo ou bloco) e do tipo de linha escolhida. Normalmente usa-se uma distância igual à distância entre geofones mas, em função da massa da fonte escolhida, na estimativa deste factor deve tentar-se minimizar os efeitos de proximidade da fonte e a saturação dos canais iniciais.

O enquadramento geológico poderá ainda auxiliar no planeamento da aquisição, o conhecimento da estrutura geológica permite escolher um alinhamento para a linha de aquisição que minimize a possibilidade de encontrar variações laterais.

O registo dos sinais deve ser feito de ambos os lados da linha de aquisição, para servir de auxílio na identificação de variações laterais de propriedades e, independentemente da fonte usada, deve executar-se mais do que uma aquisição para cada extremidade de forma a poder aumentar a razão sinal/ruído e permitir analisar a incerteza dos dados.

Depois de efectuada a aquisição o passo seguinte é obter a curva de dispersão, recorrendo a qualquer um dos métodos possíveis, mas dando preferência a métodos que permitam obter informação sobre os diversos modos de propagação das ondas superficiais.

Em função do sismograma obtido e do método de inversão a ser utilizado, poder-se-á necessitar de aplicar filtros aos dados que retirem os eventos contaminantes (ondas P, reflexões, etc.). Como a propagação das ondas superficiais é um evento muito energético, de mais baixas frequências, é muito fácil de identificar devido à sua importância no sinal sísmico registado. Na maioria dos casos os dados podem facilmente ser filtrados no domínio do tempo, retirando visualmente os eventos que não pertencem ao trem das ondas superficiais.

Uma vez conseguida a curva de dispersão deverá ser efectuado o confronto entre as curvas de dispersão resultantes dos tiros directo e inverso. Caso as curvas apresentem grandes diferenças está-se na presença de variações laterais de propriedades e os dados devem ser interpretados com bastante prudência.

Utilizando a análise da fase no espaço (MOPA), com base em diversos sinais para uma mesma linha de aquisição, é possível verificar se existem efeitos de variabilidade de propriedades ou efeitos de proximidade da fonte, dado que estes erros do modelo provocam um desvio à linearidade da fase, permitindo a sua identificação. Este método não é tão eficiente em dados fortemente multimodais.

No caso de se identificarem efeitos da proximidade da fonte, verificando-se que o gráfico da fase vs distância apresenta um declive diferente apenas nos canais que se encontram mais próximo da fonte, pode-se simplesmente retirar os canais contaminados e proceder à obtenção da curva de dispersão sem estes canais. Para tentar superar a dificuldade causada pela existência de variação lateral de propriedades deverá dividir-se o registo em parcelas com menos geofones e efectuar as curvas de dispersão de cada extracto da linha inicial. Com este procedimento diminui-se a quantidade de informação mas também se diminui a variabilidade das propriedades.

A inversão da curva de dispersão é um ponto crítico na interpretação dos resultados, sendo que permite obter o resultado final. Aqui a abordagem inicial deve ser decidida em função do tipo de curva de dispersão obtido:

- caso a curva seja predominantemente composta pelo modo fundamental poder-se-á fazer a inversão recorrendo a um algoritmo de inversão automática;
- caso a curva seja multimodal ou apresente sobreposição modal deverá optar-se por um abordagem por tentativa e erro, recorrendo a uma modelação directa multimodal. Como apenas o modo fundamental atravessa toda a gama de frequências, normalmente é possível retirar um excerto da curva de dispersão que corresponda apenas ao modo fundamental. Nesses casos, dever-se-á utilizar esse excerto para testar a sensibilidade do modelo, particularmente quanto à definição das velocidades em profundidade.

Caso exista algum tipo de informação prévia sobre o local, como a existência de sondagens geotécnicas que forneçam a informação sobre as espessuras esperadas, esta deve ser introduzida no modelo para minimizar as incógnitas e melhorar a definição das velocidades. No entanto, mesmo tendo esta informação, é importante lembrar que uma variação lateral de fácies, do ponto de vista geológico, não corresponde obrigatoriamente a uma variação lateral de propriedades, podendo apresentar velocidades sísmicas semelhantes. Do mesmo modo pode existir a presença de uma variação lateral de propriedades dentro da mesma camada geológica.

A maioria dos algoritmos de inversão automática apenas permitem obter as velocidades das camadas tendo as espessuras e o número de camadas que ser introduzidas pelo operador na iteração inicial. Caso não exista informação prévia poderão ser efectuadas diversas tentativas de inversão com diferente número de camadas e espessuras. A introdução de muitas camadas de pequena espessura não é, na generalidade, representativa da realidade geológica. Em caso de dúvida entre diversos perfis obtidos, dever-se-á introduzir os resultados na modelação directa multimodal para aferir qual o que melhor se ajusta. Nesta situação, pequenos saltos de modo, mesmo nas altas frequências, podem ser bastante importantes para definir mais correctamente o perfil de velocidades. O processo de tentativa e erro, apesar de permitir aferir manualmente velocidades e espessuras, é dependente do julgamento crítico do operador.

Algumas dificuldades que se põem com a decisão da abordagem a tomar, prendem-se com a identificação da sobreposição modal, de saltos para modos superiores ou, na situação extrema, poder-se encontrar uma curva de dispersão que aparenta ser o modo fundamental e na realidade corresponde a um modo superior. A incorrecta identificação da curva de dispersão levará à definição de um perfil de solo diferente da realidade. Para resolver uma situação deste tipo o enquadramento geológico poderá ser fundamental.

## 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como se verificou, apesar das vantagens e bons resultados da aplicação do método das ondas superficiais com múltiplos canais, este não é de aplicação imediata e simples e necessita de alguns cuidados. Neste trabalho tentou-se mostrar a importância da escolha de alguns dos parâmetros e da análise crítica dos dados e resultados, constatando-se a importância da execução e interpretação deste método por um técnico/operador experiente, com sensibilidade e prática suficiente para ultrapassar as dificuldades.

É de salientar a importância da realização de um bom enquadramento geológico para a obtenção de resultados de qualidade, tendo em conta as limitações inerentes ao carácter unidimensional do método, assumindo um papel preponderante quer no planeamento da aquisição como na interpretação dos resultados.

## 6 – AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer ao Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa pela cedência de parte do equipamento sísmico necessário à aquisição dos dados.

Este trabalho foi parcialmente suportado pelo programa plurianual da FCT (ICIST e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa) e por uma bolsa de doutoramento da FCT (SFRH/BD/2962/2000).

## 7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bolt, B.A. (1999). *Earthquakes*. 4<sup>th</sup> Edition, W. H. Freeman and Company, New York, 366 p.
- Buttkus, B. (2000). *Spectral Analysis and Filter Theory in Applied Geophysics*. Springer, 667p.
- Comina, C.; Foti, S.; Socco, L. V. & Strobbia, C. (2004). *Geophysical characterization for the seepage potential assessment along the embankments of the Po River*. Proceedings ISC'2 on Geotechnical and Geophysical characterization, Viana da Fonseca & Mayne (eds), Porto, Milpress, Vol.1, pp. 451-458.
- Dunkin, J. W. (1965). *Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies*. BSSA, Vol. 55, Nº 2, pp. 335-358.
- Ferreira, J. N. V. S. (2004). *Modelação da excitação dinâmica superficial do subsolo. Aplicação à análise espectral das ondas de superfície*. Dissertação de Mestrado em Eng. de Estruturas pelo Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa.
- Fialho Rodrigues, L. (1981). *Determinação da velocidade de propagação da onda de corte entre furos de sondagem*. Geotecnia nº 33, Revista da SPG, pp. 87-96.
- Fortunato, E. M. C. (2005). *Renovação de Plataformas Rodoviárias. Estudos relativos à capacidade de carga*. Dissertação elaborada no LNEC para a obtenção do grau de doutor em Engenharia Civil pela Universidade do Porto, 577 p.
- Foti, S. (2000). *Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves*. PhD Thesis, Politecnico di Torino, 229p.
- Foti, S. (2004). *Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization*. Lecture notes of the course Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks, CISM, Udine, Itália, 23 p.

- Gabriels, P.; Snieder, R.; Nolet, G. (1987). *In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves*. Geophysical Prospecting 35, pp. 187-196.
- Gilbert, F.; Backus, G. E. (1966). *Propagator matrices in elastic wave and Vibration Problems*. Geophysics, Vol. XXXI, N°2, pp. 326-332.
- Hatton, L.; Worthington, M.H.; Makin, J. (1996). *Seismic Data Processing. Theory and Practice*. Blackwell Science Ltd., 177 p.
- Herrmann, R. B.; Al-Eqabi, G. I. (1991). *Surface wave inversion for shear wave velocity*. Shear Waves in Marine Sediments, Hoven, J. M. et al. (eds.), Kluwer Academic Publishers, pp. 545-556.
- Herrmann, R. B. (1994). *SURF, Surface Wave Inversion Program*. R.B. Herrmann editor.
- 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, Vol. 84, N° 5, pp. 1456-1472.
- 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, Vol. 85, N° 4, pp. 1080-1093.
- Knopoff, L. (1964). *A matrix method for elastic wave problems*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, N°1, pp. 431-438.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, 653 p.
- Lai, C. G.; Rix, G. J. (1998). *Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization*. Georgia Institute of Technology, NSF and USGS, 258p.
- Lai, C. G.; Rix, G. J. (1999). *Inversion of multi-mode effective dispersion curves*. Proc. Pre-failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Jamiolkowski, Lancellotta & Lo Presti ed., Torino, Balkema, pp. 411-418.
- Lay, T.; Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.
- Lines, L. R.; Treitel, S. (1984). *Tutorial. A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems*. Geophysical Prospecting 32, pp. 159-186.
- Lopes, I.; Strobbia, C.; Santos, J.; Almeida, I. (2003). *O estudo das ondas sísmicas superficiais como método de caracterização dinâmica de solos*. VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° esp V, CD-ROM, pp G38-G41.
- Lopes, I.; Santos, J.; Almeida, I.; Brito, T. (2004a). *O método das ondas sísmicas superficiais na caracterização geotécnica local – caso de estudo*. 9º Congresso Nacional de Geotecnia, Vol.1, pp. 277-286.
- Lopes, I.; Strobbia, C.; Almeida, I. Teves-Costa, P.; Deidda, G.P.; Mendes, M.; Santos, J.A. (2004b). *Joint acquisition of SWM and other seismic techniques in the ISC'2 experimental site*. Proceedings ISC'2 on Geotechnical and Geophysical Characterization, Viana da Fonseca & Mayne (eds), Porto, Milpress, Vol.1, pp. 521-530.
- 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 3:1, EAGE (European Association of Geoscientists & Engineers), pp. 47-56.
- Lopes, I. M. F. (2005). *Caracterização de solos no domínio das pequenas deformações. Aplicação do Método das Ondas Superficiais*. Tese de Doutoramento em Geotecnia, apresentada à Universidade de Lisboa, 369 p.



- Lopes, I.; Santos, J.A.; Almeida, I. (2006). *Ondas sísmicas superficiais: a sua utilização na caracterização geotécnica*. 10º Congresso Nacional de Geotecnia, UNL, Lisboa, Vol.1, pp. 217-226.
- Moura Esteves, J. (1972). *Aplicação do método sísmico de prospecção geofísica no estudo de estradas*. Geotecnia nº 3, Revista da SPG, pp. 17–27.
- Nazarian, S.; Stokoe II, K.H. (1984). *In situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves*. Proc. 8<sup>th</sup> Conf. on Earthquake Engineering, S. Francisco, vol. 3, Prentice Hall, pp. 31-38.
- Oliveira, R. (1971). *Notas sobre geologia de barragens*. Geotecnia nº 2, Revista da SPG, pp. 17–24.
- O'Neill, A. (2003). *Full-waveform Reflectivity for Modelling, Inversion and Appraisal of Seismic Surface Wave Dispersion in Shallow Site Investigations.*, PhD Thesis, School of Earth and Geographical Sciences, University of Western Australia, 420 p.
- Park, C.B.; Miller, R.D.; Xia, J. (1999). *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics 64 (3), SEG, pp. 800-808.
- Park, C.B.; Miller, R.D.; Miura, H. (2003). *Optimum Field Parameters of an MASW Survey*. in Buturi Tansa Gakkai, Soc. Expl. Geophysics. Japan, 6 p. (disponível em: <http://www.terrajp.co.jp/OptimumFieldParametersMASWPark.pdf>)
- Richart, F. E. Jr; Hall, J. R. Jr.; Woods, R. D. (1970). *Vibration of Soils and Foundations*. Prentice-Hall.
- Rodrigues, C.; Bonito, F.; Almeida, F.; Moura, R.; Cardoso, C.; Constantino, F. (2006). *Ondas de superfície na avaliação de parâmetros elásticos de solos: estudo comparativo com outros métodos sísmicos*. 10º Congresso Nacional de Geotecnia, UNL, Lisboa, Vol.1, pp. 197-206.
- Roma, V. (2001). *Soil Properties and site characterization by means of Rayleigh waves*. PhD Thesis, Dep. of Structural and Geotechnical Engineering, Politecnico di Torino, 246 p.
- Schwab, F.; Knopoff, L. (1970). *Surface-wave dispersion computations*. BSSA, Vol. 60, Nº 2, pp. 321-344.
- Socco, L. V; Strobbia, C. (2004). *Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial.*, Near Surface Geophysics, Vol. 2, Nº 4, Special Issue on Seismic Surface Waves, EAGE, pp. 165-185.
- Strobbia, C. (2003). *Surface Wave Method. Acquisition, processing and inversion*. PhD Thesis, Politecnico di Torino, 317p.
- Strobbia, C.; Foti, S. (2006). *Multi-Offset Phase Analysis of Surface Wave Data*. Journal of Applied Geophysics 59, pp. 300–313.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.
- Tselentis, G-A.; Delis, G. (1998). *Rapid assessment of S-wave profiles from the inversion of multichannel surface wave dispersion data*. Annali di Geofisica, Vol. 41, Nº 1, pp. 1-15.
- Watson, T. H. (1970). *A note on the fast computation of Rayleigh wave dispersion in multilayered elastic half-space*. BSSA, Vol. 60, Nº 1, pp. 161-166.
- Wathelet, M.; Jongmans, D.; Ohrnberger, M. (2004). *Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements*. Near Surface Geophysics, Vol. 2, Nº 4, Special Issue on Seismic Surface Waves, EAGE, pp. 211-221.
- Xia, J.; Miller, R.D.; Park, C. B.; Tian, G. (2003). *Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes*. Journal Applied Geophysics 52, Elsevier, pp. 45-57.