

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



**Estudo de ondas de volume a partir dos registos de ruído
sísmico ambiente obtidos na rede de observação WILAS**

Carlos Eduardo Mendes dos Santos

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Geofísica Interna

Dissertação orientada por:
Prof. Doutor Luís Matias e Prof. Doutora Graça Silveira

AGRADECIMENTOS

Nesta página quero deixar o meu reconhecimento às pessoas e entidades que contribuíram de um modo positivo para o sucesso desta etapa da minha vida e que espero ser o início de um novo ciclo. Primeiro quero deixar o meu agradecimento à Professora Doutora Graça Silveira e ao Professor Doutor Luís Matias por me terem dado a oportunidade de realizar esta dissertação segundo a sua orientação e pelo apoio e meios fornecidos que acabaram por ser fundamentais. Quero deixar o meu reconhecimento ao meu colega Jaime Convers que graças à sua experiência e conselhos ajudou-me também a evoluir nesta área.

Uma palavra de reconhecimento à Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) que financiou o projecto WILAS (West Iberia Lithosphere and Asthenosphere Structure), REF: PTDC/CTE-GIX/097946/2008 no âmbito do qual o trabalho foi realizado, fornecendo os dados sísmicos. Também agradeço ao Instituto Dom Luiz (IDL) pelo apoio logístico fornecido de modo a executar o meu trabalho.

E, por fim, a dedicatória mais especial de todas vai para a minha Mãe e para o meu Pai que muito me apoiaram não só nesta fase, como também em toda a minha vida, a eles agradeço-lhes todo o incentivo que me deram.

ABSTRACT

The study of reflective layers of the earth's crust and upper mantle is usually estimated using the seismic waves generated by natural (earthquakes) or artificial and human-induced controlled sources. Despite the fact that since the late 50s the knowledge to extract the media Green functions from seismic ambient noise existed, it only became practical a little over a decade ago. This was the result of the advances in seismic instrumentation that allowed for the continuous recording of long series of high-dynamic seismic data. The first applications were dedicated to the retrieving of surface wave Green functions, but more recently, the same technique has been also used to higher frequency data to extract body wave Green functions from seismic ambient noise.

In this work I use seismic data recorded between January 2010 and December 2012 in mainland Portugal under the WILAS project (West Iberia Lithosphere and Asthenosphere Structure). For the first time, in this area, the seismic ambient noise is used to investigate body waves to identify refracted and reflected waves. The results are expected to contribute to the knowledge of the earth's crust and upper mantle structure underneath mainland Portugal.

To achieve this, I used seismic ambient noise analysis methods to obtain the cross-correlation functions of seismic ambient noise between all pairs of the available seismic stations, as well as the autocorrelation functions for each of the stations.

The processing parameters had to be adjusted to take into account the frequency band and characteristics of the body waves.

Analysis of the cross-correlation functions for this study allowed for the construction of "record sections", where the P and S refracted waves are not clearly identified. The analysis of the autocorrelation functions revealed the presence of weak reflections beneath most of the stations. These were interpreted as corresponding to intra-crustal discontinuities and the Moho reflection and also the transition Lithosphere-Asthenosphere reflection.

The low S/N (signal-to-noise ratio) observed for these reflections, did not allow me to obtain a detailed interpretation.

However I found a good agreement with published models, showing that the interpretation of reflected body waves derived from ambient noise analysis is promising.

Keywords: ambient seismic noise, body waves, correlation, Portugal, WILAS

RESUMO

O estudo das camadas reflectoras da crosta terrestre e do manto superior são usualmente estimadas usando as ondas sísmicas geradas por fontes naturais (sismos) ou fontes controladas artificiais e induzidas pelo homem.

Apesar, do facto, de que desde o final dos anos 50 o conhecimento para extrair a média das funções de Green a partir do ruído sísmico ambiente existir, só se tornou prático desde há pouco mais de uma década. Isto deve-se ao resultado dos avanços na instrumentação sísmica que permitiu o registo contínuo de longas séries temporais de dados sísmicos. As primeiras aplicações foram dedicadas à recuperação das funções de Green das ondas superficiais, mas mais recentemente, a mesma técnica também tem sido usada para dados de frequência mais elevada para extrair as funções de Green das ondas de volume a partir do ruído sísmico ambiente.

Neste trabalho eu usei dados sísmicos registados entre Janeiro de 2010 e Dezembro de 2012, em Portugal Continental no âmbito do projecto WILAS (West Iberia Lithosphere and Asthenosphere Structure). Pela primeira vez, nesta área, o ruído sísmico ambiente foi usado para investigar as ondas de volume de modo a identificar ondas refractadas e reflectidas. Espera-se que os resultados atingidos contribuam para o conhecimento da estrutura da crosta e manto superior terrestre abaixo de Portugal Continental.

Para alcançar este objectivo, eu usei os métodos de análise do ruído sísmico ambiente para obter as funções de correlação cruzada do ruído sísmico ambiente entre todos os pares de estações sísmicas disponíveis, bem como as funções de autocorrelação para cada uma das estações.

Os parâmetros de processamento foram ajustados para ter em conta a banda de frequência e as características das ondas de volume. A análise das funções de correlação cruzada para este estudo permitiu a construção de diagramas tempo-distância, no entanto as ondas P e S refractadas não são claramente identificáveis. A análise das funções de autocorrelação revelaram a presença de reflexões fracas sob a maior parte das estações. Estas foram interpretadas como correspondendo às reflexões das descontinuidades intra-crustais e da Moho, e também à reflexão da transição Litosfera-Astenosfera. Dado a baixa razão S/R (sinal/ruído) observada nestas reflexões, não foi possível uma interpretação detalhada.

No entanto eu encontrei uma boa concordância com modelos publicados, mostrando que a interpretação das ondas de volume reflectidas derivadas a partir da análise do ruído ambiente é promissora.

Palavras-chave: ruído sísmico ambiente, ondas de volume, correlação, Portugal, WILAS

ÍNDICE

Agradecimentos	ii
Abstract	iii
Resumo.....	iv
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Tabelas.....	ix
1 Introdução.....	1
2 Principais domínios tectónicos e sua estrutura profunda em Portugal Continental.....	4
3 Metodologia.....	9
3.1 Estado da Arte.....	10
3.2 Extracção das funções de Green	12
3.3 Análise do ruído sísmico ambiente.....	14
3.3.1 Pré-Processamento.....	15
3.3.2 Normalização no domínio do tempo.....	16
3.3.3 Normalização no domínio da frequência.....	18
3.3.4 Correlação Cruzada.....	18
3.3.5 Autocorrelação.....	20
4 Dados.....	22
4.1 Caracterização do ruído ambiente registado na rede WILAS.....	25
5 Processamento dos dados de banda larga.....	27
6 Resultados.....	35
6.1 Funções de Green com correlações cruzadas.....	35
6.2 Identificação de fases convertidas na Moho e noutras discontinuidades.....	38
7 Discussão de Resultados e Conclusões.....	45

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RUÍDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA
REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS

8	Referências Bibliográficas.....	48
	Anexos.....	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização das 49 estações sísmicas usadas neste estudo que estiveram a recolher dados em Portugal Continental entre Janeiro de 2010 e Dezembro de 2012.....	2
Figura 2.1: Localização geográfica de Portugal Continental.....	4
Figura 2.2: Mapas que mostram as principais unidades tectónicas de Portugal Continental.....	5
Figura 2.3: Profundidade da Moho para Portugal Continental obtida no estudo de Dundar et al. (2016).....	7
Figura 3.1: Autocorrelações com janelas de 40s interpretadas como componentes de reflexão da função de Green em cada estação.....	10
Figura 3.2: Secção sísmica global que mostra as ondas de volume telesísmicas a partir das correlações de ruído ambientais.....	11
Figura 3.3: Esquema em que encontra-se a correlação de sinais registados nos receptores A e B, provenientes de uma fonte F.....	12
Figura 3.4: Esquema em que na correlação o sinal é invertido no tempo, dando-se uma emissão de sinal de A para F, e depois esse sinal proveniente do receptor A é reenviado para o receptor B.....	13
Figura 3.5: Exemplo de registo sísmico contínuo durante um dia.....	15
Figura 3.6: Na figura é mostrado exemplos das formas de onda para cada um dos cinco tipos de normalização no domínio do tempo.....	17
Figura 3.7: Exemplo da aplicação da normalização no domínio da frequência para um dia numa estação sísmica.....	18
Figura 3.8: Exemplo da parte causal e anticausal para o somatório de correlações cruzadas de 6 meses entre o par de estações PCVE e PFVI.....	19
Figura 3.9: Exemplo de stack para várias séries temporais de um par de estações.....	20
Figura 4.1: Cobertura azimutal dos trajectos entre pares de estações sísmicas.....	24
Figura 4.2: Mapas dos níveis de ruído sísmico ambiente registados durante o projecto WILAS.....	25
Figura 5.1: Esquema das várias fases de processamento.....	27
Figura 5.2: Exemplo de registo com e sem aplicação do branqueamento espectral.....	29
Figura 5.3: Correlação cruzada entre as estações MTE e PMAFR para o dia 30 de Maio de 2010.....	30
Figura 5.4: Stack de 6 meses (Janeiro-Junho 2010) para o par de estações MTE-PMAFR.....	30
Figura 5.5: Exemplo da emergência do sinal coerente à medida que se vai aumentando a série temporal das correlações diárias.....	31
Figura 5.6: Autocorrelação da estação de MTE para o dia 30 de Maio de 2010.....	32
Figura 5.7: Aplicação do ganho exponencial nos registos.....	33
Figura 5.8: Aplicação do AGC num painel com uma banda de frequência dos 0.8-2.0 Hz.....	34
Figura 6.1: Resultado do somatório das correlações cruzadas dos anos 2010 a 2012 para a estação de MTE com as outras restantes estações de Portugal Continental, em função da distância.....	35
Figura 6.2: Diagrama tempo-distância com as correlações calculadas no âmbito de um estudo para toda a Península Ibérica apresentado por Silveira et al. (2013).....	36
Figura 6.3: Diagrama tempo-distância com o somatório de todas as correlações cruzadas efectuadas neste estudo para Portugal Continental.....	37
Figura 6.4: Representação das autocorrelações filtradas entre 0.8-2.0 Hz, usadas	

para interpretação.....	39
Figura 6.5: Representação, em cada traço, da marcação do tempo duplo de chegada de cada uma das fases identificadas.....	41

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1: Velocidade da onda P, profundidade da Moho, V_p/V_s , coordenadas geográficas e códigos das estações e redes sísmicas para cada estação sísmica usada no trabalho de Dunder et al., (2016).....	8
Tabela 6.1: Valor médio do tempo duplo de chegada da onda P em cada uma das fases identificadas de cada região tectónica.....	42
Tabela 6.2: Valor médio da velocidade estimada para a onda P de cada uma das fases identificadas para cada região tectónica.....	42
Tabela 6.3: Valor médio da profundidade de cada uma das descontinuidades identificadas para cada região tectónica.....	44
Tabela 6.4: Valor médio da espessura de crosta inferior para cada região tectónica.....	44

1. INTRODUÇÃO

Um dos grandes objectivos da sismologia é a obtenção de conhecimento cada vez mais pormenorizado da estrutura interna do nosso planeta.

Para fazer o estudo da estrutura interior da Terra desde o núcleo até à superfície, os sismólogos começaram por usar a energia das ondas provenientes dos eventos sísmicos, quer fossem ondas superficiais ou de volume.

No entanto este método tem certas limitações, dado que a maior parte das ocorrências sísmicas localizam-se perto de fronteiras de placas tectónicas (Boué et al., 2013) e, a distribuição de azimutes dos sismos é restringida pela duração dos eventos sísmicos (Moschetti et al., 2006).

Sendo assim, como as ocorrências de eventos sísmicos não são frequentes e estão irregularmente localizadas, os sismólogos começaram a utilizar, mais recentemente, outro método alternativo para obter ondas sísmicas. Esse método consiste na obtenção das funções de Green do meio a partir das correlações do ruído sísmico ambiente, calculadas para longos períodos de tempo.

Nas últimas duas décadas este método tem sido muito utilizado para a obtenção das curvas de dispersão das ondas superficiais (Shapiro & Campillo, 2004) e, ultimamente, para a extracção das ondas de volume (Poli et al., 2012; Ito et al., 2012; Gorbatov et al., 2013; Tibuleac & von Seggern., 2012), em que a sua extracção é mais complicada do que a das ondas superficiais, dado que a amplitude das ondas de volume vai diminuindo com a profundidade. No entanto, as ondas de volume reflectidas contêm informação sobre a crosta terrestre diferente daquele que contêm as ondas superficiais, particularmente em relação à resolução espacial (Draganov et al., 2007).

Nesse sentido, a partir dos registos de ruído sísmico ambiente obtidos de uma rede densa de estações sísmicas de banda larga em Portugal Continental (Figura 1.1), procura-se neste trabalho apresentar os principais resultados relativos à obtenção da função de Green para as ondas sísmicas de volume aplicando, primeiro, a técnica da correlação cruzada nos registos de ruído sísmico entre os pares de estações sísmicas ao longo de três anos e, também, a técnica da autocorrelação do ruído a partir da componente vertical de cada uma das 49 estações sísmicas utilizadas para este estudo. Deste modo se pretende contribuir para um melhor conhecimento das fases reflectidas da crosta e manto superior no território de Portugal Continental.

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RÚIDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS

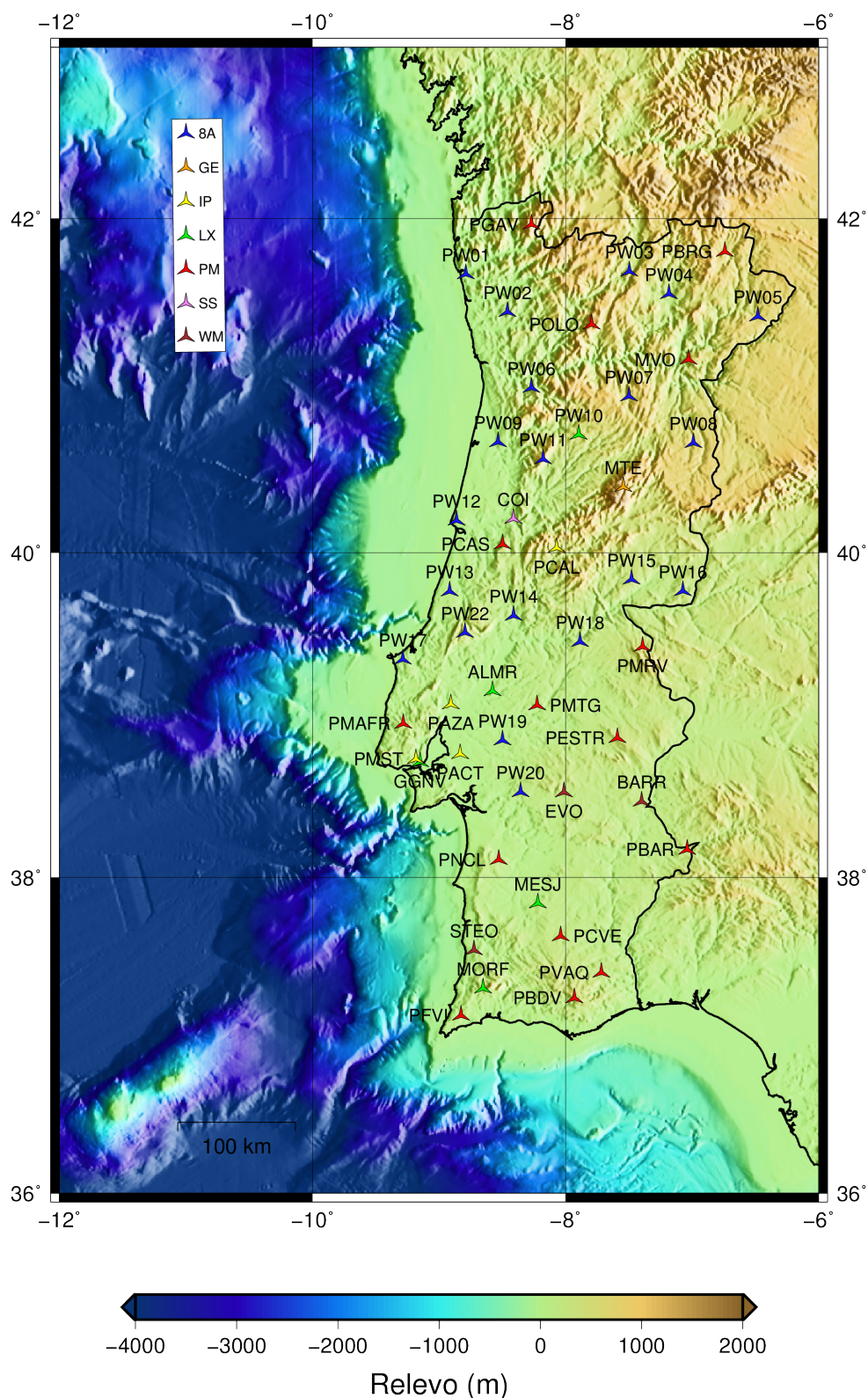


Figura 1.1: Localização das 49 estações sísmicas usadas neste estudo que estiveram a recolher dados em Portugal Continental entre Janeiro de 2010 e Dezembro de 2012. As 7 redes sísmicas são: Rede WILAS (8A), Rede GEOFFON (GE), Rede sísmica de banda larga do Instituto Superior Técnico (IP), Rede Sísmica da Universidade de Lisboa (LX), Instituto Português do Mar e da Atmosfera (PM), Centro de Geofísica de Coimbra (SS), Rede Sísmica do Oeste Mediterrâneo (WM). A batimetria e a topografia foram representadas usando o ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009).

Assim, a seguir a este capítulo introdutório, o estudo encontra-se organizado do seguinte modo:

- No 2º capítulo é apresentada uma descrição geofísica de Portugal Continental baseado em estudos anteriores;

No 3º capítulo são apresentados os métodos usados para este estudo, em que será feita a descrição do estado da arte sobre o ruído sísmico ambiente, incluindo a sua origem e técnicas utilizadas no seu estudo;

- No 4º capítulo será apresentado uma breve descrição da densa rede de estações sísmicas instalada em Portugal Continental e, também se apresentam os critérios de selecção dos dados utilizados neste estudo;

- No 5º capítulo apresenta-se a descrição dos procedimentos utilizados no processamento dos dados;

- No 6º capítulo apresenta-se os diferentes resultados obtidos através da correlação cruzada e autocorrelação dos dados;

- Por fim, no último capítulo é feita a análise e interpretação dos resultados obtidos e apresentam-se também as principais conclusões do trabalho desenvolvido e serão tecidas algumas sugestões para trabalhos futuros.

2. PRINCIPAIS DOMÍNIOS TECTÓNICOS E SUA ESTRUTURA PROFUNDA EM PORTUGAL CONTINENTAL

Portugal Continental faz parte do continente europeu encontrando-se situado no extremo Oeste da Península Ibérica. Faz fronteira a Norte e a Este com a Espanha, sendo banhado a Sul e a Oeste pelo Oceano Atlântico (Figura 2.1).

A fisionomia rectangular de Portugal Continental tem aproximadamente 550 km de comprimento na direcção N-S e 150 km de largura na direcção O-E.

Encontra-se próximo da fronteira entre duas placas tectónicas que são a placa Euro-Asiática e a placa Africana, em que a convergência oblíqua entre elas dá-se a uma taxa de 4.5-6 mm/ano (Fernandes et al., 2003; Serpelloni et al., 2007).

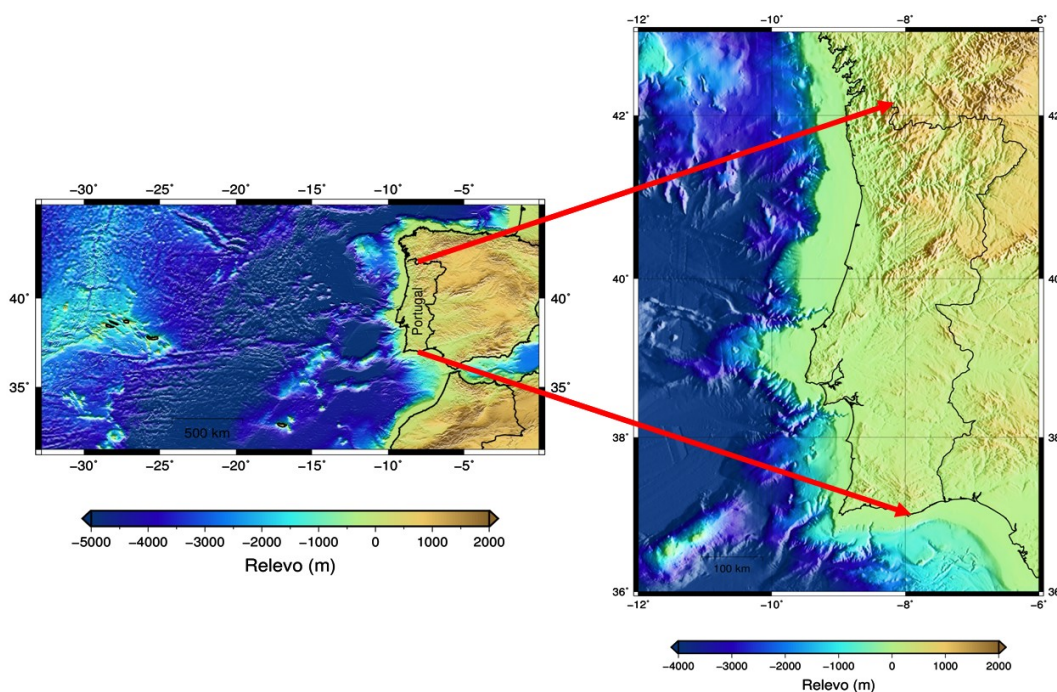


Figura 2.1: Localização geográfica de Portugal Continental. A batimetria e a topografia foram representadas usando o ETOPO1 (Amante & Eakins, 2009).

A principal unidade tectónica que se encontra no Oeste Ibérico é o Maciço Ibérico, um bloco continental afectado pela orogenia Varisca (Dias & Ribeiro, 1995; Simancas et al., 2001). Ele está limitado a oeste pela bacia Mesozoica Lusitana, a sul pela bacia Mesozoica do Algarve e a leste por bacias cenozoicas associadas aos rios Tejo e Douro (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972).

Existem quatro blocos tectónicos do Maciço Ibérico que se encontram em Portugal Continental (figuras 2.2a e 2.2b).

Esses blocos são a Zona Centro Ibérica (ZCI), a Zona de Ossa Morena (ZOM), Zona de Galiza e Trás-os-Montes (ZGTM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972; Simancas et al., 2001). Também se irá fazer referência às bacias que se encontram em Portugal Continental que são a

Bacia Lusitânica (BL), a Bacia do Algarve (BA) e as Bacias do Baixo Tejo e Sado (BBTS) (figuras 2.2a e 2.2b).

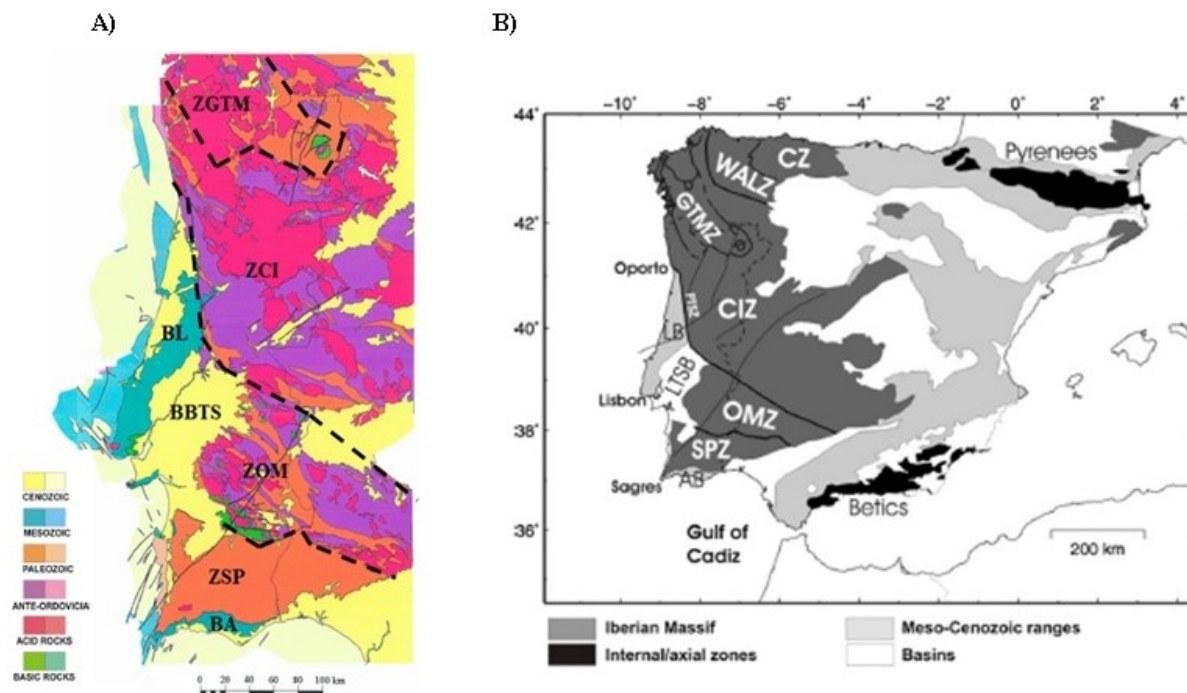


Figura 2.2: Mapas que mostram as principais unidades tectónicas de Portugal Continental. (a) Mapa geológico do Oeste Ibérico mostrando as principais unidades tectónicas, incluindo a estrutura interna do Maciço Ibérico Português. Os limites representados, à exceção do tracejado a negro e da nomenclatura das unidades geológicas, foram simplificados a partir de: 1) Carta geológica de Portugal 1: 1000000, (C.N.A.); 2) Carta geológica da plataforma continental 1: 100000 (I.H., S.F.M., S.G.P., 1978); 3) Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, (I.T.G.E.). (b) Mapa com as principais características tectónicas da Península Ibérica, em que o Maciço Ibérico domina em grande parte o oeste da Península Ibérica da qual faz parte Portugal Continental. Retirado de Vergés & Fernández, (2006).

Têm sido realizados vários estudos de investigação nas últimas décadas sobre a estrutura profunda da crosta e manto superior em Portugal Continental através de perfis sísmicos de refração e de reflexão grande ângulo (e.g., Victor et al., 1980; Matias, 1996). Nos finais da década de 80, a experiência a larga escala “Iberian Lithospheric Heterogeneity and Anisotropy” (ILIHA) forneceu informação valiosa sobre as estruturas da crosta e manto superior na Península Ibérica, mostrando evidências da presença de anisotropia sísmica no manto.

Silveira et al. (2013) utilizou dados do ruído sísmico ambiente para obter as funções de Green das ondas de Rayleigh a partir das correlações cruzadas para delimitar os limites do maciço Ibérico. Mais recentemente, estudos como os de Morais et al. (2015) e Dundar et al. (2016) apresentaram resultados com dados recolhidos do projecto WILAS, a partir de funções receptoras das ondas P e S telesísmicas.

A seguir vamos fazer uma breve retrospectiva dos resultados já obtidos a partir de estudos anteriores para a estrutura profunda da crosta e manto superior em Portugal Continental.

É consenso geral que a crosta em Portugal Continental se encontra dividida em três grandes camadas que são a crosta superior, a crosta média e na base a crosta inferior.

Segundo Matias (1996), a crosta continental abaixo do oeste Ibérico tem uma espessura a variar entre os 28 a 34 km. Neste trabalho foram integrados resultados de trabalhos anteriores, como o ILIHA (ILIHA DSS Group, 1993) e fez-se também a re-interpretação das linhas de refração sísmica pré-

existentes (e.g. Mendes Victor et al., 1980). Matias (1996) na sua síntese revelou uma crosta superior bastante heterogénea com mudanças laterais significativas na velocidade média e uma crosta inferior e média razoavelmente homogéneas com uma velocidade média com pouca variação. A crosta média nas zonas internas da orogenia Varisca é mais espessa do que nas zonas externas.

Em geral, a profundidade da Moho situa-se aos 30 km sendo que os valores mais baixos de profundidade estão mais localizados perto da costa e os maiores para o interior.

Sendo assim, usando as sínteses de Matias (1996) e de Diaz et al. (2009), podemos descrever as propriedades da estrutura da crosta da seguinte forma:

1. A cobertura sedimentar chega a ser muito espessa atingindo os 5 km na Bacia Lusitânica (BL) e os 6 km na Bacia do Algarve (BA). Quanto às velocidades sísmicas, na Bacia Lusitânica atinge os 5 km/s, na Bacia do Algarve os 5.3 km/s, e na Zona Sul Portuguesa (ZSP) têm uma velocidade de 5.2 a 5.3 km/s;
2. A crosta superior caracteriza-se por ser heterogénea, mas por norma a velocidade da onda P varia entre os 5.9 e 6.2 km/s e a sua espessura varia entre 8 a 12 km (Diaz et al., 2009);
3. A crosta média exhibe geralmente velocidades da onda P entre os 6.2 e 6.6 km/s. Ela está bem definida nas zonas ZSP e ZOM, menos na ZCI e identifica-se no norte de Portugal com alguma dificuldade;
4. A crosta inferior exhibe geralmente velocidades no intervalo dos 6.6 a 7.1 km/s. A crosta inferior no norte de Portugal encontra-se a uma profundidade de 21 km, enquanto nas zonas ZSP e ZOM a profundidade da crosta inferior é mais elevada, entre os 25 e 26 km reduzindo-se para valores de 22 km à medida que se aproxima da costa Ocidental e Algarvia. A velocidade da onda P no topo do manto superior é geralmente de 8.0 a 8.1 km/s. Excepcionalmente, altas velocidades na ordem dos 8.3 km/s foram observadas no maciço Ibérico, no noroeste da Península Ibérica.
5. Entre a superfície e a Moho, Matias (1996) considerou que a velocidade média quadrática seria de 6.2 a 6.3 km/s, sendo que seria maior em áreas em que a crosta superior é mais rápida e mais lenta em áreas ocupadas por bacias sedimentares.

Outro facto que foi considerado importante nos estudos realizados é haver uma diferença significativa no topo da crosta inferior entre as zonas ZSP e ZOM, por um lado, e a ZCI, por outro.

No estudo de Dundar et al. (2011), em que usou a técnica das funções receptoras das ondas P e S telesísmicas, situou a profundidade da transição Litosfera-Astenosfera no sul de Portugal Continental entre os 90 e 100 km.

Também usando a técnica das funções receptoras e os dados registados pelo projecto WILAS, Dundar et al. (2016) mostrou que a espessura da crosta tem em média 30 km, variando entre os 24 e 34 km.

Dundar et al. (2016) observou um adelgaçamento da crosta até aos 28 km abaixo da parte central ZCI e na parte oriental da ZSP como se pode verificar na figura 2.3.

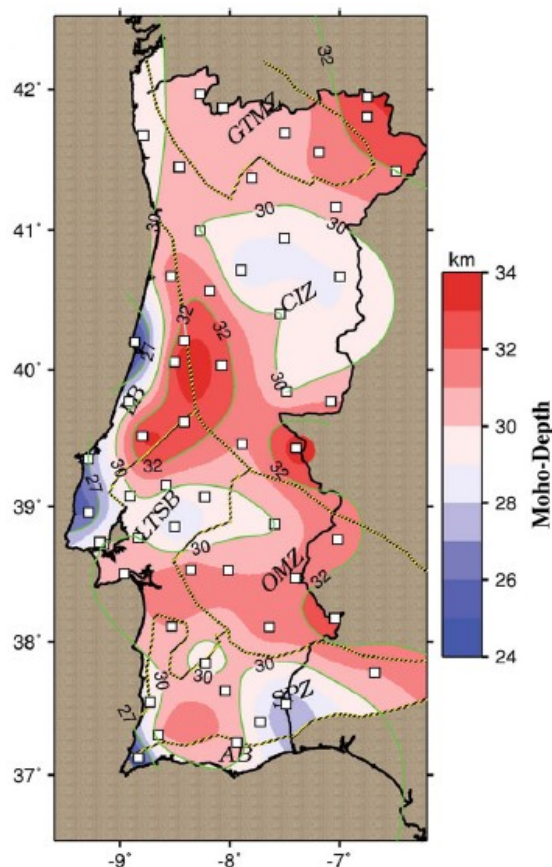


Figura 2.3: Profundidade da Moho para Portugal Continental obtida no estudo de Dundar et al. (2016).

Nesse estudo mostra-se também que a espessura da crosta apresenta uma leve variação em estações localizadas nas zonas ZCI e ZGTM em que a profundidade da Moho varia entre os 30 e 32 km. No sul de Portugal as estações localizadas nas zonas ZOM e ZSP apresentam uma grande variação na espessura da crosta apresentando valores entre os 28 e 33 km. Os valores mais baixos da espessura da crosta correspondem a estações localizadas perto da costa, nomeadamente nas bacias BL, BBTS e BA. Os principais resultados do estudo de Dundar et al. (2016), nomeadamente para a velocidade média da onda P, profundidade da Moho, entre outros, apresentam-se na tabela 2.1. De referir que no estudo de Dundar et al. (2016) foram usadas efectivamente 55 estações sísmicas para o seu estudo enquanto no presente trabalho foram usadas 49 estações sísmicas.

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RUIDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS

Tabela 2.1: Velocidade da onda P, profundidade da Moho, V_p/V_s , coordenadas geográficas e códigos das estações e redes sísmicas para cada estação sísmica obtidas no trabalho de Dundar et al. (2016).

Number-station	Network code	Station code	Longitude (°)	Latitude (°)	V_p (km/s)	Moho depth (km)	V_p/V_s
1	8A	PW01	-8.79	41.67	6.3	29.5 ± 3.0	1.82 ± 0.09
2	8A	PW02	-8.46	41.45	??	??	??
3	8A	PW03	-7.50	41.69	6.5	30.0 ± 0.8	1.72 ± 0.05
4	8A	PW04	-7.18	41.56	6.5	31.5 ± 1.1	1.65 ± 0.08
5	8A	PW05	-6.48	41.42	6.5	32.0 ± 0.8	1.67 ± 0.06
6	8A	PW06	-8.27	41.00	6.3	30.0 ± 0.9	1.68 ± 0.07
7	8A	PW07	-7.50	40.95	6.3	29.0 ± 0.8	1.68 ± 0.05
8	8A	PW08	-6.99	40.67	6.3	29.0 ± 0.8	1.71 ± 0.06
9	8A	PW09	-8.53	40.67	6.3	31.5 ± 1.2	1.69 ± 0.07
10	8A	PW11	-8.18	40.57	6.3	31.5 ± 1.4	1.68 ± 0.07
11	8A	PW12	-8.86	40.20	6.3	24.0 ± 1.9	1.86 ± 0.10
12	8A	PW13	-8.92	39.77	??	??	??
13	8A	PW14	-8.41	39.62	??	??	??
14	8A	PW15	-7.48	39.84	6.3	30.0 ± 0.8	1.73 ± 0.06
15	8A	PW16	-7.07	39.77	6.3	31.0 ± 0.8	1.68 ± 0.06
16	8A	PW17	-9.29	39.35	??	??	??
17	8A	PW18	-7.89	39.46	6.3	31.0 ± 1.6	1.69 ± 0.08
18	8A	PW19	-8.50	38.85	6.2	28.0 ± 0.8	1.76 ± 0.06
19	8A	PW20	-8.36	38.53	6.3	31.5 ± 0.9	1.67 ± 0.06
20	8A	PW22	-8.80	39.51	6.3	33.0 ± 1.3	1.72 ± 0.07
21	ES	ECAL	-6.74	41.94	6.5	33.0 ± 0.8	1.70 ± 0.06
22	ES	ELOB	-8.06	41.87	6.5	30.5 ± 0.8	1.70 ± 0.06
23	ES	EBAD	-7.01	38.76	6.3	31.5 ± 0.8	1.74 ± 0.06
24	ES	EGRO	-7.48	37.53	6.2	27.5 ± 2.1	1.80 ± 0.11
25	ES	EMIN	-6.67	37.77	6.3	31.0 ± 2.4	1.66 ± 0.07
26	G/WM	EVO	-8.01	38.53	6.3	31.0 ± 0.8	1.72 ± 0.05
27	WM	BARR	-7.40	38.47	??	??	??
28	WM	SETU	-8.96	38.50	??	??	??
29	WM	STEO	-8.72	37.55	6.2	29.0 ± 1.8	1.77 ± 0.08
30	GE	MTE	-7.54	40.40	6.3	30.0 ± 0.8	1.71 ± 0.05
31	IP	PACT	-8.83	38.77	??	??	??
32	IP	PAZA	-8.91	39.08	??	??	??
33	IP	PCAL	-8.07	40.03	6.3	32.5 ± 0.8	1.69 ± 0.06
34	IP	PMST	-9.18	38.74	6.3	30.0 ± 1.9	1.79 ± 0.09
35	LX	PW21	-8.58	39.16	??	??	??
36	LX	PW10	-7.90	40.72	6.3	28.5 ± 0.8	1.72 ± 0.06
37	LX	MESJ	-8.22	37.84	6.2	29.5 ± 0.8	1.70 ± 0.06
38	LX	MORF	-8.65	37.30	6.2	30.5 ± 0.8	1.70 ± 0.06
39	LX	PDRG	-7.64	38.11	6.3	31.5 ± 2.0	1.72 ± 0.06
40	PM	MVO	-7.03	41.17	6.5	30.5 ± 0.8	1.71 ± 0.05
41	PM	PBAR	-7.04	38.18	6.2	33.0 ± 1.5	1.68 ± 0.08
42	PM	PBDV	-7.93	37.24	6.2	30.5 ± 0.8	1.75 ± 0.06
43	PM	PBRG	-6.74	41.81	6.5	31.5 ± 2.0	1.69 ± 0.06
44	PM	PCAS	-8.50	40.05	6.3	33.0 ± 3.8	1.63 ± 0.13
45	PM	PCVE	-8.04	37.63	6.3	30.5 ± 1.4	1.73 ± 0.07
46	PM	PESTR	-7.59	38.87	6.3	30.0 ± 0.8	1.74 ± 0.06
47	PM	PFVI	-8.83	37.13	6.2	25.0 ± 1.8	1.85 ± 0.09
48	PM	PGAV	-8.27	41.97	6.5	30.5 ± 0.8	1.72 ± 0.06
49	PM	PMAFR	-9.28	38.96	6.3	26.0 ± 2.0	1.85 ± 0.09
50	PM	PMRV	-7.39	39.43	6.3	33.5 ± 0.8	1.68 ± 0.06
51	PM	PMTG	-8.23	39.07	6.2	29.5 ± 0.9	1.72 ± 0.06
52	PM	PNCL	-8.53	38.11	6.2	31.0 ± 0.8	1.68 ± 0.06
53	PM	POLO	-7.79	41.37	6.5	31.0 ± 0.9	1.67 ± 0.06
54	PM	PVAQ	-7.72	37.40	6.2	28.5 ± 0.8	1.78 ± 0.06
55	SS	COI	-8.41	40.21	??	??	??

3. METODOLOGIA

Podemos dizer que a investigação do ruído sísmico teve o seu início em 1957 quando Aki mostrou que era possível obter, a partir do seu estudo, as curvas de dispersão das ondas superficiais.

Uns anos mais tarde, em 1968, Claerbout demonstrou teoricamente que ‘um lado da autocorrelação do sismograma devido a uma fonte impulsiva em profundidade é o sismograma devido a uma fonte impulsiva na superfície’. Mais tarde, esta teoria foi levada na prática ao se registar ruído sísmico ambiente por fontes e receptores co-localizados (Wapenaar, 2004).

Na mesma altura, o trabalho seminal de Shapiro & Campillo, 2004 mostrou que fazendo a soma da ação cruzada de dados de ruído sísmico ambiente registado entre duas estações sísmicas tornava possível extrair informação da estrutura da Terra ao longo do trajecto de ligação. Foi demonstrada a existência de ondas superficiais nas correlações cruzadas entre pares de estações com distâncias relativamente consideráveis.

Este método da correlação cruzada estendeu-se, por fim, à análise das ondas de volume para o estudo interior da Terra (e.g. Draganov *et al.*, 2007; Zhan *et al.*, 2010; Poli *et al.*, 2012).

Outros trabalhos recentes (Tibuleac & von Seggern, 2012; Gorbatov *et al.*, 2013; Kennett, 2015; D’Hour *et al.*, 2015) demonstraram que através da autocorrelação de ruído sísmico poderiam obter fases da crosta e do manto superior reflectidas a partir da componente vertical de uma única estação sísmica.

A origem do ruído sísmico ambiente, que pode também ser denominado por microtremores ou microsismos, resulta de factores naturais ou então da actividade antropogénica. O ruído sísmico ambiente tem uma variação sazonal e não é idêntico em todas as bandas de períodos.

Na banda dos curtos períodos ($T < 2s$) o nível de ruído registado é geralmente devido à actividade antropogénica. Este ruído é muitas vezes relatado à actividade humana e é muito observado por todo o mundo (e.g., Peterson, 1993; McNamara & Buland, 2004; Díaz *et al.*, 2010). O ruído de curto período é geralmente mais elevado nas componentes horizontais do que na componente vertical.

A partir da banda microsísmica ($2s \leq T \leq 20s$) começamos a ter o ruído de origem natural. Nesta banda microsísmica o ruído tem a sua origem na interacção entre a actividade dos oceanos e a litosfera, como por exemplo, a pressão das ondas oceânicas ao embaterem no fundo oceânico, ou então o choque das ondas nas zonas costeiras (Hasselmann, 1963). O ruído microsísmico tem um nível similar nas componentes horizontal e vertical, tendo uma grande variação sazonal.

Na banda dos longos períodos ($T > 20s$), o ruído sísmico é causado pelas condições meteorológicas, vento ou pressão atmosférica (Sorrells, 1971; Sorrells *et al.*, 1971). Nesta banda a componente vertical é geralmente baixa mesmo para locais com níveis elevados de ruído noutras bandas. No entanto, o ruído nas componentes horizontais pode ser muito elevado, essencialmente causado por ligeiros desnivelamentos devido à variação da pressão atmosférica, vento, etc.

O ruído com frequências abaixo de 1Hz é fundamentalmente constituído por ondas superficiais (Yamanaka *et al.*, 1994).

As ondas de volume são mais detectáveis no ruído com frequências mais elevadas (e.g. Poli *et al.*, 2012). Estudos anteriores (Arrowsmith *et al.*, 2009; Koper *et al.*, 2010) indicaram que nos curtos períodos (0.25-2.5s), o ruído sísmico contém uma quantidade significativa de energia de ondas de volume.

3.1. ESTADO DA ARTE

Tibuleac & von Seggern (2012) demonstraram que se podia obter fases da crosta e do manto superior reflectidas a partir da componente vertical de uma única estação sísmica através da autocorrelação do ruído sísmico. Fizeram a análise das autocorrelações do ruído sísmico ambiente de 2005 a 2008 numa banda larga de três componentes na rede USArray instalada em Nevada. Utilizaram um método através da análise contínua da forma de onda para estimar a componente de reflexão da onda P. Nesse estudo, os autores mostraram evidências de um reflector na descontinuidade de Moho derivada pela primeira vez a partir de autocorrelações de ruído sísmico ambiente, utilizando dados de curto período (~1s). Utilizaram algoritmos aproximados aos de Bensen et al., (2007). Demonstraram com este método que pode ser usado em qualquer lugar para estimar a profundidade da Terra por baixo das estações onde se encontram os sensores sísmicos. As autocorrelações interpretadas como componentes de reflexão da função de Green em cada estação encontram-se na figura 3.1, em janelas de 40s.

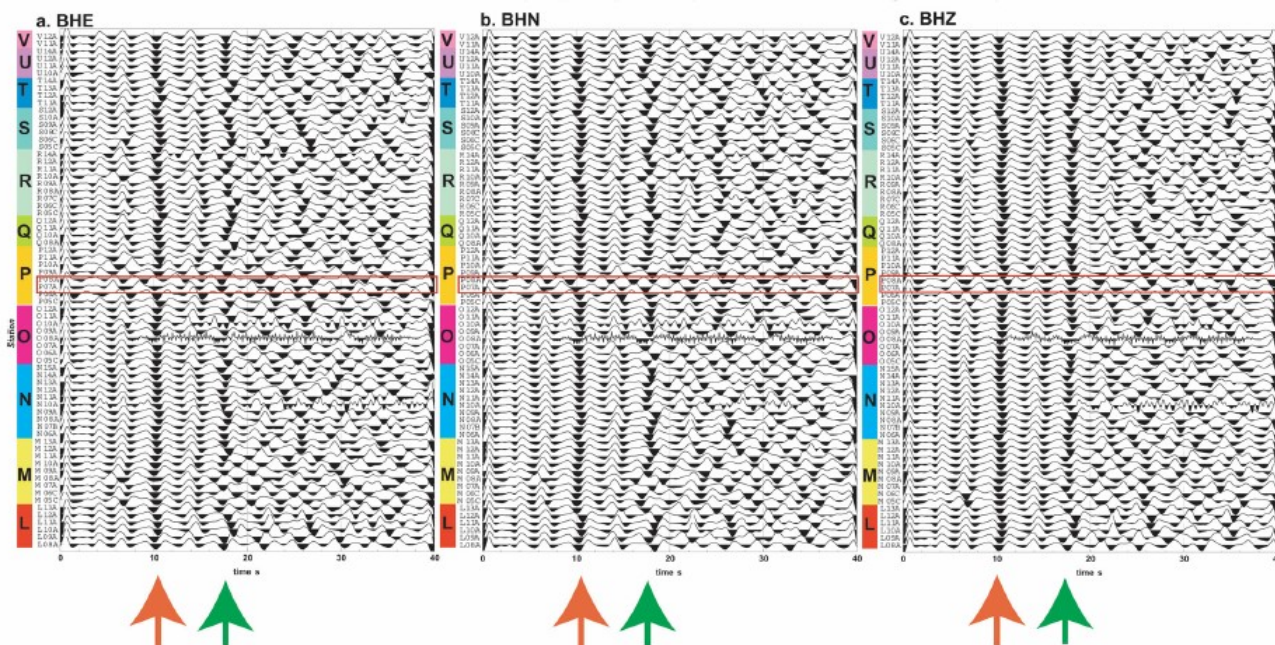


Figura 3.1: Autocorrelações com janelas de 40s interpretadas como componentes de reflexão da função de Green em cada estação. Nas figuras (a-c) foi utilizado filtro passa banda 0.5-1 Hz, fase zero, 8 pólos, comprimento de janela AGC de 5s, e fracção taper 0.02. A primeira grande reflexão (seta a vermelho) foi interpretada como a reflexão da onda PmP na Moho aos ~10s que foi visualizada nas três componentes. A segunda reflexão aos ~17s (seta a verde) foi interpretada como a reflexão da onda SmS que foi visualizada igualmente nas três componentes. Retirado de Tibuleac & von Seggern (2012).

Como se pode observar pela figura de cima foram verificadas chegadas aos ~10s e ~17s. Aos ~10s foi considerado a chegada da onda PmP reflectida à Moho enquanto que aos ~17s foi considerado a reflexão da onda SmS na Moho. Tibuleac & von Seggern (2012) argumentaram que existe suficiente energia das ondas de volume no ruído sísmico ambiente para realçar as características da crosta. Estudos anteriores (Arrowsmith et al., 2009; Koper et al., 2010) indicaram que nos curtos períodos (0.25-2.5s), o ruído sísmico contém uma quantidade significativa de energia de ondas de volume.

O estudo de Boué et al., (2013) mostrou uma análise global que prova que as estruturas mais profundas da Terra podem ser obtidas através dos registos das correlações cruzadas de ruído sísmico ambiente. Apresentou-se sismogramas de ondas de volumes globais que foram extraídas do ruído sísmico ambiente. Os autores usaram 1 ano (2008) de registos verticais a partir de 339 estações de banda larga distribuídas globalmente. Essas estações encontravam-se distribuídas em diferentes regiões tectónicas, umas com nível de sismicidade alta, outras com níveis mais baixos. A figura 3.2a mostra as correlações de 1 hora em função da distância dos pares de estações numa banda de período dos 25 a 100s. Como era esperado, as correlações de ruído de banda larga mostram claramente as ondas de Rayleigh que são proeminentes em curtas distâncias, no entanto também nota-se outras ondas que emergem claramente. A figura 3.2b mostra os sismogramas sintéticos que foram calculados no PREM (Preliminary reference Earth model).

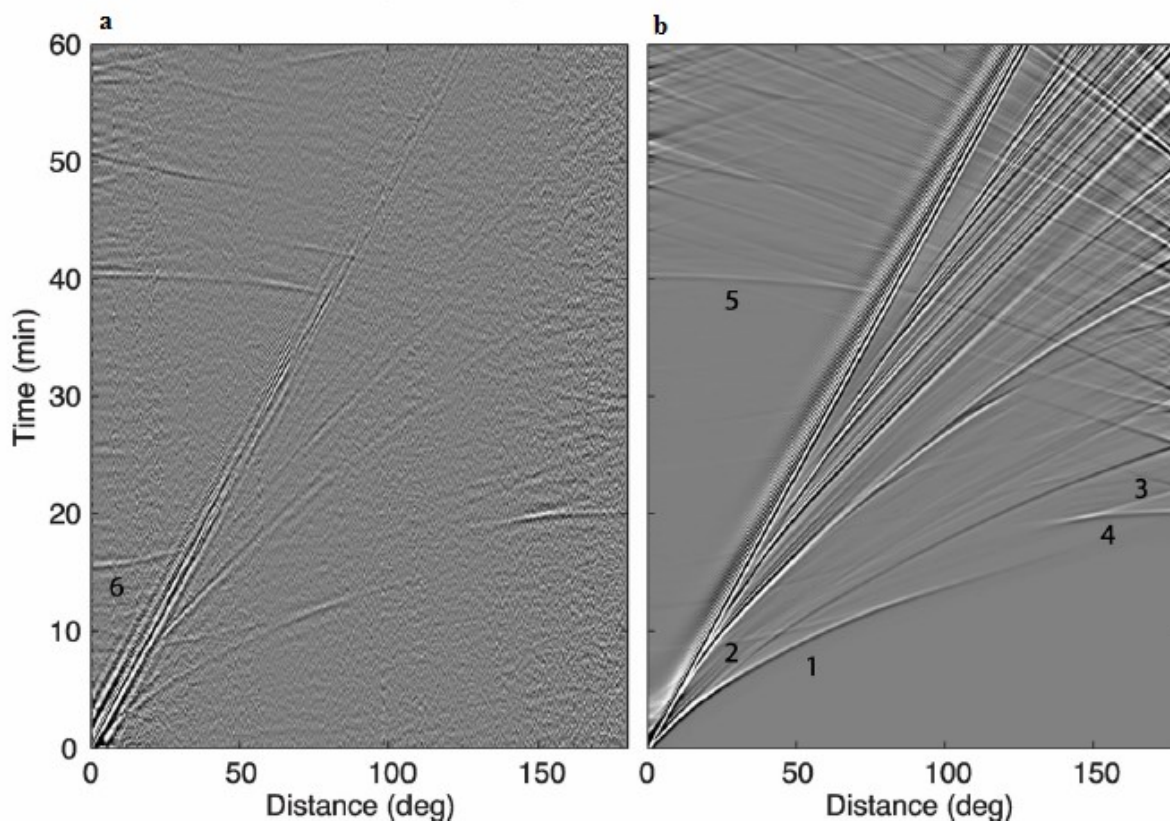


Figura 3.2: Secção sísmica global que mostra as ondas de volume telescismicas a partir das correlações de ruído ambiente. (a) Correlações cruzadas do ruído ambiente para o conjunto de estações utilizadas no estudo de Boué et al. (2013) e filtradas na banda de período de 25-100s. A onda S reflectida no núcleo externo (ScS) encontra-se indicada com o número 6. (b) Encontra-se representado os sismogramas sintéticos do PREM. 1, onda directa (P); 2, onda P reflectida no núcleo externo (PcP); 3, onda P que penetrou no interior do núcleo externo (PKP); 4, onda P que atravessou o núcleo externo, entrou no núcleo interno com características tipo P e, após sair do núcleo externo, continuou a sua propagação com as mesmas características (PKIKP); 5, PKIKP plus PKIKP (P'P'). Retirado de Boué et al. (2013)

3.2. EXTRACÇÃO DAS FUNÇÕES DE GREEN

A função de Green pode ser descrita como a resposta do meio a um impulso sísmico de uma fonte impulsiva, e é a solução da equação geral da elastodinâmica,

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla(\nabla \cdot u) - \frac{\mu}{\rho} \nabla \times (\nabla \times u) + f \quad (3.1)$$

onde u é o deslocamento, ρ é a densidade e f é a função da fonte. O parâmetro de Lamé, λ , e o módulo de rigidez μ descrevem as propriedades elásticas do meio (Aki & Richards, 1981).

A função de Green contém toda a informação sobre o meio de propagação de tal forma que conhecendo o sinal emitido pela fonte, é possível reconstituir (por convolução) o sinal que é registado no ponto receptor.

Diversos autores mostraram ser possível a recuperação da função de Green pela correlação dos dados de ruído sísmico ambiente a partir de um campo de ondas aleatório (Weaver & Lobkis, 2001, 2004; Wapenaar, 2004; Shapiro & Campillo, 2004).

Uma maneira de demonstrar a reconstrução da função de Green é a comparação da correlação cruzada pelo princípio da reversão do tempo desenvolvida por Derode et al. (2003).

Considera-se então uma fonte F emitindo um impulso $e(t)$ e dois receptores em dois pontos A e B como se pode ver na figura 3.3.

Tanto os receptores A e B recebem esse sinal de impulso, em que $h_{FA}(t) \otimes e(t)$ vai ser a resposta ao impulso entre F e A , e $h_{FB}(t) \otimes e(t)$ vai ser a resposta ao impulso entre F e B . O símbolo \otimes representa a convolução.

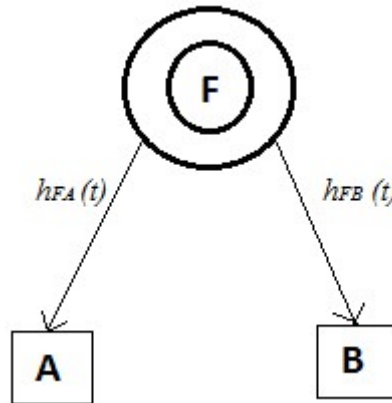


Figura 3.3: Esquema em que encontra-se a correlação de sinais registados nos receptores A e B , provenientes de uma fonte F .

A correlação cruzada dos sinais registados em A e B é estabelecida como,

$$C_{AB}(t) = h_{FA}(-t) \otimes h_{FB}(t) \otimes f(t) \quad (3.2)$$

em que,

$$f(t) = e(t) \otimes e(-t) \quad (3.3)$$

Se o meio for estático, a correlação também pode ser estabelecida como:

$$C_{AB}(t) = h_{AF}(-t) \otimes h_{FB}(t) \quad (3.4)$$

dado que,

$$h_{FA}(t) = h_{AF}(t) \quad (3.5)$$

Agora estando numa situação em que o sinal é invertido no tempo (ver figura 3.4), poderá imaginar-se que A transmite um impulso que é propagado e registado em F como $h_{AF}(t)$, em F o sinal é revertido no tempo e reenviado como $h_{AF}(-t)$, e depois registado em B como:

$$h_{AF}(-t) \otimes h_{FB}(t) \quad (3.6)$$

Assim pode-se concluir que Derode et al. (2003) mostrou que o resultado desta correlação em que se inverteu o sinal no tempo é igual ao resultado da correlação entre os pontos A e B de um impulso proveniente de uma fonte F .

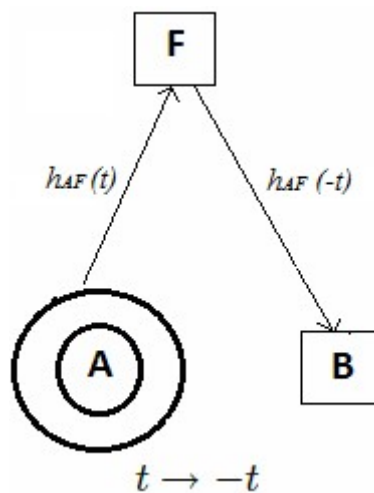


Figura 3.4: Esquema em que na correlação o sinal é invertido no tempo, dando-se uma emissão de sinal de A para F , e depois esse sinal proveniente do receptor A é reenviado para o receptor B .

3.3. ANÁLISE DO RUÍDO SÍSMICO AMBIENTE

A Terra é um planeta dinâmico com interações complexas entre a litosfera, os oceanos e a atmosfera. Dessa interação resulta uma fonte de energia sísmica permanente que se propaga pelo Globo, (Poli et al., 2012; Boué et al., 2013). As correlações do ruído sísmico assim gerado vai permitir extrair as funções de Green para as ondas superficiais e de volume a partir de sequências de longos períodos de tempo de registo.

Segundo Aki & Richards (1981), para entender o ruído sísmico ambiente é preciso primeiro definir os conceitos de sinal e ruído. Define-se o sinal como a parte desejada dos dados e o ruído como a parte que se exclui da análise. Mas esta definição é subjectiva e depende muito do contexto da análise dos dados. Em sismologia convencional a maior parte da análise dos dados sísmicos era baseada nos sinais gerados por tremores de terra. O resto do sismograma, na ausência de sinais de fontes sísmica, era designado como ruído, no entanto com a exploração de métodos de investigação para a análise do ruído sísmico ambiente a situação reverte-se, o sinal relevante passa a ser a parte do sismograma que não contém as ocorrências de eventos sísmicos, mas sim, as interações entre as ondas do oceano, pressão atmosférica e a litosfera que estão na origem do ruído sísmico ambiente. Quanto à parte do sismograma em que aparece o sinal de ocorrências sísmicas ele passará a ser ruído, ou seja, a parte que neste contexto não interessa analisar. Por isso é necessário fazer a sua remoção, caso estejam presentes nos registos, para uma melhor análise do ruído sísmico ambiente.

A análise dos dados de ruído sísmico ambiente tem as seguintes vantagens (Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; D'Hour et al., 2015):

1. Obtenção de registos de sinais sísmicos coerentes sem a necessidade de esperar por um evento sísmico ou utilizar fontes artificiais induzidas pelo homem, possibilitando assim descartar parâmetros de fonte, como o local e o mecanismo focal;
2. A facilidade na obtenção de uma grande quantidade de medições de correlação de ruído, dado este ser contínuo;
3. Ser um método não invasivo ou destrutivo.

Normalmente, como as fontes de eventos sísmicos se dão maioritariamente junto às fronteiras de placas tectónicas, o seu estudo fica muito confinado espacialmente a estas regiões. Com a vantagem de o ruído ser contínuo e não ter limitação na distribuição espacial de fontes, isto é, poder ser medido para qualquer direcção de propagação da onda, a utilização recente de correlações dos dados de ruído sísmico ambiente para fazer o estudo do interior da Terra teve como benefício a obtenção de novas informações sobre as regiões menos activas sísmicamente (Draganov et al., 2007). Verifica-se na figura 3.5 a taxa de ocupação do ruído sísmico ambiente no registo sísmico contínuo em relação a uma ocorrência de um grande evento sísmico.

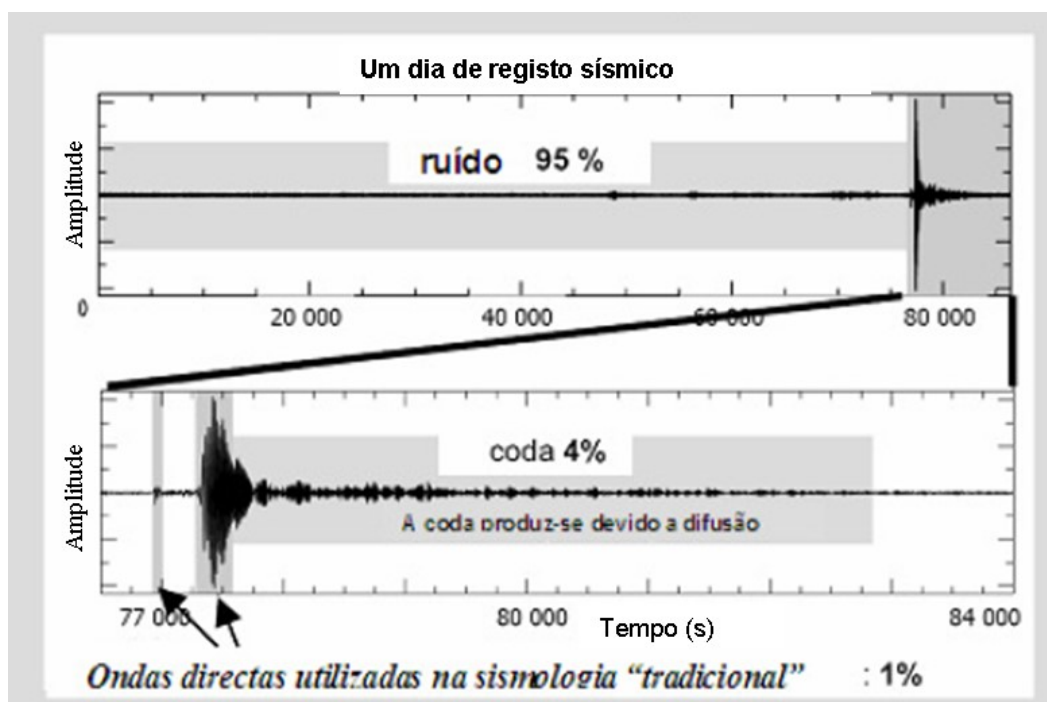


Figura 3.5: Exemplo de registo sísmico contínuo durante um dia. Este registo mostra bem a grande diferença na ocupação no registo sísmico por parte do ruído sísmico ambiente em relação a uma grande ocorrência sísmica. Adaptado de Gouédard (2008).

Um registo sísmico contém na sua grande parte ruído (no sentido convencional). Já uma ocorrência sísmica, quando ocorre, só representa uma pequena parte do registo. Assim demonstra-se a maior facilidade na obtenção de dados através do ruído ambiente, por este ser contínuo, em relação a um grande evento sísmico que acontece esporadicamente. Hoje em dia, a utilização das correlações de ruído tem sido muito importante pois tem permitido obter informação muito valiosa, como sejam a construção de diagramas tempo-distância para as ondas de volume e identificação de fases reflectidas na Moho e noutras descontinuidades intracrustais.

3.3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO

Tal como é referido em Bensen et al. (2007) a sequência de processamento do ruído sísmico ambiente começa com um pré-processamento, ou seja, a preparação dos dados das formas de onda para cada uma das estações sísmicas individualmente. Nesta fase pretende-se remover os sinais dos sismos e irregularidades instrumentais com o objectivo de acentuar o ruído ambiente de banda larga. O obscurecimento do ruído devido aos tremores de terra é mais acentuado à volta dos 15s de período, por isso estes passos de processamento serem importantes para períodos entre os ~5s até ~17s. Os passos nesta fase envolvem a remoção da resposta instrumental, da média, da tendência e aplicação do filtro passa banda no sismograma. A seguir a estes passos faz-se a normalização no domínio do tempo e a normalização no domínio da frequência (branqueamento espectral) que serão descritos nas próximas secções.

3.3.2. NORMALIZAÇÃO NO DOMÍNIO DO TEMPO

Bensen et al. (2007) referiu que a normalização no domínio do tempo é um passo que procura reduzir ao máximo possível o efeito dos terremotos, irregularidades instrumentais e fontes de ruído não-estacionário perto das estações. No entanto, o mesmo refere que o maior problema de entre os referidos para a automatização do processamento de dados, são os sismos por as suas ocorrências serem irregulares. Apesar de os grandes sismos poderem encontrar-se nos catálogos sísmicos, os mais pequenos não se encontram nesses catálogos. Então de modo a não ter a necessidade de recorrer a catálogos sísmicos, a remoção de sinais sísmicos é realizada automaticamente com este método.

Bensen et al. (2007) apresenta cinco métodos para realizar este procedimento (figura 3.6), o qual será feito um breve resumo de cada um deles seguidamente.

O primeiro deles e o mais agressivo de todos é a normalização a 1-bit em que retém apenas o sinal do valor da amplitude do ruído substituindo todas as amplitudes positivas por +1 e todas as amplitudes negativas por -1. Isto é obtido através da divisão do valor da amplitude pelo seu valor absoluto,

$$\tilde{d}_n = \frac{d_n}{|d_n|} \quad (3.7)$$

Larose et al. (2004) mostrou que esta normalização é útil ao aumentar a razão sinal/ruído, quando usado em experiências laboratoriais em acústica e tem sido usado em alguns estudos sísmicos (Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Yao et al., 2006). No entanto, segundo Sabra et al. (2005) este método agressivo cria um ruído de elevada frequência e modifica artificialmente o espectro do ruído ambiente. Então para minimizar esse efeito, um segundo método de normalização no domínio do tempo, desenvolvido por Sabra et al. (2005), envolve a aplicação de um limite de corte para cada estação. Este limite é determinado como sendo o mínimo dos desvios padrão medido ao longo de cada dia, esperando que alguns eventos apareçam nesse intervalo, sendo assim o limite é apenas determinado pelo ruído. Por este método o efeito dos grandes eventos é reduzido, mas o conteúdo das elevadas frequências do ruído ambiente são menos distorcidas.

Bensen et al. (2007) também mostra o terceiro método que envolve a detecção automática de eventos e a remoção das formas de onda em que são fixadas a zero se a amplitude das formas de onda estiverem acima de um limite crítico. Este limite é arbitrário e a sua escolha é feita segundo a variação de amplitudes em diferentes estações.

O quarto método é a normalização da média deslizante em que calcula a média deslizante do valor absoluto do ruído numa janela de normalização com largura fixa $(2N+1)$ como sendo o peso da normalização W_n ,

$$W_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| \quad (3.8)$$

Obtendo-se dados normalizados dividindo o valor do ruído pelo seu peso de normalização,

$$\tilde{d}_n = \frac{d_n}{|d_n|} \quad (3.9)$$

A largura da janela de normalização determina a quantidade de informação da amplitude que é retirada. No caso de ($N=0$) a largura da janela de normalização será de 1, então a normalização será equivalente a uma normalização de 1-bit. No caso de ($N \rightarrow \infty$) o valor normalizado irá aproximar-se do valor original.

Por último, no método designado por normalização iterativa do “Water level” vai-se encontrar um nível de RMS diário e daí a parte do sinal que estiver acima de um múltiplo específico do RMS diário será reduzido. O método é executado repetidamente até que toda a forma de onda esteja abaixo do múltiplo específico do RMS diário.

Descobriu-se após vários testes com larguras de janelas de tempo que cerca de metade do período máximo do filtro passa banda funciona bem e que o comprimento deste pode variar consideravelmente e ainda produzir resultados semelhantes. No entanto, este método não é perfeito, por exemplo, não remove cirurgicamente os pequenos erros nos dados porque por defeito irá reduzir a amplitude de uma área maior que o próprio erro. A normalização 1-bit não sofre com esta deficiência.

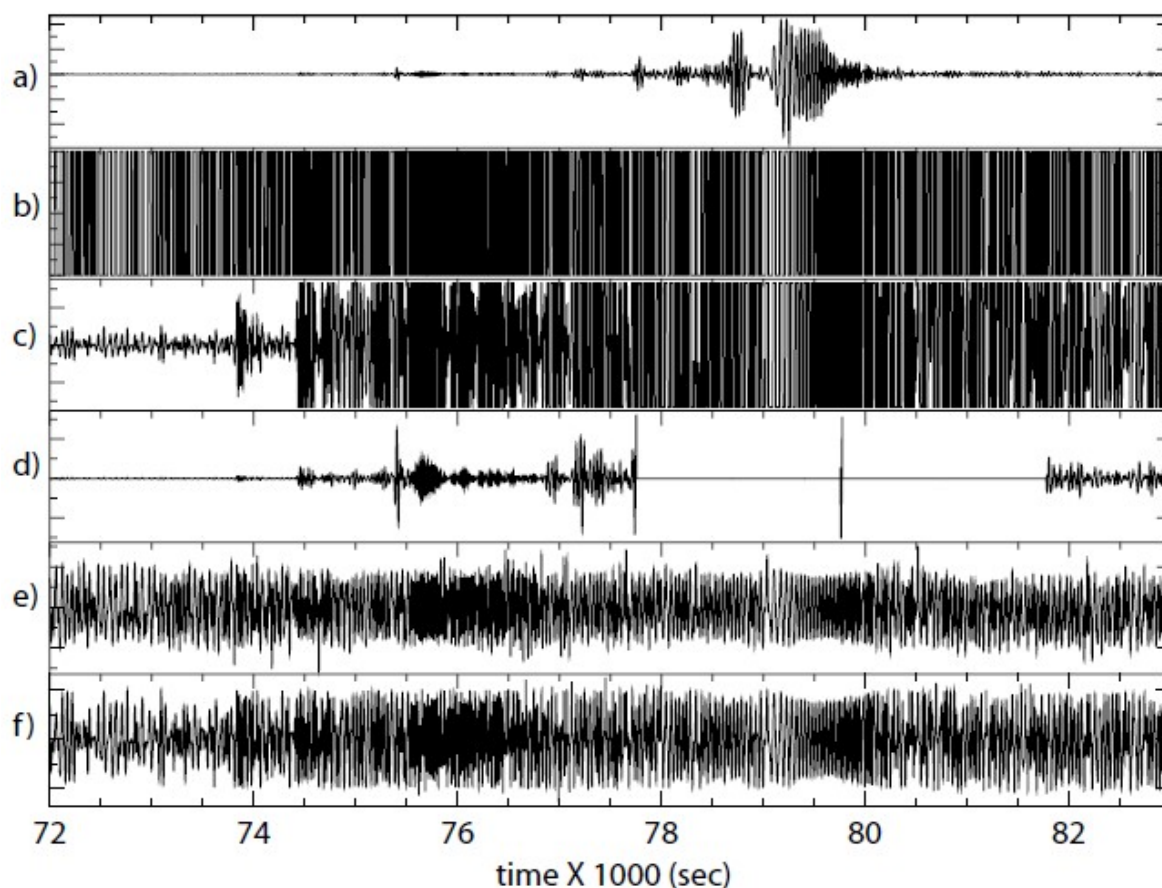


Figura 3.6: Na figura são mostrados exemplos das formas de onda para cada um dos cinco tipos de normalização no domínio do tempo. (a) Dados em bruto, mostrando um grande sismo de magnitude 7.2 no Afeganistão-Tajiquistão registado pela estação ANMO. (b) Normalização a 1-bit. (c) Normalização pelo limite de corte. (d) Normalização pelo método da detecção automática de eventos. (e) Normalização da média deslizante. (f) Normalização designada como “Water level”. Retirado de Bensen et al. (2007).

3.3.3. NORMALIZAÇÃO NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA

Segundo Bensen et al. (2007), o ruído ambiente não é homogêneo no domínio da frequência. Um dos picos, o primário, encontra-se sensivelmente aos 15s de período (~ 0.066 Hz), o pico secundário será à volta dos 7,5s de período (~ 0.13 Hz) e vai subindo acima dos 50s (0.02 Hz) formando um sinal designado como o ‘som da Terra’ (em inglês, Earth’s hum) provocado pelas ondas oceânicas quando embatem no fundo do mar (e.g. Rhie & Romanowicz 2004). Existe também um pico mais pequeno mais ou menos aos 26s de período (~ 0.038 Hz) cuja causa é um sinal proveniente de uma fonte de ruído constante no Golfo da Guiné. O ruído sísmico ambiente regista amplitudes mínimas no intervalo de 30s a 70s de período (~ 0.033 a ~ 0.014 Hz).

O objectivo da normalização no domínio da frequência é equilibrar o ruído tornando-o mais nivelado, dado a este não ser homogêneo. Usando o branqueamento espectral irá eliminar os sinais de amplitude forte, ou seja, elimina a energia dos sismos e torna o ruído mais homogêneo.

Na figura 3.7a mostram-se os dados em bruto com o ruído não homogeneizado antes de se aplicar a normalização no domínio da frequência. Na figura 3.7b verifica-se o efeito da aplicação da normalização espectral em que se nota um maior equilíbrio do ruído ficando mais homogêneo. A figura apresenta-se numa banda entre os 7s (~ 0.14 Hz) e os 150s (~ 0.0066 Hz), decaindo exponencialmente, a partir desses limites de banda, até zero.

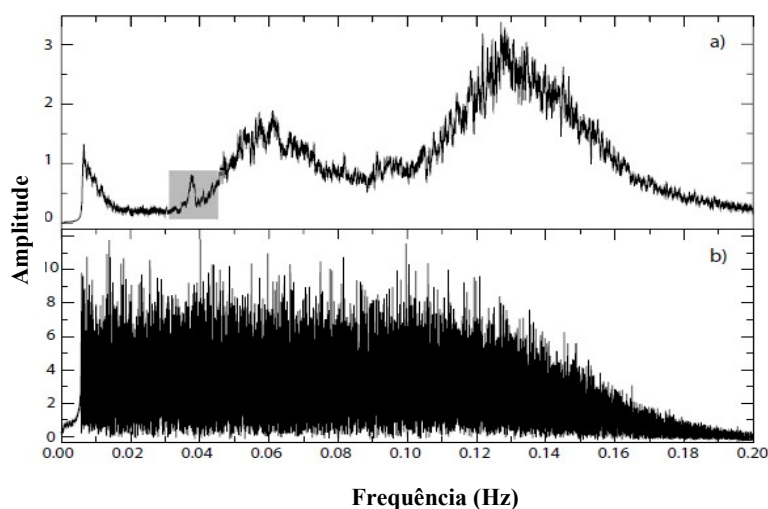


Figura 3.7: Exemplo da aplicação da normalização no domínio da frequência para um dia numa estação sísmica. (a) Dados em bruto com o ruído não homogeneizado antes da aplicação do branqueamento espectral, a sombreado encontra-se o pico dos 26s de período (~ 0.038 Hz) originados no Golfo da Nova Guiné, (b) resultados após o branqueamento espectral em que se equilibrou o ruído tornando-o mais nivelado. Retirado de Bensen et al. (2007).

3.3.4. CORRELAÇÃO CRUZADA

A teoria (Shapiro & Campillo, 2004) mostra que a correlação cruzada do ruído sísmico ambiente entre duas estações é proporcional à função de Green do meio no trajecto entre elas, como se a fonte do sinal estivesse numa das estações e o receptor na outra. A correlação cruzada de duas séries temporais,

$x(t)$ e $y(t)$, é simplesmente o produto dum pela outra em que a segunda série está atrasada dum certo número de amostras, o desfasamento. A sua expressão é dada por,

$$C_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x(n+l).y(n) \quad (3.10)$$

em que x representa o registo de uma estação e y o registo de outra estação que se vai correlacionar com a primeira, l é o desfasamento de y em relação a x .

O sinal da função correlação cruzada tem duas partes distintas, uma para desfasamentos positivos e outra para desfasamentos negativos. O desfasamento positivo corresponde a ondas que se propagam de x para y e por isso se designa essa parte da função de correlação como causal. Um desfasamento negativo representa pelo contrário ondas que se propagam no sentido inverso, de y para x . Por isso se designa esta parte da função de correlação como anticausal ou acausal.

Quanto à distribuição das fontes de ruído, se estas forem igualmente distribuídas em azimute, as partes causal e anticausal serão simétricas (Bensen et al., 2007). No entanto, o mais comum é a distribuição das fontes não ser igualmente distribuída em azimute como se pode ver na figura 3.8. Isso é indicativo de que existe diferenças nas características das fontes de ruído nas zonas circundantes às estações, e isso reflectir-se numa assimetria nas amplitudes e no conteúdo espectral.

Para minimizar esse efeito e aumentar a simetria faz-se medições ao longo de muito tempo de modo a aumentar a série temporal e depois de somar todas as correlações diárias da série temporal iremos ter uma distribuição mais isotrópica.

Somatório das médias diárias das correlações cruzadas de 6 meses (Outubro 2010 – Março 2011) para o par-estação PCVE-PFVI

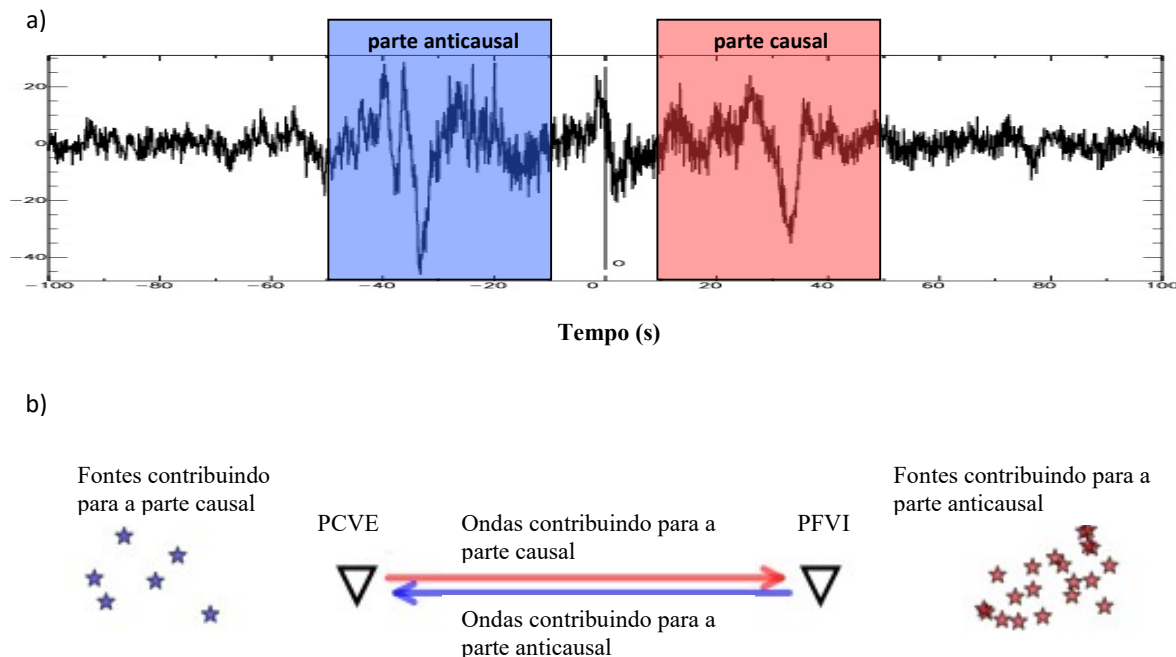


Figura 3.8: (a) Exemplo da parte causal e anticausal para o somatório de correlações cruzadas de 6 meses entre o par de estações PCVE e PFVI. (b) Interpretação das diferenças observadas em (a). Elas ocorrem por verificar-se que a contribuição das fontes de ruído provenientes da estação PFVI é maior que a proveniente da estação PCVE. Adaptado de Richter (2014).

Depois do cálculo de todas as correlações, procede-se ao somatório de todas as correlações cruzadas diárias (stack) para uma série temporal de interesse, isto com o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído para observar melhor as funções de Green. A figura 3.9 mostra um exemplo retirado de Bensen et al. (2007) em que mostra o stack entre duas estações para várias séries temporais.

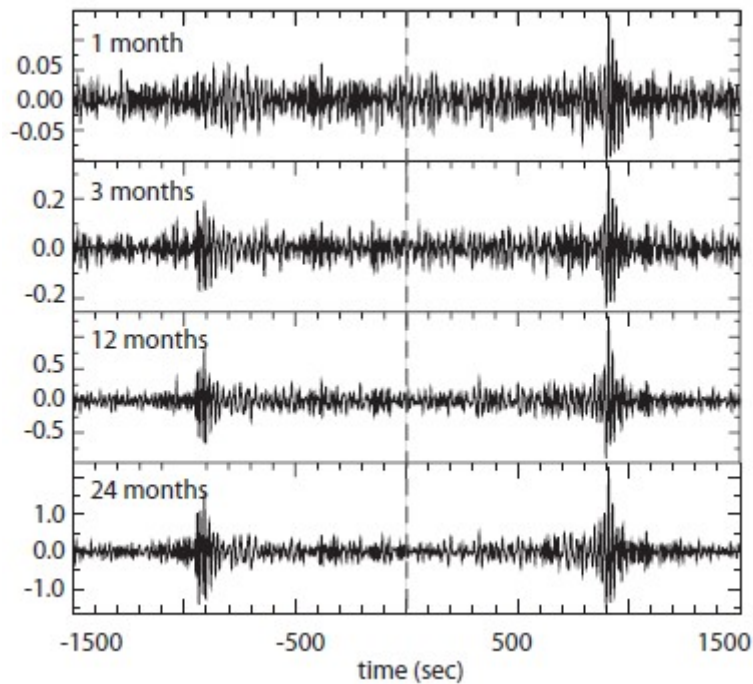


Figura 3.9: Exemplo de stack para várias séries temporais de um par de estações. Retirado de Bensen et al. (2007).

3.3.5. AUTOCORRELAÇÃO

Como o próprio nome indica a autocorrelação é a correlação cruzada de um sinal com ele próprio. Para o caso do ruído sísmico ambiente as autocorrelações podem ser interpretadas como a representação da função de Green para fontes e receptores coincidentes (Kennett et al., 2015). Isto quer dizer que a resposta de transmissão da autocorrelação equivale à resposta de reflexão para as ondas sísmicas que se reflectem perpendicularmente a uma superfície de descontinuidade. A equação da autocorrelação para uma série temporal é a seguinte,

$$A_{xx}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n+l).x(n) \quad (3.11)$$

em que x representa o registo de uma estação que se vai correlacionar com ela própria, l é o desfasamento de tempo (ou atraso).

Em certos casos, como em missões planetárias, aplicar o método da autocorrelação do ruído pode ser mais prático do que aplicar a correlação cruzada dado ser difícil implementar mais do que uma estação sísmica (Zhan et al., 2014).

Depois do cálculo de todas as autocorrelações, procede-se ao somatório de todas as autocorrelações diárias (stack) para uma série temporal de interesse, isto com o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído para observar melhor as funções de Green.

4. DADOS

Os dados usados no presente estudo foram recolhidos no âmbito do projecto WILAS (West Iberia Lithosphere and Asthenosphere Structure), referência PTDC/CTE-GIX/097946/2008 o qual permitiu o registo contínuo e digital do ruído sísmico ambiente em Portugal Continental, de 01 de Janeiro de 2010 a 31 de Dezembro de 2012. Esta rede sísmica era formada por uma rede permanente de 32 estações sísmicas de banda larga, operadas tanto pelo Instituto Português do Mar e Atmosfera (IPMA) e pelas instituições de ensino superior e de investigação e também, por uma rede temporária de 20 estações sísmicas, igualmente de banda larga, implantada pela rede de estações móveis GIPP (Geophysical Instrument Pool of GFZ Potsdam).

Na tabela A.1 do anexo I encontra-se exposta mais informação sobre cada uma das estações, nomeadamente o código de rede, código da estação, coordenadas geográficas, sensor utilizado, altitude e período de operação.

Três das 52 estações sísmicas acessíveis no projeto WILAS (PSRV, SETU e PSES) foram descartadas do estudo por má qualidade dos dados aquando da sua visualização. Estas três estações encontram-se em regiões de bacias sedimentares caracterizadas por as suas estações terem um ruído de grande amplitude (como é verificado em Custódio et al., 2014).

Pode ser observada na figura 1.1 a distribuição geográfica das 49 estações sísmicas em Portugal Continental utilizadas neste estudo.

A descrição geral das estações da rede WILAS encontra-se em Custódio et al. (2014) onde se pode notar que a maioria das estações permanentes se encontra em abrigos adequadas. Os dados destas estações são enviados em tempo real para o IPMA utilizando um terminal VSAT e/ou conexão à Internet. Os dados de estações operadas pelas universidades são disponibilizados também em tempo real para os seus laboratórios.

Durante o projecto WILAS as estações permanentes foram calibradas em geral uma vez por ano. Além disso o IPMA teve o cuidado de monitorizar os níveis de ruído de fundo, lacunas de registo, e estado de saúde das estações (baterias, alterações horárias, etc.).

Em relação às estações temporárias, quase metade encontravam-se no exterior de edifícios, enterradas no solo e equipadas com painéis solares para assegurar o seu funcionamento. A outra metade, por ser mais seguro, foram instaladas no interior de edifícios.

As estações temporárias estavam equipadas com registadores digitais Earth Data PR6-24 e sensores Guralp CMG-3ESP 60 BB.

As estações temporárias disponibilizadas pela GIPP (Geophysical Instrument Pool of GFZ Potsdam) foram instaladas especificamente em lugares que pudessem preencher os espaços vazios entre as estações permanentes, visando obter uma distância entre estações de 60 km.

Outros critérios na escolha de locais foram utilizados como estarem distantes de fontes de ruído, serem instaladas sobre a rocha e, estarem seguras. A estação PW19 foi a única a ser instalada em sedimentos soltos, isto devido a não se encontrar rocha dura nas imediações. Nas estações temporárias os dados foram armazenados em discos internos e, sendo assim, teve-se de ir periodicamente recuperar os dados, o que resultou em períodos de baixa qualidade dos dados em certas estações devido a problemas instrumentais ou falhas de energia que não foram detectados a tempo. Tanto as estações permanentes como as temporárias foram isoladas termicamente, em primeiro lugar foram rodeadas por uma camada de lã de rocha e, em seguida, envoltas em uma caixa de isopor. O projecto WILAS usou uma variedade de sensores, incluindo instrumentos Guralp e Streckeisen (ver Tabela A.1 do anexo I).

Todas as estações integradas na rede WILAS estiveram a operar em modo contínuo. A maior parte delas efectuaram o registo a uma taxa de amostragem de 100Hz. As estações de PACT, PAZA, PMST e PSRV ficaram a operar uma taxa de 50Hz, e por fim a única estação que esteve a operar a 80 Hz foi a de MTE. Foram fornecidos os ficheiros das formas de onda e também os ficheiros de calibração da resposta instrumental no formato RESP segundo o manual do SEED.

Considerou-se apenas a componente vertical (componente Z) do ruído sísmico ambiente para o estudo das ondas de volume.

Com a utilização das 49 estações sísmicas obteve-se um total de 1176 de trajectos, ou seja, 1176 pares de estações possíveis de analisar. A figura 4.1 mostra esses trajectos entre os pares de estações para os quais foram calculadas as correlações cruzadas para este estudo em Portugal Continental.

Quanto à parte da cobertura geográfica dos trajectos, como observado na figura 4.1, verifica-se que a cobertura não é homogénea por todo o país, por exemplo, a zona sul de Portugal, principalmente o Algarve não tem quase nenhuma informação, enquanto que a partir do centro do Baixo Alentejo em direcção ao norte até mais ou menos à zona urbana do Porto encontra-se uma boa cobertura radial, apesar de na região de Lisboa e Setúbal também estarem com pouca informação. Outra informação importante a retirar tem a ver com a distribuição de azimutes em que se verifica que existe uma boa cobertura azimutal para as pequenas distâncias, no entanto para as grandes distâncias tem-se uma estrutura Norte-Sul de Portugal Continental. O que é importante aqui reter é a questão isotrópica, em que teremos uma boa cobertura azimutal se tivermos raios em todas as direcções e assim obter-se uma estrutura média, no entanto poderá haver complicações se a estrutura Norte-Sul referida for uma direcção anisotrópica então esta estrutura poderá influenciar os valores dessa direcção fazendo com que os coeficientes de reflexão das ondas reflectidas não sejam bons. Por isso é que é importante ter vários azimutes para estudar a estrutura da crosta.

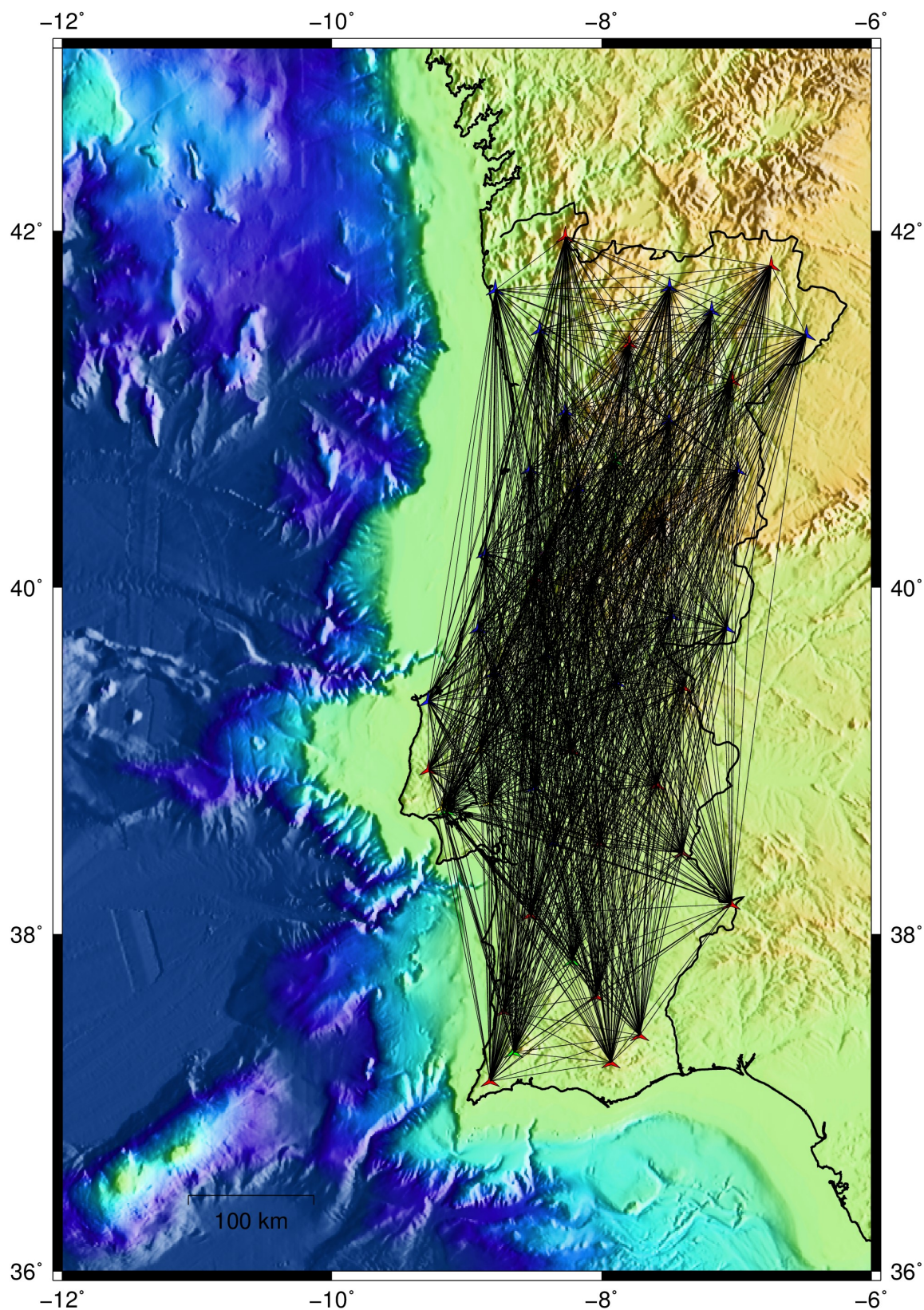


Figura 4.1: Cobertura azimutal dos trajectos entre pares de estações sísmicas.

4.1. CARACTERIZAÇÃO DO RUIDO AMBIENTE REGISTRADO NA REDE WILAS

Custódio et al. (2014) caracterizou o ruído sísmico ambiente registado pelas redes sísmicas que cobriram Portugal Continental no âmbito do projecto WILAS. Foi caracterizado o ruído nas bandas de curto período, microsísmico e longo período. Segundo Custódio et al. (2014) o que se pode observar na figura 4.2 é que esta mostra para cada uma das bandas os mapas de ruído sísmico ambiente registados durante o projecto WILAS. Na figura 4.2a pode-se constatar que os registos de ruído de curto período (0.2-0.5s) na componente vertical (Z) apresentaram uma distribuição com valores mais elevados de ruído próximos dos centros urbanos, e geralmente ao longo de toda a costa norte portuguesa, onde a densidade populacional é maior. Registou-se durante os fins-de-semana e à noite um decréscimo do ruído de curto período confirmando a sua origem cultural. Na figura 4.2b é mostrado o mapa com a distribuição de ruído microsísmico (4-20s) na componente vertical em que se verifica que esta banda foi a que apresentou níveis de ruído mais homogéneos por toda a rede sísmica. Na figura 4.2c é mostrado o mapa com a distribuição de ruído de longo período (50-60s) na componente vertical em que se verifica níveis de ruído muito baixos ao longo de toda a rede, no entanto existe poucas estações com níveis mais elevados de ruído. A figura 4.2d mostra o mapa com a distribuição de ruído de longo período (50-60s) na componente horizontal (EW) em que se observa níveis mais elevados de ruído em relação ao ruído de longo período da componente vertical, particularmente em certas estações temporárias. Estações como a PW01, PAZA e BARR têm particularmente níveis elevados de ruído em todos os períodos, o que pode reflectir nas más condições dos lugares. No geral as estações temporárias e permanentes apresentaram níveis de ruído muito similares em todas as bandas, excepto na componente horizontal dos longos períodos, onde as estações temporárias registaram níveis de ruído elevados.

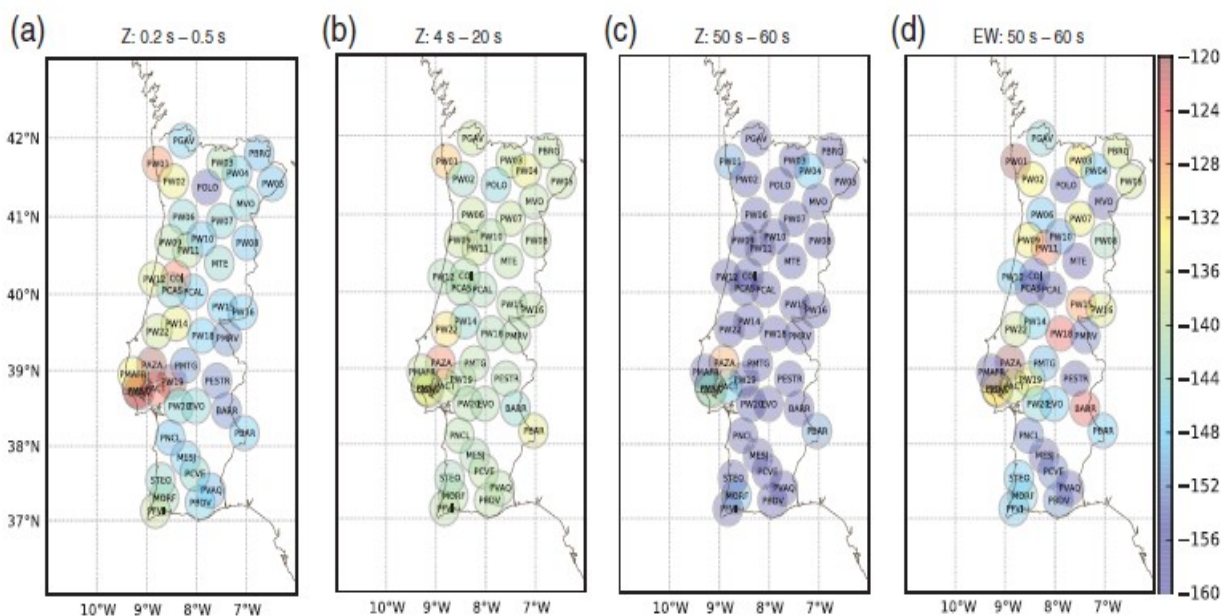


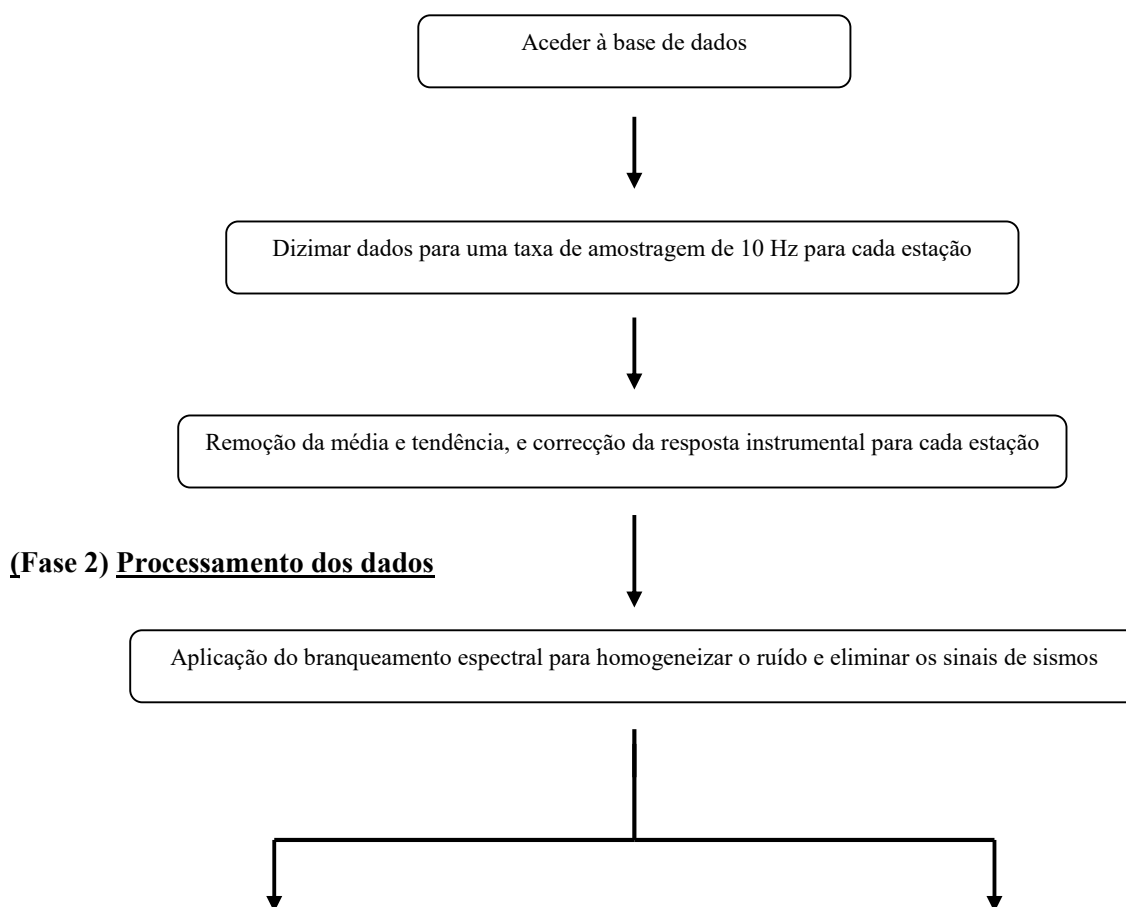
Figura 4.2: Mapas dos níveis de ruído sísmico ambiente registados durante o projecto WILAS. (a) Ruído de curto período (0.2-0.5s) da componente vertical (componente Z). (b) Ruído microsismico (4-20s) da componente vertical. (c) Ruído de longo período (50-60s) da componente vertical. (d) Ruído de longo período (50-60s) da componente horizontal (componente EW). Retirado de Custódio et al. (2014)

Outros factos a reter desse estudo foi que as amplitudes do ruído microsísmico mostraram uma forte variação sazonal. Alguns registos sísmicos mostraram um ciclo de ruído na banda de longo período (100s) e que pode estar relacionada com as marés oceânicas. Em relação ao tipo de solos, as estações localizadas em bacias sedimentares registaram na componente horizontal amplitudes mais elevadas de ruído, enquanto que estações localizadas em solo duro registaram amplitudes mais elevadas de ruído na componente vertical. Na generalidade a distribuição do ruído sísmico correlaciona-se bem com a maioria das características geológicas, em particular com as grandes bacias sedimentares. A maior bacia sedimentar em Portugal Continental, a BBTS, aparece como uma região que possui um nível elevado de ruído (Custódio et al., 2014). A correspondência entre as bacias sedimentares e os níveis elevados de ruído resulta provavelmente da combinação da geologia com a actividade humana. Pelo contrário, as estações localizadas em solo duro como o Maciço Ibérico Central apresenta níveis baixos de ruído. Segundo Custódio et al. (2014) o noroeste da Península Ibérica e, em geral, a costa Atlântica têm níveis mais elevados de ruído do que era esperado do ponto de vista geológico, provavelmente devido à forte energia microsísmica que atinge as estações mais costeiras.

5. PROCESSAMENTO DOS DADOS DE BANDA LARGA

A partir de uma base de dados acedeu-se aos ficheiros das formas de onda e também aos ficheiros de calibração da resposta instrumental que se encontravam no formato RESP e feitos segundo o manual SEED. A base de dados continha pastas diárias em que cada uma delas continha os ficheiros SAC diários de cada estação sísmica. Cada ficheiro SAC diário tinha o nome identificado com o ano, dia e nome da estação respectiva. A primeira fase do trabalho consistiu em preparar as formas de onda, ou seja, fazer um pré-processamento dos dados recebidos para cada estação individualmente. Os dados estavam organizados em segmentos de 24 horas e tendo em conta a banda de frequências a analisar para melhor visualizar as ondas de volume, decidiu-se dizimar os dados a 10 Hz. A seguir fez-se a remoção da média e da tendência, e fez-se a correcção da resposta instrumental com os ficheiros de calibração porque a rede WILAS era composta por sensores sísmicos de diferentes características. Depois destes passos seguiu-se para o processamento propriamente dito. O esquema do pré-processamento e posterior processamento utilizado, seguindo em parte a metodologia descrita por Bensen et al. (2007), pode ser observado na figura 5.1. A seguir explicar-se-á cada passo do processamento dos dados do ruído.

(Fase 1) Pré-processamento dos dados



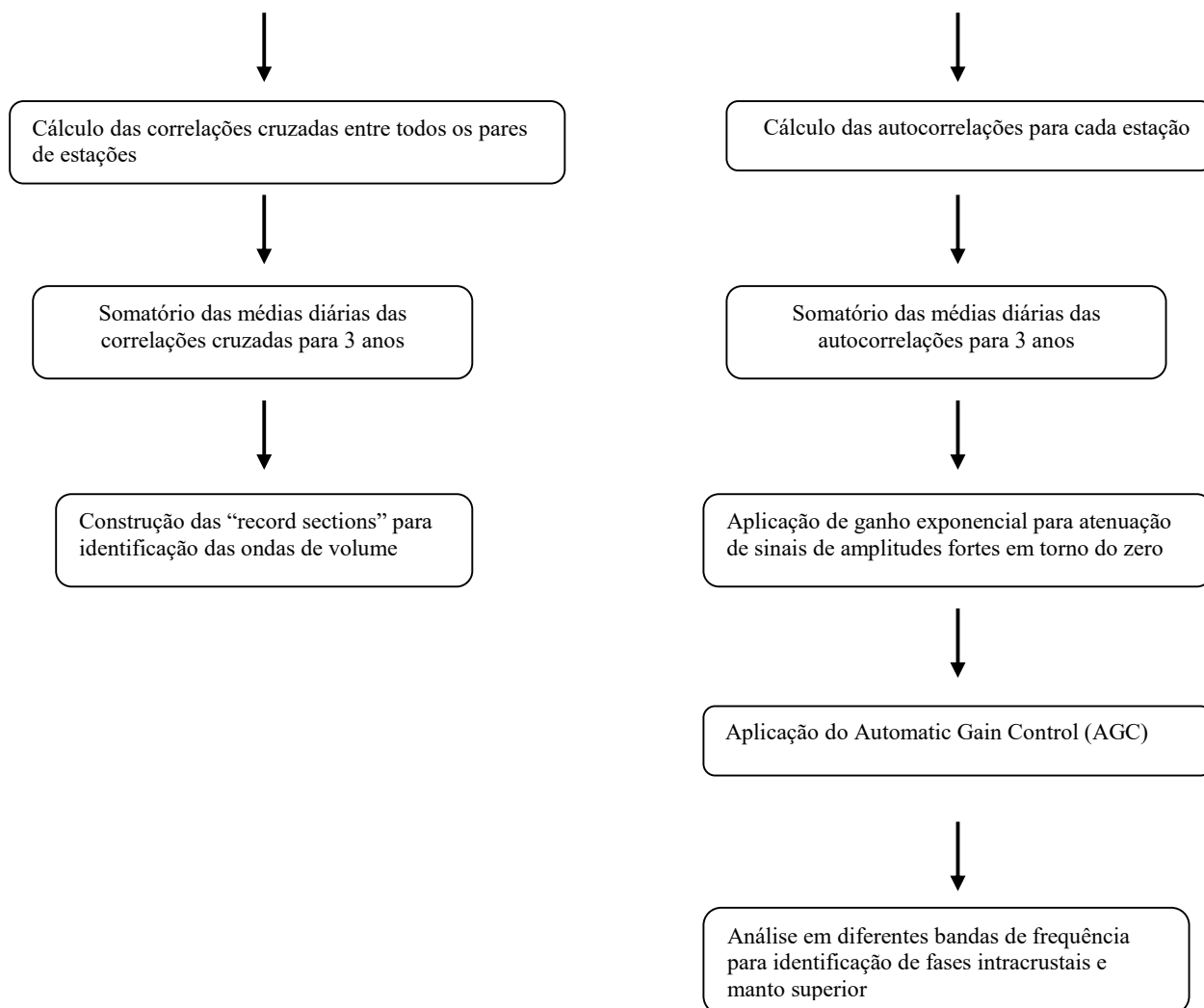


Figura 5.1: Esquema das várias fases de processamento.

A normalização no domínio do tempo não foi aplicada, no entanto foi salientado na metodologia que seria necessário equilibrar o ruído sísmico ambiente de modo a torná-lo mais homogêneo e eliminar sinais de grande amplitude, como é o caso dos sismos. Para esse efeito foi realizado a normalização no domínio da frequência em que foi aplicado o método do branqueamento espectral nos registos do ruído sísmico numa banda de interesse (0.01 – 9 Hz) de modo a poder-se realçar melhor as ondas de volume. Exemplos de resultados da aplicação deste método encontram-se representados na figura 5.2a e 5.2b, onde são mostrados os dados antes e depois da aplicação branqueamento espectral, respectivamente. Ao comparar-se as duas figuras pode-se notar que na figura 5.2b o método foi eficaz ao tornar o ruído mais homogêneo.

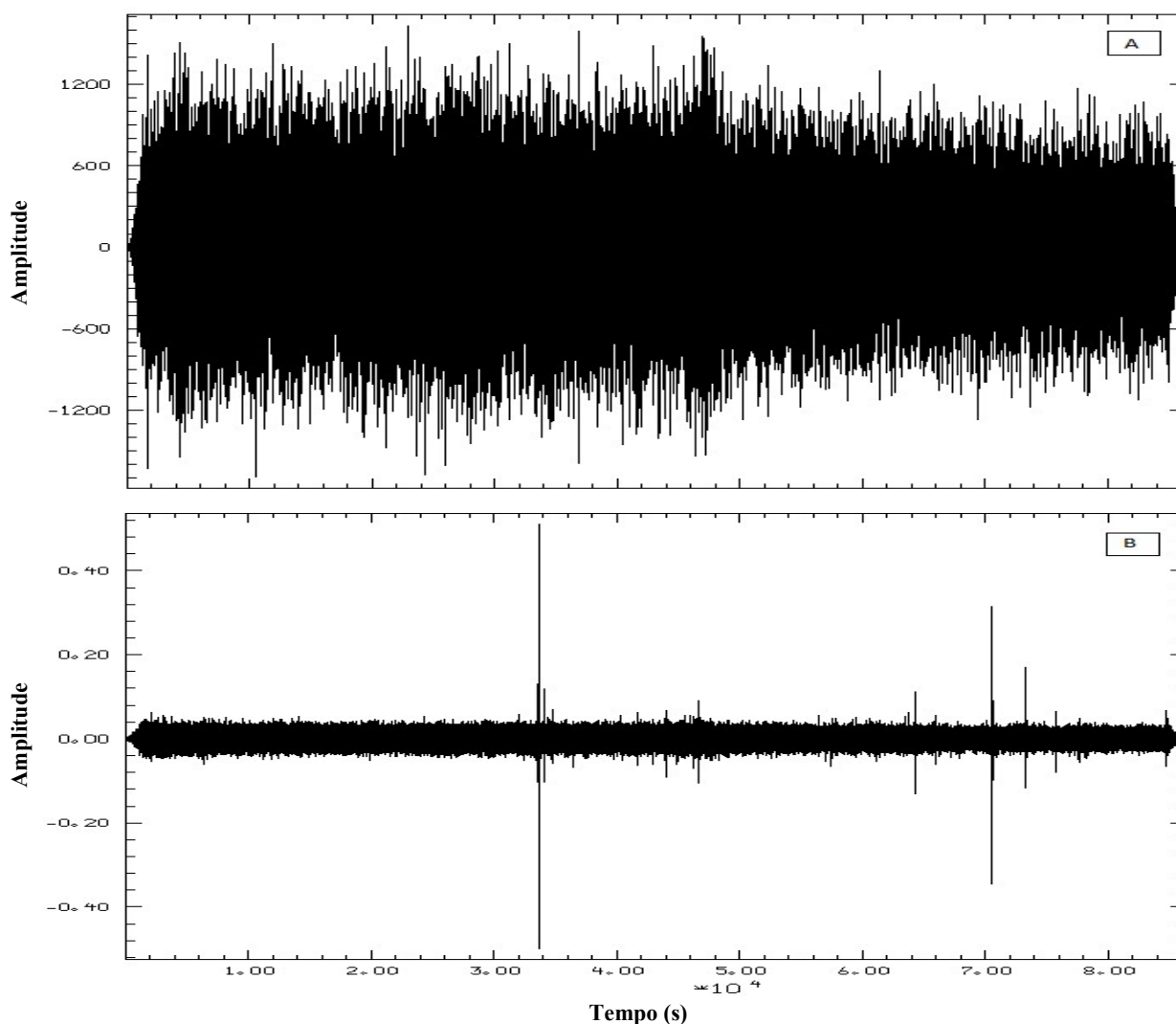


Figura 5.2: Exemplo de registo com e sem aplicação do branqueamento espectral. (a) Registo para a estação de MTE no dia 17 de Janeiro de 2010 sem a aplicação do branqueamento espectral. (b) Registo para a estação de MTE do mesmo dia e após a aplicação do branqueamento espectral. Observa-se que o ruído ficou mais equilibrado na figura (b) em relação à figura (a) após a aplicação do branqueamento espectral.

Após o branqueamento espectral procedeu-se à aplicação do algoritmo da correlação cruzada.

Numa 1ª fase do processamento das correlações cruzadas cada dia foi fraccionado em janelas de 1 hora começando às 00:30 e terminando às 23:30 por não haver garantia de ter-se os dados às 00:00:00.

Depois disso foi tudo somado para o dia. As correlações foram feitas para uma janela temporal entre os -1500 e + 1500s.

Na figura 5.3 pode-se ver um exemplo de uma correlação cruzada para uma janela temporal de -100 a +100s entre as estações MTE e PMAFR para o dia 30 de Maio de 2010.

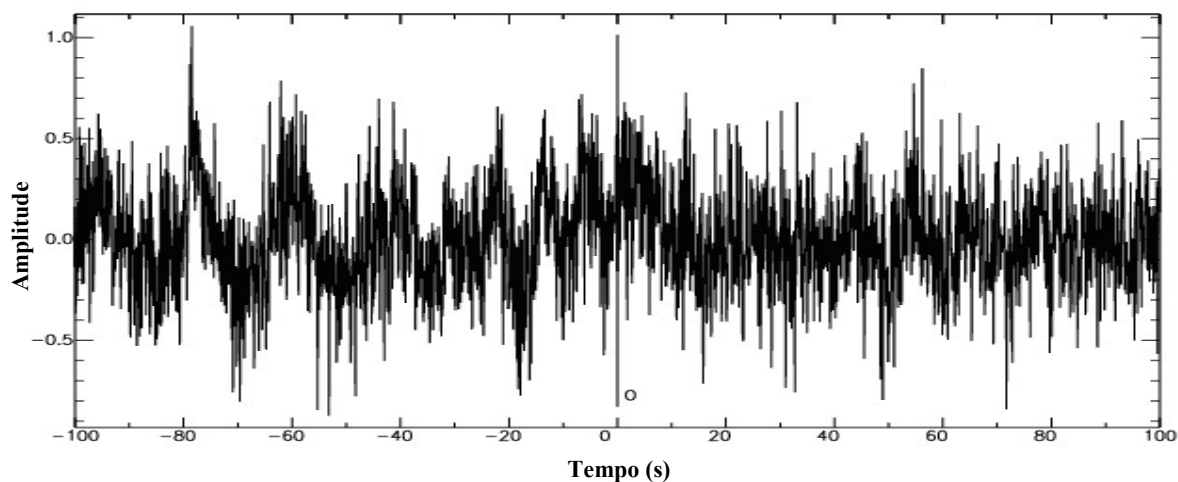


Figura 5.3: Correlação cruzada entre as estações MTE e PMAFR para o dia 30 de Maio de 2010.

Depois da realização de todas as correlações diárias e com o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído para observar melhor as funções de Green, procedeu-se ao somatório de todas as correlações diárias (stack) do período em estudo, adicionando-as umas às outras para corresponder a uma série temporal mais longa. Para este estudo a série temporal mais longa realizada foi de 3 anos. Na figura 5.4 mostra-se um exemplo de stack de seis meses para o par de estações MTE-PMAFR.

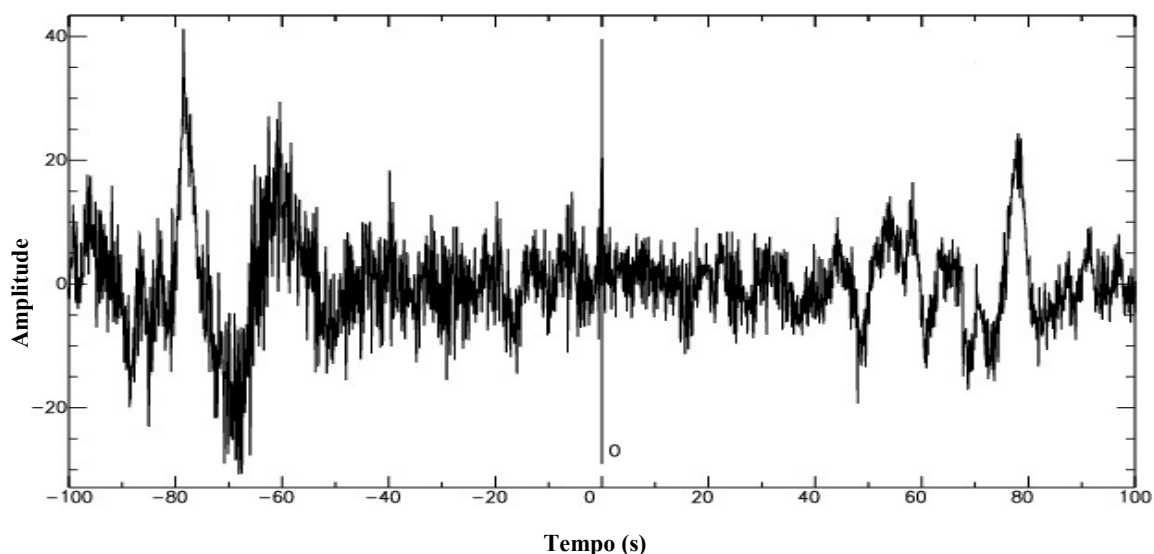


Figura 5.4: Stack de 6 meses (Janeiro-Junho 2010) para o par de estações MTE-PMAFR

A figura 5.5 mostra o resultado da correlação cruzada entre as estações PCVE e PFVI, para o caso da correlação cruzada de um dia, para o caso do stack de 6 meses e, por fim, para o caso do stack dos três anos em que as estações estiveram em funcionamento.

Ao comparar-se os registos da figura 5.5, verifica-se uma melhoria do resultado da razão sinal/ruído para o stack de 3 anos em relação ao stack feito para as outras séries temporais notando-se mais os sinais coerentes nas partes causais e anticausais.

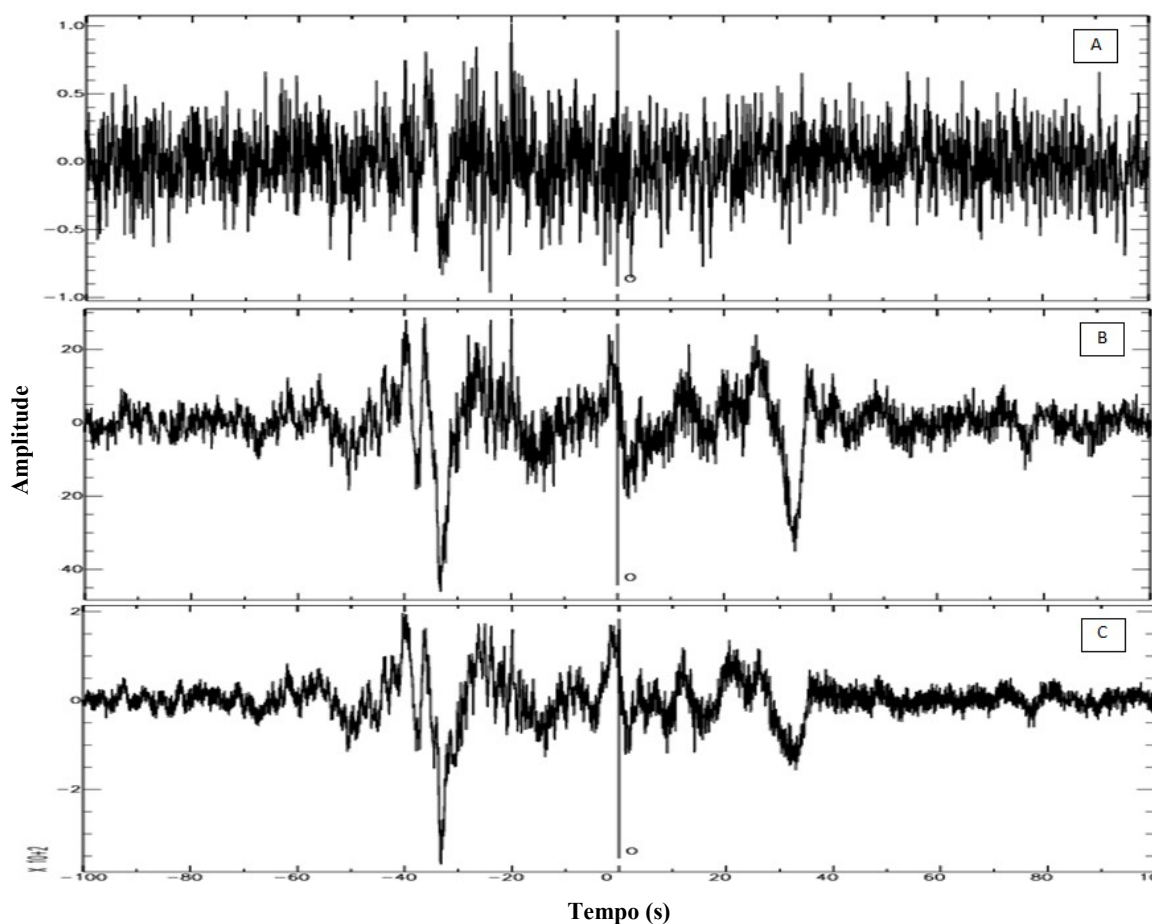


Figura 5.5: Exemplo da emergência do sinal coerente à medida que se vai aumentando a série temporal das correlações diárias. (a) Registo de correlação cruzada para o dia 17 de Fevereiro de 2010 do par de estações PCVE-PFVI. Na figura (b) Somatório das correlações diárias para 6 meses (Outubro 2010-Março 2011) do par de estações PCVE-PFVI. (c) Somatório das correlações diárias para os 3 anos de estudo (2010-2012) para o par de estações PCVE-PFVI. Ao comparar os dois registos verifica-se que para o stack de 3 anos a razão sinal/ruído melhorou em relação às outras séries temporais com este procedimento. Ter atenção que os valores da amplitude da figura (c) são multiplicados por 10^2 .

Assim após o stack das correlações diárias trabalhou-se no sentido de verificar a possibilidade da existência das ondas de volume e daí criou-se as ‘record sections’ com o resultado de todas as correlações cruzadas entre os diferentes pares de estações. As ‘record sections’ podem ser visualizadas no capítulo 6.

Em paralelo com o processamento das correlações cruzadas também realizou-se o cálculo das autocorrelações para cada estação com o mesmo procedimento descrito para as correlações cruzadas, excepto que estas foram feitas para uma janela temporal entre os -300 e 300s. Na figura 5.6 pode-se ver um exemplo de uma autocorrelação da estação MTE para o dia 30 de Maio de 2010. Como pode-se observar na figura existe um sinal muito forte em torno do zero fazendo com que as amplitudes iniciais sejam muito altas e assim esconderem o sinal coerente que interessa, por isso mais à frente iremos explicar o método que permitiu fazer com que essas amplitudes iniciais atenuassem de modo a se poder realçar o sinal do ruído coerente.

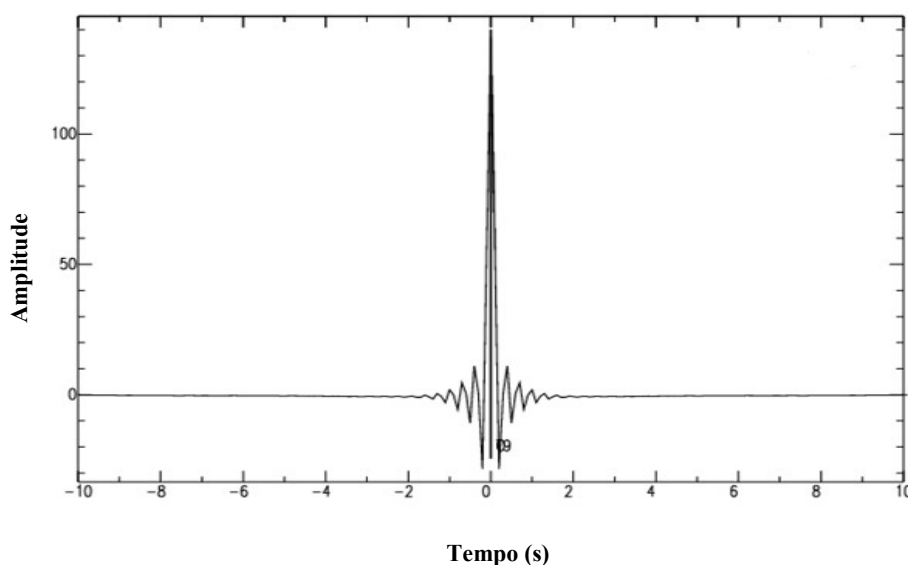


Figura 5.6: Autocorrelação da estação de MTE para o dia 30 de Maio de 2010

Posteriormente procedeu-se ao somatório de todas as autocorrelações diárias (stack) do período em estudo, adicionando-as umas às outras para corresponder a uma série temporal mais longa que foi de 3 anos, tendo o objectivo de melhorar a razão sinal/ruído.

Como já foi dito ao verificar-se os registos das autocorrelações notou-se que existia uma amplitude inicial muito forte em torno do zero o que dificultava a visualização do sinal de ruído coerente, sendo assim criou-se um algoritmo no Matlab de modo a neutralizar o primeiro sinal forte, começou por se fazer um ajuste polinomial de grau 10 em que se deixou de fora os primeiros 40 pontos do traço e de seguida aplicou-se um ganho exponencial para corrigir o primeiro impulso e fazer sobressair o sinal coerente escondido ao mesmo tempo que se atenua as grandes amplitudes iniciais.

Pode-se ver que houve sucesso na aplicação deste procedimento, como se pode verificar na figura 5.7.

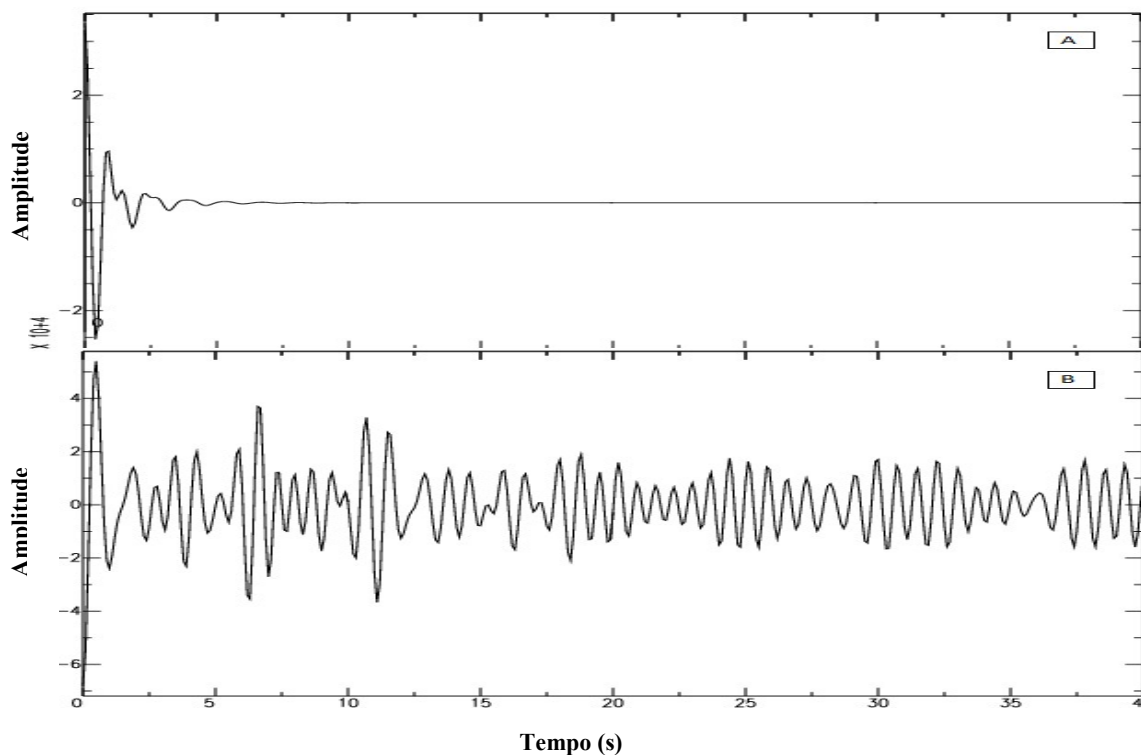


Figura 5.7: Aplicação do ganho exponencial nos registos. (a) Autocorrelação para 3 anos da estação MTE sem a aplicação do ganho exponencial. (b) A mesma autocorrelação, mas após a aplicação do ganho exponencial. Ambos os registos mostram uma janela temporal dos 0 aos 40s.

Posteriormente, no software SeiSee aplicou-se o AGC (Automatic Gain Control) às autocorrelações para uma janela de 3s. Encontra-se um exemplo na figura 5.8.

De realçar que nesta fase excluiu-se as estações de PCAS, PW02, PW17 e PW22 por apresentarem uma má qualidade de dados.

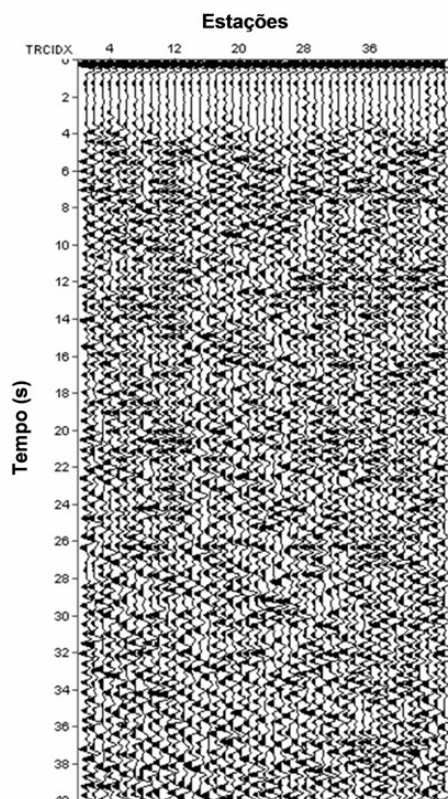


Figura 5.8: Aplicação do AGC num painel com uma banda de frequência dos 0.8-2.0 Hz. Observa-se que as grandes amplitudes foram atenuadas realçando melhor o sinal de ruído coerente

Finalmente criaram-se vários painéis com bandas de frequência diferentes para ir em busca daquelas que realçassem as discontinuidades intracrustais e no manto superior que eventualmente existam. Esses painéis serão apresentados no próximo capítulo e discutidos no capítulo 7.

6. RESULTADOS

O presente capítulo serve para mostrar pormenorizadamente os principais resultados que se obtiveram a partir do conjunto de dados de ruído ambiente registados pela rede WILAS em Portugal Continental de Janeiro de 2010 até Dezembro de 2012.

Primeiro apresentam-se os resultados que se obtiveram do somatório das correlações cruzadas diárias entre os pares de estações sísmicas de Portugal Continental e, em seguida, irei fazer o mesmo com as autocorrelações diárias de cada estação.

6.1. FUNÇÕES DE GREEN COM CORRELAÇÕES CRUZADAS

Na figura 6.1 mostra-se, como exemplo, o somatório das correlações cruzadas da componente vertical para os 3 anos (2010-2012) em função da distância da estação de MTE com as restantes estações consideradas neste estudo.

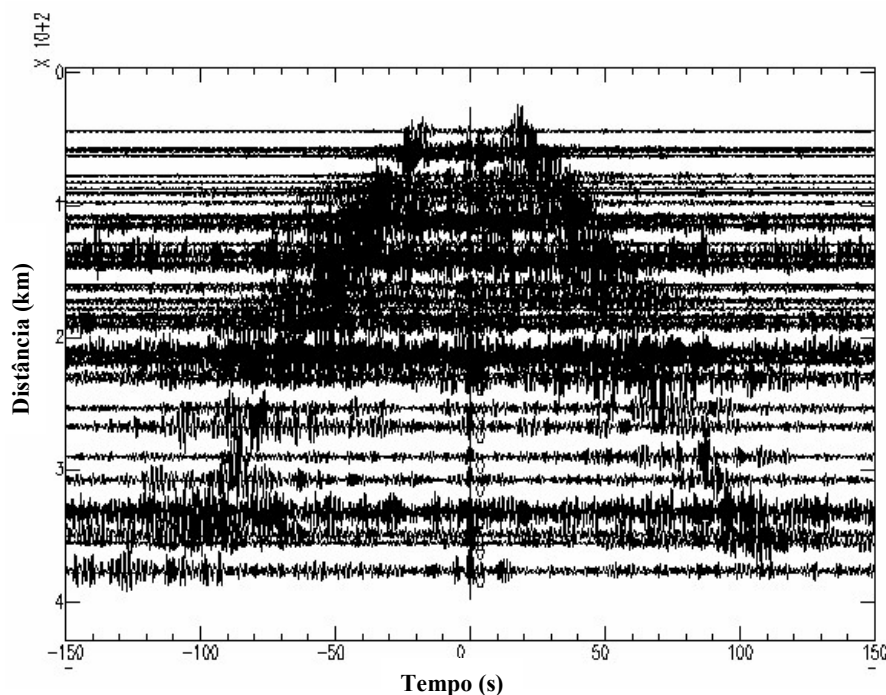


Figura 6.1: Resultado do somatório das correlações cruzadas dos anos 2010 a 2012 para a estação de MTE com as outras restantes estações de Portugal Continental, em função da distância.

Observa-se na figura de cima em ambas as partes, causal e anticausal, que existe uma degradação da razão S/R com o aumento da distância, ou seja, para as distâncias mais curtas as ondas superficiais encontram-se bem delineadas em que a sua velocidade aparente (distância/tempo) é de ~ 3 km/s, no entanto com o aumento da distância deixam de estar bem delineadas. Quanto às ondas de volume não se conseguiu discernir algo de coerente. Pode-se verificar que na parte negativa (anticausal) das correlações as ondas têm mais amplitude do que na parte positiva (causal).

Em seguida fez-se um diagrama tempo-distância em que incluiu todos os somatórios de correlações cruzadas diárias efectuados entre os pares de estações utilizados neste estudo com uma distância máxima entre pares de estações de cerca de 550 km, e compactou-se este diagrama num outro diagrama tempo-distância em que as correlações representadas foram calculadas no âmbito do estudo apresentado no artigo de Silveira et al. (2013) que englobou toda a Península Ibérica e a distância máxima entre os pares de estações é de sensivelmente 2600 km (ver figura 6.2).

Dentro do pequeno rectângulo delimitado a vermelho encontra-se compactado a uma escala plausível o diagrama tempo-distância para as correlações do presente estudo.

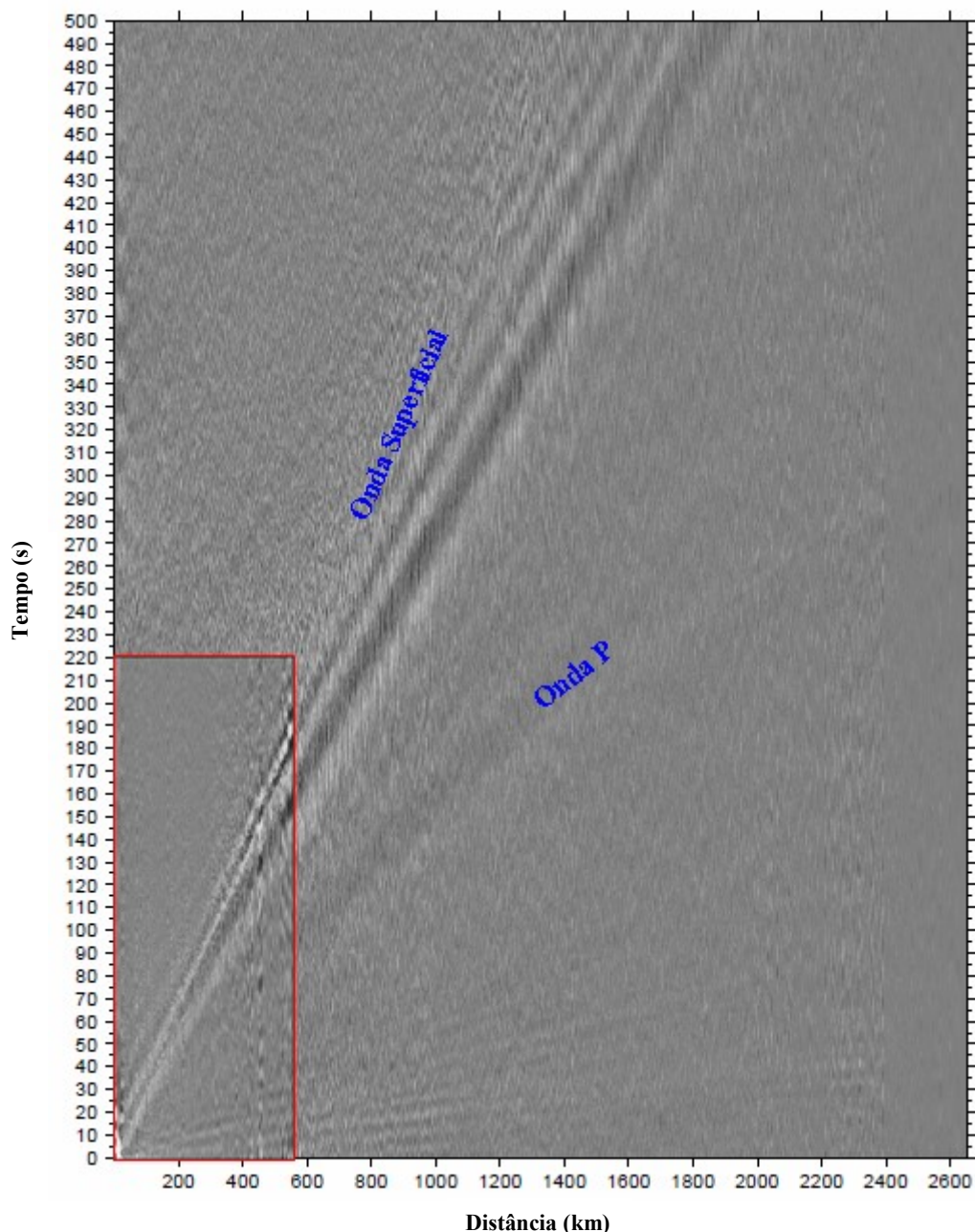


Figura 6.2: Diagrama tempo-distância com as correlações calculadas no âmbito de um estudo para toda a Península Ibérica apresentado por Silveira et al. (2013). No rectângulo delimitado a vermelho no canto inferior esquerdo encontra-se compactado o diagrama tempo-distância com as correlações para este estudo.

O diagrama tempo-distância para este estudo, ou seja, o rectângulo delimitado a vermelho na figura 6.2, encontra-se amplificado na figura 6.3. Esta figura foi feita usando o GMT (Generic Mapping Tools). O GMT para interpretar os espaços vazios fez a interpolação através do 'bicubic interpolation' por defeito.

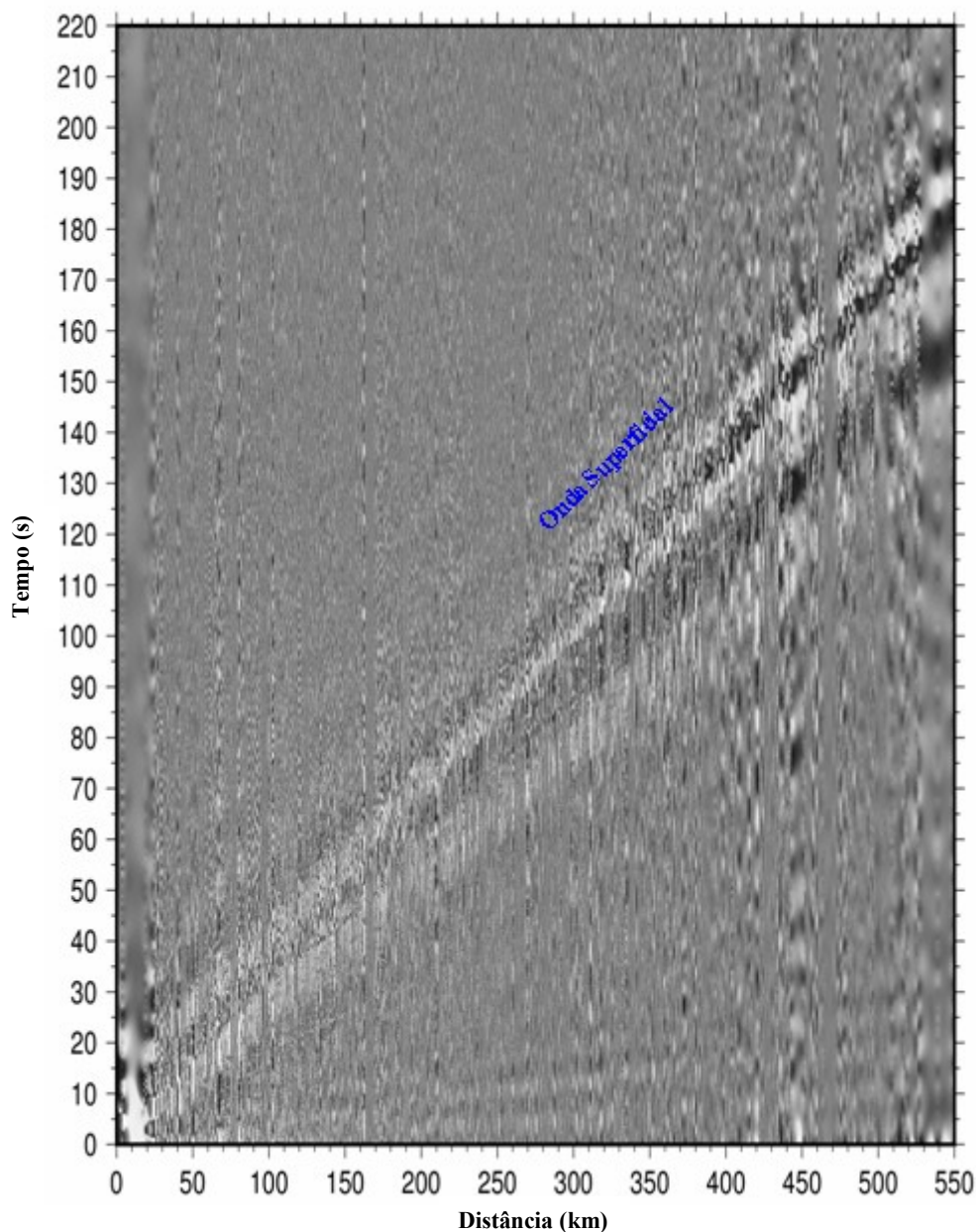


Figura 6.3: Diagrama tempo-distância com o somatório de todas as correlações cruzadas efectuadas neste estudo para Portugal Continental.

Como seria de esperar na figura 6.2, ao sobrepor-se o diagrama com as correlações deste estudo (delimitado a vermelho) no diagrama do estudo para a Península Ibérica, os resultados tanto de um diagrama como do outro iriam conciliar-se. Pode-se observar que as ondas superficiais são facilmente identificadas e o resultado tanto de um diagrama como do outro batem certo. A velocidade aparente da onda superficial situa-se sensivelmente nos ~ 3.0 km/s. Sendo o objectivo do presente trabalho a investigação das ondas de volume, a figura 6.2 mostra que se identificam facilmente as ondas P (pela

sua velocidade aparente de 5.5 a 7.5 km/s) apenas a partir dos 500 km de distância entre pares de estações. Para as distâncias que se encontram com os pares de estações usados neste trabalho, esta onda P não é visível e por isso não foi realizado qualquer trabalho adicional com as correlações cruzadas.

De seguida vou mostrar o somatório das autocorrelações diárias de cada estação de modo a tentar identificar fases reflectidas de ondas de volume e a poder analisá-las e discuti-las no capítulo 7.

6.2. IDENTIFICAÇÃO DE FASES CONVERTIDAS NA MOHO E NOUTRAS DESCONTINUIDADES

Como foi frisado no capítulo de processamento de dados, ao calcular as autocorrelações e consequentemente ao observá-las constatou-se ser necessário aplicar um ajuste polinomial e um ganho exponencial aos traços, isto de modo a fazer sobressair o sinal coerente que se encontrava escondido devido ao sinal de grande amplitude em torno do zero. Com este procedimento aplicado testaram-se filtros com várias bandas de frequência sendo necessária também a aplicação de AGC (Automatic Gain Control) de forma a igualizar as amplitudes ao longo do traço sísmico. Deste modo foi possível a identificação de fases coerentes entre vários traços. No anexo II mostram-se todos os ensaios de bandas de frequências efectuados. Na procura duma coerência com significado geológico entre traços, estes foram agrupados por domínios tectónicos, tal como foram identificados na figura 2.2a. Cada região tectónica corresponde a uma cor como se pode constatar na parte superior das figuras. Cada figura apresenta uma janela temporal de 0 a 40s e um AGC de 3s.

A seguir a uma primeira análise de cada uma das figuras do painel de bandas de frequência, decidiu-se que a figura mais indicada, aquela em que melhor se notavam as fases intracrustais e outras descontinuidades, era a que continha a banda de frequência de 0.8-2.0 Hz.

Na figura 6.4 apresenta-se o gráfico das autocorrelações escolhidas para a interpretação. Nesta figura pode-se ver o nome das estações associadas a cada traço assim como o domínio tectónico correspondente.

Com a imagem pronta procedeu-se à leitura dos tempos duplos de cada fase identificada, mas antes disso houve o cuidado de se obter informação sobre as velocidades da onda P feitos em modelos de velocidade de estudos anteriores, dado que existem zonas no interior da Terra com aumento e diminuição de velocidade. Sendo assim ao fazer a marcação do sinal, se este corresponder a uma zona de aumento da impedância acústica (velocidade x densidade), ou seja, da velocidade da onda P, a marcação do sinal será feita no centro da fase positiva dado o coeficiente de reflexão ser positivo. Se pelo contrário o coeficiente de reflexão for negativo, ou seja, corresponder a uma diminuição da impedância acústica, então a marcação será feita no centro da fase negativa.

As fases só foram marcadas nos traços em que se conseguiu identificar um sinal coerente, nos outros traços não foi feita qualquer marcação.

Como pode-se verificar na figura 6.5 foram marcadas 3 fases coerentes, no entanto foi encontrada mais duas fases que não foram marcadas, mas que serão referenciadas mais à frente.

A primeira fase reflectida (~7-8s) corresponde à transição da crosta média com a crosta inferior. A segunda fase reflectida (~11-13s) corresponde à descontinuidade de Mohorovičić (Moho), ou seja a transição da crosta-manto. Por último, a última fase identificada (~26s) pensa-se corresponder à transição Litosfera-Astenosfera.

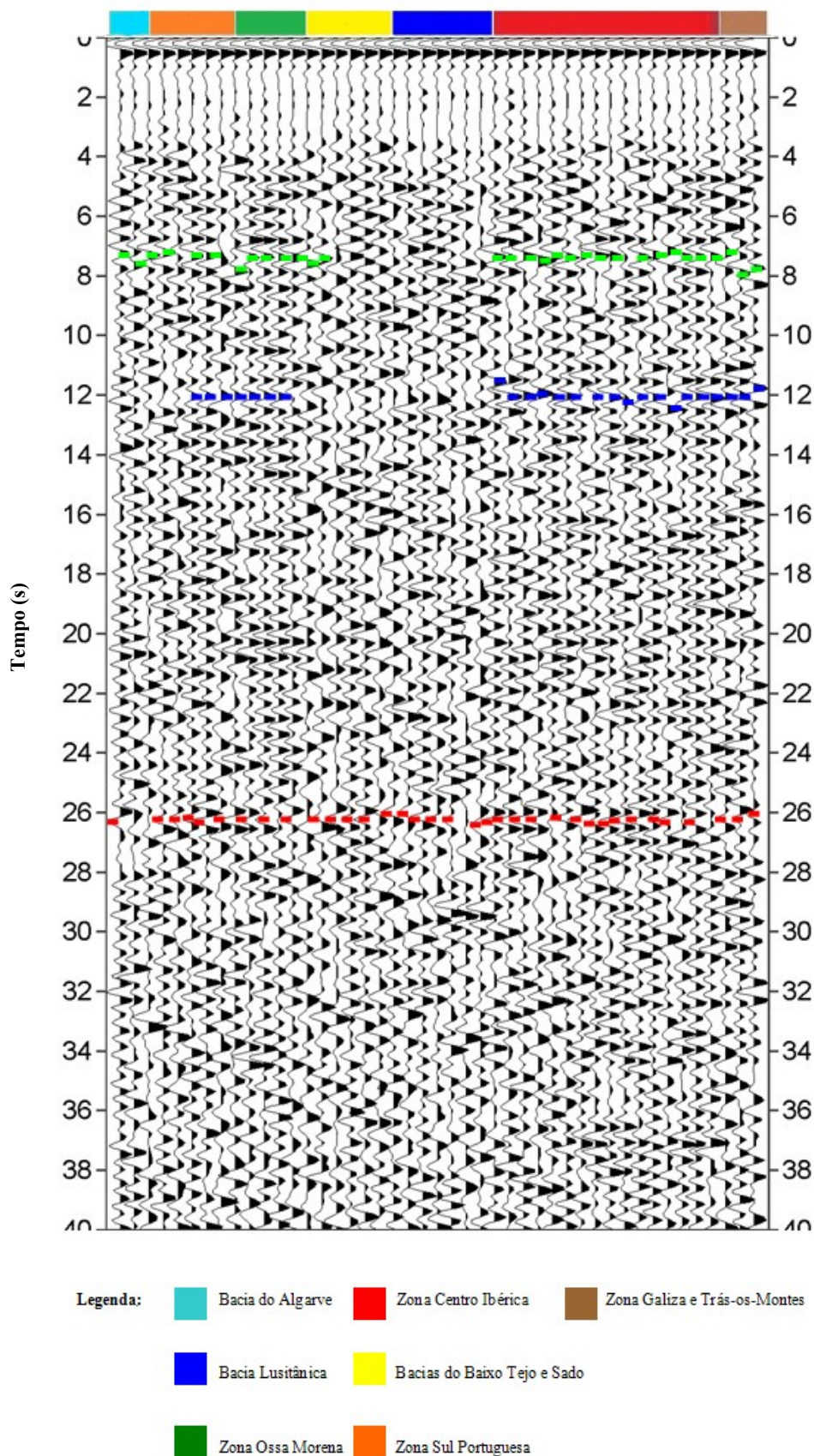


Figura 6.5: Representação, em cada traço, da marcação do tempo duplo de chegada de cada uma das fases identificadas. As linhas verdes representam o tempo duplo de chegada da transição crosta média-inferior, o azul representa a Moho, e por fim, a vermelho está representado o que se considera ser a transição Litosfera-Astenosfera.

Com a leitura dos tempos duplos para os traços da figura anterior fez-se uma tabela com o tempo duplo de chegada de cada uma das fases identificadas para cada região tectónica ao se fazer uma média dos valores dos tempos duplos lidos de todas as estações pertencentes a cada região tectónica como se pode observar na tabela 6.1.

Tabela 6.1: Valor médio do tempo duplo de chegada da onda P em cada uma das fases identificadas de cada região tectónica.

Região Tectónica	Tempo chegada Transição Crosta (Média-Inferior) (s)	Tempo chegada (Moho) (s)	Tempo chegada Transição (Litosfera-Astenosfera) (s)
BA	7.4	N.R.*	26.3
ZSP	7.3	12.0	26.2
ZOM	7.5	12.0	26.3
BBTS	7.5	N.R.*	26.2
BL	N.R.*	N.R.*	26.2
ZCI	7.3	12.0	26.3
ZGTM	7.6	11.9	26.2

*Nada a registar

Para fazer a conversão dos tempos duplos de chegada para profundidades realizou-se alguns cálculos para alcançar o valor de profundidade de cada região tectónica. A velocidade da onda P inserida para cada fase identificada nesses cálculos foi baseada em resultados de estudos anteriores (e.g. Matias, 1996).

Na tabela 6.2 encontra-se a velocidade média estimada para a onda P de cada uma das fases identificadas para cada região tectónica. De notar que na discussão do capítulo seguinte será discutido o porquê de ter adoptado a velocidade constante de 8.0 km/s na fase de transição Litosfera-Astenosfera.

Tabela 6.2: Valor médio da velocidade estimada para a onda P de cada uma das fases identificadas para cada região tectónica.

Região Tectónica	Velocidade Crosta Média (km/s)	Velocidade Crosta Inferior (km/s)	Velocidade Transição (Litosfera-Astenosfera) (km/s)
BA	6.3	N.R.*	8.0
ZSP	6.3	6.7	8.0
ZOM	6.3	6.9	8.0
BBTS	6.2	N.R.*	8.0
BL	N.R.*	N.R.*	8.0
ZCI	6.2	6.8	8.0
ZGTM	6.3	6.8	8.0

*Nada a registar

Os cálculos usados para calcular as profundidades foram os seguintes,

Profundidade Transição Crosta (Média-Inferior)

$$P1(km) = \frac{V1(km / s) \times T1(s)}{2} \quad (6.1)$$

Profundidade Moho

$$T3(s) = T2(s) - T1(s) \quad (6.2)$$

$$P2(km) = \frac{V2(km / s) \times T3(s)}{2} + P1 \quad (6.3)$$

Profundidade Transição (Litosfera-Astenosfera)

$$T5(s) = T4(s) - T2(s) \quad (6.4)$$

$$P3(km) = \frac{V3(km / s) \times T5(s)}{2} + P2 \quad (6.5)$$

em que,

P1 – Profundidade Transição Crosta (Média-Inferior)

P2 – Profundidade Moho

P3 – Profundidade Transição (Litosfera-Astenosfera)

V1 – Velocidade da onda P na crosta média

V2 – Velocidade da onda P na crosta inferior

V3 – Velocidade da onda P na transição (Litosfera-Astenosfera)

T1 – Tempo duplo de chegada à transição crosta (média-inferior)

T2 – Tempo duplo de chegada à Moho

T3 – Diferença entre T2 e T1

T4 – Tempo duplo de chegada à transição (Litosfera-Astenosfera)

T5 – Diferença entre T4 e T2

Os valores que foram utilizados para os tempos duplos de chegada e velocidades estimadas para a onda P encontram-se nas tabelas 6.1 e 6.2, respectivamente.

A tabela 6.3 mostra os resultados das profundidades de cada região tectónica para as fases identificadas.

Tabela 6.3: Valor médio da profundidade de cada uma das discontinuidades identificadas para cada região tectónica.

Região Tectónica	Profundidade Transição Crosta (Média-Inferior) (km)	Profundidade (Moho) (km)	Profundidade Transição (Litosfera-Astenosfera) (km)
BA	23.3	N.R.*	N.R.*
ZSP	23.0	38.7	95.5
ZOM	23.6	39.2	96.4
BBTS	23.3	N.R.*	N.R.*
BL	N.R.*	N.R.*	N.R.*
ZCI	22.6	38.6	95.8
ZGTM	23.9	38.6	95.8

*Nada a registar

A tabela 6.4 mostra o valor médio da espessura da crosta inferior para cada região tectónica. A espessura média da crosta inferior é a diferença entre a profundidade da Moho e a profundidade da Transição Crosta (Média-Inferior).

Tabela 6.4: Valor médio da espessura da crosta inferior para cada região tectónica.

Região Tectónica	Espessura Média Crosta Inferior (km)
BA	N.R.*
ZSP	15.7
ZOM	15.6
BBTS	N.R.*
BL	N.R.*
ZCI	16.0
ZGTM	14.7

*Nada a registar

No capítulo seguinte será feito a análise e a discussão acerca de todos estes resultados para as diferentes discontinuidades que se identificaram de cada região tectónica.

7. DISCUSSÃO DE RESULTADOS E CONCLUSÕES

Como já foi referido neste trabalho, um dos objectivos da obtenção das ondas de volume, a partir das correlações e autocorrelações dos dados obtidos ao longo de três anos de ruído sísmico ambiente, era a melhor caracterização da estrutura crustal de Portugal Continental. Foram usados métodos diferentes na tentativa de buscar os melhores resultados.

No capítulo anterior foi verificado que não foi possível com os resultados obtidos a partir das correlações cruzadas visualizar nitidamente as ondas de volume, como pode ser observado no diagrama tempo-distância entre a estação de MTE com as outras estações (figura 6.1) e no diagrama tempo-distância com todas as correlações feitas para este estudo (figura 6.3), isto porque em primeiro lugar não houve uma cobertura geográfica suficiente de trajectos (entre pares de estações) de modo a preencher algumas lacunas de dados observadas na figura 6.3. Nessa figura existem lacunas de dados principalmente nos trajectos de menores distâncias e, também, nas maiores distâncias. As ondas de volume são por si só, ondas de difícil visualização quando se aborda zonas de pequenas dimensões, o que acontece com o território de Portugal Continental (~550km de extensão). Já pelo contrário as ondas superficiais (velocidade aparente ~3 km/s) são claramente mais nítidas de se observar, dado como foi referido na introdução deste trabalho, as ondas superficiais não perderem tanto a amplitude como as ondas de volume, lembremos que as ondas de volume vão perdendo a sua amplitude com a profundidade.

No diagrama da figura 6.2 encontra-se compactado, no rectângulo delimitado a vermelho, as correlações do diagrama da figura 6.3. Neste diagrama tempo-distância que as correlações representadas foram calculadas no âmbito de um estudo para a Península Ibérica (figura 6.2) nota-se que a onda P já aparece com alguma nitidez a partir de uma distância sensivelmente superior a 500 km entre um par de estações. Olhando com mais pormenor para o diagrama tempo-distância da figura 6.3, só numa pequena parte do diagrama é que se poderia ter a esperança de se visualizar as ondas de volume, no entanto, e como já foi referido anteriormente, existe uma grande lacuna de dados por ter havido poucos pares de estações que preenchessem as distâncias de aproximadamente 525 km até aos 550 km. Acredita-se que caso as lacunas de dados nas distâncias referidas fossem preenchidas muito possivelmente poderia-se notar algo ainda mais concreto em relação às ondas de volume pretendidas, aliás como foi comentado, ao observar bem o diagrama da figura 6.2 dá para notar, já dentro da área delimitada a vermelho, um ligeiro sombreado nas distâncias entre os 500 e 550 km que tem um seguimento para as maiores distâncias fora da parte delimitada a vermelho. Acredita-se que esse ligeiro sombreado poderá ser a emergência da onda P.

Poli et al. (2012) indicou que se a estrutura crustal ao longo do caminho entre duas estações for heterogénea, os níveis de dispersão e atenuação poderão ser suficientemente fortes de modo a reduzir a amplitude das ondas de volume ao ponto de elas ficarem escondidas nos registos das correlações. Sendo assim, este poderá ser um motivo dado que, pelo que se viu no capítulo 2, Portugal Continental possui uma crosta superior bastante heterogénea, e por isso poder ser difícil observar as ondas de volume através das correlações cruzadas entre estações.

Já em relação às autocorrelações houve mais sucesso na obtenção de fases das ondas de volume. De referir que neste estudo não se conseguiu ir mais a fundo na tentativa de pormenorizar mais os resultados devido à baixa razão S/R, apesar dos resultados dados serem na generalidade válidos. Fica o registo que para as zonas de bacias sedimentares não se conseguiu obter resultados conclusivos na descontinuidade de Moho, dado a não se ter registado sinais coerentes nessa zona. Na banda de frequência (0.8 – 2.0 Hz) conseguiu-se identificar 3 fases concretas.

Observou-se que a primeira chegada obtida (~7-8s) é referente à transição crosta média-inferior como se pode apreciar na figura 6.5.

A segunda fase obtida (~11-13s) é referente à descontinuidade de Mohorovičić (Moho). Por último, a terceira fase (~26s) é referente à transição Litosfera-Astenosfera.

Visualizou-se ainda mais duas fases, uma localizada mais ou menos aos 20s e a outra aos 32s, no entanto não foram marcadas por não se ter um conhecimento plausível do que se pode passar nessa zona, pensa-se que poderão ser descontinuidades relativas a zonas de baixa velocidade que se encontram no manto superior.

Concretamente, pode-se afirmar pela conjugação dos resultados obtidos deste estudo que a profundidade a que se encontra a transição entre a crosta média e inferior é mais ou menos constante em todo o território de Portugal Continental, só observa-se uma diferença significativa entre a transição ZCI (22.6 km) com a ZGTM (23.9 km) e a ZOM (23.6 km).

A espessura da crosta abaixo de Portugal Continental apresenta, em geral, nas regiões tectónicas em que foi possível obter um sinal coerente, valores altos de profundidades a rondar em média os 39 km, sendo valores bastante expressivos para todo o País. Em comparação com os resultados obtidos na sísmica profunda de outros estudos está em concordância relativamente ao facto de a espessura da crosta ser elevada nas zonas ZCI e ZGTM, tendo as duas zonas tectónicas uma profundidade de 38.6 km, no entanto verifica-se igualmente valores muito elevados na ZSP e ZOM sendo até valores superiores aos das outras duas zonas, e sendo assim, neste aspecto já não é concordante com os resultados de outros estudos anteriores.

Foi calculada a espessura da camada da crosta inferior como se pode observar na tabela 6.4. Pelos resultados verificados na tabela 6.4 pode-se constatar que a espessura da crosta inferior é mais irregular no norte do País (ZGTM e ZCI) variando entre os 14.7 e 16 km. Já no sul (ZOM e ZSP) varia entre os 15.6 e os 15.7 km. Tal como observado em Matias (1996), a ZSP apresenta um valor de espessura da crosta inferior mais elevado do que a ZOM. A ZCI tem uma espessura ligeiramente maior que as regiões tectónicas mais a sul.

Ao contrário de Diaz (2009), não foi visualizado um adelgaçamento da crosta na ZOM relativamente à ZCI, pelo contrário pelos resultados dados neste estudo observou um ligeiro espessamento da crosta na ZOM relativamente à ZCI. Foi também observado um aumento de espessura total da crosta para a ZOM em relação à ZSP.

Quanto à fase identificada aos ~26s é referente à transição Litosfera-Astenosfera. De notar que esta zona foi marcada no centro da fase negativa da onda dado que existe uma redução da velocidade da onda P devido às mudanças das propriedades físicas nesta zona como se pode ver no diagrama no anexo III. A velocidade adoptada para o cálculo da profundidade desta descontinuidade foi sempre de 8 km/s, apesar de em estudos anteriores terem sido obtidos velocidades um pouco superiores, tentou-se compensar este valor com o facto de a velocidade próxima desta zona reduzir-se ligeiramente abaixo dos 8 km/s.

Pelos resultados obtidos nesta descontinuidade é de realçar a sua profundidade ser constante em todas as regiões tectónicas a rondar, em média, os 96 km, como se pode verificar na tabela 6.3. Nas regiões tectónicas ZSP e ZOM obteve-se uma profundidade de 95.5 km e 96.4 km, respectivamente, o que

vem de encontro com o estudo de Dundar et al. (2011) que registou uma profundidade da transição Litosfera-Astenosfera no sul de Portugal Continental entre os 90 e 100 km.

Passando às conclusões definitivas, pela primeira vez utilizou-se os registos de ruído sísmico ambiente para identificar as reflexões na vertical de modo a interpretá-las em termos de estrutura da crosta e manto superior.

Foram usados, neste estudo, dados de ruído sísmico ambiente provenientes de 49 estações sísmicas de banda larga disponíveis nas várias redes sísmicas de Portugal Continental. Estes dados foram registados entre os meses de Janeiro de 2010 até Dezembro de 2012 com o intuito de investigar e perceber melhor a estrutura da crosta e manto superior sob Portugal Continental.

Pode-se concluir pelos diagramas tempo-distância das figuras 6.1 e 6.3 que não foi possível a visualização concreta de ondas de volume no território português devido a englobar distâncias pouco consideráveis.

Com as autocorrelações já foi possível fazer algumas conclusões acerca da estrutura abaixo do nosso país. Ao fim deste trabalho foi possível concluir que em alguns pontos os resultados encontram-se qualitativamente em concordância com o que tinha-se estudado anteriormente para Portugal Continental, mas em outros pontos já não estão tanto de acordo.

Por todas as regiões tectónicas verificou-se uma espessura total da crosta muito elevada com valores similares entre elas.

Não foi possível obter resultados da profundidade da Moho para as bacias sedimentares (BA, BBTS, e BL) devido a não se encontrar sinais coerentes para estas zonas, e assim confirmar se as bacias possuem, em média, valores de profundidade mais baixos em relação às outras regiões tectónicas. Por outro lado, foi possível calcular a profundidade a que se situa a transição da Litosfera com a Astenosfera em que revelou resultados concordantes com os de Dundar et al. (2011).

Será preciso fazer mais estudos de modo a criar-se um maior grau de precisão com os resultados obtidos neste estudo. Dado à baixa razão S/R não foi possível detalhar mais pormenorizadamente os resultados obtidos, nomeadamente chegar-se a resultados conclusivos para as bacias sedimentares, descrever ao pormenor a estrutura da crosta e manto superior abaixo de cada estação, e assim verificar certos pontos já estudados em outros estudos sísmicos, como por exemplo, o adelgaçamento da crosta do interior para as zonas mais costeiras, entre outros pormenores.

Sendo assim, gostaria de deixar algumas sugestões para trabalho futuro com o objectivo de alcançar-se mais resultados. A primeira sugestão será aumentar a série temporal de estudo para aumentar a razão S/R, quem sabe se em vez de 3 anos, como foi o caso deste estudo, se for 4 ou 5 anos venha-se a obter resultados ainda mais pormenorizados, para isso será necessário haver um outro projecto como o WILAS. Outra sugestão pode ser um aumento do número de estações de modo a que se obtenha uma maior distribuição azimutal.

Também em futuros trabalhos poder-se-á experimentar a correlação em fase, método apresentado por Schimmel (1999) e, pelo que consta, trata-se de um método que poderá fornecer melhores resultados do que o método da correlação linear, como foi demonstrado em D'Hour et al. (2015).

Por último, fica a sugestão de poder fazer-se um estudo na tentativa de saber mais pormenores e conhecimento acerca das descontinuidades encontradas no manto superior aos ~20s e ~32s, provavelmente relativas a zonas de baixa velocidade.

Para fechar esta dissertação, espero que os resultados obtidos neste estudo através do ruído ambiente sísmico possam contribuir para um melhor entendimento da estrutura interior da Terra, sobretudo de Portugal Continental, isto de modo a poderem ser de mais valia para futuros trabalhos e a motivar para que este método da extracção das ondas de volume através do ruído sísmico ambiente seja cada vez mais utilizado, e assim atingir resultados ainda mais concretos do que neste estudo.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aki K., 1957. Space and Time of Stationary Stochastic Waves. Earthquake Research Institute, vol. XXXV, Part3.
- Aki & Richards, P. G. A. (1981). *Quantitative seismology: Theory and methods, vols. I + II. Tectonophysics* (Vol. 75). [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90282-1](http://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90282-1)
- Amante, C., & B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA*. doi:10.7289/V5C8276M [2015/10/26].
- Arrowsmith, S. J., Whitaker, R., Katz, C., & Hayward, C. (2009). The F-detector revisited: An improved strategy for signal detection at seismic and infrasound arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 449–453.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239–1260.
- Boué, P., Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H., Briand, X., & Roux, P. (2013). Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth. *Geophysical Journal International*, 194(2), 844–848.
- Claerbout, J. F. (1968). Synthesis of a Layered Medium From Its Acoustic Transmission Response. *Geophysics*. <http://doi.org/10.1190/1.1439927>
- Custódio, S., Dias, N. A., Caldeira, B., Carrilho, F., Carvalho, S., Corela, C., Díaz, J., Narciso, J., Madureira, G., Matias, L., & Haberland, C. (2014). Ambient noise recorded by a dense broadband seismic deployment in Western Iberia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2985–3007.
- D'Hour, V., Schimmel, M., Do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M. and Lima Neto, H. C. (2015). Detection of Subtle Hydromechanical Medium Changes Caused By a Small-Magnitude Earthquake Swarm in NE Brazil. *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-015-1156-0.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., and Fink, M. (2003b). Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L). *J. Acoust. Soc. Am.*, 113 :2973. 10, 11, 12, 114
- Dias, R., & Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246(1-3), 113–128.

- Díaz, J., & Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1-2), 181–190.
- Díaz, J., Villaseñor, A., Morales, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J., Garcia-Lobón, J. L., Harnafi, M., Carbonell, R., Gallart, J. (2010). Background noise characteristics at the IberArray broadband seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2), 618–628.
- Draganov, D. S., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J., & Verdel, A. (2007). Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements. *Geophysical Research Letters*, 34(4).
- Dündar, S., Kind, R., Yuan, X., Bulut, F., Sodoudi, F., Heit, B., Kumar, P., Li, X., Hanka, W., Martin, R., Stiller, M., Eken, T., Bianchi, M., Buforn, E., Davila, J. M. (2011). Receiver function images of the base of the lithosphere in the Alboran Sea region. *Geophysical Journal International*, 187(2), 1019–1026.
- Dundar, S., Dias, N. A., Silveira, G., Kind, R., Vinnik, L., Matias, L., & Bianchi, M. (2016). Estimation of the Crustal Bulk Properties Beneath Mainland Portugal from P-Wave Teleseismic Receiver Functions. *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-016-1257-4.
- Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356.
- Fernandes, R. M. S., Ambrosius, B. A. C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Govers, R. (2003). The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 30(16).
- Gorbatov, A., Saygin, E., & Kennett, B. L. N. (2013). Crustal properties from seismic station autocorrelograms. *Geophysical Journal International*, 192(2), 861–870.
- Gouédard P., 2008. Techniques de corrélation: aspects méthodologiques et applications à la sub-surface. Tese de Doutoramento. Universidade Joseph Fourier – Grenoble I.
- Hasselmann, K. (1963). A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*.
- ILIHA DSS Group, 1993. A deep seismic sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 221:35—51.
- Ito, Y., Shiomi, K. (2012). Seismic scatterers within subducting slab revealed from ambient noise autocorrelation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 39, L19303, doi:10.1029/2012GL053321.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. and Nabais Conde, L.E., 1972. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares (escala: 1:1.000.000). Inst. Geol. Min. España, Madrid.

- Kennett, B. L. N. (2015). Lithosphere-asthenosphere P-wave reflectivity across Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 225–235.
- Koper, K.D., Seats, K. & Benz, H., 2010. On the composition of Earth's short-period seismic noise field, *Bull. seism. Soc. Am.*, 100(2), 606–617.
- Larose, E., Derode, A., Campillo, M., & Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. *Journal of Applied Physics*, 95(12), 8393–8399.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas. *Geotekton. Forsch.* 6, 78–92.
- Matias, L. (1996). A sismologia experimental na modelação estrutura da crosta em Portugal Continental, Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- McNamara, D. E., & Buland, R. P. (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1517–1527.
<http://doi.org/10.1785/012003001>
- Morais, I., Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., & Matias, L. (2015). Mantle beneath the Gibraltar Arc from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 200(2), 1155–1171.
<http://doi.org/10.1093/gji/ggu456>
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., & Shapiro, N. M. (2006). Ambient noise tomography from the rst two years of the USArray Transportable Array : Group speeds in the western US. *Geophysical Research Letters*, 1–19.
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 93-322.
- Poli, P., Campillo, M., & Pedersen, H. (2012). Body-Wave Imaging of Earth's Mantle Discontinuities from Ambient Seismic Noise. *Science*, 338(6110), 1063–1065.
<http://doi.org/10.1126/science.1228194>
- Poli, P., Pedersen, H. A., & Campillo, M. (2012). Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188(2), 549–558.
- Rhie, J., & Romanowicz, B. (2004). Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling. *Nature*, 431(7008), 552–556.
- Richter, T. (2014). Temporal Variations of Crustal Properties in Northern Chile Analyzed with Receiver Functions and Passive Image Interferometry. Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universitat Berlin.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(3), 1–5.

- Schimmel, M. (1999). Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1366–1378. (Retirar)
- Serpelloni, E., G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, & P. Gasperini (2007). Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data, *Geophys. J. Int.* 169, no. 3, 1180-1200, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., & Ritzwoller, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science (New York, N.Y.)*, 307(5715), 1615–1618.
- Silveira, G., Afonso Dias, N., & Villaseñor, A. (2013). Seismic imaging of the western Iberian crust using ambient noise: Boundaries and internal structure of the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 589, 186–194.
- Simancas, J. F., Poyatos, D. M., Expósito, I., Azor, A., & Lodeiro, F. G. (2001). The structure of a major suture zone in the SW iberian massif: The ossa-morena/central iberian contact. *Tectonophysics*, 332(1-2), 295–308.
- Sorrells, G. G. (1971). A preliminary investigation into the relationship between long-period seismic noise and local fluctuations in the atmospheric pressure field *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 26, nos. 1/4, 71–82, doi: 10.1111/j.1365-246X.1971.tb03383.x.
- Sorrells, G. G., McDonald, J. A., Der, Z. A., & Herrin, E. (1971). Earth Motion Caused by Local Atmospheric Pressure Changes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 26(1-4), 83–98. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03384.x>
- Tibuleac, I. M., & von Seggern, D. (2012). Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations. *Geophysical Journal International*, 189(1), 493–500.
- Verges, J., & Fernandez, M. (2006). Ranges and basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 223–234.
- Victor, L. M., A. Hirn, and J. Veinante (1980). A seismic section across the Tagus Valley, Portugal—Possible evolution of the crust, *Annales de Geophysique* 36, 469–476.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Physical Review Letters*, 93(25).
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2001). Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies. *Physical Review Letters*, 87(13), 134301.
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function (L). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(5), 2731.

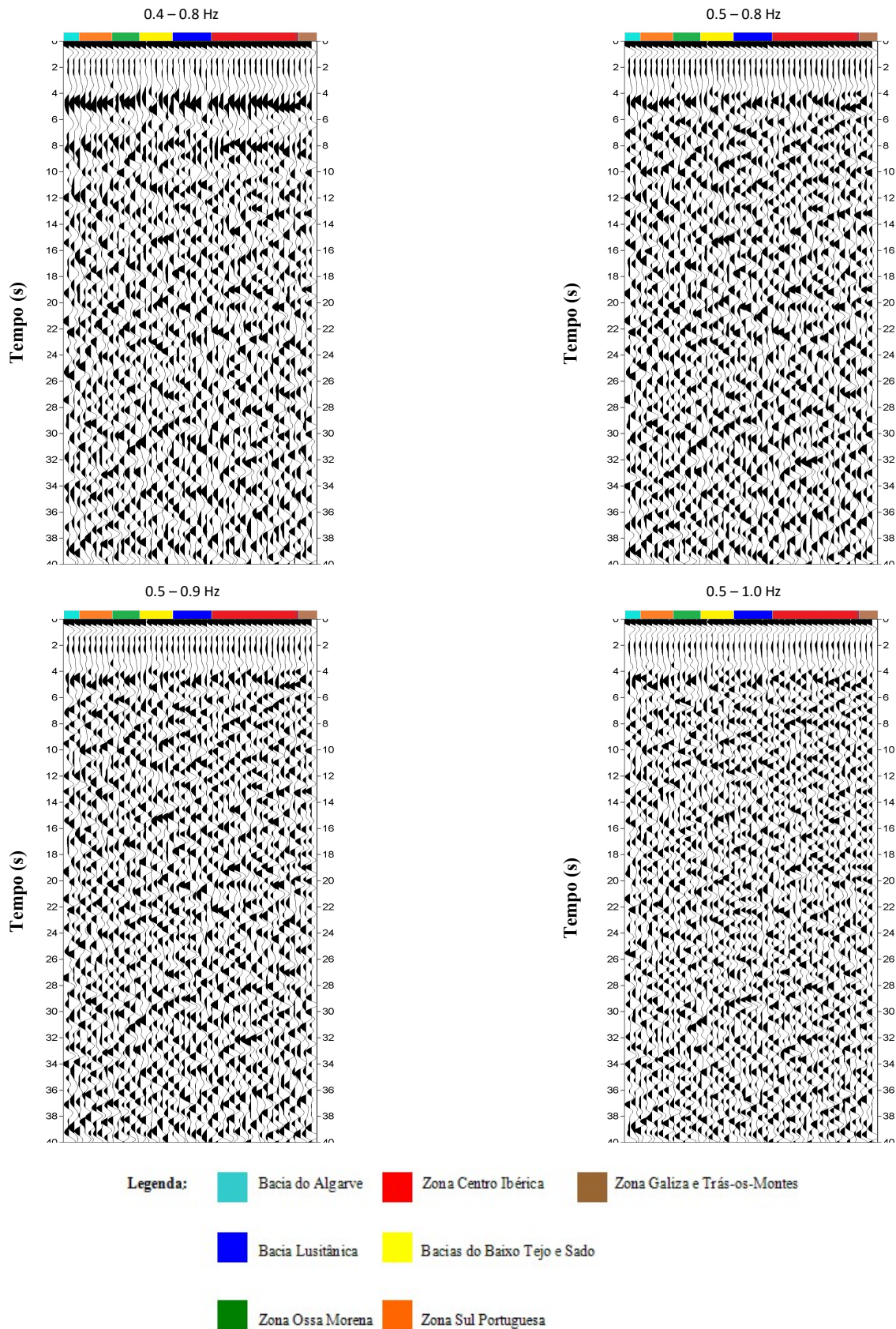
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., & Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1831–1841.
- Yao, H., Van Der Hilst, R. D., & de Hoop, M. V. (2006). Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps. *Geophysical Journal-Oxford*, 166(2), 732–744. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x>
- Zhan, Z., Tsai, V. C., Jackson, J. M. and Helmberger, D., 2014. Ambient noise correlation on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Geophysical Journal International* 196, 1796-1802.

ANEXO I – Informação sobre as estações sísmicas que colectaram dados durante o projecto WILAS

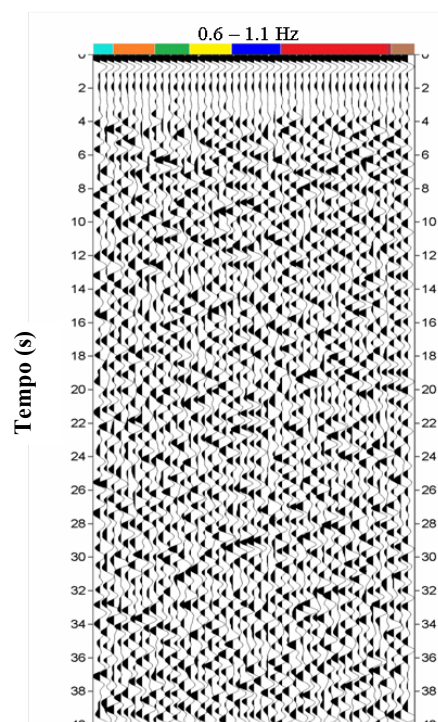
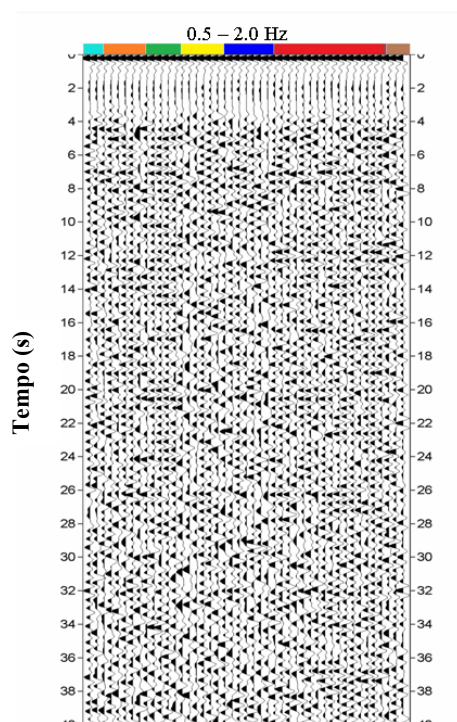
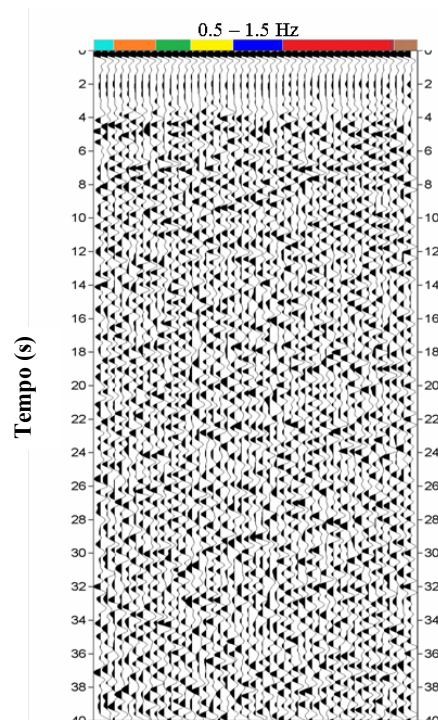
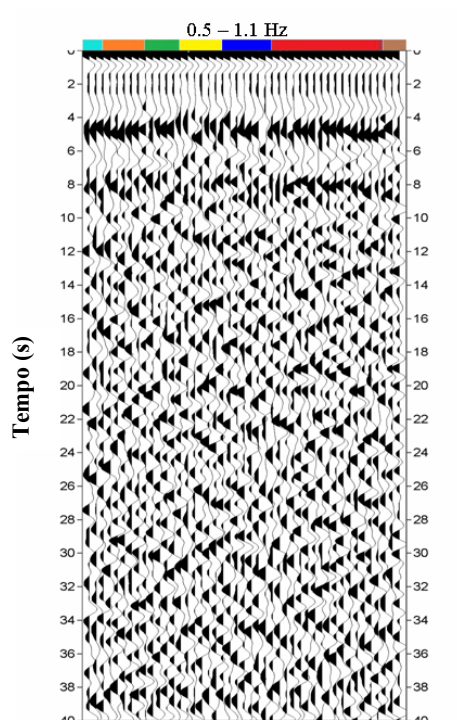
Tabela A.1: Estações sísmicas que colectaram dados durante o projecto WILAS. O significado de cada código de rede encontra-se na legenda da figura 1.1 do presente trabalho.

Código Rede	Código Estação	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Sensor	Altitude (m)	Período de Operação
PM	PBDV	-7.93	37.24	CMG-3ESP(120 s)	471	2007 – até hoje
PM	PFVI	-8.83	37.13	CMG-3ESP(120 s)	189	2007 – até hoje
GE	MTE	-7.54	40.40	STS2 (120 s)	815	1997 – até hoje
IP	PCAL	-8.07	40.03	STS-2 (120 s)	474	2010 – até hoje
PM	PMRV	-7.39	39.43	CMG-3ESP (120 s)	430	2007– até hoje
PM	POLO	-7.79	41.37	CMG-3ESP (120 s)	1060	2008 – até hoje
8 ^a	PW01	-8.79	41.67	CMG-3ESP (60 s)	110	2010 – 2012
8 ^a	PW02	-8.46	41.45	CMG-3ESP (60 s)	160	2010 – 2012
8 ^a	PW06	-8.27	41.00	CMG-3ESP (60 s)	350	2011 – 2012
8 ^a	PW07	-7.50	40.95	CMG-3ESP (60 s)	900	2010 – 2012
8 ^a	PW08	-6.99	40.67	CMG-3ESP (60 s)	748	2010 – 2012
8 ^a	PW10	-7.90	40.72	STS2 (120 s)	626	2011 – até hoje
8 ^a	PW11	-8.18	40.57	CMG-3ESP (60 s)	792	2010 – 2012
8 ^a	PW15	-7.48	39.84	CMG-3ESP (60 s)	390	2010 – 2012
8 ^a	PW16	-7.07	39.77	CMG-3ESP (60 s)	302	2010 – 2012
8 ^a	PW18	-7.89	39.46	CMG-3ESP (60 s)	227	2010 – 2012
PM	MVO	-7.03	41.17	CMG-3T (120 s)	550	2007 – até hoje
PM	PBRG	-6.74	41.81	CMG-3ESP(120 s)	690	2008 – até hoje
PM	PGAV	-8.27	41.97	CMG-3ESP(120 s)	1084	2008 – até hoje
8 ^a	PW03	-7.50	41.69	CMG-3ESP (60 s)	526	2010 – 2012
8 ^a	PW04	-7.18	41.56	CMG-3ESP (60 s)	247	2010 – 2012
8 ^a	PW05	-6.48	41.42	CMG-3ESP (60 s)	651	2010 – 2012
SS	COI	-8.41	40.21	STS-2 (120 s)	140	2011 – até hoje
LX	GGNV	-9.15	38.72	CMG-40T (30 s)	77	2007 – até hoje
PM	PCAS	-8.50	40.05	CMG-3T (120 s)	343	2009 – até hoje
PM	PMAFR	-9.28	38.96	STS2 (120 s)	329	2006 – até hoje
IP	PMST	-9.18	38.74	CMG-40T (30 s)	175	2003 – até hoje
8 ^a	PW09	-8.53	40.67	CMG-3ESP (60 s)	78	2010 – 2012
8 ^a	PW12	-8.86	40.20	CMG-3ESP (60 s)	444	2010 – 2011
8 ^a	PW13	-8.92	39.77	CMG-3ESP (60 s)	80	2010 – 2012
8 ^a	PW17	-9.29	39.35	CMG-3ESP (60 s)	95	2010 – 2011
8 ^a	PW22	-8.80	39.51	CMG-3ESP (60 s)	510	2012 – 2012
LX	ALMR	-8.58	39.16	CMG-40T (30 s)	177	2010 – até hoje
IP	PACT	-8.83	38.77	CMG-40T (30 s)	30	2003 – até hoje
IP	PAZA	-8.91	39.08	CMG-40T (30 s)	52	2011 – até hoje
PM	PMTG	-8.23	39.07	CMG-3ESP (120 s)	190	2008 – até hoje
8 ^a	PW14	-8.41	39.62	CMG-3ESP (60 s)	105	2010 – 2012
8 ^a	PW19	-8.50	38.85	CMG-3ESP (60 s)	108	2010 – 2012
WM	BARR	-7.40	38.47	CMG-3ESP (60 s)	296	2010 – até hoje
WM	EVO	-8.01	38.53	STS2 (120 s)	235	2007 – até hoje
PM	PBAR	-7.04	38.18	CMG-3ESP/3T (120 s)	205	2007 – até hoje
PM	PESTR	-7.59	38.87	CMG-3T (120 s)	410	2006 – até hoje
8 ^a	PW20	-8.36	38.53	CMG-3ESP (60 s)	272	2010 – 2012
LX	MESJ	-8.22	37.84	STS2 (120 s)	250	2007 – até hoje
LX	MORF	-8.65	37.30	CMG-40T (30 s)	560	2005 – até hoje
PM	PCVE	-8.04	37.63	CMG-3ESP (120 s)	225	2007 – até hoje
PM	PNCL	-8.53	38.11	CMG-3ESP (120 s)	120	2008 – até hoje
PM	PVAQ	-7.72	37.40	CMG-3T (120 s)	200	2006 – até hoje
WM	STEO	-8.72	37.55	CMG-3ESP (60 s)	119	2010 – até hoje
IP	PSES	-9.11	38.44	STS-2 (120 s)	87	2011 – até hoje
WM	SETU	-8.95	38.50	CMG-3ESP (60 s)	117	2008 – até hoje
IP	PSRV	-9.09	38.89	CMG-3ESP (60 s)	351	2010 – até hoje

ANEXO II - Painel com as várias bandas de frequências testadas

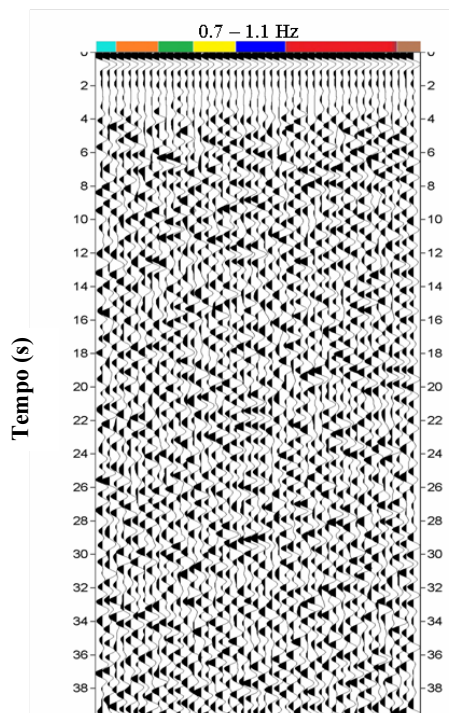
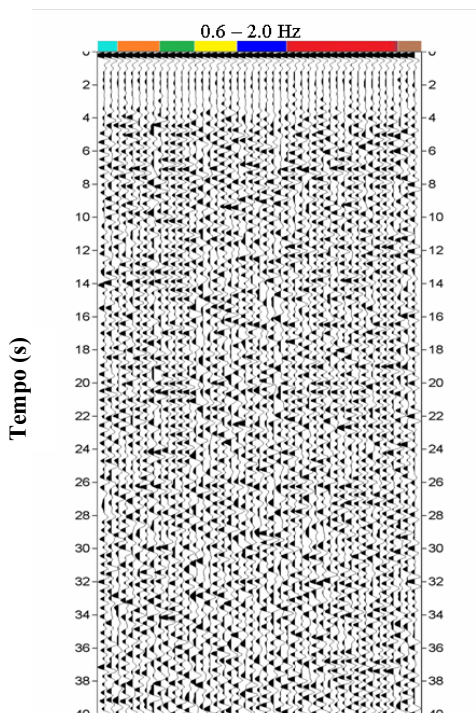
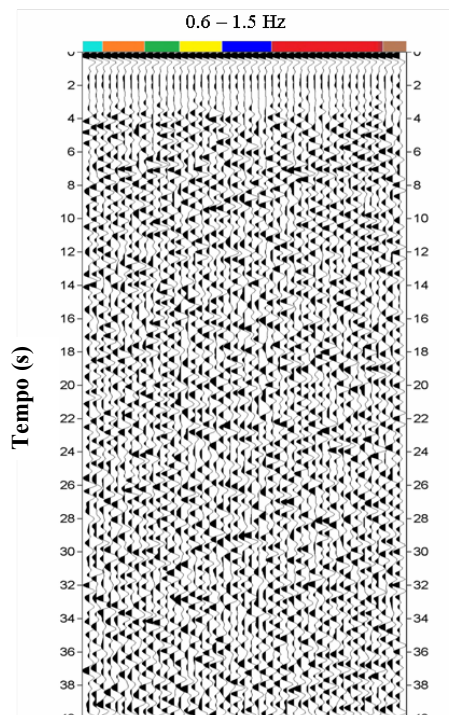
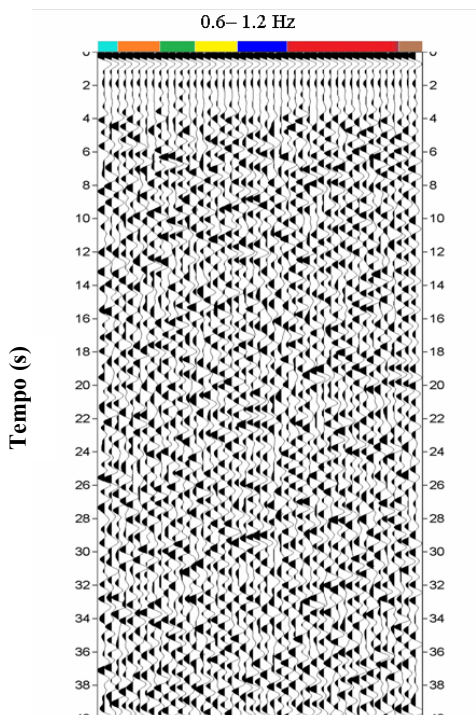


ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RUÍDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS



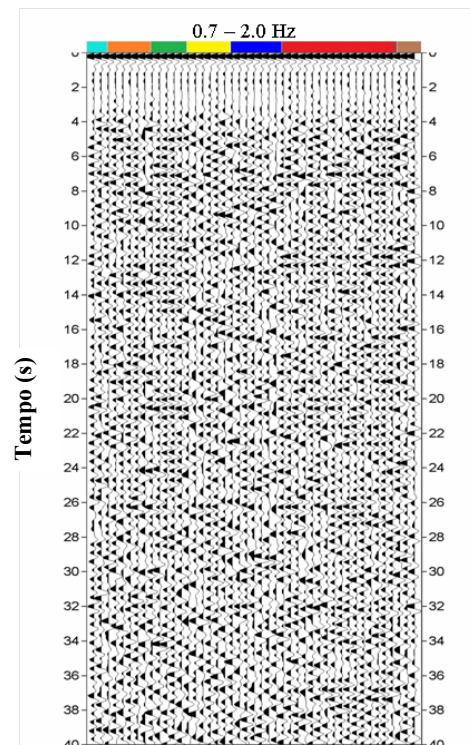
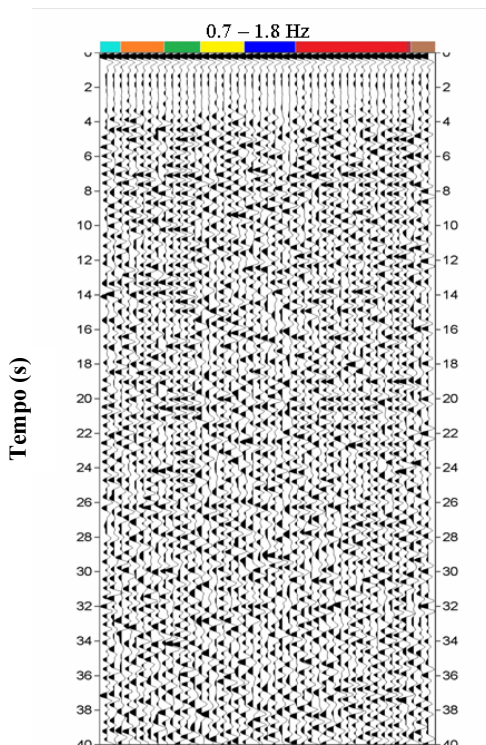
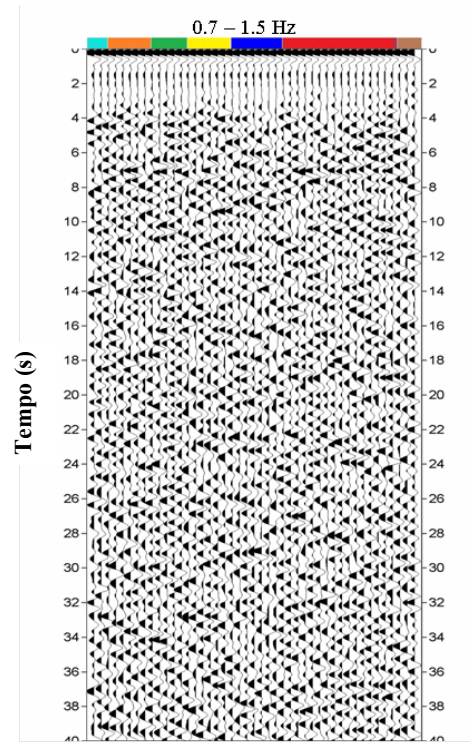
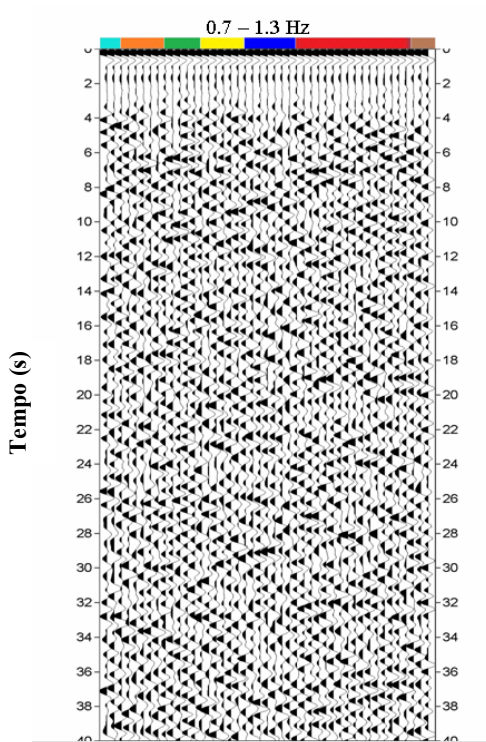
- Legenda:**
- Baía do Algarve
 - Zona Centro Ibérica
 - Zona Galiza e Trás-os-Montes
 - Baía Lusitânica
 - Bacias do Baixo Tejo e Sado
 - Zona Ossa Morena
 - Zona Sul Portuguesa

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RÚIDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS

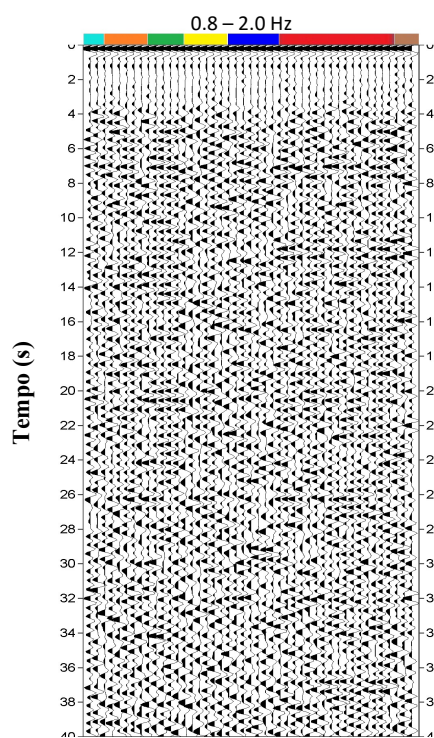
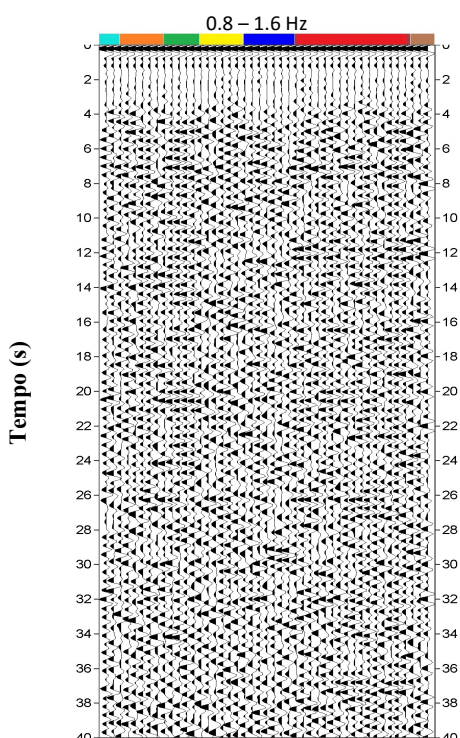
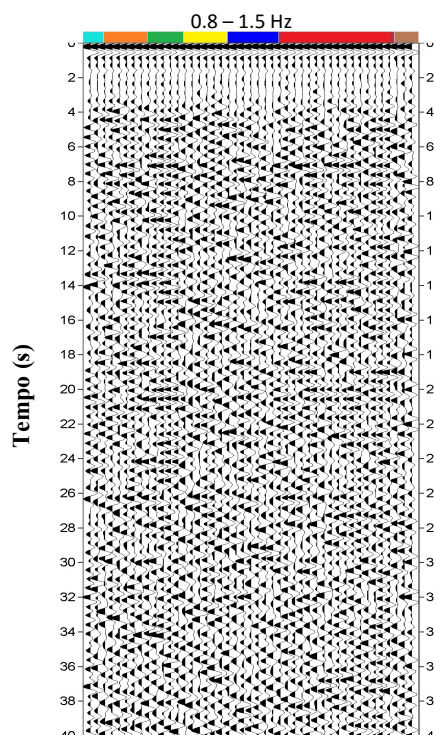
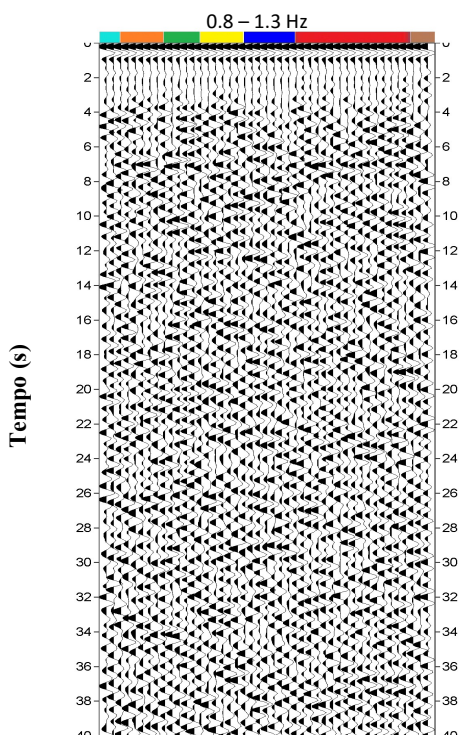


- Legenda:**
- | | | |
|---|---|---|
| ■ Bacia do Algarve | ■ Zona Centro Ibérica | ■ Zona Galiza e Trás-os-Montes |
| ■ Bacia Lusitânica | ■ Bacias do Baixo Tejo e Sado | |
| ■ Zona Ossa Morena | ■ Zona Sul Portuguesa | |

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RÚÍDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS

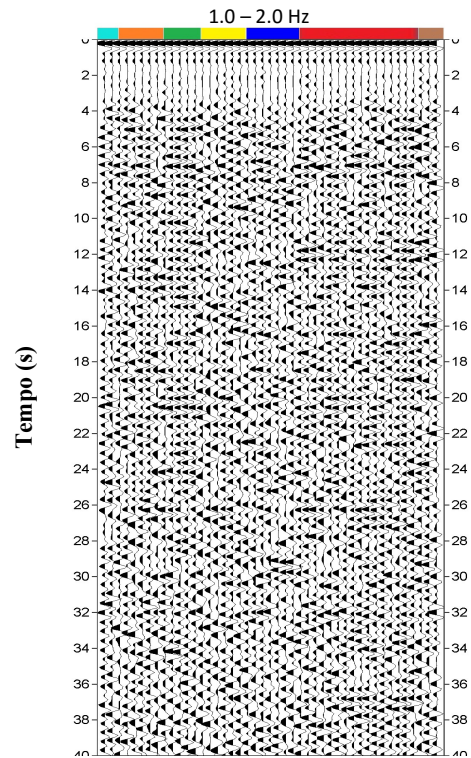
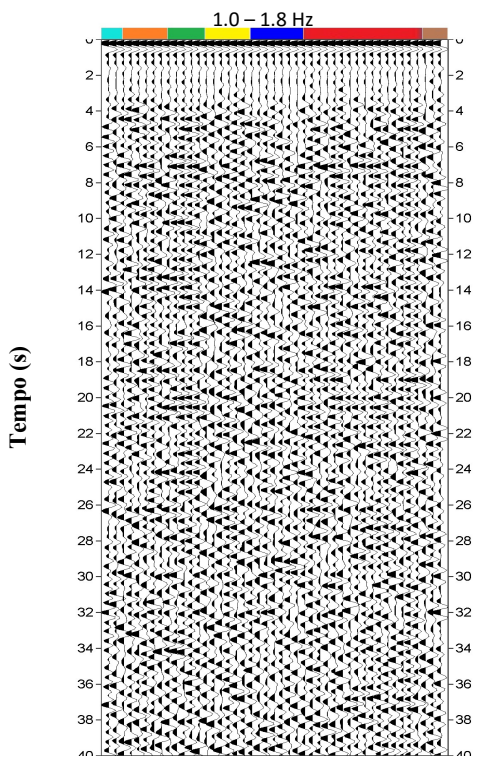
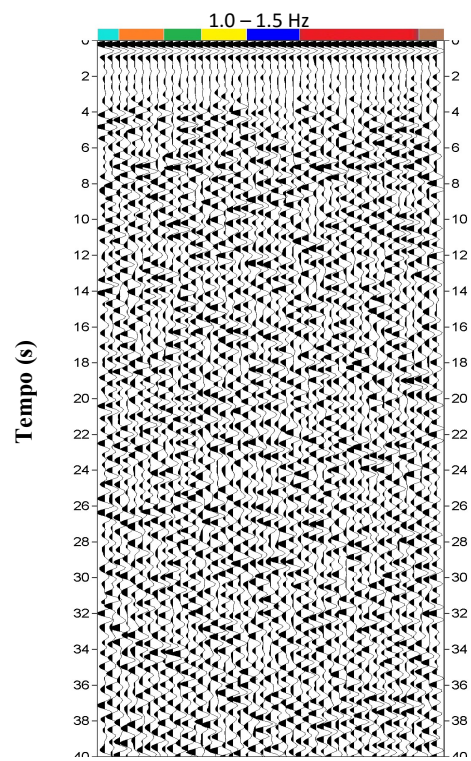
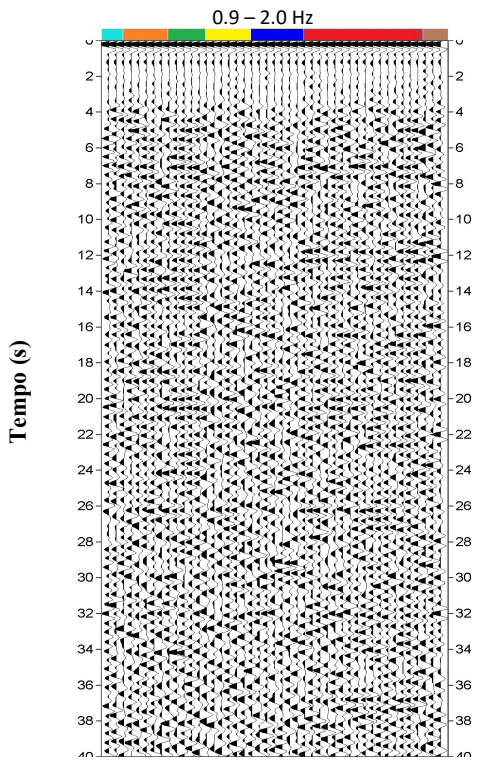


ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RÚIDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS



- Legenda:**
- Bacia do Algarve
 - Zona Centro Ibérica
 - Zona Galiza e Trás-os-Montes
 - Bacia Lusitânica
 - Bacias do Baixo Tejo e Sado
 - Zona Ossa Morena
 - Zona Sul Portuguesa

ESTUDO DE ONDAS DE VOLUME A PARTIR DOS REGISTOS DE RÚIDO SÍSMICO AMBIENTE OBTIDOS NA REDE DE OBSERVAÇÃO WILAS



ANEXO III – Modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model)

