

**MESTRADO EM CIÊNCIAS DA TERRA, DA  
ATMOSFERA E DO ESPAÇO**

**CONFIRMAÇÃO DO MODELO DA ESTRUTURA 3D  
DO VALE INFERIOR DO TEJO A PARTIR DE DADOS  
DE RUÍDO SÍSMICO AMBIENTE**

**José Augusto Mendes Furtado**

**Orientador: Prof. Dr. José Borges**

**Co-orientador: Prof. Dr. Mourad Bezzeghoud**

**2010**

**UNIVERSIDADE DE ÉVORA**

**MESTRADO EM CIÊNCIAS DA TERRA, DA ATMOSFERA E DO  
ESPAÇO**

**(Geofísica Interna)**

**CONFIRMAÇÃO DO MODELO DA ESTRUTURA 3D  
DO VALE INFERIOR DO TEJO A PARTIR DE DADOS  
DE RUÍDO SÍSMICO AMBIENTE**

**- DISSERTAÇÃO -**



176 487

**José Augusto Mendes Furtado**

**Orientador: Prof. Dr. José Borges**

**Co- Orientador: Prof. Dr. Mourad Bezzeghoud**

**2010**

## **Agradecimentos**

Agradeço ao meu Orientador Prof. Doutor José Fernando Borges (CGE/DFIS\*/UE), pela excelente orientação geral e específica, no desenvolvimento e escrita desta tese, estando sempre disponível a me ajudar a resolver todos os problemas. Agradeço, em especial, pelo apoio que meu deu durante a realização dos trabalhos de campo e nas dificuldades que tive com a avaria dos equipamentos.

Agradeço ao meu Co-orientador Mourad Bezzegoud pelo apoio que me proporcionou, tendo dado um contributo especial para a melhoria deste trabalho.

Agradeço também ao Prof. Dr. Bento Caldeira (CGE/DFIS\*/UE), que desde sempre demonstraram o seu apoio, dando valiosos contributos que me levaram a melhorar o meu trabalho e em particular revelando sempre disponibilidade na resolução dos problemas que surgiram ao longo do tempo.

Ao Centro de Geofísica de Évora, na pessoa do seu director, a Prof.<sup>a</sup> Dra. Ana Maria Silva (CGE/DFIS\*/UE), pelo total apoio ao longo da minha formação, tendo-me sido sempre disponibilizado o acesso a todos os equipamentos e instalações deste centro, para que pudesse aprofundar a minha formação.

Ao Prof. Dr. João Carvalho, pelos informações que me disponibilizou sobre os estudos por ele feito, e pela contribuição que deu na interpretação dos resultados do meu trabalho.

Agradeço também aos meus colegas, Doutor Hugo Silva, Mestre João Rocha e o Dr. Ricardo Torres pelo apoio que me deram durante a recolha de dados no campo e na resolução de outros problemas.

Agradeço ao Instituto Português de Apoio ao desenvolvimento (IPAD), pela atribuição da bolsa de estudo que me permitiu fazer o meu curso.

Agradeço ao Fundação pela Ciência e Tecnologia (FCT) pelo financiamento do projecto NEFITAG-PTDC/CTE-GIX/102245/2008 e SISMOD/LISMOT-PTDC/CTE-GIIN82704/2006 no qual esta tese está inserida.

Agradeço a minha mãe Angelina Furtado, e ao meu pai Januário Soares pelo empenho que tiveram em me apoiar nos meus tendo passado por várias dificuldades mas nunca deixaram de me prestar todo o apoio.

Aos meus irmãos, em especial Álvaro Soares, pelos apoios e o acompanhamento que me deram durante quase todas fases do meu estudo.

Finalmente, um especial agradecimento à minha família, a esposa Marcelina Furtado, os meus queridos filhotes James Furtado e Jason Furtado, e a enteada Ádria Semedo, por todo o apoio, carinho, e incentivo que me prestaram, e mesmo com a minha ausência nestes últimos dois anos nunca deixaram de me apoiar e me proporcionar alegrias.

## Resumo

Ao longo de sua história a região do Vale Inferior do Tejo VIT foi abalada por vários sismos consideravelmente destrutivos, tendo alguns deles produzido significativas deformações nas estruturas marítimas localizadas no litoral a sudoeste do território Português; outros, moderados, foram produzidos por fontes locais, como os de 1344, 1531 e 1909.

Nos últimos anos, devido à melhoria dos modelos de estrutura 3D e o desenvolvimento dos métodos numéricos, foram elaborados vários estudos de síntese de movimento forte do solo para a região do Baixo Tejo utilizando o método de diferenças finitas.

Para confirmar o modelo de velocidades desta bacia usámos medidas de ruído sísmico, aplicámos um método baseado na razão espectral H/V, e, a partir destas curvas, por inversão, obtivemos um modelo de velocidades para a região estudada. Os resultados revelam uma boa concordância entre o modelo obtido e os dados geofísicos e geológicos recolhidos na mesma área.

**Palavras-chave:** Ruído sísmico, método de Nakamura, estrutura 3D do Vale Inferior do Tejo

# **ABSTRACT**

## **Confirmation of the 3D structure model using ambient-noise measurement for the Lower Tagus Valley**

Along his history the Lower Tagus Valley (LTV) area was shaken by several earthquakes. The largest reported had their origin in the southwestern part of Iberia. Other moderate earthquakes were produced by local sources such as the 1344, 1531 and the 1909. In the last years, due to 3D structural model improvement and development in numerical methods, several studies have successful obtained strong-ground motion synthesis for the LVT region using finite difference method.

To confirm the velocity model of the LTV sedimentary basin obtained by geophysical and geological data, we use broad-band microtremor measurements and application of the horizontal to vertical (H/V) spectral ratio method. We have obtained a velocity model for the studied region by inversion of the H/V curve. The results have good agreement geological and geophysical data.

**Keywords:** Seismic noise, Nakamura method, 3D structure of Lower Tagus Valley

# Índice

Agradecimentos .....	i
Resumo .....	iii
Abstract .....	iv
Índice .....	v
Capítulo 1. Introdução .....	1
1.1. Introdução .....	2
Capítulo 2. Enquadramento Sismotectónico da região do Vale Inferior do Tejo .....	7
2.1. Introdução .....	8
2.2. Sismicidade e sismotectónica de Portugal Continental e a região Oceânica adjacente .....	8
2.3. Sismicidade Histórica e Instrumental de Portugal Continental .....	10
2.4. Mecanismos focais .....	16
2.5. Região do Vale Inferior do Tejo .....	18
2.5.1. Introdução .....	18
2.5.2. Enquadramento Geológico .....	19
2.5.3. Sismicidade do Regional .....	22
2.6. Conclusão .....	26
Capítulo 3. Origem e Natureza do Ruído Sísmico .....	29
3.1. Evolução do conceito de ruído .....	30
3.2. Origem do Ruído Sísmico .....	32
3.3. Natureza do Ruído Sísmico .....	37
3.3.1. Introdução .....	37
3.3.2. Contribuição relativa das ondas de superfície .....	38
3.3.3. Contribuição relativa das ondas de Rayleigh/ondas Love .....	43

3.3.4. Contribuição relativa do modo fundamental das ondas de Rayleigh .....	46
3.4. Conclusão .....	49
Capítulo 4- Técnica de Nakamura .....	51
4.1. Introdução .....	52
4.2. Técnicas aplicadas a microtremores .....	52
4.3. Técnica de Nakamura .....	54
4.4. Aplicabilidade e limitações da técnica da razão H/V .....	59
4.5. Conclusão .....	62
Capítulo 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de ruído sísmico .....	63
5.1. Introdução .....	64
5.2. Teste de estabilidade do instrumento .....	64
5.2.1. Teste de estabilidade da estação CMG-3EXP .....	66
5.2.2. Teste de estabilidade da estação CMG-6TD .....	71
5.3. Campanha de recolha dos dados de ruído ambiente .....	73
5.4. Conclusão .....	76
Capítulo 6- Processamento de dados .....	79
6.1. Introdução .....	80
6.2. Cálculo da razão espectral HV .....	80
6.2.1. Algoritmo do software Geopsy .....	80
6.2.2. Cálculo da razão H/V .....	83
6.3. Frequência do pico H/V e a espessura de sedimentos .....	85
6.4. Inversão das Curvas H/V .....	87
6.5. Conclusão .....	90



Capítulo 7- Análise e interpretação dos resultados .....	91
7.1. Interpretação das curvas H/V .....	92
7.2. Correlação das Curvas H/V com a estrutura geológica da bacia .....	97
7.3. Conclusão .....	102
Capítulo 8- Conclusão e trabalhos futuros .....	105
Referências .....	114
Apêndices .....	115



## **Capítulo 1- Introdução**

### **1.1 Introdução**

O comportamento do movimento do solo durante um sismo é geralmente bem explicado pela própria estrutura geológica de superfície no local onde o fenómeno é estudado. Observações do passado, e recentes, têm mostrado que os danos causados por grandes sismos são maiores nas bacias sedimentares do que em estruturas sobre terreno duro. A existência de depósitos sedimentares não-consolidados na parte superficial de uma estrutura geológica, ou até a existência de camadas de baixa velocidade de propagação das ondas sísmicas a profundidades intermédias, pode ser a causa de aumento, dos efeitos dos sismos, e, por consequência, do risco sísmico em regiões onde o subsolo apresenta essas características. Na origem encontra-se o conhecido fenómeno de ressonância, que se traduz na amplificação das ondas sísmicas, que ocorre a determinada gama de frequências, devido ao contraste de velocidade entre os materiais moles e duros (Luzón, 1995).

Estudos recentes mostram que a espessa cobertura sedimentar do Vale Inferior do Tejo propicia a amplificação das ondas sísmicas nas baixas frequências (Bezzeghoud et al., 2010; Grandin et al., 2007a,b). Um dos objectivos dos projectos LISMOT/SISMOD e NEFITAG coordenados por investigadores do Centro de Geofísica de Évora (Universidade de Évora) e financiados pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), nos quais o presente estudo se insere, é fazer a simulação da propagação das ondas sísmicas recorrendo a metodologias determinísticas, em particular através da utilização de diferenças finitas e elementos finitos, tendo em vista a caracterização da perigosidade sísmica e do risco sísmico na Bacia do Vale inferior do Tejo. Para tal torna-se absolutamente necessário conhecer o modelo da estrutura 3D desta região.

Devido à escassez de dados de sismicidade no Vale Inferior do Tejo e o reduzido número de estações nela existentes, torna-se inviável a aplicação de métodos de tomografia sísmica ao estudo do modelo de estrutura desta região. Por outro lado, a sísmica de reflexão e refração, bem como a existência de dados de sondagens profundas, podem fornecer dados satisfatórios. No entanto, a cobertura sísmica desta bacia encontra-se limitada ao bordo W da mesma, e a recolha deste tipo de dados em áreas muito extensas - como é o caso da Bacia do VIT - é extremamente cara e geralmente só justificável no âmbito da exploração de petróleo. A aplicação da técnica razão espectral a ruído sísmico ambiente (Nakamura, 1989), também conhecida como técnica de "Nakamura", é uma alternativa que permite a cobertura de grandes áreas em tempo reduzido e baixo custo. A essência do método consiste, em termos gerais, no registo do ruído sísmico - durante um intervalo de tempo que varia entre alguns minutos e uma hora, dependendo da gama de frequências envolvida - efectuado com um sismómetro tri-axial. A partir deste registo é calculada a razão espectral entre a componente horizontal e vertical do movimento sísmico (doravante designada por razão H/V).

A base teórica do método H/V é ainda controverso, mas várias investigações feitas (p.ex. Campo e Jacob, 1993; Lachet e Bard, 1994; Lermo e Chávez-García, 1994) confirmam que este método, fornece uma boa estimativa da frequência fundamental de ressonância de solos "moles" quando existe um grande contraste de impedância ( $> 2,5$ ) entre sedimentos e rochas subjacentes. Estudos recentes (p.ex. Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2002) mostraram que as medições de ruído podem ser usada para determinar a espessura de sedimentos não consolidados.

O objectivo deste trabalho é realizar a inversão das curvas da razão espectral H/V dos microtremores para determinar um modelo de estrutura 1D na região do Vale Inferior do Tejo, e demonstrar, assim, que esta metodologia contribui para a confirmação do modelo 3D de velocidade da região do VIT, desde que alguns estrangimentos de velocidade e espessura sejam introduzidos .

## CAP. 1- Introdução

---

No âmbito deste estudo foi realizada uma campanha de recolha de ruído sísmico ambiente no VIT no verão de 2010. As medições foram efectuadas em dois perfis (com ligeira diferença azimutal ente si) com distância entre pontos de observação que variaram entre 2 e 4km. O registo do ruído foi efectuado com recurso a um sismómetro banda larga *GuralP* CMG-6TD e a duração deste foi de uma hora. A razão espectral H/V foi calculada utilizando o programa Geopsy (<http://www.geopsy.org/>) desenvolvido no âmbito do projecto europeu SESAME (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>) e a inversão das curvas H/V foi feita com recurso ao programa ModelHVSr (Herak, 2008).

Os resultados encontrados revelam uma boa concordância com os obtidos através da aplicação de diferentes métodos geofísicos - como a sísmica de reflexão e os potenciais - ou através das observações directas - como a informação da geologia de superfície e dados de sondagens.

Concluimos também que a aplicação do método de Nakamura a microtremores é uma alternativa simples e barata na estimativa do modelo da estrutura dumha bacia onde existe um grande contraste de impedância acústica entre os sedimentos e rochas subjacentes, como é o caso da bacia do VIT.

Assim, e de acordo com o exposto, a sucessão de capítulos deste estudo segue, em linhas gerais, a ordem seguinte:

- no capítulo 2 será apresentada de forma resumida o enquadramento geodinâmico de Portugal continental e região oceânica adjacente, e o conhecimento da sismicidade (histórica e instrumental), com especial realce para a região em estudo;

- no capítulo 3 será feita um estado de arte sobre a temática do ruído sísmico ambiente, incluindo a natureza, a origem e as técnicas utilizadas no estudo do mesmo;

- no capítulo 4 será desenvolvida a aplicação da teoria de "Nakamura" a microtremores;

## CAP. 1- Introdução

---

- nos capítulos 5 e 6 serão apresentadas, respectivamente, a descrição dos procedimentos utilizados na recolha e processamento dos dados.

- no capítulo 7 á feita a análise e interpretação dos resultados;

- No Capítulo 8 serão apresentadas as conclusões obtidas no desenvolvimento do trabalho, e tecidas algumas considerações sobre possíveis trabalhos futuros. Por fim, serão apresentadas as referências bibliográficas utilizadas e os apêndices contendo informações complementares necessárias à compreensão de alguns capítulos.





Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior  
do Tejo

**Capítulo 2- Enquadramento Sismotectónico da região  
do Vale Inferior do Tejo**

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

### 2.1. Introdução

O território de Portugal continental apresenta uma actividade sísmica histórica e instrumental relevante, caracterizado por um número relativamente pequeno de eventos muito energéticos, a qual, decorre do contexto geotectónico que caracteriza o país e a região em que se insere.

As consequências desta sismicidade, com a distribuição total ou parcial de povoações e elevado número de mortes, tem sido particularmente relevantes na zona do Vale do Tejo - em particular em Lisboa - e no Algarve, como aconteceu, por exemplo, em 1344, 1531 e principalmente, no dia 1 de Novembro de 1755 com a ocorrência do grande terramoto de Lisboa.

Neste capítulo, para além de uma breve caracterização geral da sismicidade e sismotectónica de Portugal Continental, iremos apresentar um estudo pormenorizado da região em estudo: o Vale Inferior do Tejo.

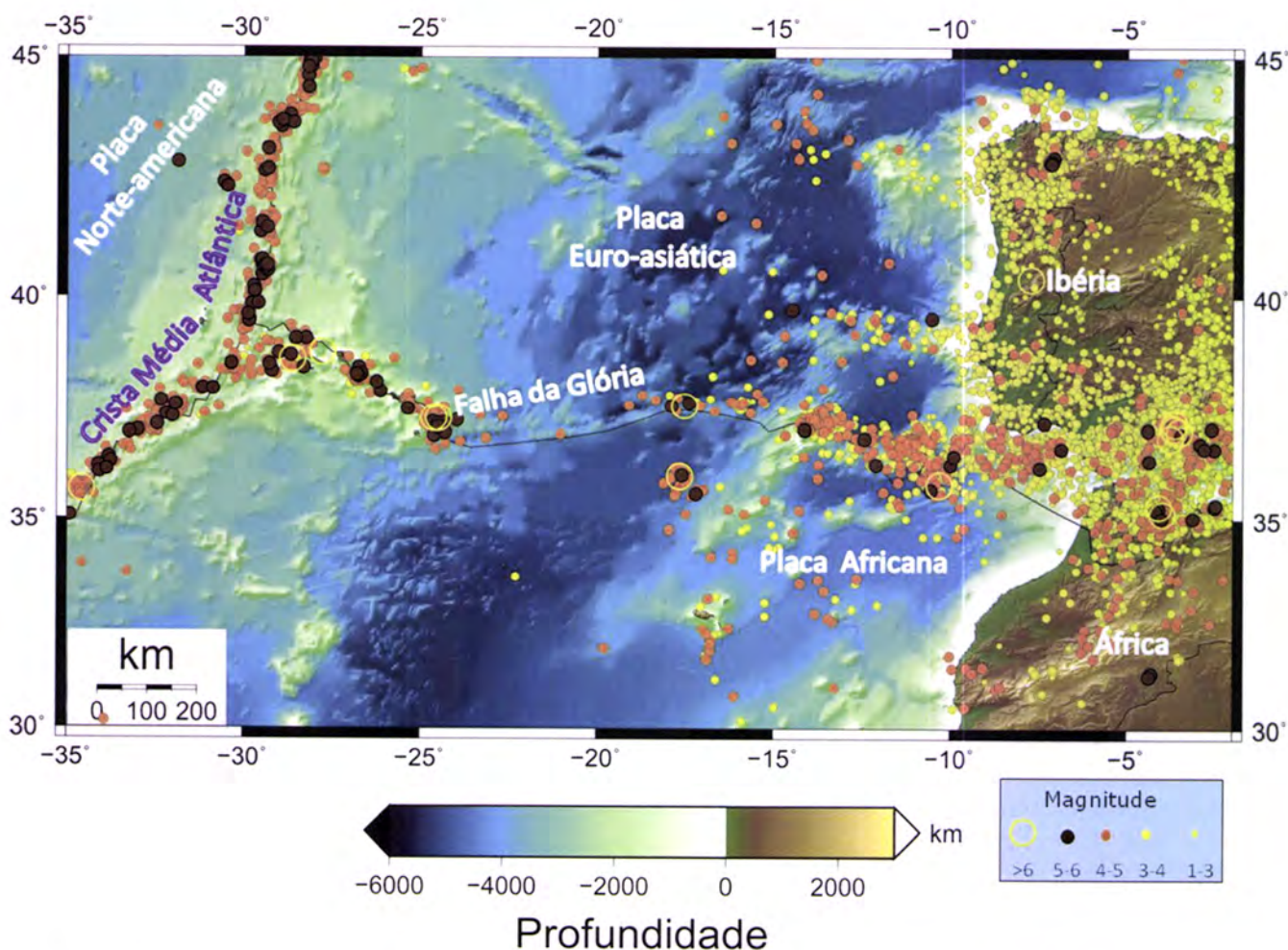
### 2.2. Sismicidade e sismotectónica de Portugal Continental e a região Oceânica adjacente

Portugal situa-se na placa Euro-Asiática (EA), limitada a sul pela falha Açores-Gibraltar (FAG), que corresponde à fronteira entre as placas EA e Africana (Af), e a oeste, pela Crista média Atlântica (dorsal do oceano Atlântico), a qual constitui a fronteira entre as placas Americana (Am) e EA e Am e Af (Figura 2.1). Os três ramos que constituem o limite das três placas litosféricas, confluem num ponto designado por Junção Tripla dos Açores (*JTA*) e localizado a noroeste do Arquipélago dos Açores.

De uma forma geral, a geodinâmica do território é dominada pela convergência lenta entre as placas Af e EA, a uma taxa compreendida entre 4 e 5.5 mm/ano (Argus et al., 1989; Buforn et al., 2004; Bezzeghoud et al., 2008), segundo uma direcção NNW-SSE a NE-SE (Ribeiro et al., 1996; Borges

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

et al., 2001). Esta convergência gera, na região do Arco de Gibraltar, colisão continental, com deformação de numerosos blocos litosféricos, delimitados por falhas, as quais atravessam toda a litosfera continental desenhando um mosaico de microplacas que originam uma sismicidade difusa. Para ocidente desta zona, a convergência intraoceânica é absorvida por subducção incipiente da placa Af sob os bancos submarinos de Goringe e do Guadalquivir (situados na placa EA). Ainda mais para o oeste, na região denominada por falha da Glória (Fig. 2.1), torna-se num regime de falha transformante dextrógrina (Cabral, 1995; Cabral, 1996).



**Figura 2.1** – Sismicidade e as principais características tectónicas da parte ocidental da fronteira de placas EA-Af para o período 1973-2010 (dados de NEIC) (adaptado de Bezzeghoud et al., 2010).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

A interacção entre estas placas é a principal responsável por uma actividade sísmica significativa, com a ocorrência de alguns sismos catastróficos originados em estruturas tectónicas continentais e submarinas.

Tendo por base a distribuição da sismicidade, esta vasta região é tradicionalmente subdividida em três sectores (Buforn et al., 1988): a fracção mais ocidental, designada por Sector Ocidental, que se estende-se desde a Dorsal Médio-Atlântica até à latitude de 24°W; o Sector Central inicia-se na Falha da Glória (FG) e prolonga-se até à latitude de 13°W; segue-se o Sector Oriental que se estende desde a Crista Tore-Madeira (aproximadamente a 13°W) até Gibraltar (Fig. 2.1). A sismicidade que se faz sentir no Sector Ocidental está relacionada com o vulcanismo e a interacção interplacas. O Sector Central, tem um comportamento assísmico, o qual deverá estar relacionado com à reduzida taxa de deslocamento e conseqüente elevado período de retorno dos eventos deste sector. No Sector Oriental a sismicidade é difusa, não delimitando bem uma zona de fronteira, e evidenciando um mecanismo complexo de acomodação da deformação na fronteira de placas.

### **2.3. Sismicidade Histórica e Instrumental de Portugal Continental**

Os registos da sismicidade histórica e instrumental permitem ter uma ideia muito clara, ainda que incompleta, da actividade associada aos principais acidentes tectónicos activos: as fronteiras de placas e as zonas de fractura. Essa sismicidade pode ser considerada moderada, embora pautada por sismos de grande magnitude com epicentro na margem SW da Ibéria e possuidores de intervalos de retorno bastante dilatados. Daí, a importância dada aos registos históricos, que, no presente caso, remontam a dois milénios. O primeiro grande sismo histórico de que se tem conhecimento terá ocorrido ano 60 ou 63 AC, o qual terá gerado um importante *tsunami* que terá atingido sobretudo o

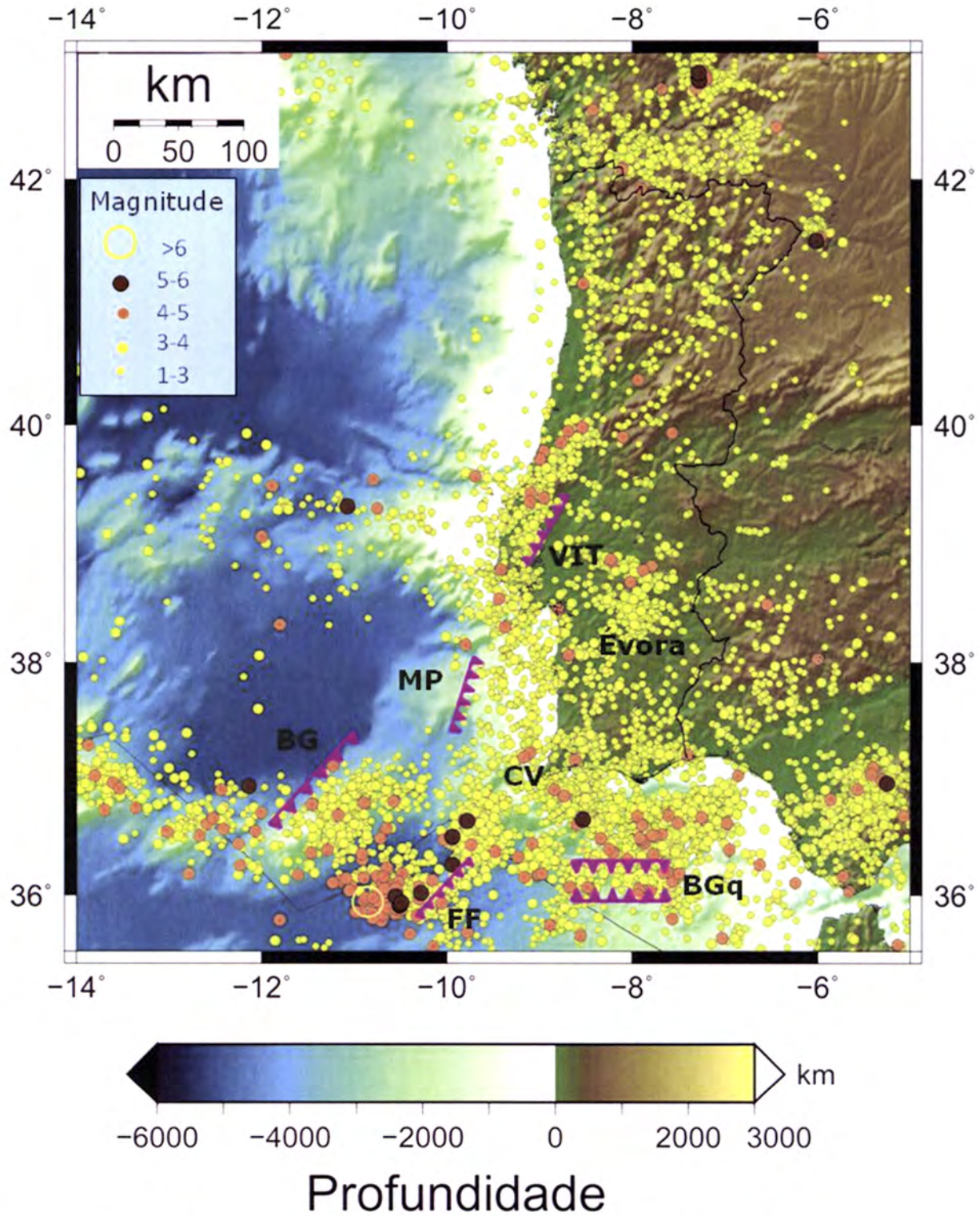
## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

litoral de Portugal e da Galiza (Moreira, 1984). Todavia, o primeiro sismo histórico descrito com algum pormenor pelos cronistas contemporâneos foi o de 26 de Janeiro de 1531, o qual afectou principalmente a região de Lisboa e Vale do Tejo. Os testemunhos coevos permitiram, pela primeira vez, a elaboração de um mapa de isossistas (Moreira, op. cit.). Mas, no panorama da sismicidade histórica, o grande terramoto ocorrido em 1 de Novembro de 1755, ocupa um lugar de destaque, a nível mundial, não só pela elevadíssima magnitude atingida ( $M \approx 8.5$ ) e quantidade de vítimas e prejuízos materiais que produziu, como também devido à variedade e qualidade de documentos a que a ele se referem.

O mapa de sismicidade (histórica e instrumental) de Portugal continental e margem oceânica adjacente (Fig. 2.2) revela uma distribuição de epicentros heterogénea, com uma maior concentração a sul e margem oceânica adjacente, Algarve, zona de Évora e numa faixa a norte de Lisboa, entre o vale inferior do Tejo e a costa Portuguesa. É uma actividade sísmica caracterizada por eventos de magnitude moderada ( $M < 5$ ) e alguns registos de magnitude superior ( $5 \leq M \leq 7.8$ ), estes com especial incidência na margem Sul e SW do território sugerindo uma forte correlação com o processo de interacção entre as litosferas oceânica e continental ao longo da margem atlântica oeste-ibérica.

Na região a sudoeste do Cabo de S. Vicente, compreendida entre o Banco de Gorringe e a costa oeste Portuguesa (Fig. 2.2 e 2.3) é uma das zonas sismogénicas mais activas. Os sismos que ocorrem nessa zona têm geralmente foco superficial ( $h < 40\text{km}$ ) e magnitude moderada, em geral inferior a 5.0, porém estão intercalados por alguns grandes sismos muito espaçados no tempo (Borges et al., 2001). É nessa faixa que se localizam o grande terramoto (de Lisboa) de 1755, o de 28 de Fevereiro de 1969 ( $M_s = 8.1$ ), o de 21 de Dezembro de 1972 ( $M_s = 5.8$ ), o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 ( $M_w = 6.0$ ) e o recente de 17 de Dezembro de 2009 ( $M_w = 6.0$ ).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo



**Figura 2.2:** Distribuição espacial da sismicidade ocorrida, entre 1961 e 2010, em Portugal Continental e margem atlântica (dados do IM). BG= Banco de Goringe, BGq= Banco de Guadalquivir, FF= Falha da Ferradura, CV= Cabo de São Vicente, MP= Marquês de Pompal, VIT= Falha do Vale Inferior do Tejo (adaptado de Bezzeghoud et al., 2010).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

O sismo de 1755, denominado *sismo de Lisboa*, foi um dos mais destrutivos de que há memória. O terramoto foi acompanhado por um gigantesco incêndio e, posteriormente, por uma onda gigante que invadiu Lisboa e toda a região costeira de Portugal, em especial do Algarve, fazendo-se sentir no também Golfo de Cádiz, a Norte de Marrocos, Açores e Madeira. A localização da sua área epicentral continua ainda incerta; existem, contudo, 3 possíveis cenários: i) *Banco de Gorringe* (Johnston, 1996; Grandin et al., 2007b); ii) modelo de falha *Marques de Pombal* (Terrinha et al., 2003); iii) *modelo de subducção no Golfo de Cádiz* (Gutscher et al., 2002).

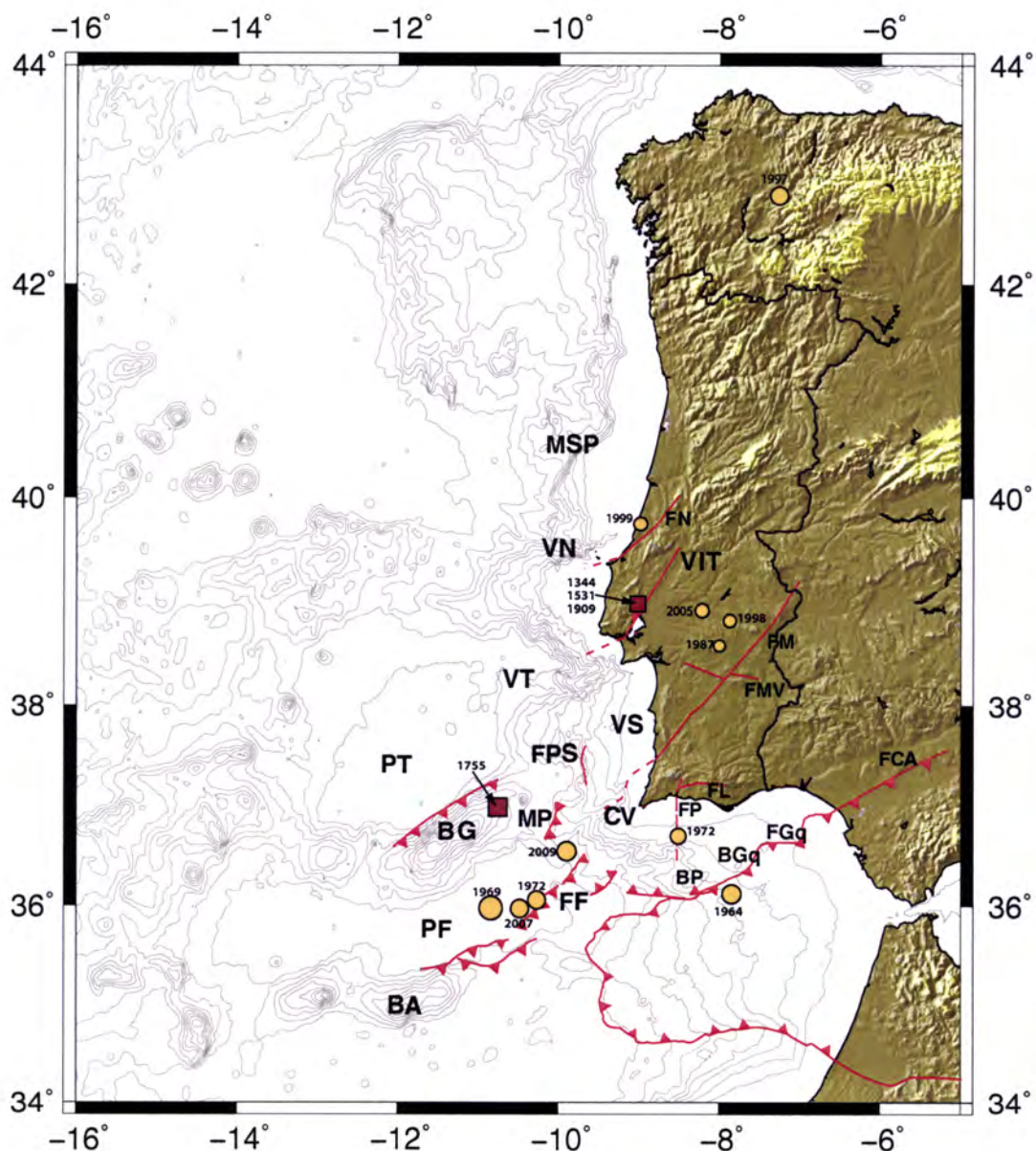
Na faixa que se estende a SE do Cabo de S. Vicente até próximo do estreito de Gibraltar emerge uma grande concentração de eventos, onde começa a ser possível distinguirem-se alinhamentos. Destacam-se nesta área o sismo de 15 de Março de 1964 (M=6.2) e o que ocorreu em 14 de Junho de 1972 (M=5.2) (Fig. 2.3).

Além da sismicidade associada à deformação litosférica na fronteira de placas Açores-Gibraltar, existe também uma actividade sísmica significativa no interior do território português (Fig. 2.2 e 2.3) e junto ao litoral (sismicidade intra-placas). Aqui, ao contrário da sismicidade inter-placas que se caracteriza por sismos de magnitude elevada e grande profundidade, a sismicidade é baixa a moderada e mais difusa, sendo difícil a relação directa entre as falhas existentes e os epicentros dos sismos. O carácter difuso da sismicidade poderá dever-se à sua situação num ambiente tectónico intra-placa. Eventos históricos (como, por exemplo, os sismos de Benavente, em 1909, de Loulé, em 1856, e o de Setúbal, em 1858), e instrumentais como sismo de 1998 e 1999 (Fig. 2.3), revelam que a sismicidade intra-placas tem, também, grande relevância.

Na tabela 2.1 estão listados os maiores sismos que afectaram Portugal continental (com base no catálogo sísmico de Zêzere et al., 2001 e Bezzeghoud et al., 2009) indicando-se a região sísmica em que se terá situado, provavelmente, o epicentro. Estruturas tectónicas responsáveis por uma sismicidade intra-placas são conhecidas: as falhas da Nazaré (FN), do

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

vale inferior do Tejo (VIT) e da Falha da Messejana (FM) e, já mais próximo de Gibraltar, as falhas de Guadalquivir (FGq) e de Cádiz-Alicante (FCA) (Fig. 2.3).



**Figura 2.3:** Sismos históricos e instrumentais significativos ocorridos em Portugal Continental e margem atlântica discutidos no texto e listados na tabela 3. As falhas tectónicas principais estão, igualmente, representadas: MSP = Montanha submarina do Porto; VN = Vale de Nazaré; VIT = Vale inferior do Tejo; VT = Vale do Tejo; VS = Vale do Sado; VV = Vale de São Vicente; MP = Marquis de Pombal; BG = Banco de Gorringe; FGq = Falha de Guadalquivir; FN = Falha de Nazaré; FM = Falha da Messejana; FMV = Falha de Moura-Vidigueira; FL = Falha de Loulé; FCA = Falha Cádiz-Alicante (Bezzeghoud, et al., 2009)



## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

Dos sismos históricos e instrumentais, listados na tabela 2.1, 5 gerados no Vale inferior do Tejo, área que constitui objecto do presente estudo, reveste-se de maior importância a identificação e caracterização da estrutura ou estruturas tectónicas activas que lhes estão na origem. Na secção, seguinte será feita uma análise mais detalhada desta região que é o alvo do presente estudo.

<b>Data</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>	<b>Magnitude</b>	<b>Localização</b>
--/--/ 63 a. C.	-----	-----	8.5	SW Cabo S. Vicente
--/--/382	-----	-----	7.5	SW Cabo S. Vicente
01/01/1344	38.9N	8.8W	6.0	<b>Benavente (*)</b>
26/01/1512	-----	-----	6.3	<b>Vale do Tejo</b>
26/01/1531	38.9N	9.0W	7.1	<b>Vila Franca de Xira (*)</b>
27/12/1722	37.2N	7.6W	7.8	Algarve
01/11/1755	37.0N	10.5W	8.5	SW Cabo S. Vicente
31/03/1761	36.0N	10.5W	7.5	SW Cabo S. Vicente
12/04/1777	36.0N	10.0W	7.0	SW Cabo S. Vicente
11/11/1858	38.2N	9.0W	7.2	Largo de Setubal
23/04/1909	38.9N	8.8W	6.0	<b>Benavente (*)</b>
15/03/1964	36.1N	7.8W	6.2	SE Cabo S. Vicente
28/02/1969	35.9N	10.8W	7.5	SW Cabo S. Vicente
14/06/1972	36.6N	8.5W	5.2	SE Cabo S. Vicente
04/06/1987	38.5N	8.0W	3.8	Região de Évora
21/05/1997	42.8N	7.3W	5.6	Lugo- Espanha
31/07/1998	38.8N	7.9W	4.0	Região de Évora
30/04/1999	39.7N	9.0W	4.5	<b>Vale do Tejo (*)</b>
29/12/2005	38.9N	8.2W	4.4	Região de Évora
12/02/2007	35.9N	10.5W	5.9	SW Cabo S. Vicente
17/12/2009	36.5N	9.9W	6.0	SW Cabo S. Vicente

(\*) *Sismos com epicentro na região em estudo*

**Tabela 2.1** - Eventos Históricos e Instrumentais mais importantes ocorridos em Portugal Continental e sua margem oceânica adjacente, em que se destacam os eventos com epicentro na região em estudo (Zêzere et al., 2001 e Bezzeghoud et al., 2009).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

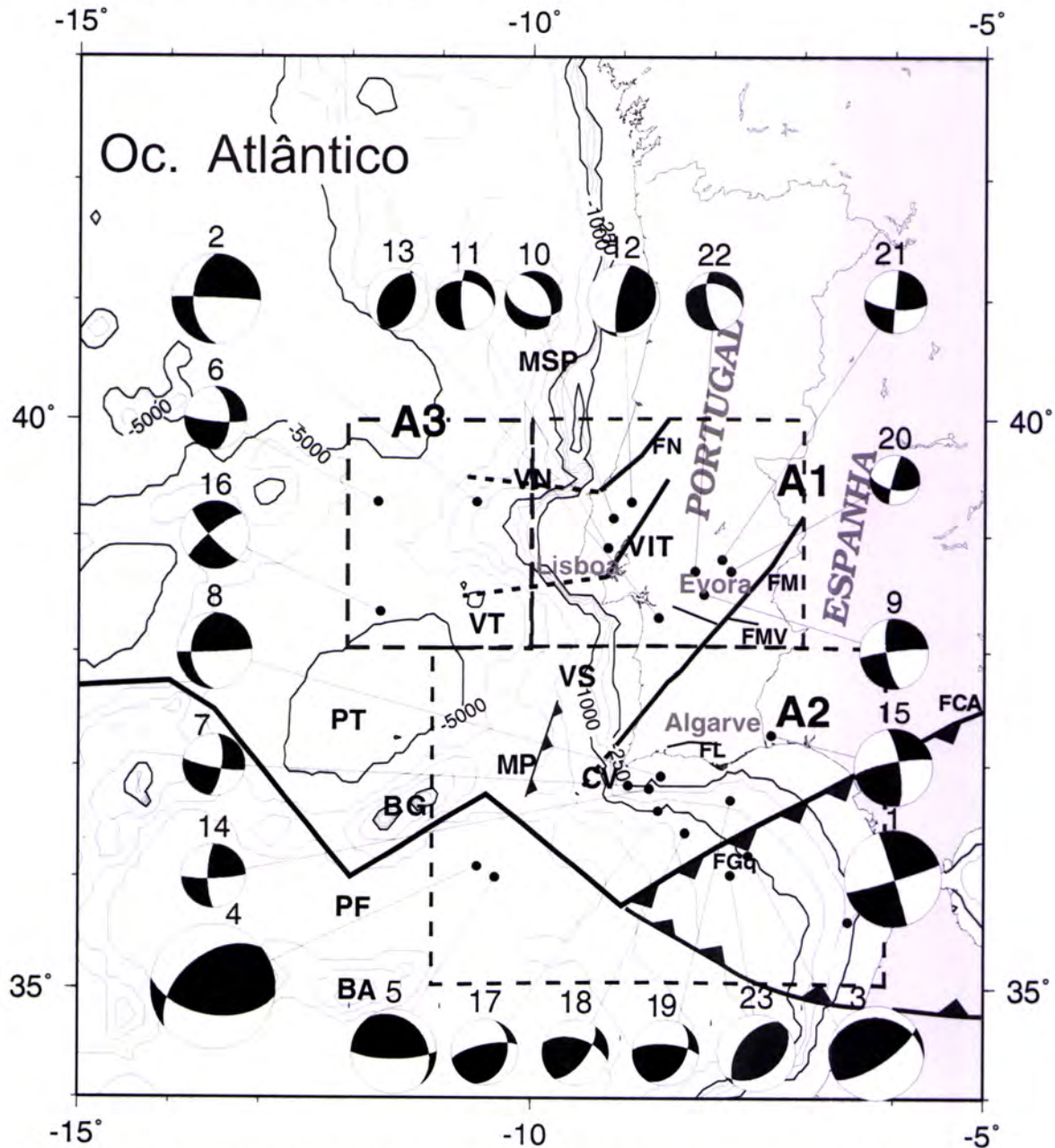
### 2.4. Mecanismos Focais

Os dados de sismicidade histórica mostram que, no território de Portugal Continental, existem falhas activas que são responsáveis por eventos causadores de danos importantes e muitas baixas. No entanto, a maioria dos sismos intra-placa, com epicentros situados no Continente Português ou perto da costa, são normalmente de magnitude pequena ( $M < 5$ ) e isso torna difícil a sua interpretação à luz dos mecanismos focais.

Estudos recentes sobre os mecanismos focais dos eventos sísmicos ocorridos em Portugal continental e margem atlântica adjacente (e.g. Bezzeghoud e Borges, 2003; Borges, et al., 2001) mostram que a distribuição de mecanismos focais nesta região é bastante heterogénea. Na Figura 2.4 estão representados os mecanismos focais dos sísmicos de magnitude  $1.9 \leq M \leq 8.0$  ocorridos no período 1960-2002 em Portugal continental e margem adjacente (Bezzeghoud e Borges, 2003). Verifica-se que, estes mecanismos apresentam uma grande variabilidade (deslizamento-horizontal, inverso e oblíquo); contudo padrões importantes podem ser identificados nas seguintes regiões: i) na margem oceânica ocidental predominam os mecanismos focais do tipo deslizamento-horizontal com uma tensão compressiva de direcção WNW-ESSE; ii) na região de Lisboa e Vale do Tejo, os mecanismos são normais e inversos; iii) na região de Évora temos mecanismos do tipo deslizamento-horizontal com planos orientados nas direcções NS e EW e uma compressão de direcção NW-SE associada a uma componente extensiva de direcção NE-SW; iv) no Algarve e margem sul próxima da costa, predominam sismos do tipo deslizamento-horizontal com planos aproximados NS; v) na margem Sul de Portugal, próximo da fronteira de placas, os mecanismos apresentam uma forte componente inversa, com a orientação dos planos na

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

direcção média EW. Comportamento esse que pode estar associado a proximidade da fronteira de placas Açores-Gibraltar.



**Figura 2.4:** Mecanismos focais em Portugal Continental e margem atlântica sobre um fundo batimétrico, com intervalos de 250 m e 1000 m. As falhas tectónicas principais estão, igualmente, representadas: MSP = Montanha submarina do Porto; VN = Vale de Nazaré; VIT = Vale inferior do Tejo; VT = Vale do Tejo; VS = Vale do Sado; VV = Vale de São Vicente; MP = Marquis de Pombal; BG = Banco de Gorringe; FGq = Falha de Guadalquivir; FN = Falha de Nazaré; FM = Falha da Messejana; FMV = Falha de Moura-Vidigueira; FL = Falha de Loulé; FCA = Falha Cadiz-Alicante. A1 (Lisboa e Vale do Tejo; Évora) e A2 (faixa algarvia e a zona fronteira inter-placas) são representados com mais pormenores na figura 2. A3 representa a margem oeste ibérica (adaptado de Bezzeghoud, e tal., 2010).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

De uma forma global, verifica-se que, no continente e margem oeste atlântica, predominam mecanismos do tipo deslizamento-horizontal e oblíquo, enquanto, na margem sul, predominam mecanismos de deslizamento-horizontal e inverso. Este comportamento mostra que toda a região se encontra sob a influência de uma compressão com direcção média NW – SE e extensão com direcção média NE – SW (Bezzeghoud e Borges, 2003).

### **2.5. Região do Vale Inferior do Tejo**

#### **2.5.1. Introdução**

A região do Vale Inferior do Tejo (VIT) abrange uma área aproximada de 3.200 km<sup>2</sup>, orienta-se na direcção NE-SW e localiza-se junto à margem na parte central de Portugal Continental (Fig. 2.5).

Localizada na margem continental passiva, mas sob a influência do movimento de convergência relativo entre a placa Africana e Euro-asiática, esta região está sujeita à acção de grandes sismos gerados na margem SW de Portugal continental e de alguns eventos, moderados a grandes, causados pelas rupturas em falhas localizadas na Bacia do Baixo Tejo. Os primeiros estão directamente ligados ao limite de placas Ibéria-África, nos quais se inclui o sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755 - um dos maiores sismos jamais ocorridos - e o sismo de 28 de Fevereiro de 1969 com epicentro na Planície

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

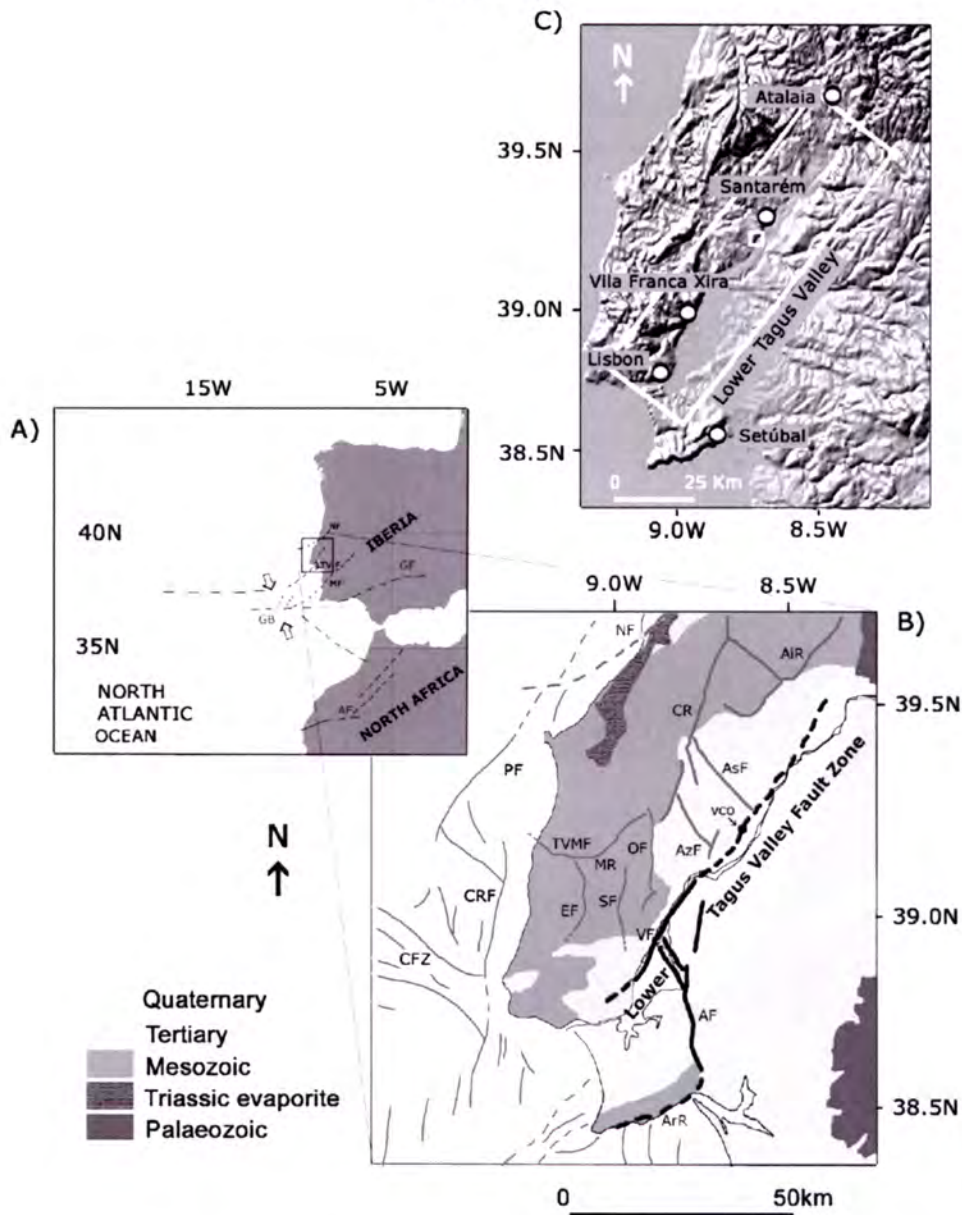
Abissal da Ferradura, ao segundo grupo encontram-se associados a alguns sismos históricos, moderados a grandes, como o de 1344, 1531, 1858 e 1909, cuja magnitude estima-se entre 6 a 7 (Moreira, 1984).

Esta actividade sísmica representa um grave risco para uma região densamente povoada, como a região do VIT. A ocorrência de sismos nesta área indicia a presença de estruturas sismogénicas superficiais a profundas (falhas activas) cuja localização e caracterização é ainda diminuta devido à baixa taxa de deslizamento estimado para as estruturas regionais activas (0.1-0.05mm/ano), falta de afloramentos e cobertura das roturas superficiais pelos sedimentos Cenozóico (Cabral, 1995; Cabral et al., 2003, 2004; Carvalho et al., 2006) que caracteriza esta zona.

### **2.5.2. Enquadramento Geológico**

A região do VIT está localizada na Bacia do Baixo Tejo, situado na margem ocidental da placa Ibérica. A sua estrutura encontra-se fortemente marcada pelos eventos tectónicos associados à evolução geodinâmica da placa Ibérica dos últimos milhões de anos. Segundo CARVALHO et al (1983), a Bacia é limitada a SE pela grande falha da Messejana que, se prolonga desde Odemira para NNW, atravessando todo o território português, até Ávila em Espanha. O limite NW está representado pelo sistema de falhas do vale inferior do Tejo (Fig. 2.3).

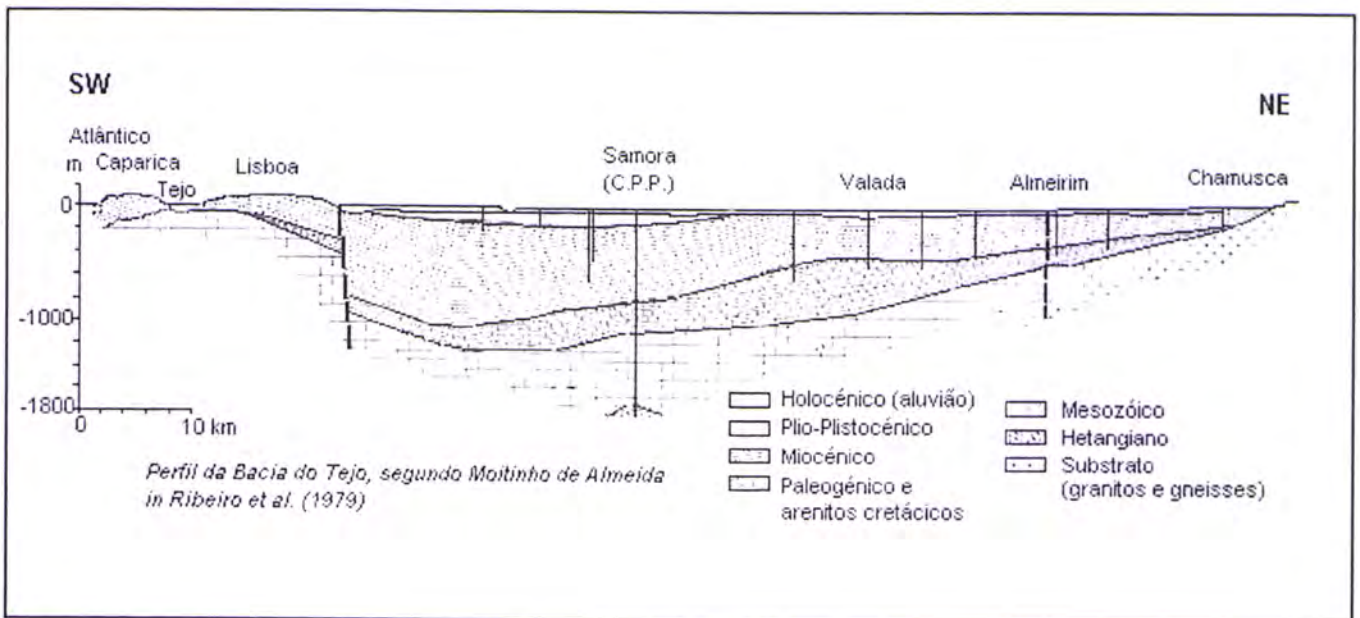
## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo



**Figura 2.5:** Geologia e tectónica de SW Portugal, e sua relação com a configuração tectónica regional. A) Mapa estrutural da zona de convergência oceano-oceano no mar a SW da Ibéria e a possível relação com as estruturas em terra. GB - Banco de Gorringe, GF - Falha de Guadalquivir; AF - Falhas Atlas. B) Principais estruturas da Bacia Lusitânica (Mesozóico), Bacia do VIT (Cenozóico) e plataforma continental adjacente. As linhas pretas grossas correspondem à zona da falha do VIT, linhas cinzas são falhas identificadas pela sísmica de reflexão (tracejado quando incerto). NF - Falha de Nazaré; AiR - Serra de Aire; CR - Serra dos Candeeiros, AsF - Falha de Asseca; TVMF - Falha Torres Vedras Montejuento; MR - Serra de Montejuento; OF - Falha de Ota, AzF - Falha de Azambuja; EF - Falha do Espigão; SF - Falha de Sobral; VF - Falha de Vila Franca; AF - Falha de Alcochete; ArR - Falha da Arrábida; PF - Falha de Peniche, CRF - Falha de Cabo da Roca; CFZ - Zona de falha Cascais; VCO - Vila Chã de Ourique. LTV zona de falha (porções linha sólida) C) Relevo sombreado do VBT (rectângulo branco) e áreas adjacentes (Vilanova e Fonseca, 2004).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

É preenchida por depósitos Paleogénicos, Miocénicos e pliocénicos, recobertos em quase toda a área por depósitos Quaternários (Fig. 2.6) e apresenta uma estrutura interna relativamente complexa. De acordo com Víctor et al.,1980 e Ribeiro et al., 1979, a espessura total dos depósitos Cenozóicos da bacia podendo atingir os 1400m entre Benavente e Coruche; o Neogénico atinge a profundidade máxima de 1200m.



**Figura 2.6:** Perfil geológico da Bacia do Baixo Tejo (Ribeiro et al., 1979)

A sua formação, tem sido explicada pela subsidência entre as falhas NE-SW, em resposta à tensão secundária durante o Eoceno Superior e Oligoceno (Carvalho, Ribeiro e Cabral, 1983 - 85). Foi sugerido que esta extensão regional resultou da convergência NNE-SSW da Ibéria e da Eurásia (Cabral, et al., 2003). No entanto, a distribuição regional e a estrutura actual dos sedimentos clásticos continentais do Paleogeno indicam que a Bacia do Baixo Tejo (BBT) formou principalmente no Neógeno (Azevedo, 1991; Azevedo e

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

Pimentel, 1995) como um foredeep compressiva relacionada com inversão tectónica do Mesozóico da Bacia Lusitânia extensional, em resposta a uma compressão Miocênica NW-SE (Rasmussen et al., 1998).

Os dados da geologia superficial, obtidos a partir de poços perfurados para exploração petrolífera na área VIT e de perfis de reflexão sísmica ao longo da BBT mostram que os depósitos Cenozóicos, de idade Eoceno-Oligoceno, são de espessura relativamente uniforme (200 – 400 m), enquanto os sedimentos posteriores Neogénicos são muito mais grossas e variáveis. Esses sedimentos Neogénicos apresentam uma espessura superior a 800m, têm uma constituição predominantemente siliciclástica continental rasa e sedimentos marinhos intercalados do Mioceno (Cabral et al., 2003).

Os depósitos do Mioceno estão encobertos discordantemente por areias fluviais feldspáticas e cascalhos Pliocénicas. A superfície culminante da sedimentação Pliocénica ainda é preservada em algumas áreas do BBT, atingindo uma altura de 100-120 m no Vale Inferior do Tejo (Martins e Barbosa, 1992; Martins, 1999).

A distribuição dos sedimentos terciários da Bacia do Baixo Tejo é assimétrica. O afloramento das rochas do Mioceno são predominantes no lado oeste do vale do Tejo, enquanto os depósitos Plioceno domina no lado oriental. Este é um efeito de subsidência diferencial entre as duas áreas durante a deposição fluvial dos sedimentos do Plioceno, levando a uma menor espessura desses sedimentos no oeste, onde foram removidos principalmente subsequente erosão no quaternário.

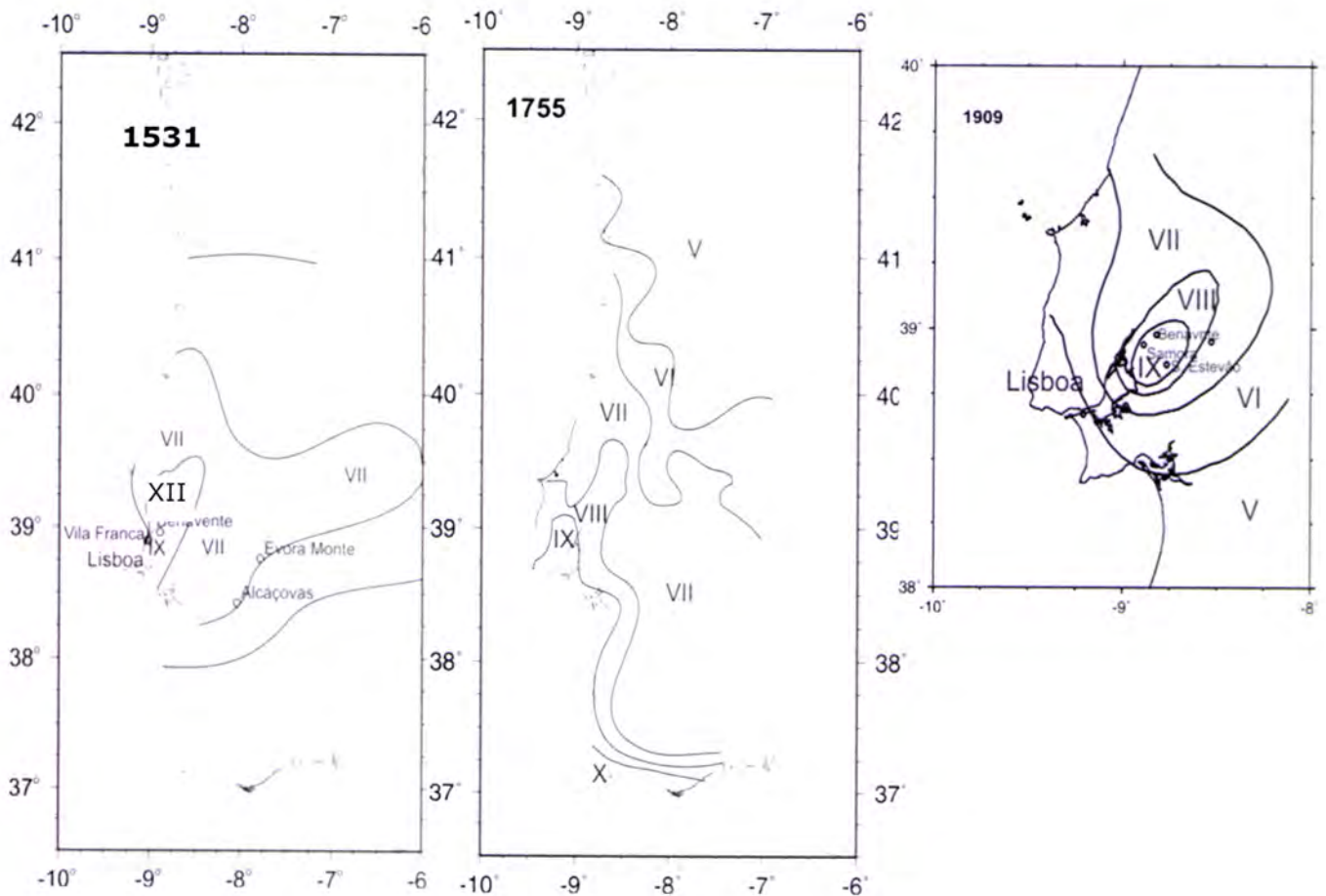
### **2.5.3. Sismicidade Regional**

O Vale Inferior do Tejo é afectado por actividade sísmica moderada com vários sismos de pequena e média ( $M < 5$ ) e alguns sismos fortes ( $5 \leq M \leq 7.8$ ). Esta, região registou uma sismicidade significativa, destacada pela ocorrência de um



## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

pequeno número de sismos históricos moderados a grandes, como em 1344, 1531 e 1909.



**Figura 2.7:** Cartas de Intensidades para o território português relacionadas com os sismos de 1531, 1755 e 1909.

A principal estrutura sismogénica capaz de produzir sismos locais é a falha do Vale Inferior do Tejo (Fig. 2.3). É frequentemente considerado que os grandes eventos sísmicos que ocorreram na área (como em 1531 e 1909) foram gerados pela falha do VIT, supostamente a maior estrutura regional NNE-SSW, cuja presença foi assumida desde o início do século 20 (Teves-Costa et al., 1999).

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

A precisão da localização do sismo de 1344 é baixa, devido à escassez de descrições históricas. No entanto baseado na destruição que produziu na área de Lisboa acredita-se que teve o epicentro na região do VIT. Este evento causou danos generalizados na parte central do país, incluindo danos graves na cidade de Lisboa e um grande número de acidentes. Foram observadas intensidades de IX-X Mercalli Modificada (MM) em algumas aldeias ao longo do vale (Moreira, 1991). A magnitude que lhe é atribuída foi de 6.0 (Martins e Mendes-Victor, 1990).

O primeiro sismo descrito em detalhes ocorreu em 26 de Janeiro de 1531 (Teves-Costa et al., 1999). O seu epicentro foi localizado entre Vila Franca de Xira e Azambuja e a intensidade MM máxima sentida foi de IX-X (Fig. 2.7). Em Lisboa, foram registadas intensidades MM entre VIII e IX e causou danos graves. Cerca de 25% das casas foram danificadas e 10% sofreram colapso total, 2% da população foi morta (Henriques et al., 1988). A magnitude que lhe é atribuída foi de 7.1 (Martins e Mendes-Victor, 1990).

Quatro séculos mais tarde, a 23 de Abril de 1909, ocorreu um sismo na margem sul do rio Tejo, o qual foi considerado o sismo mais destruidor, sentido no Continente, no século passado. Este evento foi localizado a nordeste de Lisboa, perto de Benavente, onde foi sentido com uma intensidade máxima de IX (MM). Neste sismo foi destruída quase por completo a vila de Benavente, bem como as aldeias próximas e causou grandes danos na parte ocidental da cidade de Lisboa. Fenómeno de liquefacção foi também observado.

A magnitude deste sismo foi recentemente estimada em 6.0 Mw (Teves-Costa et al., 1999), avaliação feita com base em três sismogramas registados nas estações sísmicas de Estrasburgo e Uppsala, sendo este valor significativamente mais baixo do que o de 7.6 estimado a partir de dados macrossísmicos (Martins e Mendes-Victor., 1990).

A 11 de Novembro de 1858 ocorreu um sismo destruidor que provocou enorme destruição em Setúbal, e foi sentido em todo o território continental. A área epicentral deste sismo, de magnitude estimada em 7.1 (Vilanova, 2003),

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

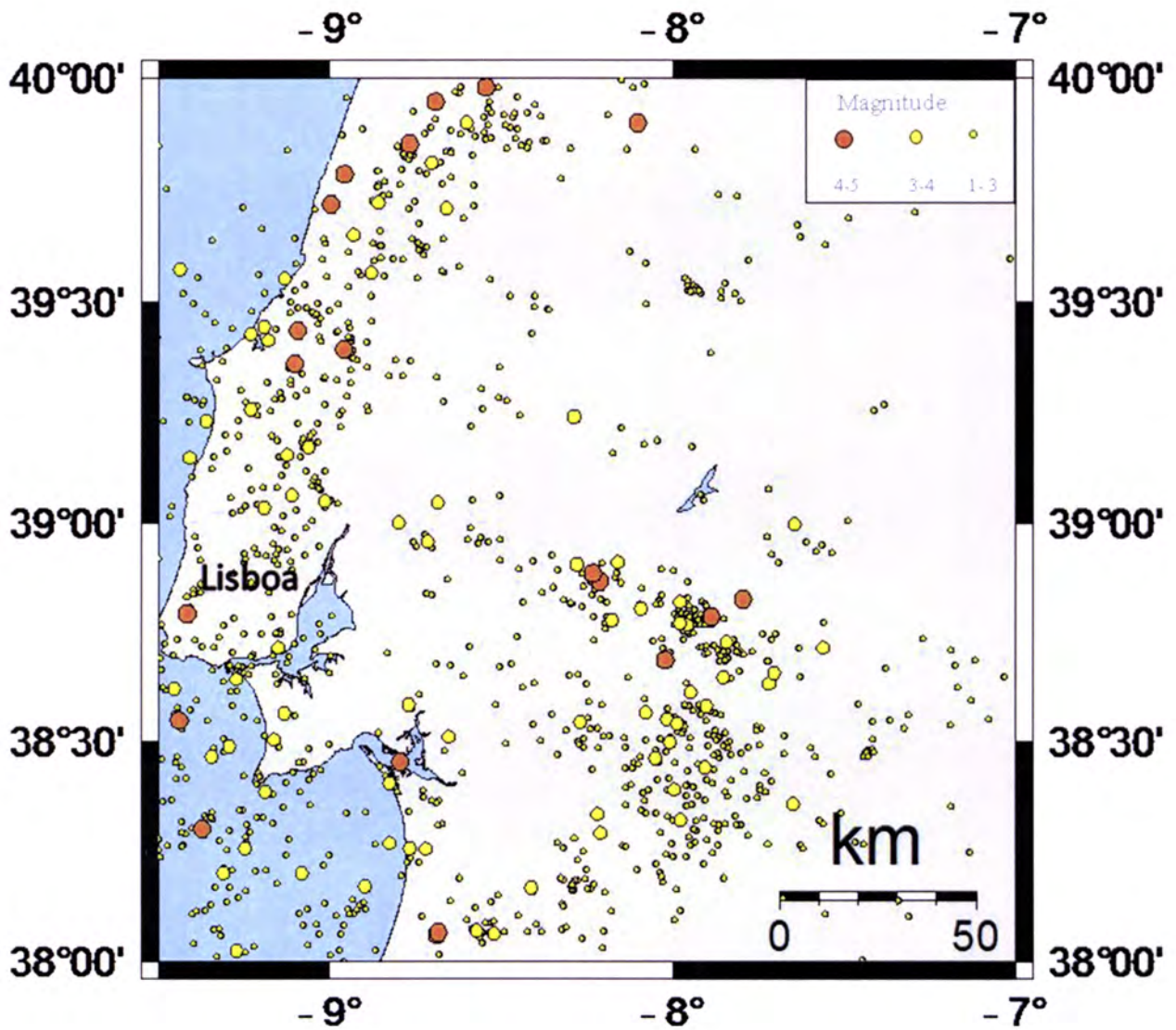
foi localizada na plataforma continental sul da Serra de Arrábida, não muito longe da costa (Moreira, 1984)

Actividade sísmica na área do VIT tem sido reduzida e dispersa desde a ocorrência do grande sismo de 1909. Nos últimos anos, apenas alguns eventos de magnitude de 3.0 e raramente algum dos quais com magnitude de 4.0 foram registados. O maior sismo registado nos últimos anos nesta zona, ocorreu em Abril de 1999 (Fig. 2.3), teve magnitude 4.6, e está associado à falha da Nazaré (Senos e Carrilho, 2003).

A sismicidade regional tem sido monitorizada por uma rede nacional dispersa até meados da década de 90, o que não mostrou grande eficácia na localização dos sismos. Em 1994, o Instituto de Meteorologia, como responsável no país pela Vigilância Sismológica, decidiu adquirir novas estações digitais que foram instaladas em Portugal (Continente e arquipélagos da Madeira e dos Açores). A partir de então para proceder à monitorização sísmica do Continente, algumas estações analógicas foram desactivadas e outras actualizadas. Em Portugal Continental e na Madeira o Instituto de Meteorologia conta assim com 14 estações sismológicas digitais de curto período estendido e 3 digitais de banda larga (com transmissão de dados por satélite e por linha telefónica), para além de 3 estações analógicas (transmissão por rádio) instaladas na região da Grande Lisboa (<http://www.meteo.pt/>).

Na Figura 2.8 estão representados a distribuição espacial da sismicidade ocorrida, entre 1961 e 2010, no Vale Inferior de Tejo (dados do IM). O facto de que a fiabilidade da localização dos sismos na área de estudo ser muito recente, a escassez de sismicidade instrumental e da profundidade a que os mesmos são gerados tornam difícil correlacionar os epicentros com falhas reconhecidas à superfície. Essa dificuldade pode ser reforçada pelo desvio do padrão de falha superficial de sua configuração em profundidade e inibindo o comportamento sismogénica superficial (Ribeiro et al., 1990).

Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo



**Figura 2.8:** Distribuição espacial da sismicidade ocorrida, entre 1961 e 2010, no Vale Inferior de Tejo (dados do IM)

## Cap. 2- Enquadramento Sismotectónico da região do Vale inferior do Tejo

### 2.6. Conclusão

No contexto de tectónica de placas, o território Português fica situado na Placa EA, limitada a sul pela FAG que corresponde à fronteira entre as placas EA e Af e a oeste pela falha dorsal do oceano Atlântico. A sismicidade de Portugal Continental é caracterizada pela ocorrência, mais ou menos contínua, de sismos de magnitude fraca a média (inferiores a 5,0) e, esporadicamente, de um sismo de magnitude moderada a forte (superior a 6,0).

A sismicidade concentra-se, sobretudo, na região do Algarve (incluindo a zona marítima adjacente) e na região de Lisboa e Vale do Tejo. Existe também sismicidade em outras zonas do país, geralmente associadas com as estruturas tectónicas activas como, por exemplo, na região de Évora, no Alentejo.

A região do VIT está localizada na Bacia do Baixo Tejo, situado na margem ocidental da placa Ibérica. A Bacia é limitada a SE pela grande falha da Messejana, e a NW pelo sistema de falhas do vale inferior do Tejo. É caracterizada por uma sismicidade moderada, e um padrão difusa, destacada pela ocorrência de um pequeno número de sismos históricos moderados a grandes, como em 1344, 1531 e 1909.

A principal estrutura sismogénica capaz de produzir sismos locais é a falha do Vale Inferior do Tejo. É frequentemente considerado que os grandes eventos sísmicos que ocorreram na área (como em 1344, 1531 e 1909) foram gerados pela falha do VIT, supostamente a maior estrutura regional NNE-SS.

Actividade sísmica na área do VIT tem sido reduzida e dispersa desde a ocorrência do grande sismo de 1909. Nos últimos anos, apenas alguns eventos de magnitude de 3.0 e raramente algum dos quais com magnitude de 4.0 foram registados. O maior sismo registado nos últimos anos nesta zona, ocorreu em Abril de 1999, teve magnitude 4.6, e está associado à falha da Nazaré.



## **Capítulo 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico**

### 3.1. Evolução do conceito de ruído

A superfície da terra está sempre em movimento a diferentes frequências sísmicas, mesmo sem a ocorrência de terremotos. Estas constantes vibrações, presentes em toda a superfície da terra, são chamadas de microtremores ou microssismos. Os sismólogos denominam esses microtremores por "ruído sísmico" ou simplesmente "ruído". A amplitude desses microtremores é geralmente muito pequena com algumas exceções extremas. Os deslocamentos são da ordem  $10^{-4}$  a  $10^{-2} cm$  (Okada, 2003), muito abaixo do limite da percepção humana.

Por isso, os estudos do ruído sísmico até meados do século XX foram mais qualitativos do que quantitativos: os progressos em conhecimento eram limitados pela fronteira de instrumentos e técnicas de processamento disponíveis à época. Ainda antes da era da sismologia instrumental, Bertelli, em 1872, observou que movimento de um pêndulo muda continuamente ao longo do dia. Concluiu ainda, a partir das observações efectuadas ao longo de vários anos, que existe uma correlação entre os microssismos (ou ruído sísmico) e as perturbações da pressão atmosférica (Bonney-Claudet et al., 2004). Desde então vários investigadores se debruçaram sobre o problema da origem do ruído sísmico e sua caracterização, bem como o tipo de informações que se pode obter a partir da análise do mesmo.

O trabalho realizado por Gutenberg (1911) sobre a natureza e a origem dos microssismos é provavelmente a primeira grande revisão relativa ao ruído sísmico. Gutenberg (1958) citou uma bibliografia com 600 referências relativas aos microssismos (Bonney-Claudet et al., 2004).

Entre 1950 a 1970, a expansão de equipamentos de sismologia e melhoria de técnicas de processamento permitiu avanços significativos na compreensão dos fenómenos de ruído. Vários autores sentiram o interesse em utilizar o ruído em diferentes aplicações e investigaram a sua origem e natureza. Tem sido desenvolvido novas técnicas com base em medições do ruído em "array" (medições do tempo de propagação da onda entre diferentes



## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

estações). Estes métodos estão relacionados com a propriedade de dispersão de ondas de superfície, e permitem obter o perfil de velocidade de ondas de cisalhamento do solo. As principais técnicas de análise em rede são: a análise frequência número de onda ( $f-k$ ), e análise de autocorrelação espacial de sinal (*SAPC*) (Aki 1957, 1965).

O surgimento dessas técnicas tem sido útil para melhorar nosso conhecimento sobre a origem do ruído (oceânica, meteorológicos, humanos, etc.) e da natureza do campo de ondas do ruído.

Em 2004 Bonnefoy-Clauded, fez um levantamento da literatura existente sobre ruído sísmico, e estabeleceu um estado de arte de toda informação disponível sobre a natureza do campo de onda do ruído ambiente até então conhecido. Ela constatou que a partir da década de 1970, o número de publicações que tratam de ruído sísmico tem aumentado significativamente todos os anos. Alguns deles são dedicados à natureza do campo de ondas do ruído, no entanto, a esmagadora maioria (cerca de 95%) referem-se à aplicabilidade do ruído sísmico, e/ou, à sua aplicação directa a alguns estudos específicos.

A análise do ruído sísmico em áreas urbanas é provavelmente uma das aplicações mais importante. Foram desenvolvidas duas técnicas principais para este propósito: i) o padrão da razão espectral (standard spectral ratio-SSR) e ii) a razão espectral entre a componente horizontal e vertical (horizontal to vertical spectral ratio-HVSR), conhecida também por técnica Nakamura. O fundamento destas duas metodologias será desenvolvido no próximo capítulo.

Outra aplicação relativa ao ruído sísmico ambiente é a medição em "array" tendo em vista a obtenção do perfil de velocidade da onda S no solo. Tais estudos, iniciados no final dos anos 50 foram melhorados significativamente devido ao desenvolvimento dos meios de cálculo e técnicas instrumentais (sismómetros de 3 componentes de elevada dinâmica, dados numéricos, etc.) sofridos nas últimas três décadas.

### 3.2. Origem do Ruído Sísmico

Desde os anos 50, vários estudos têm analisado observações do ruído sísmico no intuito de identificar os fenómenos físicos responsáveis pela origem. Designa-se por «origem do ruído» toda a fonte de ruído, ou seja, qualquer solicitação, com excepção de um sismo, que gera a vibração no solo. Essas solicitações podem ser diversas e de intensidade variável, como por exemplo: a maré, o impacto das ondas de água atingindo a costa, o vento turbulento, efeitos do vento nas árvores ou edifícios, máquinas industriais, automóveis, comboios, a marcha de um homem ou animal, etc. É evidente que a classificação de todas as fontes de ruído não é uma tarefa fácil. Gutenberg (1958) estabeleceu uma lista dos diferentes tipos de fontes de acordo com o conteúdo em frequência dos movimentos sísmicos. Alguns anos mais tarde Asten (1978) e Asten e Henstridge (1984) chegaram às mesmas conclusões; a tabela 3.1 resume o resultado destas investigações. A partir dos resultados destes autores podemos concluir que os fenómenos naturais dominam o ruído na gama dos longos períodos, enquanto as causas antrópicas parecem gerar basicamente ruído na gama do curto período. Tendo em conta esta diferença, na tradição de sismologia os ruídos de longo período ( $> 1\text{seg}$ ) são designados por "microsismos", enquanto que os de período mais curto ( $< 1\text{seg}$ ) são chamados "microtremor".

Bonnefoy-Claudet, et al. (2006) analisaram os estudos publicados sobre ruído como parte do projecto SESAME (*Site Effects Assessment using Ambient Excitations*) e estabeleceram as seguintes diferenciações:

- Para frequências menores que 0,5 Hz, as fontes de ruído são naturais (oceânica e em grande escala as condições meteorológicas) e o ruído é chamado de "microsismo".
- Nas frequências  $\sim 1$  Hz, as fontes são os efeitos do vento e condições meteorológicas locais.

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

- Para frequências acima de 1 Hz, as fontes são as actividades humanas e o ruído é denominado "microtremor".

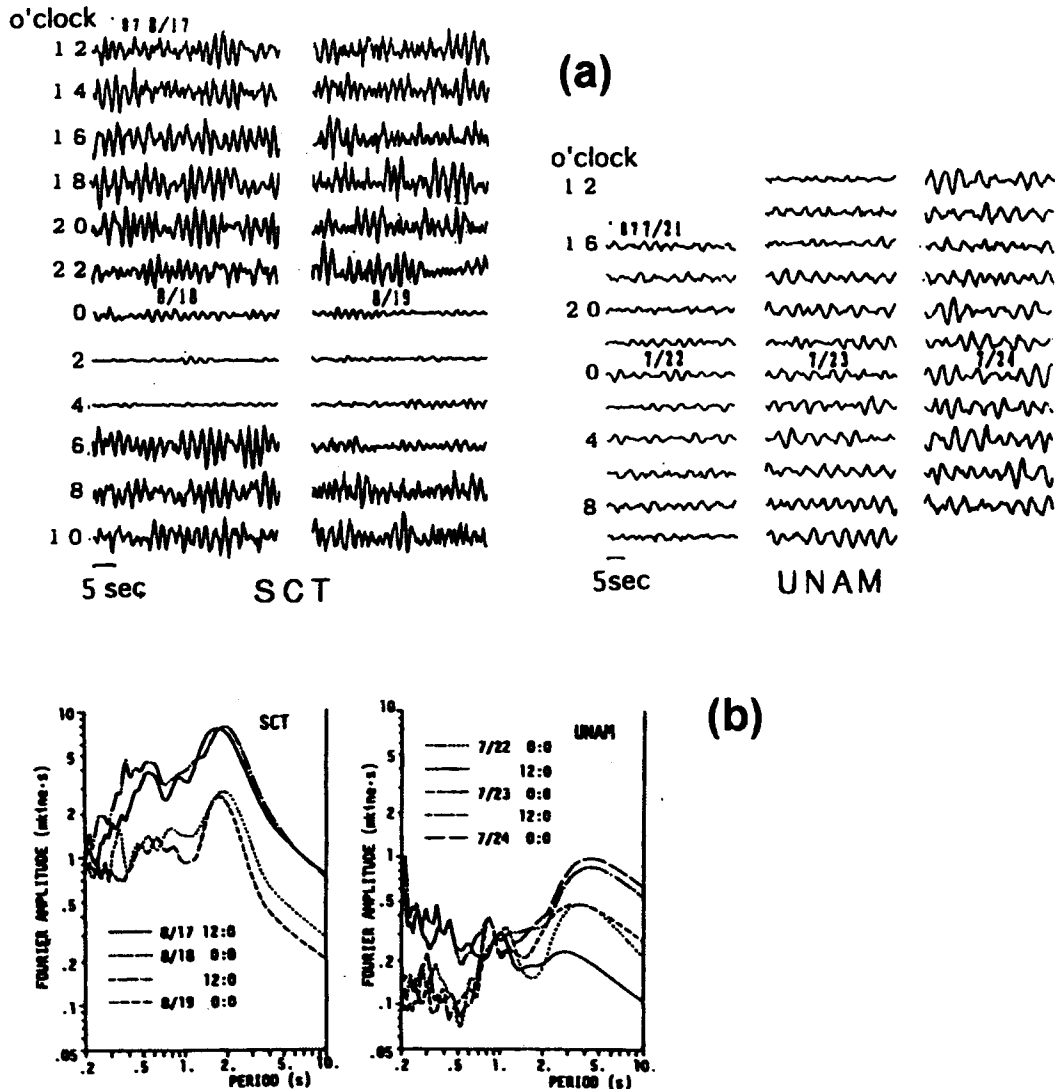
	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Ondas oceânicas marcantes ao longo das costas	0.05-0.1Hz	0.5-1.2Hz
Monções/Perturbações meteorológicas à grande escala	0.1-0.25Hz	0.16-0.5Hz
Ciclones sobre os oceanos	0.3-1Hz	0.5-3Hz
Condições meteorológicas locais	1.4-5Hz	_____
Tremores vulcânicos	2-10Hz	_____
Actividade humana	1-100Hz	1.4-30Hz

**Tabela 3.1:** Processos físicos responsáveis pelo ruído sísmico segundo os estudos de Gutenberg (1958), Asten (1978) e Asten e Henstridge (1984), (Bonney-Claudet, 2004, Tabela 1).

Dependendo da geologia, o limite entre microssismo e microtremor pode ser deslocado para frequência menor que 1Hz. Nas bacias sedimentares profundas, como é o caso da bacia do VIT pode haver energia suficiente para excitar o microtremor a frequências inferiores a 1 Hz. Este fenómeno está representado na Figura 3.1, no qual se consta duas medições de ruído no México (componente horizontal). A primeira está localizada num sítio sedimentar (SCT) e a segunda no local rochoso (UNAM). Podemos identificar claramente as diferenças no comportamento da amplitude do ruído no domínio do tempo: há variações diárias no local de sedimentos, enquanto as variações no sítio rochoso não está relacionada com alternâncias noite e dia. O mesmo acontece no domínio espectral: variações diárias da amplitude do ruído espectral sobre todas as faixas de frequência no local sedimentar, enquanto as

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

variações diárias aparecem somente para a frequência superior a 1Hz no local rochoso.

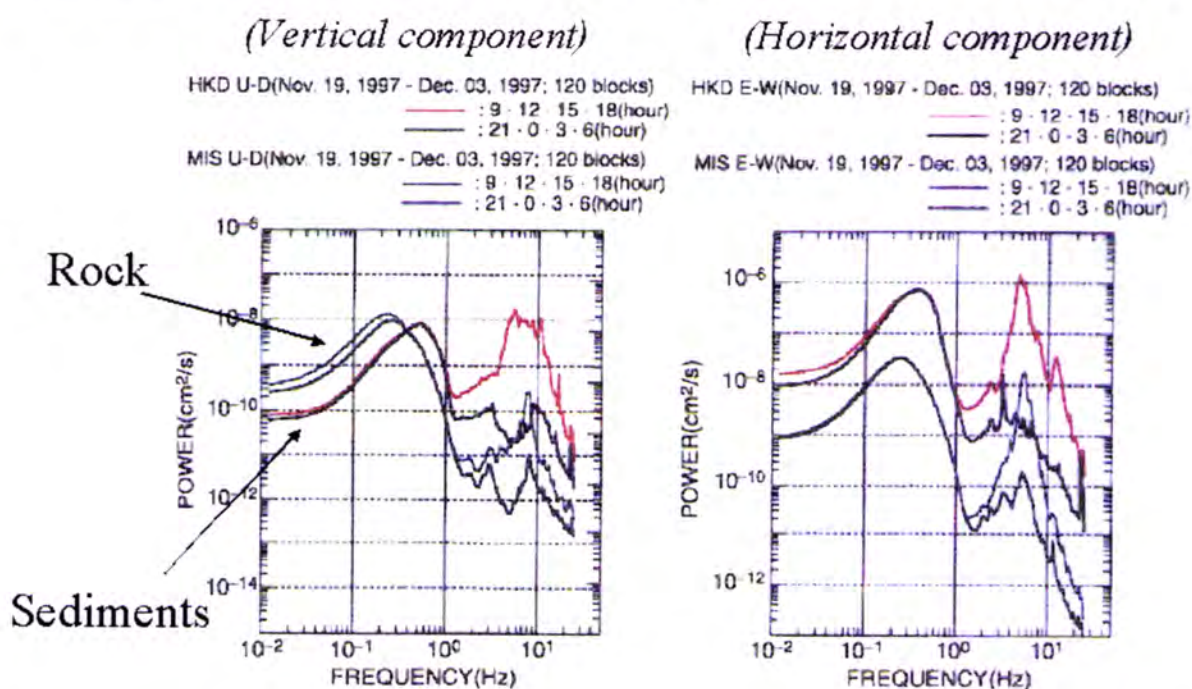


**Figura 3.1:** Registo de ruído efectuadas ruído no México. Variação da amplitude do ruído com tempo para os sedimentos site SCT e no sito rochoso UNAM (a). Amplitude espectral do ruído da SCT e UNAM para diferentes horários (b) (Seo, 1996)

As investigações realizadas por Okada (2003) sugerem outras diferenças no comportamento de ruído em torno de 1Hz. O autor analisou vários registos do ruído sísmico obtido em duas estações localizadas em locais de estrutura geológica diferentes: uma das estações está sobre uma afloramento rochoso e a outra sobre uma espessa cobertura sedimentar. Neste estudo o autor

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

empregou registos diurnos (9, 12, 15 e 18 horas) e nocturnos (21, 0, 3 e 6 horas), entre 19 de Dezembro a 3 de Dezembro de 1997. A componente vertical e horizontal da média da potência espectral do ruído diurno e nocturno, registado nas duas estações acima mencionadas, estão representadas no gráfico da Figura 3.2. Em ambas as estações podemos observar uma diminuição consistente no nível de ruído sísmico entre 0,6 até 1 Hz. Durante o dia o ruído apresenta uma potência espectral geralmente maior do que durante a noite, isto é mais evidente nas altas frequências ( $f > 1$  Hz).



**Figura 3.2:** Médias da potência espectral diurnas e nocturnas da componente vertical (UD) e este-oeste (EW) dos microtremores observados em duas estações sísmicas: uma localizada em afloramentos de rochas (em preto) e outra localizada numa espessa cobertura sedimentar (em vermelho). De Okada (1993) modificado.

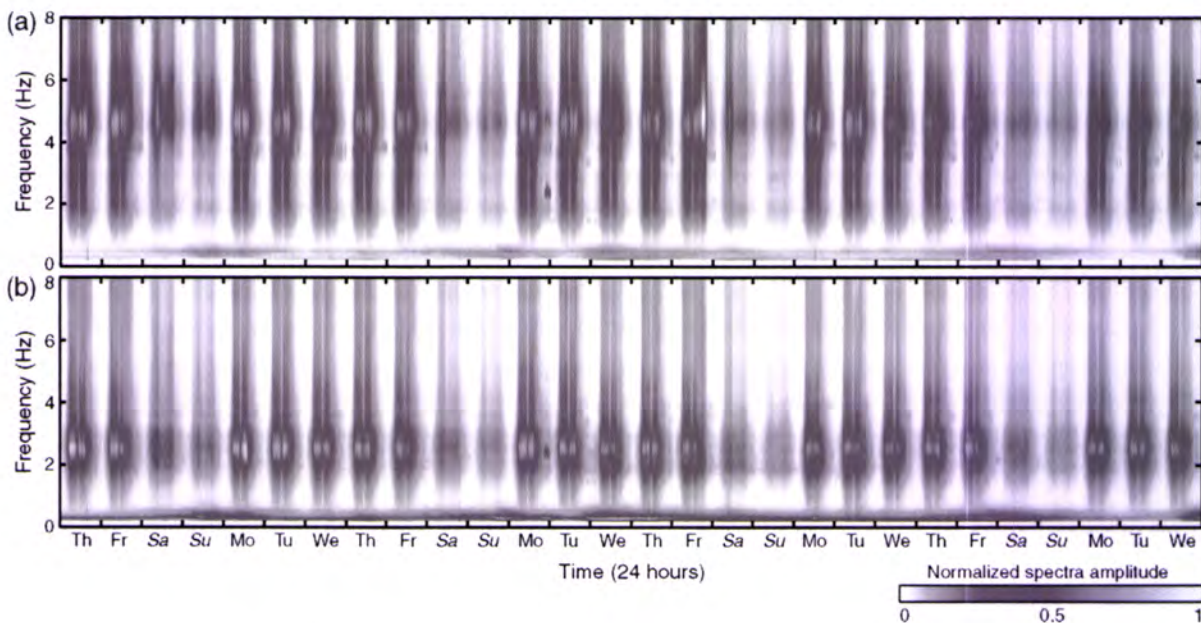
Outra conclusão importante, emergente a partir dos resultados da Figura 3.3, é que a estrutura espectral é sensível à estrutura do subsolo tanto para nas baixas frequências como nas altas frequências. A partir dos resultados da figura podemos observar que a componente horizontal da potência espectral é geralmente maior do que a componente vertical, sendo mais acentuado nos sedimentos. Podemos verificar também que embora a componente vertical da amplitude espectral do ruído seja menor nos sedimentos do que nas rochas

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

para baixas frequências ( $<0.6\text{Hz}$ ), para as altas frequências a potência espectral nos sedimentos é maior. Enquanto na componente horizontal a amplitude espectral do ruído, é maior nos sedimentos para todas as frequências. Isto significa que, o ruído sísmico ambiental é instrumento potencialmente informativo sobre a resposta mecânica do solo às solicitações sísmicas (pelo menos no que diz respeito aos movimentos pouco intensos).

Yamanaka et al. (1993) realizaram medições de ruído contínuo, no campus da Universidade do Sul da Califórnia em Los Angeles e os seus resultados mostram que os microtremores de curto período estão claramente relacionados com as actividades humanas, revelando uma variação regular da amplitude espectral diária, com um mínimo à meia-noite, um máximo ao meio-dia, e uma diminuição da amplitude espectral nos fins-de-semana (Bonney-Claudet et al., 2006a).

Bonney-Claudet (2004) chegou a conclusões semelhantes acerca dos espectros de microssismos e microtremores após a análise de registos contínuos de ruído sísmico, realizado durante 2 meses na bacia de Grenoble (Alpes franceses). Figura 3.3 mostra a amplitude vertical e horizontal dos espectros normalizados de Fourier para um período de quatro semanas. Mais uma vez, microtremores alta frequência ( $f > 1\text{ Hz}$ ) apresentam uma clara variação diária e semanal ligada às actividades culturais, ao contrario do que sucede com os microssismos, donde se depreende que estes últimos não estão vinculadas com actividades culturais.



**Figura: 3.3** Amplitude espectral de Fourier normalizado dos registos contínuos feitos na área urbana (Grenoble, Alpes Francês) entre meia-noite de 10-06-2004 a meia-noite de 22-07-2004, a) componente vertical e, b) componente este-oeste (Bonnefoy-Claudet et al., 2006a). A frequência superior a 1Hz microtremor indica claramente variações diárias e semanal, ligadas às actividades culturais, e no microsismo de baixa frequência apresenta variações ao longo do tempo independentes das actividades culturais.

### 3.3. Natureza do Ruído Sísmico

#### 3.3.1. Introdução

O interesse que os investigadores se debruçarem sobre o tema “ruído sísmico” não se limita á mera identificação das suas fontes e origens: para uma compreensão adequada do conteúdo informativo do ruído sísmico, além de conhecer a sua origem, é necessário conhecer a composição física do campo de ondas do ruído sísmico, ou seja qual a natureza das ondas correspondentes (ondas de volume ou ondas de superfície). Embora já exista um consenso relativo sobre a origem do ruído, são ainda poucas e parciais as propostas a cerca da sua natureza, pelo que permanecem ainda muitas

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

questões em aberto. Compreender a composição do campo de ondas sísmicas de ruído ambiente requer a quantificação das seguintes relações:

- a proporção relativa das ondas de volume e das ondas superficiais;
- a proporção relativa das ondas de Rayleigh e das ondas Love;
- Dentro das ondas de Rayleigh, a proporção relativa entre o modo fundamental e os modos superiores.

### **3.3.2. Contribuição relativa das ondas de superfície**

Numa primeira aproximação, devido às propriedades elásticas do subsolo, os movimentos transitórios da superfície da Terra podem ser considerados como o resultado da interferência de um pacote de ondas constituída por uma combinação de ondas de volume (fases P e S) e ondas de superfície (Rayleigh e Love). As contribuições relativas de cada fase dependem, à escala local e regional, da natureza das fontes e das propriedades mecânicas do subsolo.

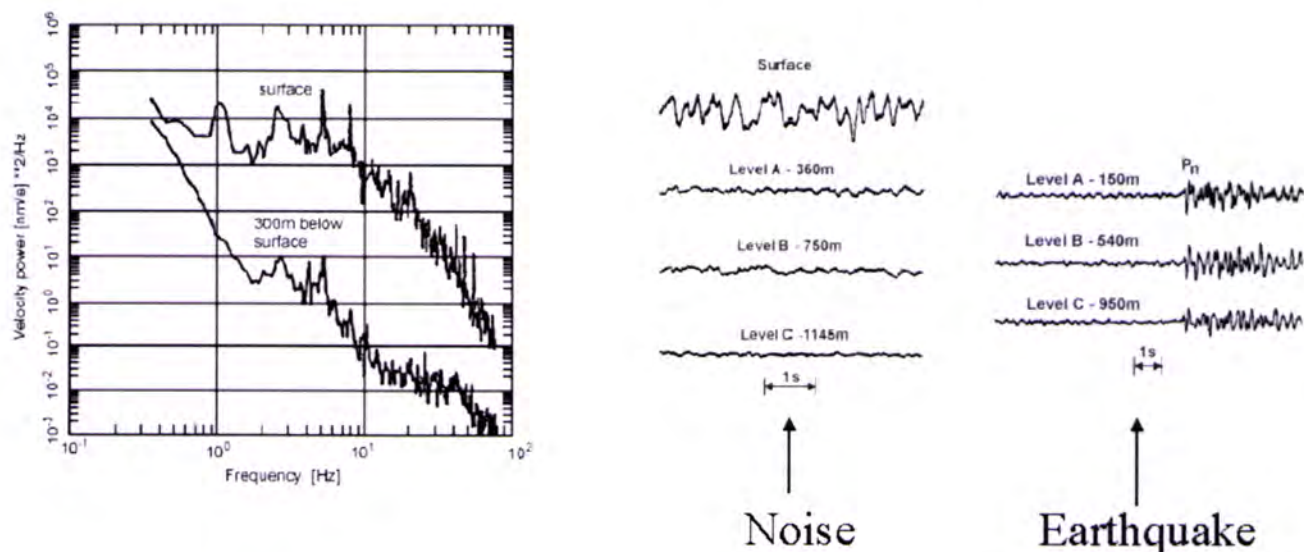
A análise de polarização de ruído sísmico acima de 1Hz não parece revelar qualquer padrão regular, quer no plano horizontal quer vertical. Isto pode ser interpretado como a presença de uma contribuição significativa das ondas de volume e/ou dos pacotes de ondas de superfície provenientes de várias direcções. Por este motivo, pode-se supor que um grande número de fontes distribuídas aleatoriamente contribui para o campo e que a dispersão pode desempenhar um papel importante. A este propósito, as simulações com o objectivo de reproduzir características principais de campo de onda de ruído exigem a actividade de um grande número (centenas de milhar) de fontes sísmicas correlacionadas (por exemplo: Lachet e Bard, 1994; Tokimatsu, 1997)

Em geral, poder-se-á esperar que, uma vez que as ondas de volume se atenuam mais rapidamente, o ruído sísmico induzido por fontes sísmicas remotas tenderá a ser dominado por ondas de superfície. Esta hipótese é ainda



## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

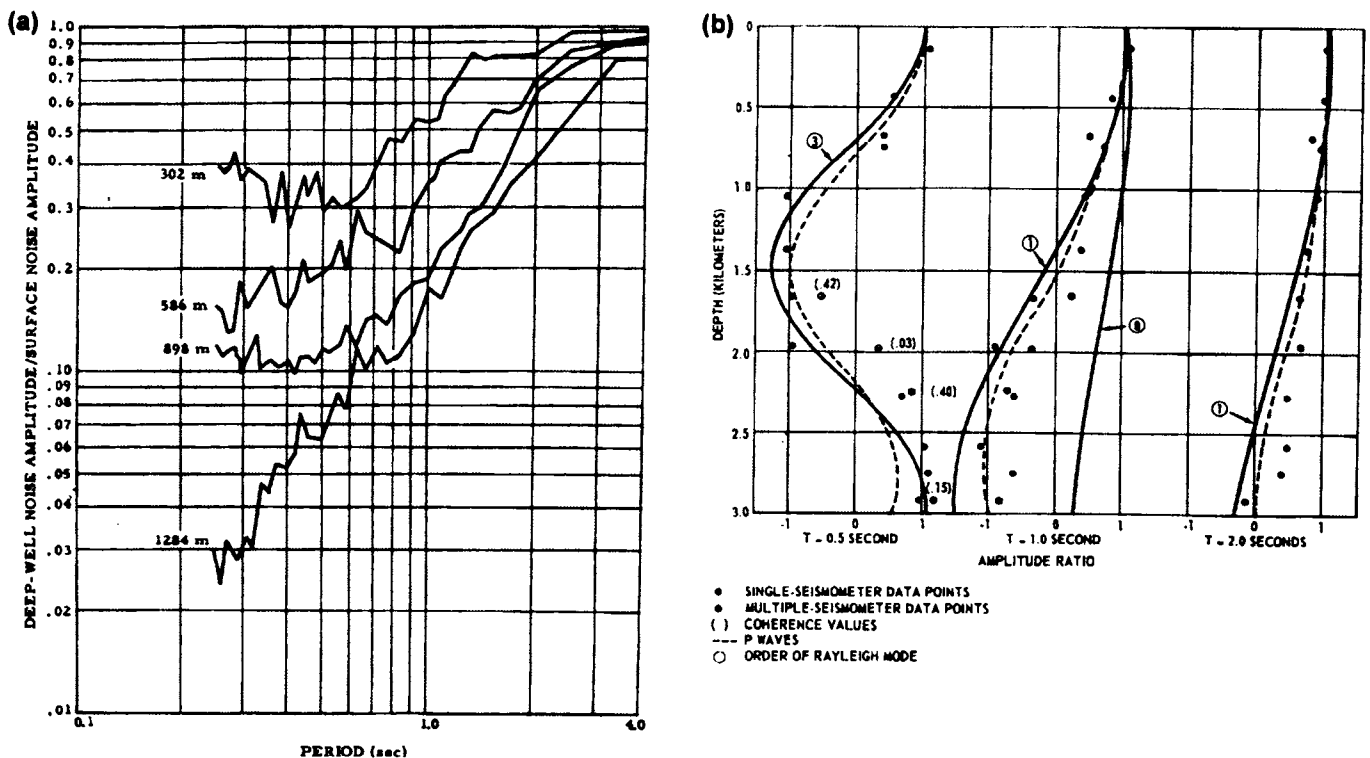
mais realista no que concerne a ruídos de curto período (microtremores). Dados directos de furos confirmam essa conjectura (Figura 3.4).



**Figura: 3.4** Densidade da potência espectral obtida a partir de registos efectuados a diferentes profundidades nas proximidades de Gorleben, Alemanha (esquerda). Registo do sísmico ruído de curto período e de um sismo, à superfície e em diferentes níveis de profundidade (Bormann, 2002).

Durante os anos sessenta, Douze (1964, 1967) realizaram-se medições de ruído em profundidade, em furos profundos. O gráfico da figura 3.5 (a) apresenta a variação da razão entre a amplitude espectral do ruído em profundidade e à superfície em função do período, no furo Eniwetok Island (1288 m de profundidade, Ilhas Marshall). Podemos verificar claramente uma diminuição da razão da entre amplitude espectral do ruído em profundidade e à superfície, para períodos menores que 2-3 segundos. Esta diminuição da amplitude com a profundidade sugere que a energia do ruído é transportada principalmente pelas ondas de superfície. Para períodos maiores de que 3s no entanto, esta relação se aproxima de 1, sugerindo que essas ondas são principalmente as ondas de volume (amplitude espectral de Fourier não diminui com a profundidade). A figura 3.5 (b) indica a mesma razão por três períodos diferentes (0.5, 1 e 2s) num outro furo: Apache (2917m de profundidade, Oklahoma).

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico



**Figura 3.5:** Razão entre a amplitude espectral medido em profundidade e à superfície (componente vertical), em função do período (a) para o furo de Eniwetok Island (Douze 1964) para o furo de Apache (Douze 1967). Os Pontos representam os valores observados, as linhas atracejadas a curva teórica das ondas P, e as linhas simples as ondas de Rayleigh.

Na Figura 3.5 (b) estão representadas as curvas teóricas da diminuição da razão entre a amplitude espectral do ruído em profundidade e à superfície para as ondas P e os vários modos de propagação das ondas de Rayleigh para esse meio. Da comparação entre as curvas teóricas e observadas Douze concluiu que, para período de:

- 0,5s ( $f=2$  Hz), o ruído é uma mistura entre as ondas P e 3º modo das ondas de Rayleigh
- 1s ( $f=1$ Hz) é igualmente uma mistura entre as ondas P mas com o 1º modo de ondas de Rayleigh
- 2s ( $f=0,5$  Hz) é difícil estabelecer uma conclusão clara. No entanto, no que diz respeito à Figura 5 (b) parece ser uma mistura entre as ondas P e o 1º modo das ondas de Rayleigh.

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

Os estudos de Douze (1964, 1967) tinham muitas limitações em termos de qualidade instrumental e de capacidade de processamento – própria da década de sessenta. Agora vamos focar sobre estudos feitos mais recentes.

Durante a década de 1980, Li et al. (1984) usaram a técnica de análise em rede (array analysis) para determinar a natureza do ruído sísmico em sítios sedimentares. Estudos feitos em Lajitas (sudoeste do Texas), levou estes autores a concluir que os microtremores na faixa de frequência 1-20 Hz são uma mistura entre os modos superiores das ondas de Rayleigh. Horike (1985) investigou o ruído no interior da bacia de Osaka (Japão) usando processamento  $f-k$  dos dados de uma rede de onze estações. Esta análise mostra que, para frequências compreendidas entre 0.5 e 0.9Hz o ruído é principalmente constituído pelo modo fundamental das ondas de Rayleigh, enquanto, que para frequências entre 0.9 e 3 Hz para além do modo fundamental de Rayleigh podem ser detectados modos superiores.

Bonnefoy-Claudet et al. (2006b) utilizaram a mesma técnica para investigar a composição do campo de ondas do ruído sintético (numérico) na superfície de um meio simples horizontalmente estratificada que consistia de uma camada sedimentar sobreposta sobre o espaço semi-infinito. Estes autores concluíram que a proporção relativa entre as ondas de Rayleigh e as ondas de volume está relacionada com a distribuição espacial das fontes de ruído (em termos de distância fonte-receptor e de profundidade da fonte). Se as fontes estiverem abaixo da camada sedimentar (ou seja, dentro espaço semi-infinito), então só as ondas de volume, não dispersivo, estão presentes no campo de ondas do ruído. Tal situação pode apenas ser representativa para microssismos com origem distantes, já que as fontes de ruído cultural estão localizadas à superfície. Os resultados para as fontes à superfície dependem da distância do receptor: se eles estão distantes (ou seja, mais de vinte vezes a espessura da camada sedimentar), o campo de ondas do ruído vertical é constituído por uma mistura de ondas de Rayleigh e de volume. Para fontes próximas, o campo de ondas de ruído vertical consiste principalmente no modo

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

fundamental das ondas de Rayleigh. Finalmente, se todas as fontes são consideradas, então as superficiais e próximas do receptor são dominantes e o campo de ondas de ruído vertical é principalmente constituída pelo modo fundamental das ondas de Rayleigh. Note-se que o efeito das propriedades da fonte tem sido investigado apenas quando a contraste de impedância entre a camada sedimentar e o meio rochoso é alta (Bonney-Claudet et al. 2006b).

Yamanaka et al. (1994) realizou medições contínuas de ruído na parte noroeste da planície de Kanto (Japão) e fez a comparação entre as curvas de HVSR observadas e curvas de elipticidade teórica do modo fundamental das ondas de Rayleigh para sítios sedimentares. O bom ajuste entre as duas curvas levou Yamanaka et al. (1994) a sugerir que microssismos na faixa de frequência de 0.1-1Hz consistem principalmente no modo fundamental das ondas de Rayleigh.

Tabela 3.2 sintetiza as conclusões de vários autores sobre a natureza do ruído. A baixa frequência ( $f < 1\text{Hz}$ ), os microssismos são constituídos essencialmente pelo modo fundamental das ondas de Rayleigh (Li et al. 1984; Horike, 1985; Yamanaka et al. 1994). Nas frequências mais altas os resultados são muito poucos, e não há acordo entre os autores na definição da natureza do ruído sísmico. Suspeita-se que o campo de ondas de ruído resulta de uma mistura de ondas de volume e ondas de Rayleigh (modo fundamental e/ou modos superiores).

	0				0.5					1				1.5				2		Hz
Douze 1968										R1/P										
Toksoz 1964/67		R+			P															
Li 1984																				
Horike 1985														R0 / R+						∞ 3 Hz
Yamanaka 1994			R0																	

**P** = Ondas de volume  
**Rn** = Ondas de Rayleigh  
**n=0** : modo fundamental  
**n=1,2 ...** : *n* modo superior  
**n=+** : modos superiores (não tem uma ordem precisa)

**Tabela 3.2:** Síntese da natureza do ruído estabelecido após a conclusão de vários autores (Bonney-Claudet, 2004, Tabela 1.2).

### **3.3.3. Contribuição relativa das ondas de Rayleigh/ondas Love**

A proporção relativa entre ondas Rayleigh e Loves no campo do ruído sísmico tem sido pouco investigada na literatura, especialmente no passado, porque as medições em rede têm sido feitas historicamente, apenas com geofone vertical. No entanto, foram obtidos alguns resultados interessantes, embora parciais. Nos estudos presentes nesta secção os autores assumem que, a parte coerente do sinal do ruído ambiente, é constituída principalmente por ondas de superfície. Por outro lado, persiste ainda uma controvérsia sobre a proporção relativa das ondas Love e de Rayleigh em ruído sísmico (tabela 3).

Bonnefoy-Claudet (2004, pp. 147-172), fez simulações numéricas usando fontes aleatórias superficiais e locais, com direcções arbitrárias num espaço semi-infinito horizontalmente estratificada. Ela concluiu que as ondas Love estão sempre presentes no campo de ondas de ruído sintético.

Da mesma forma, Ohmachi e Umezono (1998) simularam a propagação do ruído em modelo simples (uma camada sobre um espaço semi-infinito) com as equações estabelecidas pelo Harkrider (1964). Analisaram a razão espectral entre a componente horizontal e vertical (razão HVSR) e a coerência entre a componente radial e vertical do ruído sintético, para vários modelos de solo e tipos de excitação (número, posição e a direcção das forças). Os resultados obtidos por eles mostram uma grande variação da proporção das ondas Rayleigh no ruído sintético, dependendo do tipo de excitação (vertical, transversal ou radial vigor), da direcção de observação, e de contraste da impedância do solo. Esta proporção varia entre 10% e 90% com uma média em torno de 30%. Parece difícil estabelecer conclusões fiáveis sobre a proporção de ondas Rayleigh no ruído real a partir desses resultados.

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

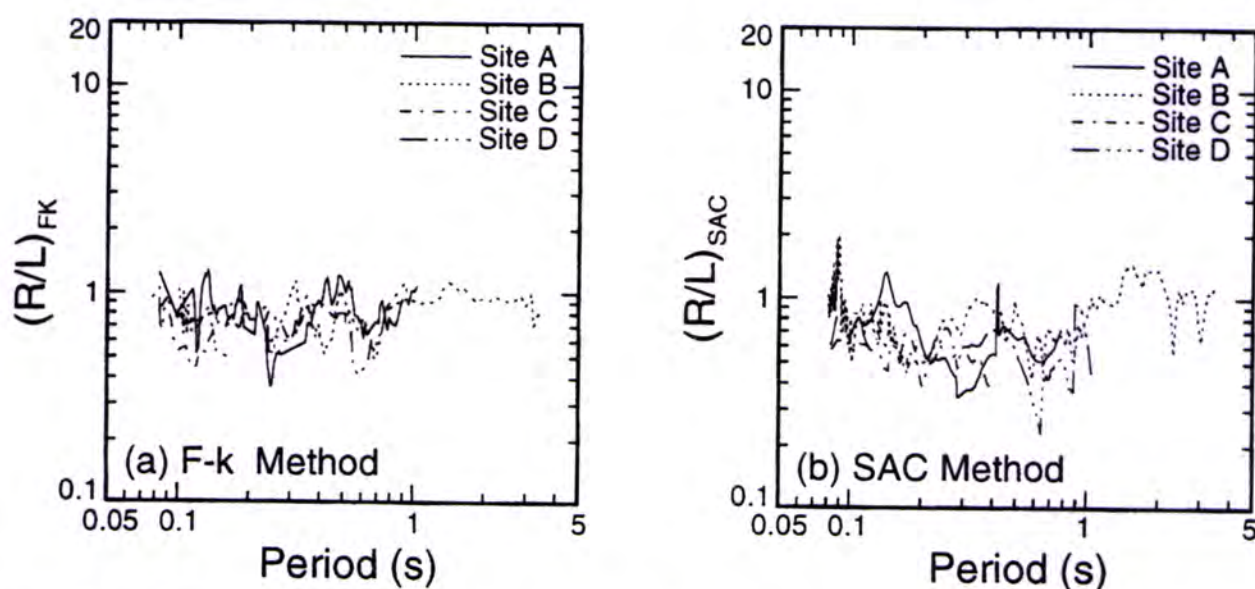
Chouet et al. (1998) aplicaram, para o caso do tremor vulcânico do Vulcão Stromboli (Itália), o método de auto-correlação espacial desenvolvido pela Aki (Aki 1957, 1964) e calcularam os coeficientes de autocorrelação espacial entre cada sinal registrado nos diversos sensores. Para obter a curva de dispersão das ondas Rayleigh e Love fizeram a inversão dos coeficientes de autocorrelação espacial. Os resultados indicam que 77% da energia total contida no ruído é transportada pelas ondas Love, e 23% por ondas de Rayleigh. No entanto, este resultado foi obtido para um tremor vulcânico, e não há nenhum argumento físico que permite considerar que a composição do campo de onda dos microtremores e dos tremores vulcânicos é a mesma. O método proposto por Chouet et al. (1998) tem mais interesse aqui do que os valores quantitativos que obtiveram.

Okada (2003, capítulo 3) mostrou que o método de autocorrelação espacial (SPAC) pode detectar as ondas de Rayleigh e Love a partir da medição das três componentes em rede, e permite obter uma contribuição média de cada tipo de onda. Ele aplicou o método aos dados de ruído sísmico de longo período e afirmou que a fração da potência de energia das ondas Love aumenta de cerca de 50% em 1s para valores maiores (até 90%) a períodos mais longos (até 3 s). Yamamoto (2000) também usou a técnica SPAC para estimar a razão entre a energia das ondas de Rayleigh e de Love em 3 locais na cidade de Morioka, Japão para concluir que para os sítios urbanos, e na faixa de frequências entre 3 a 8Hz, mais de 50% da energia dos microtremores é transportada por ondas Love.

Da mesma forma Arai e Tokimatsu (1998, 2000) estimaram a proporção relativa das ondas de Rayleigh e Love e a sua variação com a frequência. Para tal fizeram a medição do ruído, em rede (das 3 componentes) no Japão em quatro locais diferentes (A: Yumenoshima (Tokyo), B: Ilha Rokko (Kobe), C: Asahi (Kushiro), D: Kotobuki (Kushiro)). Usaram ambos os métodos, a análise  $f-k$  no movimento radial e transversal, e o método de SPAC tridimensional (Figura 3.6). Obtiveram resultados semelhantes, para ambos os métodos. Para

### Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

os quatro locais, no período compreendido entre 0.08 a 1s (0,08 a 3 segundos para o sítio B), a razão entre a energia das ondas de Rayleigh e Love varia em torno de um valor médio de 0,7. Assim, para frequências superiores a 1 Hz (ruído cultural), o ruído é constituído por cerca de 60% das ondas Love e 40% das ondas de Rayleigh.



**Figura 3.6:** Razão entre a energia das ondas de Rayleigh e de Love estimado em quatro sítios diferentes por duas técnicas em rede (array techniques): (a) análise  $f - k$ , (b) método SPAC, após Arai e Tokimatsu (1998).

A tabela 3.3 resume os resultados obtidos por vários autores sobre a proporção das ondas de Rayleigh e Love presentes no ruído sísmico ambiental. Perante estes resultados é difícil estabelecer uma conclusão geral sobre esta proporção. Para a gama de frequências mais ou menos equivalente (microtremor) Arai e Tokimatsu (1998) e Yamamoto (2000) usaram o mesmo método de processamento (método de SPAC) mas obtiveram proporções diferentes das ondas Love e Rayleigh. No entanto os seus resultados apontam para predominância das ondas Love nos microtremores. Nas baixas frequências (microssismos), também é difícil chegar a um acordo entre diferentes autores (Cornou, 2002; Okada, 2003; Köhler et al. 2007). Dado que todos os estudos aqui apresentados foram realizados em locais com espessura sedimentar diferente (tabela 3), isto sugere que a geologia do local e a

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

espessura de sedimentos podem influenciar contribuição relativa das ondas de Rayleigh e Love no campo de ondas do ruído sísmico.

Estes resultados indicam que a natureza do ruído é complexa, no entanto são precisos mais estudos para melhor entender esta questão.

<b>Autores</b>	<b>Intervalo da frequência (Hz)</b>	<b>Porcentagem das ondas de Rayleigh (%)</b>	<b>Porcentagem das ondas Love (%)</b>	<b>Sítio</b>
<b>Chouet et. (1998)</b>	>2	23	77	Vulcão
<b>Yamamoto (2000)</b>	3-8	<50	>50	Sedimentar (espessura <100m)
<b>Arai e Tokimatsu (1998)</b>	1-12	40	60	Sedimentar (espessura <100m)
<b>Cornou (2002)</b>	0.1-1	50	50	Sedimentar (espessura ~500m)
<b>Okada (2003)</b>	0.4-1	<50	≥ 50	Sedimentar (espessura ~50m)
<b>Köhler e tal. (2007)</b>	0.5-1.3	10-35	65-90	Sedimentar (espessura ~200m)

**Tabela 3.3:** Resumo das conclusões sobre a proporção das ondas de Rayleigh e Love no ruído sísmico ambiental, após de diferentes autores (Bonnefoy-Claudet, 2006).

### 3.3.4. Contribuição relativa do modo fundamental das ondas de Rayleigh

Os capítulos anteriores mostram que é difícil determinar a distribuição da energia dos vários modos das ondas de Rayleigh contidas no ruído. No entanto, a existência ou não dos modos superiores das ondas de Rayleigh no ruído tem sido pouco investigada.

A análise de array em rede do ruído sintético realizada por Bonnefoy-Claudet (2004), já mencionada, indica claramente a co-existência do modo



## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

fundamental e os modos superiores das ondas de Rayleigh no campo de ondas de ruído sísmico (na maioria dos meios considerados). No entanto, este estudo não fornece informações sobre a energia relativa entre os modos superiores e fundamentais no ruído (Bonney-Claudet, 2004).

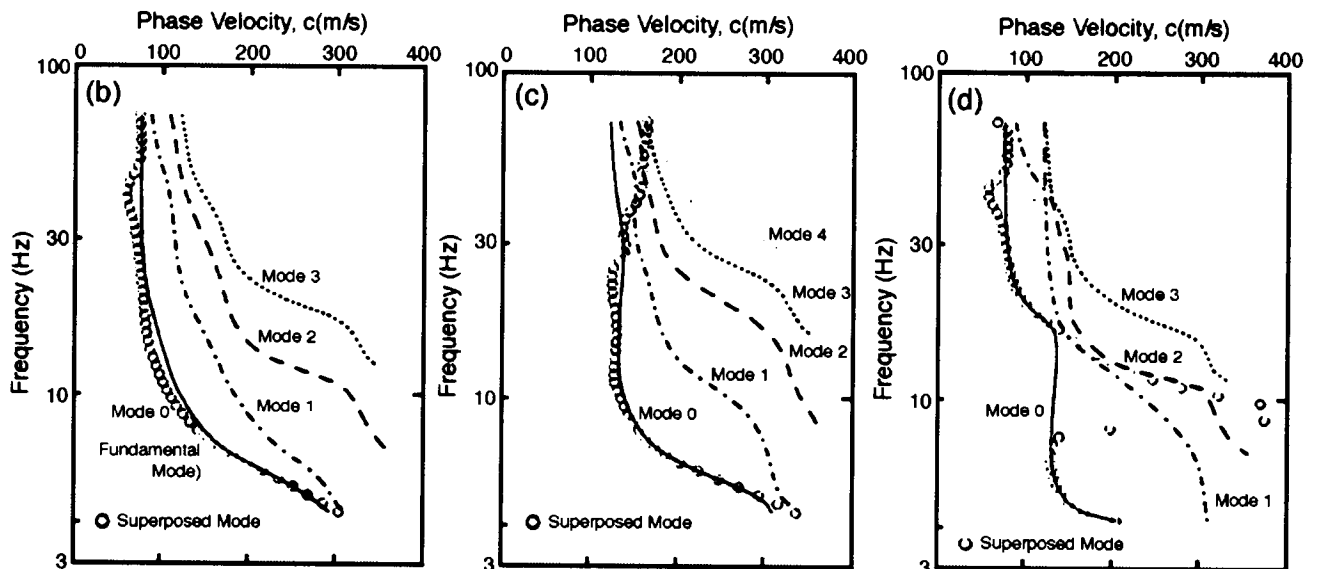
Sem trazer resposta quantitativa a esta questão Tokimatsu (1997) mostrou em modelos teóricos que os modos superiores de ondas Rayleigh podem estar presentes no ruído. Ele resolveu numericamente as equações de deslocamento das ondas de Rayleigh excitados por uma fonte pontual à superfície de um solo estratificado. Ao calcular as curvas de dispersão de ondas Rayleigh simulados, e comparados com curvas de dispersão teórica dos diferentes modos de ondas Rayleigh, o autor destaca a presença de modos superiores em função do tipo de modelo de solo considerado. As características físicas dos modelos utilizados estão listadas na Figura 3.7 (a) e a curva de dispersão das ondas de Rayleigh correspondentes estão representados na Figura 3.7 (b a d). A rigidez das camadas de solo aumenta com a profundidade, no modelo 1, enquanto varia irregularmente com a profundidade, no modelo 2 e 3. No primeiro caso, a velocidade da onda de cisalhamento  $V_s$  aumenta com a profundidade, a curva de dispersão calculado segue a curva de dispersão teórica do modo fundamental da onda de Rayleigh (Figura 3.7 b).

Em contrapartida, no segundo e terceiro caso, os modos superiores de Rayleigh podem ser observadas nas altas frequências. No caso 2 (Figura 3.7 c), o modo fundamental domina até 30 Hz e, em seguida, a ordem dos modos superiores de Rayleigh aumenta com a frequência. No caso 3 (Figura 3.7d), o modo fundamental domina excepto no intervalo entre 9 a 16 Hz.

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

(a)

Layer No.	Thickness H (m)	Density $\rho$ ( $\text{Mg.m}^3$ )	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)		
				Case 1	Case 2	Case 3
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	2	1.8	360	80	180	80
2	4	1.8	1000	120	120	180
3	8	1.8	1400	180	180	120
4		1.8	1400	360	360	360



**Figura 3.7:** (a) Perfis de velocidade utilizado por Tokimatsu para calcular numericamente as curvas de dispersão das ondas Rayleigh. A dispersão das curvas correspondentes (pontos) calculado a partir de ruídos sintéticos no caso 1 (b), caso 2 (c) e caso 3 (d) são comparados com curvas de dispersão dos modos superior de ondas de ondas Rayleigh teórico, após Tokimatsu (1997).

Daí a presença dos modos superiores no ruído, depende das características geológicas do solo. Contudo Tokimatsu não deu qualquer resposta quantitativa sobre a razão entre o modo fundamental e os modos superiores de ondas de Rayleigh no ruído. Ele sugeriu que: 1) os modos superiores de ondas de Rayleigh podem existir no ruído; 2) a estratificação do solo (perfil de velocidade das ondas de cisalhamento) desempenha um papel importante na excitação dos modos superiores.

### 3.4. Conclusão

Embora haja um relativo consenso entre os autores sobre a origem do ruído sísmico ambiente, o mesmo não acontece quanto à composição do campo de ondas do ruído. Algumas respostas, e parciais, foram ainda propostas, talvez porque tem sido dada pouca importância, como se pode comprovar por um número relativamente reduzido de literatura acerca desta temática.

Ficou estabelecido que as fontes de vibração do ambiente estão geralmente divididas em duas origens principais: natural e cultural, que correspondem a faixas de frequência diferentes (microsismo baixa frequência e microtremor alta frequência respectivamente). Nas baixas frequências ( $f < 1\text{Hz}$ ) as variações da amplitude espectral dos microsismos estão correlacionadas com os fenómenos naturais (condições oceânicas e meteorológicas de grande escala). Nas altas frequências ( $f > 1\text{Hz}$ ) as variações diárias e semanais da amplitude espectral dos microtremores estão correlacionadas com a actividade humana (trânsitos, máquinas, etc.); as fontes estão na sua maioria localizadas na superfície da terra (com excepção de algumas fontes como metros). A fronteira de 1Hz entre estes dois tipos de ruído (microsismos e microtremores) é apenas um valor indicativo, podendo variar de um local para outro. Alguns trabalhos específicos de engenharia civil (estradas, barragens), envolvendo motores muito grandes e/ou caminhões, podem gerar também energias de baixa frequência. Localmente, este limite pode ser encontrado através da análise da variação da amplitude do ruído sísmico entre dia e noite, e também entre dias de trabalho e de descanso.

No que respeita à composição de campo de ondas do ruído este trabalho bibliográfico evidencia um défice de conhecimento actual sobre este assunto conforme, aliás, foi referido. É difícil estabelecer uma conclusão unívoca sobre a natureza do ruído. Há poucas informações disponíveis sobre as proporções quantitativas entre ondas de volume e ondas de superfície e, entre os vários tipos de ondas de superfície (ondas Rayleigh/Love, modo fundamental/modos

## Cap. 3- Origem e Natureza do Ruído Sísmico

superiores). Os poucos resultados disponíveis, revisto em Bonnefoy-Claudet et al. (2006a), indicam que microssismos de baixa frequência são constituídos principalmente pelo modo fundamental das ondas de Rayleigh. Contudo, para frequências mais altas ( $f > 1\text{Hz}$ ) esse consenso já não existe. As investigações sobre a proporção relativa de ondas de Rayleigh e Love concordam que há uma tendência para que a energia transportada pelas ondas Love seja ligeiramente superior (cerca de 60% - 40%). Este estudo também fornece indicações quanto a possíveis formas de investigar a composição do campo de ondas de ruído sísmico ambiente:

- 1 Para estimar a razão entre as ondas de volume e ondas de superfície, a medição do ruído em profundidade nos furos pode ser um meio adequado. Ao comparar a diminuição da amplitude espectral do ruído em função da profundidade com os valores teóricos (para sítios conhecidos), podemos obter a proporção entre as ondas de volume e de superfície.
- 2 A medição em rede com sensores de 3 componentes parece ser o melhor método para caracterizar os tipos de ondas de superfície (Rayleigh ou Love) presentes no ruído.
- 3 Este estudo também mostra a importância das simulações numéricas para analisar o campo de ondas do ruído sísmico.

Estes resultados, embora parciais, indicam que o campo de ondas do ruído sísmico é realmente complexo, especialmente nas "altas" frequências onde a sua origem é essencialmente antropogénica. Na interpretação da razão H/V, deve-se, portanto, considerar as possíveis contribuições das ondas de superfície e de volume, incluindo, também, os modos superiores de ondas de superfície.

## **Capítulo 4- Técnica de Nakamura**

### **4.1. Introdução**

O efeito sítio, geralmente consideradas como o efeito da aplicação de uma função de transferência empírica das camadas superficiais, é um dos factores mais importantes na compreensão e previsão de danos provocados por sismos. Daí que vários estudos têm sido realizados com objectivo de determinar o comportamento dinâmico e a resposta dos solos quando submetidos a sismos.

A resposta do meio pode ser determinada por métodos teóricos ou empíricos. As primeiras exigem uma descrição detalhada das camadas que compõem o estrato e as fontes que geram os sismos, que, em alguns casos, podem ser muito complexo, o que dificulta a construção de um modelo matemático realista. Os métodos empíricos são baseados no cálculo da função de transferência do meio, obtida a partir de registos de dados sísmicos efectuados no local em estudo. Esta abordagem, ao contrário do método anterior, não exige uma descrição detalhada das camadas do solo, mas exige uma grande quantidade de registos sísmicos, que nem sempre estão disponíveis em regiões de baixa sismicidade, ou de reduzida cobertura por parte das redes sismográficas. Entre as alternativas para a obtenção de dados sísmicos de uma determinada região, a que se tem revelado mais prometedora é o registo de microtremores.

### **4.2. Técnicas aplicadas a microtremores**

Na análise dos microtremores tem sido proposto três técnicas principais: a amplitude espectral (ou espectro de auto correlação), padrão da razão espectral (standard spectral ratio-SSR), e também designada por técnica de

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

Kagami e a razão espectral entre a componente horizontal e vertical (horizontal to vertical spectral ratio-HVSR) conhecida por técnica Nakamura. A técnica da amplitude espectral consiste basicamente em calcular o espectro de Fourier das componentes horizontais do ruído para determinar a frequência predominante do movimento. Borchardt (1970) propôs o método de padrão da razão espectral (SSR), que relaciona o sinal registado numa estação colocada sobre a terra macia com o sinal registado por outra dita de referência localizada sobre uma rocha ou terra firme. Supõe-se que o movimento na superfície da rocha representa a excitação dos sedimentos abaixo das camadas do solo em estudo. Nesta técnica a função de transferência empírica  $S_T$  é dado por:

$$S_T = \frac{S_S}{S_B} \quad (4.1)$$

Onde  $S_S$  e  $S_B$  são respectivamente o espectro de Fourier de sinal registado sobre o sítio sedimentar (S) e sobre uma rocha rígida (B) próxima. Como o efeito de sítio sob a componente horizontal do registo é maior do que sobre a componente vertical, então calcula-se a função de transferência a partir da componente horizontal

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (4.2)$$

onde  $S_{HS}$  e  $S_{HB}$  são, respectivamente, o espectro de Fourier da componente horizontal do sinal registado sobre o sítio sedimentar (S) e sobre uma rocha rígida (B) próxima.

Para utilizar esta técnica é necessário identificar um pacote de ondas comum às duas estações envolvidas, o que torna pouco prático a aplicação desta técnica quando se trabalha com microtremores devido a dificuldade em identificar pacotes de ondas comuns às duas estações. Supondo que

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

instalamos uma estação sobre a rocha rígida e a outra sobre os sedimentos, o nível de ruído destas duas estações é necessariamente diferente. Como os sedimentos são muito facilmente afectados por fontes locais, a segunda estação registará mais eventos que a estação de referência. A resolução deste problema implica a escuta sísmica de longa duração (vários meses) a fim de registar vários sismos em ambas as estações. Outro problema que se levanta é a dificuldade em encontrar um local convenientemente próximo para instalação da estação de referência. Infelizmente, a técnica de SSR, que é comumente aceite como mais fiável para estimar os efeitos sítio (Haghshenas, et al. 2008), nem sempre é fácil de ser aplicado em áreas urbanas, especialmente em regiões de sismicidade baixa ou moderada.

### 4.3. Técnica de Nakamura

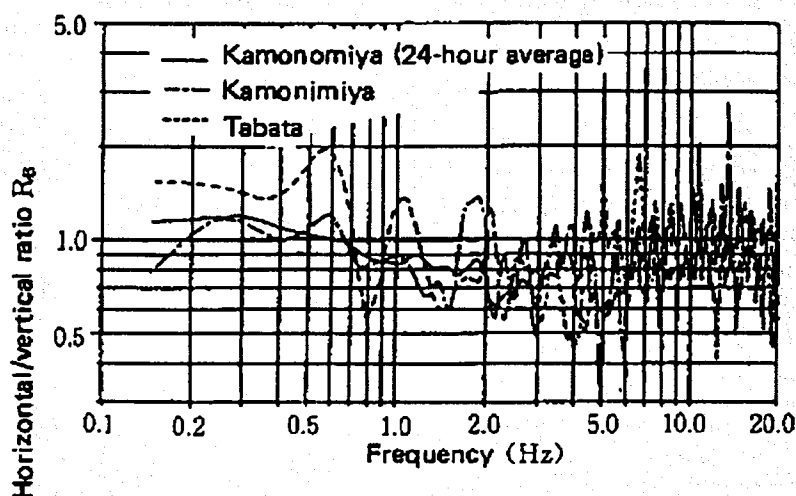
Nakamura (1989) propôs, uma técnica alternativa e consideravelmente mais simples para avaliar o efeito sítio local através do cálculo da razão espectral entre a componente horizontal e a componente vertical dos microtremores registados por uma única estação sobre a região em estudo. A técnica de Nakamura, conhecida também como razão espectral H/V, (razão entre a amplitude do espectro de Fourier da componente horizontal e a componente vertical) introduzida pela primeira vez por Nogoshi e Igarashi (1970), envolve o registo de alguns minutos de ruído sísmico com um sensor triaxial como forma de obter uma medida fiável da frequência de ressonância dos solos (Duval et al. 2001).

Nakamura (1989), considerou que os microtremores são constituídos essencialmente de ondas de Rayleigh propagando-se numa única camada sobre o espaço semi-infinito. Supôs, ainda, que os microtremores são originados por fontes muito locais, portanto, fontes profundas são



## Cap. 4- Técnica de Nakamura

desprezados, e também que as fontes locais não afectam movimento na base da camada de solo. Ele observou que a razão espectral entre a componente horizontal  $S_{HB}$  e a componente vertical  $S_{VB}$ , dos microtremores numa rocha firme é próximo de 1.0. Daí assumiu que na faixa de frequência (0.2-20 Hz) a amplitude espectral dos tremores na base do substrato é igual em todas as direcções justificando esta assunção a partir de vários exemplos empíricos obtidos por medições de microtremores em furos. O gráfico da Figura 4.1. mostra a razão espectral entre as componentes horizontal e vertical dos microtremores medidos sobre substratos (bem consolidados), por Nakamura (1989) em três cidades de Japão. Verifica-se que esta razão é próxima de unidade para uma faixa de frequência relativamente grande. Estes tremores são amplificados pelas camadas superficiais (mal consolidados) que constituem o meio sobre o substrato. A amplificação dos tremores horizontais poderão ser atribuídos á múltiplas reflexões das ondas S enquanto a componente vertical dos tremores deverá ser atribuída as múltiplas reflexões das ondas P. Como estas últimas deslocam geralmente a velocidade maior do que 1000m/s, e os tremores com a frequência a volta de 10Hz, as camadas superficiais com espessura da ordem de algumas dezenas de metros em geral não é suficiente para produzir múltiplas reflexões responsáveis pelo fenómeno amplificação.



**Figura 4.1.** Razão espectral entre as componentes horizontal e vertical de microtremores medidos sobre substratos em três cidades do Japão (Nakamura, 1989).

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

O efeito das ondas de Rayleigh aparece nas componentes verticais. O valor da sua contribuição pode ser determinado pela razão entre o espectro vertical na superfície e no substrato. O efeito destas ondas é nulo quando esta razão é aproximadamente igual a 1 e pode ser eliminada através da sua aplicação.

A função de transferência  $S_T$  para as camadas superficiais é dada pela equação (4.2). Como as ondas internas de microtremores contêm as ondas de superfície, é necessário corrigi-las, removendo os efeitos de ondas de superficiais de Rayleigh. Nakamura assumiu que o efeito das ondas de Rayleigh está incluído na componente vertical do espectro á superfície  $S_{VS}$  e não no espectro vertical na base do substrato  $S_{VB}$ . Uma vez que a componente vertical dos microtremores não deverá ser consideravelmente amplificada pelas camadas superficiais, o efeito das ondas de Rayleigh  $E_S$  na componente vertical é definido como:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (4.3)$$

Considerando que o efeito das ondas de Rayleigh é igual para as componentes verticais e horizontais,  $\frac{S_T}{E_S}$  deverá representar de uma forma mais realista a função de transferência  $S_{TT}$  eliminando assim o efeito das ondas de Rayleigh.

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} \quad (4.4)$$

que é equivalente a

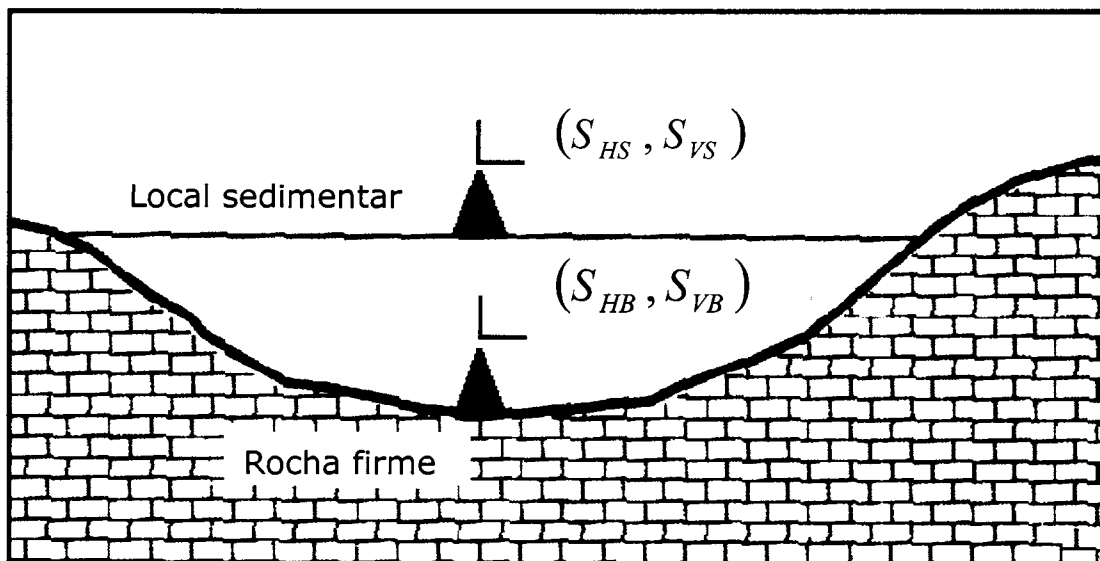
$$S_{TT} = \left( \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \right) / \left( \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \right) \quad (4.5)$$

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

Supondo que a razão  $S_{HB}/S_{VB}$  na base do substrato é próxima da unidade, uma estimativa razoável do efeito sítio modificado pode ser determinada a partir da razão

$$S_{TT} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (4.6)$$

Isso sugere que a razão H/V, definido como função de transferência pode ser obtida exclusivamente a partir dos movimentos à superfície. Isto certamente facilita o processo de caracterização do efeito sítio. A técnica de Nakamura é muito atraente porque elimina os efeitos da fonte, padrão de radiação, directividade e o efeito de percurso dos raios sísmos.



**Figura 4.2.** Modelo simplificado assumida por Nakamura (1989) para interpretar as medições de microtremor.

Muito se tem discutido sobre a técnica de Nakamura, considerando que apresenta lacunas teóricas (Konno e Ohmachi, 1998). Apesar disso, vários

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

investigadores concordam que a sua utilização é bem sucedida quando se trata de cálculo do período predominante de vibração de solos brandos. Lermo e Chavez-Garcia (1993) aplicaram esta técnica para estimar o efeito sítio a partir dos dados de um sismo em três cidades do México. Utilizaram uma pequena amostra dos registos na parte das ondas S de grande amplitude para calcular a função de transferência. Em todos os casos estudados obtiveram uma boa concordância entre os resultados obtidos com técnica de Nakamura e com técnica SSR. Concluíram que a razão H/V pode dar uma boa estimativa da frequência de ressonância e da amplitude do primeiro modo, mas não para os modos superiores. Field e Jacob (1993) e Field et al. (1995) utilizaram o ruído ambiente para estudar a resposta das camadas sedimentares e sugeriram que a razão H/V é uma ferramenta eficaz e confiável para identificar a frequência fundamental de ressonância de uma bacia sedimentar estratificada.

Actualmente, apenas a frequência do primeiro pico da curva de polarização é usado como informações sobre a estrutura local do sítio, e as influências de vários factores como a distância fonte-receptor e o contraste rocha-sedimentos na razão H/V não são bem entendido. Além disso, há algumas divergências na comunidade científica sobre a contribuição do modo fundamental das ondas de superfície na razão H/V na frequência fundamental de ressonância dos sedimentos não consolidados. Lermo e Chavez-Garcia (1994) usaram simulações numéricas para mostrar que os pressupostos subjacentes à técnica Nakamura são consistentes com a propagação de ondas Rayleigh. Lachet e Bard (1994) concluíram que a técnica de Nakamura pode ser usado para determinar a frequência natural de ressonância de uma camada sedimentar, mas que não consegue prever a amplificação do movimento do solo, especialmente nas bacias sedimentares profundas. Além disso, mostraram que a frequência natural da camada obtida com a técnica de Nakamura e simulações de ruído ambiente é independente da fonte de excitação, depende do coeficiente de Poisson e é controlada pela curva de polarização das ondas de Rayleigh.

### **4.4. Aplicabilidade e limitações da técnica da razão H/V**

Nakamura (1989, 2000) sugeriu que a curva da razão espectral H/V é causada pelas reflexões múltiplas das ondas SH na camada superficial mole (eliminando os efeitos das ondas de superfície) e, portanto, que esta fornece uma estimativa consistente da frequência de ressonância e da função de amplificação do sítio. Desde então vários estudos experimentais (ver, Bonnefoy-Claudet 2006b), confirmou que a aplicação desta técnica, em sítios de solo mole, apresenta normalmente um pico nítido que está bem correlacionado com a frequência fundamental de ressonância.

Estas observações foram apoiadas por várias teorias de investigação 1-D (Field e Jacob, 1993; Lachet e Bard, 1994; Lermo e Chavez-Garcia, 1994; e Bonnefoy-Claudet et al., 2006b, 2006c), que mostraram que os ruídos sintéticos distribuídos aleatoriamente, com fontes superficiais próximas do receptor, levam um pico acentuado da curva da razão H/V em torno da frequência fundamental da onda S, quando a camada superficial apresenta um grande contraste de impedância com o espaço semi-infinito subjacente. No entanto, este método falha quando é utilizado na determinação do factor de amplificação em depósitos sedimentares. Por este motivo algumas discussões ainda estão em curso sobre a aplicabilidade desta técnica para avaliar a amplificação do sítio.

Por outro lado, um grupo de investigadores (Lachet and Bard, 1994; Kudo, 1995; Bard, 1998; Bonnefoy-Caudet et al. 2006b) assume que a forma da curva H/V é controlada pela polarização do modo fundamental das ondas de Rayleigh. Estes autores concluem também que a amplitude deste pico não está

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

bem correlacionada com a amplificação das ondas S na frequência de ressonância do sítio e, assim, questionam seriamente a existência de uma relação simples e directa entre valor do pico da razão H/V e factor de amplificação real do solo. Como vimos no capítulo 1 o ruído é constituído principalmente por ondas de superfície. Partindo deste pressuposto Bard (1998) explica que muitos investigadores estão de acordo nos dois seguintes argumentos: primeiro, a razão H/V está basicamente relacionada com a elipticidade das ondas de Rayleigh devido à predominância dessas na componente vertical; em segundo lugar, esta elipticidade é dependente da frequência e apresenta um pico acentuado em torno da frequência fundamental para os sítios que apresentam um contraste de impedância suficientemente alto entre a camada superficial e camada substrato.

Se a forma das curvas H/V é controlada pela ressonância das ondas S dentro dos sedimentos, então tanto a frequência do pico da razão H/V como as amplitudes podem estar relacionadas com a função de transferência do solo (em termos da frequência de ressonância fundamental e factor de amplificação do sítio). Por outro lado, se a forma das curvas H/V são controladas pela polarização do modo fundamental ondas de Rayleigh, apenas uma correlação indirecta entre a amplitude do pico H/V e no sítio amplificação pode existir. Estas duas interpretações da origem do pico HVSR mostram que há uma ligação estreita entre a composição do campo de ondas do ruído sísmico (ondas de volume ou de superfície) e a origem da curva HVSR. Como vimos no capítulo 1 tanto as ondas de volume (P e S) como as ondas superficiais (ondas Love e de Rayleigh) contribuem para o campo de ondas do ruído. Portanto podemos considerar as contribuições de cada uma dessas ondas na formação da curva razão H/V.

Recentemente Bennefoy-Claudet et al., 2006c e Bennefoy-Claudet et al., 2008 realizaram simulações numéricas para investigar a composição do campo de ondas do ruído na frequência do pico H/V e a eficácia da técnica de

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

Nakamura para estimar os parâmetros do efeito sítio (frequência de ressonância e factor de amplificação). Concluíram que a origem do pico da razão H/V não é unívoca e pode ser explicado pela elipticidade das ondas de Rayleigh e/ou a fase de Airy das ondas Love, e/ou a ressonância de ondas S. A razão do pico H/V é explicada pela elipticidade da onda de Rayleigh apenas quando a contraste de impedância for alto e em alguns casos quando a contraste for moderado. Quando a contraste de impedância entre a estrutura sedimentar e a rocha subjacente for baixa, o pico da razão H/V é plenamente explicada pela ressonância das ondas S. A fase de Airy de ondas Love influencia a razão H/V em caso do contraste for alta e em algum caso de moderado. No entanto, em todos os casos apresentados aqui, a frequência do pico da razão H/V, fornece uma boa estimativa da frequência de ressonância. Como a proporção relativa de ondas de Love no ruído ambiente controla a amplitude do pico H/V, portanto, esta técnica não fornecer uma estimativa correcta do factor de amplificação do sítio.

A aplicabilidade da técnica de Nakamura a microtremores tem sido também objecto de muitos estudos experimentais nos últimos anos (ver Haghshenas et al., 2008). Isto consiste, principalmente na comparação da amplitude e a frequência do pico da razão H/V dos microtremores com os valores da frequência fundamental e da amplificação obtidos por outras técnicas, como SSR e razão H/V dos sismos (HVSRE). A grande maioria dessas observações confirma a fiabilidade da frequência fundamental obtida pela técnica da razão H/V usando o ruído sísmico ambiente (ver Haghshenas et al. 2008). Quanto a amplitude do pico H/V, os valores não são consistentes com os valores de amplificação observados com outras técnicas. Para a maioria dos casos, a amplitude do pico H/V de microtremor é menor do que o valor de amplificação obtido pelo método SSR.

Devido à estreita relação entre a frequência fundamental da vibração do solo, a velocidade das ondas de corte e a espessura da camada, a esta técnica

## Cap. 4- Técnica de Nakamura

tem sido utilizado em estudos recentes como uma ferramenta de prospecção geofísica (Delgado et al., 2000a, b; Seht Ibs-Von and Wohlenberg, 1999; Palorai et al., 2002). Com base no conhecimento da profundidade da camada de solos obtidos a partir de furos ou métodos geofísicos, e o valor da frequência da curva H/V, é possível estimar a velocidade média da onda de corte da estrutura sedimentar. Quando o perfil da velocidade da onda S é conhecido, e assumindo o mesmo processo de enchimento e de deposição sobre a área de estudo, a profundidade do solo é deduzida por inversão a partir da frequência do pico H/V. Iremos desenvolver este tema no capítulo 6.

Apesar das limitações do método o uso das medições de ruído ambiente (microtremor) para estimar o efeito sítio local representa uma maneira rápida e de baixo custo para fornecer mapas de alta resolução da frequência de ressonância predominante, a espessura dos sedimentos pouco consolidados, e as amplificações do movimento do solo.

### **4.5. Conclusão**

Esta revisão leva-nos a concluir que a técnica de Nakamura, é uma ferramenta útil para estimar a frequência de ressonância, quando existe um grande contraste de impedância entre os sedimentos não consolidados e a base subjacente. No entanto falha ao estimar o factor de amplificação. A origem do pico da razão H/V não é unívoca e pode ser explicado pela elipticidade das ondas de Rayleigh e/ou a fase de Airy das ondas Love, e/ou a ressonância de ondas S. Conclui-se também que o facto de haver uma estreita dependência entre a velocidade das onda S e a curva H/V permite a utilização na determinação da estrutura do solo sob o receptor.



## **Capítulo 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de ruído sísmico**

### **5.1. Introdução**

No capítulo 4 vimos que estudos experimentais e simulações numéricas permitiram concluir que a aplicação da técnica da razão espectral H/V a microtremores provou ser uma ferramenta útil na estimativa da frequência fundamental de vibração de depósitos sedimentares e na determinação da estrutura. No entanto, a recolha e análise dos dados deverão ser feitas com especial cuidado. Os dados obtidos para um determinado local devem ser sujeitos a um exame cuidadoso, tanto na fase de recolha, como no processamento.

A influência das condições experimentais na estabilidade e nas estimativas da razão H/V a partir de vibrações do ambiente foi analisada no âmbito do projecto Europeu SESAME (Bard, et al., 2004). Deste trabalho saíram importantes directrizes que devem ser tidas em conta quando se aplica a técnica da razão H/V a microtremores. Uma vez que queremos ter a garantia de que as medidas realizadas são fiáveis tentámos, ao máximo, seguir as recomendações acerca do procedimento experimental durante o planeamento e recolha dos dados. Uma das recomendações é o teste ao instrumento antes de qualquer medida no campo, em particular, o teste à estabilidade do instrumento – parâmetro que assume especial importância por se utilizar um instrumento banda larga (BB).

### **5.2. Teste de estabilidade do instrumento**

A adequação da instrumentação às condições do sítio foi previamente verificada. A bacia do VIT apresenta uma amplificação de baixa frequência, devido à elevada espessura dos depósitos sedimentares do cenozóico (Cabral et al., 2003), facto que favorece o aparecimento de picos de amplitude no

Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico domínio das baixas frequências (Bezzeghoud et al., 2010). A fim de termos uma maior resolução do sinal nas baixas frequências escolhemos como instrumento de registo sismómetros BB, em detrimento de sismómetros de curto período (CP), cuja curva de resposta se atenua para frequências tipicamente inferiores a 1 Hz. O inconveniente na utilização dos instrumentos BB, é que estes requerem um longo tempo de estabilização, período esse que deverá ser estimado em função do tipo de sismómetro a utilizar.

Antes se efectuar as medições do ruído nos sítios previamente escolhidos, foi efectuado um teste para avaliar o desempenho do instrumento. O principal objectivo deste teste é estudar a influência da estabilidade do instrumento (sensor acoplado ao digitalizador) no cálculo da razão H/V e estimar o intervalo tempo de estabilização após o “arranque a frio” – define-se “arranque a frio” como início de aquisição após um intervalo de tempo mínimo de 12 horas sem alimentação.

Utilizamos duas estações *Guralp* para a recolha de dados: o CMG-6TD (com digitalizador e gravador integrado) e o sensor CMC-3EXP no qual conectamos ao digitalizador DM24. Cada sismómetro tem três eixos constituído por três sensores contidos no interior de uma caixa selada; deste modo, é possível medir simultaneamente as componentes norte/sul, este/oeste e vertical do movimento do solo. Os sensores do sismómetro CMG-6TD têm um período natural de 30s e os do CMC-3EXP 60s. A representação gráfica da função de resposta em frequência de cada um dos sismómetros está representada na Figura 5.6.

De entre os dois instrumentos disponíveis o CMG-6TD é o mais apropriado para o trabalho que pretendemos realizar por ser portátil, muito leve, robusto, de fácil embalagem e transporte, e ainda porque permite uma instalação rápida no campo sem que seja necessário bloquear a massa. O CMG-3EXP tem uma instalação mais difícil pois é sempre necessário conecta-lo a um computador portátil antes de iniciar o registo para desbloquear a massa e após o registo para bloquear a massa antes do transporte.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

Na Figura 5.5 estão representadas as curvas de resposta em frequência para 3 instrumentos utilizados nos testes (CMG-6TD, CMG-3EXP e estação da Mitra (EVO) constituída por um sensor BB de 120s de período (Streckeisen STS-2).

### 5.2.1. Teste de estabilidade da estação CMG-3EXP

Influência da estabilidade do CMG-3EXP no cálculo da razão H/V foi efectuada através da comparação dos sinais registados simultaneamente por dois sismómetros (sismómetro de referência e sismómetro de teste) instalados no mesmo local. Um outro sismómetro CMG-3EXP idêntico ao primeiro foi previamente instalado num espaço dentro da universidade (Fig. 5. 1) no qual foi utilizado como sismómetro de referência. Cada um deles esteve ligado a um GPS funcionando de modo contínuo, para garantir uma perfeita sincronia entre ambos os sensores.

O sismómetro de referência (Fig. 5.1) foi instalado sobre o solo rígido, e esteve protegido do vento, de modo a que o sinal registado reproduza, o mais aproximadamente possível, a vibração real do solo.

Fizemos vários registos do ruído sísmico com o sensor de teste a uma distância de um a dois metros do sensor de referência. A Figura 5.2 ilustra o ruído sísmico ambiente registado em simultâneo pelos dois sismómetros, durante uma hora, a 13 de Novembro de 2009. Como o sismómetro de referência esteve sempre em funcionamento, consideramos o instante inicial a partir do instante em que a massa do sensor de teste foi desbloqueada e começou a fazer o registo do ruído.

Numa primeira análise do gráfico da Figura 5.2 podemos constatar que nos primeiros minutos de registo o sismograma de teste apresenta, nas baixas frequências, uma amplitude muito maior do que a do sismómetro de controlo. Essa diferença de amplitude diminui com o tempo, deixando de existir a partir

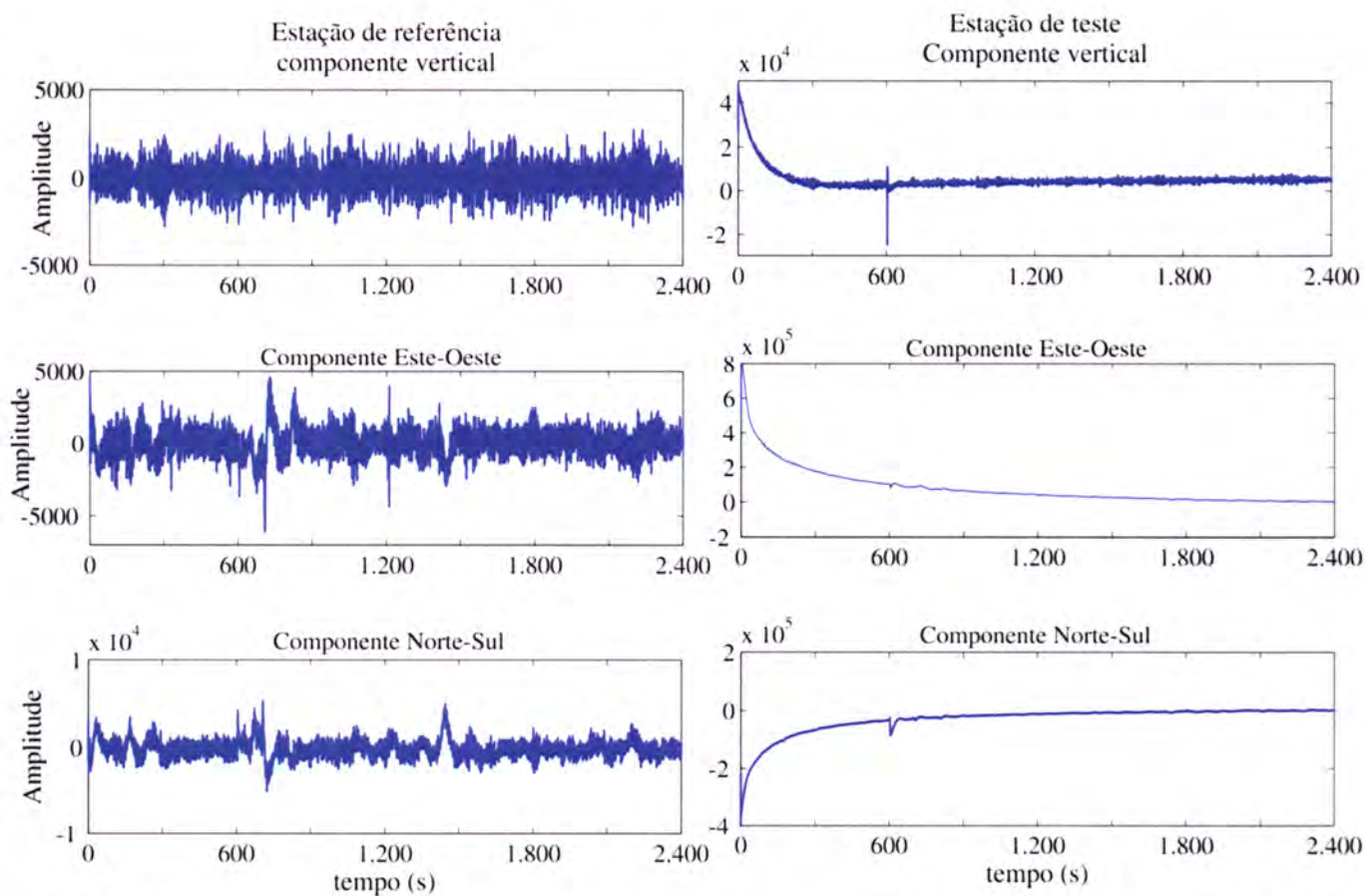
Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico dos 10 minutos de registo. O sismómetro de controlo apresenta um registo aproximadamente uniforme durante todo o período de registo.



**Figura 5.1:** Estação utilizada como referência durante o teste. Em cima, foram feitos dois furos: um para o sensor e outro para o digitalizador e a bateria. A imagem em baixo mostra disposição da bateria e do digitalizador.

Para estudar a influência da estabilidade com o tempo, foi determinado a razão H/V, para cada um dos registos e foram representadas as respectivas curvas (Fig. 5.3). No primeiro caso HVSR foi calculada com 4 janelas de 2 minutos de duração, com distribuição aproximadamente uniforme no intervalo temporal de 0 a 22 minutos.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

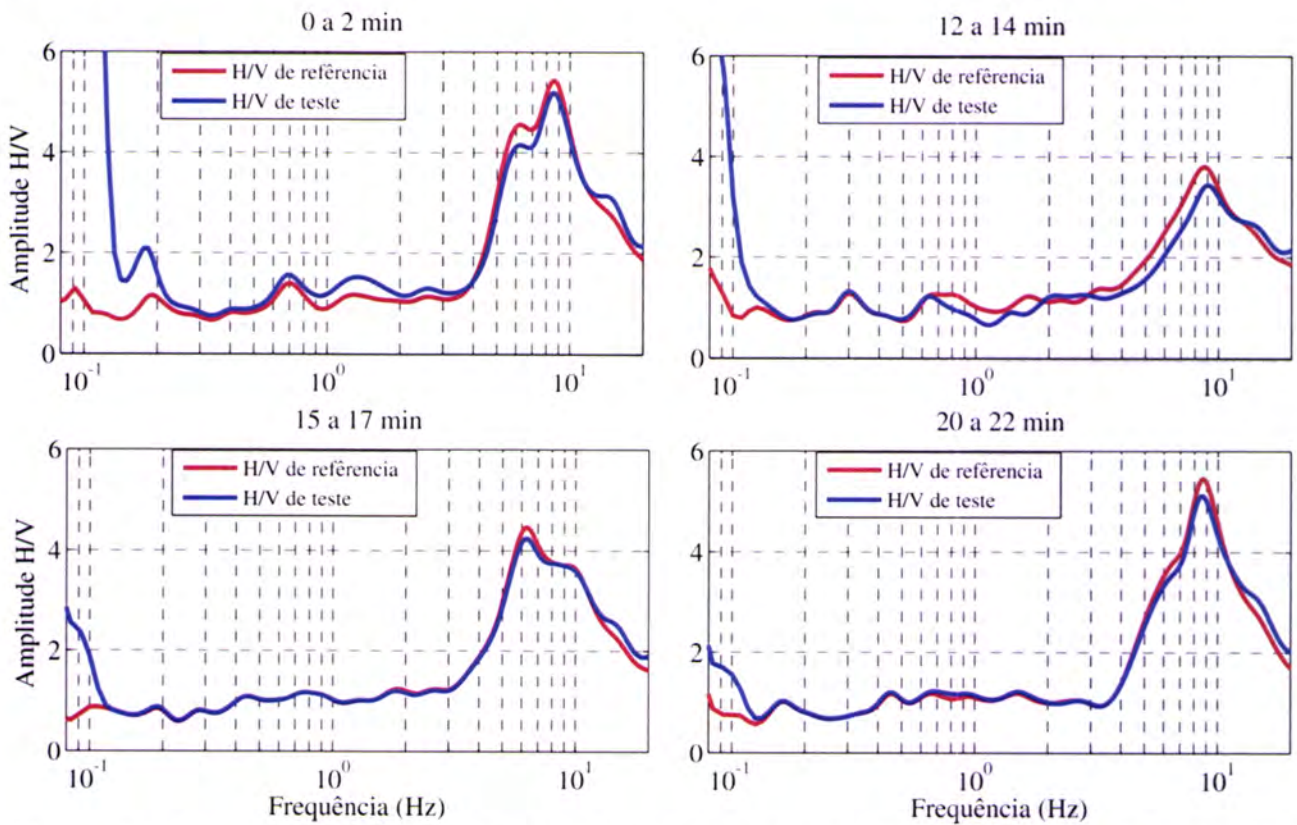


**Figura 5.2:** Sismogramas do ruído sísmico ambiente efectuado pelo sismómetro de teste (direita) e o sismómetro de referência (esquerda) a 13 de Novembro de 2009.

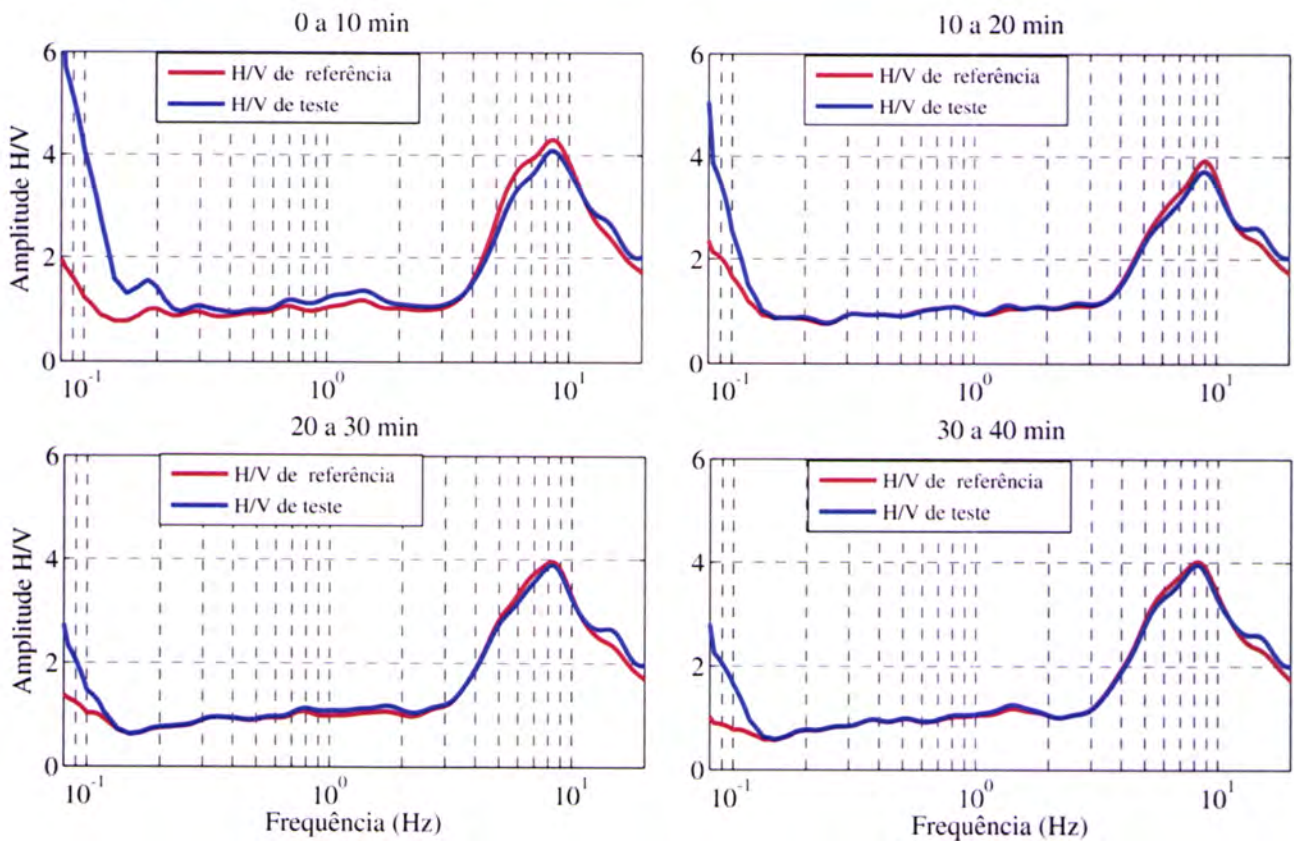
Constata-se que o efeito da estabilidade de CMG-3EXP manifesta-se essencialmente nas baixas frequências. Durante os primeiros 15 minutos a amplitude da spectral H/V do sinal de teste é muito alto para as baixas frequências. No entanto nota-se que essa amplitude diminui com o tempo aproximando do valor de referência e que aos 15 minutos de registo a razão H/V não é afectada para frequências superiores a 0.1Hz.

Foi também determinada a razão H/V médio de 10 em 10 minutos de registo. Cada uma das 4 curvas, representadas na Figura 5.4, correspondem a curva média de 10 janelas de 1 minuto cada. Os resultados obtidos são idênticos aos primeiros, ou seja: no cálculo da razão H/V devemos desprezar os primeiros 15 minutos de registo do sismómetro CMG-3EXP para que o registo traduza de forma fidedigna o movimento do solo no domínio das baixas frequências.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico



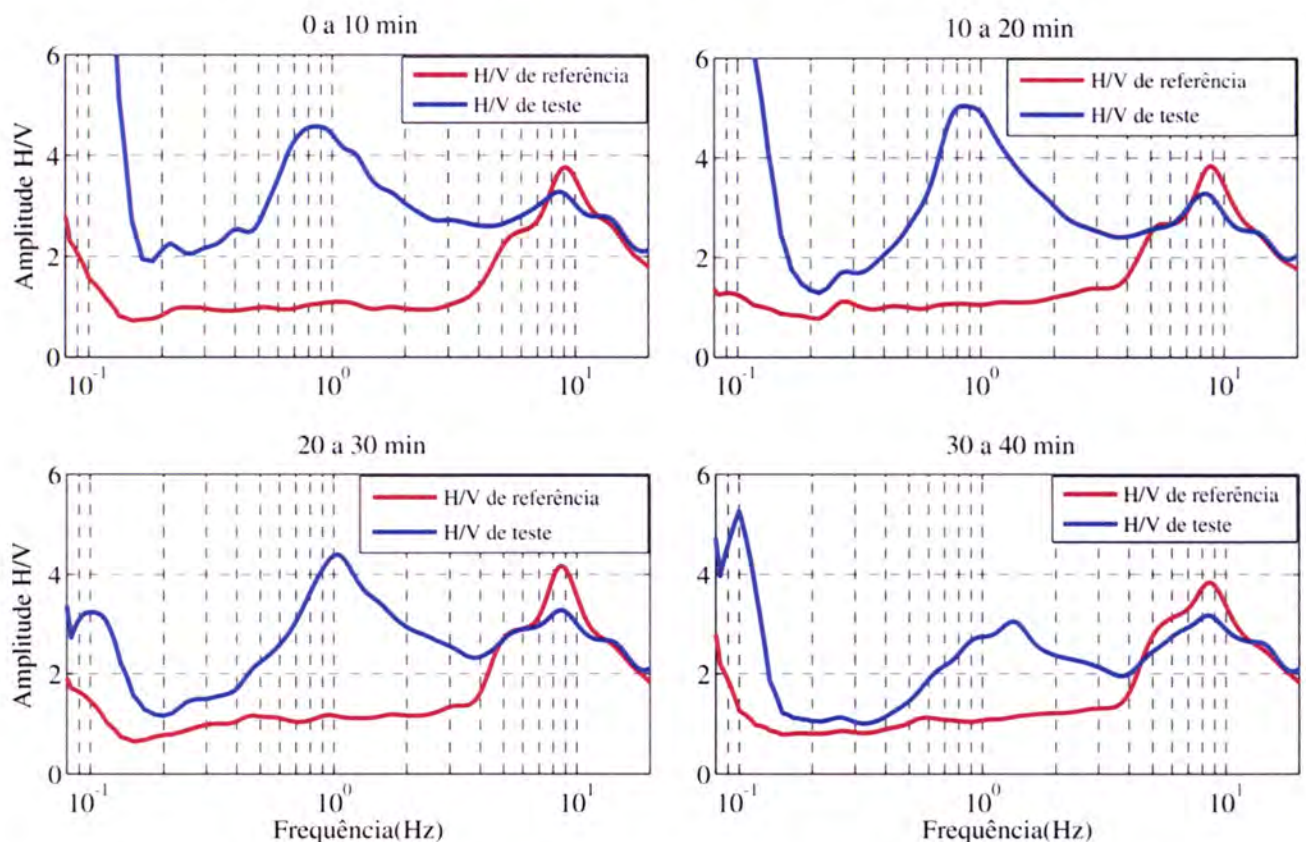
**Figura 5.3:** Teste de estabilidade do sismómetro CMG-3EXP. A comparação entre as curvas H/V calculadas com uma janela de 2 minutos mostra o efeito de estabilização nas baixas frequências nos primeiros 15 minutos de registo.



**Figura 5.4:** Teste de estabilidade do sismómetro CMG-3EXP. A comparação entre as curvas H/V média calculadas com 10 janelas de 1 minutos mostra o efeito de estabilização nas baixas frequências nos primeiros 15 minutos de registo.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

Entre as várias medições efectuadas convém destacar o registo efectuado a 30 de Novembro de 2009. Foi um dia muito chuvoso e também com um vento forte. A razão H/V do sinal registado nesse dia está representado na Figura 5.5. O procedimento utilizado é idêntico ao da Figura 5.4. Verifica-se que a curva H/V do ruído registado no sismómetro de referência não sofre nenhuma alteração significativa em relação aos outros registos feitos em dias sem chuva e com vento fraco. Enquanto a curva H/V do sinal registado no sismómetro de teste apresenta variações verifica-se um pico próximo de 1Hz e um outro aos 0.1Hz que não foi observado nos registos efectuados em dias sem chuva e vento fraco (<5m/s). Essa variação na curva H/V deve estar associado a sinais gerados pelo vento que não corresponde a vibração do solo. Estas observações estão de acordo com os resultados obtidos no SESAME (Bard, et al., 2004) de que o vento influencia fortemente o registo do ruído sísmico principalmente nas baixas frequências se o sismómetro não estiver instalado dentro de um furo. Concluiu-se também que não é recomendável fazer a medição do ruído num dia de muita chuva ou de vento forte.

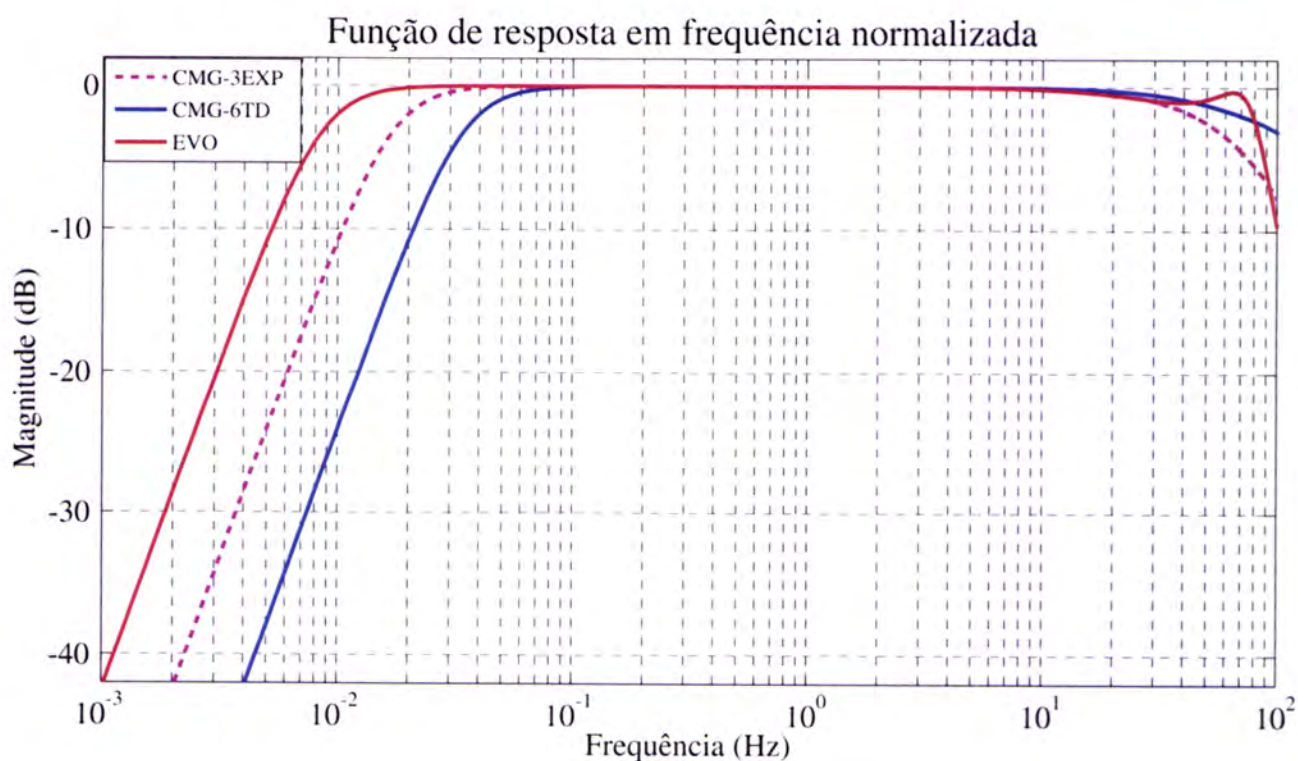


**Figura 5.5:** A comparação entre as curvas H/V do ruído registado na estação de referência e estação de teste num dia de chuva e vento forte.



### 5.2.2. Teste de estabilidade da estação CMG-6TD

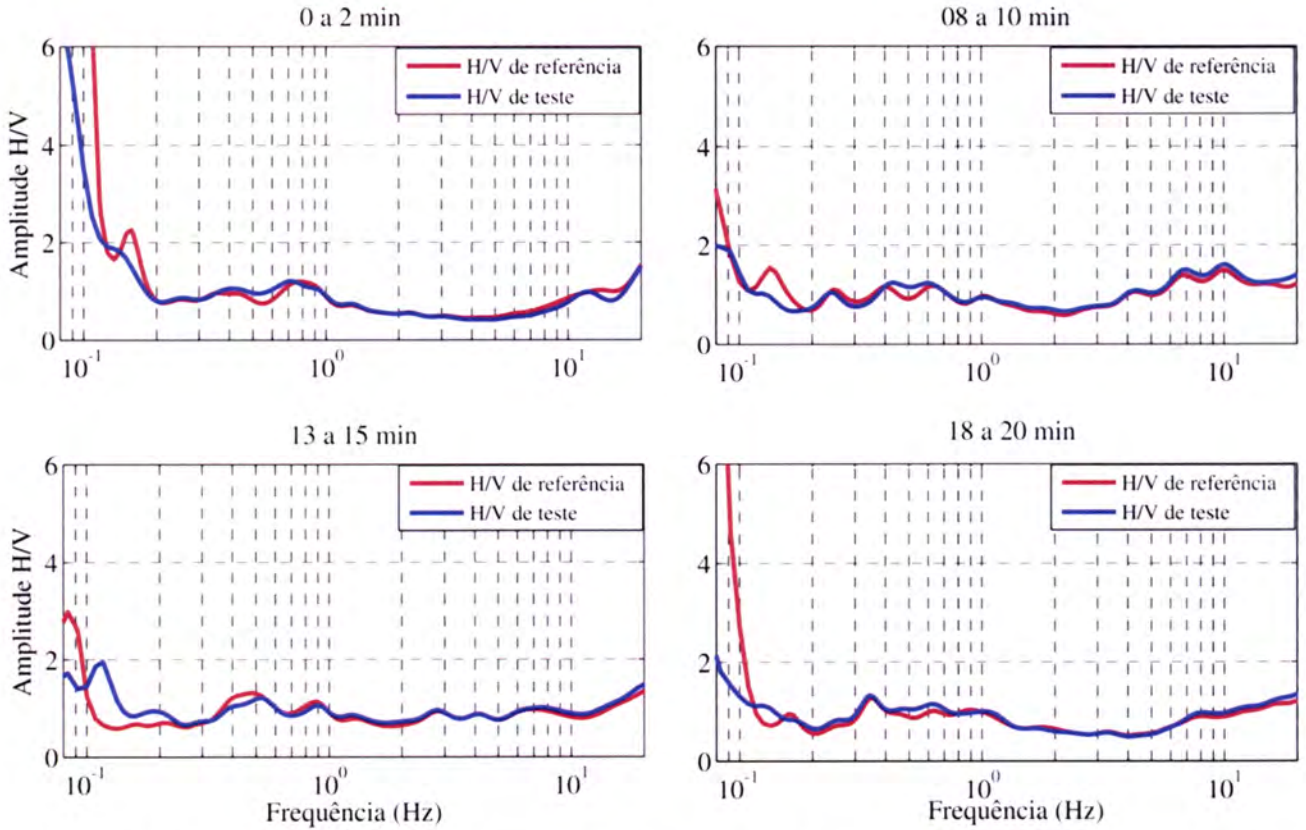
A estação de referência utilizada para estimar o tempo de estabilização da estação CMG-6TD foi a estação sismográfica da Universidade de Évora (EVO) que se encontra instalada no pólo da Mitra desta mesma universidade. A estação EVO integra a rede sísmica internacional Western Mediterranean. Todos os procedimentos utilizados aqui tanto no registo como no processamento dos dados foram idênticos aos utilizados no CMG-3EXP.



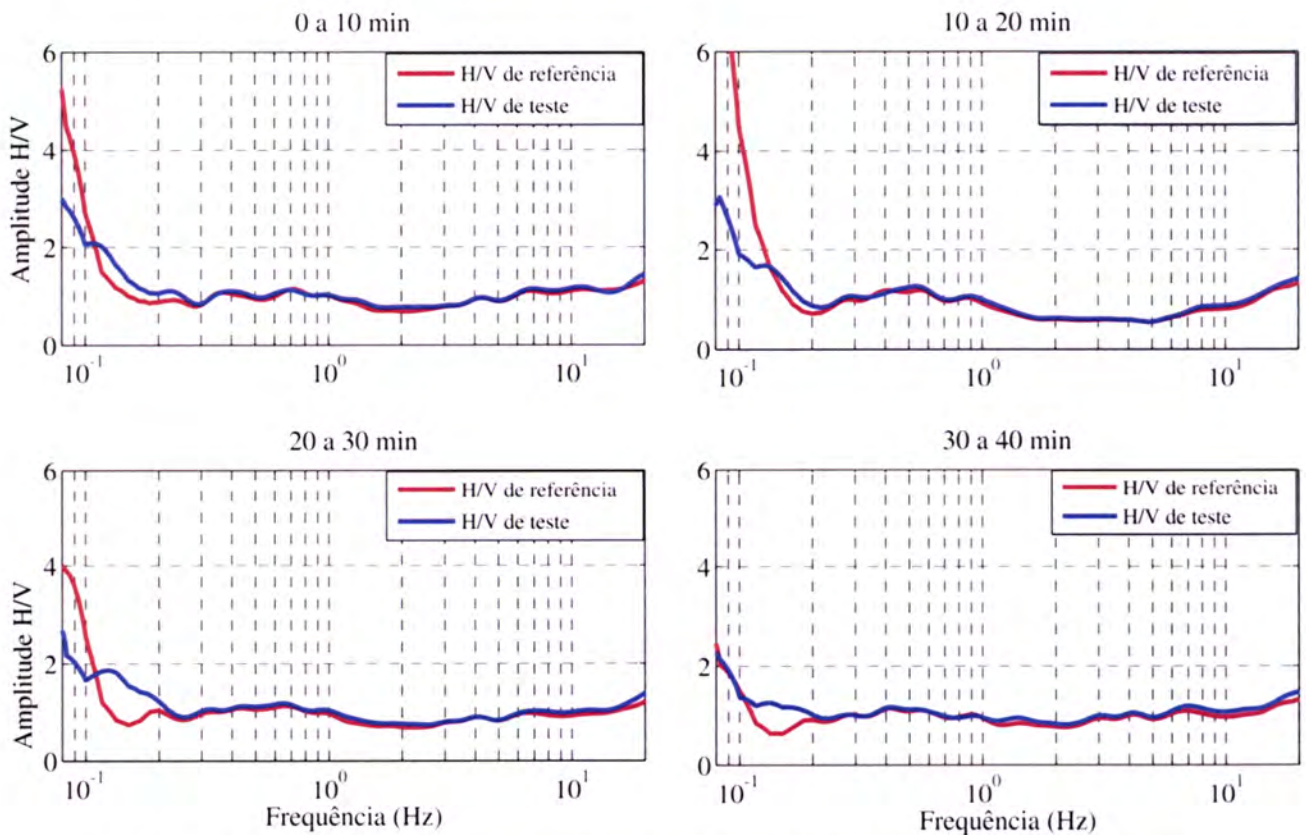
**Figura 5.6:** Representação gráfica da resposta em frequência normalizada dos três sismómetros utilizados neste estudo.

As curvas H/V das duas estações (de referência EVO, e de teste CMG-6TD), determinadas com uma janela única de 2 minutos distribuídas entre 0 a 20 minutos, estão representadas na Figura 5.7, e as que foram determinadas com 10 janelas de 1 minuto estão representadas na Figura 5.8.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico



**Figura 5.7:** Teste de estabilidade do sismómetro CMG-6TD. A comparação entre as curvas H/V calculadas com uma janela única de 2 minutos.



**Figura 5.8:** Teste de estabilidade do sismómetro CMG-6TD. A razão H/V foi determinado com 10 janelas de 1 minuto cada.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

Conclui-se, para os diferentes instrumentos testados que o efeito estabilização não tem uma influência significativa na razão H/V no domínio das altas frequências ( $f > 1\text{Hz}$ ). Concluí-se também, tal como no teste anterior, que são necessários 15 minutos de período de estabilização para que o ruído sísmico registado nas duas estações seja fiável.

### 5.3. Campanha de recolha dos dados de ruído ambiente

No contexto deste estudo, fizemos uma campanha de medições das vibrações sísmicas ambientais no VIT em Maio de 2010. As medições foram feitas com a estação banda larga portátil CMG-6TD. A taxa de amostragem para todas as medições foi de 100 Hz.

Durante a preparação da campanha as coordenadas dos sítios de registo foram projectadas no mapa em dois perfis com tendências NW-SE perpendiculares ao eixo da Bacia. O primeiro perfil designado por VFX-BV corresponde a 10 pontos localizados entre Vila Franca de Xira (VFX) e Benavente (BV). O segundo designado por VFX-SC corresponde 5 pontos situados entre VFX e Samora Correia (SC) (Fig. 5.10). Para cada um dos perfis dois pontos consecutivos no mapa foram marcados com uma distância de 2.5km.

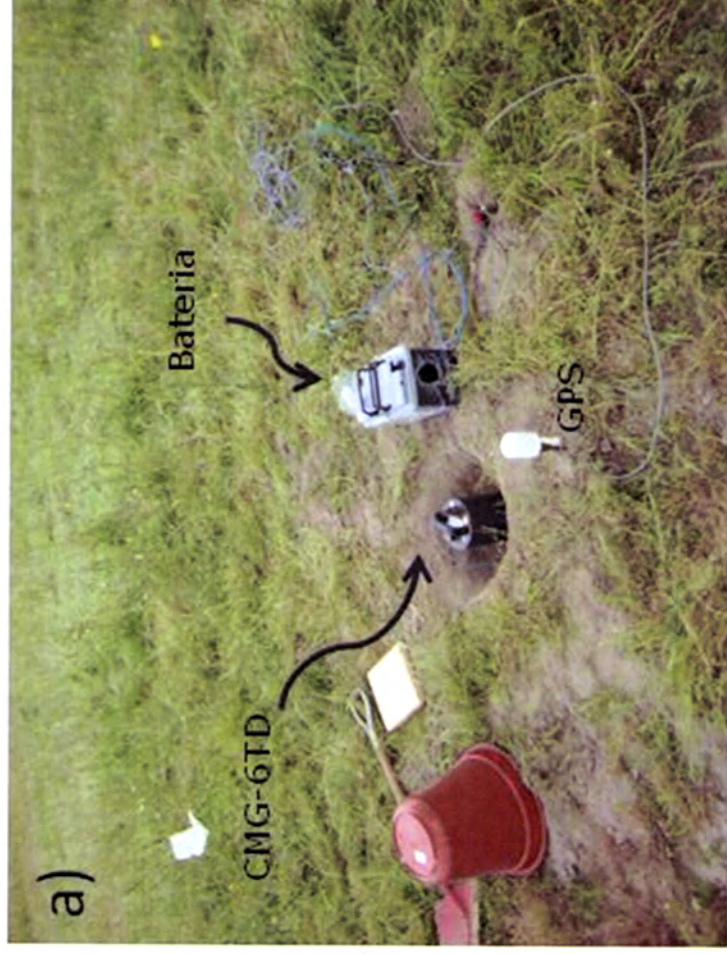
Nem sempre foi possível fazer a medição no ponto previamente marcado. Muitos situam-se em locais de difícil acesso, uns estavam dentro de um terreno cultivado, outros dentro de uma propriedade privada sem autorização para entrar, e ainda outros encontravam-se localizados nas imediações de fontes de ruídos transientes, como fábricas, estradas, máquinas a trabalhar etc. Devido a esses constrangimentos os registos foram feitas em locais próximos do previsto com uma distância que varia entre 2 a 4km. O ruído foi registado durante uma hora em todos os pontos do perfil, intervalo de tempo foi suficientemente para permitiu calcular a razão H/V, com uma boa precisão, nas baixas frequências.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

O sismómetro foi sempre instalado sobre solo consolidado, longe de fontes de activas de ruído, para evitar a contaminação do sinal com ruídos transientes tais como: veículos em movimento, pessoas caminhando, fábricas, máquinas a trabalhar no campo, etc. Nos locais que apresentam solos moles foi feito um furo de 10 a 20cm (Fig. 5.9 a)).

Para cada um dos pontos, foi preenchido uma ficha de informação normalizada (Apêndice A), detalhando nesta as condições do local e as características dos eventos registados durante a medição. Os dados foram adquiridas de acordo com as recomendações dos procedimentos experimentais descritas no manual de utilizador elaborado no do projecto europeu SESAME (<http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>). O registo efectuado nos sítios VFX-SC3, VFX-SC4 e VFX-BV6 foi feito sob um vento muito forte, o que poderá ter influenciado a curva H/V destes sítios. Nota-se ainda que, devido a avaria no sismómetro CMG-6TD, os registo só ficaram concluídos no mês de Julho de 2010.

Além dos dois perfis VFX-BV e VFX-SC foram efectuados ainda registo do ruído em três pontos situados entre Barreiro e Marateca (perfil B-M) e Poceirão onde existem dados de sondagem e/ou de estudos de gravimetria. O objectivo dessa medição foi de comparar o nosso resultado com outros obtidos por outras técnicas. Neste ultimo caso o instrumento utilizado foi o sensor CMG-3EXP conectado ao digitalizador DM24 e o registo foi feito durante uma hora e meia. As coordenadas dos sítios onde ruído foi registado estão listados na tabela 5.1 e representados no mapa da Figura 5.10.



**Figura 5.9:** Registo do ruído sísmico ambiente no Vale Inferior do Tejo com o sismómetro CMG-6TD. a) Nos sítios que têm solos moles foi feito um pequeno furo; b) balde utilizado para proteger o sensor do vento.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

Sítios	Longitude (°)	Latitude (°)
VFX-CS1	-8.97139	38.97615
VFX-CS2	-8.94132	38.95268
VFX-CS3	-8.92699	38.95369
VFX-CS4	-8.89897	38.94124
VFX-CS5	-8.84325	38.93621
VFX0	-8.9869	38.97338
VFX	-8.9785	38.96121
VFX-BV1	-8.96127	38.97218
VFX-BV2	-8.92916	38.97165
VFX-BV3	-8.9043	38.97058
VFX-BV4	-8.88469	38.9711
VFX-BV5	-8.84488	38.98402
Benavente	-8.80587	38.9802
VFX-BV6	-8.80034	38.9721
VFX-BV7	-8.76828	38.95942
Poceirão	-8.74015	38.66173
Bar-Mar1	-9.05467	38.67179
Bar-MAr2	-8.83665	38.57013
Bar-Mar3	-8.6964	38.50414

**Tabela 5.1:** Coordenadas dos pontos onde foram registados o ruído sísmico.

### 5.4. Conclusão

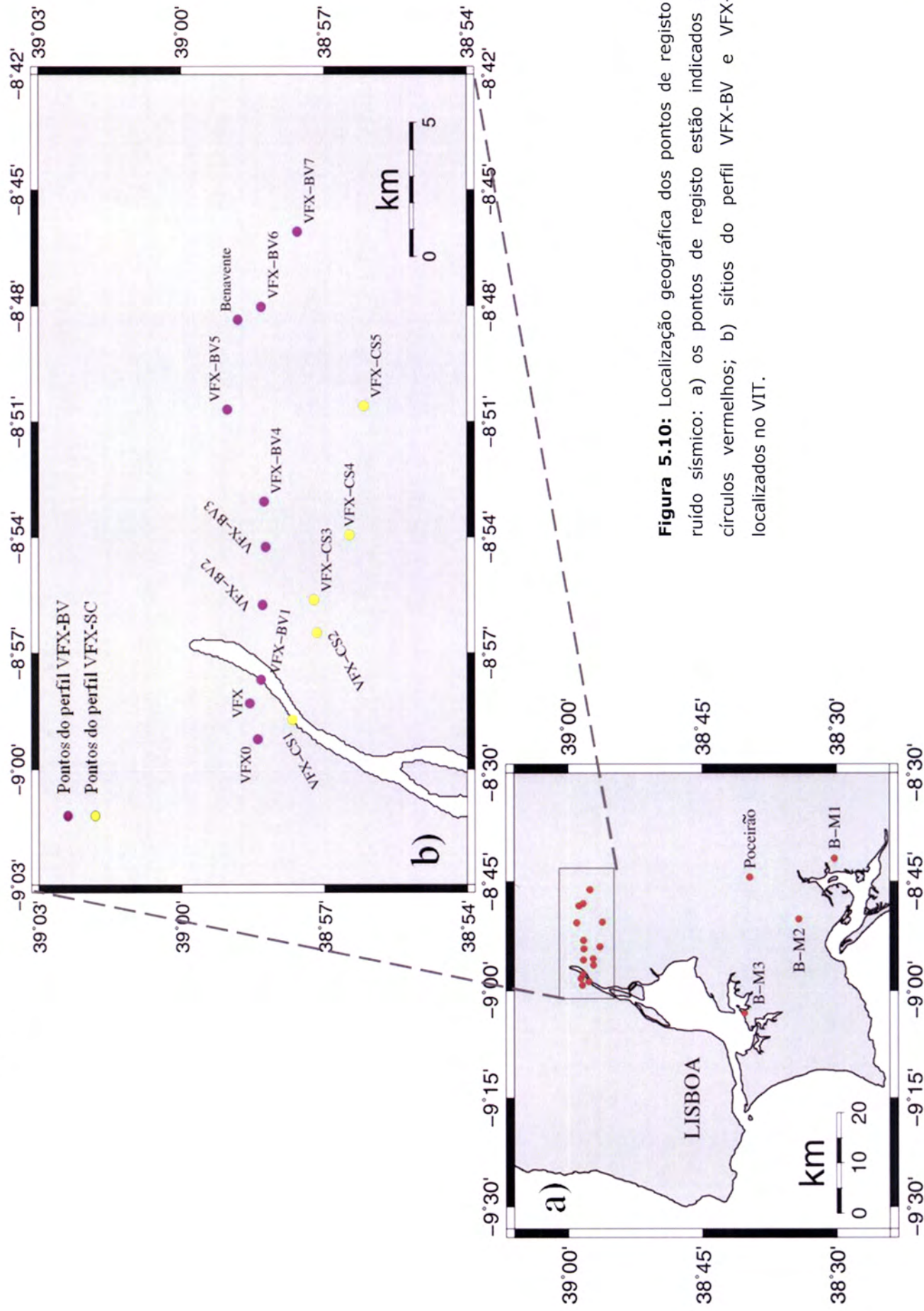
O teste dos sismómetros utilizados no trabalho de campo mostra que depois de 15 minutos de estabilização fornecem dados fiáveis do movimento do solo para gama de frequências Maiores de 0.1Hz. No entanto verifica-se que esse tempo diminui significativamente após a primeira medição, e para o mesmo dia. Estes resultados também sugerem que não é recomendável fazer a medição do ruído em dias ventosos. O ventos (>5m/s) pode influenciar fortemente a os resultados da razão H/V através da introdução de grandes perturbações nas baixas frequências (inferiores a 1 Hz) que não estão relacionados aos efeitos sítio.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico

O sensor CMG-3EXP responde bem no domínio das baixas frequências, no entanto não é recomendável em trabalho de campo devido a dificuldades operacionais, pois é muito sensível a choque e poderá sofrer danos quando transportado, razão porque preferimos utilizar instrumentos de maior portabilidade como o CMG-6TD.

A amplitude do ruído sísmico nas componentes horizontal é maior do que na componente vertical principalmente quando o registo é feito nos sedimentos no centro da bacia. Esse efeito é ainda mais acentuado nas baixas frequências.

## Cap. 5- Campanha sísmica - Recolha dos dados de Ruído Sísmico



**Figura 5.10:** Localização geográfica dos pontos de registo do ruído sísmico: a) os pontos de registo estão indicados por círculos vermelhos; b) sítios do perfil VFX-BV e VFX-CS localizados no VIT.



## **Capítulo 6- Processamento de dados**

### 6.1. Introdução

O processamento dos dados de ruído sísmico registados durante a campanha, descrita no capítulo V, obedeceu a três passos fundamentais:

- 1) Cálculo da razão espectral H/V;
- 2) Cálculo da profundidade das camadas utilizando a equação empírica 6.7 e a frequência de ressonância observada nas curvas H/V e parâmetros  $a$  e  $b$  determinados por Ibs-Von Seth e Wohlenberg (1999), Parolai et al., (2002) e Hinzen et al., (2003);
- 3) Determinação do modelo de velocidades pela inversão das curvas H/V.

### 6.2. Cálculo da razão espectral HV

A razão espectral H/V foi calculada com recurso aos programas e procedimentos utilizados nos pacotes de software *Geopsy* elaborado pelo consórcio SESAME. Este programa faz uso de uma interface gráfica orientada para o utilizador, o que permite uma organização, visualização e processamento das séries temporais tendo em vista a obtenção das curvas H/V e emprega funções de selecção automática de janelas, o que permite o cálculo da razão espectral H/V com uma rapidez satisfatória.

#### 6.2.1. Algoritmo do software Geopsy

Geopsy é o nome de um projecto de desenvolvimento de software para aplicações à geofísica e sismologia e é também o nome da principal aplicação desenvolvida neste projecto. O algoritmo deste programa - o mesmo que o aplicado no software J-SESAME (Koller et al., 2004) está representado

## Cap. 6- Processamento dos dados

esquemáticamente na Figura 6.1 e o procedimento para a obtenção das curvas H/V a partir das três componentes do registo é descrito da seguinte forma:

1. Selecção das três componentes (vertical  $Z$ , norte-sul  $N$ , e este-oeste  $E$ ) dum sinal do ruído sísmico de fundo;
2. Selecção um número  $n_i$  de janelas estacionárias simultaneamente nas três componentes (por exemplo, usando um algoritmo de anti-trigger LTA/STA) a fim de evitar transientes;
3. Cálculo do espectro de cada componente  $S_Z(n_i)$ ,  $S_N(n_i)$  e  $S_E(n_i)$  em cada uma das  $n_i$  janelas;
4. Suavização do espectro (para cada  $n_i$  janelas) usando, por exemplo, o algoritmo de Konno e Ohmachi (1998);
5. Cálculo da média quadrática dos espectros horizontais suavizados  $S_{H(n_i)}$  (componentes norte-sul e este-oeste) por cada janela obedecendo à fórmula:

$$S_H(n_i) = \sqrt{\frac{S_N^2(n_i) + S_E^2(n_i)}{2}} \quad (6.1)$$

6. Cálculo da razão espectral  $H/V(n_i)$  de cada janela:

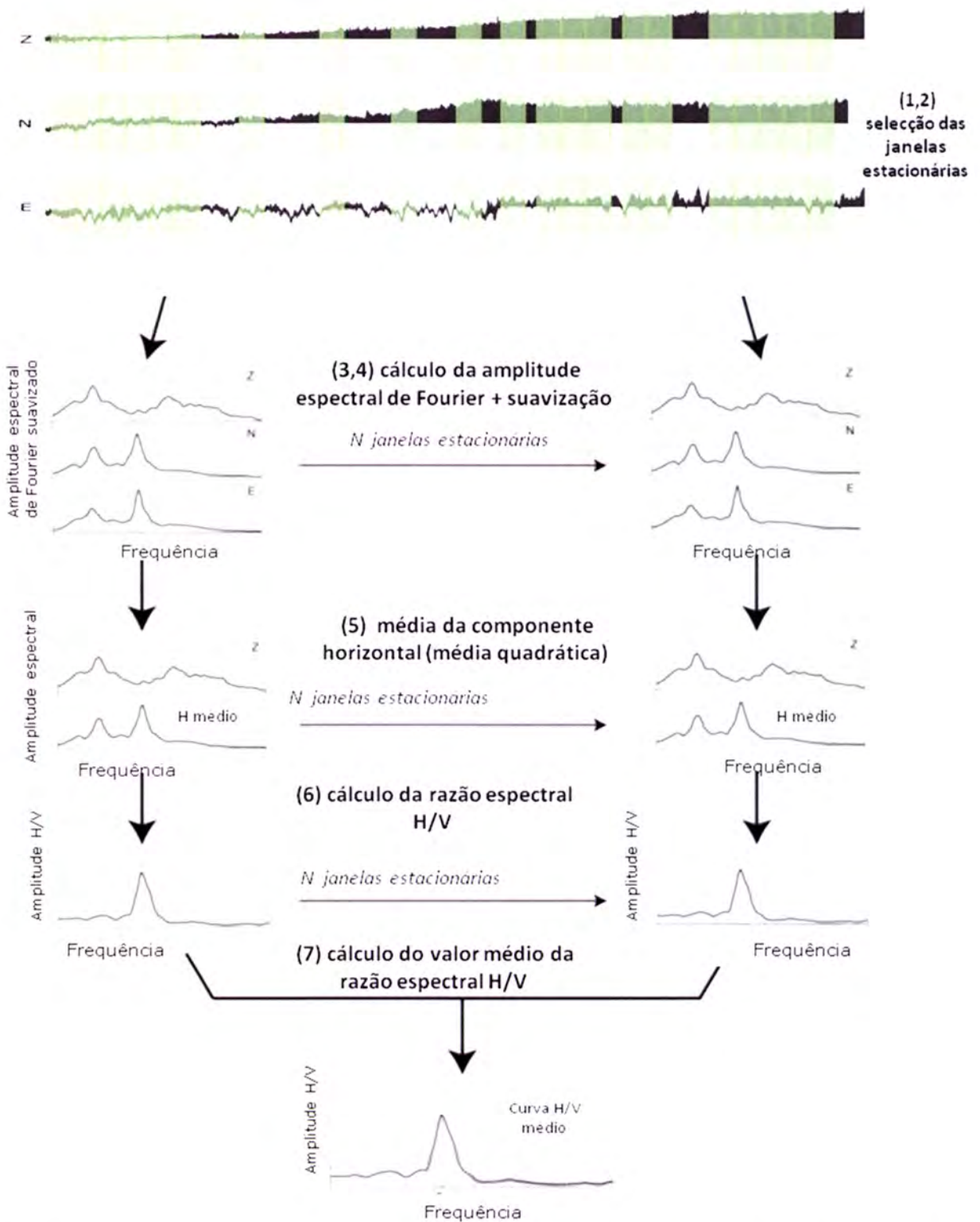
$$H/V(n_i) = \left( \frac{S_H(n_i)}{S_Z(n_i)} \right) \quad (6.2)$$

7. Média geométrica da razão espectral H/V para todas as janelas:

$$H/V = 10^{\frac{\sum \log_{10}(H/V(n_i))}{n_i}} \quad (6.3)$$

8. Determinação da frequência  $f_{hv}$  do(s) pico(s) da curva H/V, e interpretação da mesma.

## Cap. 6- Processamento dos dados



**Figura 6.1:** Representação esquemática da cadeia de processamento do Geopsy: (1,2) selecção de  $N$  janelas estacionárias dum sinal do ruído (3-componentes), (3,4) cálculo e suavização dos espectros das janelas, (5) cálculo da média quadrática do espectro horizontal para  $N$  janelas, (6) Cálculo da razão espectral H/V final (+/- desvio-padrão) pela média geométrica das razões espectrais de  $N$  janelas (modificado a partir de Bennefoy-Claudet, 2004).

### 6.2.2. Cálculo da razão H/V

O sinal dos três componentes (Norte-Sul, Este-Oeste, e Vertical) registados em cada um dos sítios foi agrupado num único ficheiro de formato Geopsy. O cálculo H/V foi realizado com os seguintes passos:

#### A. Corte e eliminação do tempo de estabilização do instrumento

A razão H/V foi calculada com uma janela de tempo de comprimento de 15-60 minutos extraídos sobre o sinal bruto medido nos perfis VFX-BV e VFX-SC e uma janela de comprimento 30-90 minutos registados no perfil B-M.

#### B. Parâmetros das janelas

O segundo passo do processo consiste em seleccionar janelas de sinal estáveis, no qual foi detectado usando o sistema anti-trigger como recomendado no manual de utilizador SESAME. Os parâmetros de selecção automática das janelas foram concebidos para eliminar transientes que apareceram no sinal numa dada faixa de frequência sem levar em conta a natureza do transiente presente, nem o seu efeito no resultado da curva.

Parâmetros de selecção automática das janelas:

- Nível médio de amplitude do sinal durante um período de tempo muito maior (LTA): 20 a 25 segundos;
- Nível médio de amplitude do sinal durante um curto período de tempo (STA): 5 a 7 segundos;
- Valor máximo para o limiar LTA/STA: 2 a 2.5;
- Valor mínimo para o limiar LTA/STA: 0.2;
- Comprimento das janelas seleccionadas: entre 100 a 120s. As janelas foram seleccionadas sem sobreposição. Nota-se que a escolha de comprimento da janela foi a mesma durante todo o cálculo da razão H/V. Com a escolha deste parâmetro o programa ajusta o comprimento da janela preferencialmente com o valor máximo, se não, com maior valor possível, (entre 100 e 120s).

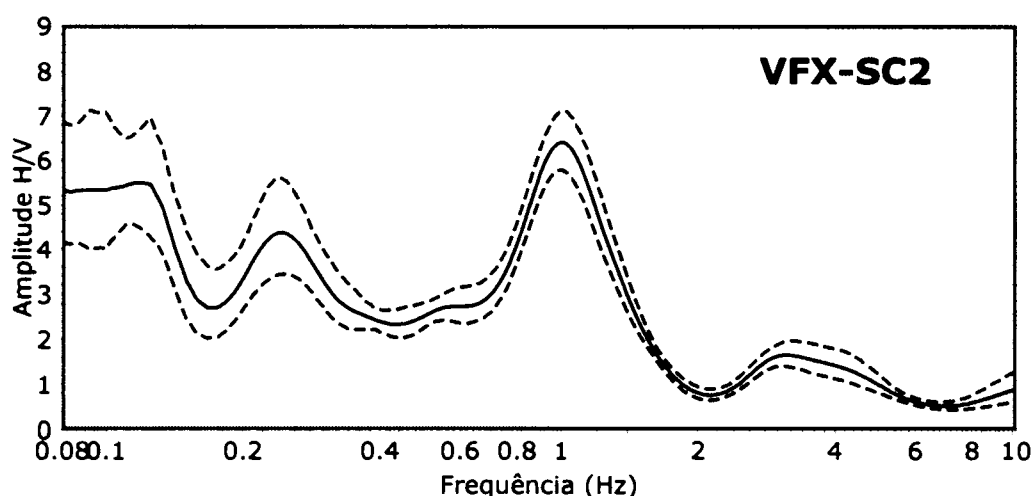
## Cap. 6- Processamento dos dados

Após a selecção dos parâmetros acima referidos o programa procura automaticamente por janelas de tempo que satisfazem esses critérios. Quando uma janela estiver seleccionada, procura a próxima janela.

### Processamento das janelas

- *Taper co-seno* com uma largura de 10% foi aplicado;
- *FFT* dos três componentes (NS, EW, Z) foi calculado para obter as três amplitudes espectrais;
- O espectro de Fourier dos três componentes calculados, foi suavizado com uma janela de Konno e Ohmachi (1998) com largura da banda 20;
- O espectro horizontal médio foi obtido pela média quadrática dos componentes horizontais (NS e EW).

Tentamos ao máximo seguir as recomendações propostas no manual de utilizador de SESAME relativo ao número mínimo de ciclos e o comprimento mínimo das janelas: estas informações estão listadas nas Tabelas B1, B2 e B3 do Apêndice. Na Figura 6.2 está exemplificado o cálculo da razão espectral para o sítio de VFX-SC2. As informações detalhadas sobre os resultados da razão H/V de cada sítio estão também listadas nas Tabelas B1 B2 e B3 do Apêndice e as curvas encontram-se no Apêndice D.



**Figura 6.2:** Exemplo da razão espectral calculada para o sítio de VFX-SC2. A linha em continue representa a média geométrica de H/V de todas as janelas e as duas linhas tracejadas representam o desvio padrão de H/V. As linhas vermelhas indicam a frequência mínima fiável para a razão H/V calculada.

### 6.3. Frequência do pico H/V e a espessura de sedimentos

O modelo de uma camada única sobre o espaço semi-infinito pode ser usado como uma primeira aproximação para relacionar os valores da frequência do pico H/V com a espessura das camadas de sedimentos. Neste modelo simples, os sedimentos são tratados como a camada única, superficial, e cuja origem do pico fundamental da razão espectral H/V se encontra relacionada com a ressonância da onda S na camada sedimentar ( $\lambda/4$  hipótese de ondas de cisalhamento, Nakamura, 1989). Para sítios que podem ser aproximados como um modelo de duas camadas, a frequência de ressonância sísmica  $f_{r_n}$ , do modo  $n$  pode ser relacionada com a espessura dos sedimentos,  $h$  por:

$$f_{r_n} = \frac{(2n+1)v_s}{4h} \quad (6.4)$$

onde  $v_s$  é a velocidade média da onda de corte da camada sedimentar sobre o substrato rochoso (IBS-von Seht e Wohlenberg, 1999). A frequência fundamental de ressonância  $f_{r_0}$  é dada quando  $n=0$ , e a frequência de ressonância dos modos superiores é dada quando  $n>0$ .

Nas bacias sedimentares, a dependência da profundidade com a velocidade das ondas S pode ser descrita pela uma relação da lei de potência (Bundy, 1984) da forma:

$$v_s(Z) = v_{s_0}(1+Z)^x \quad (6.5)$$

Aqui,  $Z$  é a profundidade,  $v_{s_0}$  a velocidade da onda S à superfície, sendo  $Z = Z/Z_0$ ,  $Z_0 = 1m$ , e o parâmetro  $x$  descreve a dependência da velocidade com a profundidade (Ibs-von Seth e Wohlenberg, 1999). Neste caso,  $h$  pode ser obtido a partir de  $f_r$  pela integração da função de velocidade com parâmetros fixos  $v_{s_0}$  e  $x$  sobre o intervalo de profundidade desde a superfície até a profundidade do contraste sísmica resultando em:

## Cap. 6- Processamento dos dados

$$h = \left[ \frac{v_{s0}(1+x)}{4fr} \right]^{1/(1-x)} - 1. \quad (6.6)$$

Ibs-von Seth e Wohlenberg (1999) derivaram uma relação empírica entre a frequência do pico H/V  $f_{(H/V)}$  e  $h$  da seguinte forma:

$$h = af_{(H/V)}^b \quad (6.7)$$

Esta equação pode ser usada para obter empiricamente os parâmetros  $a$  e  $b$  (relacionados com  $v_{s0}$  e  $x$ ) por ajuste de dados de frequência de ressonância nos sítios onde são conhecidos as informações sobre a espessura de sedimentos  $h$  (por exemplo, dados de sondagens).

Ibs-von Seht e Wohlenberg (1999), Parolai et al., (2002) e Hinzen et al., (2003) utilizaram os dados de sondagem em Lower Rhine Embayment (LRE) a Noroeste de Alemanha, para calibrar a equação 6.7. Os parâmetros  $a$  e  $b$  encontrados por esses autores estão listados na Tabela 6.1.

Parâmetros de ajuste		Referências
a (m)	b	
<b>96</b>	-1.388	Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999
<b>108</b>	-1.551	Porolai, et al., 2002
<b>137</b>	-1.190	Hinzen, Klaus-G. et al., 2003

**Tabela 6.1:** Parâmetros  $a$  e  $b$  da relação empírica entre a frequência do pico H/V e a profundidade do contraste sísmico dominante, estimado em três estudos efectuados em LRE (Hinzen, Klaus-G. et al., 2003).

No nosso local de estudo as informações sobre a profundidade dos sedimentos, que dispomos são insuficientes para calibrar a equação 6.7 para o VIT. Por este motivo, preferimos utilizar os valores de  $a$  e  $b$  da tabela 6.1 para determinar a profundidade do contraste de impedância observados nos picos de frequência, a partir da relação (6.7).



## Cap. 6- Processamento dos dados

O primeiro pico de frequência observadas próximo de 0.2Hz foi considerado como  $f_0$  e o segundo pico como  $f_1$ . Os resultados estão listados nas Tabelas B1 B2 e B3 do Apêndice. Estes resultados mostram que o primeiro contraste de impedância está à profundidade perto dos 100m e a segunda entre 600 a 1000m de profundidade.

### 6.4. Inversão das Curvas H/V

A aplicação da equação empírica 6.7 para determinar a profundidade de contraste de impedância fornece uma visão aproximada e geral da estrutura do subsolo nas regiões onde a base morfológica não é conhecida. No entanto de acordo com a equação 6.7, podemos constatar que para o mesmo valor da frequência de ressonância, a espessura da camada sedimentar aumenta com a velocidade das ondas S sob o sítio e leva em conta somente a velocidade média das ondas S nos sedimentos.

Para ter uma noção mais realista da profundidade das discontinuidades com reflexo nas curvas H/V recorreu-se à inversão destas mesmas curvas. Para tal utilizou-se o programa ModelHVSR (Herak, 2008).

ModelHVSR é uma ferramenta de Matlab que serve para lidar com vários aspectos da análise e interpretação das medições do ruído ambiente. É constituída por uma série de módulos, cada uma dedicada a um tema específico. No nosso caso usamos o módulo *INV\_HVSR* e *CONF\_LIM*.

O *INV\_HVSR* é o módulo que inverte a razão H/V observada para encontrar modelo de solo que melhor se ajusta à curva de campo. O programa faz a inversão do espectro da razão H/V observado pela perturbação de Monte Carlo dos parâmetros do modelo inicial, para obter o melhor ajuste com o modelo observado. O modelo inicial consiste em seis parâmetros para cada camada (excepto para o meio semi-infinito). Os parâmetros são: velocidade das ondas P e S, densidade, espessura da camada, e os factores de qualidade

## Cap. 6- Processamento dos dados

$Q_P$  e  $Q_S$ . Qualquer destes parâmetros pode ser fornecido como informação *a priori* obtida através de métodos geofísicos ou aplicação outras técnicas como a reflexão sísmica ou dados recolhidos em sondagens.

Foi constituído um modelo de partida para o qual a espessura das camadas e os parâmetros da base do Cenozóico foram obtidas a partir dos dados do furo de Samora Correia 1A (Tabela 6.2) localizado próximo do sítio VFX-BV3 (Fig. 7.3). Os restantes parâmetros são os resultados dos modelos obtidos por Carvalho (Comunicação pessoal) na zona do perfil B-M e dos dados de reflexão efectuados da zona de Vila Franca de Xira e Porto Alto (Carvalho, et al., 2006). Foram igualmente fixados os valores da densidade e os factores de qualidade ( $Q_P$  e  $Q_S$ ) e deixados livres, para que o programa ajuste a curva H/V teórica, os restantes parâmetros, fornecendo a estes uma variância de 5 a 15%.

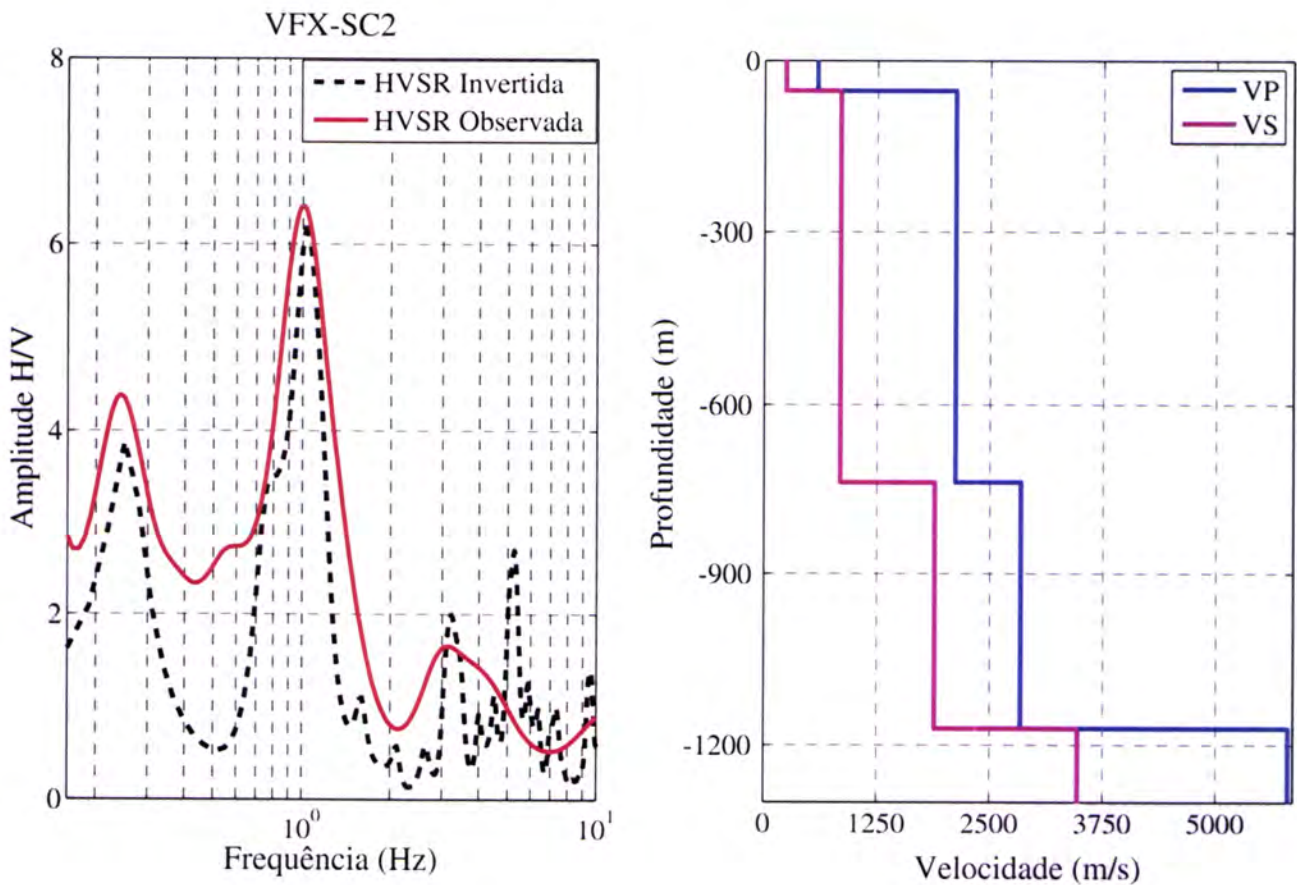
Para a primeira descontinuidade (considerada a base de Plisto-Quaternário) impôs-se uma espessura de 60m, obtida com base nos resultados de refracção sísmica obtidos por Carvalho, et al., 2006 para a região de Porto Alto. De acordo com os dados de furo de Samora (Tabela 6.2), a segunda descontinuidade corresponde ao topo do Jurássico médio (o Cretácico e o Jurássico superior parece estar ausente numa parte bastante extensa da Bacia). Como as curvas não apresentam um pico estreito em  $f_0$  (Apêndice D) impôs-se uma camada intermédia que pretende simular um gradiente de velocidade que deverá existir na zona de transição. Utilizou-se o mesmo procedimento em VFX-BV1, VFX-SC1 e VFX para ajustar a pico  $f_1$ .

Formação	Prof. Topo (m, KB)	Prof. Topo (m, NMM)	Velocidade média (m/s)
Pliocénico	0	5,3	2476
Intra-Neogeno (intra Miocénico)	560	554,7	2476
Paleogénico	781	775,7	2476
Brenha (Batoniano-Jurássico médio)	1077	1071,7	4095

**Tabela 6.2:** Dados do poço de Samora Correia 1A (Carvalho, 2010).

## Cap. 6- Processamento dos dados

Em todos os ensaios de inversão utilizou-se o módulo *CONF\_LIM* (limite de confiança) para verificar os limites de confiança dos parâmetros do modelo encontrado. A interface *CONF\_LIM* usa a última função de erro calculada para determinar intervalos de confiança. Portanto, quando a última perturbação, envolveu intervalos muito estreitos em torno da melhor solução, o modelo é aceite. No gráfico da Figura 6.4 apresenta-se um exemplo dos resultados da inversão para o sítio de VFX-SC2. Os restantes resultados encontram-se no anexo (E).



**Figura 6.4:** Exemplo dos resultados da inversão das curvas H/V para o sítio de VFX-SC2.

### **6.5. Conclusão**

As curvas H/V obtidas a partir de dados registados no Vale Inferior do Tejo apresentam picos de ressonância em duas faixas de frequências fundamentais centradas em 0.22Hz, e a 1Hz, respectivamente. Em alguns sítios (Apêndice B2) surgem picos aos 0.1Hz, no entanto estes situam-se no limite de confiança do instrumento, não podendo, por isso, considerá-los fiáveis. As profundidades calculadas com as fórmulas empíricas indicam que há uma descontinuidade Neogeno-Paleogeno, mas, de acordo com os dados de furo de Samora Correia 1A nessa interface não contraste de velocidade das ondas P. Os resultados da inversão indicam que o contraste de velocidade das ondas S é muito maior do que a das ondas P, ou seja a razão de Poisson diminui.

## **Capítulo 7- Análise e interpretação dos resultados**

## 7.1. Interpretação das curvas H/V

Na região do VIT as curvas H/V exibem uma característica comum: apresentam picos de ressonância bem definidos em torno das frequências de 1Hz e 0.24Hz, e em alguns sítios apresentam um máximo, mal definido, próximo da frequência de 0.1Hz (Apêndice D).

A fim de fazer uma análise mais objectiva sobre as curvas H/V calculadas vamos utilizar as condições de fiabilidade e da pico claro propostas no manual de utilizador SESAME (<http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>). Resumidamente, estes critérios relacionam o valor da frequência  $f_0$  de pico H/V com o comprimento  $l_w$  mínimo de cada janela de ruído seleccionado ( $f_0 > 10/l_w$ ) e com o número mínimo de ciclos  $n_c$  para todas as janelas ruído  $n_w$  seleccionados ( $n_c = l_w * n_w * f_0 > 200$ ). Eles exigem também que o logaritmo do desvio-padrão  $\sigma_A(f)$  da amplitude da curva H/V seja limitado por “valores aceitáveis” à volta do pico da frequência H/V  $\sigma_A(f_0) < \log_{10}(\alpha)$ , onde  $\alpha$  depende do valor da frequência mínima (Tabela 3).

Faixa de frequência (Hz)	<0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\alpha$	0.30	0.25	0.20	1.78	1.58

**Tabela 7.1:** mínimos associados à curva de fiabilidade da curva H/V.  $\sigma_A(f_0) < \log \alpha$

Para que um pico seja claro impõe-se:

- i.  $\exists f^- \in [f_0, 4f_0]: A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$ ;
- ii.  $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0]: A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$ ;
- iii.  $A_0 > 2$

A frequência e a amplitude e de cada um dos picos, bem como os desvios padrão, estão representados nas tabelas B1 a B3 do Apêndice B. A aplicação destes critérios às curvas H/V leva-nos a considerar que os picos a 0.1Hz em alguns sítios no VIT (tabela B2 do Apêndice B) não são fiáveis e

## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados

portanto não foram tidos em conta no processo de inversão. Um outro motivo que nos levou a excluir estes picos prende-se com o facto de que o registo efectuado no sítio VFX não apresenta nenhuma amplificação próximo de 0.1Hz. A medição do ruído sísmico em VFX foi realizado fora do horário de trabalho ou seja num fim-de-semana concretamente sábado 23 de Julho de 2010 entre 8 e as 9 horas da manhã. Por isso a origem do pico aos 0.1Hz pode estar associado a fontes artificiais de vibração ambiente a baixas frequências (como caminhões pesados, fábricas, máquinas de obras públicas ou agrícolas), numa distância próxima a intermediária (dentro de poucas centenas de metros).

De todos os registos efectuados, apenas nos sítios VFX-SC4 e VFX-SC5 não foram consideradas fiáveis por as medições do ruído terem sido efectuados sob o efeito de um vento forte e por isso não são consideradas na interpretação final. Em particular, as frequências de ressonância da curva VFX-SC5 são próximas das outras, mas as amplitudes parecem adulteradas pelo efeito do vento. Verifica-se também que em VFX-SC4 há uma amplificação do sinal em toda a gama de frequência.

Tendo em conta a análise anterior, e pelo que se conhece da estrutura da Bacia, conclui-se claramente que, como seria de esperar, a frequência de ressonância diminuí com o aumento da espessura dos sedimentos. Em VFX0, situado sobre rochas Mesozóicas (Fig. 7.5), nenhuma amplificação é observada. Deslocando para o centro da bacia em Vila Franca de Xira (sítios VFX, VFX-CS1 e VFX-BV1), já sobre os sedimentos quaternários, verifica-se uma amplificação do solo muito claro a 1Hz. Para os sítios localizados, a Leste do Rio Tejo, surge um outro pico a 0,24Hz. Convencionamos que frequência de ressonância aos 0.24Hz é a frequência fundamental vibração  $f_0$  e a frequência do pico a 1Hz como  $f_1$ . Verifica-se também que a amplitude de  $f_0$  aumenta à medida que nos deslocamos na direcção de Benavente, enquanto a amplitude  $f_1$  varia no sentido inverso. Entre VFX-BV4 e VFX-BV5 parece haver uma inversão de amplitude entre  $f_1$  e  $f_0$ . A partir de VFX-BV5 em direcção a Este a amplitude de  $f_0$  passa ser maior do que a de  $f_1$ .

## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados

No perfil B-M apenas em B-M1 apresenta uma amplificação aos 0.6Hz, em B-M2 e B-M3 nenhum máximo fiável é observado.

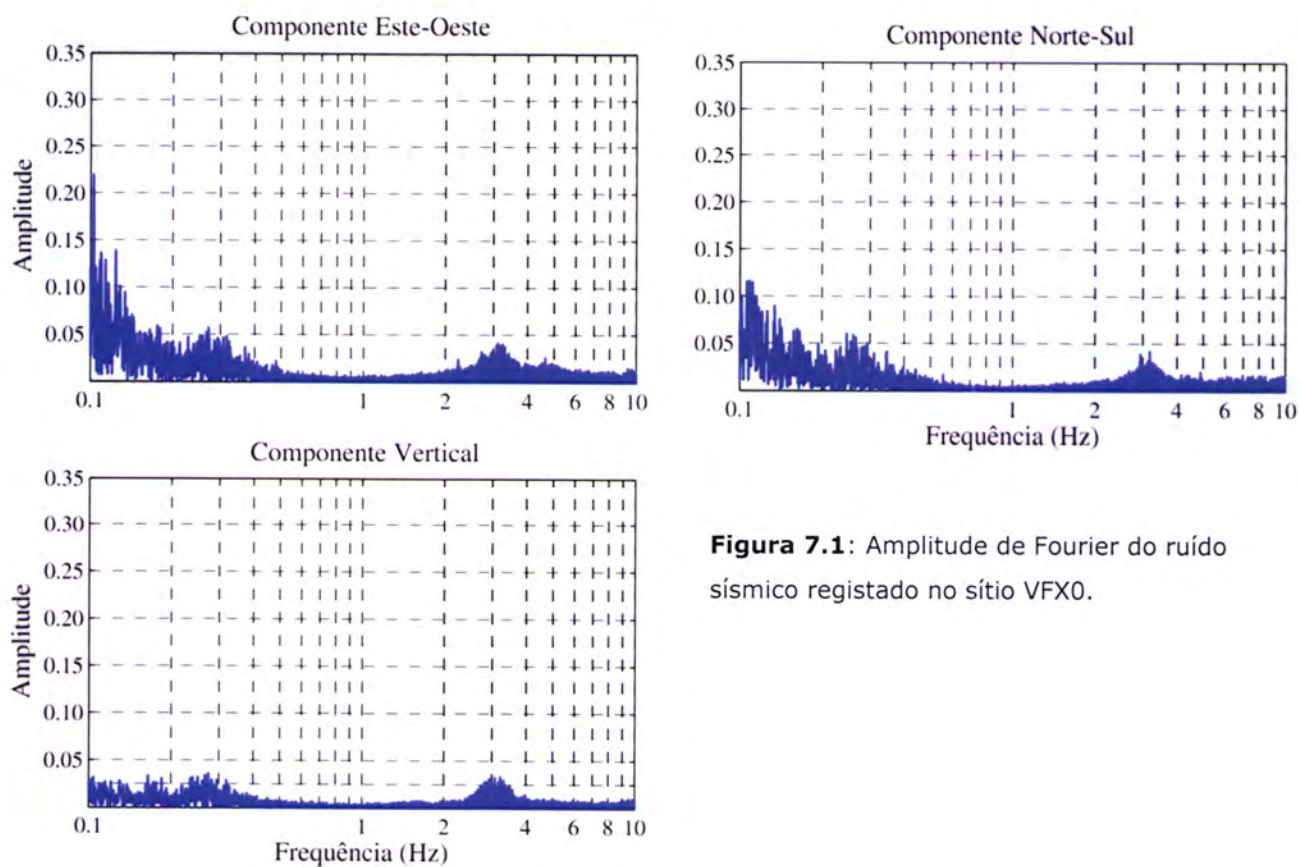
Para termos uma ideia mais clara sobre as frequências de ressonância obtidos nos gráficos da razão espectral H/V vamos apresentar o espectro de Fourier dos componentes horizontais e vertical do ruído registado em dois sítios: VFX0 e VFX-SC2.

Em VFX0 (Fig. 7.1) verifica-se que a amplitude de Fourier é praticamente igual a mesma em toda a faixa de frequência excepto aos 0.1 Hz, por razões acima mencionadas. Isto está de acordo com a técnica de Nakamura que assegura que sobre uma rocha as componentes horizontais dos microtremores não são amplificadas. Portanto, a razão espectral H/V é próximo de 1 como se verifica para VFX0.

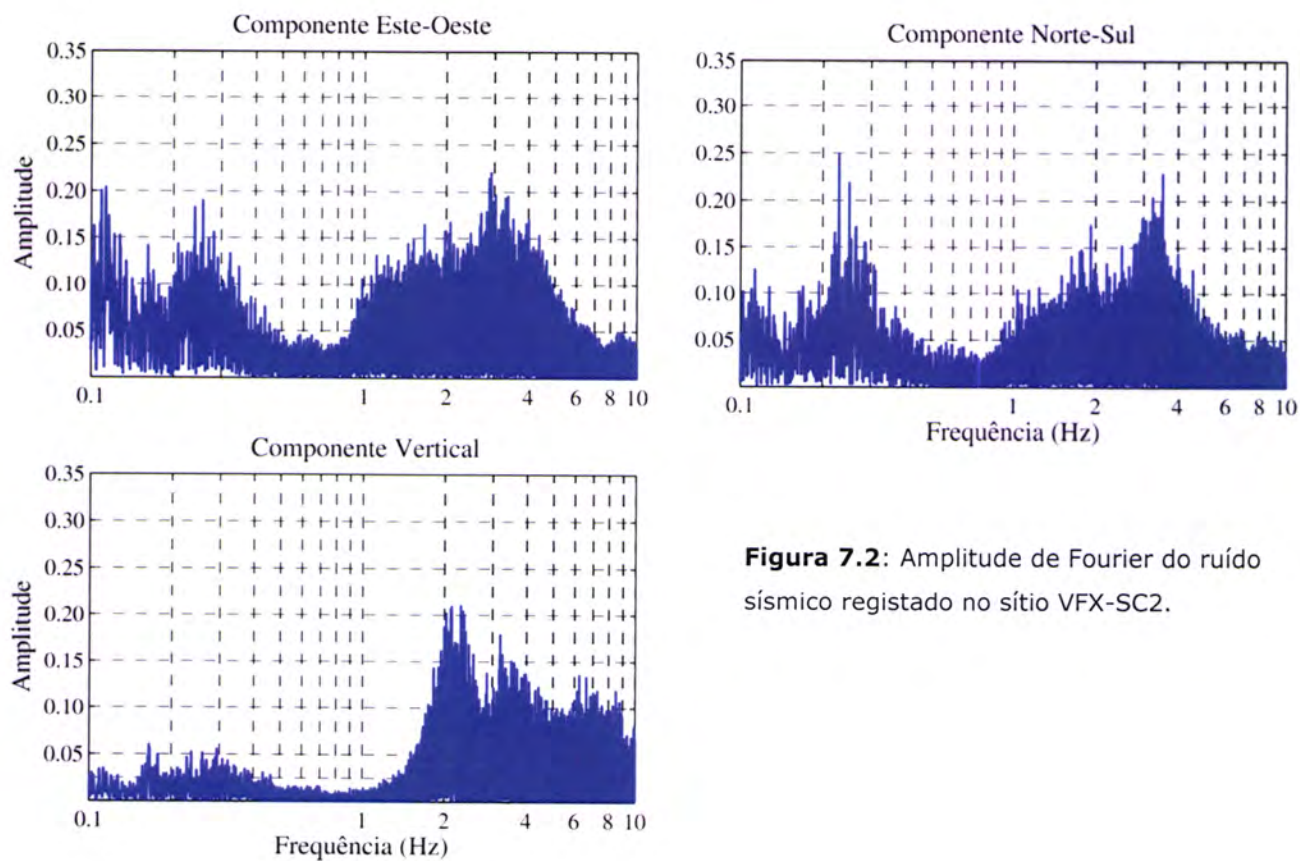
O sítio de VFX-SC2 fica sobre os sedimentos menos consolidados do Quaternário. A Figura 7.2 mostra que a amplitude espectral de Fourier das componentes horizontais é superior ao do componente vertical, entre 0.2 e 0.3Hz, e próximo de 1Hz, que podem estar associado aos picos de ressonância  $f_0$  e  $f_1$  que aparecem nas curvas H/V representados no Apêndice D.



## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados



**Figura 7.1:** Amplitude de Fourier do ruído sísmico registrado no sítio VFX0.



**Figura 7.2:** Amplitude de Fourier do ruído sísmico registrado no sítio VFX-SC2.

## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados

Para as outras frequências não há uma diferença significativa exceptuando o caso de 0.1Hz. A variação da amplitude de Fourier entre as componentes horizontais e vertical nas frequências  $f_0$  e  $f_1$  também é explicado pela teoria Nakamura, de que as ondas sísmicas são amplificadas pelas camadas moles sedimentares quando existe um grande contraste de impedância ( $>4$ ) com a camada subjacente. Verifica-se também que amplitudes espectrais nos sedimentos são maiores do que nos afloramentos rochosos principalmente nas altas frequências ( $> 1$ Hz - ruídos de origem antrópicas ou culturais). Isto porque os sedimentos são mais sensíveis a fontes locais, pelo que além da amplificação das ondas sísmicas muitos eventos ali registados não são registados numa estação sobre uma rocha. Estas observações estão de acordo com os resultados obtidos por Okada (2003).

Estes resultados indicam que a região em estudo vibra em duas frequências fundamentais:  $f_1$  e  $f_0$ . As investigações teóricas e numéricas feitas no projecto SESAME (<http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>) mostram que esta situação ocorre em locais onde existem dois grandes contrastes de impedância em duas escalas diferentes: um para uma estrutura superficial, e outra para uma estrutura espessa.

É preciso também ter em conta que as medições reais da vibração ambiente também incluem várias fontes "falsas" (como o vento, máquinas industriais harmónica, e outros já aqui mencionados) que podem afectar a estimativa da curva H/V, e diminuir a possibilidade de interpretações: no entanto, para o presente caso os picos são muito claros, pelo que não deverão ter sido contaminados pelas fontes locais.

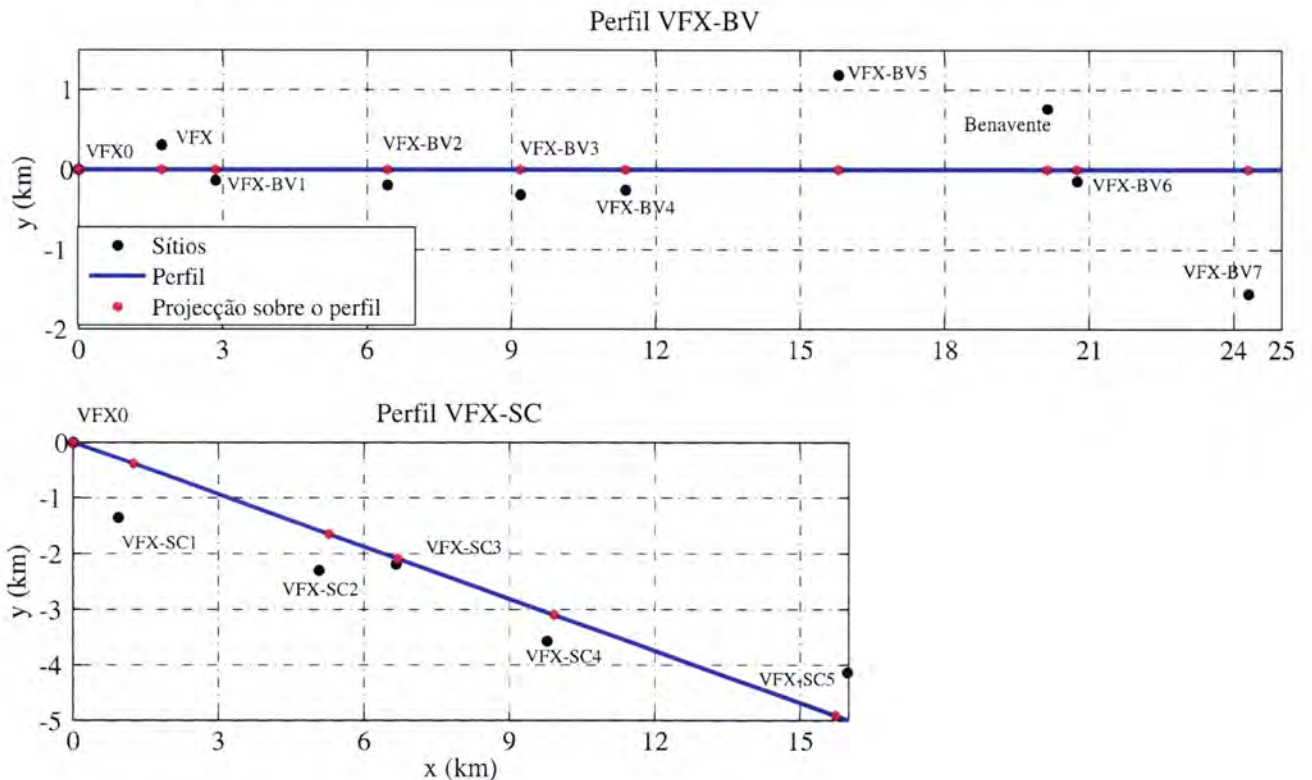
## **7.2. Correlação das Curvas H/V com a estrutura geológica da bacia**

O principal objectivo deste trabalho é fazer a correlação entre as curvas da razão espectral H/V e a estrutura da Bacia. Nesse sentido, utilizamos dois métodos: a determinação da espessura das camadas pelas relações empíricas entre a frequência dos picos H/V, e a inversão das curvas H/V do ruído ambiente observado para obter a família de modelos mais prováveis do solo.

A profundidade das descontinuidades obtidas a partir da aplicação directa das equações empíricas publicadas constam da tabela C1 do Apêndice C. Verifica-se que as profundidades da primeira descontinuidade (frequência ressonância  $f_1$ ) são maiores do que os com os obtidos na inversão das curvas H/V para sítios próximos de Vila Franca de Xira e menores para sítios próximos de Benavente. As profundidades obtidas para a segunda descontinuidade (frequência ressonância  $f_0$ ) são geralmente inferiores às das obtidas na inversão. Esses resultados indicam que a segunda descontinuidade corresponde à interface Miocénico-Paleogénico, presentes nos dados do furo de Samora Correia 1A. No entanto, os dados do furo indicam que não há um contraste de velocidade significativa nesse interface. No entanto as profundidades especificadas por Porolai et al., 2002 estão mais próximas das obtidas na inversão das curvas H/V. Estas discordâncias pode estar relacionado com a diferença entre as propriedades geológicas como densidade e a velocidade das ondas S e P da região de estudo e a do Lower Rhine Embayment onde determinaram os parâmetros  $a$  e  $b$  da equação 6.7.

Para representar os resultados da inversão das curvas H/V traçamos os perfis VFX-BV e VFX-SC num referencial cartesiano com a origem em VFX0 como indica a Figura 7.3. A direcção eixo dos xx é Este-Oeste e o eixo dos yy tem a direcção Este-Oeste.

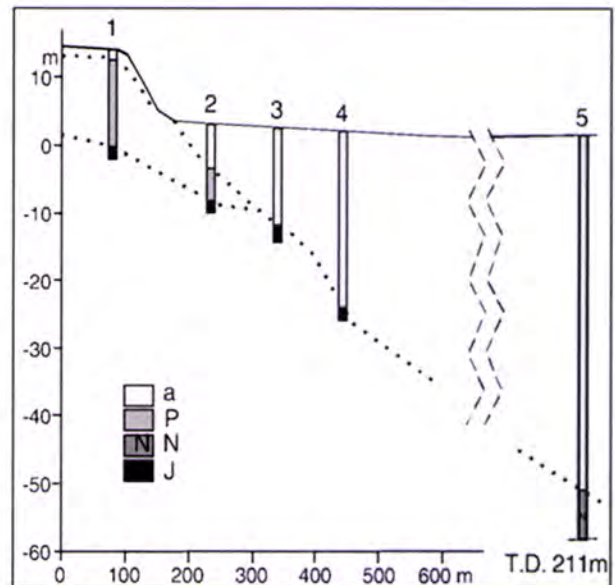
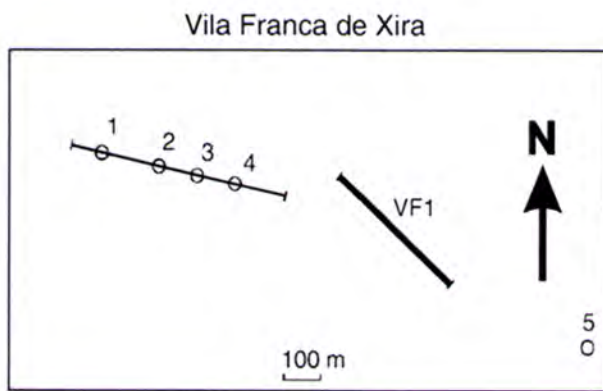
## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados



**Figura 7.3:** Perfil VFX-BV e VFX-SC. Os asteriscos vermelhos representam a projecção dos sítios sobre o perfil.

Os sítios onde foram registados o ruído sísmico no VIT estão indicados sobre a Carta Geológica 1:500000 na Figura 7.5. Excepto O VFX0 que se encontra sobre o afloramento do Jurássico, todos os outros estão localizados sobre os sedimentos aluviais do Quaternário.

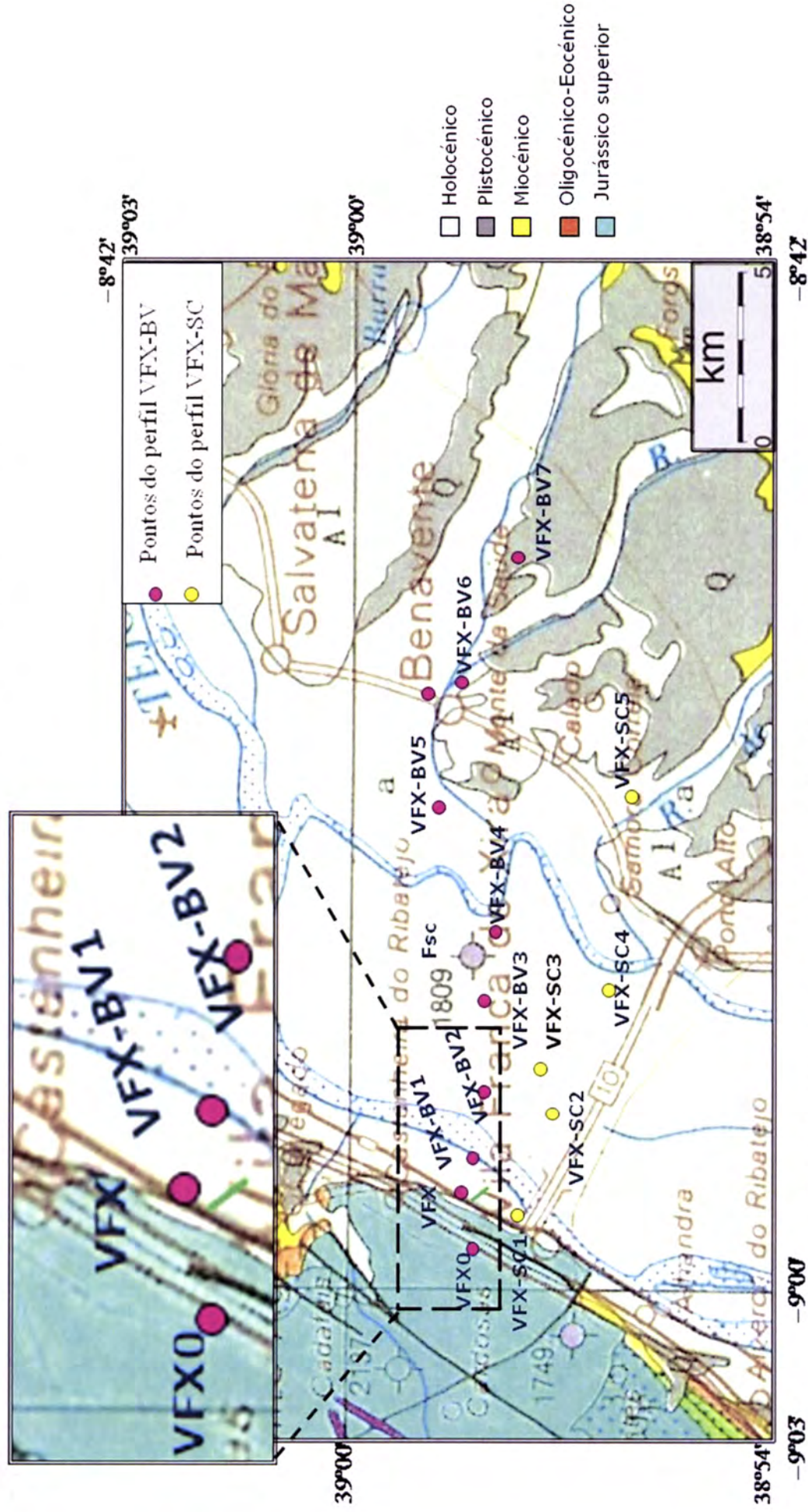
No Apêndice E estão representados os modelos de velocidade das ondas S e das ondas P obtidas na inversão. Com base nesses dados conjugados com as informações da Carta Geológica da 1:500000 da região e do furo de Samora Correia 1A construímos o perfil geológico VFX-BV e VFX-SC (Fig. 7.6). Estes resultados mostram que Cenozóico do Vale do Tejo é constituído por três camadas acima do Jurássico. A primeira discontinuidade é muito superficial em Vila Franca de Xira (40 a 60m) e atinge os 200m em VFX-BV7. De acordo com as velocidades e densidades obtidas, atribuímos esta primeira camada aos aluviões e Plio-Plistocénico. À segunda camada atribuímos ao Miocénico e a terceira camada o Paleogeno. A última camada (o espaço semi-infinito) corresponde às unidades do Jurássico médio.



**Figura 7.4:** Perfil geológico obtido por Carvalho, et al., 2006 na zona de Vila Franca de Xira através de dados de sondagem geotécnica. a-Holoceno; P-Pleistoceno; N-Neógeno, J-Jurássico. A localização do perfil o está representado aqui e também na Figura 7.5.

O Miocénico é pouco espesso na parte Oeste do rio Tejo com pouco mais de 100m está sobre o Jurássico. A Leste do rio tem o Paleogénico subjacente e atinge os 600m de profundidade e os 800m em Benavente. O Paleogeno está assente directamente sobre o Jurássico médio com uma espessura média entre os 300 e 400m. As curvas H/V de VFX-SC4 e VFX-SC5 não foram invertidos por razões já mencionados, por isso a profundidade das camadas nesses pontos ficam por confirmar em trabalhos posteriores.

Cap. 7 - Análise e interpretação dos resultados

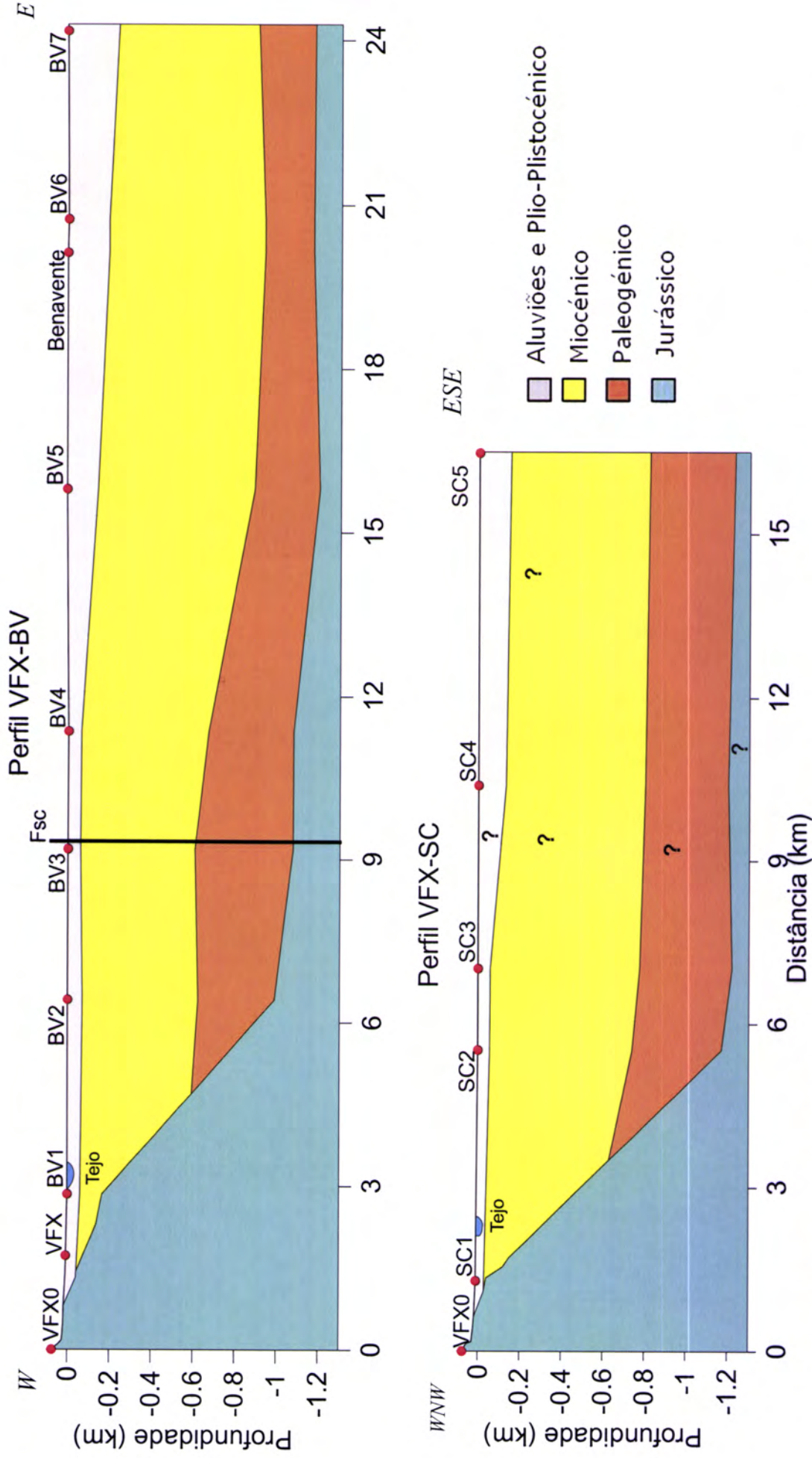


○ Sondagem com a indicação da profundidade em metros.

— Perfil de reflexão sísmica usado por Carvalho, et al. (2006).

**Figura 7.5:** Geologia simplificada (adaptado de Oliveira et al., 1992) da região de estudo na Bacia Cenozóica do Vale Inferior do Tejo. Fsc-Furo de Samora Correia 1 A; a-aluviões; A<sup>1</sup>-Terraços arenosos, Q-Terraços, areias e cascalheiras.

## Cap. 7 - Análise e interpretação dos resultados



**Figura 7.6:** Perfil geológico do Vale Inferior do Tejo obtido a partir da inversão das curvas da razão espectral H/V dos microtremores. Os asteriscos vermelhos indicam a projecção dos sítios sobre os perfis como estão representados na figura 7.3. Fsc-Furo de Samora Correia 1 A.

## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados

A base do terciário no lado esquerdo do rio (zona de Vila Franca de Xira) está muito mais subida como mostra os resultados obtidos por Carvalho et al., (2006) representado na Figura 7.4. O Jurássico aflora perto dos sítios VFX e SC1 sendo o VFX0 situado sobre o Jurássico. Esses resultados exibem uma boa concordância com dados de Furo de Samora Correia 1A e os dados de reflexão sísmica obtidos por Carvalho, et al., 2006.

A medição do ruído no perfil B-M foi efectuada com o intuito de confirmar qual dos três modelos obtidos por inversão gravimétrica, no âmbito do projecto LISMOT (financiado pela FCT), é o mais adequado à região (visto que todos eles são igualmente compatíveis com os dados de campo, como é típico dos métodos potenciais). No entanto os resultados obtidos na inversão das curvas H/V do ruído registado no perfil B-M não convergem num único modelo. Nos três pontos onde foram feitos registo do ruído apenas em B-M1 apresenta um pico de ressonância. Em B-M2 e B-M3 nenhuma amplificação foi observada, facto que poderá estar associada à uma eventual complexidade da estrutura da bacia nesses pontos, à variação lateral das propriedades (afastamento do modelo 1D), ou à inexistência de um contraste de impedância assinalável nas diferentes interfaces.

### 7.3. Conclusão

As curvas da razão espectral H/V do ruído ambiente indicam a região de estudo no VIT exhibe dois picos de ressonância que satisfazem os critérios mencionados em 7.1:  $f_0$  aos 0.24Hz e  $f_1$  aos 1Hz. Da análise do critério de fiabilidade conjugados constatamos que a amplificação do sinal observado em certas curvas aos 0.1Hz pode estar associado a fontes artificiais de vibração ambiente a baixas frequências (como caminhões pesados, máquinas de obras públicas ou agrícolas), numa distância próxima a intermediária (dentro de poucas centenas de metros), portanto não corresponde a vibração natural do solo. No perfil B-M apenas em B-M1 apresenta um H/V pico fiável aos 0.6Hz.



## Cap. 7- Análise e interpretação dos resultados

As curvas H/V mostram que o método de Nakamura não se aplica nos sítios B-M2 e B-M3 porque não existe um grande contraste de impedância sísmica ( $>4$ , pelo menos).

Considerando um alinhamento entre os sítios do perfil VFX-SC, Poçoirão de B-M1 verifica-se que há um aumento da frequência fundamental  $f_0$  na direcção Norte-Sul. No VIT  $f_0$  é 0.24Hz em Poçoirão aumenta para 0.3Hz e em B-M1 para 0.6Hz. Esse aumento da frequência do pico H/V deve estar associado a um consequente diminuição da espessura dos sedimentos do Cenozóico.

Os perfis geológicos obtidos a partir dos resultados da inversão das curvas H/V mostram que Cenozóico do Vale do Tejo é constituído por três camadas acima do Jurássico. A primeira descontinuidade é muito superficial em Vila Franca de Xira (40 a 60m) e atinge os 200m em VFX-BV7. De acordo com as velocidades e densidades obtidas, atribuímos esta primeira camada aos aluviões e Plio-Plistocénico. À segunda camada atribuímos ao Miocénico e a terceira camada o Paleogeno. A última camada (por nós considerada o espaço semi-infinito) corresponde ao Jurássico médio. Esses resultados têm uma boa concordância com dados de Furo de Samora Correia 1A e os dados de refração sísmica obtidos por Carvalho, et al., 2006.

A comparação entre os três modelos obtidos por inversão das potências, no âmbito do projecto LISMOT com os resultados obtidos na inversão das curvas H/V do ruído registado no perfil B-M não convergem num único modelo. Esse facto poderá estar associada à uma eventual complexidade da estrutura da bacia em B-M2 e B-M3, heterogeneidades laterais ou fraco contraste de impedância, impossibilitando, deste modo, a aplicação da metodologia adoptada no presente trabalho.



## **Capítulo 8- Conclusão e trabalhos futuros**

## Conclusão e trabalhos futuros

As fontes de ruído ambiente encontram-se geralmente associadas a duas origens principais: causas naturais e origem cultural, que se fazem sentir o seu efeito sobre diferentes faixas de frequência do espectro do movimento sísmico (microssismos de baixa frequência e microtremores de alta frequência respectivamente). Nas baixas frequências ( $f < 1\text{Hz}$ ) as variações da amplitude espectral dos microssismos estão correlacionadas com os fenómenos naturais (condições oceânicas e meteorológicas de grande escala). Nas altas frequências ( $f > 1\text{Hz}$ ) as variações diárias e semanais da amplitude espectral dos microtremores estão correlacionadas com a actividade humana (trânsitos, máquinas, etc.); as fontes estão na sua maioria localizadas na superfície da terra (com excepção de algumas fontes como metros). A fronteira de 1Hz entre estes dois tipos de ruído (microssismos e microtremores) é apenas um valor médio, podendo variar de um local para outro consoante as características do solo, ou exposição às fontes de ruído.

No que respeita à composição de campo de ondas do ruído ainda não há um consenso estabelecido. Alguns resultados sugerem que microssismos de baixa frequência são constituídos principalmente pelo modo fundamental das ondas de Rayleigh (Bonney-Claudet et al. 2006a). Contudo, para frequências mais altas ( $f > 1\text{Hz}$ ) esse consenso já não existe. As investigações sobre a proporção relativa de ondas de Rayleigh e Love permitem concluir que há uma tendência para que a energia transportada pelas ondas Love seja ligeiramente superior (cerca de 60% - 40%).

Estudos experimentais e simulações numéricas demonstraram que a técnica de Nakamura é uma ferramenta útil para estimar a frequência de ressonância quando existe um grande contraste de impedância entre os sedimentos pouco consolidados e a base subjacente. No entanto falha ao

## Cap. 8- Conclusão e trabalhos futuros

estimar o factor de amplificação. A origem do pico da razão H/V não é unívoca e pode ser explicado pela elipticidade das ondas de Rayleigh e/ou a fase de Airy das ondas Love, e/ou a ressonância de ondas S.

A fim de que os resultados obtidos sejam fiáveis procuramos seguir o máximo possível as recomendações sobre o procedimento experimental do registo do ruído sísmico ambiente e os parâmetros utilizados para calcular a razão espectral H/V do projecto europeu SESAME (<http://www.SESAME-F5.obs.ujf-grenoble.fr>).

Durante o teste de estabilidade dos sismómetros utilizados no trabalho de campo, verificamos após 15 minutos de registo a frio os sinais de ruído é estável para a gama de frequências maiores de que 0.1Hz. Tendo em conta esses resultados durante o tratamento, utilizamos sinais registados a partir dos 15 minutos.

As curvas H/V obtidas mostram que a bacia do VIT vibra em duas frequências fundamentais: aos 1Hz e 0.24Hz. A amplitude da frequência aos 0.24Hz aumenta a medida que afasta de Vila Franca de Xira enquanto a amplitude da frequência aos 1Hz varia no sentido inverso.

Para obter a estrutura geológica da região em estudo utilizamos o programa ModelHVSR para fazer a inversão das curvas H/V. O modelo obtido no VIT tem uma boa concordância com os dados de furo de Samora Correia 1A bem como estudos feitos por Carvalho (comunicação pessoal) sobre base do Terciário, recorrendo à sísmica de reflexão, e sobre o topo do Paleozóico, através da modelação magnética. Estes resultados leva-nos a concluir que inversão das curvas obtidas através da aplicação do método da razão espectral H/V do ruído sismo é uma ferramenta simples e barata para confirmar o modelo velocidades nas bacias sedimentares desde que estas tenham uma estrutura simples e que seja possível constranger o universo dos modelos possíveis através da introdução de informação *à priori* de origem geofísica e/ou geológica.

## Cap. 8- Conclusão e trabalhos futuros

A introdução de registos de ruído sísmico recorrendo a grupos de estação em array (seis ou mais estações), embora mais dispendioso, poderá constituir uma boa alternativa, ou complementar, aos estudos efectuados com uma só estação; pois permite obter, sem ambiguidade, o modelo de velocidades sob o array. O registo de ruído sísmico deverá estender-se no próximo ano a toda a bacia, incluído as zonas urbanas (no âmbito do projecto NEFITAG, financiado pela FCT), e espera-se que contribua para a caracterização da estrutura sísmica da bacia do Vale Inferior do Tejo e, em última análise, para a redução do risco sísmico desta região.

## Referências

### Referências

- Arai, H., Tokimatsu, K., (1998). Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 673–680.
- Arai, H. and K. Tokimatsu (2000). Effects of rayleigh and love waves on microtremor H/V spectra. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland, New Zealand.
- Asten, M.W., (2004). Comment on "Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee" by Paul Bodin, Kevin Smith, Steve Horton and Howard Hwang. Engineering Geology 72, 334–343.
- Asten, M.W., and Henstridge, J.D., (1984). Arrays estimators e the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. Geophysics 49 (11), 1828–1837.
- Argus DF, Gordon, RG, DeMets, C & Stein, S (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, J. geophys. Res., 94, 5585–5602.
- Azevedo, T.M. and Pimentel, N.L., (1995). Dados para a discussão da gênese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Museu e Laboratório Mineralógico
- Bezzeghoud M., Borges, J., Caldeira, B., e Buforn, A. Udias (2008). Seismic activity in the Azores Region in the context of the western part of the Eurasia-Nubia plate boundary. International Seminar on Seismic.
- Bard, P. Y., 2004. The SESAME project: an overview and main results, *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver*.
- Bezzeghoud, M., Borges, J.F., e Caldeira, B., (2009). Ground Motion Simulations of the SW Iberia Margin: Rupture Directivity and Earth Structure effects (submetido).
- Bezzeghoud, M., Borges, J.F., e Caldeira, B., (2010) Fonte sísmica ao longo da fronteira de placas tectónicas dos Açores até Argélia: um modelo sismotectónico (submetido).

## Referências

- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y. and Cotton, F., (2004). Nature of noise wavefield. SESAME report, D13.08 (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P.-Y. Bard (2006a). The nature of the seismic noise wave field and its implication for site effects studies: a literature review, *Earth Sci. Rev.* 79, 205–227.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., and Fäh, D. (2006b). H/V ratio: a tool for site effects evaluation: results from 1D noise simulations, *Geophysical Journal International*. 167, nº 2, 827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., Cornou, C., Ohrnberger, M., e Wathelet, M. (2006c). Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency, *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion Grenoble, France*, paper 85.
- Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzeghoud, M., & Teves-Costa, P., (2001). Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area, *Tectonophysics*, 337, 373–387.
- Bormann, P. (2002). NMSOP – New Manual of Seismological Observatory Practice. IASPEI. Geo Forschungs Zentrum Potsdam, Germany.
- Bufo, E., Udías, A & Colombás, M. A (1988). Seismicity, source mechanisms and seismotectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- Bufo E, Bezzeghoud M, Udías A & Pro C. (2004) Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications, *Pure Appl. Geophys.*, 161.
- Cabral, J. and Ribeiro, A., (1988). *Carta Neotectónica de Portugal Continental, Escala 1:1.000.000*. Serv. Geol. de Portugal, Lisbon.
- Cabral, J., (1995). Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, Memória 31, Lisbon, 265 pp.
- Cabral, J., Moniz, C., Ribeiro, P., Terrinha, P., Matias, L., (2003). Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin—the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology* 7, 431–447.



## Referências

- Johnston A (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – III, New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755, *Geophys. J. Int.*, 126, 314–344.
- Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response: state-of-art report, in 5th Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice, France.
- Lachet, C., and P.-Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth* 42, no. 4, 377–397.
- Lermo, J., and F. J. Chavez-Garcia (1993). Site effects evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, no. 5, 1574–1594.
- Lermo, J., and F. J. Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, no. 5, 1350–1364. McMamara, D., and R. Buland (2004). Ambient noise levels in the continental United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, no. 4, 1517–1527
- Moreira, V.S., (1984). Sismicidade histórica de Portugal Continental, *Rev. Inst. Nac. Met. e Geofísica*, Março 1984, pp. 3–79.
- Martins, A. and Barbosa, B.P. (1992). Planaltos do Nordeste da Bacia Terciária do Tejo (Portugal), *Comun. Serv. Geol. Portugal* **78**(1), 13–22.
- Martins, I. e Mendes-Víctor, L.A., (1990). Contribuição para o Estudo da Sismicidade de Portugal Continental, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Publicação 18, University of Lisboa, Lisbon, 67 pp.
- Martins, A. (1999). *Caracterização Morfotectónica e Morfosedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)*, PhD-Thesis Univ. Évora, 500 pp.
- Mendes-Victor, L.A., Hirn, A. and Veinante, J.L. (1980). A seismic section across the Tagus valley, Portugal: Possible evolution of the crust. *Ann. G´eophys.* **36**, 4, 469–476.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, 30(1), 25-30.
- Nakamura, Y. (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.

## Referências

Cabral, J., Ribeiro, P., Figueiredo, P., Pimentel, N., Martins, A., (2004). The Azambuja fault: an active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal). *Journal of Seismology* 8, 347–362.

Carvalho, J., Cabral, J., Gonçalves, R., Torres, L., Mendes-Victor, L., (2006). Geophysical methods applied to fault characterization and earthquake potential assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. *Tectonophysics* 418, 277–297.

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., (1998). Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 653–666.

Grandin R, Borges JF, Bezzeghoud M, Caldeira B, Carrilho F, (2007a). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (MS = 8.0) and the 1755 November 1 (M ~ 8.5) earthquakes – I. Velocity model, *Geophys. J. Int.*, Vol. 171, Issue 3, 1144–1161.

Grandin R, Borges JF, Bezzeghoud M, Caldeira B, Carrilho F, (2007b). Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (MS = 8.0) and the 1755 November 1 (M ~ 8.5) earthquakes – II. Strong ground motion simulations, *Geophys. J. Int.*, Vol. 171, Issue 2, 807-822.

Gutscher MA, Malod J, Rehault JP, Contrucci I, Klingelhoefer F, Mendes-Victor L & Spackman W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, 30, 1071–1074.

Gutenberg, B., (1911). Die seismische bodenunruhe. Ph.D. thesis University of Gottigen, Germany. (In German).

Gutenberg, B., 1958. Microseisms. *Advances in Geophysics* 5, 53–92. Seismic Zonation, Nice, France.

Herak, M., 2008. ModelHVSR—A Matlab tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise, *Computers & Geosciences* 34, 1514–1526.

Hinzen, K. G., Scherbaum, F. and Weber, B., (2004). On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany, *Journal of Earthquake Engineering*, 8(6), 909–926.

Ibs Van Seht, M. & Wohlenberg, J., (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft soil sediments, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89(1), 250–259.

## Referências

- 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.
- Nogoshi, M. and T. Igarashi (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *Journal of Seismological Society of Japan*, 24, 26-40. (Em Japonês com abstract em inglês)
- Ohmachi, T., Umezono, T. (1998). Rate of Rayleigh waves in microtremors. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 587–592.
- Okada, H., 2003. The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12.
- OLIVEIRA, J. T., ed. (1992). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000*, Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- Parolai, S., Bormann, P., and Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany), *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2521–2527.
- Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. and Vejbæk, O.V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal, *Tectonophysics* **300**, 199–225.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, P.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Almeida, F.M., Carvalho, D. and Monteiro, J.H. (1979). Introduction à la Géologie Générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro A, Cabral J., Baptista R., Matias L. (1996). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia, *Tectonics*, 15, 641–659.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. and Phipps, S. (1990). A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks, *Tectonophysics* **184**, 357–366
- Seo, K. (1997). Comparison of measured microtremors with damage distribution. JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.

## Referências

Terrinha P., LM Pinheiro, J-P Henriet, L Matias, Ivanov MK, Monteiro JH, Akhmetzhanov A, Volkonskaya A, Cunha T, Shaskin P, & Rovere M (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin, *Mar Geol.* 195, 55-73.

Teves-Costa, P., Rio, I., Marreiros, C., Ribeiro, R. and Borges, J.F. (1999). Source Parameters of old earthquakes: Semi-automatic digitalization of analog records and seismic moment assessment, *Natural Hazards* **19**, 205–220.

Tapponnier, P., (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. géol. France* **7**(XIX-3), 437–460.

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves, *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, **3**, 1333–1368.

Toksöz, M.N., Lacoss, R.T. (1968). Microseisms: mode structure and sources. *Science* 159, 872–873.

Yamanaka, H., Dravinski, M., Kagami, H. (1993). Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (5), 1595–1609.

Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (6), 1831–1841.

Zézere. L., Ferreira, A., Rodrigues, M., (2001). Actividade sísmica e Instabilidade de Vertentes na Cidade de Lisboa, V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Volumen III.

<http://www.meteo.pt/>

<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

Apêndices

**Apêndices**



## Apêndices

### **Apêndice A**

**Ficha de informação sobre as condições de registo do ruído  
sísmico ambiente no campo**

Registo do ruído sísmico ambiente  
Folha de campo

Data ____/____/2010	Hora ____:____:____	Sítio _____																														
Operador _____		Número e tipo de GPS _____																														
Latitude _____	Longitude _____	Altitude _____																														
Tipo de Estação: <i>Banda larga</i>	Tipo de sensor: <i>CMG-6TD</i>																															
Número de estação _____	Número de Sensor _____	Número do disco _____																														
Nome do Ficheiro _____		Número de Pontos _____																														
Ganho _____	Frequên. de amostragem _____ Hz	Duração do registo _____ minutos _____ segundos																														
<b>Condições meteorológicas</b>	Vento <input type="checkbox"/> nenhum <input type="checkbox"/> fraco (5m/s) <input type="checkbox"/> médio <input type="checkbox"/> forte Medida (se houver) _____																															
	Chuva <input type="checkbox"/> nenhum <input type="checkbox"/> fraco <input type="checkbox"/> médio <input type="checkbox"/> forte Medida (se houver) _____																															
	Temperatura (aprox.) _____ Observações: _____																															
<b>Tipo de solo</b>	<input type="checkbox"/> terra { <i>duro</i> <input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/> Cascalho <input type="checkbox"/> Arreia <input type="checkbox"/> rocha <input type="checkbox"/> Asfalto <i>mole</i> <input type="checkbox"/>																															
	<input type="checkbox"/> Cimento <input type="checkbox"/> Pavimentado <input type="checkbox"/> Outro _____																															
	<input type="checkbox"/> Solo seco <input type="checkbox"/> Solo húmido Observações: _____																															
<b>Densidade de Construção</b> <input type="checkbox"/> nenhum <input type="checkbox"/> dispersa <input type="checkbox"/> denso <input type="checkbox"/> outro _____																																
Fontes de ruído Monocromático (fábricas, trabalhos, rios, bombas...)																																
<table border="1" style="width:100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width:15%;">Transientes</th> <th style="width:10%;">Nenhum</th> <th style="width:10%;">Pouco</th> <th style="width:10%;">Moderado</th> <th style="width:10%;">Muito denso</th> <th style="width:10%;">Distância</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Carro</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Camiões</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Pedestres</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>Outro</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>			Transientes	Nenhum	Pouco	Moderado	Muito denso	Distância	Carro						Camiões						Pedestres						Outro					
Transientes	Nenhum	Pouco	Moderado	Muito denso	Distância																											
Carro																																
Camiões																																
Pedestres																																
Outro																																
<input type="checkbox"/> não <input type="checkbox"/> sim, tipo _____																																
Estruturas perto da estação ( <i>árvores, construções, estrutura subterânea...</i> ) (descrição, altura, distância....) _____ _____ _____																																
OBSERVAÇÕES: _____ _____		Frequência: _____ Hz (Se for determinado no campo)																														



## Apêndices

### **Apêndice B**

#### **Frequência de ressonância e as condições de fiabilidade dos picos**

## Apêndices

Sítio	Nº de Janelas $n_w$	$f_0$ médio (Hz)	Número de ciclos $n_c$	Estatística de frequência por janelas individuais			
				$f_0$ (Hz)	$\sigma_{f_0}$ (Hz)	$A_0$	$\sigma_{A_0}$ (Hz)
Benavente	10	0.26	286	0.26	2.20E-02	4.64	1.13
Poçoirão	12	0.30	395	0.31	2.30E-02	4.26	1.20
VFX-BV2	13	0.26	372	0.26	2.60E-02	3.36	1.28
VFX-BV3	16	0.26	458	0.25	2.20E-02	3.96	1.18
VFX-BV4	16	0.25	433	0.24	1.60E-02	4.60	1.25
VFX-BV5	15	0.24	388	0.24	2.00E-02	6.99	1.20
VFX-BV6	12	0.24	318	0.24	2.00E-02	6.14	1.35
VFX-BV7	20	0.27	590	0.27	1.70E-02	4.32	1.25
VFX-SC2	18	0.25	485	0.24	2.10E-02	4.37	1.27
VFX-SC3	11	0.25	301	0.25	2.40E-01	2.98	1.26
VFX-SC5	12	0.25	329	0.24	4.00E-02	5.85	1.36

**Apêndice B1:** Frequência fundamental de vibração  $f_0$ , e as condições de estabilidade do pico da razão H/V

Sítio	Estatística de frequência por janelas individuais			
	$f$ (Hz)	$\sigma_f$ (Hz)	$A$	$\sigma_A$ (Hz)
VFX0	0,127	1,0E-02	4,77	1,39
VFX-BV1	0,14	1,5E-02	6,97	1,59
VFX-BV3	0,123	1,1E-02	5,07	1,35
VFX-BV4	0,13	1,0E-02	4,60	1,2
VFX-BV6	0,13	8,0E-03	4,61	1,68
VFX-SC2	0,12	1,0E-02	5,49	1,21

**Apêndice B2:** Condições de estabilidade do pico da razão H/V de alguns sítios a 0.1Hz

## Apêndices

Sítio	Nº de Janelas $n_w$	f1 médio (Hz)	Número de ciclos $n_c$	Estatística de frequência por janelas individuais			
				$f_1$ (Hz)	$\sigma_{f_1}$ (Hz)	$A_1$	$\sigma_{A_1}$ (Hz)
VFX	22	1.04	2517	1.04	4.00E-02	6.56	1.11
VFX-BV1	16	0.93	1642	0.94	3.90E-02	5.62	1.06
VFX-BV2	13	1.04	1487	1.03	7.1E-02	3.74	1.17
VFX-BV3	16	0.99	1744	1.00	4.8E-02	5.37	1.14
VFX-BV4	14	1.03	1583	1.06	7.9E-02	5.45	1.13
VFX-BV5	15	1.41	2322	1.46	1.3E-01	4.19	1.13
Benavente	10	1.1	1210	1.10	1.1E-01	2.1	1.1
VFX-BV6	12	1.11	1450	1.10	1.0E-01	1.9	1.1
Poçoirão	12	1.35	1782	1.35	1.2E-01	1.45	1.16
VFX-SC1	19	1.20	2514	1.19	5.78E-02	6.61	1.12
VFX-SC2	18	1.00	1986	1.01	3.3E-02	6.4	1.11
VFX-SC3	11	0.94	1142	0.91	1.1E-01	3.18	1.15
VFX-SC5	12	1.06	1401	1.05	3.2E-02	5.54	1.13

**Apêndice B3:** Frequência de ressonância  $f_1$  do segundo pico, e as condições de estabilidade da razão H/V



## Apêndices

### **Apêndice C**

**Profundidade das camadas calculado a partir da equação empírica**

## Apêndices

Sítio	$f_0$ (Hz)	$f_1$ (Hz)	Espessura dos sedimentos					
			Seht e Wohlenberg 1999		Porolai et al., 2002		Hinzen et al., 2003	
			$h_0$ (m)	$h_1$ (m)	$h_0$ (m)	$h_1$ (m)	$h_0$ (m)	$h_1$ (m)
Benavente	0.26	1.10	6.23E+02	8.44E+01	8.73E+02	9,36E+01	6.81E+02	1.23E+02
Poçoirão	0.30	1.35	5.13E+02	6.33E+01	7.03E+02	6.78E+01	5.76E+02	9.59E+01
VFX	-----	1.20	-----	7.43E+01	-----	8.11E+01	-----	1.10E+02
VFX-BV1	-----	0.93	-----	1.06E+02	-----	1.20E+02	-----	1.49E+02
VFX-BV2	0.26	1,04	6.23E+02	9,09E+01	8.73E+02	1,02E+02	6.81E+02	1,31E+02
VFX-BV3	0.26	0,99	6.23E+02	9,72E+01	8.73E+02	1,10E+02	6.81E+02	1,38E+02
VFX-BV4	0.25	1,03	6.72E+02	9,24E+01	9.51E+02	1,03E+02	7.27E+02	1,33E+02
VFX-BV5	0.24	1,41	7.17E+02	5,98E+01	1.02E+03	6,36E+01	7.68E+02	9,13E+01
VFX-BV6	0.24	1.11	6.92E+02	8.33E+01	9.82E+02	9.21E+01	7.45E+02	1.21E+02
VFX-BV7	0.27	-----	5.97E+02	-----	8.33E+02	-----	6.57E+02	-----
VFX-SC1	-----	1.04	-----	9.09E+01	-----	1.02E+02	-----	1.31E+02
VFX-SC2	0.25	1,00	6.76E+02	1,07E+02	9.57E+02	1,07E+02	7.30E+02	1,37E+02
VFX-SC3	0.25	0,94	6.61E+02	1,04E+02	9.33E+02	1,18E+02	7.17E+02	1,47E+02
VFX-SC5	0.25	1,06	6.61E+02	8.84E+01	9.33E+02	9,85E+01	7.17E+02	1,28E+02

**Apêndice C1:** Profundidade dos contrastes de impedância  $h_0$  e  $h_1$  calculado a partir dos picos de frequência de ressonância  $f_0$  e  $f_1$ , usando a equação empírica 4 e os parâmetros  $a$  e  $b$  estimados por Ibs-von Seht e Wohlenberg (1999), Parolai et al., (2002) e Hinzen e tal., (2003).

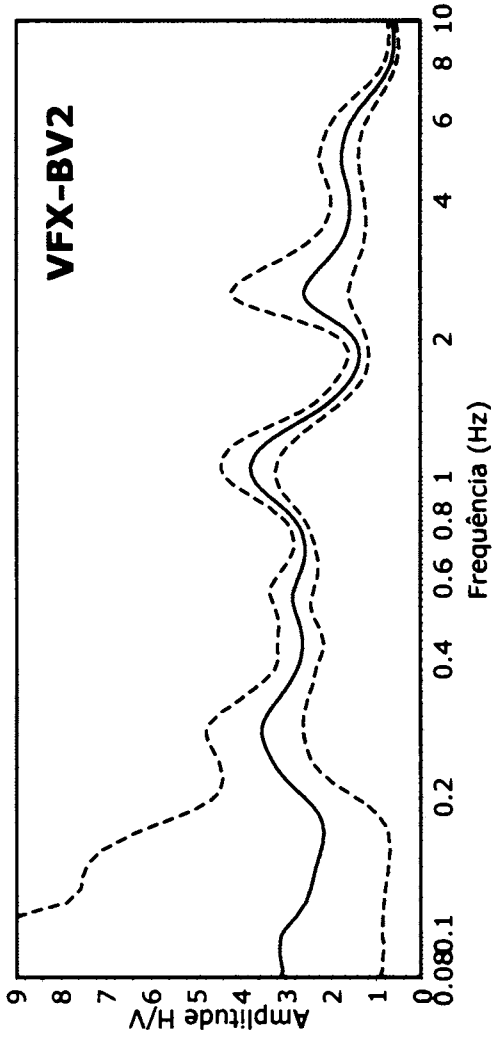
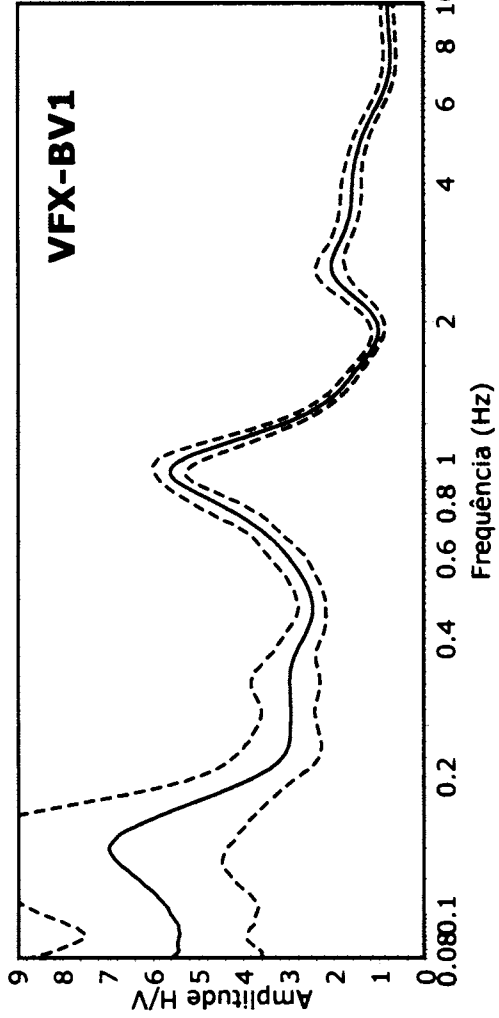
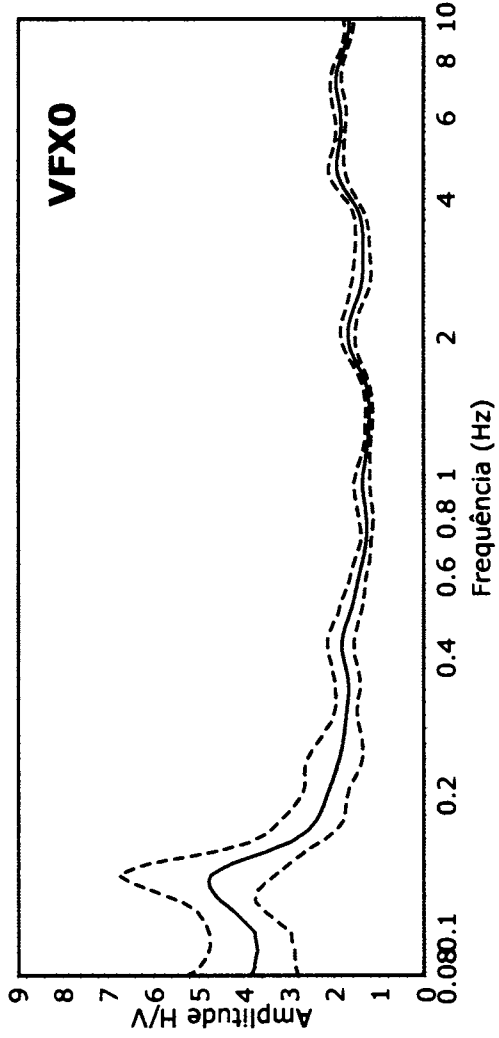
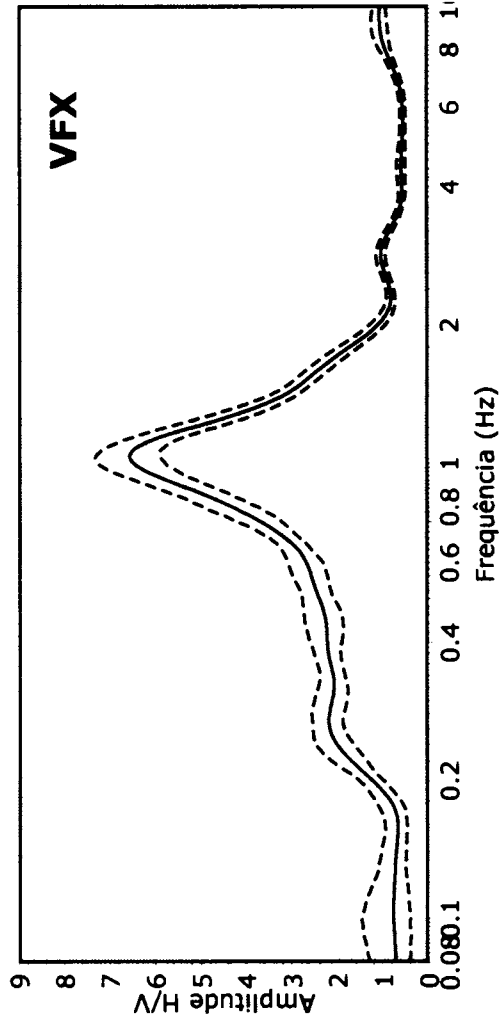
# Apêndices

## **Apêndice D**

### **Curvas da razão espectral H/V**

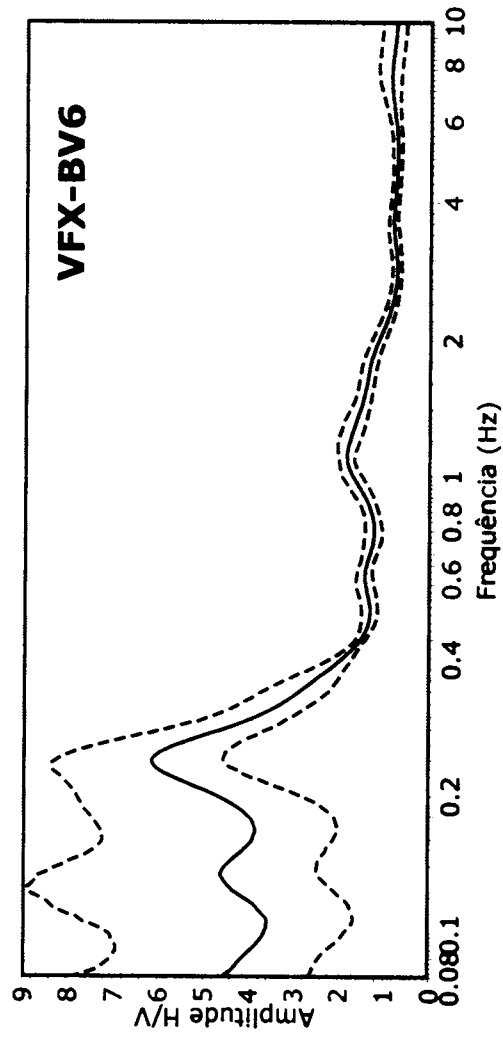
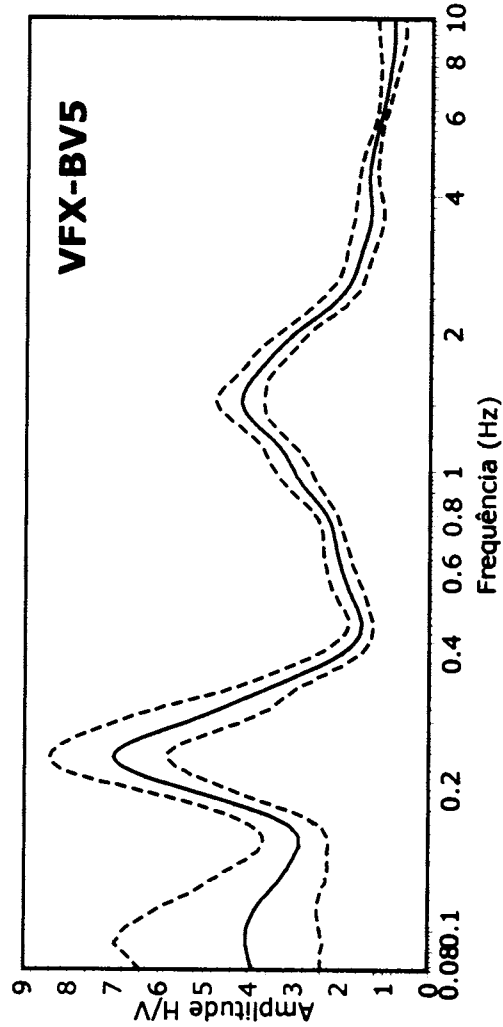
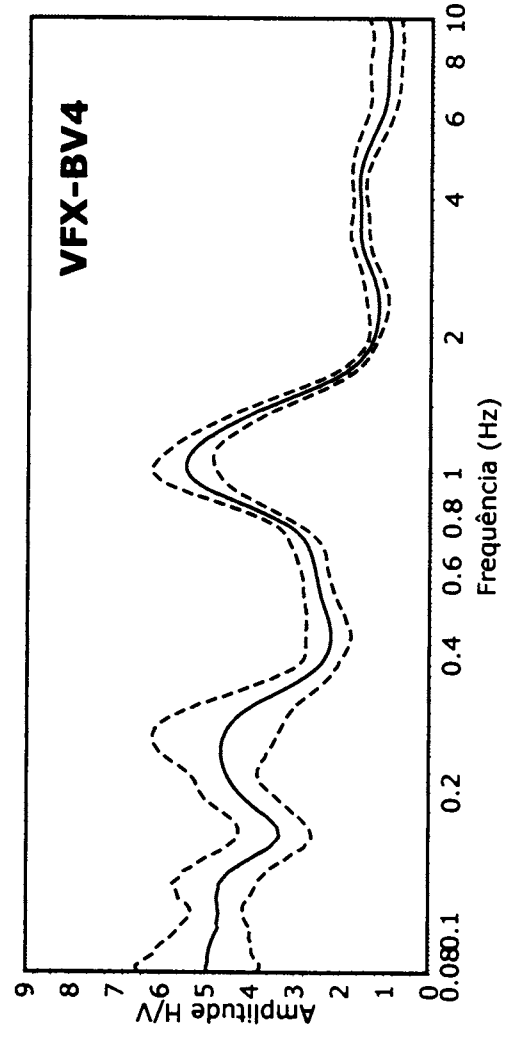
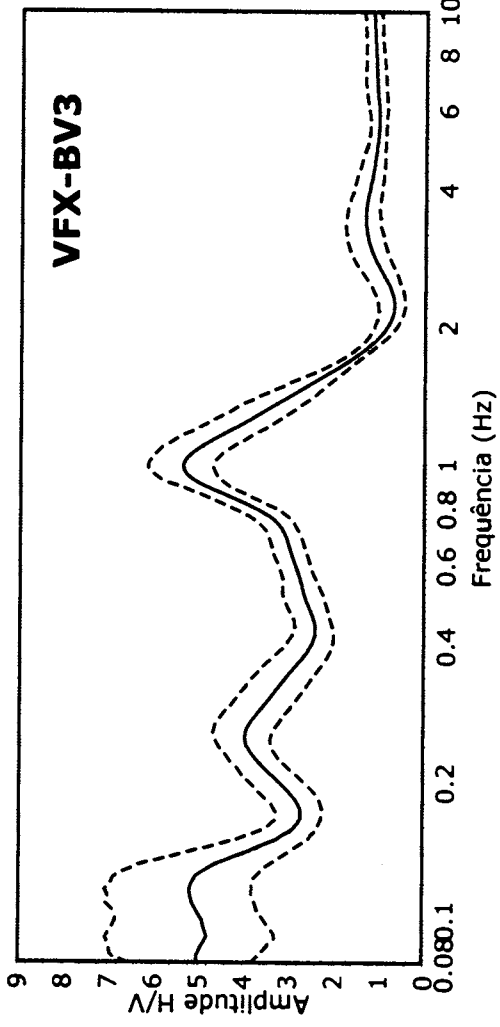
Apêndices

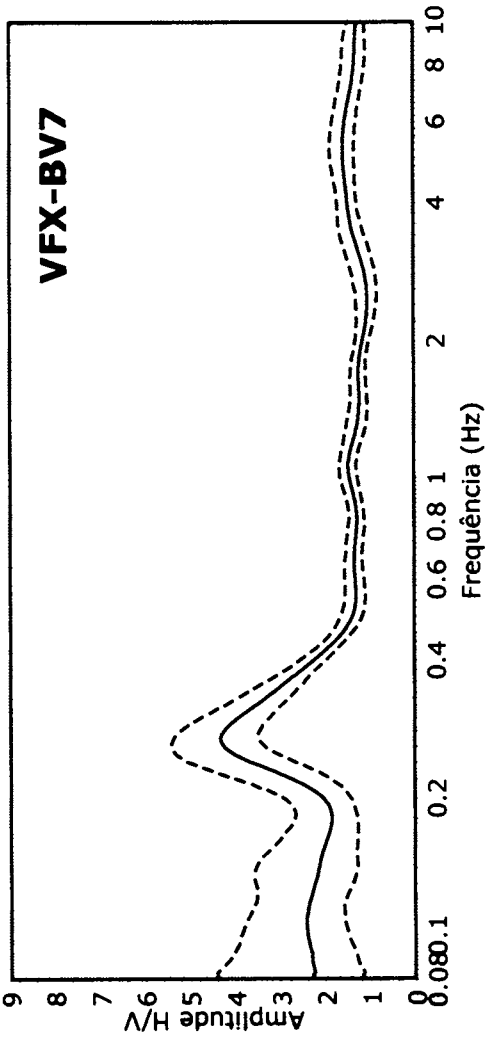
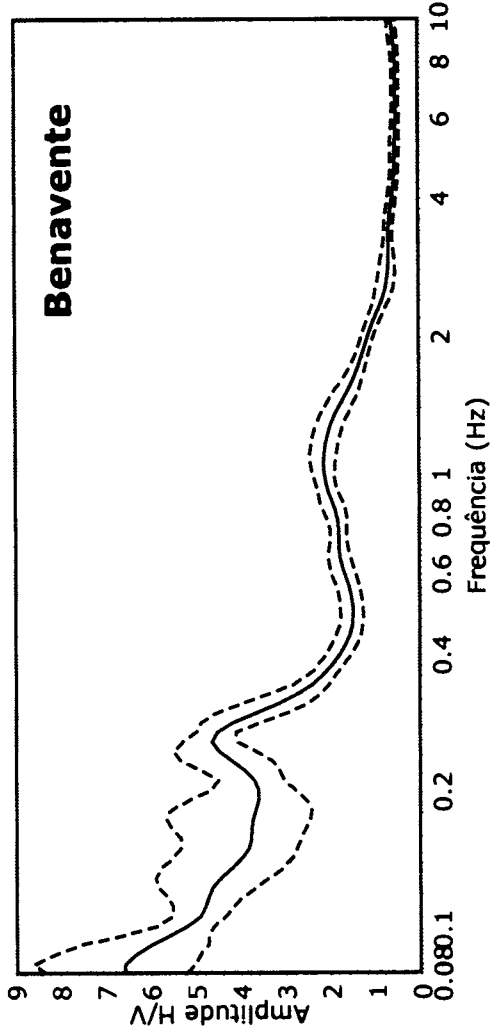
Apêndice D1: Curvas da razão espectral H/V Perfil VFX-BV



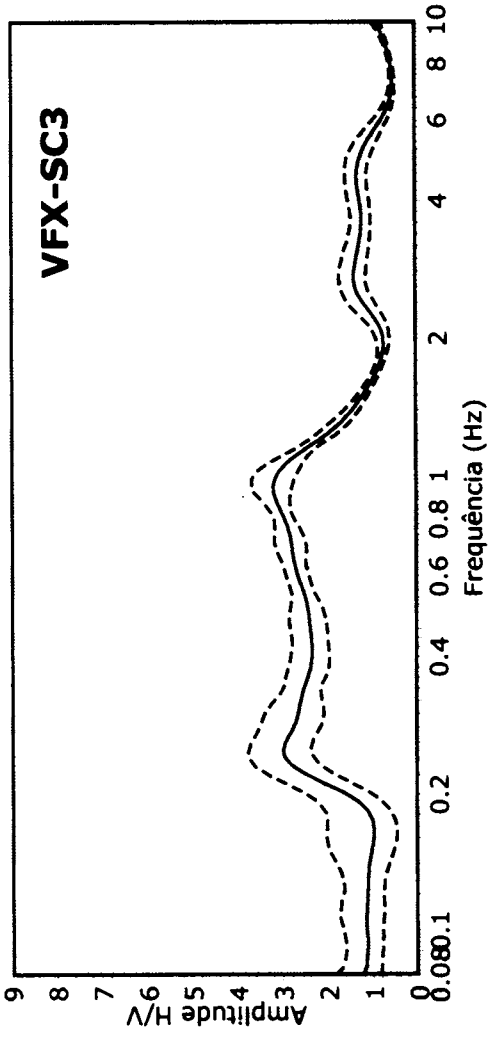
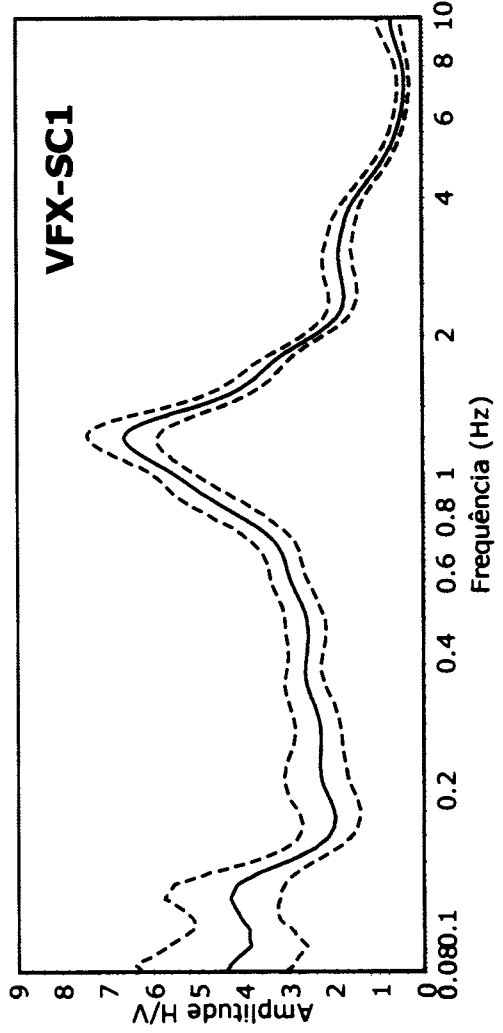


# Apêndices

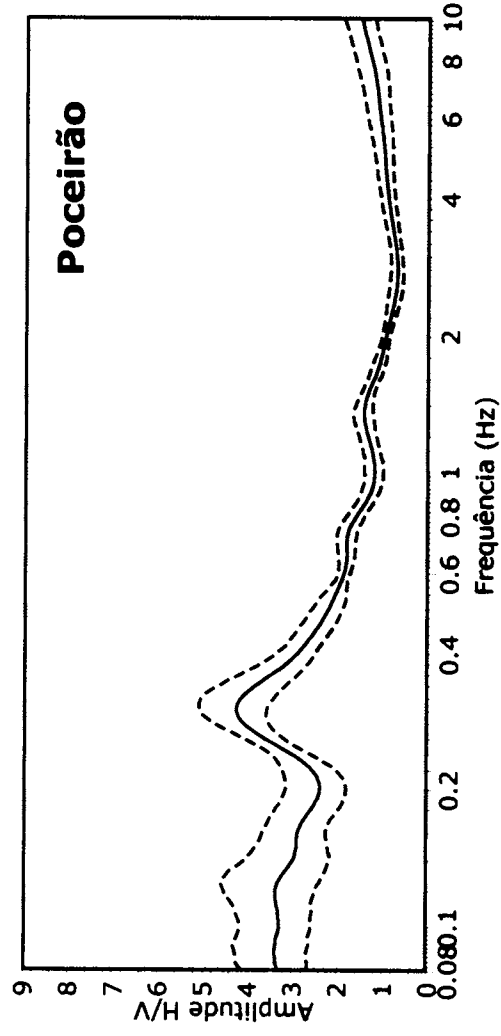
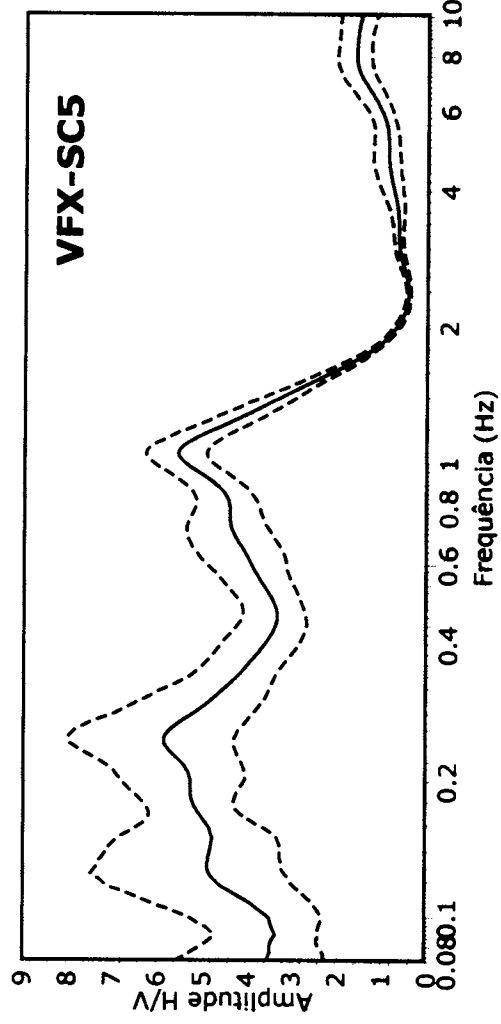
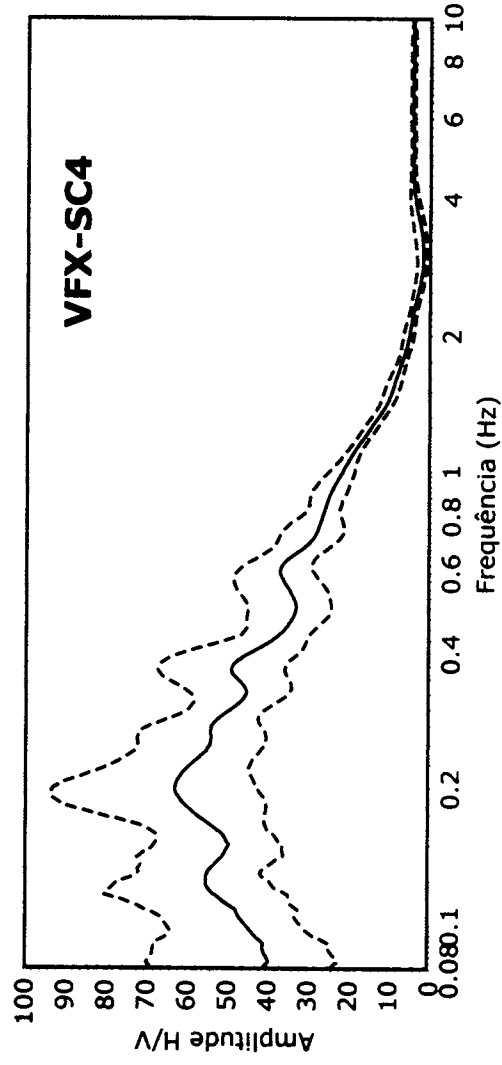
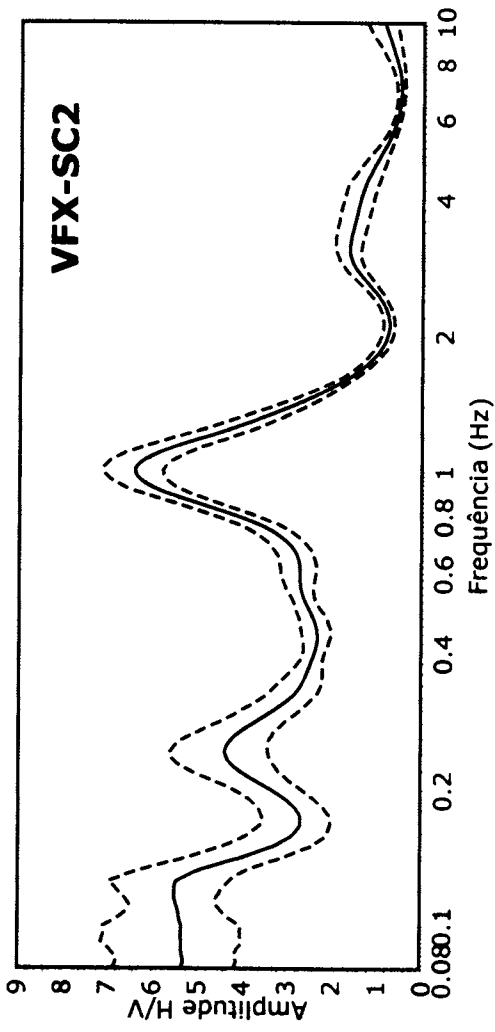




**Apêndice D2: Curvas da razão espectral H/V do perfil VFX-SC e Poceirão**

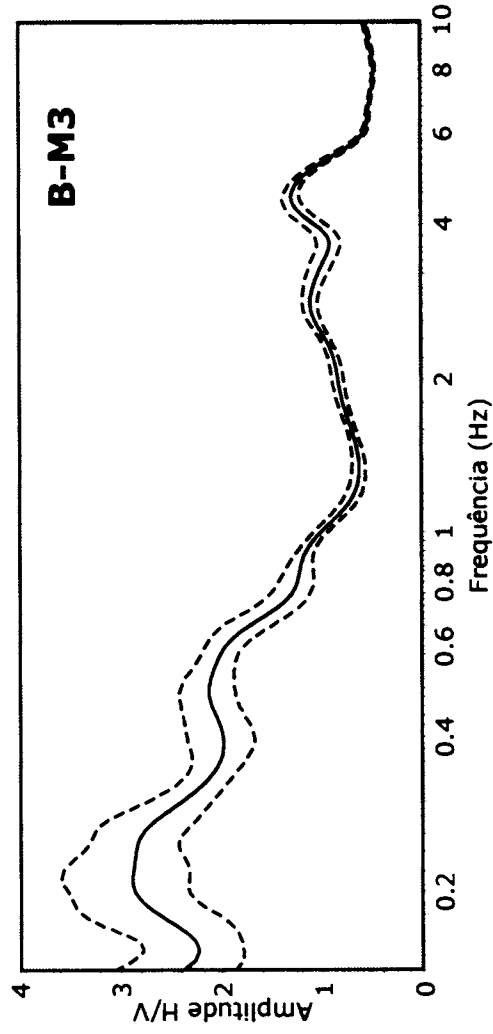
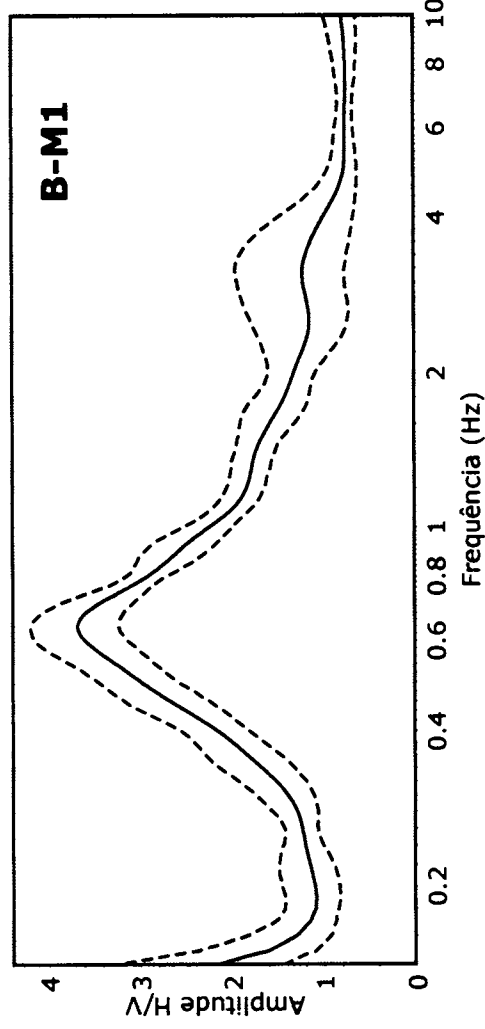
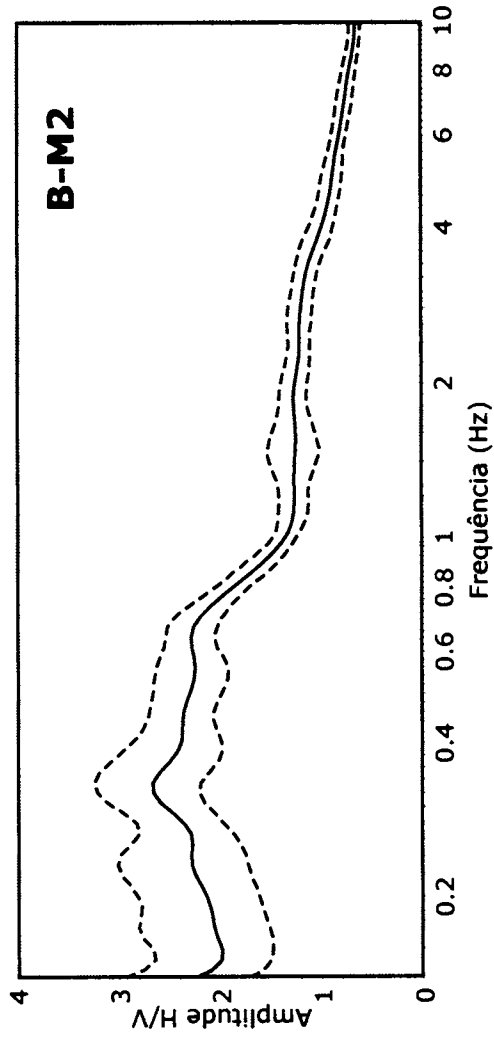


Apêndices



## Apêndices

### Apêndice D3: Curvas da razão espectral H/V do perfil B-M



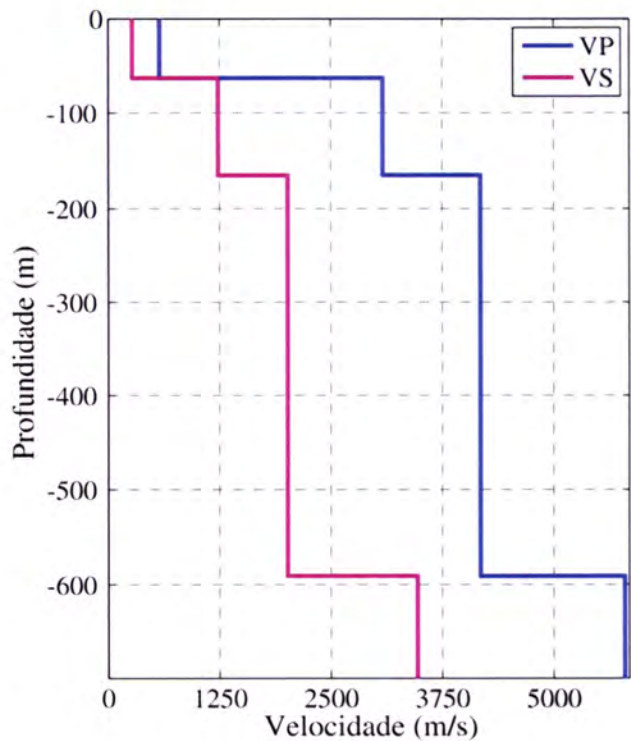
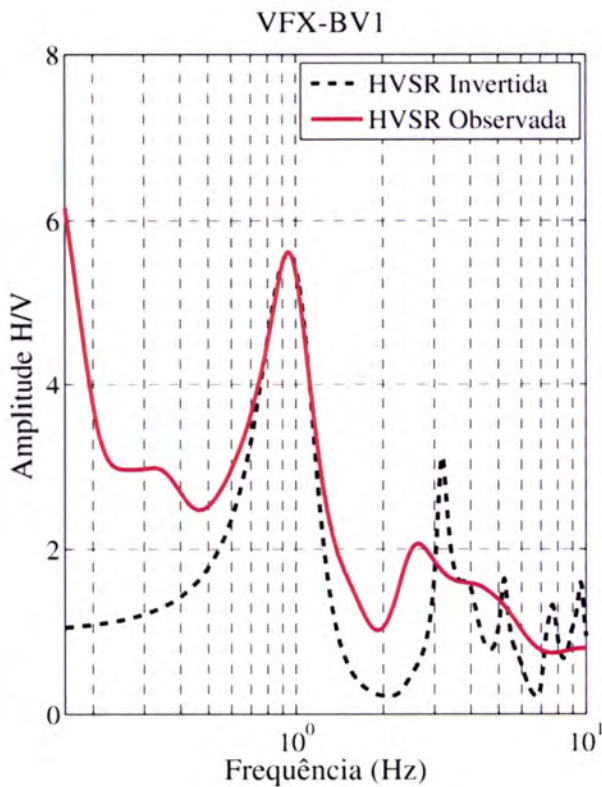
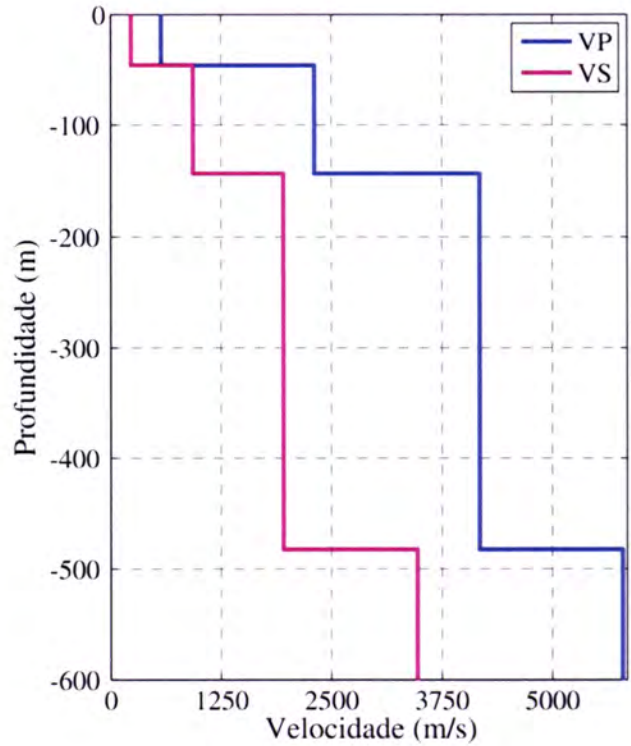
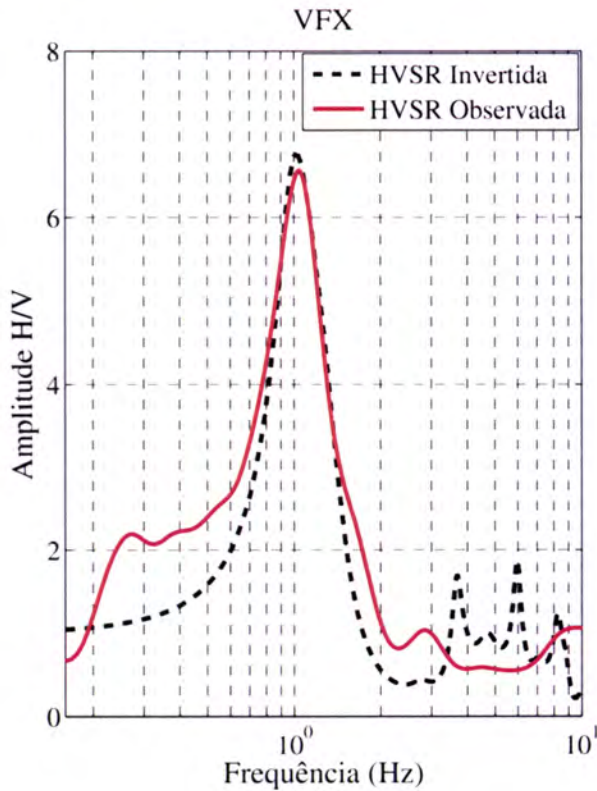
# Apêndices

## **Apêndice E**

### **Curvas H/V teórica e observada e modelos de velocidade invertidos**

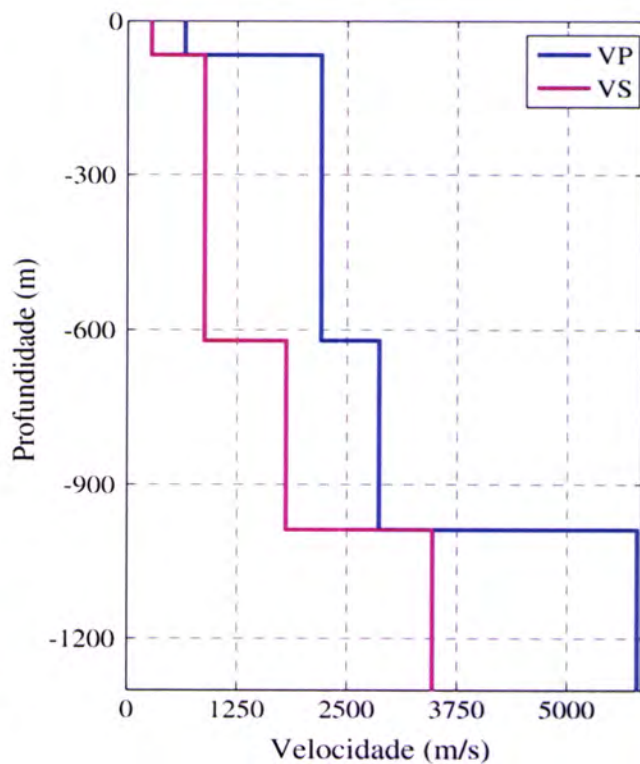
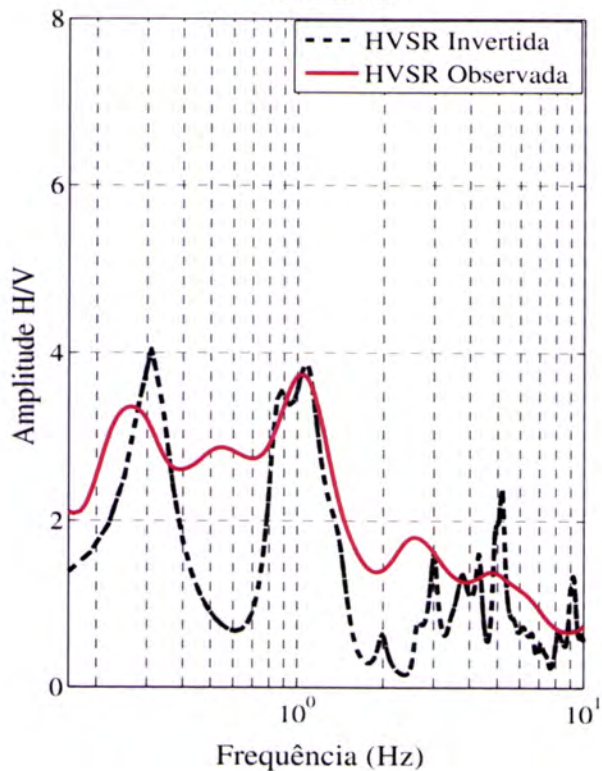
## Apêndices

### Apêndice E1: Curvas H/V teórica e observada e modelo de velocidade dos sítios do perfil VFX-BV

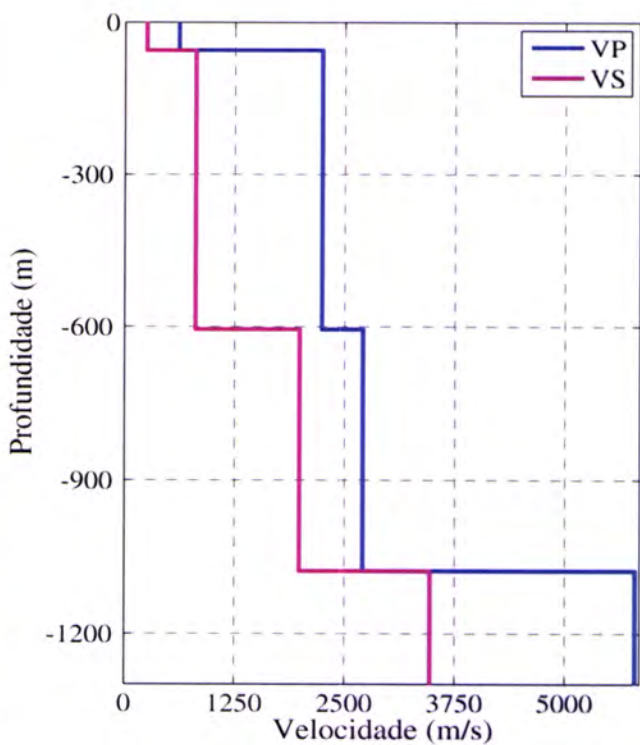
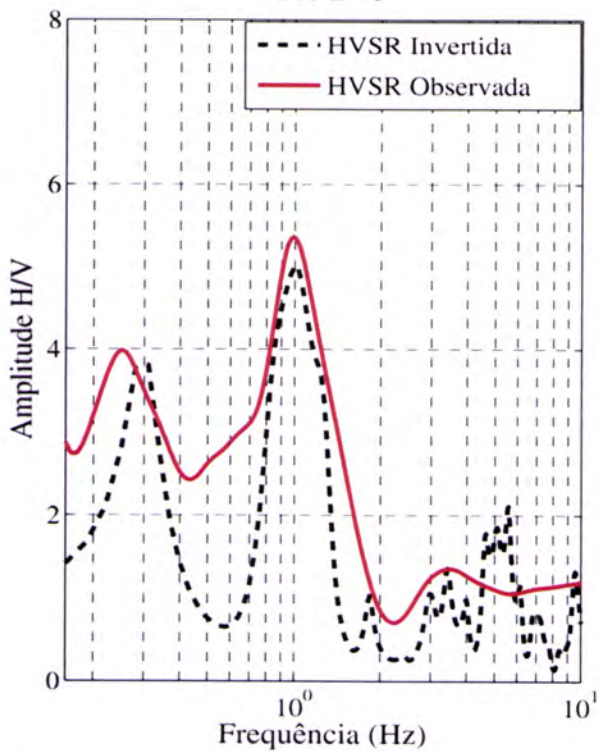


# Apêndices

### VFX-BV2

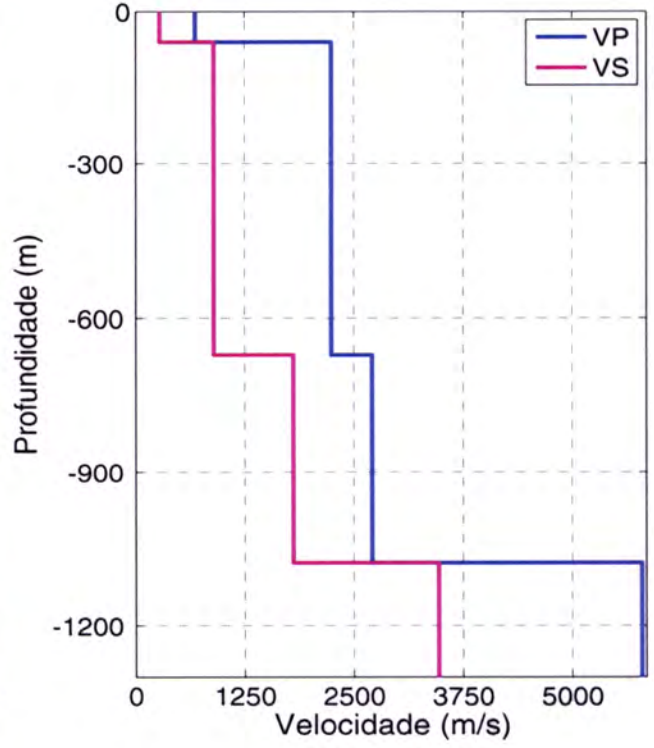
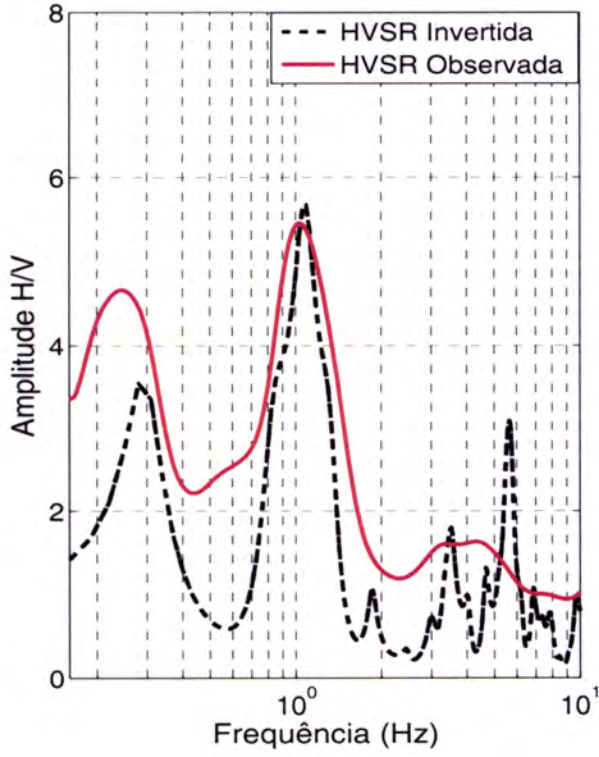


### VFX-BV3

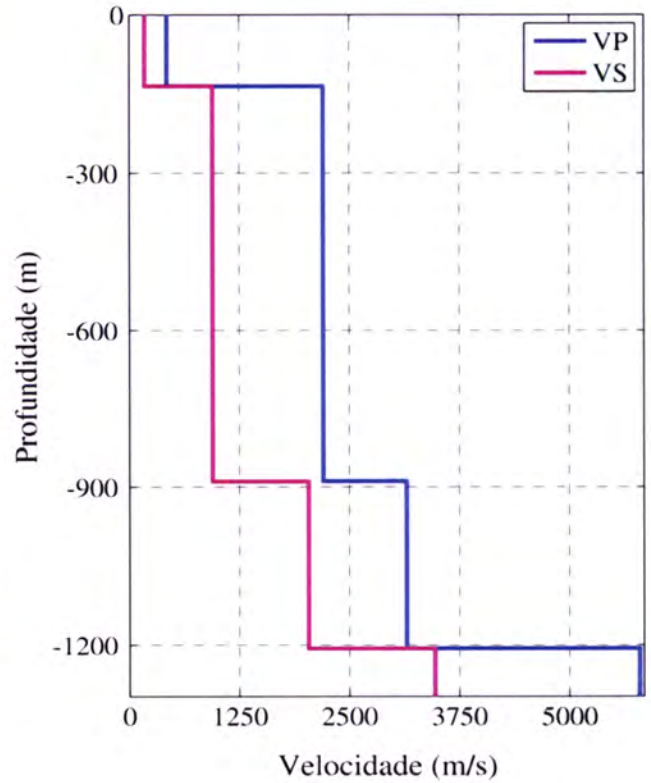
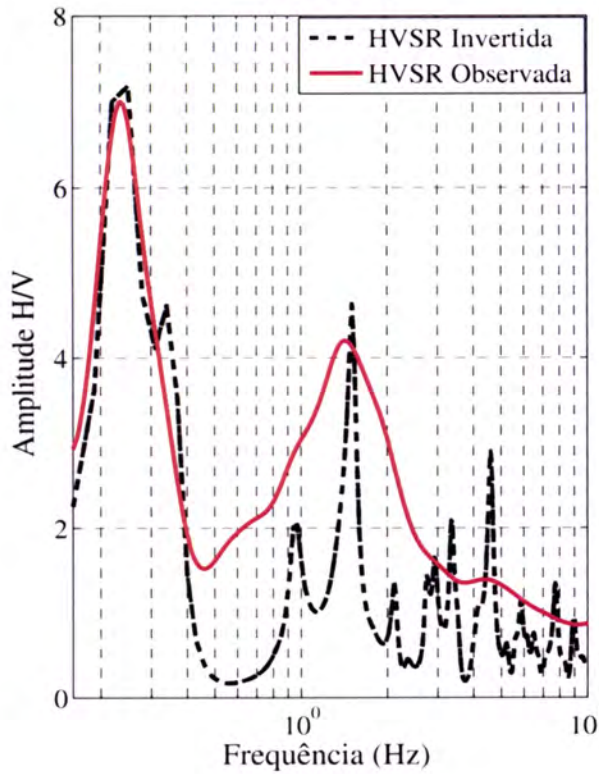


# Apêndices

## VFX-BV4



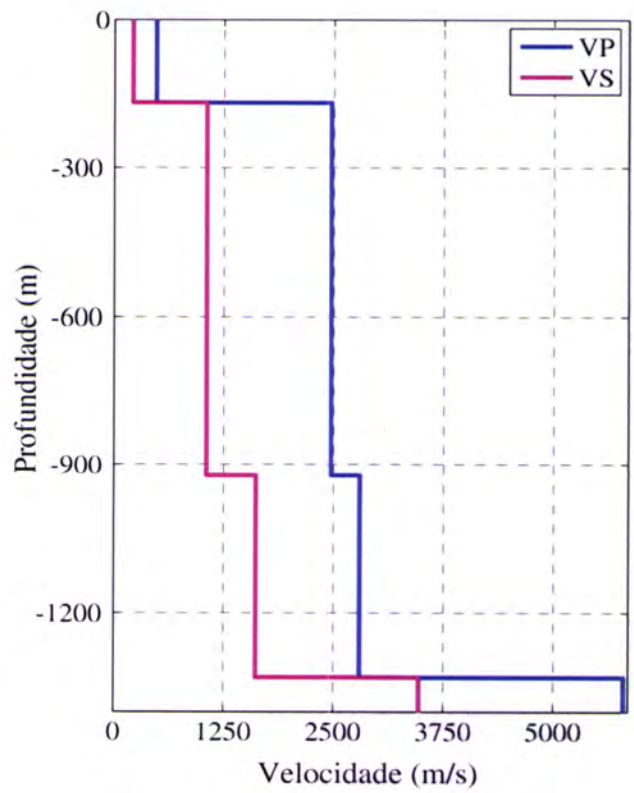
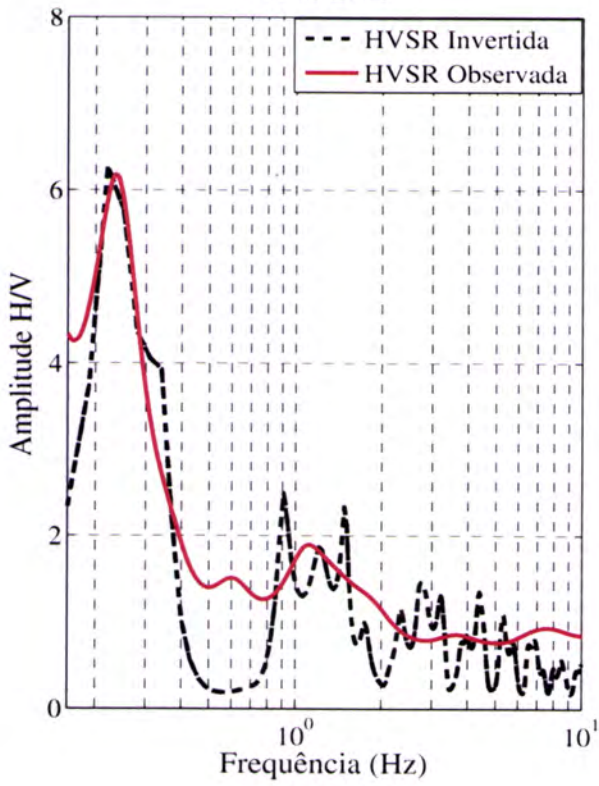
## VFX-BV5



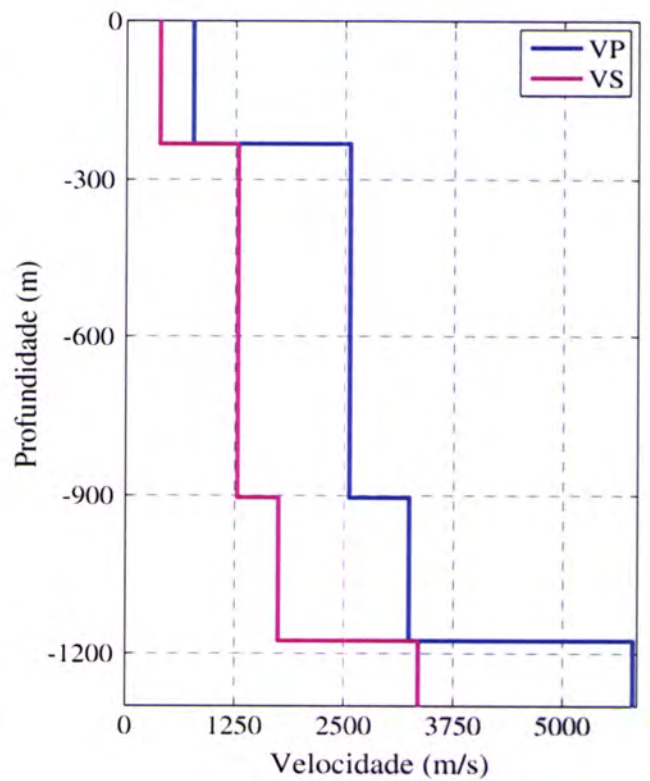
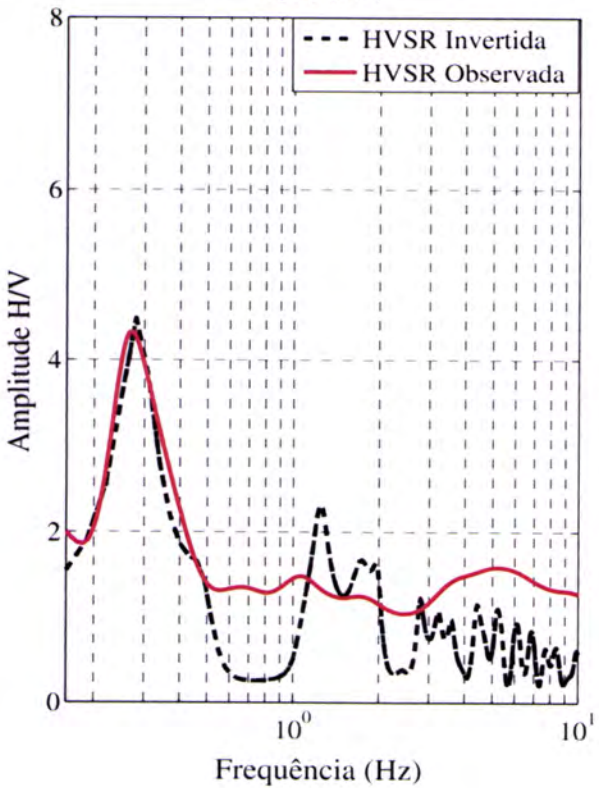


# Apêndices

### VFX-BV6

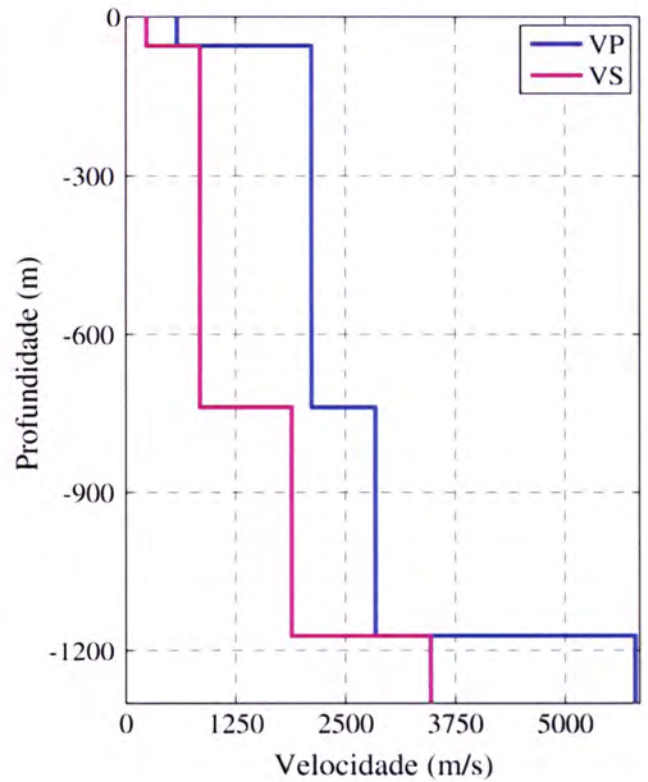
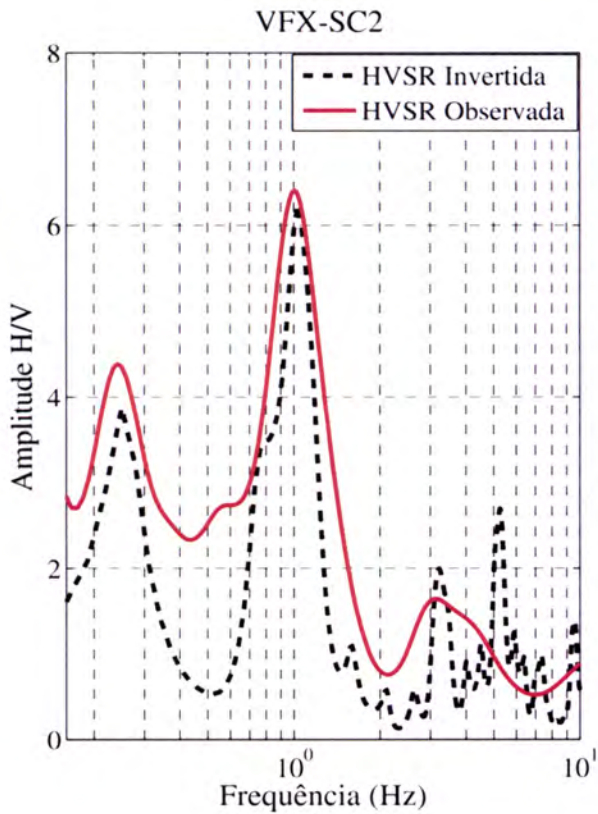
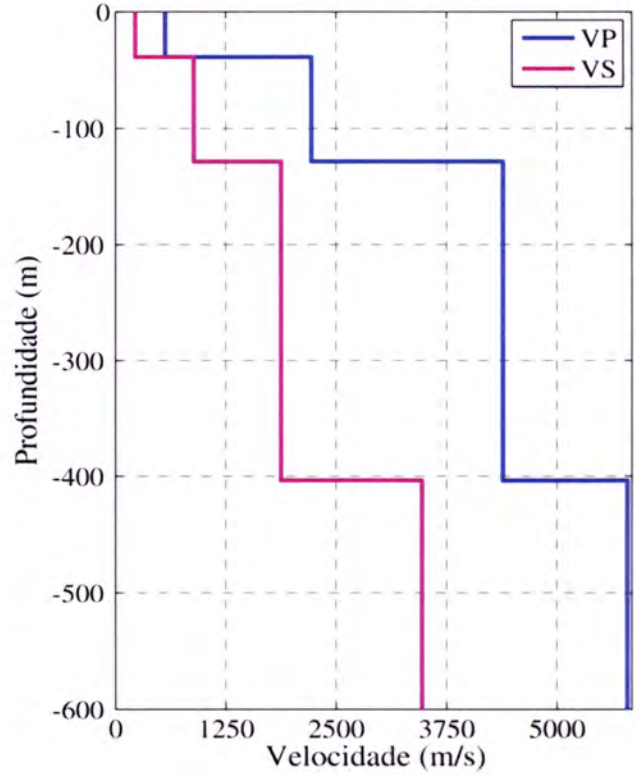
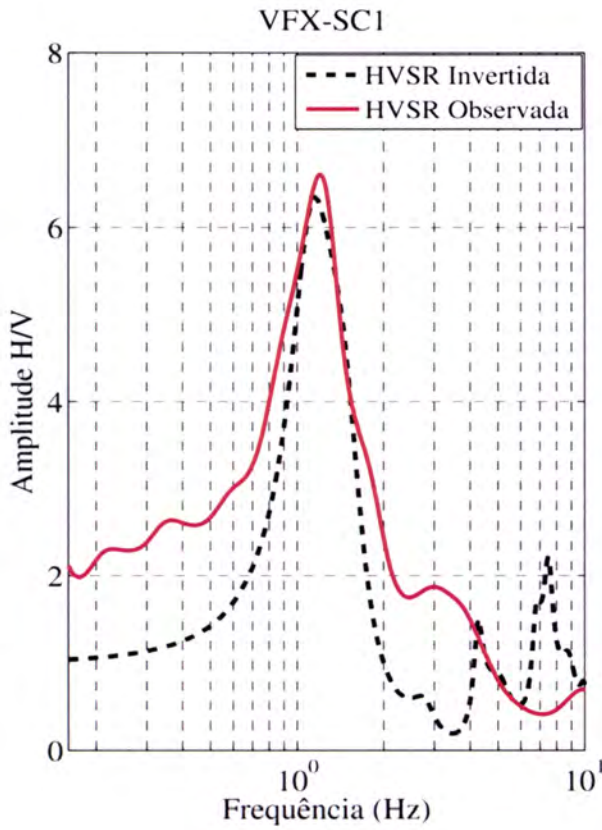


### VFX-BV7

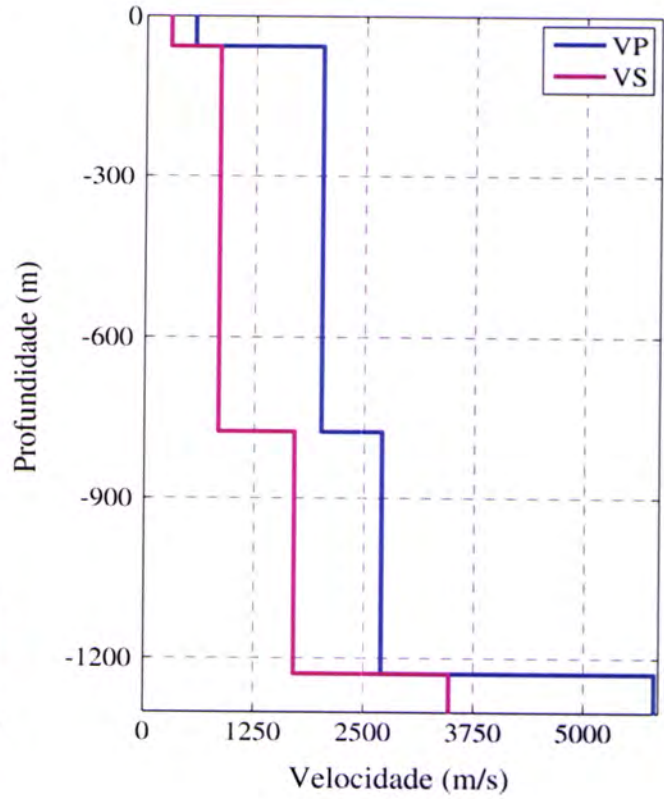
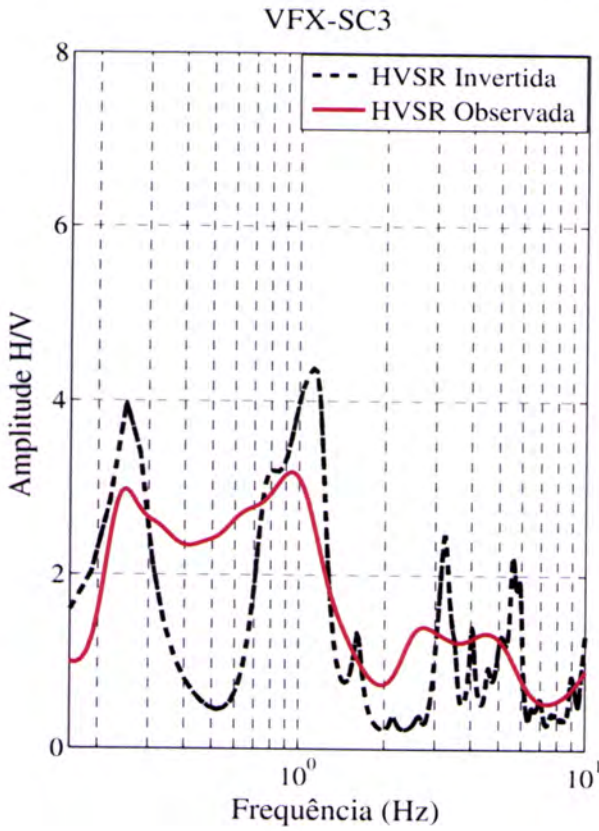


## Apêndices

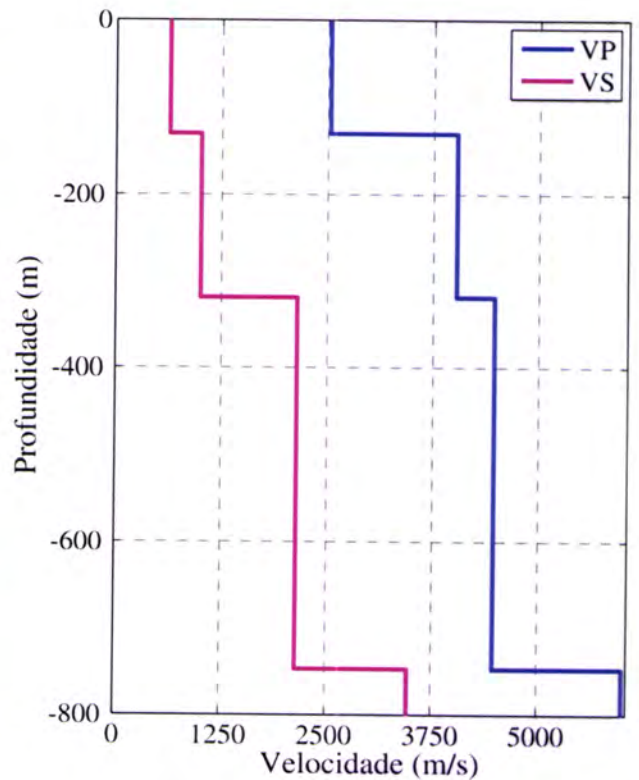
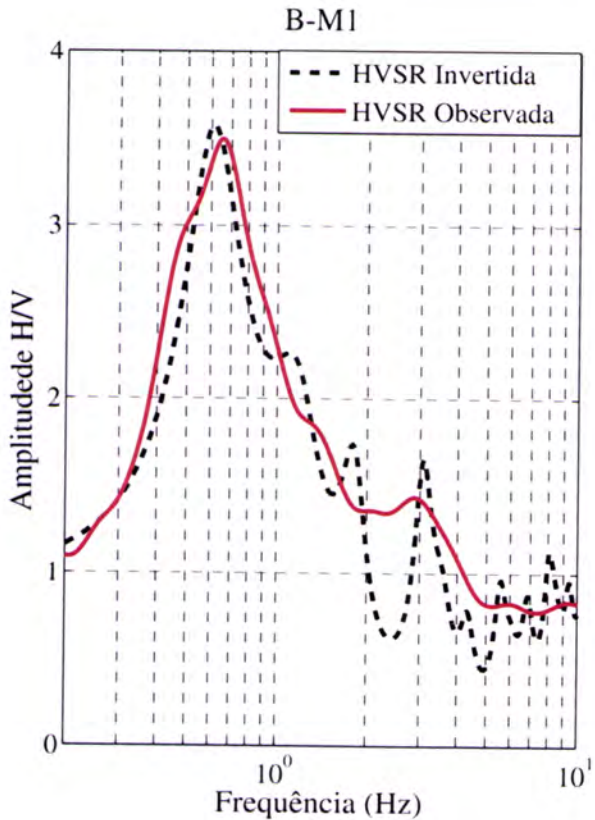
### Apêndice E2: Curvas H/V teórica e observa e modelo de velocidade dos sítios do perfil VFX-SC



## Apêndices



### Apêndice E3: Curvas H/V teórica e observa e modelo de velocidade dos sítios do perfil B-M



# Apêndices

