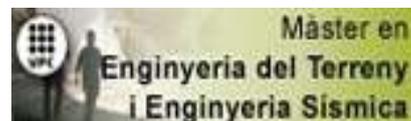


TREBALL FINAL DE MÀSTER



TÍTOL

Caracterización sísmica de los suelos en estaciones acelerométricas mediante el propio acelerómetro. Aplicación a tres estaciones existentes.

AUTOR

Bru Cruz, Guadalupe Marina

TUTOR

Caselles Magallon, Josep Oriol

ESPECIALITAT

Enginyeria Sísmica i Geofísica

DATA

21 de Enero de 2013



**Dept. d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica
E.T.S. Enginyers de Camins, Canals i Ports**

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA



A mis padres

Agradecimientos

En primer lugar quería agradecer a mi director, Oriol Caselles, su dedicación, seguimiento y gran ayuda en todos los aspectos de la elaboración de esta tesina, siempre dispuesto con gran entusiasmo y buen humor.

A Luis Cabañas, del IGN, en cuyo trabajo me he basado para la realización de esta tesina y por sus consejos.

A Juan Alcalde, del IGN, por proporcionarme los datos de las señales de la ciudad de Murcia y atender todas mis dudas.

A Víctor Salinas, por facilitarme los programas de los métodos HVSR y de campos difusos y asesorarme con la interpretación y el modelado.

A Joaquín Mulas, del IGME, por resolverme las dudas sobre los suelos de Murcia y por recomendarme este máster en el que he aprendido tanto.

A Gerardo Herrera, del IGME, que fue mi primer contacto en la investigación y con cuya ayuda siempre he tenido la suerte de contar.

A José Fernández, por su disposición y consejos en la preparación de la defensa de la tesina.

A todos los profesores del máster, por su gran calidad docente, cercanía, disponibilidad y compromiso con sus alumnos y al personal administrativo del departamento, por ocuparse y preocuparse de que todo funcione correctamente.

A mis compañeros de máster, con los que he sufrido la transformada de Fourier, compartido estudio hasta horas intempestivas en la biblioteca con sus correspondientes escapadas y ampliado considerablemente mi léxico en español trasatlántico. He tenido la suerte de encontrar compañeros en los que apoyarme, generosos con su tiempo y con sus conocimientos.

A todos mis amigos de Barcelona.

A mi tía Marina, que me acogió los primeros meses en su casa con todo el cariño del mundo y a Dolores por nutrirme con sus caldos gallegos.

A mi hermana por aguantarme y creer en mí. A mis padres por haberme inculcado el valor del aprendizaje tanto profesional como humano y por darme la oportunidad de seguir formándome.

A Davide, que ha estado a mi lado apoyándome en todo desde que comencé la elaboración de esta tesina.

Resumen

El efecto local del suelo o efecto de sitio tiene una influencia directa en el movimiento del suelo producido por una sacudida sísmica. El conocimiento de este efecto en los emplazamientos de una red de acelerómetros resulta de interés, ya que los registros de aceleración del suelo se utilizan en estudios posteriores de peligrosidad y riesgo sísmico, así como en la realización de normativas. Esto permitirá caracterizar de forma adecuada la respuesta de las estaciones y el movimiento del terreno que allí se registre.

En este trabajo se ha obtenido una estimación de la respuesta dinámica del suelo en tres emplazamientos, uno de ellos ubicado en la Catedral de Palma de Mallorca (La SEU) y los otros dos pertenecientes a la red de acelerómetros del IGN en la ciudad de Murcia. Se ha empleado el método experimental HVSR con los registros de ruido y de terremotos obtenidos en los propios acelerómetros, y en el caso de las dos estaciones de Murcia, se han realizado sendos ajustes de la curva H/V mediante un programa basado en la teoría de campos difusos de Sánchez-Sesma y un análisis de la respuesta del suelo mediante el método lineal equivalente con el programa EERA. El objetivo ha sido, por tanto, estimar los periodos predominantes de resonancia y en el caso de Murcia, comparar los resultados obtenidos mediante el método experimental con los obtenidos mediante una modelización numérica.

Abstract

Ground movement due to seismic shaking is directly influenced by local site effects. Ground motion acceleration recordings are used in seismic hazard and risk assessments, as well as in seismic code designs. A good estimation of local soil effects at a strong motion network sites is of great interest, in order to characterize in an appropriate way the receiver response and the ground motion recorded at the stations.

In this work, dynamic soil response has been estimated in three sites: one at Palma de Mallorca's Cathedral (La SEU) and two belonging to the Spanish strong motion network in Murcia city. Earthquake and noise signals recordings at the accelerometers have been analyzed with the experimental H/V ratio technique. In addition, direct H/V curve inversion and linear equivalent method (with the software EERA) were applied to Murcia city. Estimation of the fundamental tuning period has been the main objective, as well as the comparison of experimental to numerical results in the case of Murcia city.

Índice

Agradecimientos	i
Resumen	ii
Abstract	iii
Índice	iv
Lista de Tablas	vi
Lista de Figuras	vii
1 Introducción	1
2 Nociones teóricas	2
2.1 <i>Propiedades dinámicas del suelo</i>	2
2.2 <i>Tipos de ondas sísmicas</i>	3
2.3 <i>Atenuación de las ondas sísmicas</i>	3
2.4 <i>Efecto local del suelo</i>	5
2.4.1 <i>Aspectos generales</i>	5
2.4.2 <i>Métodos de estudio de la amplificación</i>	10
3 Regiones estudiadas	17
3.1 <i>Introducción</i>	17
3.2 <i>Mallorca</i>	17
3.2.1 <i>Situación geográfica y geología regional</i>	17
3.2.2 <i>Geología local y geotecnia</i>	18
3.3 <i>Murcia</i>	21
3.3.1 <i>Situación geográfica y geología regional</i>	21
3.3.2 <i>Geología y geotecnia local</i>	25
4 Procesamiento de datos	28
4.1 <i>Método experimental HVSR</i>	28
4.1.1 <i>Origen de los datos</i>	28
4.1.2 <i>Instrumentación</i>	30
4.1.3 <i>Características generales de las señales registradas</i>	31
4.1.4 <i>Metodología del cálculo de la razones espectrales H/V</i>	34
4.2 <i>Método de campos difusos</i>	37
4.3 <i>Método lineal equivalente (EERA)</i>	37
4.3.1 <i>Introducción</i>	37
4.3.2 <i>Descripción del programa</i>	37
5 Resultados	40
5.1 <i>Resultados del método HVSR</i>	40

5.1.1	<i>Condiciones de interpretación de los resultados</i>	40
5.1.2	<i>Resultados Mallorca</i>	42
5.1.3	<i>Resultados Murcia</i>	47
5.2	<i>Resultados de los métodos numéricos para Murcia</i>	53
5.2.1	<i>Resultados con el método de campos difusos</i>	53
5.2.2	<i>Resultados con el método lineal equivalente(EERA)</i>	55
6	<i>Conclusiones</i>	57
6.1	<i>Comentarios generales</i>	57
6.2	<i>Resumen de las conclusiones y recomendaciones para futuros estudios</i>	59
7	<i>Bibliografía</i>	61
	<i>Anexo nº1: Registros temporales y espectrales de las tres componentes (NS, EW y V) de las señales de Mallorca.</i>	67
	<i>Anexo nº2: Ventanas de estabilidad H/V y curvas H/V con ajuste de picos de los registros de Mallorca</i> 75	
	<i>Anexo nº3: Registros temporales de las señales de Mallorca</i>	98
	<i>Anexo nº4: Ventanas de estabilidad H/V y curvas H/V con ajuste de picos de los registros de Murcia</i> 103	
	<i>Anexo nº 5: Planos contenidos en el estudio geotécnico de la SEU realizado en 2000 por Ingeniería de Sondeos S.A.</i>	116
	<i>Anexo nº6: Planos de los sondeos cercanos a los acelerógrafos de la ciudad de Murcia y columnas litológicas</i>	121

Lista de Tablas

Tabla 2.1: Clasificación del terreno en la NCSE-02 y el valor del Coeficiente del Terreno (C).....	2
Tabla 3.1: Propiedades medias de los materiales de la Vega Media del río Segura (Tomás, 2008)	27
Tabla 4.1: Número de registros de terremotos y de ruido según la estación sísmica	30
Tabla 4.2: Características del sismógrafo instalado en Palma de Mallorca.....	31
Tabla 4.3: Características de los sismógrafos instalados en Murcia.....	31
Tabla 4.4: Características de los terremotos registrados en las estaciones estudiadas. Los valores de magnitud, coordenadas del epicentro y profundidad de los terremotos se han obtenido del catálogo de terremotos del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (IGNV) en el caso de los dos terremotos de Italia y del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) en el resto de los casos.....	32
Tabla 4.5: Características generales de los registros de ruido	33
Tabla 4.6: Hojas Excel de EERA.....	39
Tabla 5.1: Valores umbral para las condiciones de estabilidad, referidos a frecuencia (Hz) tal y como se especifica en SESAME y sus valores equivalentes en periodo (s).....	41
Tabla 5.2: Valores de los periodos de amplificación y la desviación estándar de cada uno de ellos. El tipo R se corresponde a registros de ruido y el tipo T a registros de terremotos.....	43
Tabla 5.3: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental promedio (T promedio) reconocido en los registros de ruido (R) y de terremotos (T).	43
Tabla 5.4: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido en cada registro de ruido (R) y terremoto (T).	44
Tabla 5.5: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental de los terremotos ensamblados.....	47
Tabla 5.6: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido de los terremotos ensamblados.....	47
Tabla 5.7: Valores de los periodos de amplificación y la desviación estándar de cada uno de ellos. R se corresponde a registros de ruido y T a registros de terremotos.....	48
Tabla 5.8: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental promedio (T promedio) reconocido en los registros de ruido (R) y de terremotos (T).	49
Tabla 5.9: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido en cada registro de ruido (R) y terremoto (T).	50
Tabla 5.10: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental (T) de los terremotos ensamblados.....	52
Tabla 5.11: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido de los terremotos ensamblados.....	53
Tabla 5.12: Parámetros de la estructura modelada del subsuelo para el emplazamiento M02.....	54
Tabla 5.13: Parámetros de la estructura modelada del subsuelo para el emplazamiento M04	54

Lista de Figuras

Figura 2.1: Espectro normalizado de respuesta NCSE-02.....	2
Figura 2.2: Tipos de ondas sísmicas. A) Ondas P. B) Ondas S. C) Ondas Rayleigh. D) Ondas Love	3
Figura 2.3: Modelo de expansión geométrica en esferas concéntricas del frente de ondas desde una fuente puntual	4
Figura 2.4: Caída de la amplitud del modo fundamental y de los dos modos superiores (2 y 3) de una onda Love en un medio estratificado (Keilis-Borok, 1986).	5
Figura 2.5: Diferencias en acelerogramas (output) debidas a diferentes eventos sísmicos (input) y diferentes emplazamientos de las estaciones (Nakamura, 1989).....	6
Figura 2.6: Bloque diagrama que muestra dos estratos superpuestos formados por un material tipo roca en la parte inferior y un material tipo suelo en la superior, en los que el contraste de impedancia producido por la diferencia de velocidades de propagación podría causar la amplificación de la onda.	7
Figura 2.7: Esquema de un sistema de masa concentrada en un punto que se rige por un mecanismo de un grado de libertad.	8
Figura 2.8: Variación del factor de amplificación dinámica D para distintos valores del factor de amortiguamiento ξ (Kramer, 1996).	9
Figura 2.9: Representación esquemática de un modelo de esfuerzo-deformación (Bardet et al. 2000)....	14
Figura 2.10 Modelo lineal equivalente: A) Curva de histéresis esfuerzo-deformación. B) Variación del módulo de corte secante y de la razón de amortiguamiento con la deformación tangencial (Bardet et al. 2000).....	15
Figura 3.1: Esquema geológico-estructural de la isla de Mallorca (Gelabert, 1998).....	18
Figura 3.2: A) Mapa con los materiales aflorantes en la ciudad de Palma de Mallorca. Se ha incluido únicamente la leyenda de los materiales terciarios y cuaternarios. B) Corte geológico III que atraviesa la ciudad de Palma, donde se aprecia el depósito holoceno que recubre a los estratos miocénicos que buzan ligeramente hacia la costa (Fragmento del Hoja 698-38-27 del MAGNA 1:50000, IGME, 1991)	19
Figura 3.3: Columna litológico-geotécnica estimada bajo el emplazamiento del acelerómetro.	20
Figura 3.4: A) Situación de la Cordillera Bética. B) Geología de la Vega Media del Segura. C) Corte geológico de la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca. La arena, limos y arcillas constituye el tramo superficial compresible y las gravas se sitúan en el techo del tramo inferior considerado como rígido a efectos geotécnicos. (Herrera et al., 2009).....	21
Figura 3.5: Diagrama del acuífero de la Vega Baja y Media del Segura (CHS, 2007).....	23
Figura 3.6: Columnas estratigráficas obtenidas a partir de la información de los sondeos recopilados en la ciudad de Murcia (IGME 1993, 2000, 2001b y 2005 y Tomás, 2008). No se muestran la totalidad de sondeos de los que se dispone, siendo más de 450 (realizado con ArcGIS).....	26
Figura 3.7: Columnas litológicas con valores de densidad natural y velocidad de ondas S estimadas, bajo los emplazamientos de las estaciones M02 (izquierda) y M04 (derecha).	27
Figura 4.1: Izquierda) Mapa con la ubicación pasada (amarillo) y la actual (turquesa) de la estación de Murcia (realizado con ArcGIS). Derecha) Croquis de la planta del edificio que albergó la estación M02 (construido en 1983) y del de la estación actual M04 (construido en 1970). Los números romanos indican si tienen sótano y el número de plantas (Sede Electrónica del Catastro, 2012)	29
Figura 4.2: Izquierda) Mapa con la ubicación de la estación de Mallorca (realizado con ArcGIS). Derecha) Croquis de la planta de la Catedral (construida en torno a 1600) que alberga el acelerómetro de la UPC (Sede Electrónica del Catastro, 2012).....	29
Figura 4.3: Partes generales de un sismógrafo	30
Figura 4.4: Esquema del algoritmo de cálculo de la razón espectral H/V	36
Figura 4.5: Iteración del módulo de corte y del factor de amortiguamiento con la deformación de corte en el análisis equivalente lineal.....	38

<i>Figura 5.1: Ensamblaje de los siete registros de terremotos de la estación de Mallorca, de 32 segundos cada uno. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 5.2: Curva H/V de las señales de terremotos ensambladas</i>	<i>46</i>
<i>Figura 5.3: Izq) Selección automática de ventanas del software GEOPSY (Wathelet, 2006). Dcha) Razón espectral de cada ventana con su color correspondiente, y promediado de las mismas que nos da la curva H/V con las desviaciones estándar positiva y negativa.....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 5.4: Izq) Curva H/V de unos de los registros de ruido de la estación M04 en la que se observa un máximo de amplitud ancho, sin que se pueda diferenciar claramente un pico. Dcha) Ventana de 16 segundos de uno de los registros de ruido de la estación M04.</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.5: Ensamblaje de los acelerogramas registrados en la estación M02 (ubicación antigua del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. A la derecha de la línea de puntos roja se ha amplificado la amplitud de la señales, ya que en los terremotos de Totana, Aledo y Hondón de los Frailes la amplitud de las aceleraciones es del orden de 100 veces menor que en los terremotos de Bullas y 27G99. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.6: Curva H/V de las señales de terremotos ensambladas de la estación M02 de Murcia.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.7: Curva de inversión H/V a partir del modelo de la Tabla 5.12 (en rojo) sobre la curva experimental obtenida mediante el método HVSR en la estación M02</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.8: Curva de inversión H/V a partir del modelo de la Tabla 5.13 (en rojo) sobre la curva experimental obtenida mediante el método HVSR en la estación M04</i>	<i>54</i>
<i>Figura 5.9: Resultados obtenidos con EERA.....</i>	<i>56</i>
<i>Figura A1.1: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>68</i>
<i>Figura A1.2: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Golfo de León 1 (07/08/2011)</i>	<i>69</i>
<i>Figura A1.3: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Golfo de León 2 (02/07/2011).....</i>	<i>70</i>
<i>Figura A1.4: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Italia1, Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	<i>71</i>
<i>Figura A1.5: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Italia 2, Alpi Cozie (20/07/2011).....</i>	<i>72</i>
<i>Figura A1.6: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Lorca (11/05/2011).</i>	<i>73</i>
<i>Figura A1.7: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Menorca (31/07/2011)</i>	<i>74</i>
<i>Figura A2.1: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>76</i>
<i>Figura A2.2: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>76</i>
<i>Figura A2.3: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>77</i>
<i>Figura A2.4: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>77</i>
<i>Figura A2.5: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Alagüaña (10/07/2011).</i>	<i>78</i>

<i>Figura A2.6: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Alagüña (10/07/2011).</i>	87
<i>Figura A2.7: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	79
<i>Figura A2.8: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	79
<i>Figura A2.9: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro del Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	80
<i>Figura A2.10: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de del evento sísmico del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	80
<i>Figura A2.11: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	81
<i>Figura A2.12: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).</i>	81
<i>Figura A2.13: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	82
<i>Figura A2.14: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	82
<i>Figura A2.15: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	83
<i>Figura A2.16: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	83
<i>Figura A2.17: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	84
<i>Figura A2.18: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).</i>	84
<i>Figura A2.19: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	85
<i>Figura A2.20: Curva H/V y espectro de las componentes de la de ruido pre-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	85
<i>Figura A2.21: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	86
<i>Figura A2.22: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	86
<i>Figura A2.23: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	87
<i>Figura A2.24: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).</i>	87
<i>Figura A2.25: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011).</i>	88
<i>Figura A2.26: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011).</i>	88
<i>Figura A2.27: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011).</i>	89
<i>Figura A2.28: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011).</i>	89

<i>Figura A2.29: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)</i>	<i>90</i>
<i>Figura A2.30: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011).....</i>	<i>90</i>
<i>Figura A2.31: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento del registro de Menorca (31/07/2011)</i>	<i>91</i>
<i>Figura A2.32: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento del registro de Menorca (31/07/2011).....</i>	<i>91</i>
<i>Figura A2.33: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Menorca (31/07/2011)</i>	<i>92</i>
<i>Figura A2.34: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Menorca (31/07/2011).....</i>	<i>92</i>
<i>Figura A2.35: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento 1 del registro de Lorca (11/05/2011)</i>	<i>93</i>
<i>Figura A2.36: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento 1 del registro de Lorca (11/05/2011).....</i>	<i>93</i>
<i>Figura A2.37: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento 2 del registro de Lorca (11/05/2011)</i>	<i>94</i>
<i>Figura A2.38: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento 2 del registro de Lorca (11/05/2011).....</i>	<i>94</i>
<i>Figura A2.39: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Lorca (11/05/2011)</i>	<i>95</i>
<i>Figura A2.40: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Lorca (11/05/2011).....</i>	<i>95</i>
<i>Figura A2.41: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Lorca (11/05/2011)</i>	<i>96</i>
<i>Figura A2.42: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Lorca (11/05/2011).....</i>	<i>96</i>
<i>Figura A2.43: Ventana de estabilidad de las señales de terremotos ensambladas</i>	<i>97</i>
<i>Figura A2.44: Curva H/V y espectro de las componentes de las señales de terremotos ensambladas</i>	<i>97</i>

<i>Figura A3.1: Empalme de acelerogramas registrados en la estación M02 (ubicación antigua del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. A la derecha de la línea de puntos roja se ha amplificado la amplitud de la señales, ya que en los terremotos de Totana, Aledo y Hondón de los Frailes la amplitud de las aceleraciones es del orden de 100 veces menor que en los terremotos de Bullas y 27G99. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>99</i>
<i>Figura A3.2: Registro del terremoto de Lorca en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>100</i>
<i>Figura A3.3: Registro de ruido 075132 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>100</i>
<i>Figura A3.4: Registro de ruido 120706 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>101</i>
<i>Figura A3.5: Registro de ruido 090019 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>101</i>
<i>Figura A3.6: Registro de ruido 114140 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>102</i>
<i>Figura A3.7: Registro de ruido 082745 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).....</i>	<i>102</i>

<i>Figura A4.1: Ventana de estabilidad del evento sísmico 27G99 registrado en la estación M02 (27/08/1999).</i>	104
<i>Figura A4.2: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico 27G99 registrado en la estación M02 (27/08/1999).</i>	104
<i>Figura A4.3: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Bullas, registrado en la estación M02 (06/08/2002).</i>	105
<i>Figura A4.4: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Bullas, registrado en la estación M02 (06/08/2002).</i>	105
<i>Figura A4.5: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Totana registrado en la estación M02 (16/04/2004).</i>	106
<i>Figura A4.6: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Totana registrado en la estación M02 (16/04/2004).</i>	106
<i>Figura A4.7: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Aledo registrado en la estación M02 (29/01/2005).</i>	107
<i>Figura A4.8: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Aledo registrado en la estación M02 (29/01/2005).</i>	107
<i>Figura A4.9: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Hondón de los Frailes registrado en la estación M02 (14/09/2008).</i>	108
<i>Figura A4.10: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Hondón de los Frailes registrado en la estación M02 (14/09/2008).</i>	108
<i>Figura A4.11: Ventana de estabilidad de las señales ensambladas de los terremotos registrados en la estación M02.</i>	109
<i>Figura A4.12: Curva H/V y espectro de las componentes de las señales ensambladas de los terremotos registrados en la estación M02.</i>	109
<i>Figura A4.13: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Lorca registrado en la estación M04 (11/05/2011).</i>	110
<i>Figura A4.14: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Lorca registrado en la estación M04 (11/05/2011).</i>	110
<i>Figura A4.15: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 075132 registrado en la estación M04 (11/04/2012).</i>	111
<i>Figura A4.16: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 075132 registrado en la estación M04 (11/04/2012).</i>	111
<i>Figura A4.17: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 120706 registrado en la estación M04 (11/04/2012).</i>	112
<i>Figura A4.18: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 120706 registrado en la estación M04 (11/04/2012).</i>	112
<i>Figura A4.19: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 090019 registrado en la estación M04 (06/11/2012).</i>	113
<i>Figura A4.20: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 090019 registrado en la estación M04 (06/11/2012).</i>	113
<i>Figura A4.21: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 114140 registrado en la estación M04 (06/11/2012).</i>	114
<i>Figura A4.22: Ventana de estabilidad de la señal del ruido 114140 registrado en la estación M04 (06/11/2012).</i>	114
<i>Figura A4.23: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 082945 registrado en la estación M04 (07/11/2012).</i>	115

<i>Figura A4.24: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 082945 registrado en la estación M04 (07/11/2012)</i>	<i>115</i>
<i>Figura A5.1: Situación en planta de los sondeos geotécnicos existentes en la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000)</i>	<i>117</i>
<i>Figura A5.2: Corte litológico de la fachada del mirador de la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000).....</i>	<i>118</i>
<i>Figura A5.3: Corte litológico de la fachada principal de la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000).....</i>	<i>119</i>
<i>Figura A5.4: Corte litológico de la fachada del campanario de la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000).....</i>	<i>120</i>
<i>Figura A6.1: Mapa de los sondeos próximos a la estación M02 de la ciudad de Murcia (realizado con ArcGIS)</i>	<i>122</i>
<i>Figura A6.2: Mapa de los sondeos próximos a la estación M04 de la ciudad de Murcia (realizado con ArcGIS)</i>	<i>123</i>
<i>Figura A6.3: Columnas litológicas de los sondeos más cercanos a la estación M04 (ubicación actual del acelerómetro de la red del IGN)) y el más cercano a la estación M02 (ubicación pasada).</i>	<i>124</i>
<i>Figura A6.4: Características de los sondeos más cercanos a la estación M04 y el más cercano a la estación M02.</i>	<i>124</i>

1 Introducción

Este trabajo parte de un estudio realizado por Luis Cabañas (Cabañas, 2007 y Cabañas et al., 2007) cuyo objetivo era intentar mejorar el conocimiento de la respuesta del suelo o, lo que es lo mismo, estimar el efecto sitio en las estaciones de la red de acelerómetros del IGN. Hasta ahora las características de los tipos de suelo donde se asientan están dadas por breves descripciones cualitativas. La caracterización de los emplazamientos de los acelerómetros se realizará mediante tres métodos: el método de las razones espectrales entre las componentes horizontales y vertical (HVSR) de registros de aceleración de ruido sísmico y de terremotos, el método de campos difusos de Sánchez-Sesma et al. (2011) y el método lineal equivalente.

El método de las razones espectrales HVSR es una técnica empírica para evaluar el periodo fundamental de depósitos de suelos sedimentarios blandos, a partir de registros de terremotos lejanos débiles, cuya utilización está ganando interés debido a su bajo coste operacional y computacional. La técnica HVSR es una combinación de la técnica H/V tradicional (Nakamura,1989), que emplea registros continuos de ruido ambiente captados mediante sismómetros, y la técnica de función del receptor (Langston,1979). En el presente estudio, esta técnica se aplica también a registros de aceleración de ruido sísmico obtenidos en las mismas estaciones.

El método lineal equivalente es un método numérico para estimar la respuesta dinámica del suelo, que requiere el conocimiento preciso de las propiedades geotécnicas y dinámicas de los materiales que lo conforman.

El método de campos difusos es otro método numérico para estimar la respuesta dinámica del suelo, pero sólo requiere el campo de velocidades, de densidades y amortiguamiento.

El objetivo del presente trabajo es comparar el periodo predominante del suelo obtenido mediante la técnica HVSR a partir de señales de ruido y de terremotos registradas en un mismo acelerómetro, y contrastarlos a su vez con la respuesta calculada mediante el método lineal equivalente y de campos difusos. Para ello se han estudiado dos emplazamientos: la ciudad de Palma de Mallorca, donde la UPC dispone de un acelerómetro para la investigación de la Catedral, y la ciudad de Murcia, donde se encuentra uno de los acelerómetros de la red del IGN (M04). En Murcia, además, se dispone de acelerogramas registrados en la estación que estuvo operativa antes de la actual, la M02, que también se han procesado aunque no se han comparado con registros de ruido al no existir. La elección de las zonas de estudio se ha basado en la disponibilidad de registros sísmicos y a un conocimiento bueno de las características geotécnicas del suelo. De esta forma se pretende estimar la idoneidad de este método empírico para determinar el periodo fundamental del suelo en otras ubicaciones de la red de acelerómetros del IGN, a partir de los propios acelerogramas.

2 Nociones teóricas

2.1 Propiedades dinámicas del suelo

La susceptibilidad de un suelo para amplificar el movimiento sísmico depende de las propiedades dinámicas de los materiales que lo conforman, tales como el módulo de corte (G) y la razón de amortiguamiento (ξ) – que a su vez tienen relación con otras propiedades como el índice de poros (e), la densidad relativa (D_r) y velocidad de las ondas de corte S (V_s)- así como de la densidad (ρ) y del módulo de Poisson (ν). El módulo de corte (G) es un parámetro de rigidez del material, mientras que la razón de amortiguamiento (ξ) representa la capacidad de disipar energía del material. Estos parámetros definirán el comportamiento tenso-deformacional no lineal del suelo al someterle a una carga cíclica rápida (terremoto), por lo que es importante estimarlos para poder crear modelos teóricos. En general, los ensayos dinámicos de laboratorio requieren un alto coste económico, por lo que a menudo se recurre a correlaciones empíricas o teóricas. Por otro lado el problema se puede enfocar desde el conocimiento de otras características del suelo, relacionadas con las anteriores, como son el campo de velocidades, de densidades y de atenuaciones.

Dada la complejidad de la obtención de datos o parámetros in situ representativos, sobre todo en estudios regionales, algunas normativas recurren a la caracterización de los suelos en función de sus características geológicas y geotécnicas, como la norma Norma de Construcción Sismorresistente Española NCSE -02 (Tabla 2.1), a los cuales se le asigna un rango de valores de velocidad de ondas de corte o secundarias (V_s) y un valor de coeficiente del terreno (C), que representa la influencia de la tipología del terreno en el espectro de respuesta elástica (Figura 2.1).

Terreno	Descripción	V_s	C
Tipo I	Roca compacta, suelo cementado o granular muy denso	$V_s > 750$ m/s.	1
Tipo II	Roca muy fracturada, suelos granulares densos o cohesivos duros.	$750 \text{ m/s} \geq V_s > 400$ m/s.	1.3
Tipo III	Suelo granular de compactación media, o suelo cohesivo de consistencia firme a muy firme.	$400 \text{ m/s} \geq V_s > 200$ m/s	1.6
Tipo IV	Suelo granular suelto, o suelo cohesivo blando	$V_s \leq 200$ m/s	2

Tabla 2.1: Clasificación del terreno en la NCSE-02 y el valor del Coeficiente del Terreno (C)

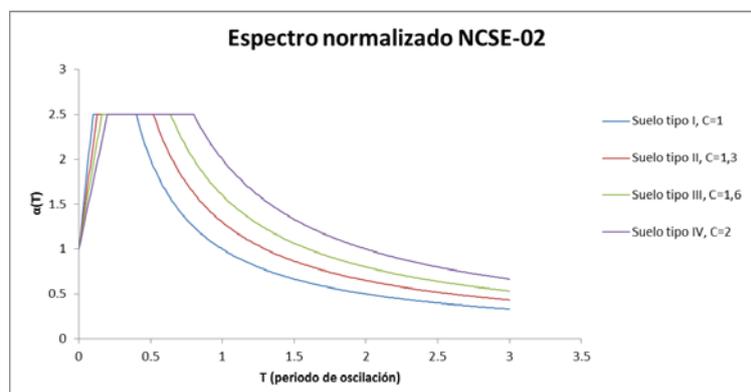


Figura 2.1: Espectro normalizado de respuesta NCSE-02

2.2 Tipos de ondas sísmicas

En un sólido isótropo, una excitación sísmica genera dos tipos de ondas diferentes: las ondas P y las ondas S. Estas son ondas de volumen que se propagan en 3 dimensiones a través del material a una velocidad que depende de la densidad del material y de los coeficientes de Lamé (el módulo de cizalla, μ , y λ , el coeficiente de Lamé). Las ondas P u ondas longitudinales, generan un movimiento de partículas en la dirección de propagación de la onda (Figura 2.2A). Por otro lado, las ondas S u ondas de corte, producen un movimiento perpendicular a la propagación (Figura 2.2B). Dentro de esta tipología, generalmente se distinguen la componente SV, donde el movimiento se produce en el plano vertical que contiene la dirección de propagación, de la SH, donde el movimiento se produce en el plano horizontal.

En geofísica, el medio donde se propagan las ondas es el subsuelo que no es ni isótropo ni infinito. La interferencia de las ondas P y S en las interfaces y sobretodo en la superficie libre generan otros tipos de ondas: las ondas de superficie.

En el caso de un medio estratificado horizontalmente, se distinguen dos tipos de onda: las ondas Rayleigh y las ondas Love. Las primeras se generan por interferencias de las ondas P y las ondas SV que se reflejan sobre la superficie libre de las interfaces. Están polarizadas en el plano vertical contenido en la dirección de propagación (Figura 2.2C). Las ondas Love se producen por las interferencias entre las ondas, estando polarizadas transversalmente en el plano horizontal (Figura 2.2D).

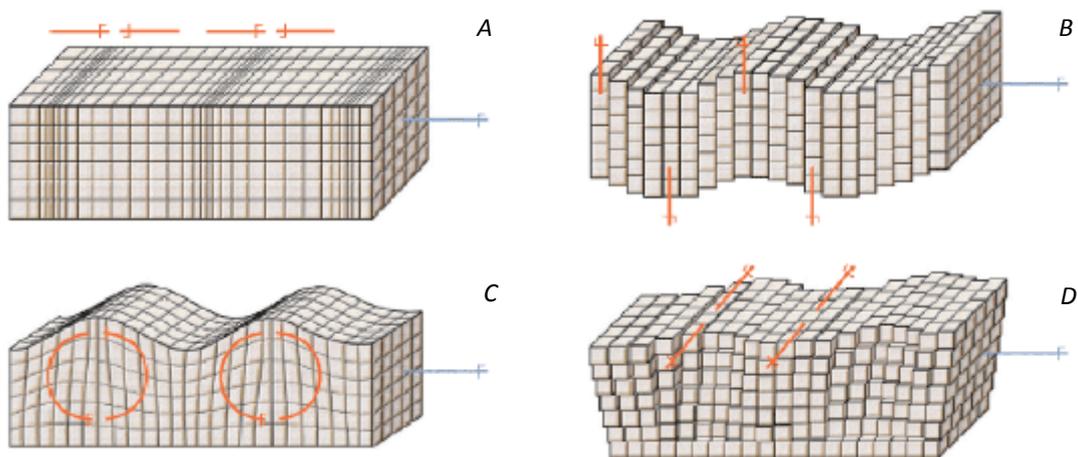


Figura 2.2: Tipos de ondas sísmicas. A) Ondas P. B) Ondas S. C) Ondas Rayleigh. D) Ondas Love

2.3 Atenuación de las ondas sísmicas

En los estudios de peligrosidad sísmica es fundamental establecer las leyes de atenuación (mediante métodos empíricos o teóricos) que describan adecuadamente la atenuación de las ondas sísmicas con la distancia. Cuando se propaga un impulso sísmico a través del interior de la Tierra, las ondas experimentan una atenuación de la amplitud con la distancia. Esto se debe a que la energía original E , que se transmite hacia el exterior de la fuente, comienza a distribuirse sobre una esfera cuyo radio va aumentando. Suponiendo un medio homogéneo, la energía contenida en el rayo va disminuyendo a lo largo del mismo en función de r^{-2} , debido al

efecto de la expansión geométrica (Figura 2.3). Dado que la amplitud de la onda es proporcional a la raíz cuadrada de la energía de la onda, la amplitud disminuye en función de r^{-1} . Otra causa de pérdida de energía a lo largo de la trayectoria del rayo se debe a que la energía elástica va siendo gradualmente absorbida por el medio por pérdidas friccionales internas, lo que conduce eventualmente a la total desaparición de la perturbación sísmica. La ecuación 2.1 es la expresión básica empleada en la obtención de las diferentes leyes de atenuación que asumen que la fuente sísmica es puntual, siendo válida exclusivamente en distancias dentro de las cuales las ondas de volumen (P y S) dominan el movimiento del suelo en la superficie.

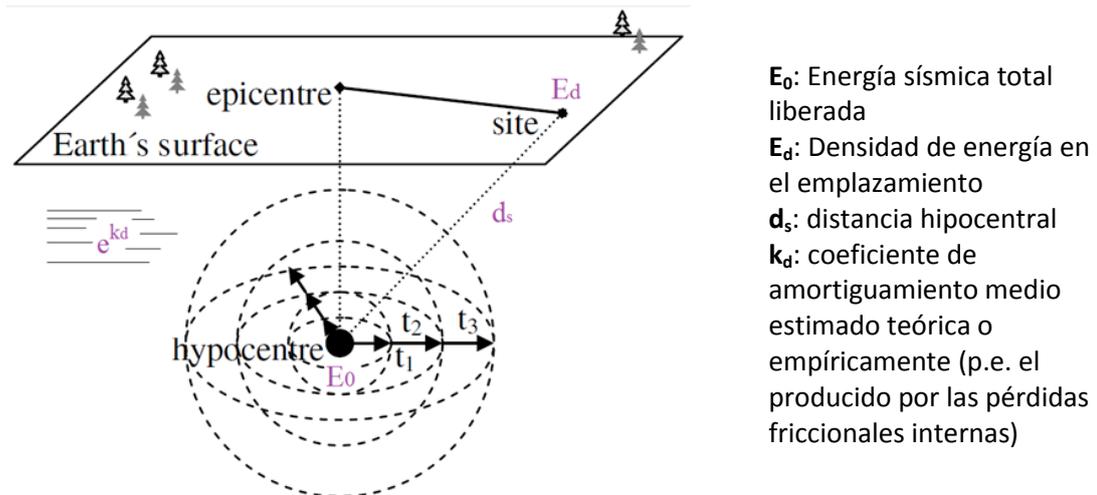


Figura 2.3: Modelo de expansión geométrica en esferas concéntricas del frente de ondas desde una fuente puntual

$$\sqrt{\frac{E_d}{E_0}} \sim \sqrt{\frac{1}{e^{k_d d_s} \cdot 4 \cdot \pi \cdot d_s^2}} \quad \text{Ec. 2.1}$$

Las ondas de superficie son las soluciones de la ecuación del movimiento que verifica dos condiciones de contorno que describen el “atrapamiento” de la energía cerca de la superficie libre:

- la condición de la superficie libre (no hay tensiones sobre la superficie)
- el decrecimiento de la amplitud a medida que aumenta la profundidad (amplitud nula a una profundidad infinita)

En un medio estratificado donde la velocidad de propagación varía con la profundidad, existen más soluciones de la ecuación de onda que verifiquen las condiciones de contorno: las diferentes soluciones se corresponden con los diferentes modos de las ondas de superficie. La Figura 2.4 muestra la evolución con la profundidad de la amplitud de los tres primeros modos de las ondas Love: la energía de modo fundamental (1) está concentrada esencialmente al nivel de las capas superficiales, mientras que los modos superiores (2 y 3) penetran más porque sus longitudes de onda son más largas (o lo que es lo mismo, sus frecuencias son más bajas).

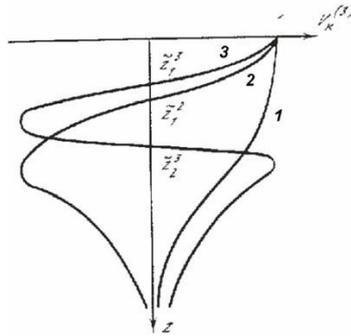


Figura 2.4: Caída de la amplitud del modo fundamental y de los dos modos superiores (2 y 3) de una onda Love en un medio estratificado (Keilis-Borok, 1986).

La velocidad de las ondas de superficie depende esencialmente del perfil de velocidad de ondas de corte S. En menor medida, también están influenciadas por el perfil de densidad y, en el caso de las ondas Rayleigh, por el perfil de velocidad de las ondas P. En los medios donde la velocidad de las ondas S (V_S) varía con la profundidad, las ondas de superficie son dispersivas, es decir, su velocidad depende de su profundidad de penetración, luego de su frecuencia. Se distinguen entonces, la velocidad de grupo U (que es la velocidad del paquete de energía que envuelve la señal) de la velocidad de fase c (velocidad de algún máximo local de la señal). El modo fundamental será la fase menos veloz, ya que es la de mayor frecuencia.

En resumen, debido a que tiene una expansión cilíndrica, la energía de las ondas de superficie decrece más lentamente con la distancia que las ondas de volumen, que tienen una expansión esférica.

2.4 Efecto local del suelo

2.4.1 Aspectos generales

Las condiciones geológicas locales de un suelo pueden condicionar considerablemente las características más importantes de un movimiento fuerte del terreno en un determinado emplazamiento: la amplitud, el contenido frecuencial y la duración. Este fenómeno se denomina efecto local del suelo o efecto de sitio, y su grado de influencia dependerá de las propiedades geológicas, geométricas y mecánicas de las capas del subsuelo, de la topografía del emplazamiento y de las características intrínsecas del terremoto (input motion). La Figura 2.5 muestra diferentes registros de terremotos y emplazamientos diversos. Se observa que los acelerogramas de un mismo evento sísmico son distintos para cada emplazamiento y que los acelerogramas de un mismo emplazamiento son muy similares entre sí, lo que demuestra que el efecto de sitio es el factor más crítico en lo que respecta a las características dinámicas del movimiento del suelo (Nakamura, 1989). La importancia de estimar adecuadamente el efecto local del suelo se debe a que determinará la respuesta sísmica de las construcciones humanas, por lo que la determinación del contenido de frecuencias y la cuantificación de la amplificación tienen un papel fundamental en el diseño sismorresistente. Así mismo, el efecto local se podrá incluir en los análisis probabilísticos de peligrosidad sísmica o Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA).

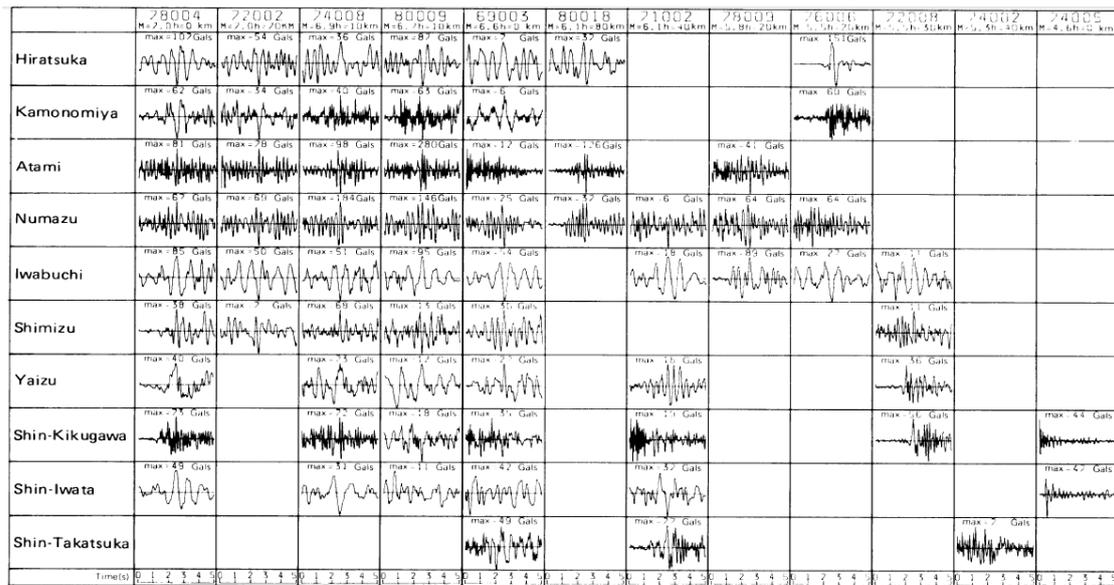


Figura 2.5: Diferencias en acelerogramas (output) debidas a diferentes eventos sísmicos (input) y diferentes emplazamientos de las estaciones (Nakamura, 1989)

En lo que concierne al fenómeno de amplificación, al comparar aceleraciones pico medidas en emplazamientos con perfiles geológicos diferentes, se observan tendencias de amplificación del movimiento distintas (Seed et al., 1976). Existen evidencias claras, tanto teóricas como históricas, de que las aceleraciones pico son mayores en la superficie de depósitos de suelo que en roca o suelos a grandes profundidades, cuando el nivel de aceleración del terremoto es de bajo a moderado. Algunos ejemplos clásicos de este fenómeno de amplificación son los acontecidos en la ciudad de México en 1985 a consecuencia del terremoto de $M_s=8.1$ con epicentro en Michoacan (a 350 km de distancia) y el de la Bahía de San Francisco de 1989 a consecuencia del terremoto con epicentro a 100 km de distancia en Loma Prieta ($M_s=7.1$). La explicación teórica, se desarrolla a grandes rasgos en los párrafos siguientes.

Los efectos de la geología superficial sobre el movimiento del terreno se pueden dividir de forma simplificada en efectos propios del suelo y en efectos topográficos. Los efectos de la geometría de cuencas sedimentarias se consideran efectos profundos.

2.4.1.1 Efectos del suelo

La amplificación de la señal en un suelo sucede mediante dos mecanismos diferentes: la amplificación geométrica y la amplificación dinámica. La **amplificación geométrica** es el resultado del contraste de impedancias entre dos estratos a medida que las ondas se propagan hacia la superficie. El aumento de amplitud al pasar a un medio de menor densidad y menor velocidad de propagación de ondas se explica mediante el principio de conservación de la energía y de la densidad del flujo de energía por unidad de tiempo en la dirección de propagación de la onda (Ec. 2.2 y 2.3).

$$\frac{1}{2} v_1 \rho_1 A_1^2 \omega^2 = \frac{1}{2} v_2 \rho_2 A_2^2 \omega^2 \quad \text{Ec. 2.2}$$

$$\frac{A_1}{A_2} = \sqrt{\frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1}} \quad \text{Ec. 2.3}$$

$$I_c = \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1} \quad \text{Ec. 2.4}$$

donde A es la amplitud de la onda, ω es la frecuencia angular, ρ es la densidad, v es la velocidad de propagación de las ondas, el producto ρv es la impedancia e I_c es el contraste de impedancia entre dos estratos adyacentes (Ec. 2.4). Cuando el estrato superficial está formado por materiales jóvenes y poco consolidados (menor densidad) con velocidades de propagación mucho más bajas que el sustrato rocoso (Figura 2.6), el contraste de impedancias provoca la amplificación de las bajas frecuencias en el nivel del suelo y puede dar lugar al atrapamiento de las ondas sísmicas en los niveles de menor impedancia. Sin embargo, cuanto mayor es la aceleración del movimiento y mayor el módulo de corte G, aumenta el amortiguamiento, lo que a su vez provoca que parte de la energía que se propaga hacia la superficie se transforme en calor. En este caso, la pérdida de energía causa una disminución del contraste de impedancias entre los estratos.

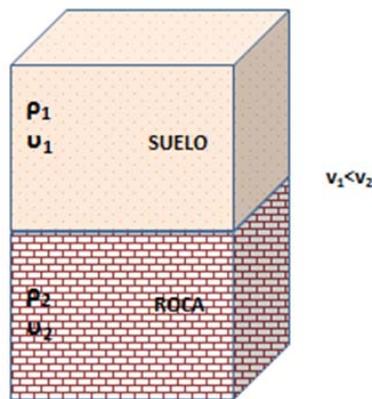


Figura 2.6: Bloque diagrama que muestra dos estratos superpuestos formados por un material tipo roca en la parte inferior y un material tipo suelo en la superior, en los que el contraste de impedancia producido por la diferencia de velocidades de propagación podría causar la amplificación de la onda.

La **amplificación dinámica** se produce por efectos de resonancia, cuando una de las frecuencias predominantes contenidas en la señal sísmica coincide o se aproxima a la frecuencia natural del suelo. Este fenómeno se puede explicar suponiendo que el suelo se comporta como un sistema dinámico lineal de un grado de libertad o Single Degree Of Freedom, SDOF (Figura 2.7) y que la excitación sísmica $f(t)$ es armónica (Ec. 2.5). Planteando la igualdad de la ecuación que rige el movimiento SDOF a la excitación se obtiene la Ec.2.6.

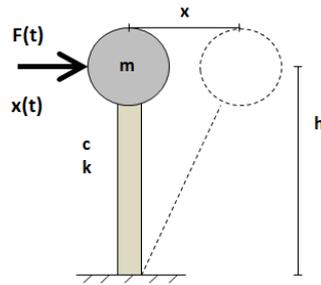


Figura 2.7: Esquema de un sistema de masa concentrada en un punto que se rige por un mecanismo de un grado de libertad.

$$f(t) = f_0 e^{i\Omega t} \quad \text{Ec. 2.5}$$

$$m\ddot{x} + c\dot{x} + kx = f(t) \quad \text{Ec. 2.6}$$

donde f_0 es la amplitud y Ω la frecuencia de la excitación armónica; m la masa, c el amortiguamiento y k la rigidez del SDOF que representa el suelo; x es el desplazamiento relativo de la masa respecto del terreno, y \dot{x} y \ddot{x} su derivada primera y segunda respectivamente.

La solución general de la Ec. 2.6 es suma de una solución particular completa y de la general de la ecuación homogénea. Esta última normalmente no se considera debido a que tiende a atenuarse (por esta razón se denomina respuesta transitoria) ya que depende de las condiciones iniciales y de la variación temporal de la excitación hasta alcanzar el régimen permanente. Consecuentemente, se suele tomar únicamente en consideración la solución particular; la cual, ya que la Ec. 2.6 es lineal, es de la forma $x(t) = x_0 e^{i\Omega t}$, es decir, la respuesta permanente a una excitación armónica de amplitud f_0 es otra onda armónica de la misma frecuencia y amplitud x_0 (Ec. 2.7.) La relación entre ambas amplitudes nos da la función de transferencia del sistema $H(\Omega)$ (Ec. 2.8).

$$x_0 = \frac{f_0}{-m\Omega^2 + ic\Omega + k} \quad \text{Ec. 3.7}$$

$$H(\Omega) = \frac{x_0}{f_0} = \frac{1}{-m\Omega^2 + ic\Omega + k} = \frac{1}{k} \frac{1}{1 - \beta^2 + i2\zeta\beta} \quad \text{Ec. 2.8}$$

siendo β el cociente entre la frecuencia de excitación Ω y la frecuencia natural del sistema SDOF que representa al suelo ω_0 y ζ el factor de amortiguamiento.

La respuesta constante (real y estática) de la ecuación 2.6 ($\Omega=0$ o periodo infinito), da un valor $x_{est} = \frac{|f_0|}{k}$, a partir de lo cual se puede definir el factor de amplificación dinámica D como el módulo de $H(\Omega) k$.

$$D = |H(\Omega)|k = \frac{1}{\sqrt{(1 - \beta^2)^2 + (2\zeta\beta)^2}} \quad \text{Ec. 2.9}$$

De la Ec. 2.9 se puede observar que cuando el factor de amortiguamiento ζ tiende a cero y β a uno (que sucede cuando la frecuencia de excitación es similar a la frecuencia natural o propia del sistema ω_0), el factor de amplificación tiende a infinito. De esta manera a menor amortiguamiento, la amplificación en la frecuencia de resonancia ($\beta=1$) será mayor (Figura 2.8). Como ya se ha comentado, el mecanismo de amortiguamiento del suelo (o de estructuras) que se utiliza en Sísmica e Ingeniería Sísmica, aglutina los diferentes mecanismos que producen la disipación de la energía sísmica por fricción, producción de calor y plasticidad, ya que aún no se disponen de modelos de comportamientos precisos individuales. Una cuestión importante es que para que un sistema entre en resonancia no sólo es necesario que las frecuencias de excitación y natural coincidan, sino que además la señal actúe durante el tiempo suficiente para que se produzca el fenómeno.

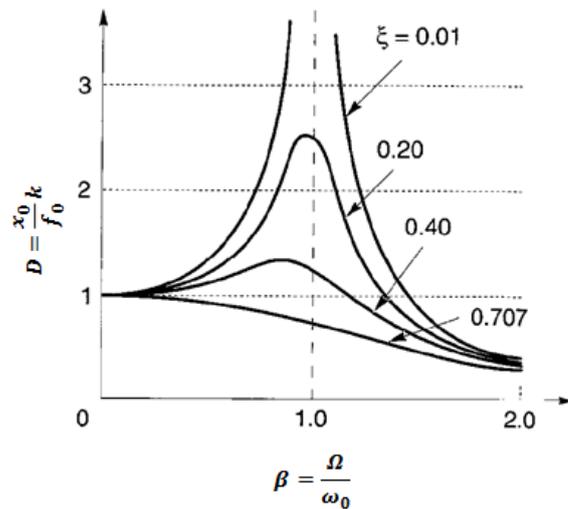


Figura 2.8: Variación del factor de amplificación dinámica D para distintos valores del factor de amortiguamiento ξ (Kramer, 1996).

2.4.1.2 Efectos topográficos

El efecto topográfico depende de las irregularidades morfológicas del terreno. Montañas, cañones y laderas, oscilan de forma diferente que un suelo horizontal ya que no están constreñidos por el empuje lateral de tierras. Este efecto ha sido observado en varias crestas montañosas, como en la adyacente a la presa de Pacoima durante el terremoto de San Francisco de 1971 (ML = 6.4) y en otras durante los terremotos de Matsuzaki en Japón (Jibson, 1987), en Italia y Chile (Finn, 1991), en una pequeña colina en Tarzana, California, durante el terremoto de Northridge en 1994 (Bouchon and Barker, 1996), etc. El análisis de estas irregularidades es un problema complicado ya que la interacción de las ondas puede producir patrones complejos de amplificación y des-amplificación, que dependen de la geometría de dicha irregularidad y de la tipología, frecuencia y ángulo de incidencia de las ondas sísmicas.

2.4.1.3 Efectos de geometría de cuencas sedimentarias

Dada la morfología cóncava de las cuencas sedimentarias, las ondas de volumen pueden quedar atrapadas en los depósitos de materiales aluviales blandos, propagándose como ondas superficiales que amplifican fuertemente las frecuencias propias del aluvial. Estas ondas superficiales inducidas pueden, por tanto, producir vibraciones más fuertes (debido a la amplificación) y de más duración que las predichas por análisis unidimensionales que consideran únicamente ondas S que se propagan verticalmente. Los análisis unidimensionales son válidos para predecir la respuesta en el centro del valle, pero no en los bordes (King y Tucker, 1984), y sobre todo si la cuenca es profunda (Bard y Gariel, 1986). En el caso de valles aluviales con superficies irregulares (regiones cóncavas y convexas), estudios teóricos indican que se pueden producir movimientos muy complejos, incluso caóticos.

2.4.2 Métodos de estudio de la amplificación

Los métodos utilizados para caracterizar la respuesta del suelo frente a una sacudida sísmica se pueden clasificar en métodos experimentales y métodos numéricos.

Los métodos experimentales tienen como principal objetivo determinar la función de transferencia, o en su defecto la frecuencia fundamental, de los depósitos superficiales a partir de registros sísmicos o de ruido sísmico. En el presente trabajo se han seleccionado el método experimental de las razones espectrales HVSR (en el que se basa el de Nakamura) de registros de aceleración de ruido sísmico y de terremotos.

Los métodos numéricos tratan de estimar la función de transferencia del suelo, lo que requiere una buena caracterización de la geometría, composición y propiedades mecánicas de las capas bajo el emplazamiento. Se pueden utilizar en emplazamientos donde no se dispone de los requerimientos necesarios para utilizar métodos experimentales, ya sea por falta de instrumentación o por falta de registros de movimientos sísmicos fuertes. En el presente estudio se ha utilizado el método lineal equivalente con el programa EERA (Bardet et al. 2000), basado en el algoritmo SHAKE91 y un programa basado en el método de campos difusos de Sánchez-Sesma et al. (2011).

2.4.2.1 Métodos empíricos.

Los métodos empíricos o experimentales tienen como objetivo estimar la función de transferencia o la frecuencia natural del suelo a partir de mediciones de ruido sísmico o movimientos fuertes del terreno directamente en los emplazamientos de interés. La metodología se basa en la cancelación del efecto debido a la fuente, al medio de propagación y al instrumento para así poder aislar el efecto del sitio. Existen dos tipos de técnicas, las que utilizan o requieren un emplazamiento de referencia, como el método de las razones espectrales estándar (no empleada en este estudio), y las que no, como el método de las razones espectrales de la componente horizontal frente a la componente vertical de un mismo registro.

2.4.2.1.1 Razones espectrales emplazamiento/estación de referencia

Aunque no se conozca el perfil de velocidades del subsuelo, la frecuencia fundamental se puede estimar calculando las razones espectrales entre el emplazamiento y una estación de referencia (Kagami et al., 1982). La técnica consiste en la comparación de la amplitud espectral de las componentes horizontales medidas en el emplazamiento sedimentario objeto de estudio y el afloramiento rocoso cercano. La metodología original se basa en el registro de sismos lejanos, en base a la hipótesis de que los efectos de radiación de la fuente y del medio son idénticos en ambos sitios. Además, ha de suponerse que el afloramiento rocoso no está sujeto a efectos de amplificación. La hipótesis anterior no se respetaría si, por ejemplo, la roca estuviese alterada en superficie, existieran efectos topográficos o la distancia entre estaciones fuese mayor que $1/5$ de la distancia epicentral (Lacave et al., 1999).

2.4.2.1.2 Razón espectral de las componentes vertical y horizontal: H/V y HVSR

Dentro de esta técnica, se debe establecer la diferencia entre el método tradicional de Nakamura o razones H/V que emplea registros de ruido sísmico y la técnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) que utiliza registros de terremotos. La ventaja de aplicar la técnica en mediciones de ruido ambiente, es que se pueden realizar estudios de efectos de sitio en lugares donde hay poca sismicidad o no se dispone de registros, de una manera operacionalmente simple y relativamente económica. Ambas se basan en que las componentes vertical y horizontal son similares cuando el movimiento fuerte es en roca, pero que sin embargo, esto no sucede en depósitos de suelos.

Nakamura (1989) introdujo la técnica basada en el cálculo de las razones H/V entre las componentes horizontales y verticales de un registro en el lugar de estudio. A partir de los estudios de Nogoshi and Igarashi (1971) -quienes concluyeron que el ruido sísmico o microtremor está compuesto fundamentalmente por ondas de tipo Rayleigh- estableció que la componente vertical del ruido sísmico mantiene las características de la señal original y que además está muy influenciada por las ondas Rayleigh cuando está contenida en depósitos de suelos, por lo que se puede emplear para eliminar tanto los efectos de la fuente como de las ondas Rayleigh de la componente horizontal. Aunque los fundamentos teóricos de esta técnica aún están sujetos a debate (sobre todo en lo que se refiere al tipo de ondas que origina el pico H/V), Lachet y Bard (1994) demostraron que la técnica permite determinar la frecuencia fundamental de resonancia fundamental. Sin embargo, también evidenciaron que la amplitud de los picos H/V no se correspondía con la amplificación de la onda sísmica determinada mediante la técnica de la razón espectral emplazamiento/estación de referencia, sino que tiende a subestimarla.

Se han propuesto algunas explicaciones para comprender, en el caso de resonancia en 1D, la correspondencia entre la frecuencia de pico de la curva H/V y la frecuencia fundamental de un suelo. Bonnefoy-Claudet (2004) y Bonnefoy-Claudet et al. (2006a) muestran que según el contraste de velocidad entre el sustrato rocoso y el relleno sedimentario y según la posición de las fuentes del ruido (en el sustrato o en los sedimentos, lejano o próximo), el pico H/V puede

explicarse por la resonancia de las ondas S, por la elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh, y/o por la fase de Airy del modo fundamental de las ondas Love. Por otro lado, en el caso de resonancias 2D, los picos de las curvas H/V se calculan individualmente sobre las componentes axial y perpendicular al valle, correspondientes a las frecuencias de resonancia de los modos SH_0 y SV_0 . En este caso, algunos autores consideran que para detectar resonancias en 2D, la técnica de la razón espectral emplazamiento/estación de referencia es más eficaz que el método H/V.

La técnica HVSR consiste en calcular la razón espectral entre las componentes vertical y horizontal de las ondas de corte S de registros de terremotos débiles. Esta técnica es, de hecho, una combinación del método de “función del receptor” (Langston, 1979), que se usa para determinar la velocidad de la corteza terrestre a partir de la razón espectral H/V de ondas telesísmicas P, y la técnica de Nakamura, que lo aplica a registros de vibraciones ambientales.

El interés de este método reside en su simplicidad y bajo coste. Se empleó por primera vez en registros de terremotos obtenidos en tres emplazamientos diferentes de México por Lermo y Chávez-García (1993). Los registros mostraban muchas similitudes entre las razones espectrales clásicas y las obtenidas mediante HVSR, con un buen ajuste entre las frecuencias y las amplitudes de los picos de resonancia. La misma técnica se ha aplicado también en varios grupos de datos de movimiento sísmico débil y fuerte (Chávez-García et al., 1996; Lachet et al., 1996; Riepl et al., 1998; Theodulidis et al., 1996; Bonilla et al., 1997; Yamazaki and Ansary, 1997; Zaré et al., 1999), a partir de los que se han establecido una serie de conclusiones:

- El perfil HVSR muestra una muy buena estabilidad experimental.
- Se correlaciona bien con la geología superficial y es mucho menos sensible a los efectos de fuente y de recorrido. Sin embargo, esto no siempre se cumple si el evento sísmico registrado es cercano y de gran magnitud, debido probablemente a efectos de direccionalidad del pulso.
- Sin embargo, las comparaciones con las razones espectrales clásicas (incluyendo registros de superficie y sondeos down-hole) y con computaciones numéricas en 1D, coinciden en que el nivel absoluto del pico HVSR depende del tipo de ondas incidentes. Esto quiere decir que no se puede determinar directamente el nivel de amplificación de un emplazamiento a partir de la técnica HVSR.

Field and Jacob (1995) también utilizaron esta técnica en sus estudios y concluyeron que aunque reproduce bien la forma de la respuesta de sitio, subestima el nivel de amplificación. Así mismo, obtuvieron resultados muy diferentes cuando aplicaron la técnica a la fracción de ondas P de los registros de terremotos. Concluyeron que la técnica HVSR depende del contenido en frecuencias global, cuando se aplica a ondas S. Lacave (1999) apunta que en los estudios realizados por su grupo de investigación, sólo en algunos de los casos encontraron similitudes aceptables en la “forma espectral”, mientras que en otros sólo fueron capaces de identificar la frecuencia fundamental de resonancia, así como que ha de tenerse en cuenta que la técnica HVSR se ha aplicado y confirmado únicamente en depósitos de suelos blandos, por lo que puede no ser válida para otros tipos de efectos de sitio.

2.4.2.2 Métodos numéricos

Los análisis de respuesta del suelo se utilizan para predecir el movimiento del suelo causado por la acción de un terremoto. Bajo condiciones ideales, un análisis completo incluiría la modelización del mecanismo de ruptura de la fuente sísmica, la propagación de las ondas a través de la tierra hasta el sustrato rocoso bajo el emplazamiento de estudio y por último la influencia que ejercen los depósitos de suelo situados por encima del sustrato sobre el movimiento en superficie. Sin embargo, la complejidad y de los mecanismos de ruptura de fallas, así como las incertidumbres de la naturaleza de transmisión de las ondas desde la fuente hasta un emplazamiento, hacen que no sea práctica una aproximación numérica, utilizándose relaciones predictivas empíricas para su estimación. Así pues, el problema del análisis de respuesta, se reduce a la determinación de la respuesta de los depósitos de suelo sometidos al movimiento del sustrato rocoso que está situado inmediatamente por debajo.

Desde hace años, se han ido proponiendo diversos métodos analíticos que cuantifiquen la influencia del suelo sobre el movimiento en superficie, que se pueden agrupar según el valor de dimensión del problema (1D, 2D o 3D) y del tipo de comportamiento del suelo (lineal o no lineal). En este estudio se ha realizado una aproximación equivalente lineal que se corresponde con un análisis multicapa en 1D que captura lo esencial del comportamiento real no lineal del suelo.

En los siguientes apartados se describen los métodos que utilizan modelos simples, el método lineal en 1D y el lineal equivalente. Los métodos 2D y 3D, son métodos sofisticados que incluyen otras muchas variables (geometrías en 2D y 3D, comportamientos viscoelásticos de los materiales, variaciones en la velocidad de las ondas, etc.), que quedan fuera del ámbito de este estudio.

2.4.2.2.1 Respuesta del suelo en 1D

Estos métodos consideran un suelo blando sobre un sustrato rocoso (ambos horizontales e infinitos, es decir, sin confinamiento lateral) cuya respuesta está causada por la propagación vertical de las ondas internas SH (ondas S polarizadas según un plano horizontal).

Los **modelos simples** implican únicamente cálculos sencillos para obtener el periodo fundamental y la amplificación, que se basan en la resolución de la ecuación de ondas para propagación vertical en una capa. La estimación simultánea de ambos valores sólo puede hacerse para emplazamientos que puedan aproximarse a una capa de suelo sobre un sustrato rocoso.

Para emplazamientos con una estructura multicapa no existe una fórmula fiable para calcular la amplificación correspondiente. Sin embargo, sí es posible estimar con cierta fiabilidad su periodo fundamental, mediante fórmulas aproximadas obtenidas por distintos autores (Schnabel et al. 1972, Dobry et al. 1976). Estas fórmulas utilizan, por ejemplo, promedios ponderados de las velocidades de ondas S (Ec. 2.10a y Ec. 2.10b) o bien los módulos de cizalla y las densidades en las distintas capas (Ec. 2.11a, 2.11b y 2.11c):

$$T_0 \approx \frac{4H}{V_{S_{prom}}} \quad \text{Ec. 2.10a}$$

$$V_{S_{prom}} = \frac{\sum(V_{S_i}H_i)}{H} \quad \text{Ec. 2.10b}$$

$$T_0 \approx \frac{4H}{\sqrt{\frac{G_{prom}}{\rho_{prom}}}} \quad \text{Ec. 2.11a}$$

$$G_{prom} = \frac{\sum(G_i H_i)}{H} \quad \text{Ec. 2.11b}$$

$$\rho_{prom} = \frac{\sum(\rho_i H_i)}{H} \quad \text{Ec. 2.11c}$$

donde T_0 es el periodo fundamental, H el espesor de la capa, V_s la velocidad de las ondas de cizalla y G y ρ el módulo de corte y densidad del material respectivamente.

Los **métodos que utilizan modelos 1D** consisten en medios estratificados de capas paralelas homogéneas de extensión horizontal supuesta infinita (estructuras 1D). El método lineal de coeficientes de reflectividad de Kennett y el método de la matriz de transferencia de Thomson-Haskell pertenecen a este tipo de técnicas, produciendo ambos resultados muy similares (Figueras 1994, Dimitriu et al. 1998).

Cuando se considera el comportamiento no lineal del suelo, el método más simple de tratarlo es el denominado **método lineal-equivalente**, presentado por Seed e Idriss en 1969. Este método está principalmente representado por el algoritmo SHAKE (Schnabel et al. 1972) que es el que también utiliza el programa EERA. Se trata de resolver la respuesta asociada a la propagación vertical de ondas de cizalla a través de un sistema de capas horizontales. El comportamiento de las capas horizontales del suelo se aproxima a un sólido de Kelvin-Voigt (Figura 2.9) en la que la relación esfuerzo-deformación de cizalla viene dada por la Ec. 2.12.

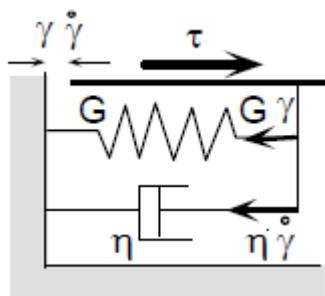


Figura 2.9: Representación esquemática de un modelo de esfuerzo-deformación (Bardet et al. 2000)

$$\tau = G\gamma + \eta \frac{\delta\gamma}{\delta t} \quad \text{Ec. 2.12}$$

donde τ es el esfuerzo cortante, G el módulo de corte, γ la deformación tangencial y η la viscosidad.

Este método consiste en modificar el modelo Kelvin-Voigt (Figura 2.9) de forma que algunos aspectos de la no linealidad del suelo se tengan en cuenta. El comportamiento no lineal e histerético de los suelos se aproxima durante cargas cíclicas (Figura 2.10). El módulo de corte equivalente lineal, G , se toma como el módulo de corte tangente G_s , que depende de la amplitud de la deformación tangencial. Al final de un ciclo controlado de deformación, el módulo de corte tangencial es igual a la razón de las amplitudes del esfuerzo de corte y la deformación tangencial. La razón de amortiguamiento equivalente lineal, β , es la razón de amortiguamiento que produce la misma pérdida de energía durante un ciclo. Estas curvas de variación del módulo de cizalla o rigidez y del amortiguamiento del material en función de la deformación de cizalla o tangencial, requieren para su elaboración sofisticados ensayos de laboratorio, si bien existen curvas genéricas promedio para diferentes tipos de material, como en Hardin and Drnevitch (1972), Kramer (1996), Seed and Idriss (1970), Seed et al. (1986), Sun et al. (1988) y Vucetic and Dobry (1991).

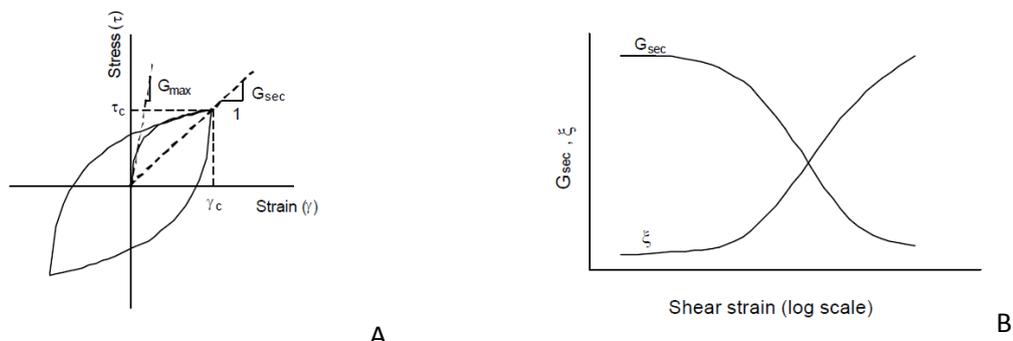


Figura 2.10 Modelo lineal equivalente: A) Curva de histéresis esfuerzo-deformación. B) Variación del módulo de corte secante y de la razón de amortiguamiento con la deformación tangencial (Bardet et al. 2000)

Este método es bastante simple y eficiente para capturar lo esencial de los comportamientos no lineales, ya que simplifica las complicadas relaciones entre esfuerzos y deformaciones de los suelos de forma equivalente a una relación lineal, de modo que la respuesta del emplazamiento puede ser fácilmente obtenida en el dominio de la frecuencia. Para ello, se utilizan una rigidez y un factor de amortiguamiento aproximadamente representativos, correspondientes a un nivel de deformación deducido de la variación temporal de las deformaciones. Se asume que ambos, rigidez y amortiguamiento, son estacionarios en toda la duración del movimiento. Para hacer esta aproximación razonable, los cálculos de la respuesta se realizan de forma iterativa, ajustando en cada paso, la rigidez y el amortiguamiento hasta que todos los parámetros de respuesta convergen (los pasos detallados se encuentran en el apartado teórico del programa EERA). Las comparaciones entre los análisis de respuesta obtenidos mediante el método lineal-equivalente y los registros observados en algunos emplazamientos, han mostrado muy buen acuerdo. Sin embargo, otros análisis (especialmente en el caso de movimientos fuertes) han mostrado algunos defectos como la sobrestimación de la aceleración pico, subestimación de las amplificaciones en el rango de las frecuencias más altas y cambios de fase en las formas de onda.

2.4.2.2.2 Métodos que utilizan modelos en 2D o 3D

Los métodos basados en modelos unidimensionales son aproximadamente válidos para emplazamientos con pendientes superficiales suaves y estratificación horizontal del subsuelo, como ya se ha comentado. Estas condiciones se cumplen en muchas ocasiones y el análisis en 1D está muy extendido en la práctica. Sin embargo, para muchos otros problemas de interés, donde se incorporan nuevos factores como estratificación no horizontal, ondas incidentes complejas, geometría de los depósitos 2D o 3D, variación de las velocidades de las ondas, distintos comportamientos mecánicos (visco-elástico, no lineal), etc., las condiciones de propagación de ondas que se asumen en los modelos unidimensionales no son válidas. En estos casos son necesarios modelos más complicados que reflejen comportamientos que no pueden ser estudiados con los modelos más simples, como por ejemplo los efectos de ondas superficiales inducidas por la cuenca, efecto de borde, efecto de ondas superficiales transformadas por la cuenca, así como el efecto de focalización (Kawase 2003).

Algunos autores como Bard (1995 y 1998), proponen una clasificación de estas técnicas en cuatro grupos:

- Métodos analíticos, que permiten resolver un número limitado de situaciones, siempre geometrías sencillas.
- Métodos basados en la teoría de rayos, válidos para altas frecuencias, o de aplicación difícil en el caso de longitudes de onda de dimensión similar al tamaño de las heterogeneidades.
- Técnicas de contorno, basados en ecuaciones integrales para la obtención de soluciones aproximadas sobre el contorno discretizado. Son útiles en el análisis de emplazamientos cuya geología está compuesta de distintas unidades homogéneas.
- Técnicas sobre el dominio, basadas en el cumplimiento de las condiciones de contorno en puntos del dominio discretizado y en el uso de diferencias y elementos finitos (método de diferencias finitas y método de elementos finitos). Permiten tratar medios con estructuras muy complejas.

En el método de diferencias finitas se sustituyen los operadores diferenciales de la ecuación de ondas por operadores aproximados, obteniéndose un sistema lineal de ecuaciones. En el método de elementos finitos se llega a una solución aproximada mediante un planteamiento integral sobre el dominio. Dentro de las técnicas de contorno se encuentran el método directo de los elementos de contorno, basado en los teoremas de representación y en el que las incógnitas son los desplazamientos y las tensiones sobre el contorno, y el método indirecto de los elementos de contorno en donde el problema está formulado en términos de fuerza distribuida a lo largo del contorno. Por otra parte, estas técnicas reducen la dimensión del problema frente a las que realizan discretización sobre el dominio (Álvarez, 2001).

3 Regiones estudiadas

3.1 Introducción

El objetivo de este apartado es la descripción geológica y geotécnica de los emplazamientos donde se sitúan los acelerómetros en los que se han registrado las señales de ruido y los acelerogramas procesados en este trabajo. De esta forma se pretenden inferir los parámetros dinámicos necesarios para aplicar el método numérico lineal equivalente y de campos difusos. En ninguno de los casos se dispone de ensayos dinámicos de los materiales estudiados, por lo que se establecerán por correlación.

El acelerómetro de Palma de Mallorca se sitúa en la Catedral de la SEU, mientras que el de la red del IGN en Murcia ha presentado dos ubicaciones distintas, la actual (M04) activa desde el 05/11/2008 y la antigua (M02) que estuvo en funcionamiento desde el 04/02/1999 hasta el 05/11/2008. En ambos casos, primero se presenta el marco regional y a continuación la descripción del subsuelo de los emplazamientos, a partir de informes geotécnicos y estudios específicos llevados a cabo en esas zonas.

3.2 Mallorca

3.2.1 Situación geográfica y geología regional

La ciudad de Palma de Mallorca está situada en la cuenca sedimentaria aluvial denominada Cuenca de Palma, en la costa noroccidental de la Isla de Mallorca que es la de mayor extensión dentro del Archipiélago Balear. Morfológicamente está formada por dos sierras paralelas entre sí con dirección SO-NE, la sierra de Tramuntana al Norte y la de Llevant al Sur, entre las que se encuentra la depresión denominada el Pla central o Zona Central, formando en su conjunto una estructura típica de horst-graben (Figura 3-1). Estas estructuras están producidas por la presencia de grandes fallas normales de edad miocena y orientadas en la misma dirección de las sierras principales.

La sierra de la Tramuntana, que se extiende en una longitud de 80 km y presenta una anchura que varía entre 10 y 20 km, está constituida en su mayoría por materiales del keuper y las potentes masas calcodolomíticas del Lías inferior y medio. El resto de los términos estratigráficos que intervienen en la estructura son el Trias inferior y Medio, el Jurásico, el Cretácico inferior margosos, el Paleógenos y el Burdigaliense. Las directrices estructurales regionales tienen una marcada linealidad SO-NE, subparalelas o ligeramente oblicuas a la costa. La vergencia de las estructuras es hacia el NO, definida por series monoclinales, superficies mecánicas, en general de buzamientos bajos, y pliegues entre los que dominan los sinclinales.

La Sierra de Levante ocupa la porción Suroriental de la isla. Es un conjunto montañoso más modesto que el septentrional (45 km de largo por 8-15 km de anchura) pero con el que guarda un gran paralelismo. Los principales elementos estratigráficos son el Triás Superior, e Lías calco-dolomítico, el Jurásico y el Cretácico margoso, estos dos últimos con mayor participación

que en la sierra Norte. El Paleógeno y Aquitano-Burdigaliense son los términos estratigráficos terciarios que aparecen claramente estructurados. Las directrices estructurales regionales no aparecen en la Sierra de levante tan nítidamente marcadas como en el Norte.

La Zona central de la isla queda enmarcada por las zonas montañosas y presenta un relieve de morfología más suave, reflejo de su constitución a base de depósitos terciarios y cuaternarios. En el sector central los materiales son fundamentalmente del Paleógeno y Mioceno Inferior (de color amarillo en la Figura 3.1), estando muy afectados por la deformación y entre los que afloran numerosos isleos de terrenos mesozoicos (en azul). Este sector queda orlado por depósitos del Mioceno superior y Cuaternario (en gris), considerados post-orogénicos, que presentan disposición subhorizontal y que se han acumulado en varias fosas (formando las Cuencas de Palma, de la Puebla, de Campos, etc.) en la que alcanzan espesores de hasta mil metros como se ha evidenciado mediante sondeos y prospección geofísica.

La Cuenca de Palma forma una llanura suavemente inclinada hacia el mar constituida por depósitos cuaternarios y terciarios postorogénicos procedentes de la erosión de la Sierra, bajo los cuales se encuentran materiales mesozoicos y terciarios estructurados que constituyen su sustrato. La superficie de esta llanura tiene una historia compleja, con procesos de erosión y depósito coincidentes con secuencias alternativas de regresiones y transgresiones del nivel del mar consecuencia de intensos cambios climáticos, lo que le infiere un carácter heterogéneo con alta variabilidad lateral.

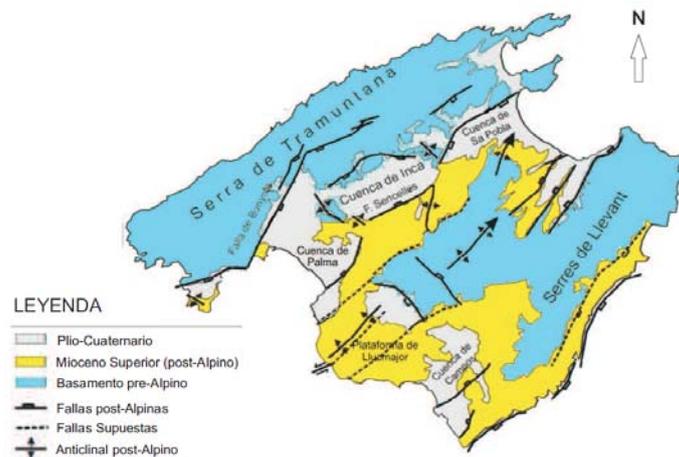


Figura 3.1: Esquema geológico-estructural de la isla de Mallorca (Gelabert, 1998)

3.2.2 Geología local y geotecnia

La ciudad de Palma de Mallorca se asienta en el borde costero de la Cuenca de Palma, sobre una cobertura de materiales cuaternarios constituidos por limonitas y arcillas rojas con cantos de caliza de origen eluvial y aluvial, de espesor generalmente reducido sobre depósitos cuaternarios más antiguos y pliocenos (Figura 3.2). Los depósitos pliocenos, que afloran al Norte y Este de la ciudad de Palma, están constituidos por calizas arrecifales masivas y tienen espesores de 50 a 80 metros. Es importante tener en cuenta que todo el sector costero de la ciudad de Palma de Mallorca y sus inmediaciones ha sido fuertemente modificada por la

actividad antrópica; lo que se traduce en variaciones de la morfología litoral (diques, paseos, etc.) y presencia de rellenos.

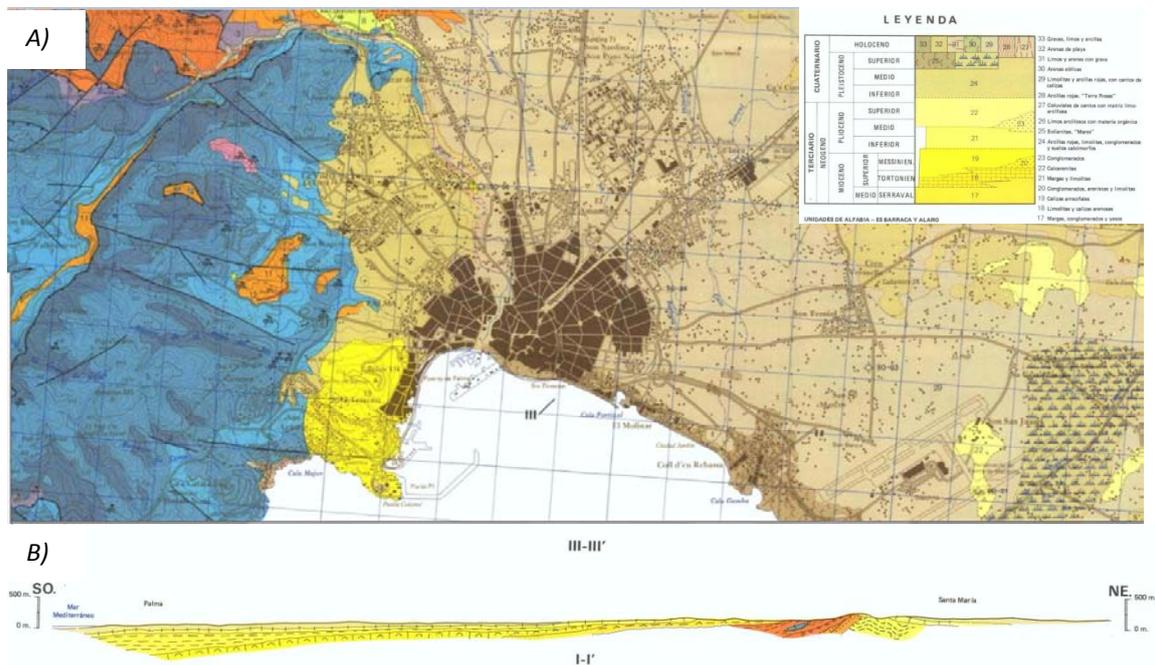


Figura 3.2: A) Mapa con los materiales aflorantes en la ciudad de Palma de Mallorca. Se ha incluido únicamente la leyenda de los materiales terciarios y cuaternarios. B) Corte geológico III que atraviesa la ciudad de Palma, donde se aprecia el depósito holoceno que recubre a los estratos miocénicos que buzcan ligeramente hacia la costa (Fragmento del Hoja 698-38-27 del MAGNA 1:50000, IGME, 1991)

Se dispone de un informe geotécnico de la SEU realizado a petición del Cabildo Catedralicio debido a los problemas estructurales que estaba sufriendo la catedral (Ingeniería de sondeos, 2000). En el estudio se ejecutaron 16 sondeos en seco en el perímetro externo de la catedral, descartando ejecutarlos con agua a presión por posibles inestabilidades en el talud. En el Anexo nº3 se recogen los planos de la ubicación de los sondeos en planta y tres perfiles geológicos realizados en las fachadas principal, del mirador y del campanario. En la campaña geotécnica se realizaron ensayos in situ de SPT y se recogieron algunas muestras para ensayos de laboratorio de identificación y de resistencia. El informe diferencia cuatro unidades geotécnicas cuyo espesor y disposición varían en planta, y dentro de las cuales se han identificado varios subniveles como se detalla a continuación:

- Un relleno con espesores de 1 a 2 metros, excepto en la zona de los sondeos S-11, S-12 y S-13 en los que el espesor alcanza los 16 metros. En esta unidad se distinguen cuatro niveles:
 - RTP: Relleno de piedras y piedras
 - RTPc: Relleno de tierras y piedras con cerámicas de compacidad heterogénea y valores de rechazo de STP (a los 50 golpes se había hincado 6cm)
 - RCAL: Relleno de marés
 - RTn: Relleno de tierras negruzcas con abundante materia orgánica
 - K: Vacío en el relleno

- Un estrato bastante continuo de roca conglomerada de 1 a 3 metros de espesor. En esta unidad se distinguen tres niveles:
 - CON: Conglomerados cementados
 - CONci: Conglomerados con cementación incipiente
 - CONF: Conglomerados fisurados
- Un estrato de materiales tipo grava de consistencia dura, dentro de la cual se distinguen tres niveles:
 - FAG: Finos con arenas y gravas. Rechazo del STP a 50 golpes cuando había penetrado 22cm.
 - GAF: Gravas con arenas y finos. Rechazo del STP a 50 golpes cuando había penetrado 7cm.
 - Bolo
- Una capa limosa arenosa de color rojizo de 1 a 3 metros de espesor, dentro de la cual se distinguen seis niveles:
 - Fb: Finos blandos limosos de color rojizo SPT=12
 - Fb(G): Finos blandos limosos de color rojizo con algo de grava
 - Fd(G): Finos duros con algo de grava
 - Fn: Finos con nódulos calcáreos. SPT=27
 - FAd y FA: Finos arenosos duros. SPT=23
 - AF: Arenas y finos con SPT=32

De las unidades mencionadas, el informe sólo recoge ensayos de laboratorio realizados en muestras de los subniveles Fb, Fn, CON y GAF, por lo que se ha considerado un valor genérico de densidad seca aparente de la unidad de rellenos y se han estimado los valores de V_s de todas las capas según la clasificación del terreno de la norma NCSE-02. De esta forma se ha definido una columna tipo correspondiente al emplazamiento del acelerómetro dentro de la catedral, a partir del sondeo S-8 que es el más cercano (Anexo nº3). En el caso de Mallorca, no se ha realizado una aproximación numérica para la estimación del efecto del suelo en el emplazamiento, aunque sí se ha considerado interesante definir la columna de los estratos más superficiales.

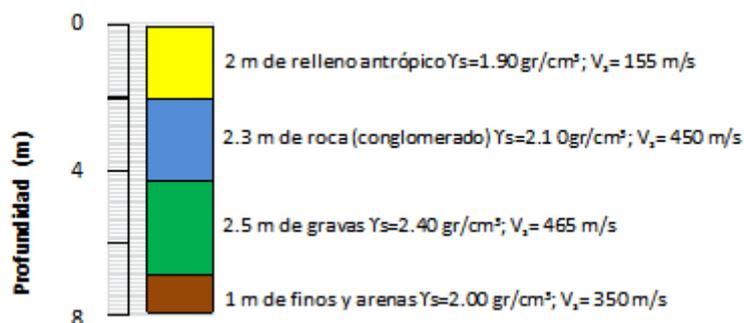


Figura 3.3: Columna litológico-geotécnica estimada bajo el emplazamiento del acelerómetro.

3.3 Murcia

3.3.1 Situación geográfica y geología regional

La ciudad de Murcia está situada al SE de la Península Ibérica dentro del sector oriental de la Cordillera Bética, en la parte meridional de la provincia de mismo nombre. El área metropolitana se asienta sobre depósitos de la llanura de inundación en la Vega Media del río Segura, que forma parte de la cuenca sedimentaria continental de edad neógena-cuaternaria, formada por los ríos Gaudalentín y Segura. La llanura de la Vega Media se extiende en dirección SW- NW, tiene una altitud media de unos 43 m s.n.m y queda limitada al Sur por el conjunto de sierras de Carrascoy (1.065 m), El Puerto (600 m), Villares (487 m), Columbares (645 m), Altaona (529 m) y Escalona (345 m) y al Norte por una serie de cerros calizos y conglomeráticos de poca altitud (Espinardo, Monteagudo, Torres, Esparragal Cabezo de la Cruz, Monte de las Brujas y Peñicas). De forma esquemática la cuenca está formada por un conjunto de materiales detríticos que alcanza potencias de hasta 200 metros de profundidad con edades comprendidas desde el Plioceno hasta la actualidad, encajadas –bordes y substrato– por materiales del Pérmico-Triásico, Mioceno y Plioceno (Figura 3.4). Esta cuenca forma parte del denominado Sistema acuífero cuaternario número 47 Segura-Guadalentín.

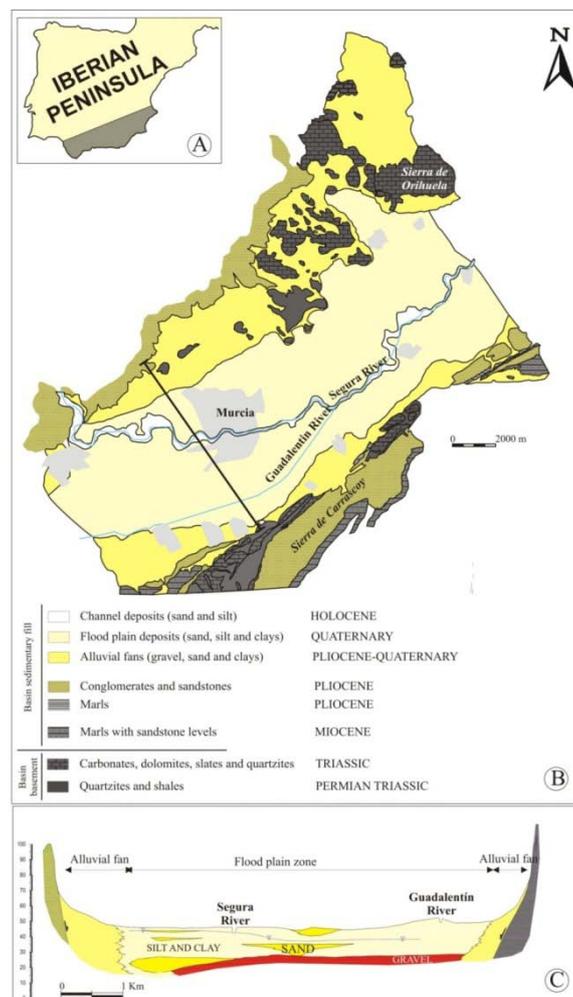


Figura 3.4: A) Situación de la Cordillera Bética. B) Geología de la Vega Media del Segura. C) Corte geológico de la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca. La arena, limos y arcillas constituye el tramo superficial compresible y las gravas se sitúan en el techo del tramo inferior considerado como rígido a efectos geotécnicos. (Herrera et al., 2009)

El relleno de la Vega Media corresponde a la superposición de dos regímenes de sedimentación fluvial, uno de baja energía –del Guadalentín– que tiende a sedimentar depósitos de granulometría fina a lo largo de toda la transversal de la depresión y otro de alta-media energía –el Segura–. De esta manera, se producen depósitos en régimen de baja energía (limos y arcillas) en los bordes de la cuenca, y en régimen de alta energía (arenas y gravas), en el sector central. En 2001 el IGME realizó el “Estudio hidrogeológico del acuífero de las Vegas Media y Baja del Segura y su relación con los cauces naturales y artificiales de su territorio”, en el que a partir de datos de testificación de sondeos mecánicos y estudios geofísicos en superficie, se esquematizó el conjunto detrítico de la Vega Media del Segura en dos tramos principales:

- Un tramo superficial, de espesor comprendido entre 3 y 30 m, formado por arcillas, arenas finas y limos no consolidados. Los menores espesores se alcanzan en todo el borde norte, debido a la proximidad a la superficie del sustrato Triásico. En general, el espesor de la franja superficial aumenta hacia la Vega Baja, llegándose a los 30 metros de potencia en la zona límite entre las vegas Media y Baja. Otros máximos puntuales aparecen en el suroeste del Vega, en su límite con el acuífero del Bajo Guadalentín, en las proximidades de Murcia y en el sector de la Orilla del Azarbe.
- Por debajo del nivel superficial se encuentra un potente conjunto compuesto por un primer nivel de gravas heterométricas (desde arenas a bolos centimétricos) de unos 10 a 30 m de potencia, con relleno variable (desde zonas lavadas hasta otras con matriz arcillosa). La continuidad de ésta en toda la vega puede ser sólo aparente porque la densidad de datos de subsuelo no permite descartar la existencia de varios lentejones. El segundo tramo es arcilloso y el inicio de una alternancia de niveles de granulometría gruesa (gravas y arenas con matriz arenoso-arcillosa) y fina (arcillas, arenas y limos) intercaladas en una matriz básicamente arcillosa. Este nivel tiene su cota más alta en la zona de Alcantarilla, en la zona de unión de las vegas Media y Alta, hecho que parece lógico por ser una zona de máxima energía en el régimen de sedimentación del río donde se depositarían las fracciones de granulometría más grosera. El espesor del conjunto inferior aumenta hacia el eje central de la cuenca, que coincide aproximadamente con el cauce del Segura, siendo la potencia media del orden de 150 m y pudiendo llegar a superar los 200 metros. La mayor potencia se alcanza en la zona oeste de la Vega, entre los ríos Segura y Guadalentín, y en toda la franja de borde de la vega con la sierra de la Cresta del Gallo. Siguiendo la directriz SO-NE desde el norte de la ciudad de Murcia a Santomera, se observa una disminución brusca del espesor de relleno que llega a hacerse nulo hacia el borde norte del acuífero, condicionada por la proximidad del sustrato Permotriásico, que, en ese sector se hunde de forma escalonada hacia el SE. También se observa que, al contrario de lo que ocurre en el tramo superficial, el espesor del tramo profundo disminuye hacia el límite con la Vega Baja, debido posiblemente a la disminución de energía en el sistema de deposición.

Este conjunto de materiales detríticos forman el denominado acuífero de la Vega Media del Segura (Figura 3.5), correspondiéndose el nivel superficial de arcillas, arenas finas y limos con el acuitardo (depósitos blandos a medianamente blandos y compresibles) y el inferior de gravas y arenas con el acuífero propiamente dicho (depósitos rígidos que representan el substrato geotécnico empleado como nivel de soporte para las cimentaciones profundas).

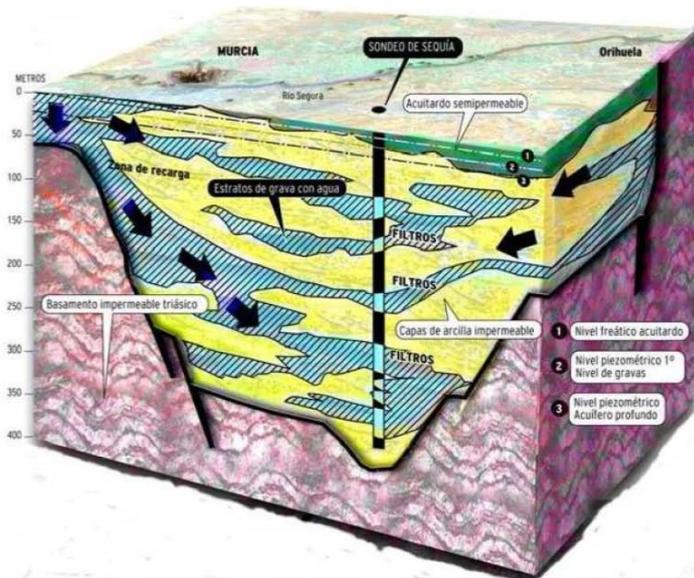


Figura 3.5: Diagrama del acuífero de la Vega Baja y Media del Segura (CHS, 2007)

Respecto a los materiales encajantes, el “Estudio hidrogeológico del acuífero de las Vegas Media y Baja del Segura y su relación con los cauces naturales y artificiales de su territorio” (IGME, 2001a) distingue los siguientes:

- El borde noroeste de la Vega Media está formado en sentido estricto por conglomerados continentales del Mioceno superior (Tortonense-Andaluciense), pero entre la línea de contacto y la zona de hundimiento general del substrato de la cuenca, sobre todo en los dos tercios orientales, existe una franja de unos 2 km de anchura en la que intercalados entre las facies detríticas de borde existen múltiples afloramientos y subafloramientos de materiales triásicos y permotriásicos, compuestos por rocas carbonatadas, dolomías, pizarras, margas, cuarcitas, argilitas y yesos, los primeros, y cuarcitas y pizarras, los segundos.
- Por el norte, el borde de la Vega Media está formado por los relieves triásicos que se alinean de oeste a este, desde el Campo de la Matanza, vertiente este del embalse de Santomera, hasta enlazar con las estribaciones occidentales de la sierra de Orihuela. Esta alineación forma la divisoria superficial entre la rambla Salada, que vierte hacia el Segura, y la cabecera de la rambla de Abanilla, que vierte hacia el Campo de Elche. En esta zona predominan los materiales triásicos (rocas carbonatadas, calizas, dolomías, pizarras, margas, cuarcitas, argilitas y yesos).
- Por el este, el conjunto detrítico se prolonga en sentido NE hacia la Vega Baja.
- En el borde sudeste de la Vega Media se pueden diferenciar tres zonas según el tipo de materiales de borde. Entre el extremo oriental de la vega Media y Los Ramos, el

conjunto detrítico está en contacto con margas y areniscas del Plioceno superior que, a su vez, se apoyan en una serie francamente margosa del Mioceno-Plioceno inferior-medio. Entre la citada localidad de Los Ramos y El Santo Ángel, las facies detríticas están en contacto con las formaciones de calizas, dolomías y yesos de los complejos Maláguide y Ballabona-Cucharón (Triásico) y argilitas y cuarcitas del Pérmico. El límite entre las dos unidades es una gran falla de borde que da lugar a gran desplazamiento vertical y a una disposición muy verticalizada de los materiales triásicos aflorantes, que están en contacto directo con las facies detríticas de la Vega Media. Entre la zona de El Santo Ángel y el límite occidental de la Vega Media, los materiales que rellenan la depresión están imbricados con los depósitos de ladera y conos de deyección de las sierras de la Cresta del Gallo, que cubren parcialmente a conglomerados continentales del Mioceno y forman el límite efectivo de la depresión del Segura-Guadalentín en este sector.

- Por el oeste, la vega Media del Segura es continuación del valle del Guadalentín, con un límite estratigráfico impreciso que debe coincidir con el cambio de las facies de grano fino del Guadalentín a las más groseras originadas por los aportes más energéticos del Segura. El límite se ha establecido de forma aproximada con el apoyo de la interpretación de los perfiles geofísicos longitudinales, ya que es una zona en la que el apoyo de información directa de sondeos es muy escaso. Solamente en su parte septentrional, el límite de la vega es nítido, ya que está formado por la facies conglomerática del Mioceno, que, en dicho sector aflora formando una especie de esquina entre el Guadalentín y el Segura, y se hunde bruscamente hacia el sur, de modo que en apenas un kilómetro experimenta una variación de profundidad de 50 a 150 m hacia el sur.

Respecto al substrato del relleno detrítico que forma el acuífero de la Vega Media, el informe del IGME (2000) determina que está formado en su mayor parte por margas del Mioceno superior, según se pudo deducir de la interpretación geofísica realizada, ya que prácticamente no se contó con ninguna información de sondeos que alcanzaran, las margas. El substrato margoso se encuentra a mayor profundidad en los sectores oriental y central de la fosa tectónica, además de en la zona limítrofe con el Triásico de la Cresta del Gallo, donde el salto de falla llega a situar el substrato a profundidades entre 200 y 250 metros, muy cerca del borde de la depresión, donde disminuye su profundidad bruscamente hasta llegar a aflorar.

En la zona norte de la Vega Media y siguiendo una directriz SO-NE, el substrato está formado por materiales permotriásicos desde Espinardo hasta el límite oriental de la unidad. Estos materiales se encuentran a escasa profundidad, en general entre 10 y 20 m, y llegan a aflorar de forma dispersa entre Espinardo y Monteagudo y con mayor profusión entre esta última localidad y Santomera, para perderse en profundidad de manera muy brusca al este de la alineación Espinardo-Monteagudo-Santomera por la acción de la Falla de Alhama. El importante desplazamiento vertical de la falla en este sector pone en contacto lateral el substrato mioceno con el triásico, aproximadamente a unos 150 metros de profundidad, según se deduce de la interpretación geofísica (gravimetría y SEDT), sobre la base de un contraste significativo de resistividades entre ambos materiales. En la parte oriental del borde norte de

la Vega Media del acuífero, en el límite con la Vega Baja, el substrato triásico llega hasta la zona de El Siscar, hundiéndose bruscamente hacia el SE por la acción de la falla de borde.

3.3.2 Geología y geotecnia local

El área metropolitana de Murcia se asienta sobre depósitos fluviales cuaternarios (llanura de inundación y terrazas) y meandros abandonados que forman parte del tramo superficial del relleno sedimentario de la cuenca de la Vega Media del Segura. Se diferencian cuatro niveles guía dentro del aluvial de la ciudad a partir de los datos obtenidos por más de 450 sondeos (IGME 1994, 2000, 2001b, 2005 y Tomás, 2008) que fueron realizados con fines tanto hidrogeológicos (pozos y piezómetros) como geotécnicos (Figura 3-6). La descripción de estas unidades así como sus valores correspondientes de densidad natural (γ) y velocidad media de propagación de ondas de corte S (V_s) son:

- Un relleno antrópico superficial, con potencias que oscilan entre los 0 y los 15 m localmente, de baja resistencia a compresión y escasa capacidad portante que se extiende por la mayor parte de la superficie del casco urbano antiguo. En las zonas de reciente ocupación los rellenos presentan en general menor potencia ($\gamma = 1.90 - 2.10 \text{ gr/cm}^3$; $V_s = 155 \text{ m/s}$).
- Por debajo de los rellenos existe una segunda capa compresible de arcillas y limos arcillosos o arenosos, cuya potencia varía entre los 0.6 y 30 m aproximadamente ($\gamma = 1.95 - 2.03 \text{ gr/cm}^3$; $V_s = 260 \text{ m/s}$).
- Arenas limosas y limos arenosos con potencias comprendidas entre 1 y 14 m ($\gamma = 1.78 - 2.10 \text{ gr/cm}^3$; $V_s = 290 \text{ m/s}$).
- Gravas heterogéneas con potencias comprendidas entre 10 y más de 33 m. En torno al 30% de los sondeos de los que se dispone no alcanzan este nivel ($\gamma = 2.40 - 2.50 \text{ gr/cm}^3$; $V_s = 465 \text{ m/s}$).

Como ya se ha comentado, dado el ambiente fluvial de la zona, la geometría del subsuelo presenta cambios laterales y los estratos no siguen una disposición horizontal, siendo habituales los lentejones de materiales tipo arenosos y gravosos. En la Figura 3.6 se observa que en la parte noroccidental de la ciudad los sondeos no alcanzan el nivel de gravas, siendo el espesor de limos y arcillas mayor que en el resto de la ciudad. Los sondeos cercanos a la estación M04 sí presentan la capa de arenas limosas sobre las gravas (que no siempre aparece en sondeos en otros puntos de la ciudad) así como en el caso de la estación M02. En el Anexo N°6 se muestran dos mapas de situación de los sondeos cercanos a las estaciones M02 y M04, así como las columnas litológicas de los sondeos más próximos que se consideran representativas. Cabe destacar que la densidad de sondeos es mucho mayor en los alrededores de la estación M04 que en la M02.

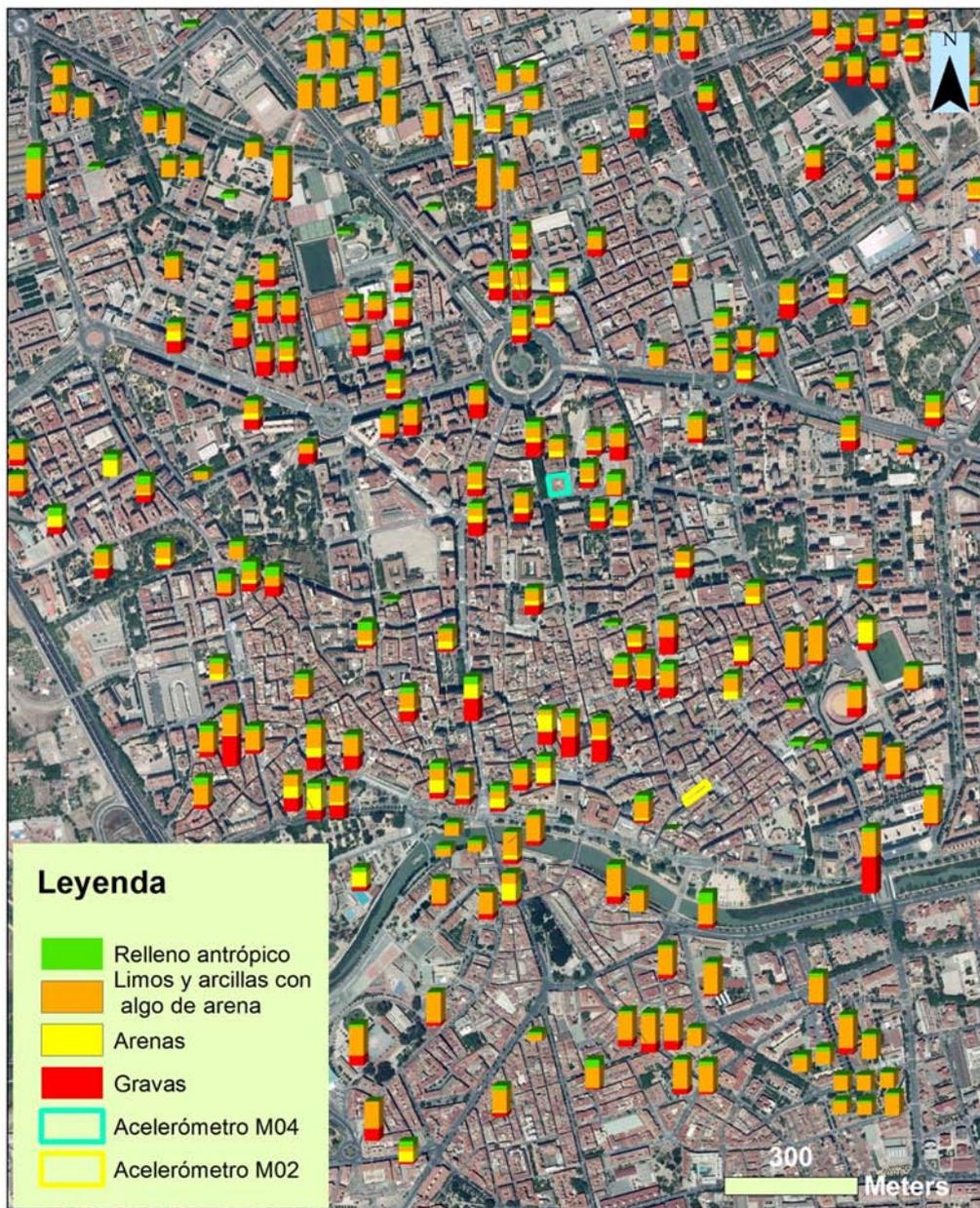


Figura 3.6: Columnas estratigráficas obtenidas a partir de la información de los sondeos recopilados en la ciudad de Murcia (IGME 1993, 2000, 2001b y 2005 y Tomás, 2008). No se muestran la totalidad de sondeos de los que se dispone, siendo más de 450 (realizado con ArcGIS).

A partir de las columnas litológicas seleccionadas se han definido dos columnas tipo representativas (Figura 3.7) para las ubicaciones de la estación M02 y M04. Los valores medios de peso específico saturado (γ_{sat}), peso específico seco (γ_d), peso específico natural (γ_{nat}), humedad (W) (Tabla 3.1) y velocidad de ondas s de cada unidad geotécnica están basados en los resultados de los ensayos de los sondeos geotécnicos recopilados y analizados por el IGME. No se dispone de ningún ensayo dinámico en la zona de la Vega Media del segura. En general la caracterización dinámica de los suelos en España es muy escasa, debido al coste y laboriosidad de estos ensayos. Por lo general, los parámetros dinámicos se obtienen a través de correlaciones o fórmulas empíricas, o empleando los resultados obtenidos en ensayos de materiales similares.

Debe tenerse en cuenta que los sondeos geotécnicos de los que se dispone tienen una longitud que raramente superan los 30 metros, ya que su objetivo es encontrar un sustrato competente para cimentar. Sin embargo, para caracterizar el efecto del suelo sometido a un movimiento sísmico, hay que tener en cuenta las propiedades de los materiales hasta el sustrato rocoso. En casos como el de Murcia, que se trata de una gran cuenca sedimentaria fluvial, estas profundidades estarían en el orden de los cientos de metros (Figura 3.5). Por esto, cuando se han realizado los procesados con EERA y el programa de campos difusos, se ha debido emplear una columna de unos 100 metros de profundidad y litología simplificada para realizar el ajuste. En el apartado de resultados se detallan las características de la columna tipo.

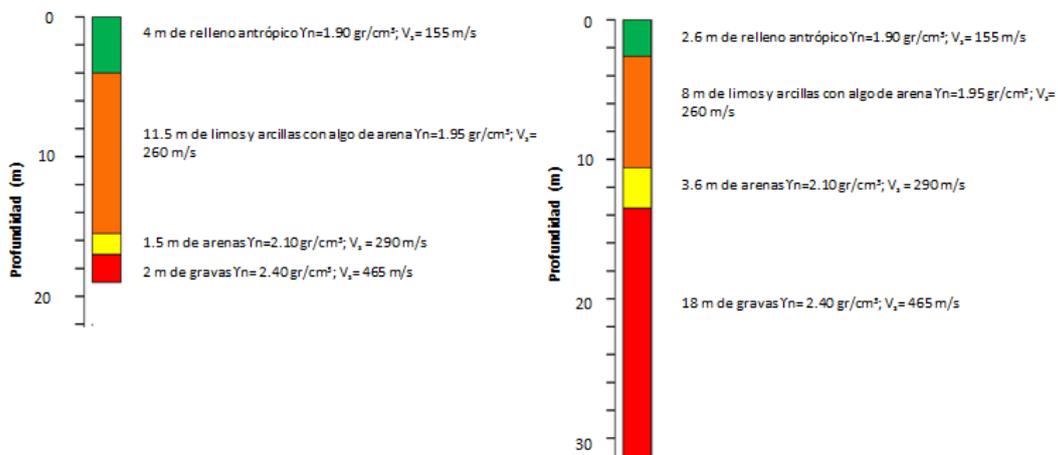


Figura 3.7: Columnas litológicas con valores de densidad natural y velocidad de ondas S estimadas, bajo los emplazamientos de las estaciones M02 (izquierda) y M04 (derecha).

		Llanura de inundación (FPZ)				Substrato geotécnico (SR)
		Arcillas	Arcillas duras	Limos	Arenas	Gravas
Ysat(kN/m ³)	Media	27.1	27	27.0	27.30	26.9
	D.E.	1	0.8	1	0.90	-
	Muestras	92	29	11	4	1
Yd(kN/m ³)	Media	16.1	16.6	15.9	17.30	-
	D.E.	1.4	0.9	1.1	0.90	-
	Muestras	179	29	23	6	-
Ynat(kN/m ³)	Media	20.0	20.5	19.7	18.00	-
	D.E.	1.9	0.6	1.00	7.40	-
	Muestras	181	27	24	8	-
W(%)	Media	25.1	22.7	22.50	13.70	11.5
	D.E.	5.8	4.5	6.00	6.00	4.6
	Muestras	267	41	39	29	8

Tabla 3.1: Propiedades medias de los materiales de la Vega Media del río Segura (Tomás, 2008)

Con respecto al nivel freático, normalmente se encuentra a una profundidad de 1 a 3 m respecto a la superficie (IGME, 2001a).

4 Procesamiento de datos

4.1 Método experimental HVSR

4.1.1 Origen de los datos

Los registros de señales procesadas en este estudio han sido facilitados por dos organismos diferentes. Las señales registradas en Mallorca proceden del Proyecto de monitorización de la catedral de Palma de Mallorca que está siendo realizado por Servicio de Geofísica Aplicada del Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica de la UPC, mientras que las de Murcia proceden de la red de acelerómetros del IGN.

Respecto a la ubicación de los acelerómetros, hay que destacar que la estación de Murcia ha presentado dos localizaciones distintas dentro de la ciudad, en dos edificios separados por unos 830m en línea recta (Figura 4.1). La primera ubicación, denominada estación M02, se situó en un edificio perteneciente a la Delegación del Gobierno de Murcia y estuvo en funcionamiento desde el 04/02/1999 hasta el 05/11/2008. La segunda estación (M04), que entró en funcionamiento en 05/11/2008 y está actualmente en servicio, está situada en un edificio de usos múltiples. El acelerómetro de Mallorca se localiza en el interior de la catedral sobre el suelo de una escalera tapiada (Figura 4.2).

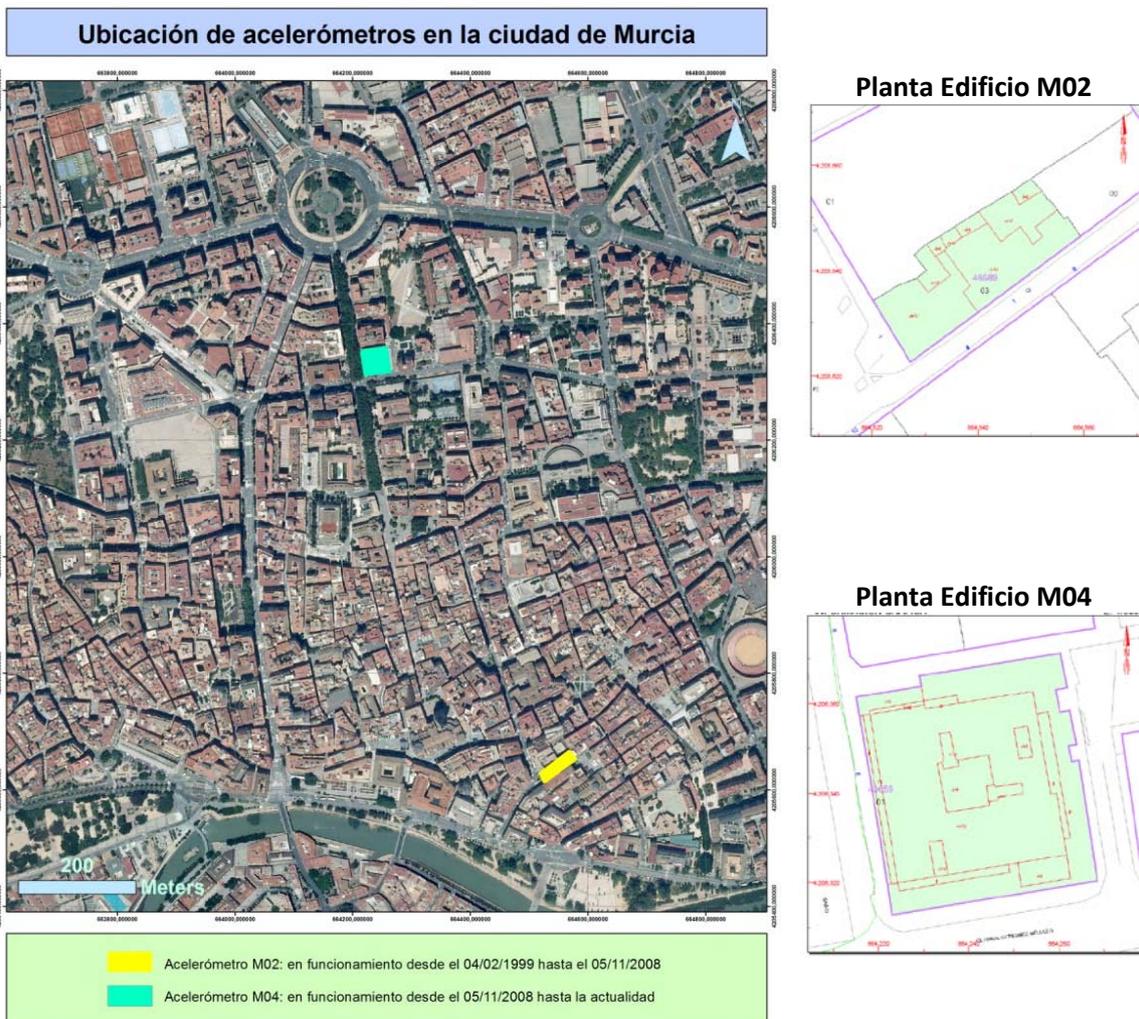


Figura 4.1: Izquierda) Mapa con la ubicación pasada (amarillo) y la actual (turquesa) de la estación de Murcia (realizado con ArcGIS). Derecha) Croquis de la planta del edificio que albergó la estación M02 (construido en 1983) y del de la estación actual M04 (construido en 1970). Los números romanos indican si tienen sótano y el número de plantas (Sede Electrónica del Catastro, 2012)

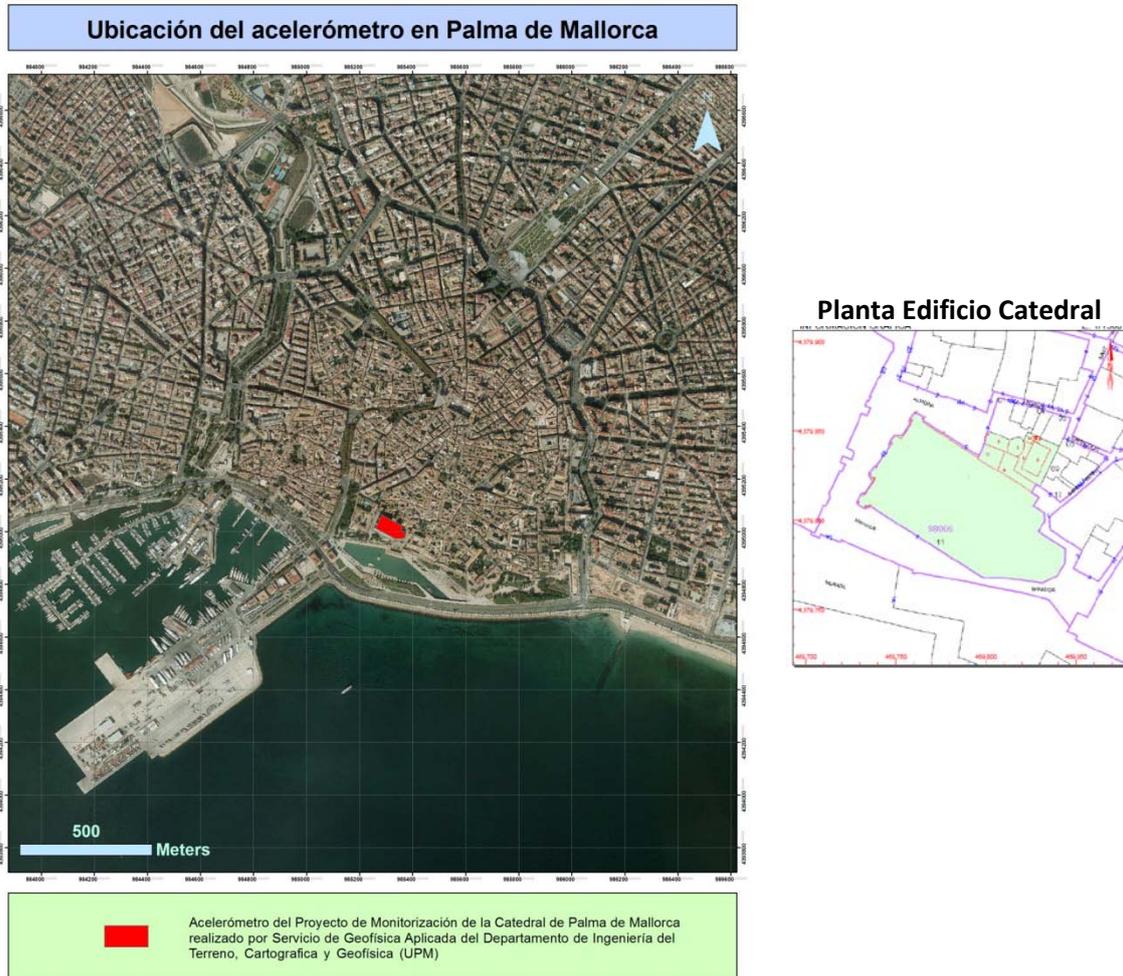


Figura 4.2: Izquierda) Mapa con la ubicación de la estación de Mallorca (realizado con ArcGIS). Derecha) Croquis de la planta de la Catedral (construida en tono a 1600) que alberga el acelerómetro de la UPC (Sede Electrónica del Catastro, 2012).

Existe una diferencia importante entre los datos de las dos fuentes; mientras que el acelerómetro situado en la Catedral de Palma de Mallorca registra en continuo, el acelerómetro de la red del IGN se activa por disparo cuando se supera un determinado umbral de amplificación (en concreto 0.002g). En el caso de las señales de Mallorca, se han escogido ocho registros dentro de los cuales están incluidos terremotos de diversa magnitud y lejanía que fueron detectados por el acelerómetro; los tramos anteriores y posteriores a los sismos (que están bien delimitados) se corresponden, por tanto, a registros de ruido que han sido correctamente aislados para calcular su razón espectral. Por otro lado, para obtener los registros de ruido en la estación de Murcia M04 se ha tenido que activar el equipo a distancia desde la sede central de Madrid a diferentes horas en dos días. El número total de registros en Mallorca es de 21 (7 de terremotos y 14 de ruido), en la estación M02 de Murcia es 5 (todos de terremotos) y en la M04 es 6 (1 de terremotos y 5 de ruido), como se muestra en la Tabla 4.1.

Estación	Terremotos	Registros de ruido
Catedral de Palma	7	14
M02 de Murcia	5	0
M04 de Murcia	1	5

Tabla 4.1: Número de registros de terremotos y de ruido según la estación sísmica

4.1.2 Instrumentación

Los instrumentos utilizados para medir la vibración del terreno causado por temblores o cualquier otra fuente de energía son los sismógrafos. De forma general están constituidos por un sensor (que capta la amplitud de señal en desplazamiento, velocidad o aceleración), un amplificador, un digitalizador y un registrador (Figura 4.3). Estas partes pueden estar integradas en un mismo dispositivo o conectarse por separado.



Figura 4.3: Partes generales de un sismógrafo

En este estudio se han utilizado sensores de aceleración triaxiales integrados con el resto de componentes en un mismo dispositivo, cuyas características se describen a continuación.

4.1.2.1 Mallorca

El equipo utilizado en Mallorca consta de un sensor y digitalizador Trident y un registrador Taurus.

ACELERÓMETRO DIGITALIZADOR	Marca	Trident
	Configuración	Triaxial
	Tipo	Force Balance
	Ancho de banda	Dc a 100Hz
REGISTRADOR	Marca	Taurus
	Canales	4 canales de registro simultáneo de 22 bits, en este caso se utiliza sólo uno conectado al acelerómetro
	Filtro antialiasing	De tipo Atenuación >dB por encima del Nyquist
	Intervalo digitalización de	100 muestras por segundo (mps)

	Rango dinámico	>141dB 100 mps
	Ruido Propio	0.7μV 100 mps
	Ancho de banda	de la frecuencia de muestreo
	Modo registro	Continuo

Tabla 4.2: Características del sismógrafo instalado en Palma de Mallorca.

4.1.2.2 Murcia

En Murcia, el equipo de la estación actualmente en funcionamiento (la M04) consta de un registrador GSR-18, que lleva incorporado el digitalizador y un filtro antialiasing, y de un acelerómetro Force Balance AC-23 integrado, ambos de la marca GEOSIG. En la estación antigua (M02) el registrador era el mismo, pero el sensor era un Force Balance de Terra Technology.

Las características más relevantes de estos dispositivos se muestran en la Tabla 4.3.

		M02	M04
ACCELERÓMETRO	Marca	AC-23	TERRATECNOLOGY
	Configuración	Triaxial	Triaxial
	Tipo	Force Balance	Force Balance
	Fondo de escala	1g	0.5g
	Ancho de banda	Dc a 100Hz	Dc a 100Hz
DIGITALIZADOR-REGISTRADOR	Marca	GSR-18	
	Canales	4 canales de registro simultáneo de 22 bits, en este caso se utiliza sólo uno conectado al acelerómetro	
	Filtro antialiasing	De tipo FIR (respuesta finita al impulso) Atenuación >110dB por encima del Nyquist	
	Intervalo de digitalización	200 muestras por segundo (mps)	
	Rango dinámico	108dB 200mps	
	Ruido Propio	7μV 200mps	
	Ancho de banda	40% de la frecuencia de muestreo	
	Modo registro	Por disparo, cuando nivel de amplificación >0.002g	
Registro pre evento	10seg		

Tabla 4.3: Características de los sismógrafos instalados en Murcia.

4.1.3 Características generales de las señales registradas

En las Tablas 4.4 y 4.5 se muestran las características generales de las señales de terremotos y ruido analizados, respectivamente. En el caso de Mallorca, se ha establecido la duración de los registros de terremotos de forma aproximada, a partir de los espectrogramas, recogidos en el Anexo nº1. En el caso de Murcia, ha de tenerse en cuenta que el registro comienza 10 segundos antes de superarse el nivel de disparo o “trigger level” correspondiente a 0.002g que tiene toda la red de acelerómetros del IGN, excepto en casos concretos. Los registros temporales de Murcia se han graficado con GEOPSY en el Anexo nº2.

Estación	Terremoto	Fecha	Magnitud		Coordenadas del epicentro (lat,long)	Prof (km)	Hora comienzo de registro en la estación	Duración medida en la estación (seg)	Intervalo de muestreo (seg)
			Tipo	Valor					
Catedral de Palma	Alagüena	10/07/2011	Mw	3.8	38.3463 N, 1.0221 O	11	22:55:10	32	0.01
	Golfo León 1	7/08/2011	-	5.3	42.06 N, 7.60 E	-	19:22:55	32	0.01
	Golfo León 2	02/07/2011	-	4	41.98 n, 7.55 E	-	14:44:18	32	0.01
	Italia (Pianura Padana Veneta)	17/07/2011	ML	4.8	45.010 N, 11.36 E	2.4	18:32:50	32	0.01
	Italia 2 (Alpi Cozie)	25/07/2011	ML	4.3	45.016 N, 7.365E	25.1	12:32:55	32	0.01
	Menorca	31/07/2011	mbLg (L)	2.7	40.2070 N, 3.9123E	14	10:55:00	32	0.01
	Lorca	11/05/2011	Mw	5.1	37.7039 N, 1.627E	4	16:48:25	32	0.01
M02	27G99	27/08/1999	mbLg (M-MS)	2.7	37.8523 N, 1.2651 O	11	03:47:21.090	27.855	0.005
	Bullas-M02	06/08/2002	mbLg (L)	2.6	37.8778N, 1.8171 O	4	06:33:10.180	25.38	0.005
	Totana-M02	16/04/2004	mbLg (L)	3.8	37.6978 N, 1.4089 O	4	19:23:28.025	21.72	0.005
	Aledo-M02	29/01/2005	Mw	4.8	37.8535 N, 1.7555 O	11	07:41:41.045	20.65	0.005
	Hondón de los Frailes-M02	14/09/2008	Mw	3.6	38.26.96 N, 0.8912 O	11	14:03:41.005	20.76	0.005
M04	Lorca-M04	11/05/2011	Mw	5.1	37.7175 N, 1.7114 O	4	16:47:43.235	39.70	0.005

Tabla 4.4: Características de los terremotos registrados en las estaciones estudiadas. Los valores de magnitud, coordenadas del epicentro y profundidad de los terremotos se han obtenido del catálogo de terremotos del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (IGNV) en el caso de los dos terremotos de Italia y del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) en el resto de los casos.

A continuación se describen los tipos de magnitud utilizados en la tabla anterior, siendo A la amplitud en micras, T el periodo en segundos, Δ la distancia epicentral en grados y R la distancia hipocentral en kilómetros:

- **M_w**: Magnitud momento (Hans y Kanamori, 1979), donde M₀ es momento sísmico escalar en dyn-cm. Estimación basada en el método Dreger y Helmberger (1993) implementada por el IGN (Rueda y Mezcua, 2008)

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) \log M_0 - 10.7$$

- **ML**: Magnitud local estándar de Richter (1935), definida como el logaritmo decimal de la amplitud en micras registrada por un sismógrafo Wood-Anderson a 100 km de distancia del epicentro.
- **mbLg (M-MS)**: Magnitud a partir de la amplitud de la fase Lg (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Utilizada para terremotos ocurridos entre 1962 y Marzo de 2002. La fórmula depende la distancia epicentral:

$$mbLg(M - MS) = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.05 \cdot \log\Delta + 3.90 \quad (\text{para } \Delta < 3^\circ)$$

$$mbLg(M - MS) = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \cdot \log\Delta + 3.30 \quad (\text{para } \Delta > 3^\circ)$$

- **mbLg (L)**: Magnitud a partir de la amplitud de la fase Lg (López, 2008). Utilizada para terremotos ocurridos a partir de Marzo de 2002. Esta fórmula de magnitud ha sido referida a la fórmula de magnitud local de Richter (1935), de manera que para un periodo de 1 segundo ambas escalas coincidan a una distancia de referencia de 100 km. La expresión matemática de esta magnitud viene dada por:

$$mbLg(L) = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.17 \cdot \log R + 0.0012R + 0.67$$

Estación	Denominación señal ruido	Fecha	Hora comienzo grabación	Duración (seg)
Catedral de Palma	Alagüeña pre-evento	10/07/2011	22:30:10	1390
	Alagüeña post-evento		23:01:00	5339.99
	Golfo León 1 pre-evento	7/08/2011	18:31:40	3050
	Golfo León 1 post-evento		19:28:20	1899.99
	Golfo de León 2 pre-evento	02/07/2011	14:00:10	2590
	Golfo de León 2 post-evento		14:47:00	4379.99
	Italia 1 pre-evento	17/07/2011	18:00:10	1890
	Italia 1 post-evento		18:35:50	5049.99
	Italia 2 pre-evento	25/07/2011	12:00:10	1965
	Italia 2 post-evento		12:36:15	5024.99
	Menorca pre-evento	31/07/2011	09:00:10	6890
	Lorca pre-evento 1	11/05/2011	12:01:40	9900
	Lorca pre-evento 2		16:10:00	2035
Lorca post-evento	16:56:00		12240	
M04 (Murcia)	075132	11/04/2012	07:51:22.675	524.13
	120706	11/04/2012	12:06:55.885	550.105
	090019	06/11/2012	09:08:885	541.615
	114140	06/11/2012	11:41:29.845	661.945
	082745	07/11/2012	08:27:35.595	586.31

Tabla 4.5: Características generales de los registros de ruido

4.1.4 Metodología del cálculo de las razones espectrales H/V

En este apartado se muestran los pasos del programa utilizado en esta tesina para calcular las relaciones H/V (Figura 4.4). El modo operacional es simple; consiste en efectuar un registro en las tres componentes de ruido y, en el caso que nos ocupa, también de terremotos, calcular el espectro de la señal mediante la transformada de Fourier y realizar el cociente entre los espectros de las componentes horizontales S_H (siendo éste la media de las dos direcciones, N-S y E-O) y el espectro de la componente vertical S_V .

Los resultados de las relaciones H/V presentadas en este trabajo se han realizado mediante un programa elaborado en lenguaje Matlab por Víctor Salinas (Tesis doctoral aún en desarrollo). Los pasos que se deben seguir en este programa concreto se enumeran a continuación:

1. Se selecciona el fichero que contiene el registro de las tres componentes a procesar
2. Se selecciona el tipo de ventana. Para este estudio se ha escogido la ventana Hanning con solapamiento del 33%. Esta ventana es un poco más selectiva que otras como la Parsen, y presenta lóbulos laterales menores aunque no siempre despreciables.

$$w(n) = \left| 1 - \cos \left| \frac{2\pi n}{(N-1)} \right| \right| \quad n = 1, \dots, N \quad \text{Ec. 4.1}$$

3. Se indica la duración de las ventanas. En el caso de registro de ruido y terremotos en Mallorca se han escogido 32 segundos y 4 segundos respectivamente. En el caso de Murcia se han escogido ventanas de 16 segundos para los registros de ruido y de 4 para los de terremotos.
4. Eliminación de las ventanas no estacionarias, de forma que el promediado se realice sin tenerlas en cuenta. La selección de ventanas es manual y se realiza directamente a partir de la interfaz gráfica que se muestra en uno de los bloques del diagrama de flujo del algoritmo H/V (Figura 4.4). En otros programas, como en el caso de GEOPSY (elaborado por Marc Wathelet en el marco del proyecto de investigación europeo SESAME), se puede realizar un descarte automático mediante la aplicación de un filtro anti-trigger LTA/STA (siendo Long Term Average la amplitud de la señal en un periodo largo de tiempo y Short Term Average la amplitud de la señal en un periodo de tiempo menor) que cuando supera un cierto valor umbral S_{max} , se estima que se está en presencia de un ruido puntual, y la ventana es rechazada. Este criterio es menos fiable pero permite el procesado de grandes cantidades de datos.
5. Elección del promediado de la razón espectral que realizará el programa entre las ventanas seleccionadas, siendo en este caso de tipo logarítmico. La elección de un promediado adecuado es esencial para incrementar la relación señal-ruido (en este estudio se considera “señal” al ruido ambiental estacionario y “ruido” al ruido puntual o transitorio).
6. Elección de la banda de frecuencias de suavizado del espectro de Fourier de cada una de las ventanas. En el caso de los registros de ruido y terremotos de Mallorca se han empleado bandas de 0.5Hz y 1Hz respectivamente, considerándose en el primer caso nueve puntos y en el segundo cinco. En el caso de Murcia se han empleado bandas de

frecuencia de 0.25Hz para los registros de ruido (considerando 9 puntos) y 1Hz para los de terremoto (considerándose 5 puntos).

7. Una vez introducidos los parámetros anteriores, el programa realiza las siguientes operaciones:

- El cálculo de los espectros de Fourier de cada componente S_V , S_N , y S_E (vertical, Norte y Sur), para cada una de las ventanas seleccionadas, siendo n el número de ventanas seleccionadas.
- El suavizado de los espectros de cada ventana en la banda definida previamente
- El cálculo de la media cuadrática de los espectros horizontales suavizados (componentes N-S y E-O) para cada ventana

$$S_H(n_i) = \sqrt{\frac{S_N(n_i)^2 + S_E(n_i)^2}{2}} \quad \text{Ec. 4.2}$$

- El cálculo de las razones espectrales H/V para cada ventana

$$\frac{H}{V}(n_i) = \left(\frac{S_{H_i}}{S_{V_i}} \right) \quad \text{Ec. 4.3}$$

8. Visualización de la gráfica de estabilidad; en la horizontal se ubican las ventanas seleccionadas y en la vertical el valor de los periodos de la razón espectral H/V de cada una de ellas. El valor de la amplitud para cada periodo viene dado por una escala de color. En este punto también se pueden eliminar ventanas anómalas directamente desde la interfaz gráfica.

9. Promediado de las razones espectrales H/V de todas las ventanas seleccionadas mediante el método previamente definido (en este caso tipo logarítmico)

$$\frac{H}{V} = 10^{\frac{\sum \log_{10}\left(\frac{H}{V}(n_i)\right)}{n_i}} \quad \text{Ec. 4.4}$$

10. Cálculo de la desviación estándar. El programa ofrece la posibilidad de eliminar las medidas que superen cierto margen de desviación estándar, en el caso de este estudio se han eliminado las medidas que superaban tres veces la desviación estándar.

$$\overline{\sigma}_{H/V} = 10^{\sqrt{\frac{\sum_i^n \log^2\left(\frac{H}{V}(n_i)\right) - n \log^2\left(\frac{H}{V}\right)}{n-1}}} \quad \text{Ec. 4.5}$$

11. Una vez eliminadas las medidas que superan un cierto margen de desviación estándar, el programa recalcula la gráfica de estabilidad y dibuja la curva H/V final.

12. Por último, se realiza un ajuste manual de los periodos de los picos de la curva H/V mediante una función Gaussiana logarítmica. El programa proporciona la desviación asociada de cada pico.

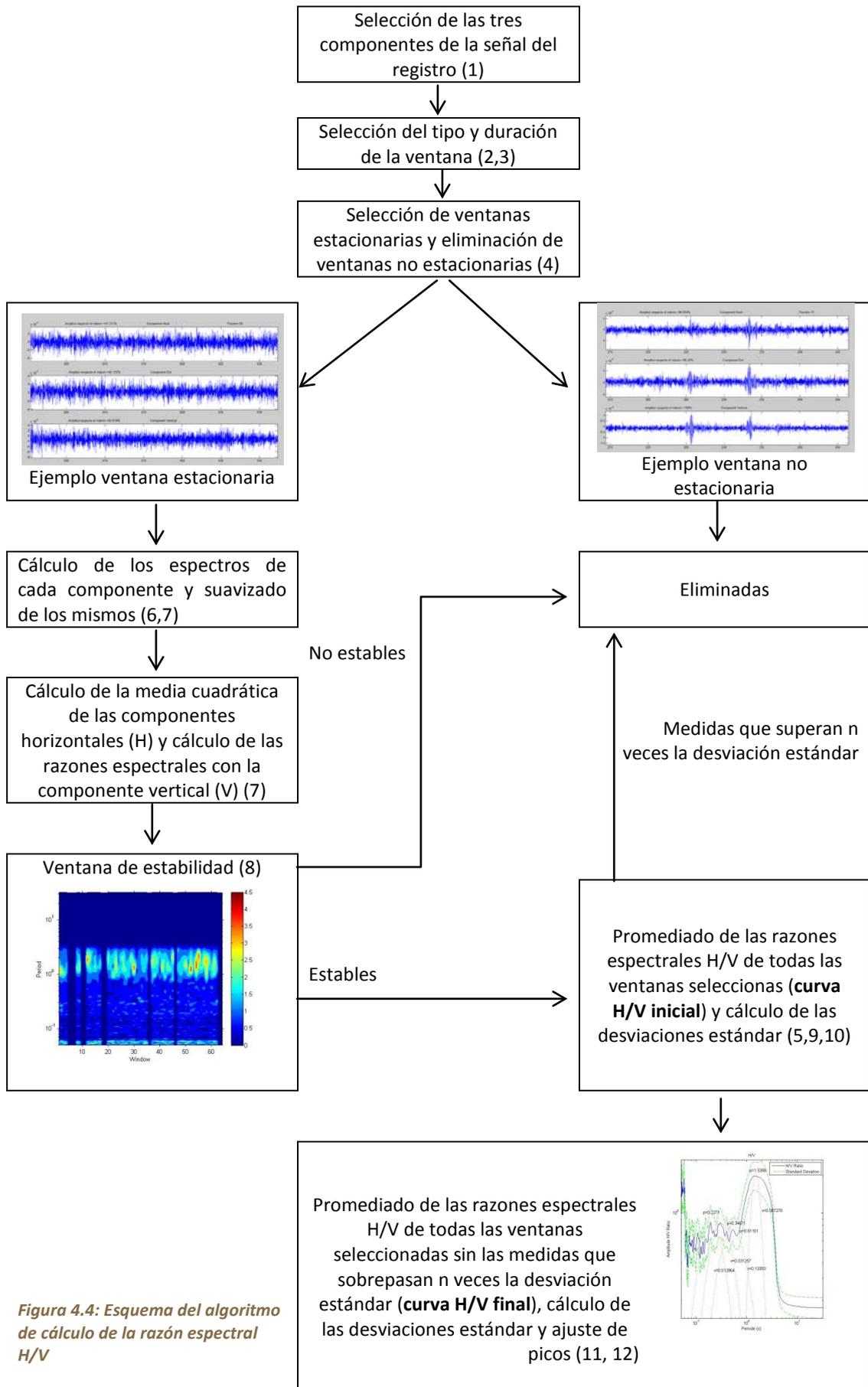


Figura 4.4: Esquema del algoritmo de cálculo de la razón espectral H/V

4.2 Método de campos difusos

Se ha empleado un programa para el problema directo de la respuesta H/V a partir de un modelo de suelo simplificado. Este programa se ha aplicado a los acelerogramas ensamblados de la estación M02 y del ruido de la M04 de Murcia

Las bases teóricas del programa se fundamentan en que la intensidad del campo difuso de los microtrémores se ve afectado por procesos de dispersión y, por tanto, se puede describir mediante ecuaciones de difusión, asumiendo que el campo sísmico es difuso (Sánchez-Sesma et al., 2011). Por el contrario, un terremoto tiene una fuente sísmica localizada por lo que su campo de ondas resultante no es difuso. Sin embargo, si consideramos simultáneamente como fuente un gran número de eventos sísmicos registrados en un mismo emplazamiento, estos pueden muestrear el medio, asemejándose a un campo difuso pero con mayores amplitudes de onda (Kawase et al., 2011 y Salinas et al., 2011).

En este marco teórico, la autocorrelación de los movimientos en una dirección registrados en un emplazamiento, mide la densidad energética media y es proporcional a la parte imaginaria de la Función de Green (FG) en esta dirección cuando tanto la fuente como el receptor son coincidentes. De esta forma el programa calcula la razón espectral H/V de un emplazamiento, bajo el cual el subsuelo presenta estratificación horizontal, en términos de la parte imaginaria de la FG en la fuente. Esta teoría relaciona la densidad de energía media con la IFG en un campo de ondas y considera la razón espectral H/V como una propiedad intrínseca del medio. El ajuste de la razón espectral H/V incluye, pues, las contribuciones de las ondas Rayleigh, Love y de volumen.

4.3 Método lineal equivalente (EERA)

4.3.1 Introducción

El método lineal equivalente es un método numérico 1D para caracterizar la respuesta del suelo frente a una sacudida sísmica, como se comentó anteriormente. En este trabajo se ha aplicado a un modelo simplificado del suelo bajo los emplazamientos de las estaciones M02 y M04 de Murcia.

4.3.2 Descripción del programa

EERA es un programa informático que simula la amplificación del suelo, asumiendo condiciones de deposición simples, tales como estratos horizontales de extensión infinita. Está desarrollado en lenguaje FORTRAN90 bajo los mismos conceptos básicos que el programa SHAKE (Schnabel e al., 1972), que calcula la respuesta en un sistema de capas horizontales de suelo sujeto a ondas de corte S trasientes y verticales, según las soluciones de Kanai (1951), Roesset y Whitman (1969), y Tsai y Housner (1970). Ambos programas asumen que el comportamiento cíclico del suelo se puede simular usando un sistema equivalente lineal. Los fundamentos teóricos del método se han explicado en el apartado referente los métodos numéricos en el estudio de la amplificación.

La aproximación iterativa que realiza el programa EERA para el cálculo equivalente lineal de cada capa es la siguiente:

1. Inicio con los valores de módulo de corte G y ξ para valores de deformación pequeños.
2. Cálculo de la respuesta del suelo y extracción de las amplitudes de la deformación de corte máxima γ_{max} a partir de las historias temporales de deformación de corte en cada capa
3. Determinación de la deformación de corte efectiva γ_{eff} a partir de γ_{max} :

$$\gamma_{eff}^i = R_\gamma \gamma_{max}^i$$

donde R_γ es el ratio entre la deformación de corte efectiva y la deformación de corte máxima, que depende de la magnitud del terremoto. R_γ se especifica en el input y se refiere al número de ciclos durante un terremoto. R_γ toma el mismo valor en todas las capas.

4. Cálculo de los nuevos valores equivalentes lineales G_{j+1} y ξ_{j+1} , correspondientes a la deformación de corte efectiva γ_{eff} .
5. Repetición de los pasos 2 y 4 hasta que las diferencias entre los valores calculados de módulo de corte y factor de amortiguamiento caigan bajo un valor predeterminado entre dos iteraciones sucesivas (Figura 4.5). Normalmente ocho iteraciones son suficientes para conseguir la convergencia.

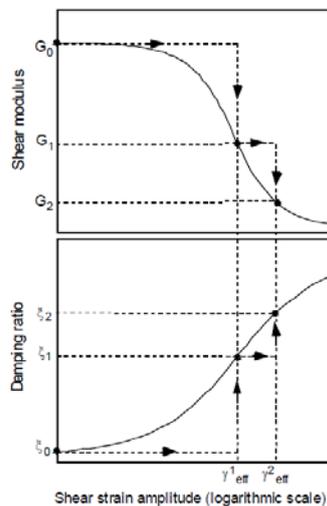


Figura 4.5: Iteración del módulo de corte y del factor de amortiguamiento con la deformación de corte en el análisis equivalente lineal.

El programa utiliza nueve hojas de cálculo en un mismo archivo de Excel, cuyo nombre y contenido se muestran en la Tabla 4.6.

Nombre hoja Excel	Contenido	Posibilidad de duplicar	Número de datos input
Earthquake	Historia temporal del terremoto de entrada	No	7
Mat i	Curvas dinámicas características del	Sí	Depende del

	material (G/G_{max} y amortiguamiento en función de la deformación para un tipo de material Damping		número de capas del suelo
Profile	Perfil vertical de los estratos	No	Depende del número de datos por cada curva característica de cada tipo de material
Iteration	Resultados de los cálculos principales	No	3
Aceleración	Historia temporal de la aceleración/velocidad/desplazamiento	Sí	2
Strain	Historia temporal de tensión-deformación	Si	1
Amplification	Amplificación entre dos capas	Sí	4
Fourier	Espectro de amplitudes de aceleración de Fourier	Sí	3
Spectra	Espectro de respuesta	Sí	3

Tabla 4.6: Hojas Excel de EERA

5 Resultados

5.1 Resultados del método HVSR

En este apartado, en primer lugar, se realiza un recorrido por las recomendaciones del proyecto de investigación europeo SESAME para la interpretación de los resultados mediante la utilización de la técnica de Nakamura del cociente espectral. Uno de los informes elaborados dentro de este proyecto, fue una guía para la implementación del cociente espectral de Nakamura en la medición de vibraciones ambientales. En la guía se exponen una serie de recomendaciones a seguir en los casos en los que la técnica de Nakamura es la única aplicada para el estudio de los efectos locales de sitio (sin la combinación con otras técnicas geofísicas y geotécnicas), por lo que son bastante estrictas. Aunque en el proyecto SESAME se utilicen únicamente vibraciones ambientales, y en el presente estudio el cociente espectral se aplique tanto a registros de terremotos como a registros de ruido, se ha considerado que las indicaciones de la guía son aconsejables.

A continuación se muestran los resultados obtenidos mediante esta técnica en Mallorca y en Murcia. En el Anexo Nº2 y el Anexo nº4 del presente trabajo se recogen las gráficas correspondientes a la ventana de estabilidad, la curva H/V y el espectro de las componentes de cada señal analizada de Mallorca y Murcia respectivamente.

5.1.1 Condiciones de interpretación de los resultados

5.1.1.1 Condiciones de fiabilidad

Antes de extraer información y/o interpretar las curvas H/V es imprescindible evaluar su fiabilidad. Fiabilidad implica estabilidad, es decir, que la curva obtenida con los registros de señal escogidos sea representativa de curvas H/V que se pudieran obtener con otros registros en el mismo emplazamiento y/o con otra selección de ventanas.

Este requisito implica que se cumplan las siguientes recomendaciones:

- i. Se considera que un pico es significativo cuando se cumple la condición de que $f_0 > 10/l_w$ (donde f_0 =pico de frecuencia H/V y l_w = longitud de la ventana), de manera que la frecuencia de interés tenga al menos 10 ciclos significativos en la ventana escogida. En el procesado en MATLAB empleado en esta tesina, se ha trabajado con periodos en vez de con frecuencias, por lo que la fórmula anterior se podría expresar como sigue:

$$T_0 < \frac{l_w}{10}$$

- ii. Es necesario un número grande de ventanas y ciclos para que un pico sea significativo; se recomienda que el número total de ciclos significativos (n_c) sea mayor que 200, donde:

$$n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$$

siendo n_w el número de ventanas escogidas.

- iii. Es necesario que la dispersión entre todas las ventanas sea baja, esto es, que las desviaciones estándar sean menores de un factor 2 en el caso de que $f_0 > 0.5$ Hz ($T < 2$ seg) o un factor de 3 si $f_0 < 0.5$ Hz ($T > 2$ seg).
- iv.

5.1.1.2 Condiciones para la identificación del periodo fundamental

Según las recomendaciones del proyecto SESAME, las condiciones que debe cumplir un pico para considerarlo indicativo del periodo fundamental, son de dos tipos: de amplitud y de estabilidad.

Con respecto a la amplitud:

- i. Que exista una frecuencia f entre $f_0/4$ y f_0 para la que $A_{H/V}(f) < A_0/2$
- ii. Que exista una frecuencia f^* entre f_0 y $4 \cdot f_0$ para la que $A_{H/V}(f^*) < A_0/2$
- iii. Que $A_0 > 2$

Con respecto a la estabilidad:

- iv. El pico debe aparecer a la misma frecuencia (dentro del 5%) en las dos curvas de desviación estándar positiva y negativa
- v. La desviación estándar del periodo del pico H/V, σT , debe ser menor que un parámetro dependiente de la frecuencia, tal y como se detalla en la Tabla 5.1.
- vi. La desviación estándar de la amplitud del pico representativo del periodo fundamental, $\sigma_A(T)$ debe ser menor que un parámetro dependiente de la frecuencia, como también se detalla en la Tabla 5.1.

Rango de Frecuencias [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
Rango de periodos (s)	>5	5-2	2-1	1-0.5	<0.5
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\varepsilon(T_0)$ [s]	$0.25/T_0$	$0.20/T_0$	$0.15/T_0$	$0.10/T_0$	$0.05/T_0$
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\theta(T_0)$ for $\sigma_A(T_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log_{H/V}}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log_{H/V}}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Tabla 5.1: Valores umbral para las condiciones de estabilidad, referidos a frecuencia (Hz) tal y como se especifica en SESAME y sus valores equivalentes en periodo (s).

Para considerar que un pico es “único” (es decir, sólo se pretende determinar el periodo fundamental o predominante), SESAME recomienda que ningún otro pico cumpla las condiciones anteriores. Si las curvas H/V de un determinado emplazamiento cumplen cinco de las seis condiciones anteriores se considera que el valor de T_0 es una estimación muy fiable del periodo fundamental. Si además el valor de la amplitud es mayor que 4 (cosa que no sucede en ninguno de los casos estudiados en este trabajo), se puede concluir casi con total seguridad que a una determinada profundidad existe una discontinuidad con un gran contraste de velocidad.

A parte de lo anterior, en todos los casos, es obligatorio realizar dos verificaciones:

- Que el valor T_0 obtenido sea consistente con la frecuencia de corte y la sensibilidad del sensor.
- Si se trata de un pico afilado, que no sea de origen industrial.

5.1.2 Resultados Mallorca

5.1.2.1 Registros individuales de ruido y terremotos

Las ventanas de estabilidad H/V y curvas H/V con ajuste de picos de los registros de Mallorca se encuentran en el Anexo nº2. En la Tabla 5.2 se han recogido los periodos de los picos (P) y desviaciones estándar (σ) correspondientes a los diferentes periodos de vibración reconocidos en cada registro, tanto de ruido (R) como de terremotos (T), habiendo sido obtenidos mediante ajuste de funciones gaussianas logarítmicas. Debe tenerse en cuenta que este ajuste es semi-manual, ya que el usuario del programa debe introducir manualmente en una interfaz gráfica tanto los puntos entre los que se realizará el ajuste, como los valores iniciales de M y V.

Se observan dos tendencias claras dependiendo de si la señal registrada es de ruido o de un terremoto:

- En las señales de ruido existe un pico único en todos los casos, con un valor promedio de 1.54 segundos de periodo ($P_1R=1.54\text{seg}$) y una amplitud del radio espectral H/V cercana a un valor de 2.
- En las señales de terremotos, se distinguen tres casos:
 - La señal del Golfo de León 2 no presenta ningún pico con amplitud mayor que la unidad.
 - El resto de señales presentan un pico con un valor promedio de 0.32 segundos ($P_1T=0.32\text{seg}$), con amplitudes del radio espectral algo mayores de la unidad.
 - Las señales de Alagüeña, Golfo de León 1 e Italia 1 presentan, además, otro pico con valor promedio de 0.20 segundos ($P_2T=0.20\text{seg}$) con amplitudes del radio espectral algo mayores de la unidad.

Registro	Tipo de señal	P_1 (seg)	σ_1	P_2 (seg)	σ_2
Alagüeña	R	1.5358	0.087278	-	-
	T	0.31321	0.0091807	0.19098	0.0053462
	R	1.4407	0.088422	-	-
Golfo León 1	R	1.5177	0.10108	-	-
	T	0.31837	0.0043225	0.20248	0.0025661
	R	1.612	0.10997	-	-
Golfo León 2	R	1.5983	0.12598	-	-
	T	-	-	-	-
	R	1.5495	0.10966	-	-
Italia (Pianura Padana Veneta)	R	1.4576	0.081567	-	-
	T	0.31102	0.012652	0.19206	0.0042399
	R	1.4714	0.094648	-	-
Italia (Alpi Cozie)	R	1.5387	0.097714	-	-

	T	0.32176	0.012965	-	-
	R	1.539	0.10168	-	-
Menorca	R	1.4796	0.10823	-	-
	T	0.31951	0.0097154	-	-
Lorca	R	1.5957	0.1503	-	-
	R	1.6458	0.16218	-	-
	T	0.36234	0.011054	-	-
	R	1.533	0.089061		

Tabla 5.2: Valores de los periodos de amplificación y la desviación estándar de cada uno de ellos. El tipo R se corresponde a registros de ruido y el tipo T a registros de terremotos.

A continuación se presenta una evaluación de si los picos obtenidos son significativos según las recomendaciones del proyecto SESAME descritas en los apartados anteriores.

Condiciones de fiabilidad de las curvas H/V:

- i. Respecto a la primera recomendación, en este estudio se han utilizado ventanas de 4 segundos de duración para los registros de terremotos y de 32 segundos para los de ruido. Aplicando la fórmula se concluye que todos los picos que aparecen en las gráficas H/V obtenidas a partir de los registros de la catedral de Palma de Mallorca pueden ser representativos, ya que en todos los casos el periodo cumple la condición de ser menor que $I_w/10$ (en ninguna de las gráficas aparecen picos con valores de periodo mayores a ese umbral), como se aprecia en la Tabla 5.3.

Tipo señal	I_w (seg)	Picos	T promedio(seg)	$I_w/10$
T	4	P_1	0.32	0.4
T		P_2	0.20	0.4
R	32	P_1	1.54	3.2

Tabla 5.3: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental promedio (T promedio) reconocido en los registros de ruido (R) y de terremotos (T).

- ii. Respecto a la segunda recomendación, se ha calculado el número total de ciclos representativos (n_c) para cada pico de cada registro (Tabla 5.4). Se observa que ninguno de los picos obtenidos mediante los registros de señales de terremotos cumplen la condición de que el número de ciclos sea mayor de 200, estando muy por debajo de ese umbral. Esto se debe a que los registros son demasiado cortos, ya que las duraciones de los terremotos son significativamente más bajas que las duraciones de registro mínimas recomendadas por SESAME. Por otro lado, todos los picos obtenidos mediante los registros de señales de ruido cumplen la condición de que el número de ciclos sea mayor de 200. En este caso queda claro que no se puede seguir esta recomendación del grupo SESAME por la diferente naturaleza de las señales estudiadas.

Registro	Tipo de señal	n _w	l _w	n _c >200	
				P ₁	P ₂
Alagüeña	T	50	32	2457.28	0
	R	12	4	15.03408	9.16704
	R	215	32	9912.016	0
Golfo León 1	T	95	32	4613.808	0
	R	14	4	17.82872	11.33888
	R	78	32	4023.552	0
Golfo León 2	T	94	32	4807.6864	0
	R	8	4	0	0
	R	146	32	7239.264	0
Italia (Pianura Padana Veneta)	T	78	32	3638.1696	0
	R	6	4	7.46448	4.60944
	R	207	32	9746.5536	0
Italia (Alpi Cozie)	T	70	32	3446.688	0
	R	8	4	10.29632	0
	R	154	32	7584.192	0
Menorca	T	298	32	14109.466	0
	R	13	4	16.61452	0
Lorca	R	375	32	19148.4	0
	T	84	32	4423.9104	0
	R	16	4	23.18976	0
	R	453	32	22222.368	0

Tabla 5.4: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido en cada registro de ruido (R) y terremoto (T).

- iii. Respecto a la tercera recomendación, se cumple que la dispersión entre todas las ventanas sea baja, ya que ninguna de las desviaciones estándar (σ) supera el factor más restrictivo, es decir, el de valor 2.

Condiciones para la identificación del periodo fundamental

Las dos primeras condiciones se cumplen en todos los casos, ya que tanto a la izquierda del pico de la frecuencia fundamental (hasta una distancia de $\frac{1}{4}$ de la frecuencia) como a su derecha (hasta una distancia de 4 veces la frecuencia) existen puntos que quedan por debajo de la mitad de la amplitud de la frecuencia fundamental.

La tercera condición no se cumple en ninguno de los casos de registros de terremotos, ya que la amplitud del cociente espectral es sólo ligeramente mayor que uno sin llegar nunca al valor de $A > 2$. En los registros de ruido la amplitud tampoco llega al valor de 2 en la mayoría de los casos, aunque está muy cercano.

Con respecto a la estabilidad, la cuarta condición se cumple en todos los casos, ya que tanto en las curvas de desviación estándar positiva como negativa, el pico debe aparecer a la misma frecuencia (dentro del 5%).

Con respecto a la quinta condición, se cumple para todos los casos de registros de terremoto que la desviación estándar de los picos (σ) es menor que un factor ϵ (que a su vez depende del propio valor del periodo del pico). Como el valor del periodo promedio es 0.32 segundos, estará en el rango de periodos de <0.5 , por lo que se debe utilizar un factor de 0.05 por el que se dividirá el periodo (que da un valor de 0.17), mayor que las desviaciones estándar en todos los casos. Sin embargo, en el 60% de los registros de ruido esta condición no se cumple. En este caso, dado que el valor del periodo promedio es de 1.54 segundos, el valor de $\epsilon \approx 0.97$, que es superado por algunos valores de desviación estándar (ver tablas 5.1 y 5.2).

La sexta condición, que se refiere a la estabilidad de valor de la amplitud, no se ha evaluado, ya que el programa utilizado no da valores de amplitud sobre las gráficas, aunque sí se podría estimar a partir de los ficheros de datos parciales creados en cada procesado, donde se especifica para cada valor de periodo reconocido, su amplitud espectral y desviación positiva y negativa. Sin embargo, realizando un chequeo visual de las gráficas, se puede concluir que en general las desviaciones de la amplitud no son elevadas.

5.1.2.2 Registros de terremotos ensamblados de Mallorca

Dada la corta duración de los registros de terremotos, se ha escogido una duración de ventanas (l_w) también muy corta, ya que el programa procesa como mínimo cinco ventanas. Escoger ventanas de tan poca duración, enmascara los periodos propios más largos. Por este motivo, se han ensamblado las señales de terremotos para procesarlas como si de una sola se tratase (Figura 5.1). En este caso, dado que se ha considerado que todos los terremotos tienen una duración de 32 segundos de registro en la estación de Mallorca -en algunos casos es mayor y en otros menor pero no se tiene en cuenta para simplificar el procesado- se ha escogido una duración de ventanas de 16 segundos y de tipo Hanning sin solapamiento. Se han seleccionado únicamente las ventanas correspondientes a los primeros 16 segundos de cada señal, para garantizar que pertenezca enteramente al terremoto. De esta forma se están procesando las ondas P, parte de las ondas S pero no la coda de la señal.

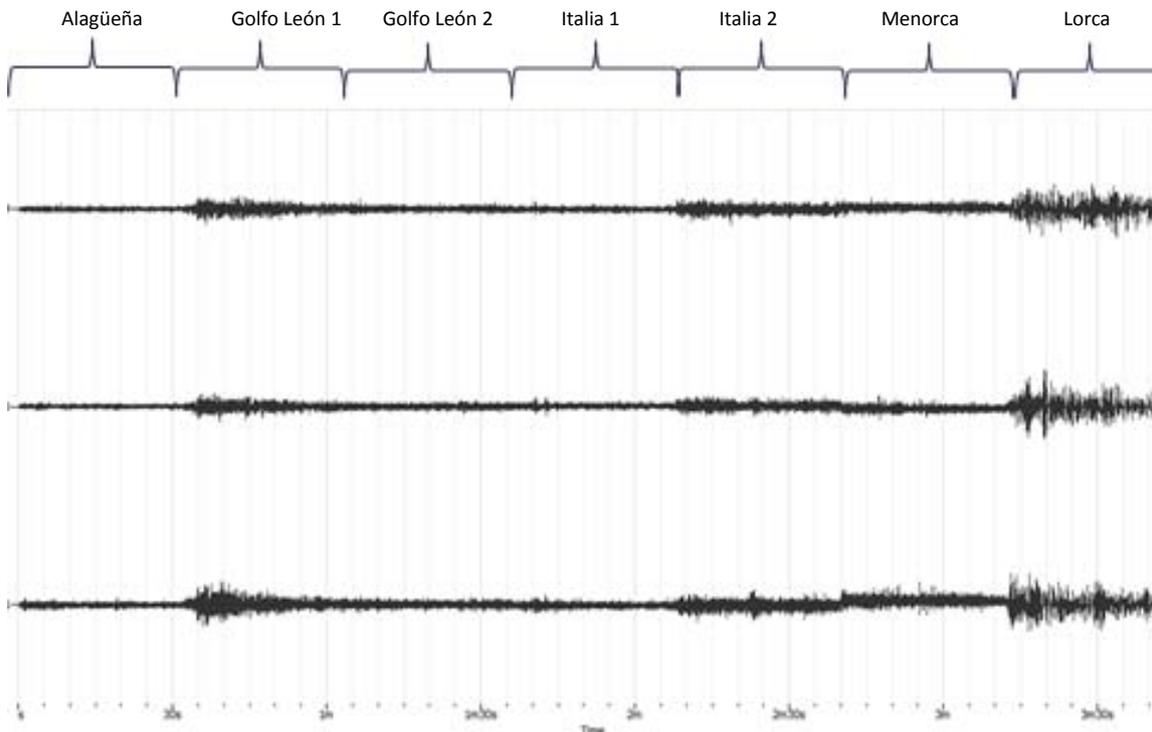


Figura 5.1: Ensamblaje de los siete registros de terremotos de la estación de Mallorca, de 32 segundos cada uno. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

La curva de la razón espectral de la señal ensamblada (Figura 5.2), es muy similar a los registros de ruido individuales (ver Anexo nº2), apareciendo el pico de periodo a los 1.504 segundos con amplitud cercana a 2 y con la diferencia de que el pico de 0.24082 segundos (que aparece sólo en algunos de los terremotos tratados individualmente), sí aparece con una amplitud algo mayor que 1. El pico de periodo 0.3 segundos se distingue pero con una amplitud menor que 1.

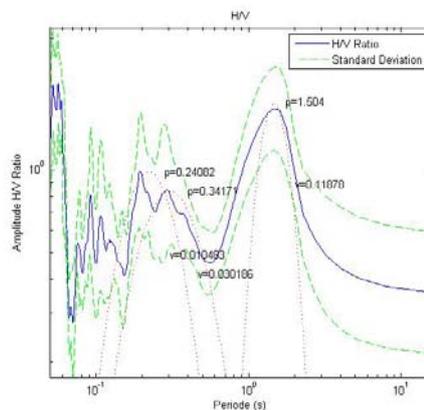


Figura 5.2: Curva H/V de las señales de terremotos ensambladas

Con respecto a la fiabilidad de la curva H/V de las recomendaciones de SESAME, se puede decir que cumple la primera y la tercera (i y iii) pero no la segunda, ya que el número de ciclos es menor de 200 (Tabla 5.5 y Tabla 5.6).

Tipo señal	I_w (seg)	Picos	T (seg)	$I_w/10$
Terremotos ensamblados	16	P_1	1.504	1.6
Terremotos ensamblados	16	P_2	0.24082	1.6

Tabla 5.5: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental de los terremotos ensamblados

Tipo de señal	n_w	I_w	P_1	P_2
Terremotos ensamblados	7	16	168.448	26.97

Tabla 5.6 Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido de los terremotos ensamblados

5.1.3 Resultados Murcia

5.1.3.1 Registros individuales de ruido y terremotos

En este apartado se irán exponiendo los resultados de la estación M02 y M04 por separado. Como en el caso anterior, en la Tabla 5.7 se han recogido los periodos de los picos (P) y desviaciones estándar (σ) correspondientes a los diferentes periodos de vibración reconocidos en cada registro de Murcia, tanto de ruido (R) como de terremotos (T), habiendo sido obtenidos mediante ajuste de funciones gaussianas logarítmicas.

En la estación M02, en la que todos los registros de los que se dispone son terremotos, se distinguen dos picos:

- Un pico con un valor promedio de 0.30 segundos que presenta amplitudes con valores entre 2 a 4.
- Un pico con valor promedio de 0.15 segundos que presenta amplitudes con valores algo mayores de la unidad.

En la estación M04, situada en otra ubicación, se dispone de un registro de terremoto y cinco de ruido:

- En el caso del registro de terremoto aparece un sólo pico con un valor de 0.15 segundos que supera el valor de amplitud de 3.
- En cuatro de los registros de ruido aparecen dos picos:
 - Uno con un valor promedio de 0.28 segundos con amplitudes del radio H/V que oscilan entre los valores 2 y 3.
 - Otro pico con un valor promedio de 0.17 con amplitudes del radio H/V que oscilan entre los valores 1 y 2.

- En uno de los registros de ruido, el 090019, aparece sólo el segundo pico.

Registro	Estación	Tipo de señal	P ₁ (seg)	σ_1	P ₂ (seg)	σ_2
27G99	M02	T	0.29938	0.0028927	0.1742	0.0030548
Bullas		T	0.27758	0.00083228	0.15096	0.00084433
Totana		T	0.28856	0.0018499	0.14015	0.0011588
Aledo		T	0.30927	0.0010285	0.16612	0.0013244
Hondón de los Frailes		T	0.31227	0.001859	0.13369	0.00079552
Lorca	M04	T	-	-	0.15161	0.00035219
075132		R	0.2685	0.00073538	0.18442	0.0015457
120706		R	0.33151	0.0023458	0.16874	0.00070546
090019		R	-	-	0.17128	0.00088066
114140		R	0.25951	0.00121821	0.16539	0.00064227
082745		R	0.26245	0.015886	0.17072	0.00062869

Tabla 5.7: Valores de los periodos de amplificación y la desviación estándar de cada uno de ellos. R se corresponde a registros de ruido y T a registros de terremotos.

Algunos de los registros de ruido de la estación M04 se han procesado además con el software GEOPSY desarrollado por Marc Wathelet dentro del marco del proyecto SESAME, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos mediante el programa de MATLAB. Se escogieron ventanas de 16 segundos con un solapamiento del 5% y selección automática mediante la aplicación de un filtro anti-trigger LTA/STA mínimo de 0.20 y máximo de 1.50, con un suavizado de tipo proporcional del 30%. En la Figura 5.3 se muestra a la izquierda las ventanas seleccionadas automáticamente por el programa y a la derecha la curva de estabilidad H/V en frecuencias. En el caso de la señal de ruido 075132 la frecuencia fundamental obtenida es de 2.547Hz (que se corresponde con un periodo 0.39 segundos) con una amplitud de 2.55. Este valor del periodo es mayor que el obtenido con MATLAB, en el cual se ha reconocido un pico a 0.27s, aunque existe otro de menor amplitud a 0.35s que no se ha tenido en cuenta. En la parte derecha de la figura 5.3 se observa que también aparece un “pico ancho”, como se describirá más adelante, que las desviaciones estándar son elevadas para las frecuencias menores de 6Hz y que los picos de las curvas de desviaciones positiva u negativa no coinciden exactamente con los picos de la curva promediada.

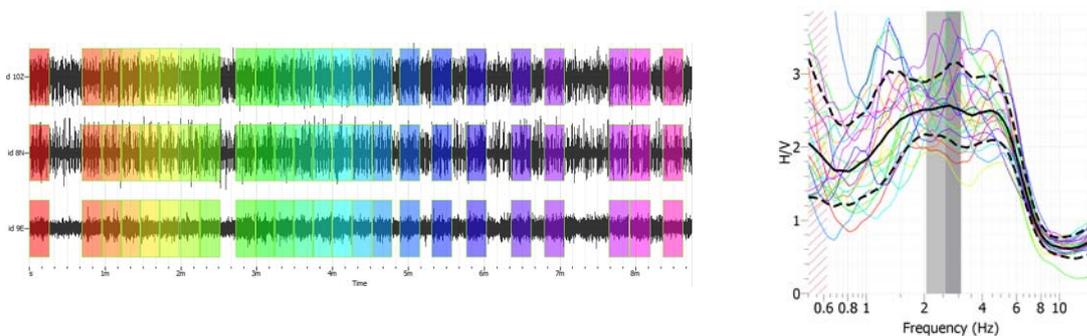


Figura 5.3: Izq) Selección automática de ventanas del software GEOPSY (Wathelet, 2006). Dcha) Razón espectral de cada ventana con su color correspondiente, y promediado de las mismas que nos da la curva H/V con las desviaciones estándar positiva y negativa.

A continuación se presenta una evaluación de si los picos obtenidos son significativos según las recomendaciones del proyecto SESAME descritas en los apartados anteriores.

Condiciones de fiabilidad de las curva H/V:

- i. Respecto a la primera recomendación, en este estudio se han utilizado ventanas de 4 segundos de duración para los registros de terremotos y de 16 segundos para los de ruido. Aplicando la fórmula, se concluye que todos los picos que aparecen en las gráficas H/V obtenidas a partir de los registros de las dos ubicaciones del acelerómetro de la red del IGN en Murcia, pueden ser representativos, ya que en todos los casos el periodo cumple la condición de ser menor que $I_w/10$ (en ninguna de las gráficas aparecen picos con valores de periodo mayores a ese umbral), como se aprecia en la Tabla 5.8.

Tipo se señal	I_w (seg)	Picos	T promedio(seg)	$I_w/10$
M02 (T)	4	P1	0.297412	0.4
	4	P2	0.153024	0.4
M04 (T)	4	P1	0.15161	0.4
M04 (R)	16	P1	0.2804925	1.6
	16	P2	0.17211	1.6

Tabla 5.8: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental promedio (T promedio) reconocido en los registros de ruido (R) y de terremotos (T).

- ii. Respecto a la segunda recomendación, se ha calculado el número total de ciclos representativos (n_c) para cada pico de cada registro (Tabla 5.9).
 - a. En la estación M02 se observa que ninguno de los picos obtenidos cumplen la condición de que el número de ciclos sea mayor de 200, estando muy por debajo de ese umbral. Esto se debe a que los registros son demasiado cortos, ya que las duraciones de los terremotos son significativamente más bajas que las duraciones de registro mínimas recomendadas por SESAME.
 - b. En la estación M04, el pico obtenido a partir del registro del terremoto de Lorca no cumple esta condición por las mismas razones expuestas anteriormente. Sin embargo, todos los picos obtenidos mediante los registros de señales de ruido cumplen la condición de que el número de ciclos sea mayor de 200.

Registro	Estación	Tipo de señal	n_w	l_w	nc>2000	
					P_1	P_2
27G99	M02	T	8	4	9.58016	6.67545549
Bullas		T	9	4	9.99288	6.03410066
Totana		T	8	4	9.23392	5.17653555
Aledo		T	9	4	11.13372	7.39813427
Hondón de los Frailes		T	7	4	8.74356	4.67570615
Lorca	M04	T	14	4		0
075132		R	48	16	206.208	608.46207
120706		R	51	16	270.51216	730.33955
090019		R	50	16		0
114140		R	61	16	253.28176	670.244325
082745		R	54	16	226.7568	619.390734

Tabla 5.9: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido en cada registro de ruido (R) y terremoto (T).

- iii. Respecto a la tercera recomendación, se cumple que la dispersión entre todas las ventanas sea baja, ya que ninguna de las desviaciones estándar (σ) supera el factor más restrictivo, es decir, el de valor 2

Condiciones para la identificación del periodo fundamental

Respecto a las dos primeras condiciones, en los registros de terremotos de la estación M02 se cumplen en todos los casos, mientras que en los de la estación M04 únicamente se cumple en el registro del terremoto de Lorca. Los registros de ruido de M04 no cumplen estas dos condiciones ya que exhiben unos máximos de amplitud muy anchos (Figura 5.4). En estos casos, SESAME recomienda ser cauteloso con la interpretación ya que la estimación de los picos depende mucho de los parámetros de procesado que se hayan utilizado (tipo de suavizado, ancho de banda etc.). Sin embargo, es posible que esta configuración se deba a la presencia de un contacto inclinado entre estratos blandos y duros, por lo que SESAME recomienda comparar con otros registros obtenidos en la zona para determinar si los periodos obtenidos varían mucho entre los emplazamientos y si los valores de esos periodos están dentro del ancho de la banda. En el caso de que se cumplieren las dos condiciones, existiría una alta probabilidad de que la estructura del subsuelo exhibiese grandes variaciones laterales que darían lugar a efectos complejos de 2D y 3D. En nuestro caso sólo disponemos de otra ubicación para comparar, la estación M02 en la que los periodos de los picos obtenidos son similares a los de la M04, con variaciones del orden de pocas centésimas de segundo. Estos “picos anchos” son típicos de límites de valle, sin embargo los dos emplazamientos se sitúan más hacia la parte central de la cuenca de la Vega Media del Segura. Otra razón plausible de la aparición de este “pico ancho” es que las componentes Norte y Vertical de los registros de ruido de la estación M04 son muy poco estacionarias (Figura 5.4 derecha), por lo que la interpretación resulta difícil.

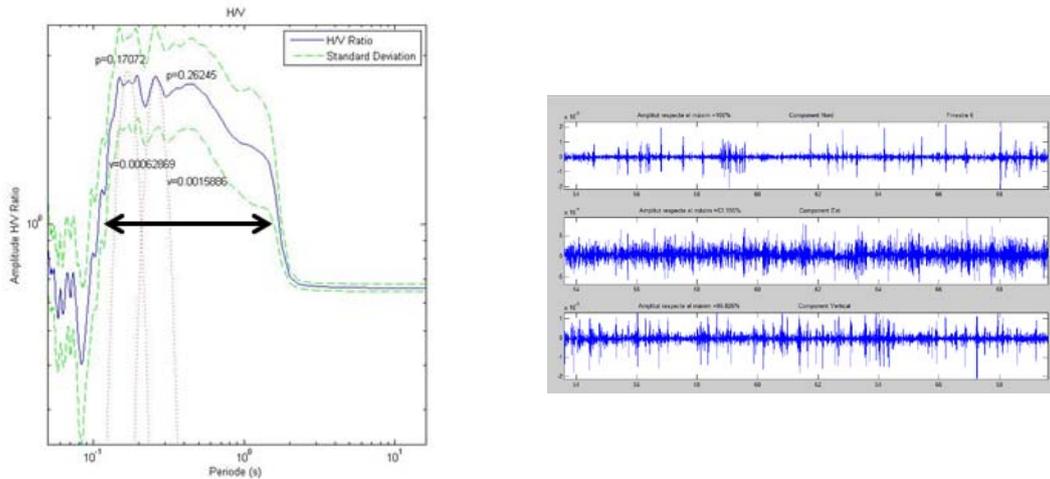


Figura 5.4: Izq) Curva H/V de unos de los registros de ruido de la estación M04 en la que se observa un máximo de amplitud ancho, sin que se pueda diferenciar claramente un pico. Dcha) Ventana de 16 segundos de uno de los registros de ruido de la estación M04.

La tercera condición se cumple para el pico P1=0.30 segundos de la estación M02 pero no para el pico P2= 0.15. En los registros de la estación M04 se cumple para todos los casos que $A > 2$.

Con respecto a la estabilidad, la cuarta condición se cumple en todos los casos, ya que tanto en las curvas de desviación estándar positiva como negativa, el pico aparece a la misma frecuencia (dentro del 5%).

Con respecto a la quinta condición, se cumple para todos los casos de registros de terremoto y de ruido, tanto de la estación M02 como de la M04, ya que los valores de desviación estándar de los picos (σ) son todas menores de 0.016.

La sexta condición, que se refiere a la estabilidad de valor de la amplitud, no se ha evaluado, ya que el programa utilizado no da valores de amplitud sobre las gráficas, aunque sí se podría estimar a partir de los ficheros de datos parciales creados en cada procesado, donde se especifica para cada valor de periodo reconocido, su amplitud espectral y desviación positiva y negativa. Sin embargo, realizando un chequeo visual de las gráficas, se puede concluir que en general las desviaciones de la amplitud no son elevadas.

5.1.3.2 Registros de terremotos ensamblados de la estación M02 de Murcia

Al igual que en el caso de Mallorca, las ventanas de 4 segundos escogidas para el procesado con el método HVSR de las señales de terremotos en Murcia son demasiado cortas y por tanto enmascaran los periodos de mayor duración. Se han ensamblado las cinco señales de terremotos registradas en la estación M02, incluyendo los 10 segundos previos a la llegada de las ondas P (Figura 5.5.). En este caso, dado que cada señal tiene una duración diferente, se han escogido ventanas de 8 segundos de tipo Hanning sin solapamiento. En la elección de ventanas manual que ofrece el programa de procesado (ver paso nº4 de la Figura 4.4) se han escogido únicamente aquellas en las que se garantizaba que toda la señal perteneciese al terremoto, desechando las que incluían los registros de ruido de 10 segundos antes del sismo.

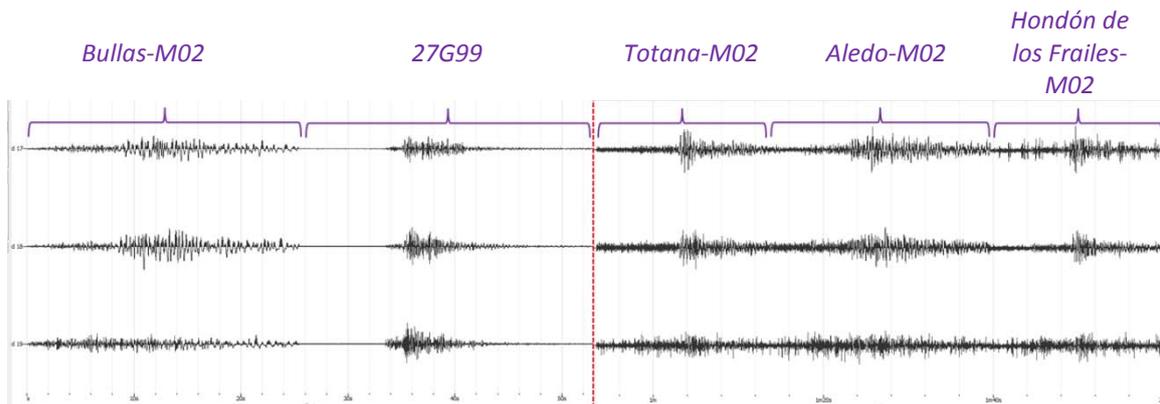


Figura 5.5: Ensamblaje de los acelerogramas registrados en la estación M02 (ubicación antigua del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. A la derecha de la línea de puntos roja se ha amplificado la amplitud de la señales, ya que en los terremotos de Totana, Aledo y Hondón de los Frailes la amplitud de las aceleraciones es del orden de 100 veces menor que en los terremotos de Bullas y 27G99. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

La curva H/V resultante (Figura 5.6) presenta los picos en los mismos periodos que las señales tratadas individualmente (ver Anexo nº4), con la diferencia de que las amplitudes son mucho mayores, del orden de 4 para el periodo predominante de 0.3 segundos y de casi 3 para el de 0.15 segundos. Además se distingue claramente el pico de 0.12 segundos con amplitud cercana a 2 y un “codo” a la derecha del pico de periodo predominante, con valor en torno a los 0.5 segundos (no está marcado en la figura)

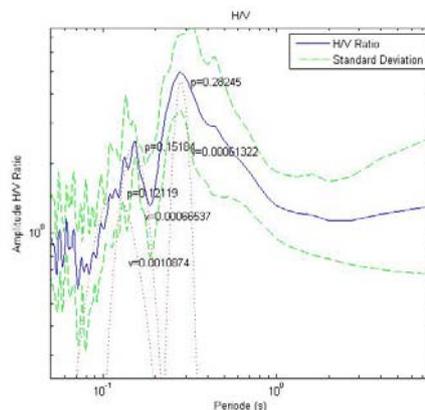


Figura 5.6: Curva H/V de las señales de terremotos ensambladas de la estación M02 de Murcia

Con respecto a la fiabilidad de la curva H/V de las recomendaciones de SESAME, se puede decir que cumple la primera y la tercera (i y iii) pero no la segunda, ya que el número de ciclos es menor de 200 (Tabla 5.10 y Tabla 5.11).

Tipo señal	I_w (seg)	Picos	T (seg)	$I_w/10$
Terremotos ensamblados	8	P1	0.28045	0.8
	8	P2	0.15814	0.8

Tabla 5.10: Fiabilidad de las curvas H/V según la duración de las ventanas escogidas y el periodo fundamental (T) de los terremotos ensamblados

Tipo de señal	n_w	l_w	P_1	P_2
Terremotos ensamblados	9	8	20.1924	11.3861

Tabla 5.11: Fiabilidad de las curvas H/V según el número total de ciclos representativos de cada periodo reconocido de los terremotos ensamblados

5.2 Resultados de los métodos numéricos para Murcia

5.2.1 Resultados con el método de campos difusos

En este apartado se presentan los resultados obtenidos mediante el programa de ajuste de la curva H/V por el método de campos difusos en las dos estaciones de la ciudad de Murcia. Los ajustes de los modelos multicapa se ha realizado por una lado con los resultados obtenidos a partir de los registros de terremotos ensamblados en el caso de la estación M02 (antigua ubicación del acelerómetro de la red del IGN), y por otro, a partir de uno de los registros de ruido de la estación M04 (ubicación actual). En ambos casos el ajuste se ha realizado para un rango de periodos entre los 0.1 y 10 segundos.

La Figura 5.7 muestra la curva H/V modelada (en rojo) superpuesta a la curva obtenida mediante el método HVSR (en azul) de los registros de terremotos ensamblados en la estación M02. Se observa que el ajuste es bueno en el pico del periodo predominante, aunque la amplificación del modelo es mayor. Sin embargo, el ajuste es malo en los periodos menores (modos superiores de vibración), que representa el modelado de las capas más superficiales del terreno. La curva modelada también presenta un “codo” en el periodo en torno a los 0.5 segundos. El modelo ajustado del subsuelo se corresponde con dos capas de suelo bajo las que se encuentra el sustrato rocoso, con los parámetros indicados en la Tabla 5.12.

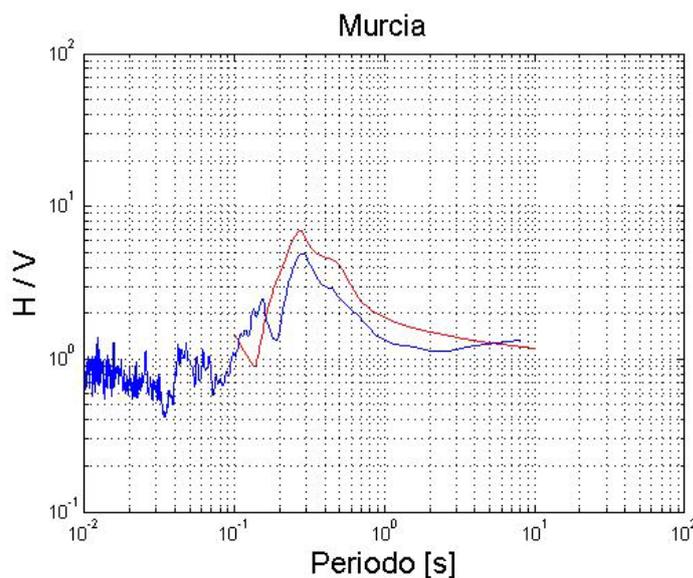


Figura 5.7: Curva de inversión H/V a partir del modelo de la Tabla 5.12 (en rojo) sobre la curva experimental obtenida mediante el método HVSR en la estación M02

Capa	Profundidad (m)	Densidad (T/m ³)	Velocidad ondas S (m/s)
1	15	1.900	220
2	88	2.400	800
Sustrato	-	2.700	2300

Tabla 5.12: Parámetros de la estructura modelada del subsuelo para el emplazamiento M02

La Figura 5.8 muestra la curva H/V modelada (en rojo) que presenta dos picos, superpuesta a la curva obtenida mediante el método HVSR (en azul) de los registros de ruido en la estación M04. Se observa que el ajuste es bueno en los periodos bajos (pico de la izquierda de la curva modelada) aunque no adopta la forma aplanada de la curva experimental. La pendiente de la rama derecha del pico de 0.5 segundos de la curva modelada se ajusta muy bien. En ambos casos los valores de la amplificación coinciden con los de a curva experimental. Tanto la curva modelada como la experimental presentan un valle en el periodo 0.3 segundos, aunque la modelada no presenta el pico en torno a los 0.25 segundos. La curva modelada se ha obtenido con un modelo cuyos parámetros se indican en la Tabla 5.13.

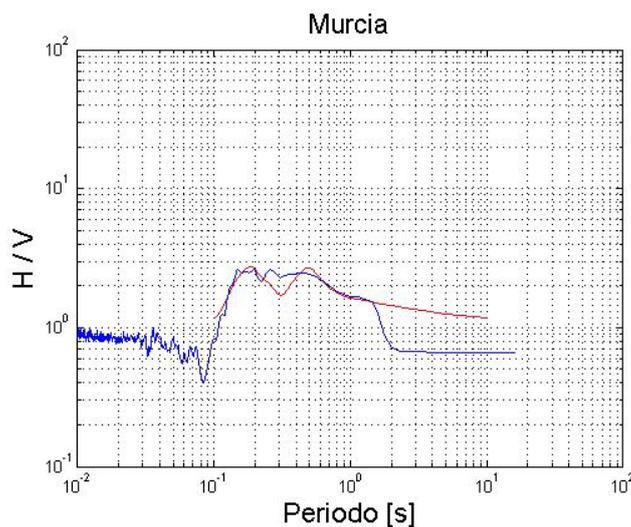


Figura 5.8: Curva de inversión H/V a partir del modelo de la Tabla 5.13 (en rojo) sobre la curva experimental obtenida mediante el método HVSR en la estación M04

Capa	Profundidad (m)	Densidad (T/m ³)	Velocidad ondas S (m/s)
1	20	1.900	450
2	88	2.500	800
Sustrato	-	2.700	2300

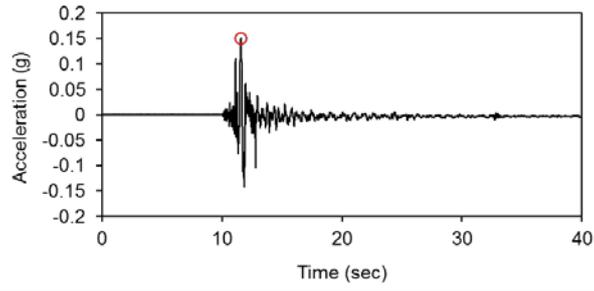
Tabla 5.13: Parámetros de la estructura modelada del subsuelo para el emplazamiento M04

5.2.2 Resultados con el método lineal equivalente(EERA)

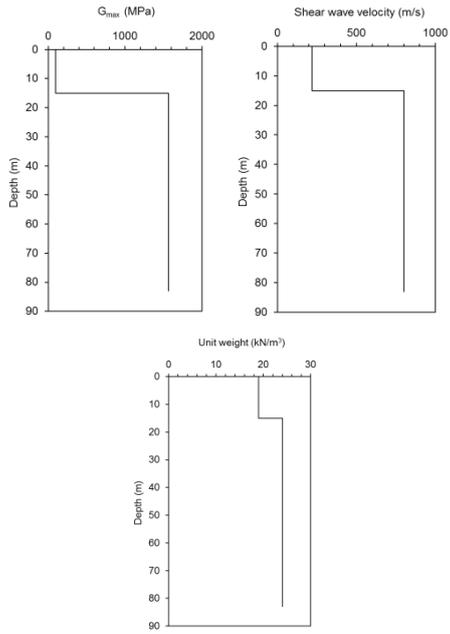
En este apartado se presentan los resultados obtenidos mediante el análisis equivalente lineal y unidimensional realizado mediante la aplicación EERA. Dichos resultados se han organizado en figuras que incluyen el acelerograma de entrada y el módulo de corte máximo G_{max} en MPa, el perfil de velocidades sísmicas de corte en m/s, el peso específico total en kN/m^3 y la razón de amplificación obtenida para las estaciones M02 y M04 (Figura 5.9)

Se ha empleado un registro de aceleración horizontal del terremoto principal de Lorca ocurrido en Mayo de 2011 como acelerograma de entrada. El registro está sin filtrar y su línea de base no está corregida, aunque esto no supone un problema porque lo que interesa es la aceleración. El suelo de la estación de Lorca se considera como roca compacta Tipo I según la NCSE-02 o suelo cementado o granular muy denso suelo duro compacto Tipo B, según el código europeo EC-8. La orientación real de las componentes en la estación de Lorca son N30W y E30N, aunque esto tampoco afecta al procesado con EERA.

Se han realizado dos procesados utilizando los modelos del subsuelo obtenidos en el apartado anterior. En la estación M02 se distinguen claramente tres picos: un pico de amplificación con valor 12 en la frecuencia 1.8Hz (0.55segundos en periodo), otro con una amplificación de 4.5 en la frecuencia de 3.4Hz (0.29 segundos en periodo) y otro con un factor de amplificación 3 en la frecuencia 6.5Hz (0.15 segundos). En la estación M04 también se observa un pico de periodo 0.55segundos pero con un factor de amplificación menor (9), otro en 0.21 segundos con un factor de amplificación de 4 y otro en 0.14 segundos con un factor de amplificación de 3.



M02



M04

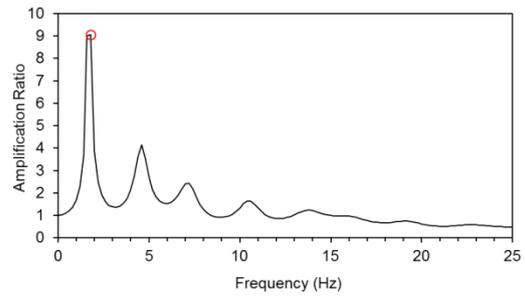
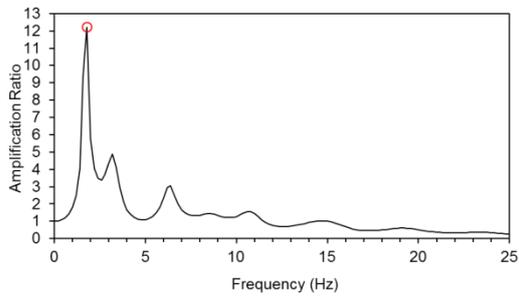
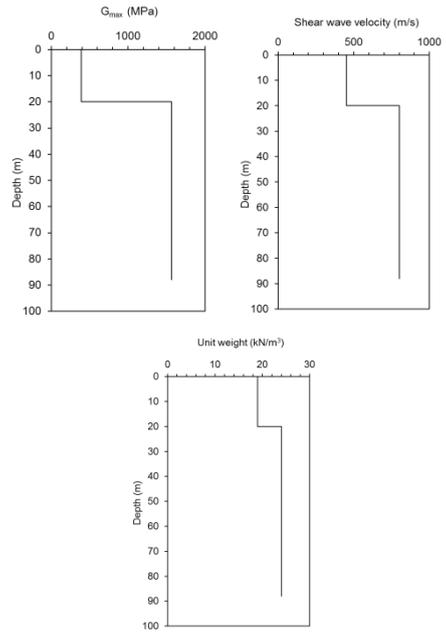


Figura 5.9: Resultados obtenidos con EERA

6 Conclusiones

6.1 Comentarios generales

Analizando los resultados obtenidos de esta tesina se ha considerado conveniente comentar algunos aspectos.

En primer lugar ha de tenerse en cuenta que para caracterizar adecuadamente la respuesta de un suelo sometido a una sacudida sísmica, es necesaria la combinación de varias técnicas, ya que la utilización de una sola, no es suficiente para reflejar la complejidad de este proceso. Por ello hay que tener en cuenta las limitaciones metodológicas y ser cauteloso con los resultados obtenidos y las deducciones realizadas a partir de ellos.

En esta tesina se han empleado tres técnicas por separado (una experimental y dos numéricas) y se han comparado los resultados obtenidos con cada una de ellas, no habiéndose combinado entre ellas.

Las limitaciones del método experimental se pueden dividir en las que se producen en la recogida de datos y en las del procesado. Como ya se ha comentado, en esta tesina se han estudiado señales registradas en acelerómetros. Estos aparatos suelen ser poco sensibles a periodos mayores de 1 segundo cuando registran ruido ambiental (Bard, 2005). Además, en el caso de Murcia, sólo se dispone de registros de ruido de la estación M04 (ubicación actual del acelerómetro de la red del IGN), ya que sólo registran por disparo cuando se supera un determinado umbral o manualmente desde la sede en Madrid, cosa que no se ha podido hacer en la M02 que ya no está operativa. En todos los casos, los registros de ruido ambiente están sujetos a ruidos puntuales no deseados que pueden distorsionar los resultados (esto se resuelve con registros suficientemente largos, como de los que se dispone en Mallorca). Respecto a los registros de movimientos fuertes del terreno, la limitación es el propio número de terremotos detectados (en la estación M04 sólo se dispone de un registro de terremoto). Otro aspecto es la influencia del propio edificio donde se encuentra el acelerómetro. Respecto a las limitaciones de procesado, el programa que se ha utilizado realiza un promediado de las razones espectrales H/V de como mínimo cinco ventanas. Esto provoca que en los registros de terremotos, al ser muy cortos (en torno a los 30 segundos), se deban escoger ventanas de muy corta duración. Esto provoca que el número de ciclos representativos sea pequeño y que los periodos más largos queden enmascarados. Cuando se han analizado los resultados del procesado de las señales individuales de las tres estaciones (una de Mallorca y dos de Murcia) y se han comparado con las recomendaciones de SESAME, se han obtenido las siguientes conclusiones:

1. Comparando las recomendaciones de SESAME con los resultados del procesado HVSR de las señales individuales de Mallorca:
 - Las curvas obtenidas de los registros de terremotos pueden considerarse no del todo fiables ya que la corta duración de los terremotos no permite que se cumpla la segunda condición referente al número de ciclos (registros demasiado cortos).
 - Las curvas de los registros de ruido sí son fiables ya que cumplen las tres condiciones.

- Los periodos fundamentales reconocidos en los registros de terremotos son representativos ya que cumplen al menos cinco de las seis condiciones (i, ii, iv, v y vi)
 - Los periodos fundamentales reconocidos en los registros de ruido son representativos ya que cumplen al menos cinco de las seis condiciones (i, ii, ,iii, iv, y vi). La condición iii se considera válida ya que los valores de amplitud están muy cercanos a 2 y la v no se ha considerado válida ya que en más del 60% de los casos no se cumple.
2. Comparando las recomendaciones de SESAME con los resultados del procesado HVSR de las señales individuales de Murcia:
- Ninguna de las curvas obtenidas de los registros de terremotos son fiables (por tanto ninguna de las curvas de la estación M02 ni la del registro del terremoto de Lorca de la M04), ya que no cumplen la segunda condición referente al número de ciclos (registros demasiado cortos).
 - Las curvas de los registros de ruido de la estación M04 sí son fiables ya que cumplen las tres condiciones.
 - Los periodos fundamentales reconocidos en los registros de la estación M02 (todos de terremotos) son representativos ya que cumplen al menos cinco de las seis condiciones (el $P_1=0.3\text{seg.}$ cumple todas y el $P_2=0.15\text{seg.}$ cumple la i, ii, iv, v y vi)
 - El periodo fundamental reconocido en el registro del terremoto de Lorca de la estación M04 sí es representativo ya que cumple todas las condiciones
 - Los periodos fundamentales reconocidos en los registros de ruido de la estación M04 no son representativos ya que no cumplen las dos primeras condiciones.

La forma de resolver la limitación causada por la corta duración de los registros de terremotos en un emplazamiento, es ensamblarlos uno detrás de otro y procesarlos como una única señal. Cuantos más terremotos se utilicen, mayor el número de ciclos y por tanto mayor la fiabilidad de la curva H/V obtenida. En esta tesina se han ensamblado los registros de terremotos de Mallorca y los de la estación M02 de Murcia obteniéndose las siguientes conclusiones:

1. En el caso de Mallorca, se distingue el pico de 1.5 segundos que quedaba enmascarado en las curvas obtenidas a partir de los registros individuales de terremotos pero que sí se apreciaba en las de ruido, y el número de ciclos aumenta aunque no llega a ser representativo.
2. En el caso de Murcia se distinguen los mismos periodos predominantes, aunque con mayor amplitud, y el número de ciclos aunque aumenta, no llega a ser representativo.
3. En ambos casos (Mallorca y Murcia) se necesitarían más registros de terremotos para que el número de ciclos fuera representativo.
4. A mayor número de terremotos, más se asemejan los resultados a los obtenidos con ruido ambiente o microtemores. Esto se debe a que si se consideran varias fuentes sísmicas puntuales conjuntamente, el medio se puede tratar como un campo difuso, en el que existen multitud de scatters que se comportan como emisores puntuales aleatorios.

Las limitaciones de los métodos numéricos se basan fundamentalmente en la elección de los modelos iniciales y su ajuste, y en la propia elección del método (si se escoge un método en 1D como es el caso, no se tienen en cuenta otros efectos como los topográficos). Como ya se ha comentado, es necesaria una muy buena caracterización del terreno y sus parámetros. En el

caso de Murcia disponemos de un gran número de sondeos geotécnicos pero éstos no suelen superar los 30 metros de profundidad ya que su objetivo es encontrar un sustrato competente para cimentar, no el sustrato rocoso de la cuenca. Por ello se ha debido diseñar una columna muy simplificada a partir de los datos de otros trabajos que sirviese como modelo inicial. Es complicado obtener un buen ajuste si se detalla mucho la estructura con los datos reales los que se cuenta, sobre todo porque como ya se ha comentado, se tiene una caracterización exhaustiva de las primeras decenas de metros y una muy general sin parámetros reales a partir de ahí.

Queda clara la necesidad de obtener un mayor número de registros sísmicos y de ruido para aumentar la fiabilidad de los resultados obtenidos. Es importante que a medida que aumente el número de sismos registrados y procesados estos se dividan según los niveles de aceleración y localización hipocentral para poder descartar que efectos no lineales y de direccionalidad de la fuente influyan de forma significativa en las respuestas de suelo.

La obtención de un modelo de tierra creíble que según los métodos numéricos produzcan una respuesta de suelo ajustada a las medidas aporta un alto grado de fiabilidad a los resultados obtenidos.

La gran dificultad que supone incluir un gran número de capas que permitan ajustar convenientemente la curva de H/V experimental y numérica para periodos bajos pone de relevancia la necesidad de un gran control de las características geológicas, geofísicas y geotécnicas de las capas superficiales.

6.2 Resumen de las conclusiones y recomendaciones para futuros estudios

- La caracterización sísmica de los suelos en la estación acelerométrica de Mallorca mediante el método HVSR da como resultado amplificaciones cercanas a 2 para un periodo predominante en torno a los 1.5 segundos.
- La caracterización sísmica de los suelos en la estación acelerométrica M02 de Murcia mediante el método HVSR da como resultado amplificaciones cercanas a 4 para un periodo predominante en torno a los 0.3 segundos.
- La caracterización sísmica de los suelos en la estación acelerométrica M04 de Murcia mediante el método HVSR da como resultado un máximo de amplitud muy ancho con amplificaciones cercanas a 4 para un periodo predominante en torno a los 0.3 segundos.
- En general, los periodos predominantes obtenidos mediante el método HVSR son representativos en todas las señales de terremotos y de ruido (a excepción de la de ruido de la M04), la forma de las curvas H/V es fiable en los registros de ruido y no es fiable en los de terremotos.
- La forma de las curvas H/V, tanto de Mallorca como de Murcia, ponen de manifiesto la complejidad de la estructura geológica de los dos emplazamientos, con cambios de facies laterales y muchas heterogeneidades.

- La técnica HVSR aplicada a señales largas de ruido registradas en estaciones acelerométricas, es útil para conocer los periodos de amplificación en el lugar donde están emplazadas (la respuesta del receptor), pero no para estimar la respuesta del suelo completa.
- Si se dispone de varios registros de eventos sísmicos en una estación, es recomendable ensamblarlos uno detrás de otro y procesarlos como una única señal. De esta forma la técnica HVSR da resultados más fiables que tratando las señales de terremotos por separado.
- Para los métodos lineal equivalente y de campos difusos de las curvas de H/V, se han ajustado unas columnas de suelo muy simplificadas (dos capas). Los valores de densidad y velocidad de ondas s se han estimado a partir de trabajos previos y están dentro de los límites establecidos por la norma NSCE-02. Cuanto más complejo es el modelo inicial el ajuste resulta más difícil.
- Los periodos promedios de amplificación obtenidos con los métodos lineal equivalente (que busca la función de transferencia) y de campos difusos de las curvas de H/V utilizados en Murcia son coherentes con los resultados del método HVSR.
- El ajuste de la curva de H/V es mejor en los periodos largos que en los cortos.
- Con el método lineal equivalente (EERA), encontramos amplificaciones mucho mayores que con el experimental HVSR. Esto está en consonancia con las conclusiones de algunos autores que consideran que el método HVSR subestima la amplificación (Field and Jacob, 1995).
- La caracterización dinámica de los suelos españoles es muy escasa. Sin embargo, para utilizar el método lineal equivalente son necesarias las curvas de reducción del módulo de corte de los materiales. Esto implica que se tengan que utilizar curvas de materiales similares de otras zonas.
- Para una mejor caracterización de la respuesta del suelo frente a terremotos, se recomienda la utilización de otras técnicas geofísicas que permitan conocer los parámetros dinámicos del suelo (por ejemplo REMI para obtener la velocidad de las ondas S de las capas más superficiales) y la estructura geológica (por ejemplo sísmica de reflexión para determinar la profundidad de la cuenca en el caso de la ciudad de Murcia).
- Si se desea realizar una caracterización directa de las propiedades dinámicas del suelo, sería necesaria la ejecución de sondeos hasta profundidades que superen el sustrato rocoso, en los que se realizarían ensayos in situ y se obtendrían muestras para ensayar en laboratorio (con el objetivo de obtener las curvas de reducción del módulo de corte). Esto supone un gran gasto económico.

7 Bibliografía

- Álvarez, S., 2001. *Aplicación del método de elementos de contorno a la cuantificación del efecto local en el movimiento sísmico*. Tesis (PhD). ETSI Industriales, UPM.
- Bard, P.-Y., Gariel, J. C., 1986. *The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large velocity gradients*. Bulletin of the Seismological Society of America, 76, 343-366.
- Bard, P.-Y., 1995. *Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues*. Proceedings of the 10th ECEE, Viena, Austria
- Bard P.-Y., 1998. *Local effects on strong ground motion: Basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies*. Proceedings of the Advanced Course on Seismic Risk, SERINA. Eur. Comm. D.G. for Science, Research and Development, 229-299
- Bard, P.-Y., y participantes proyecto SESAME, 2005. *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation*. SESAME European research project WP12 . European Commission-Research General Directorate. Project No. EVG1-CT-2000-00026. 62 pp.
- Bardet J.P., Ichii K., Lin, C.H., 2000. *EERA. A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis of Layered Soil Deposits*. Dept. of Civil Engineering. University of Southern California.
- Bonilla, L.F., Steidl, J.H., Lindley, G.T., Tumarkin, A.G., Archuleta, R. J., 1997. *Site amplification in the San Fernando Valley, CA: Variability of site effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods*. Bulletin of the Seismological Society of America, 87, 710-730.
- Bonnefoy-Claudet, S., 2004. *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site*. Tesis (PhD). Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, F., J. D., 2006. *H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulation*. Geophysical Journal International, 167, 827-837.
- Bouchon, M., Barker, J.S., 1996. *Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California*. . Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 66-72.
- Cabañas, L., 2007. *Caracterización de emplazamientos de la red de aceleración del IGN mediante la técnica HVSR*. Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Cabañas, L., Bravo, J.B., Cantavella, J.V., Alcalde, J.M., 2007. *Caracterización de los emplazamientos de la red de aceleración del IGN en el SE de España, mediante la*

técnica HVSR. Proceedings, III Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Girona. Asociación Española de Ingeniería Sísmica.

Chavez-Garcia, F.J., Sanchez , L.R. , Hatzfeld, D., 1996. *Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory*. Bulletin of the Seismological Society of America, 86-5, 1559-1573.

CHS (2007). *Nuevas aportaciones al conocimiento hidrogeológico del entorno urbano de Murcia*. 363 pp. + 6 planos. Disponible en www.chs.es

Dobry, R., Oweis, I., Urzua, A., 1976. *Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile*. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1293-321

Dreger, D.S., Helmberger, D.V., 1993. *Determination of source parameters at regional distances with single station or sparse network data*. Journ. Geophys. Res., 98, 8107-8125.

ESRI, 2008. ArcGIS v. 9.3. www.esri.com

Field, E.H., Jacob, K.H., 1995. *A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 4, 1127-1143.

Finn, W.D.L., 1991. *Geotechnical aspects of microzonation*. 4th International Conference on Microzonation. Earthquake Engineering Research Institute, Stanford University, Palo Alto, California 1:199–259

Gelabert, B., 1998. *La Isla de Mallorca dentro del contexto geológico del Mediterráneo Occidental*. Enseñanza de ciencias de la tierra (6.2) 102-114 I.S.S.N.:1132-9157

Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979. *A moment magnitude scale*. Journal of Geophysical Research 84, 23480-23500.

Hardin, B. O., Drnevich, V. P., 1972. *Shear Modulus and Damping in Soils: I. Measurement and Parameter Effects*. Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol. 98, No. 6, 603-624.

Hardin, B. O., Drnevich, V. P., 1972. *Shear Modulus and Damping in Soils: II. Design Equations and Curves*. Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, Vol. 98, No. 7, 667-691.

Herrera, G., Fernández, J. A., Tomás, R., Cooksley, G., Mulas, J., 2009. *Advanced interpretation of subsidence in Murcia (SE Spain) using A-DInSAR data – modelling and validation*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 647–661

IGME, 1991. *Hoja 698-38-27: Palma*. Mapa Geológico de España E:1:50.000. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. 64 pp + plano

- IGME, 1993. *Mapa del Agua Subterránea de la Región de Murcia*. Informe interno
- IGME, 2000. *Estudio geotécnico del subsuelo del área metropolitana de Murcia*. Instituto geológico y Minero de España y Consejería de Obras Públicas y Ordenación territorial de la Región de Murcia. 120 pp.
- IGME, 2001a. *Estudio hidrogeológico del acuífero de las Vegas Media y Baja del Segura y su relación con los cauces naturales y artificiales de su territorio*. Instituto geológico y Minero de España.
- IGME, 2001b. *Seguimiento y control instrumental de asentamientos del terreno en el área metropolitana de Murcia: Fase I*. Instituto geológico y Minero de España, 120 pp.
- IGME, 2005. *Seguimiento y control instrumental de asentamientos del terreno en el área metropolitana de Murcia: Fase II*. Instituto geológico y Minero de España, 150 pp.
- IGN, 2011. *Boletín Sísmico*. Instituto Geográfico Nacional, España.
<http://www.01.ign.es/ign/layoutIn/sismoFormularioCatalogo.do>
- INGV, 2011. *Bolletino Sismico*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italia.
http://bollettinosismico.rm.ingv.it/index.php?date=2011_07_16&lang=it
- INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000. *Informe Geotécnico N°3033. La SEU*. 33pp.
- Jibson, R., 1987. *Summary of research on the effect of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability*. Report 87-268, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California
- Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C., Ohta, Y., 1982. *Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits*. Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 987-998.
- Kanai, K., 1951. *Relation Between the Nature of Surface Layer and the Amplitude of Earthquake Motions*. Bulletin, Tokyo Earthquake Research Institute.
- Kawase, H., 2003. *Site effects on strong ground motions*. Int. Handbook of Earthq. Eng. & Eng. Seismology, Vol. 8-1B, 1013-1030
- Kawase, H., Sánchez-Sesma, F. J. y Matsushima, S., 2011. *The Optimal Use on Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral ratios of earthquake Motions for Velocity Structure Inversions Based on Diffuse Field Theory for plane waves*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 5, 2001-2014.
- King, J.L., Tucker, B.E., 1984. *Dependence of sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties*. Bulletin of the Seismological Society of America 74:153–165

- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. University of Washington. Ed. Prentice-Hall. ISBN: 0-13-374943-6
- Lacave, C., Bard P.-Y., Koller, M.G., 1999. *Microzonation: techniques and examples*. In: Block 15: Naturgefahren-Erdbebenrisiko. www.ndk.ethz.ch/pages/publ/Koller.pdf, pp23
- Lachet, C., P.-Y. Bard, 1994. *Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique*. Journal of Physics of the Earth, 42, 377-397.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y. Theodulidis, N., Papaioannou, C.A., Savvaidis, A., 1996. *Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece). Comparison of different approaches*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, 1692-1703.
- Langston, C.A., 1979. *Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves*. J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- Lermo, J. and F.J. Chavez-Garcia, 1993. *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*. Bulletin of the Seismological Society of America, 83, 1574-1594.
- López, C., 2008. *Nuevas fórmulas de magnitud para la Península Ibérica y su entorno*. Trabajo de investigación del Máster en Geofísica y Meteorología. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- Mezcua, J., Martínez-Solares, J.M., 1983. *Sismicidad en el área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica Nº 203. Madrid.
- Nakamura, Y. 1989. *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 30, 1.
- Nakamura, Y., 2000. *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*. Paper nº 2656, Proceedings, 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. *On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2)*. Jour. seism. Soc. Japan, 24, 26-40
- Richter, C.F., 1935. *An instrumental earthquake magnitude scale*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 25, No. 1, 1-32.
- Riepl, J., Bard, P.-Y. , Hatzfeld, D., Papaioannou, C. , Nechtschein, S., 1998. *Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST)*. Bulletin of the Seismological Society of America, 88-2, 488-502.
- Roesset, J. M., Whitman, R.V., 1969. *Theoretical Background for Amplification Studies*. Research Report No. R69-15, Soils Publications No. 231, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

- Rueda, J., Mezcuca, J., 2005. *Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain*. Seismological Research Letters, 76, 455-465.
- Salinas V., Luzón, F., Sánchez-Sesma, F. J., Kawase, H., Matsushima, S., Suarez, M., Cuellar, A., Rivet, N., Campillo, M., 2011. *Using Diffuse Field Theory to Interpret the H/V Spectral from Earthquake Records in a Mexico City Site*. American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Marguerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., Rodríguez-Castellanos, A., 2011. *A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium*. Geophysical Journal International, 186, 221–225
- Seed, H.B., Idriss, I.M., 1970. *Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analysis*. Report No. UCB/EERC-70/10, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, December, 48p.p.
- Seed, H.B., Murarka, R., Lysmer, J., Idriss, I.M., 1976. *Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1323–1342
- Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, I.M., Tokimatsu, K., 1986. *Moduli and Damping factors for Dynamic Analyses of Cohesionless Soils*. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 11 2, No. GT1 1, 1016-1032.
- Schnabel, P.B., Lysmer, J., Seed, H.B., 1972. *SHAKE: A Computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites*. Report No. EERC72-12, Berkeley, University of California.
- Srbulov, M., 2008. *Geotechnical Earthquake Engineering Simplified Analyses with Case Studies and Examples*. Springer Science+Business Media B.V. ISBN: 978-1-4020-8683-0
- Sun, J. I., Goleorkhi, R., Seed, H.B., 1988. *Dynamic Moduli and Damping Ratios for Cohesive Soils*. Report No. UCB/EERC-88/15, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 42 pp.
- Theodulidis, N., Archuleta, R.J., Bard, P.Y., Bouchon, M., 1996. *HVSR and geological conditions: The case of Garner Valley downhole array in southern California*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 2, 306-319.
- Tomás, R., 2008. *Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante interferometría SAR diferencial avanzada*. Tesis (PhD). Universitat d'Alacant.
- Tsai, N.C., Housner, G.W., 1970. *Calculation of Surface Motions of a Layered Half Space*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, No. 5, 1625-1651.
- Vucetic, M., Dobry, R., 1991. *Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response*. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol. 111, No. 1, January, 89-107

Wathelet, M., 2006. *Geopsy software manual*. Tech. rep., SESAME European Project.

Yamazaki, F., Ansary, M.A., 1997. *Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization*. Earthquake Engineering and Structure Dynamics, 26, 671-689.

Zaré, M., Bard, P.-Y. Ghafory-Ashtiany, M. , 1999. *Site categorization for the Iranian strong motion network*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18, 101-123.

Anexo nº1: Registros temporales y espectrales de las tres componentes (NS, EW y V) de las señales de Mallorca.

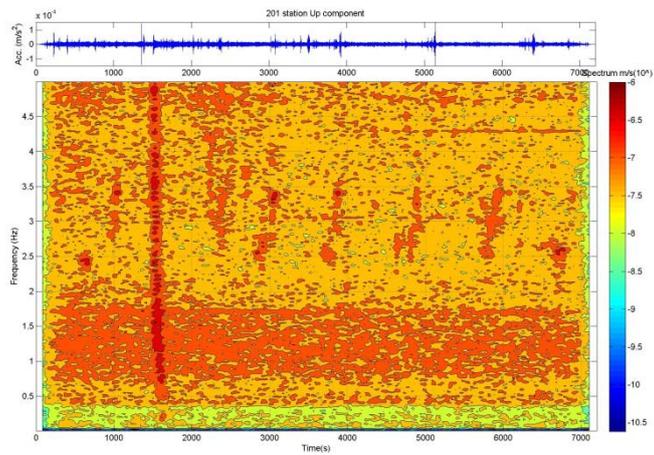
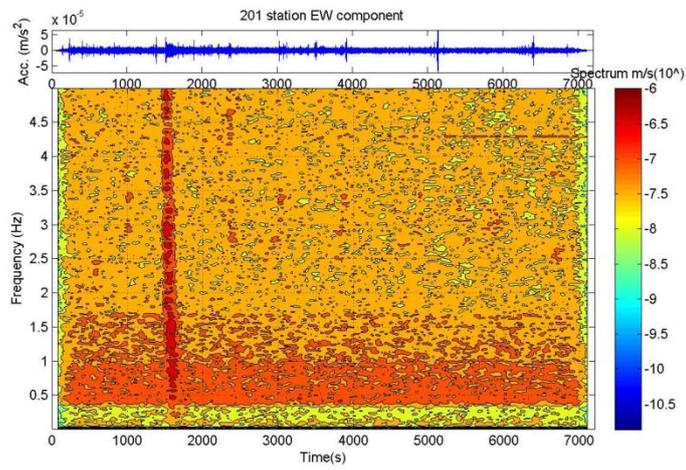
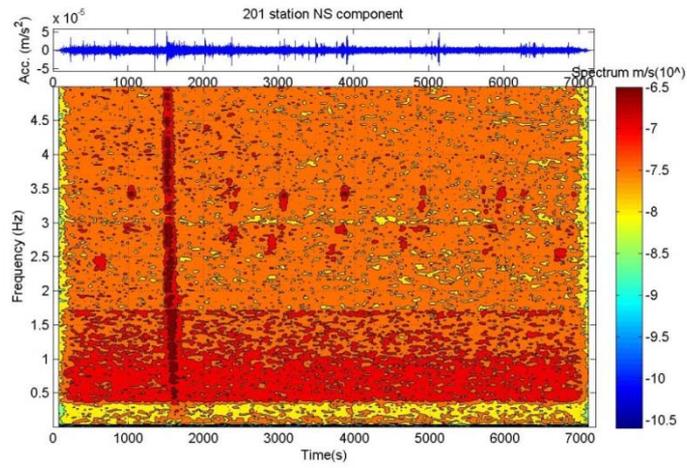


Figura A1.1: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Alagüeña (10/07/2011).

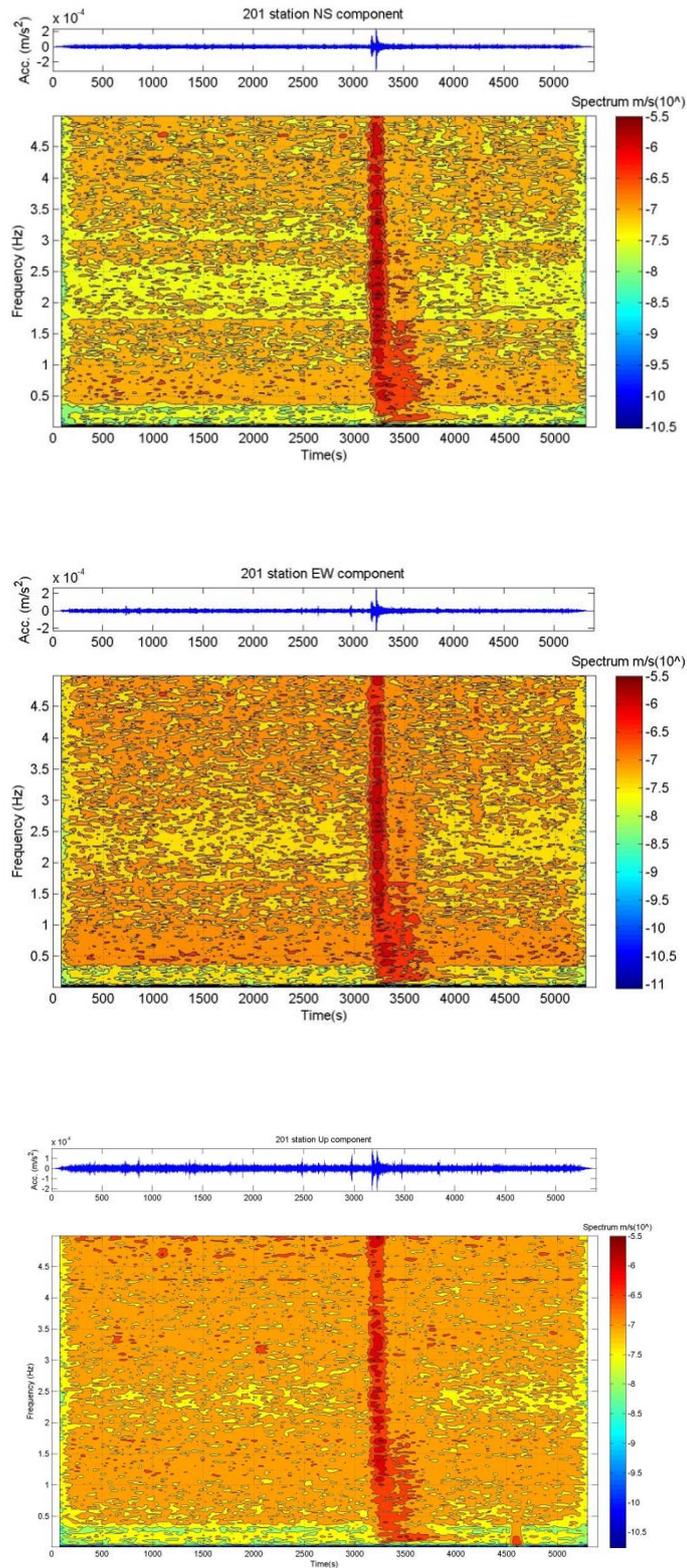


Figura A1.2: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Golfo de León 1 (07/08/2011).

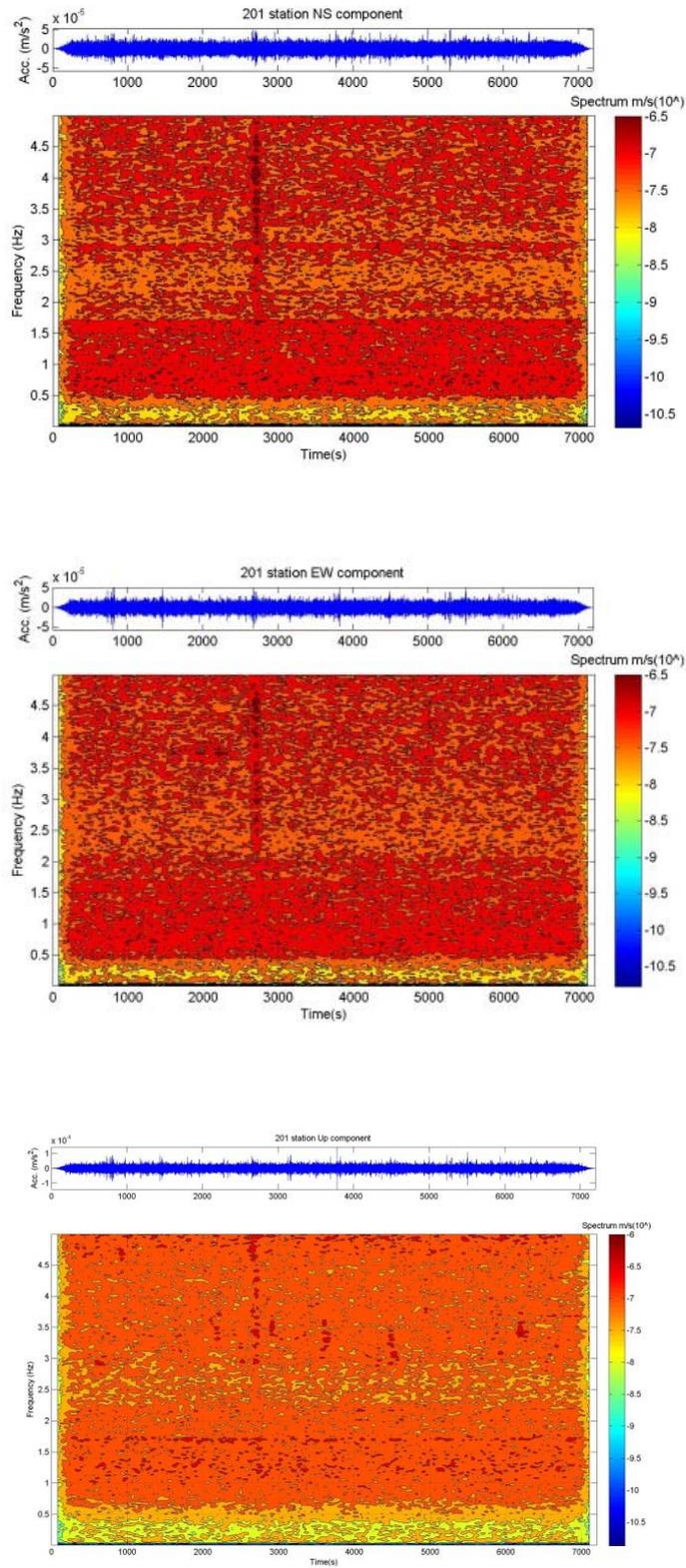


Figura A1.3: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Golfo de León 2 (02/07/2011).

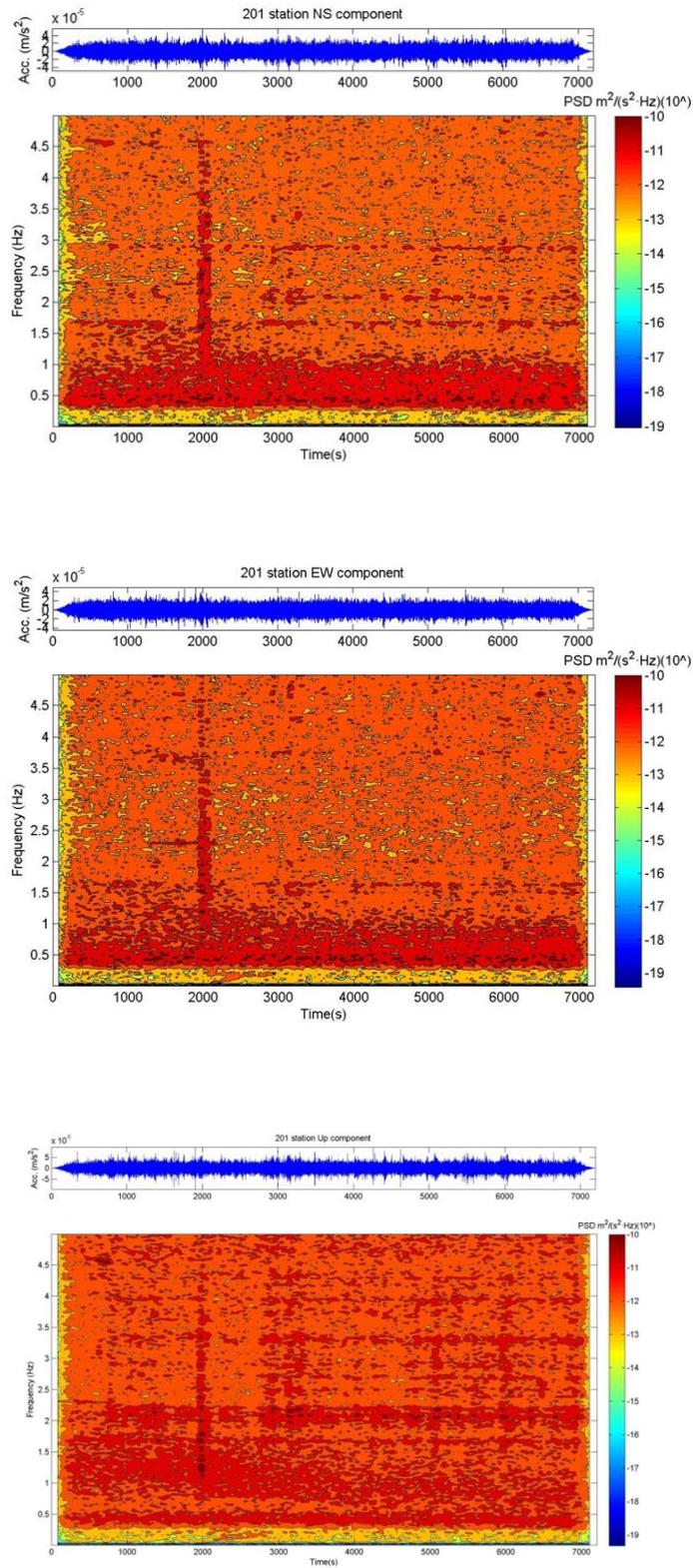


Figura A1.4: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Italia1, Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

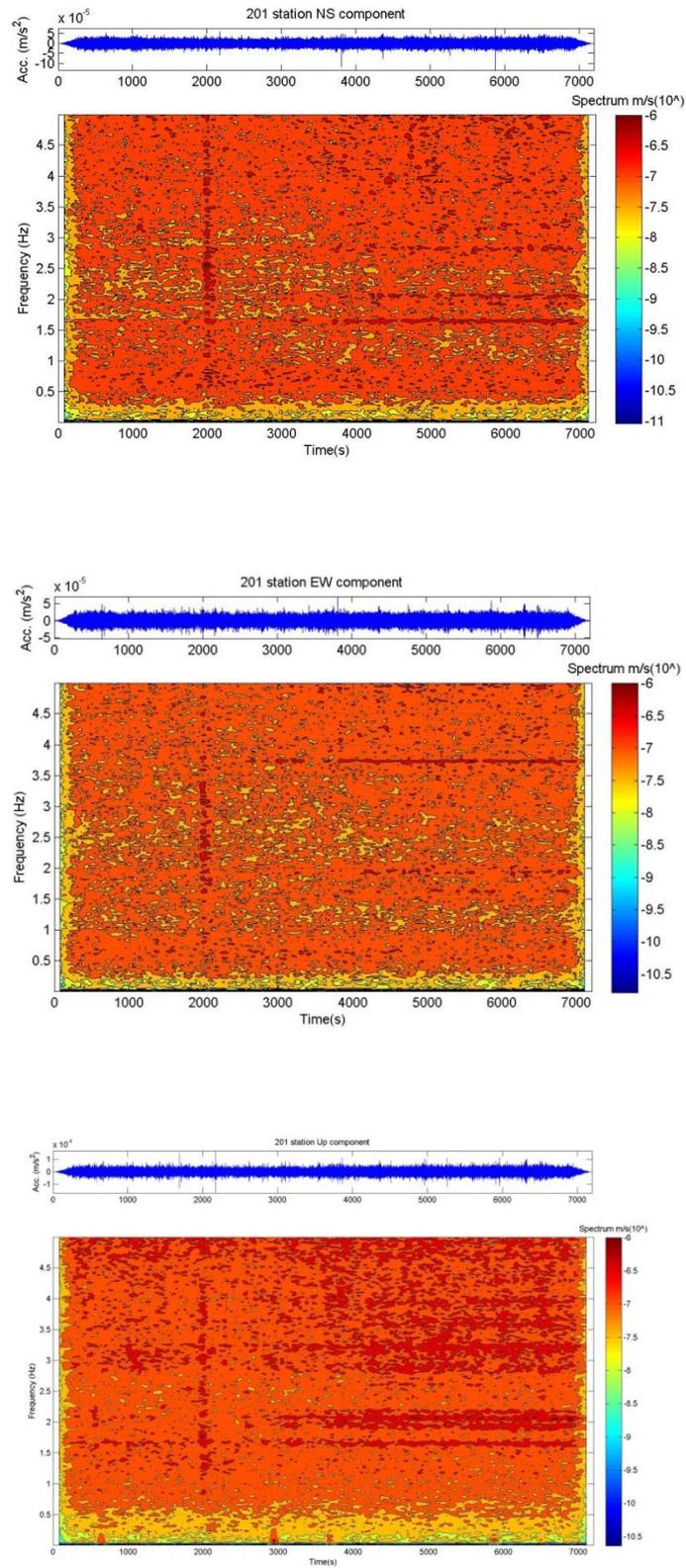


Figura A1.5: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Italia 2, Alpi Cozie (20/07/2011).

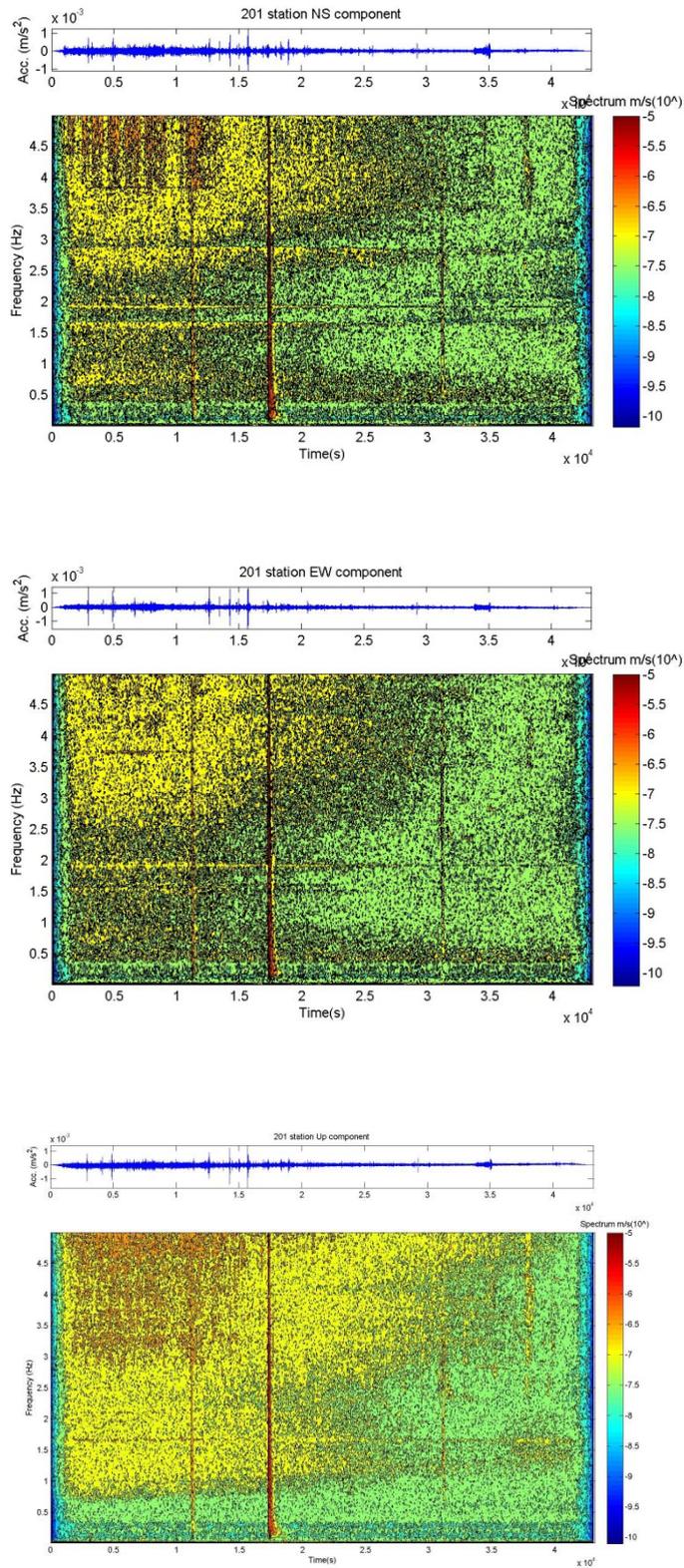


Figura A1.6: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Lorca (11/05/2011).

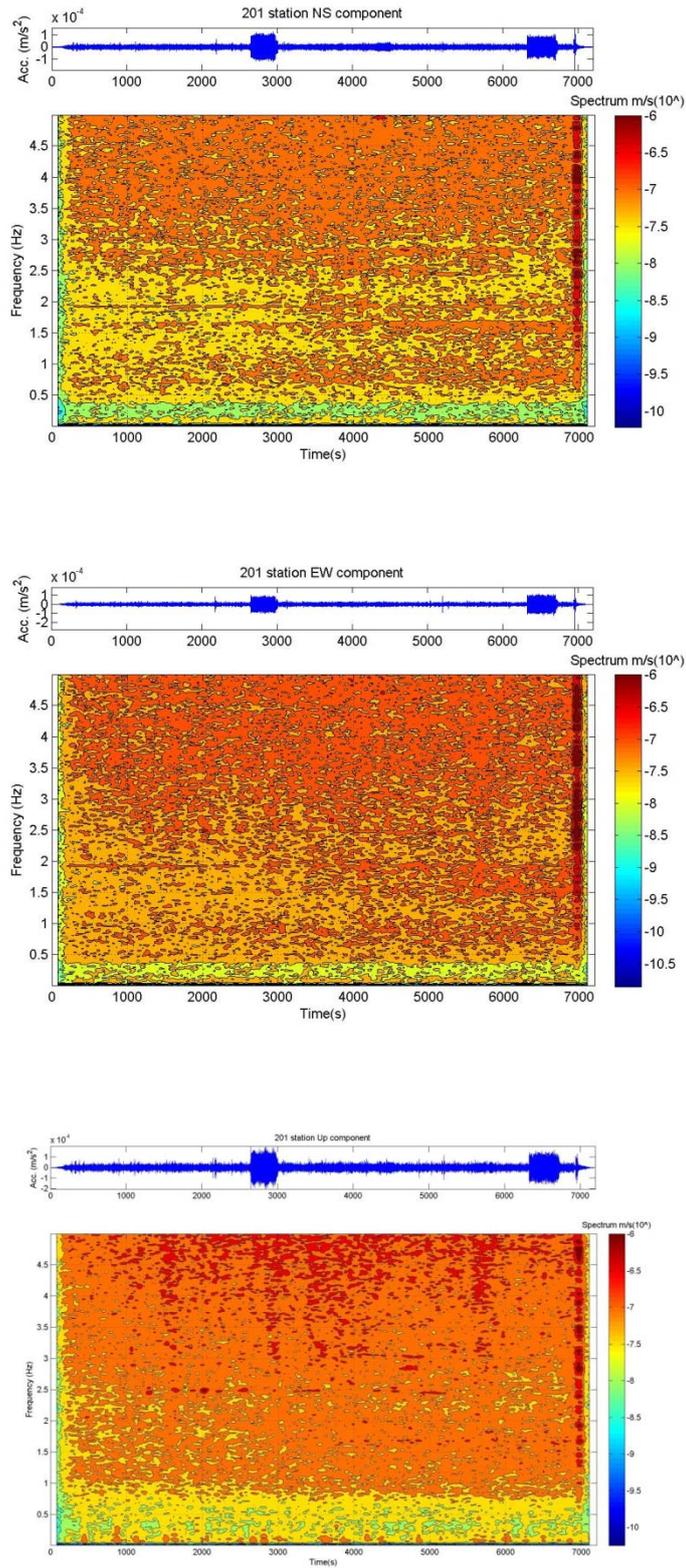


Figura A1.7: Registro temporal y espectral de las componentes NS, EW y vertical de la señal de Menorca (31/07/2011)

Anexo nº2: Ventanas de estabilidad H/V y curvas H/V con ajuste de picos de los registros de Mallorca

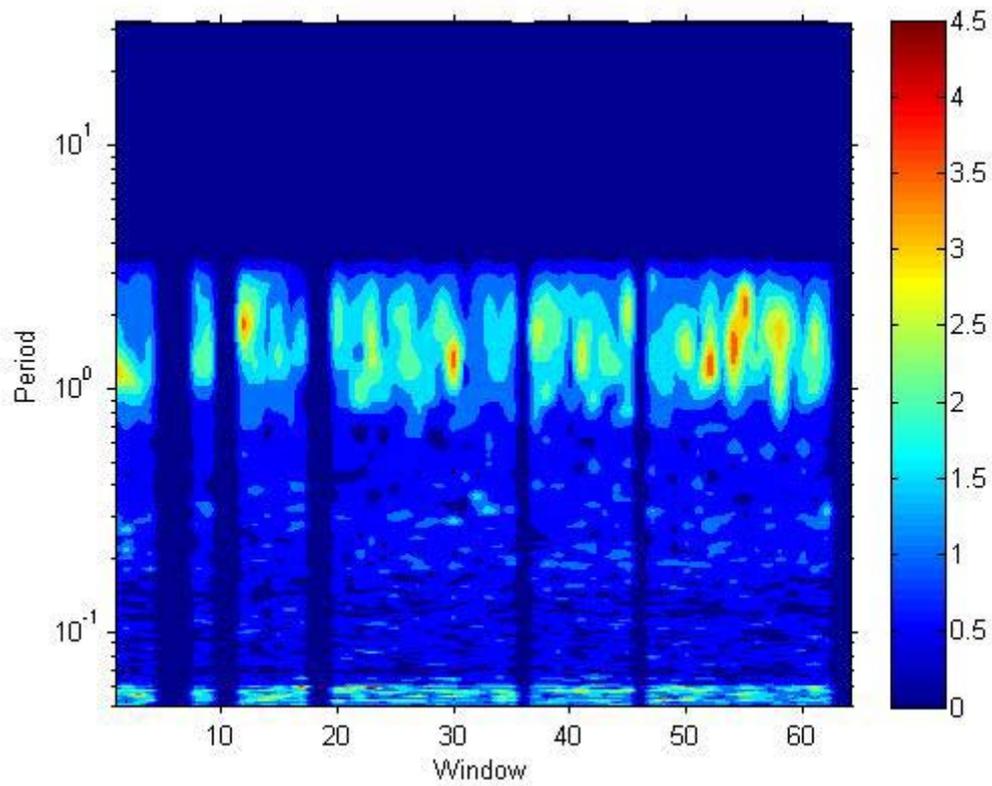


Figura A2.1: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Alagüena (10/07/2011).

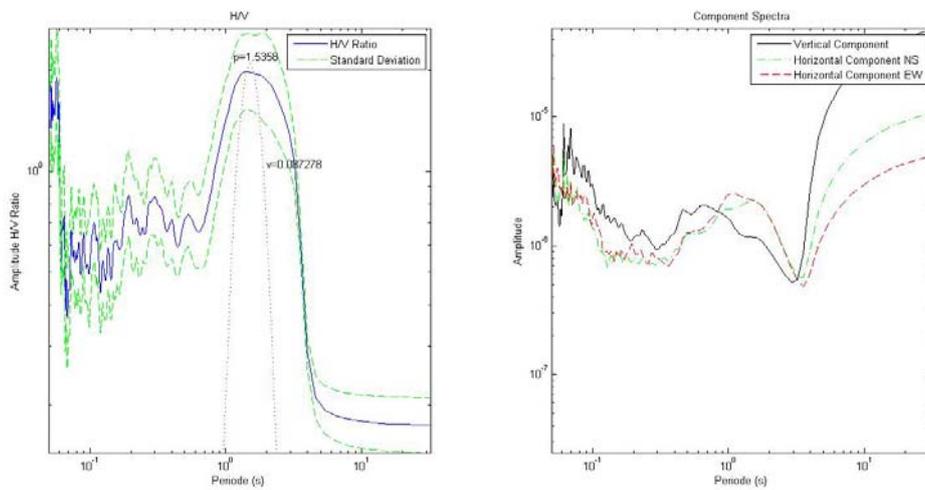


Figura A2.2: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Alagüena (10/07/2011).

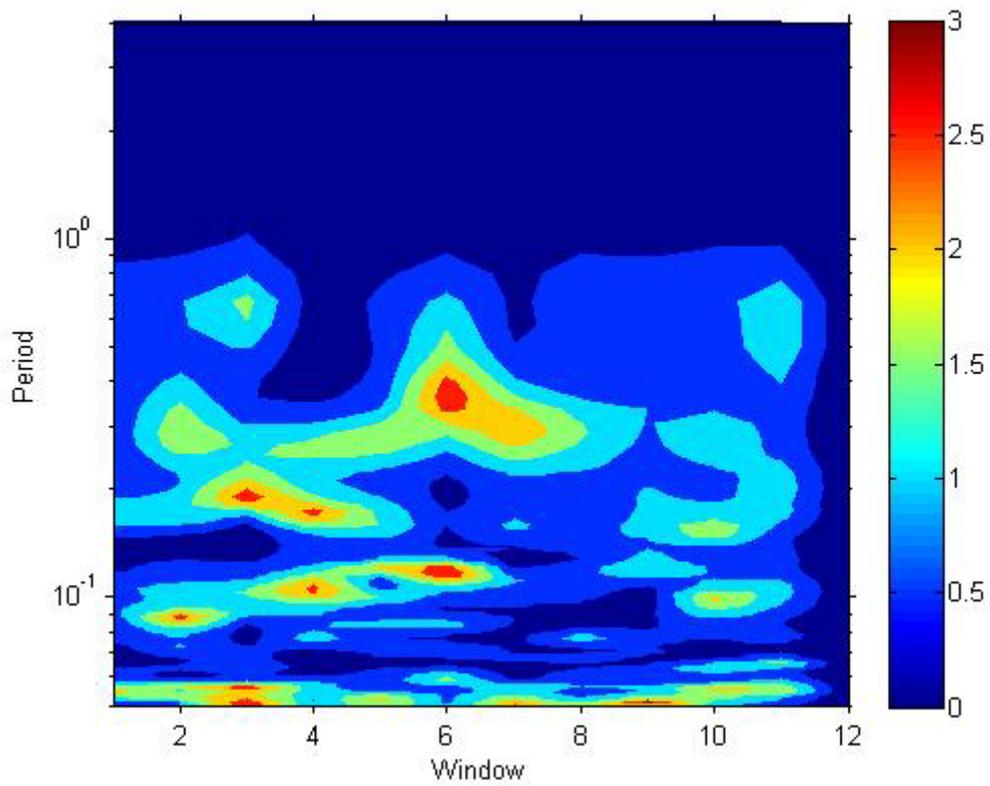


Figura A2.3: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Alagüeña (10/07/2011).

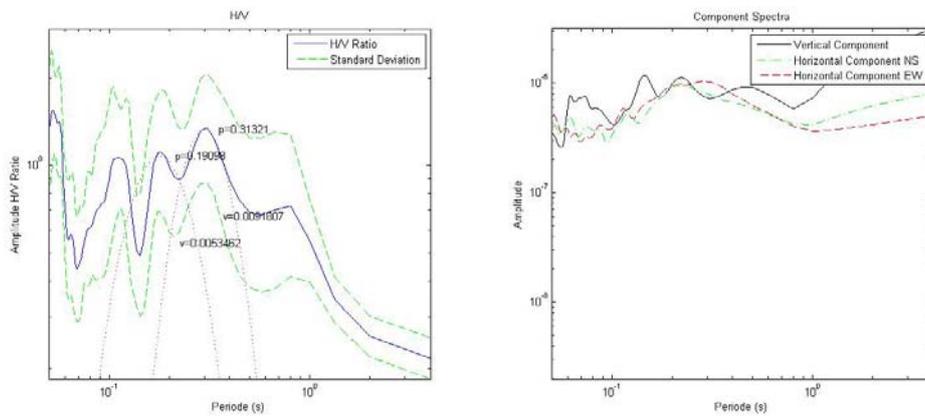


Figura A2.4: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Alagüeña (10/07/2011).

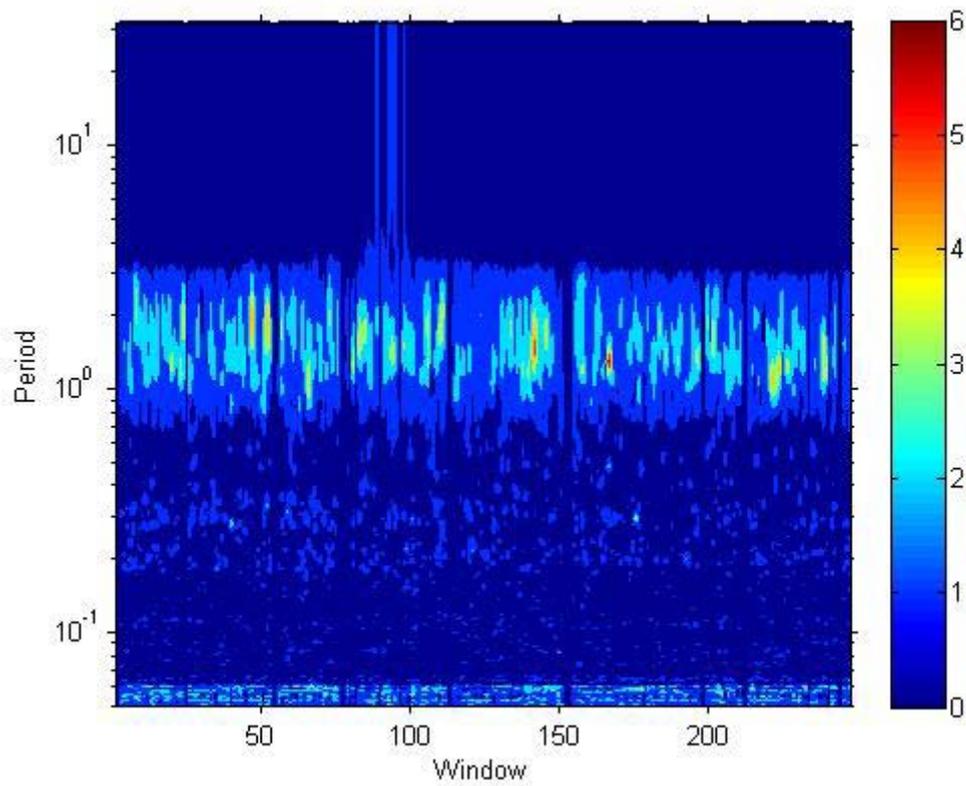


Figura A2.5: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Alagüeña (10/07/2011).

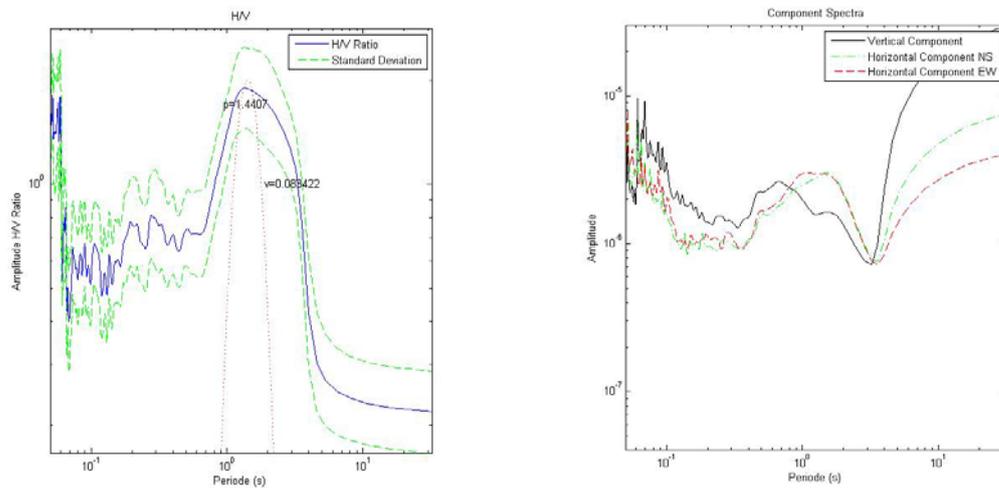


Figura A2.6: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Alagüeña (10/07/2011).

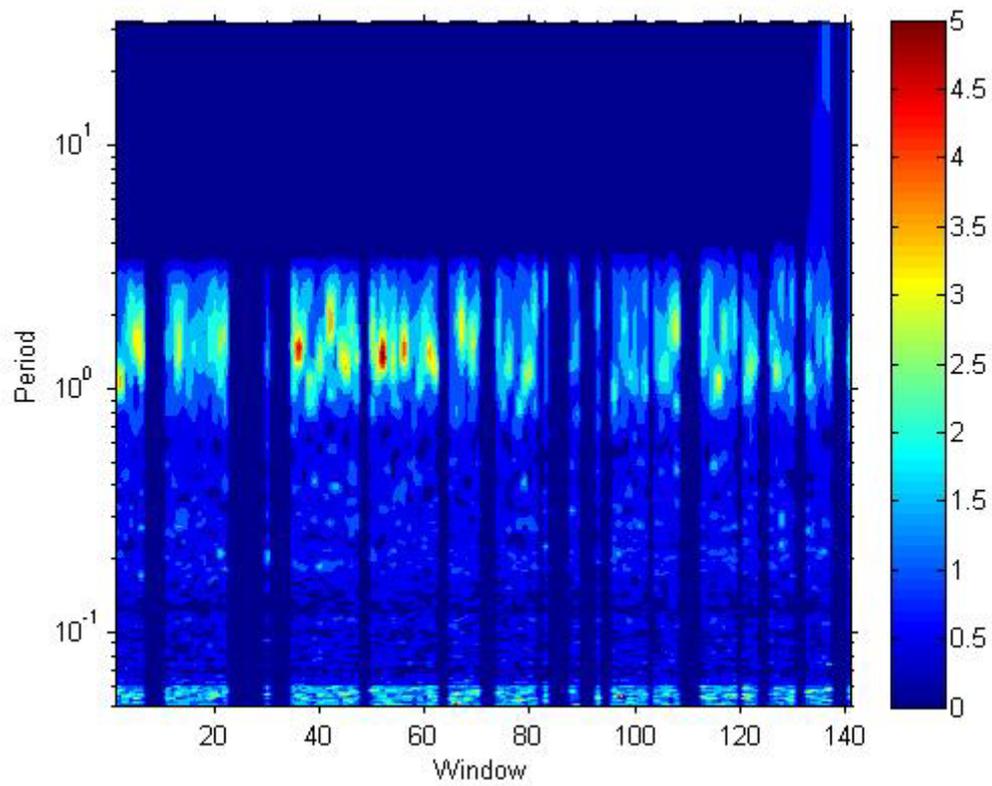


Figura A2.7: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).

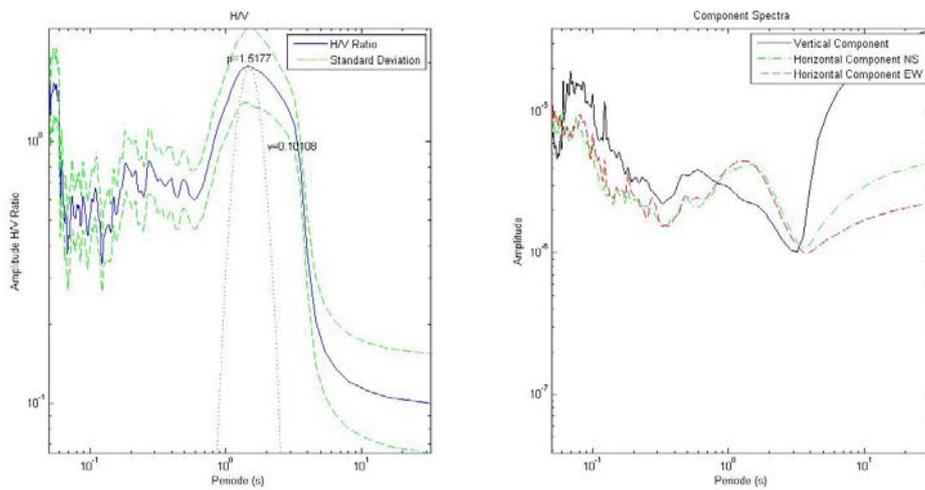


Figura A2.8: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).

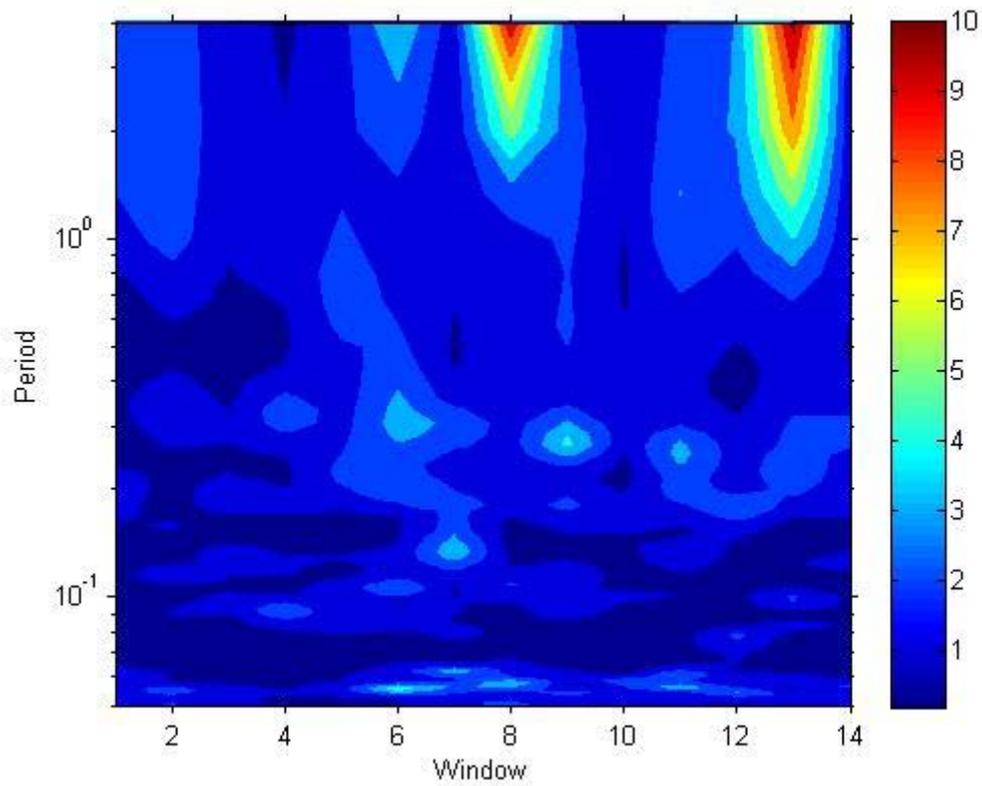


Figura A2.9: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro del Golfo de León 1 (07/08/2011).

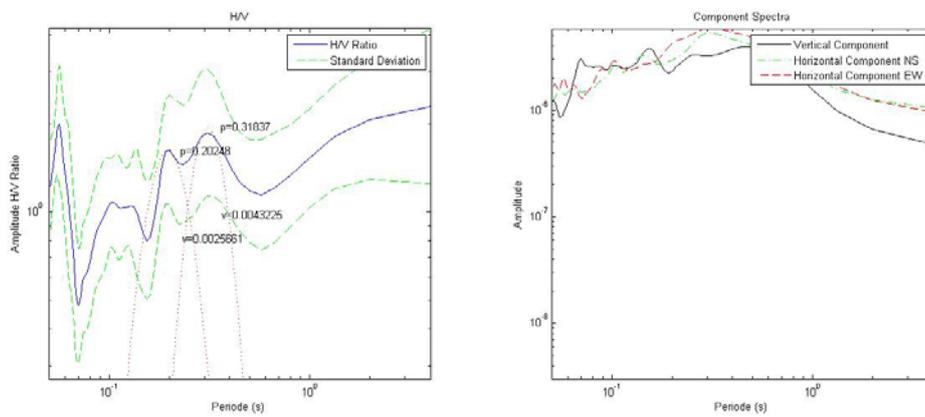


Figura A2.10: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de del evento sísmico del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).

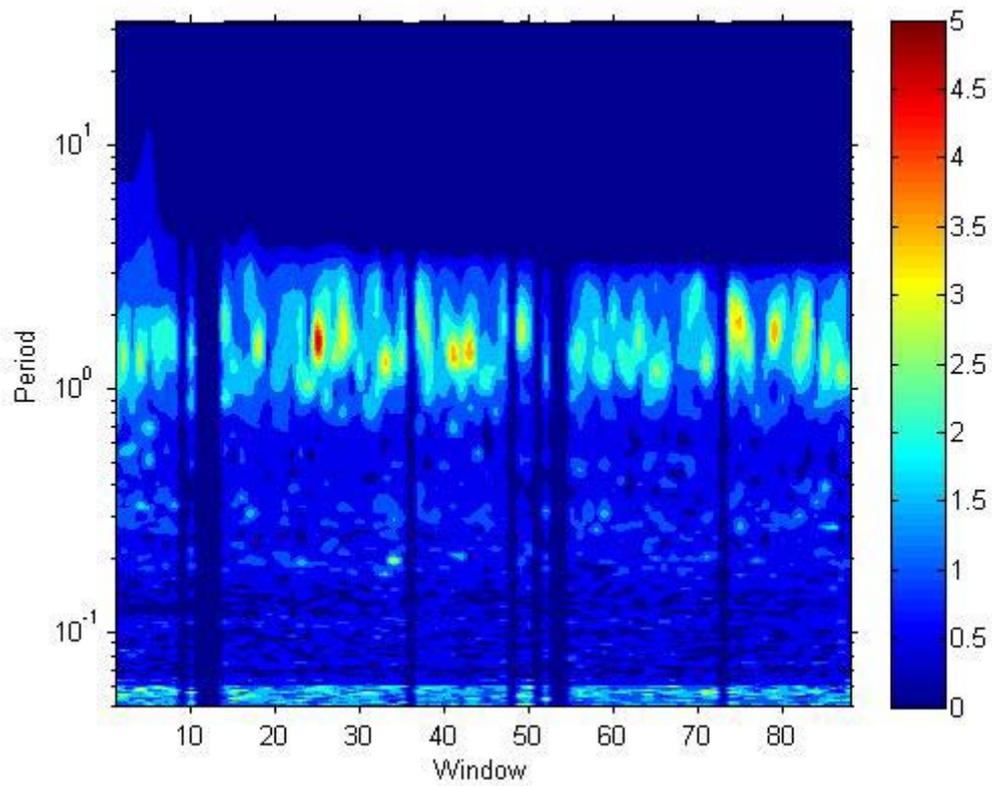


Figura A2.11: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).

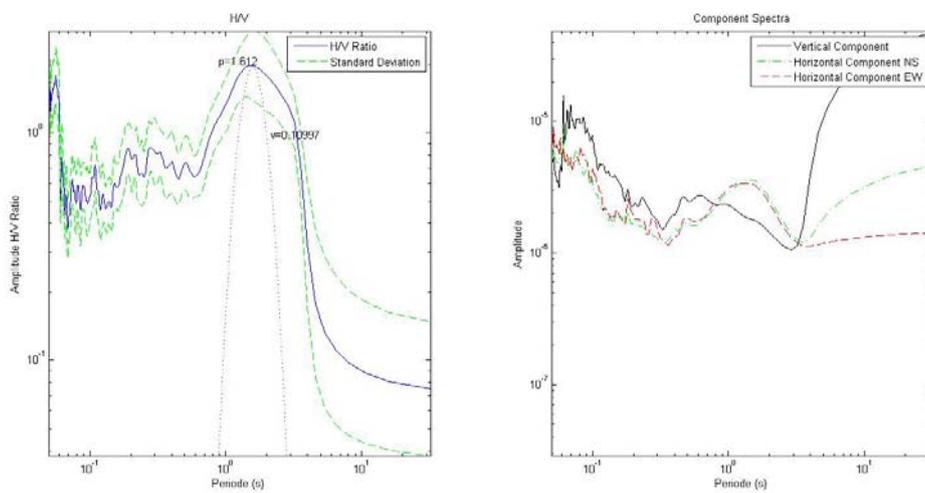


Figura A2.12: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 1 (07/08/2011).

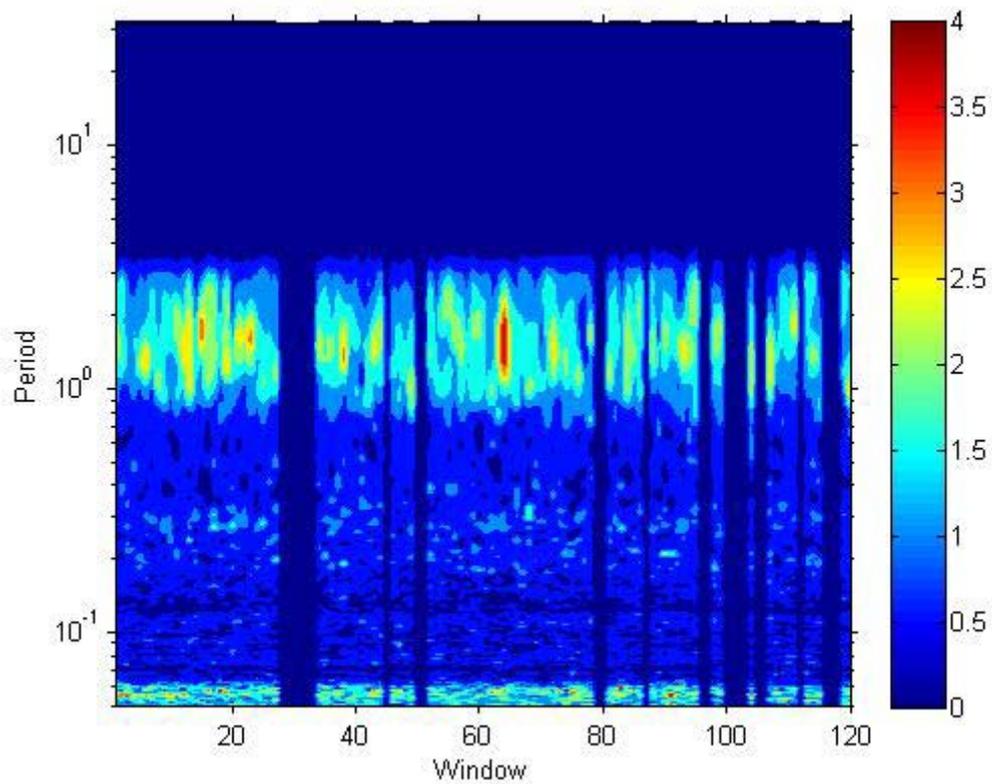


Figura A2.13: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

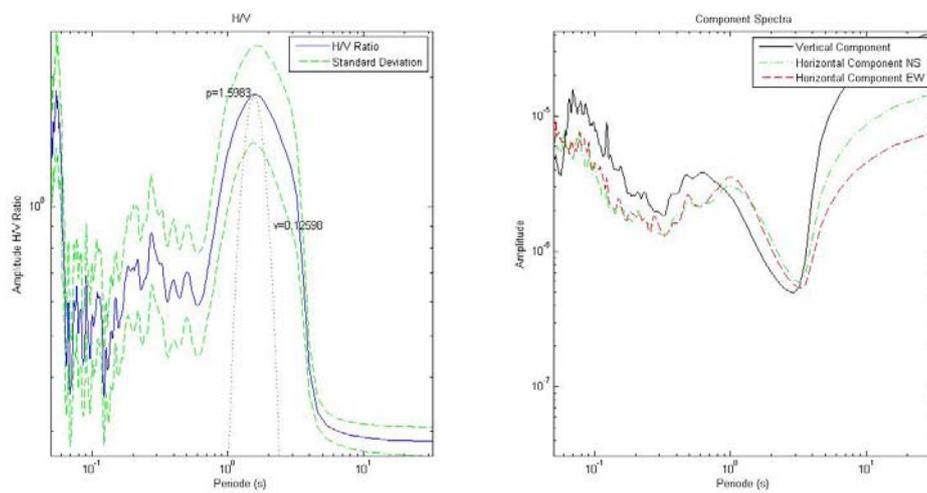


Figura A2.14: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido pre-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

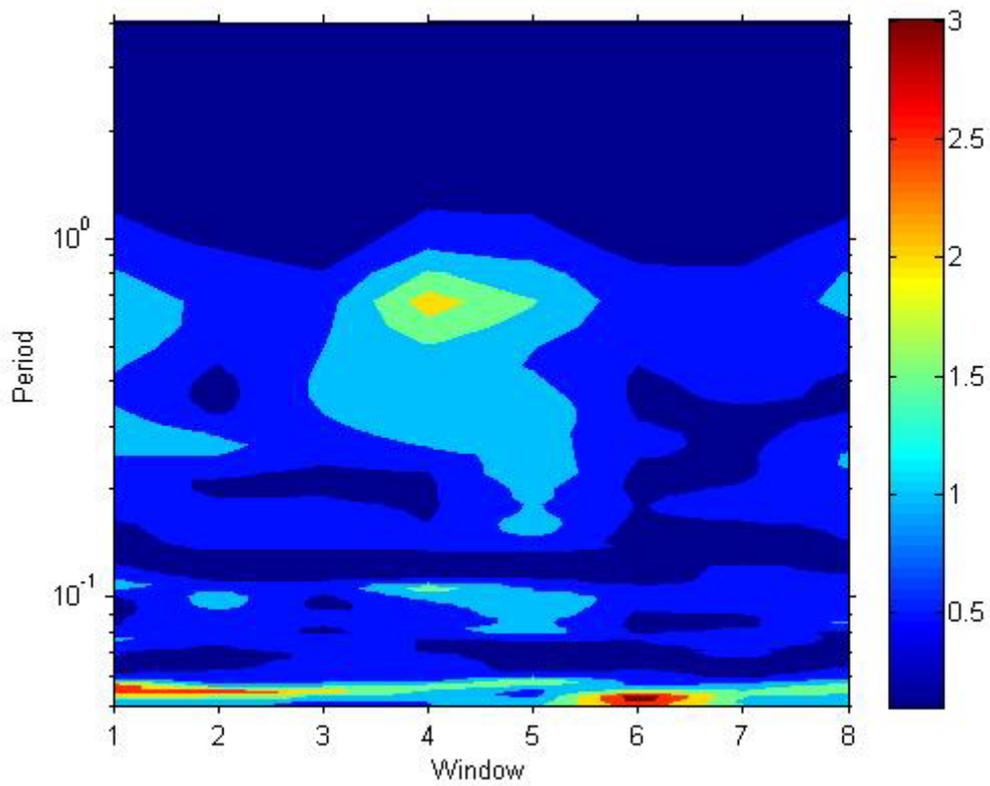


Figura A2.15: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

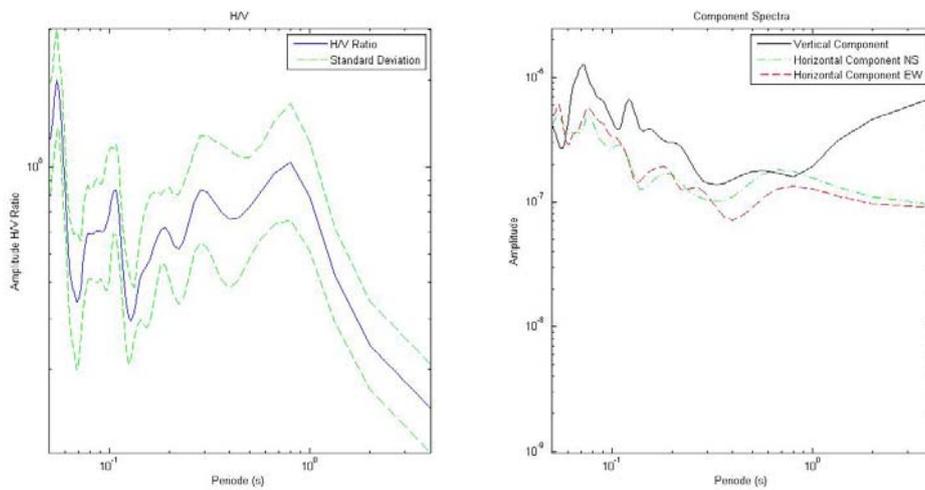


Figura A2.16: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

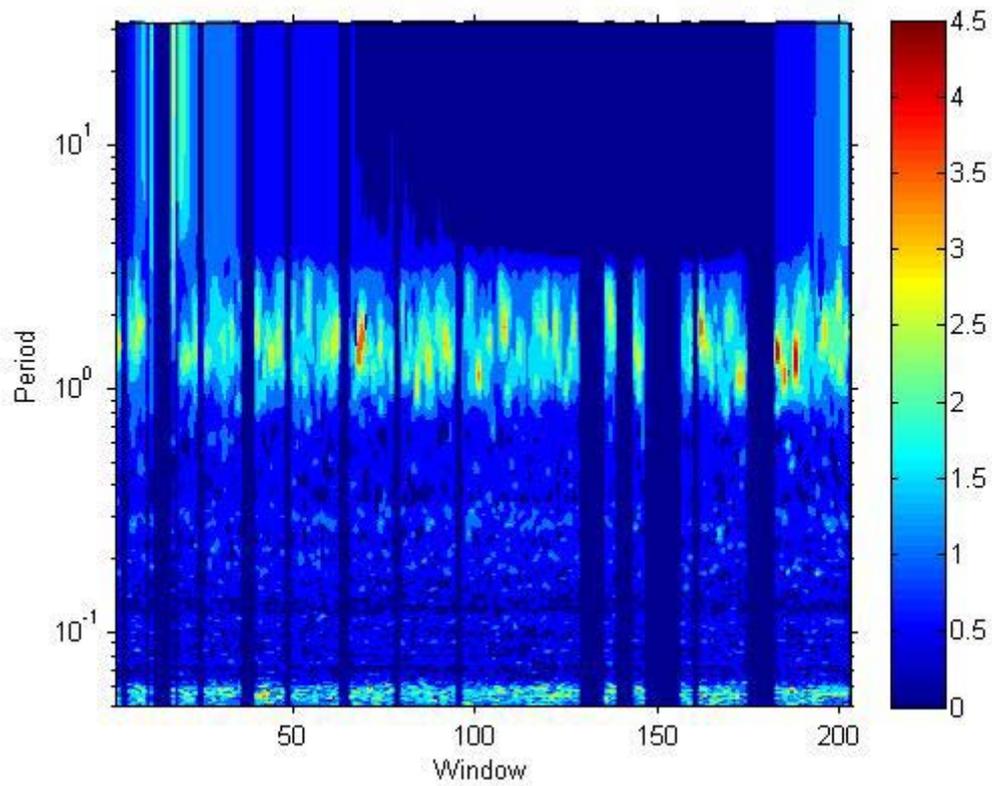


Figura A2.17: Ventana de estabilidad de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

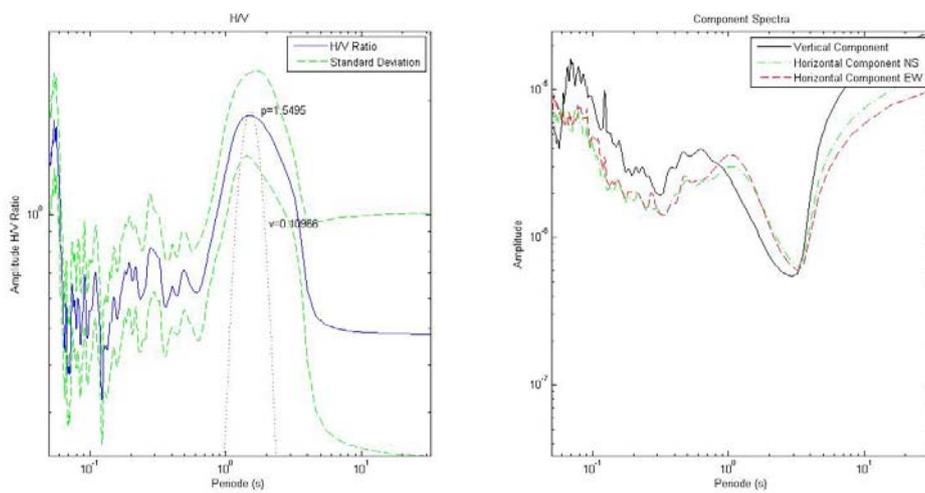


Figura A2.18: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido post-evento del registro de Golfo de León 2 (02/07/2011).

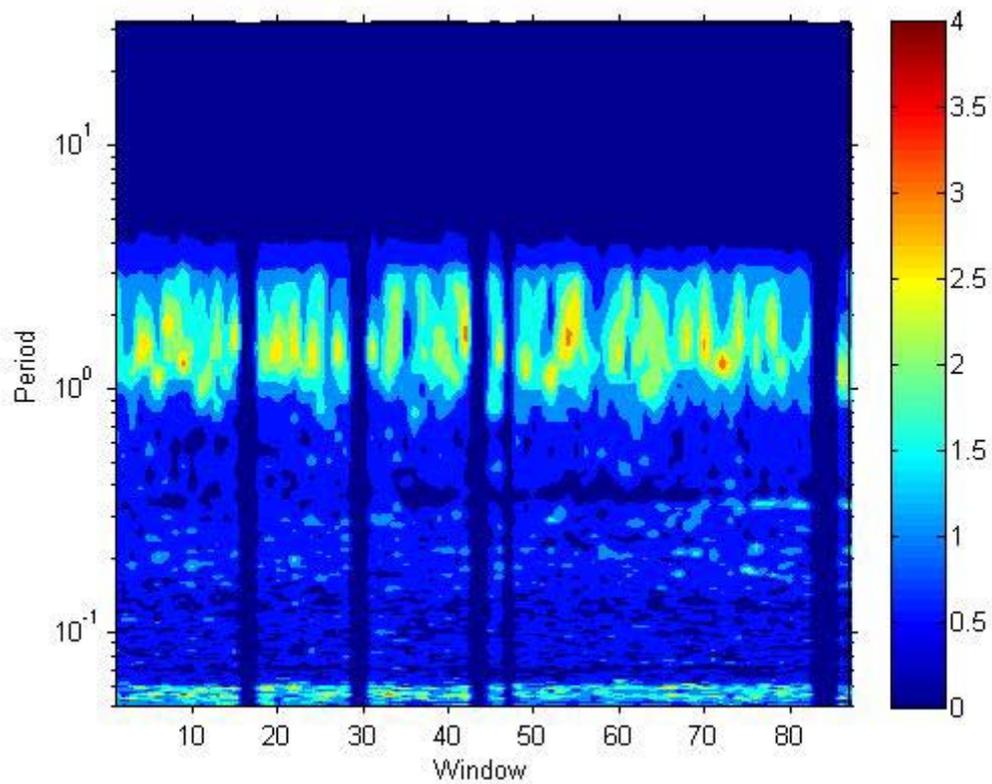


Figura A2.19: Ventana de estabilidad de la señal de ruido pre-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

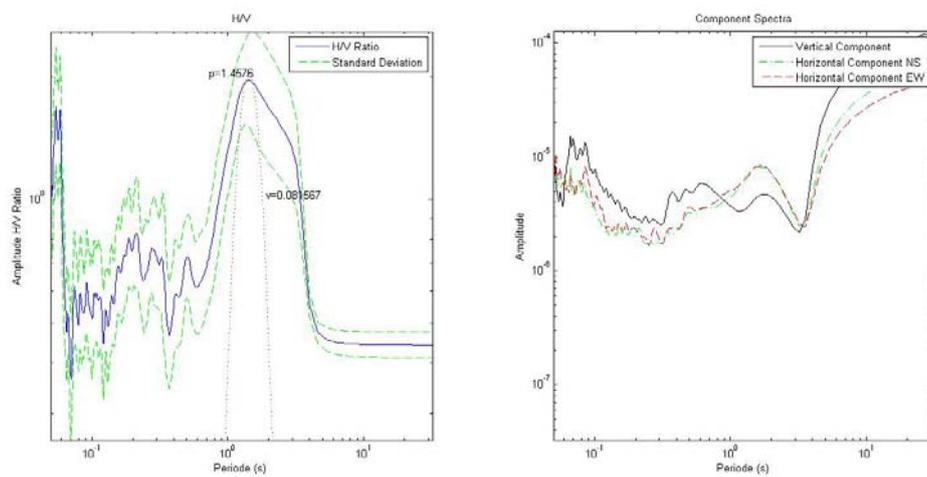


Figura A2.20: Curva H/V y espectro de las componentes de la de ruido pre-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

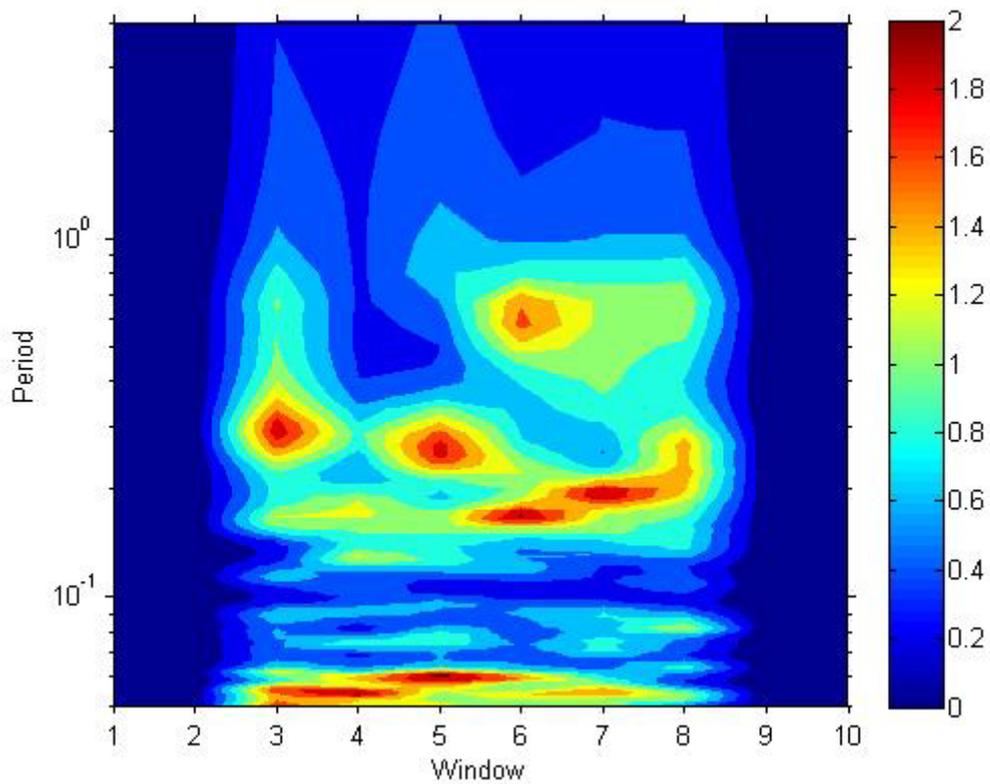


Figura A2.21: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

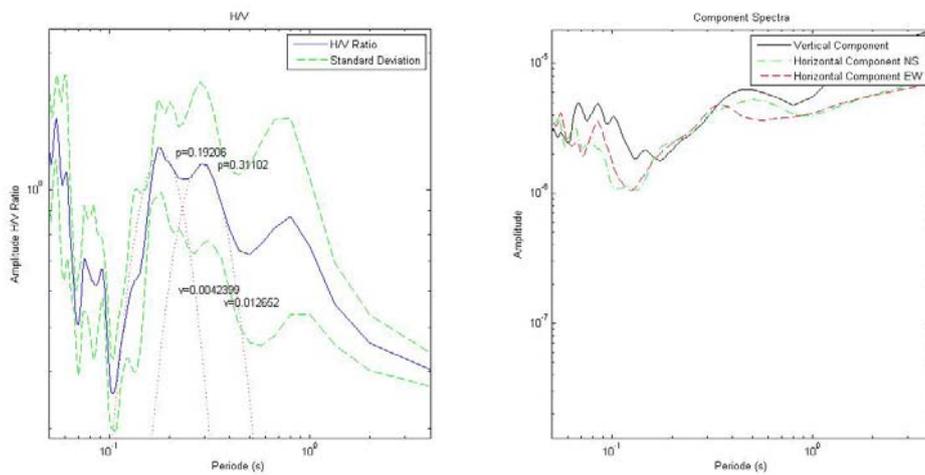


Figura A2.22: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

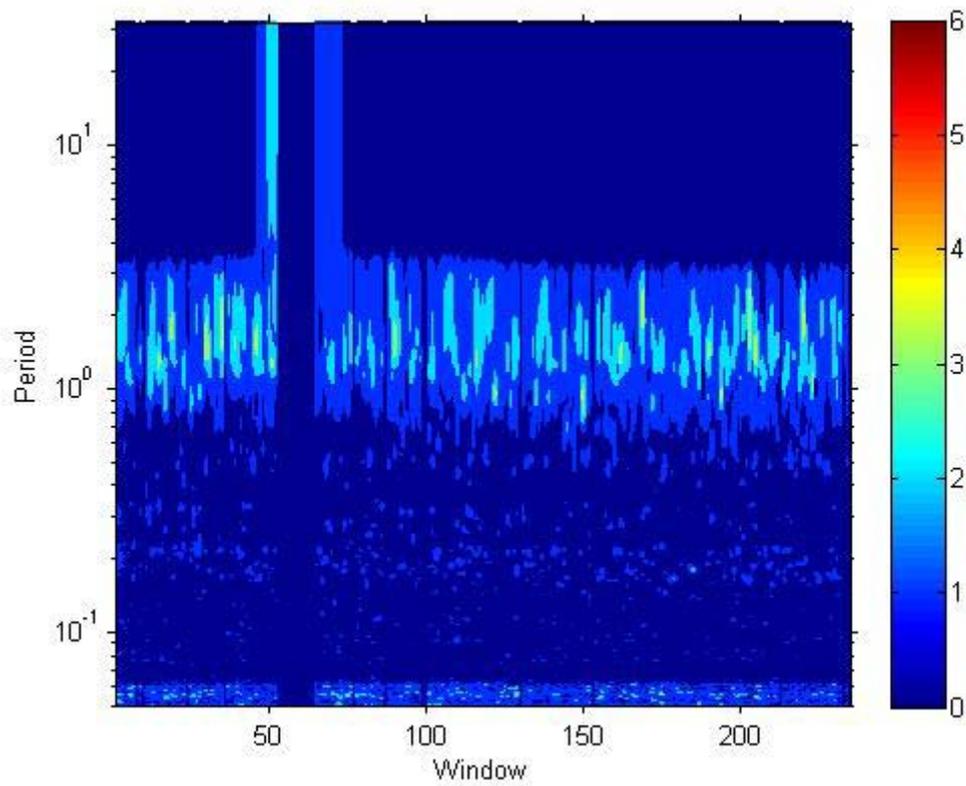


Figura A2.23: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

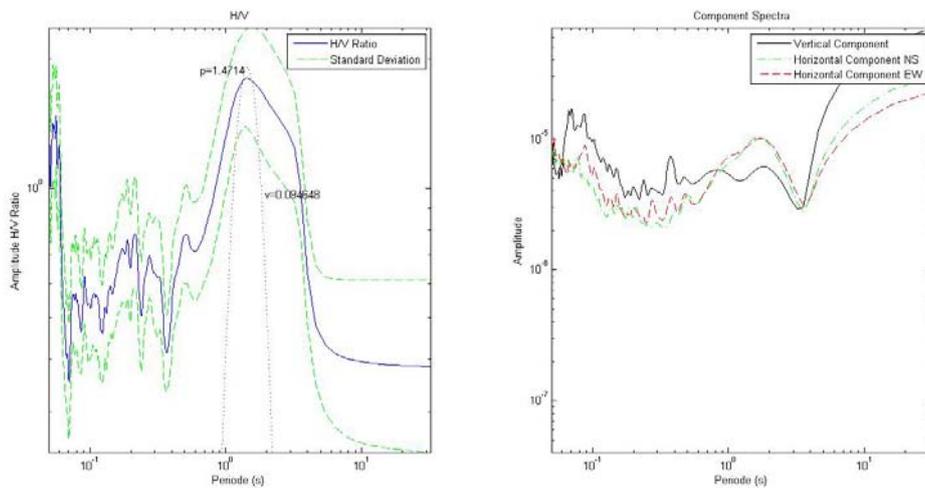


Figura A2.24: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Italia1: Pianura Padana Veneta (17/07/2011).

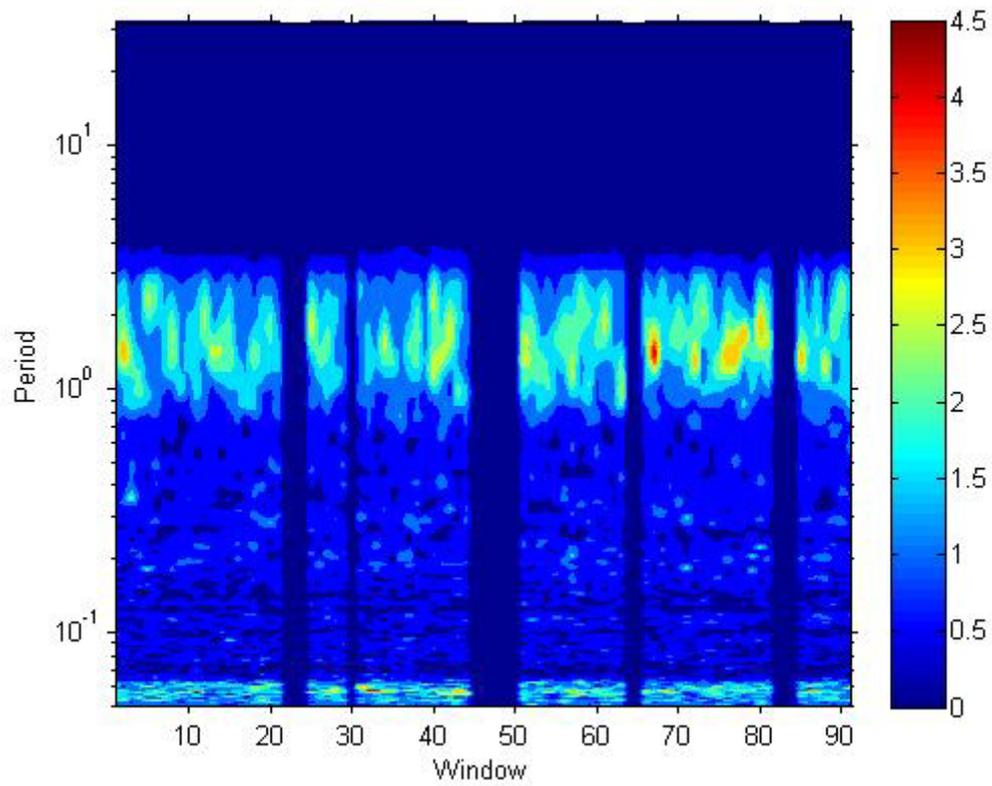


Figura A2.25: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

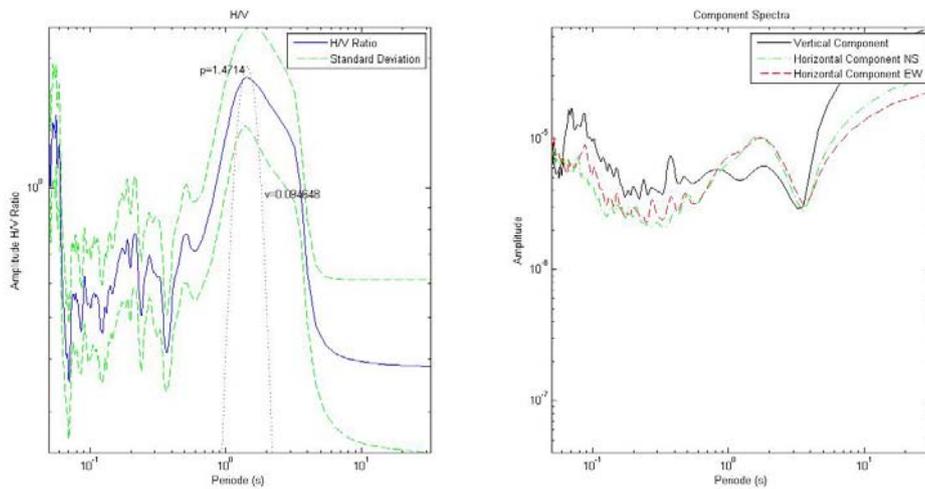


Figura A2.26: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

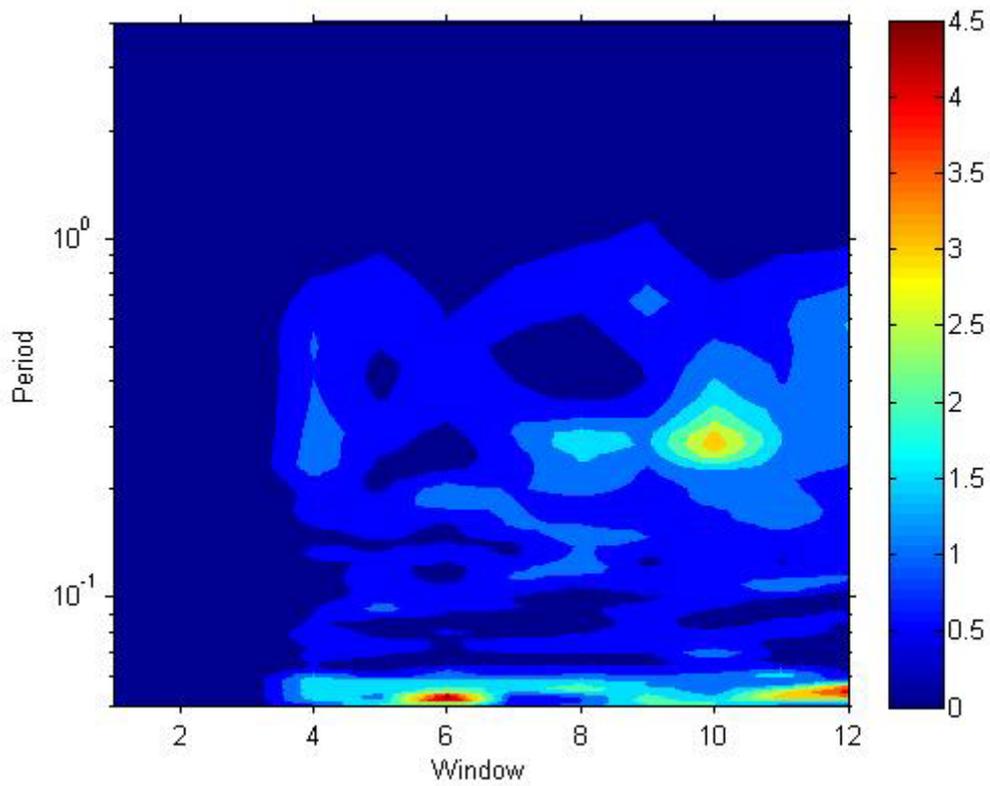


Figura A2.27: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

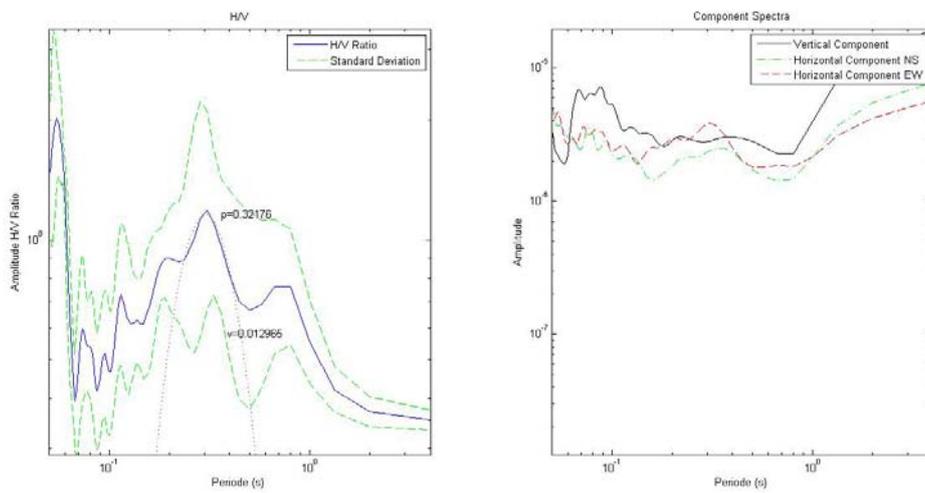


Figura A2.28: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

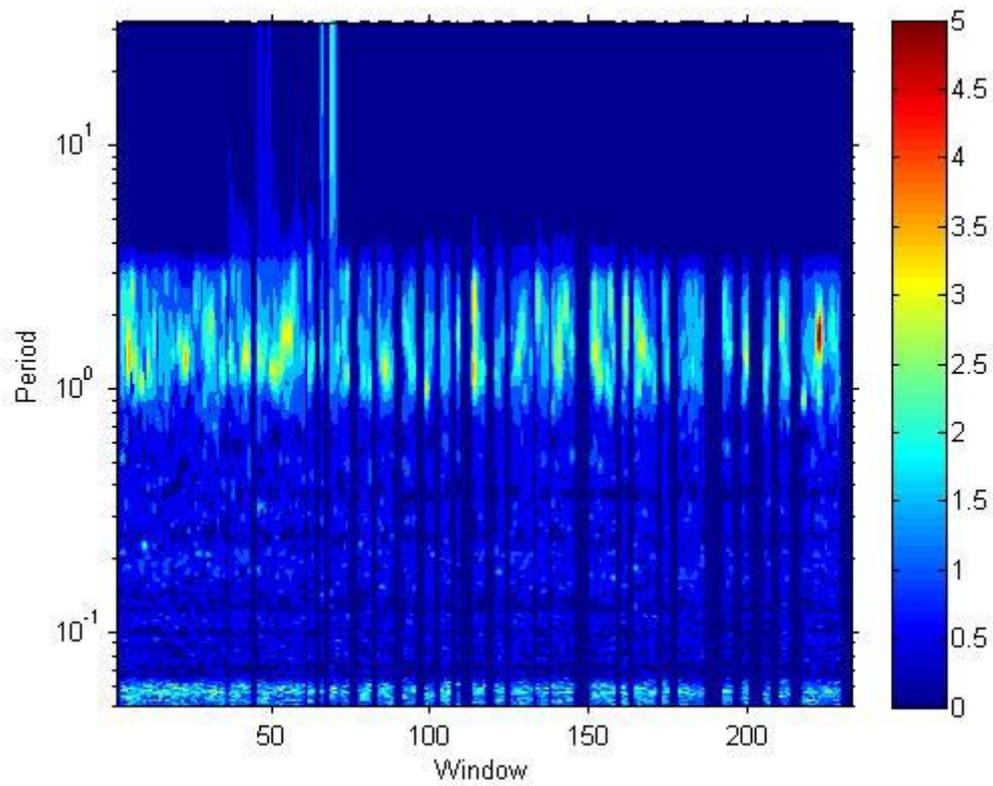


Figura A2.29: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

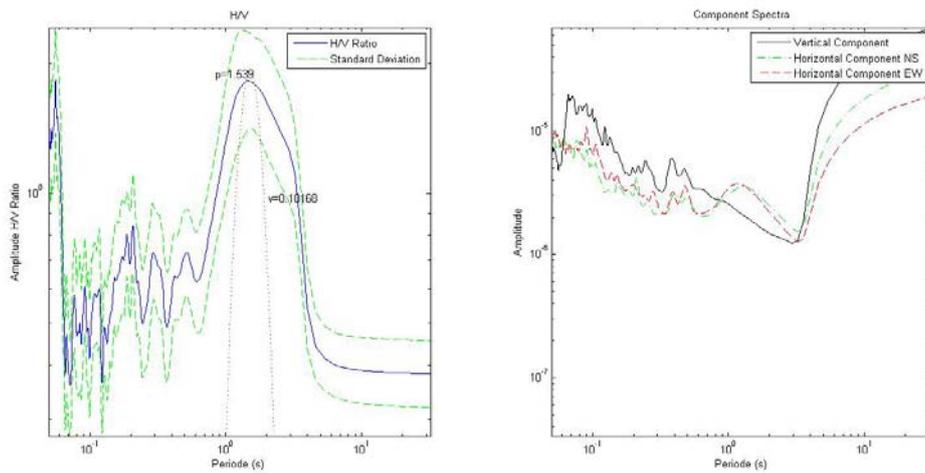


Figura A2.30: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Italia 2: Alpi Cozie (20/07/2011)

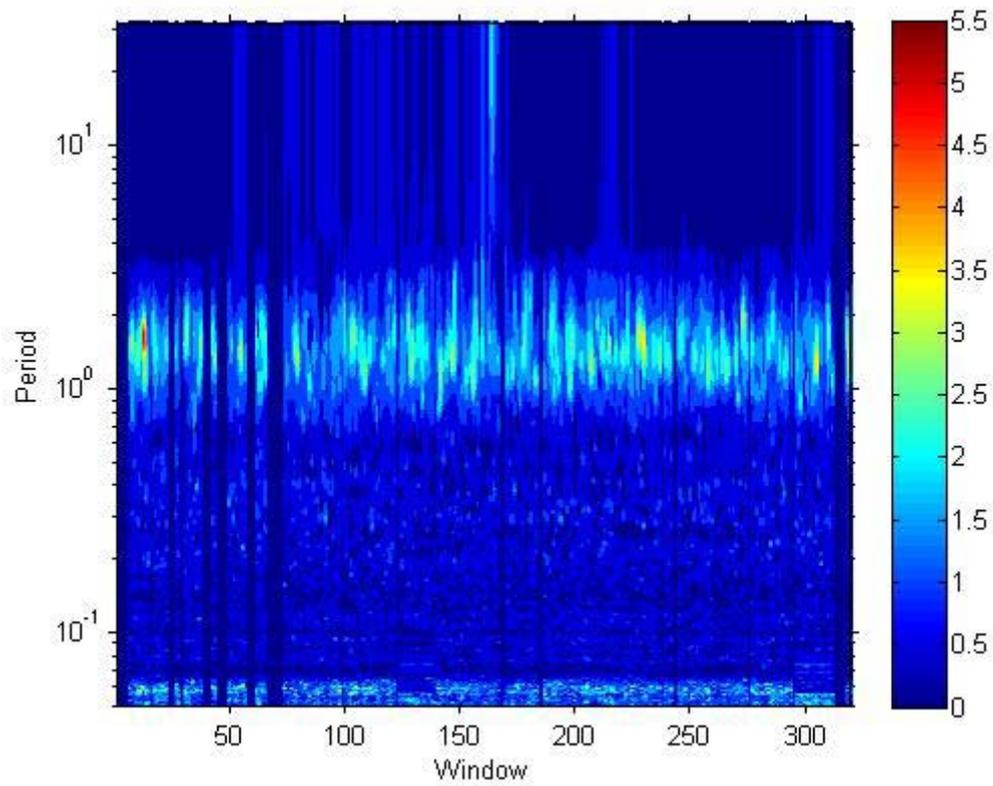


Figura A2.31: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento del registro de Menorca (31/07/2011)

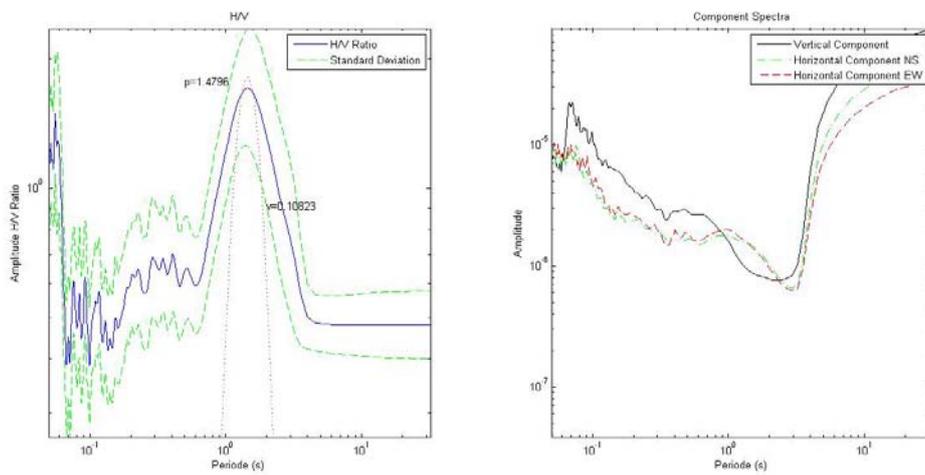


Figura A2.32: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento del registro de Menorca (31/07/2011)

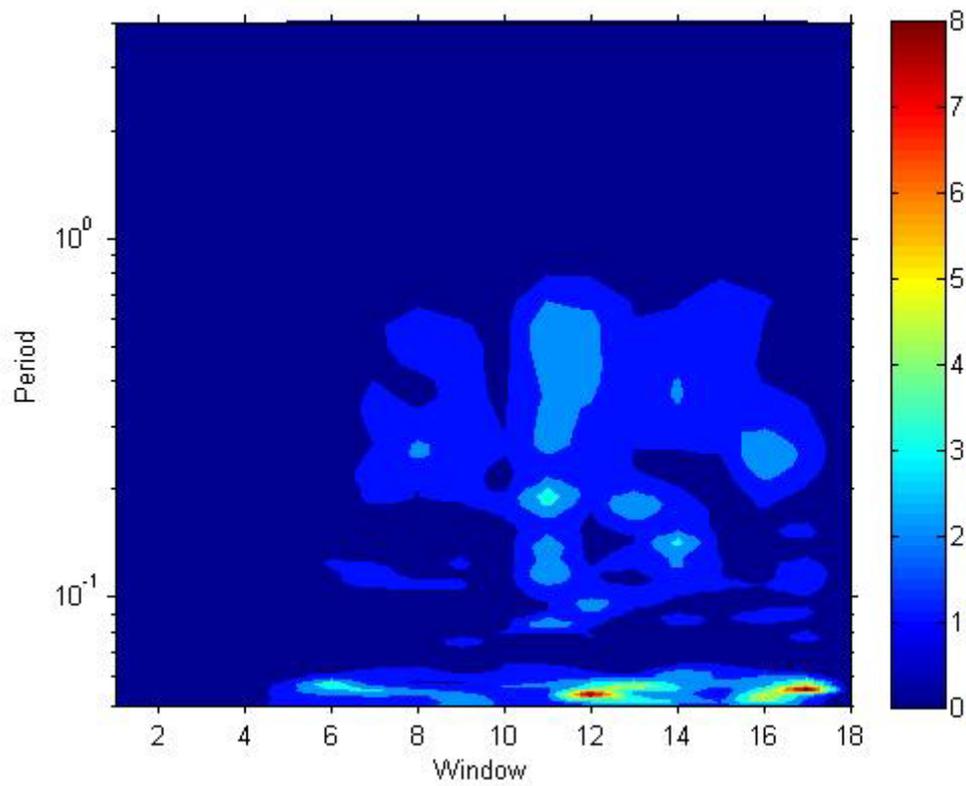


Figura A2.33: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Menorca (31/07/2011)

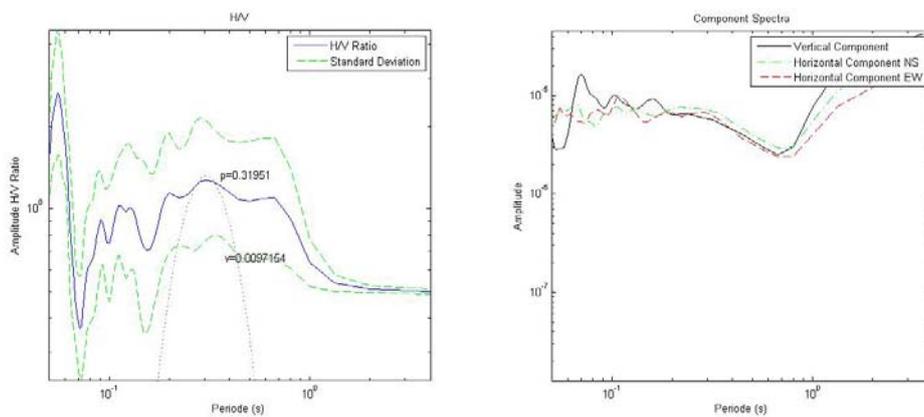


Figura A2.34: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Menorca (31/07/2011)

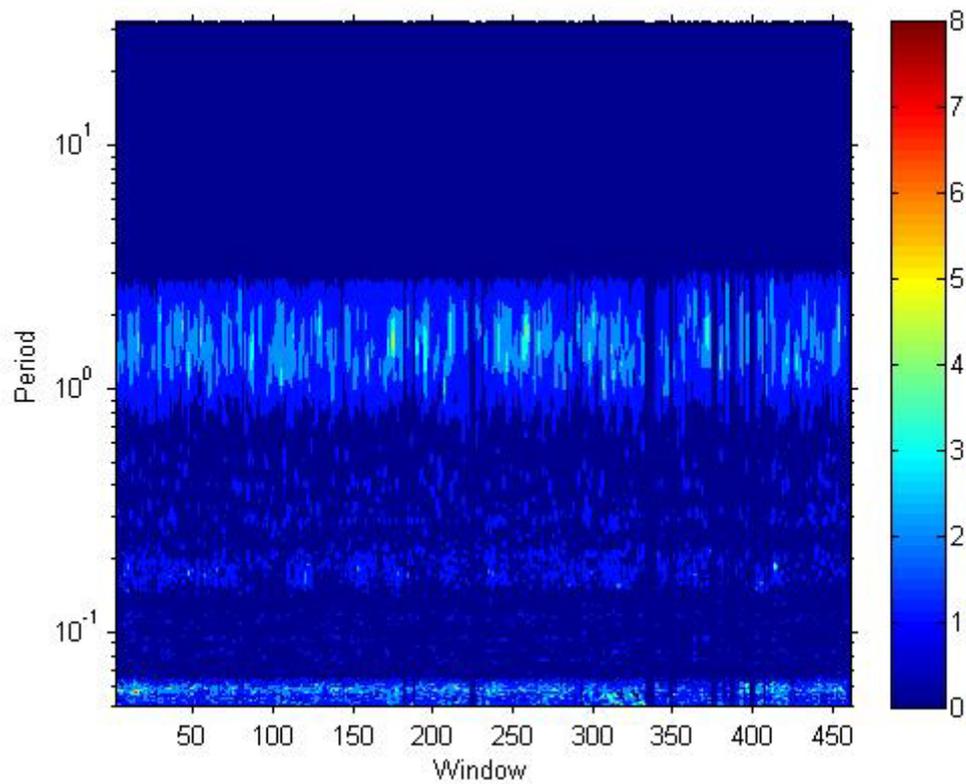


Figura A2.35: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento 1 del registro de Lorca (11/05/2011)

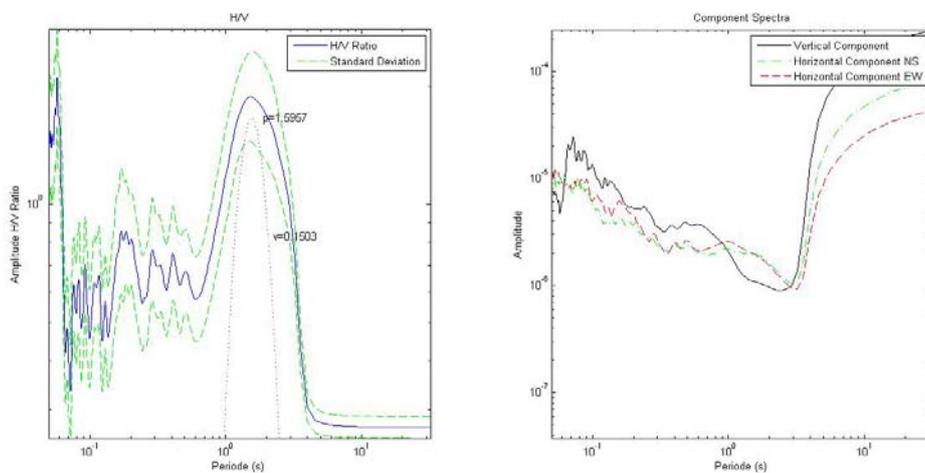


Figura A2.36: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento 1 del registro de Lorca (11/05/2011)

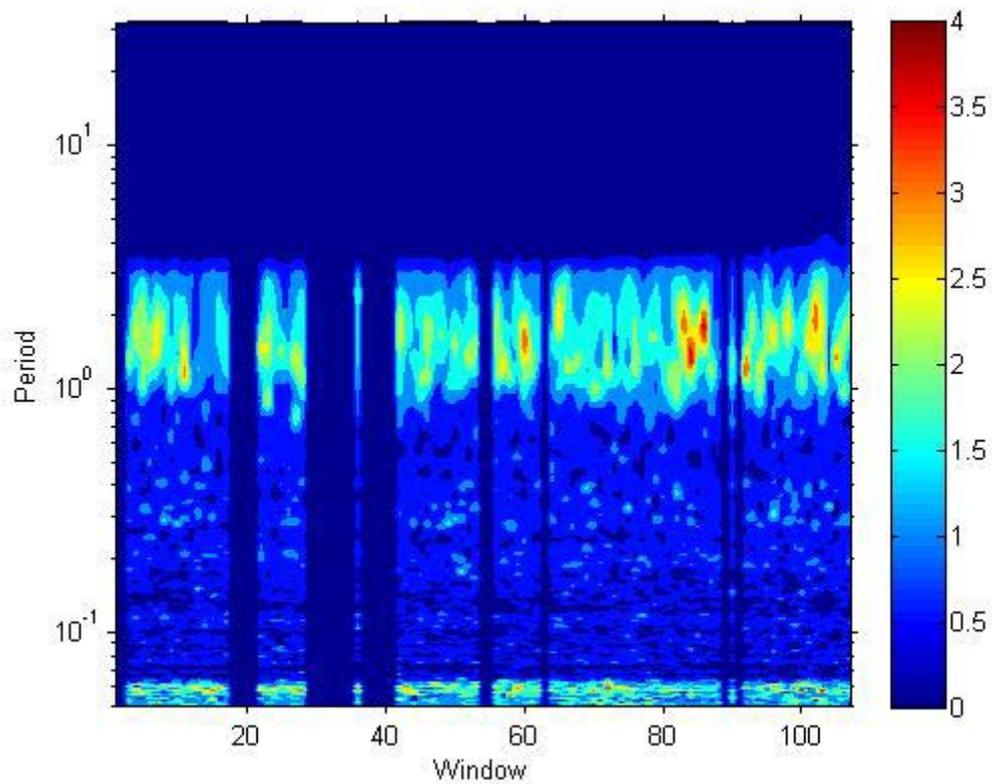


Figura A2.37: Ventana de estabilidad de la señal del ruido pre-evento 2 del registro de Lorca (11/05/2011)

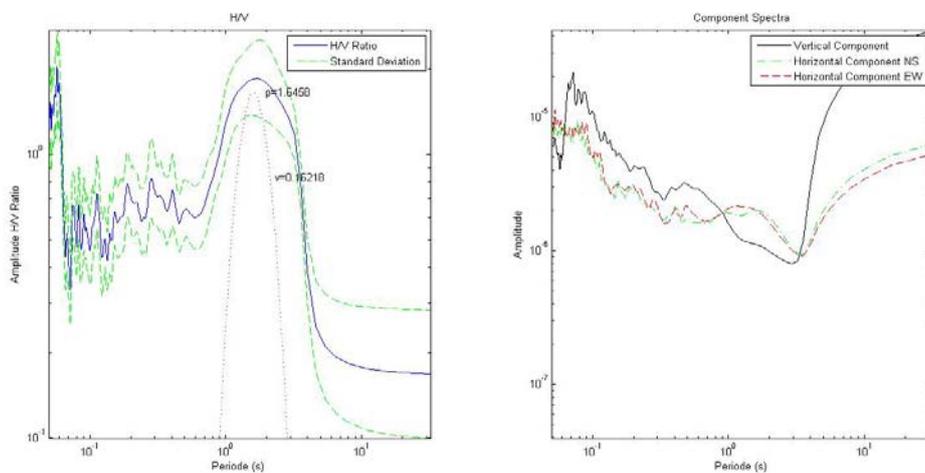


Figura A2.38: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido pre-evento 2 del registro de Lorca (11/05/2011)

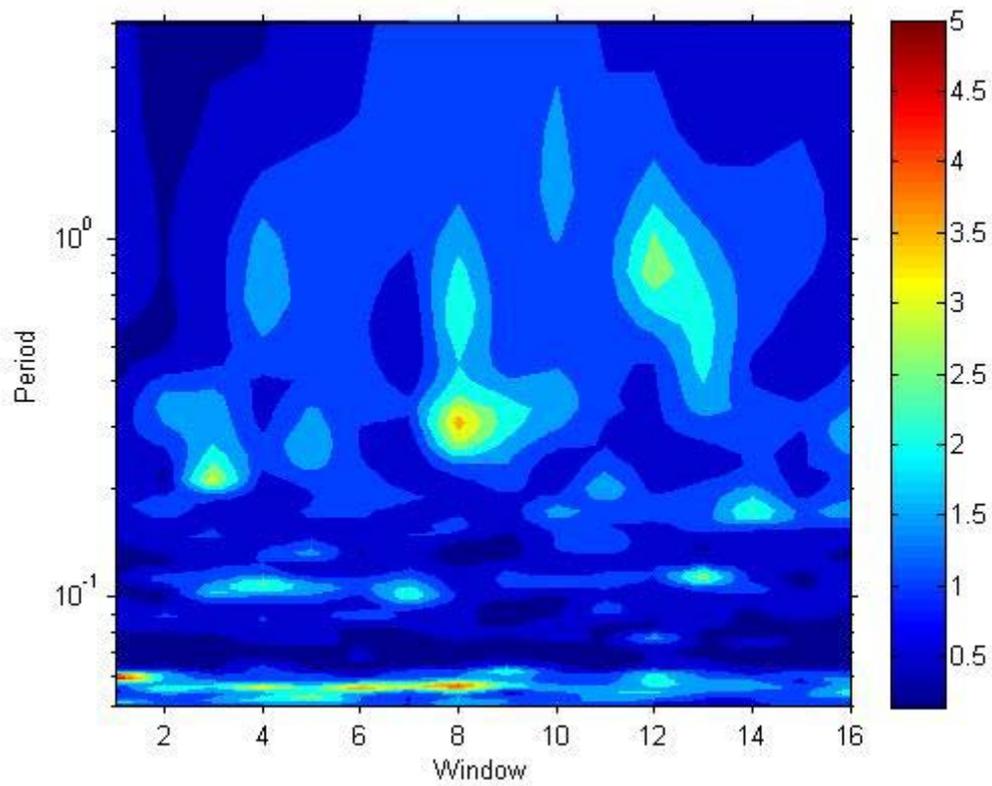


Figura A2.39: Ventana de estabilidad de la señal del evento sísmico del registro de Lorca (11/05/2011)

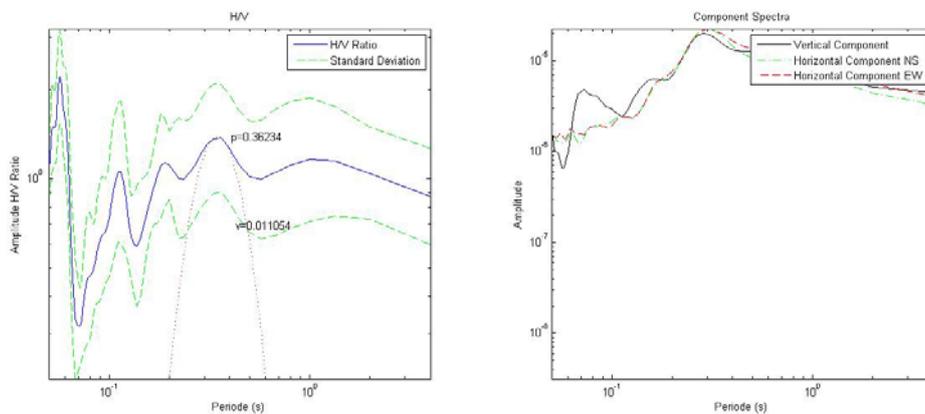


Figura A2.40: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del evento sísmico del registro de Lorca (11/05/2011)

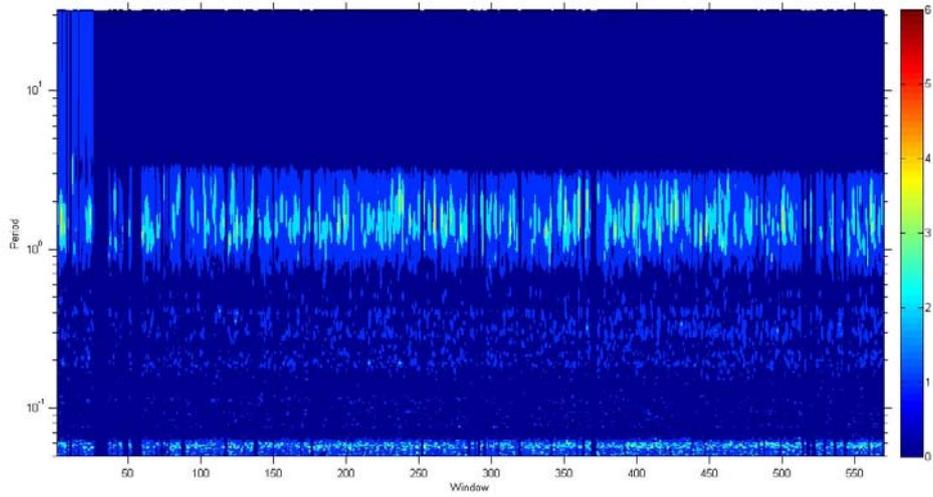


Figura A2.41: Ventana de estabilidad de la señal del ruido post-evento del registro de Lorca (11/05/2011)

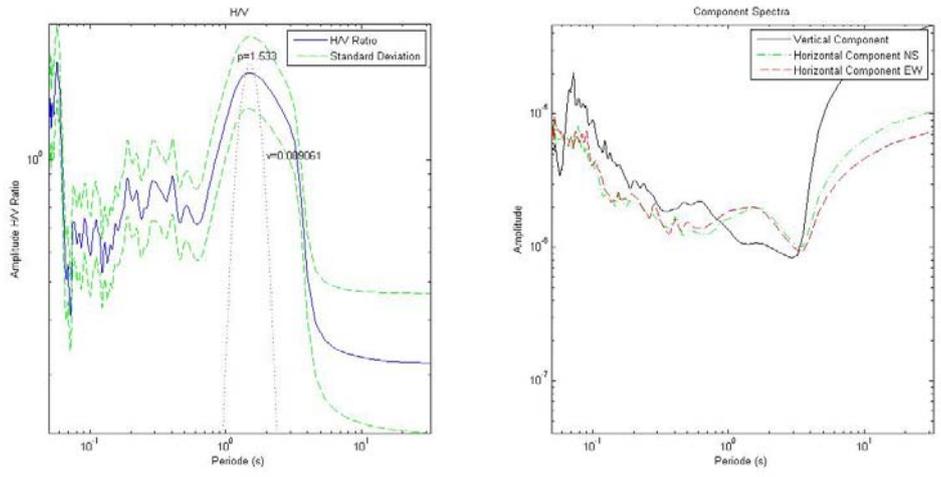


Figura A2.42: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal del ruido post-evento del registro de Lorca (11/05/2011)

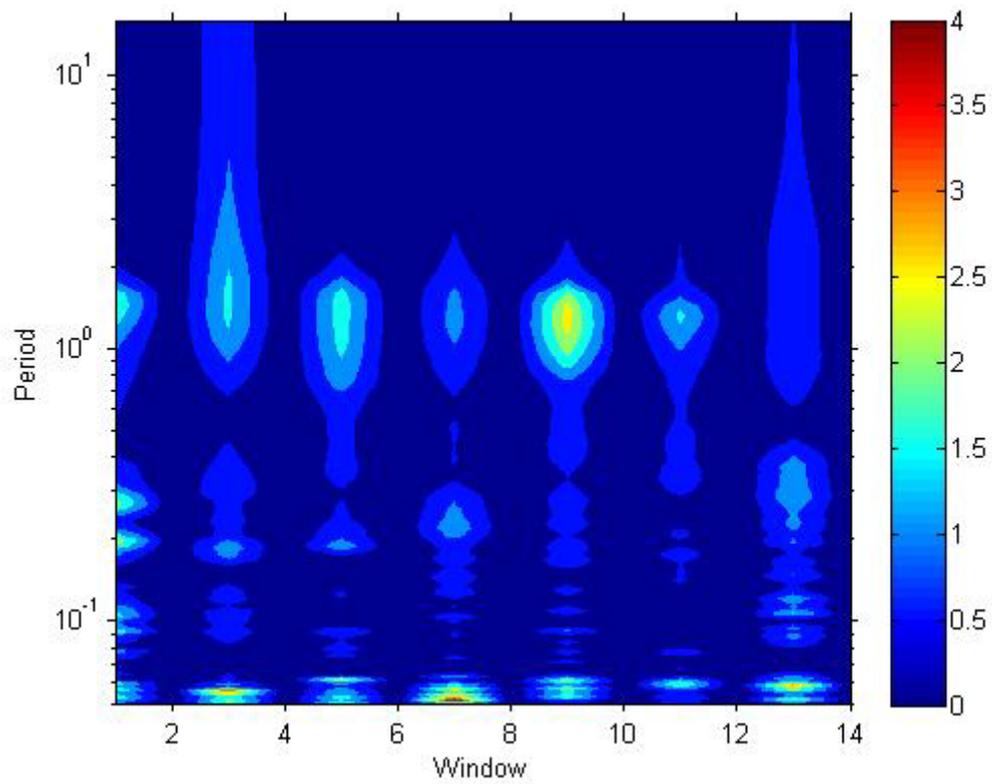


Figura A2.43: Ventana de estabilidad de las señales de terremotos ensambladas

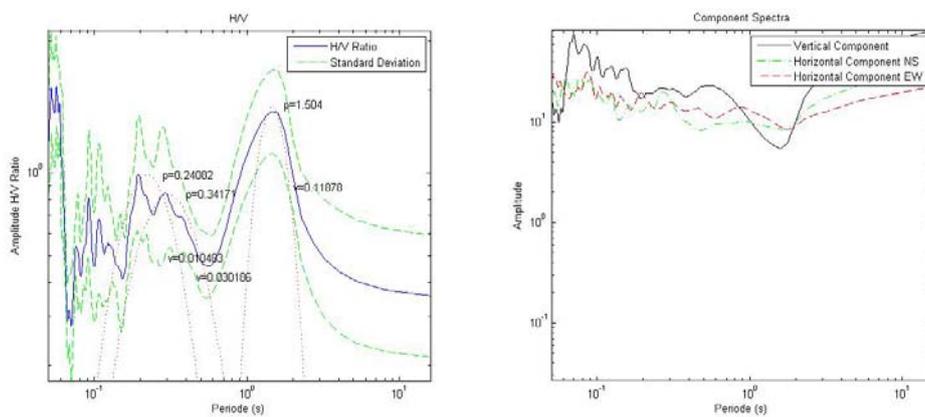


Figura A2.44: Curva H/V y espectro de las componentes de las señales de terremotos ensambladas

Anexo nº3: Registros temporales de las señales de Mallorca

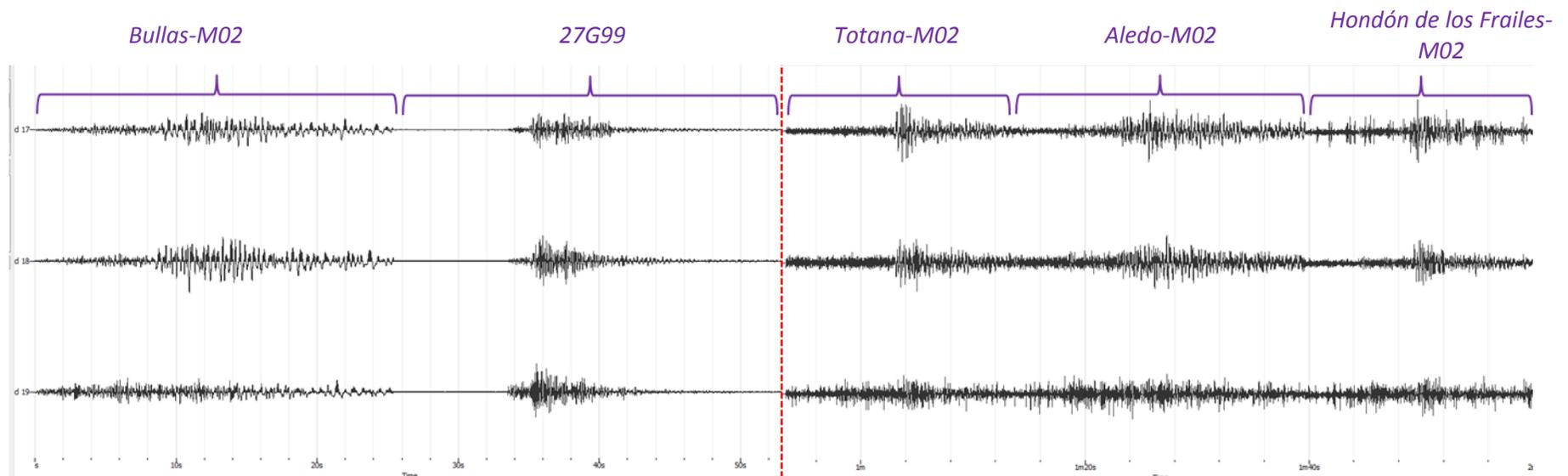


Figura A3.1: Empalme de acelerogramas registrados en la estación M02 (ubicación antigua del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. A la derecha de la línea de puntos roja se ha amplificado la amplitud de la señales, ya que en los terremotos de Totana, Aledo y Hondón de los Frailes la amplitud de las aceleraciones es del orden de 100 veces menor que en los terremotos de Bullas y 27G99. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

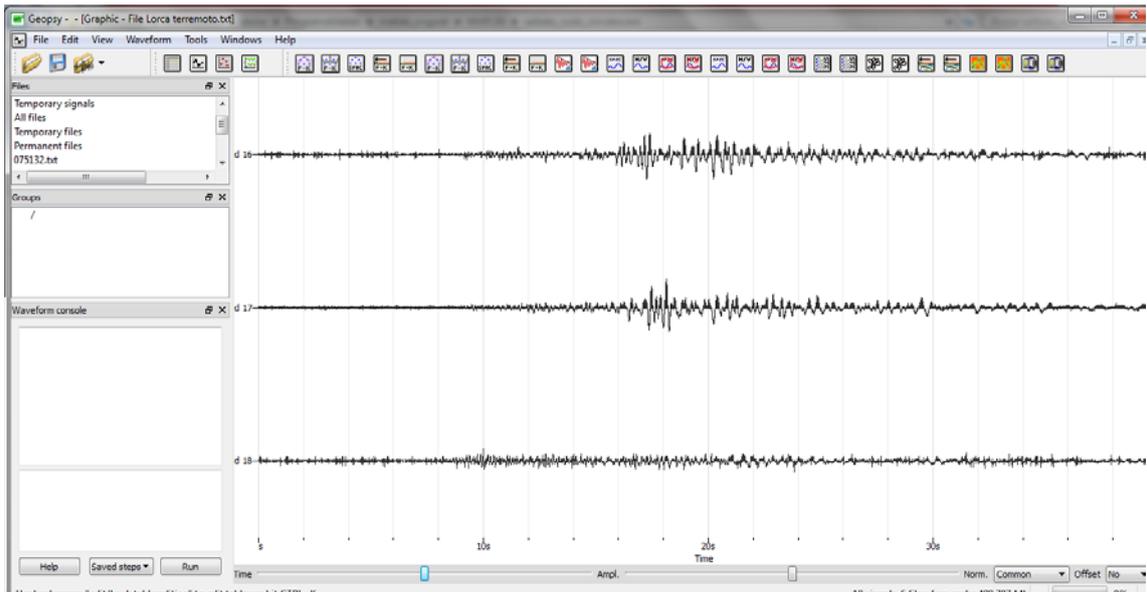


Figura A3.2: Registro del terremoto de Lorca en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

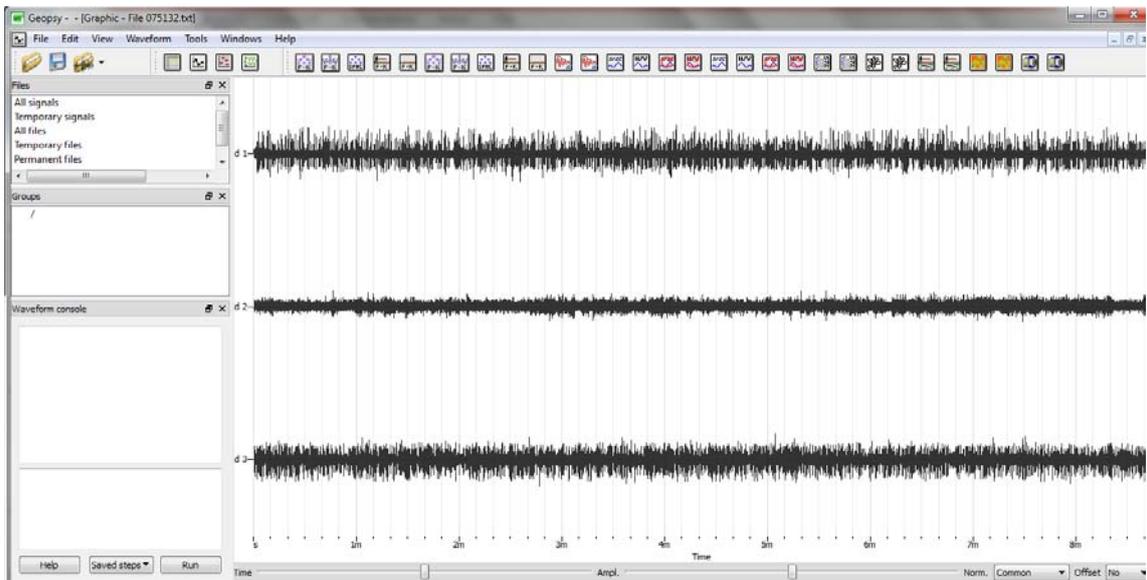


Figura A3.3: Registro de ruido 075132 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

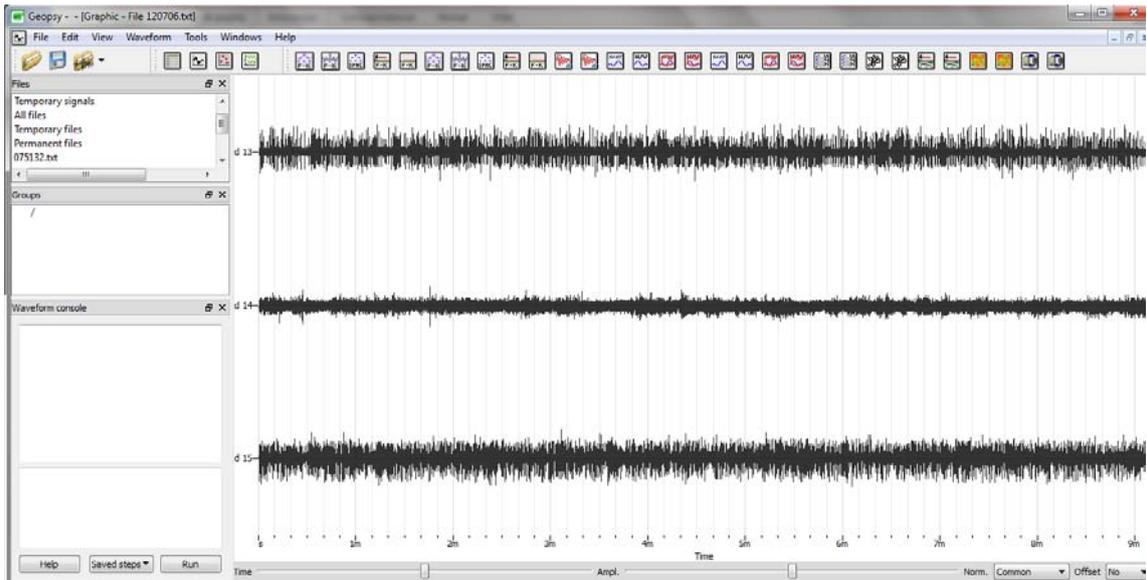


Figura A3.4: Registro de ruido 120706 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

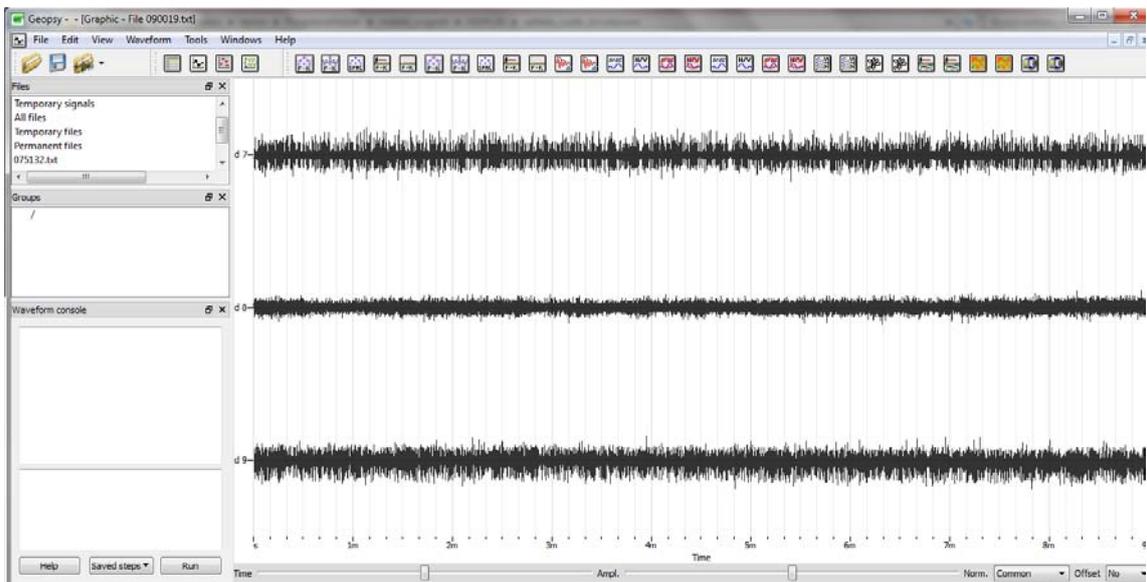


Figura A3.5: Registro de ruido 090019 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

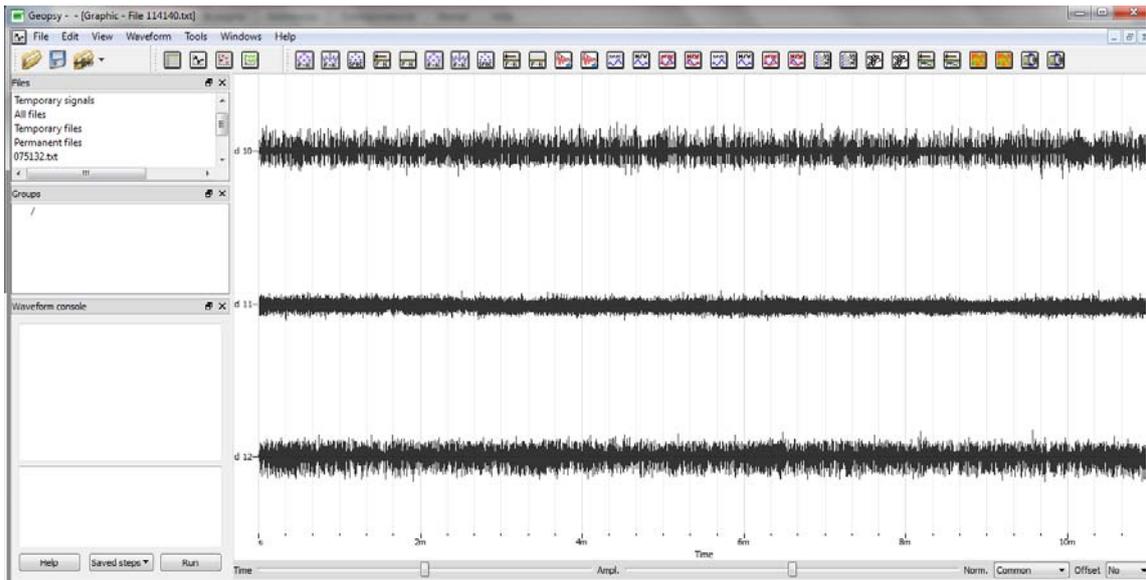


Figura A3.6: Registro de ruido 114140 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

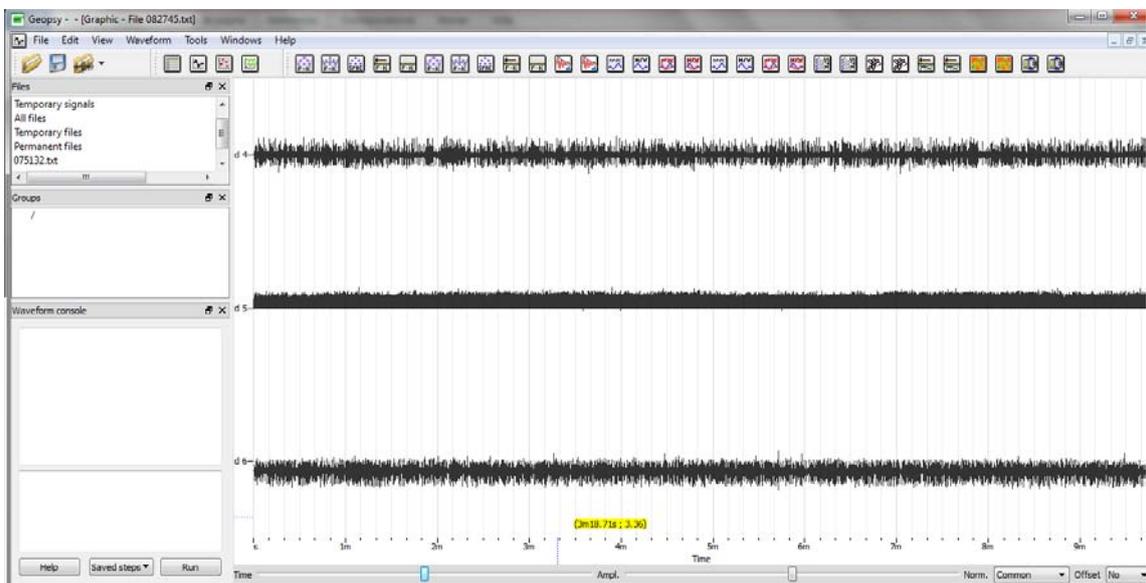


Figura A3.7: Registro de ruido 082745 en la estación M04 (ubicación actual del acelerógrafo de la red del IGN) de la ciudad de Murcia. Componentes Norte (arriba), Este (medio) y Vertical (abajo).

Anexo nº4: Ventanas de estabilidad H/V y curvas H/V con ajuste de picos de los registros de Murcia

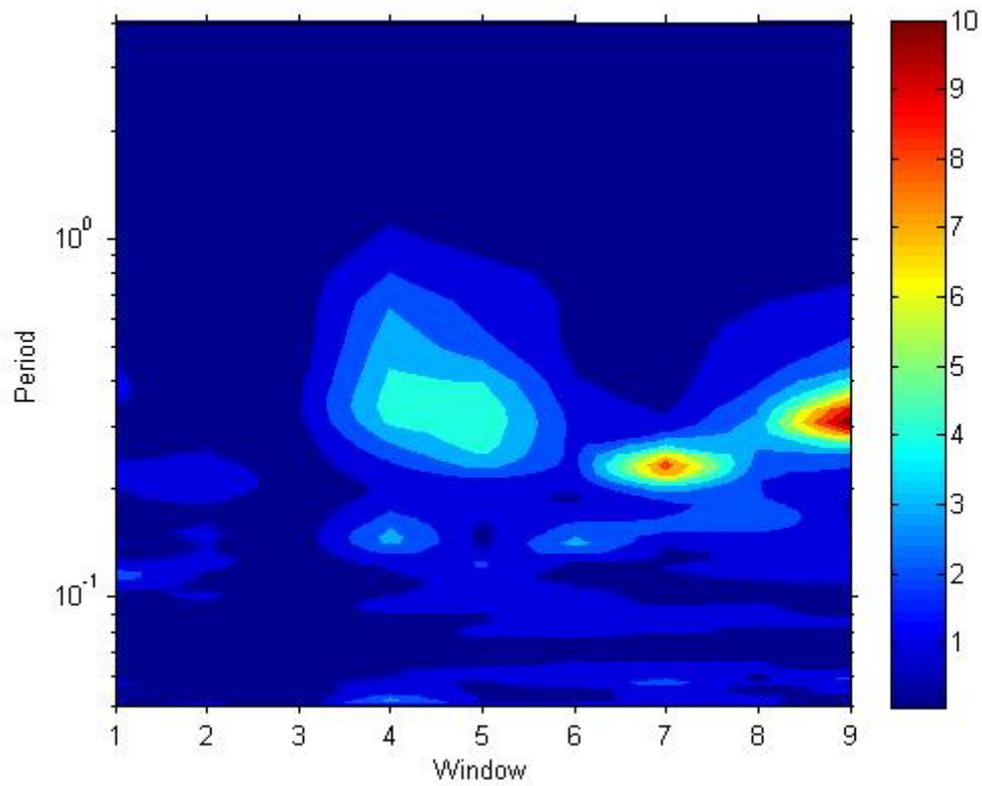


Figura A4.1: Ventana de estabilidad del evento sísmico 27G99 registrado en la estación M02 (27/08/1999).

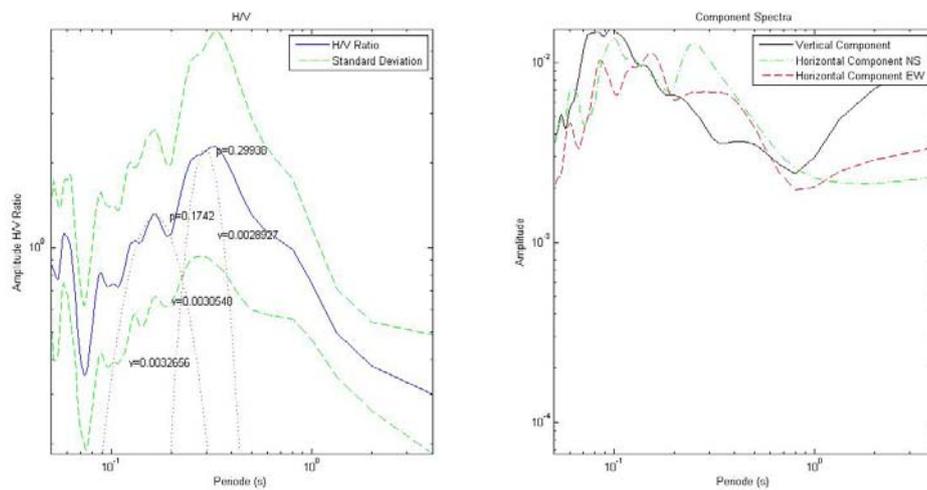


Figura A4.2: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico 27G99 registrado en la estación M02 (27/08/1999)

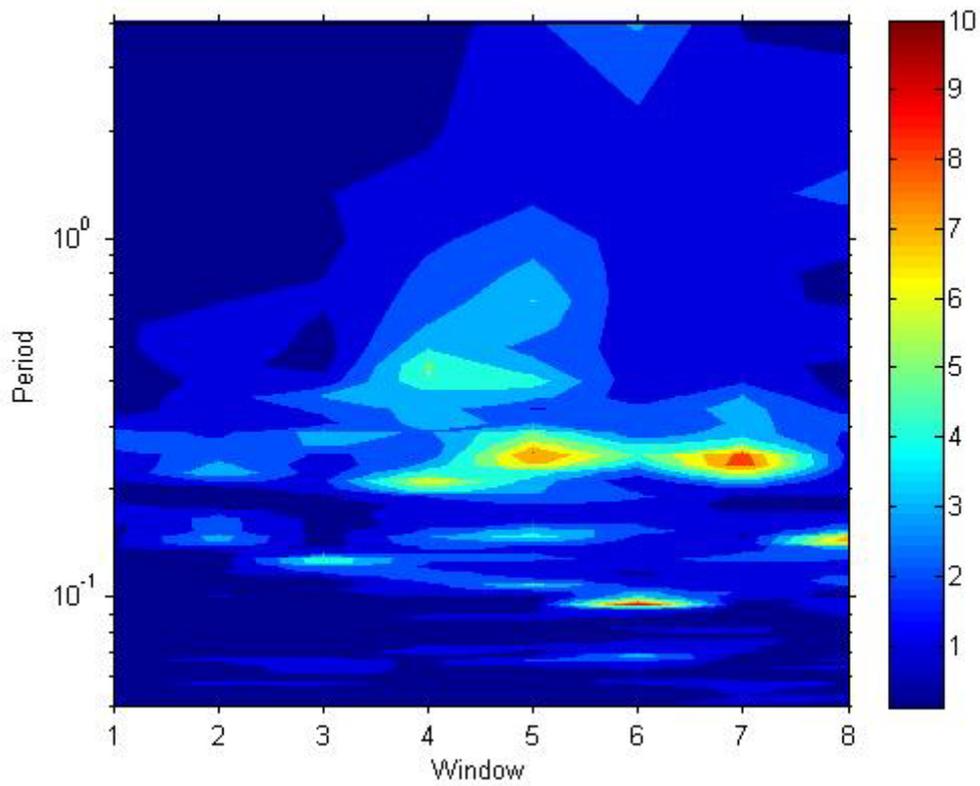


Figura A4.3: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Bullas, registrado en la estación M02 (06/08/2002).

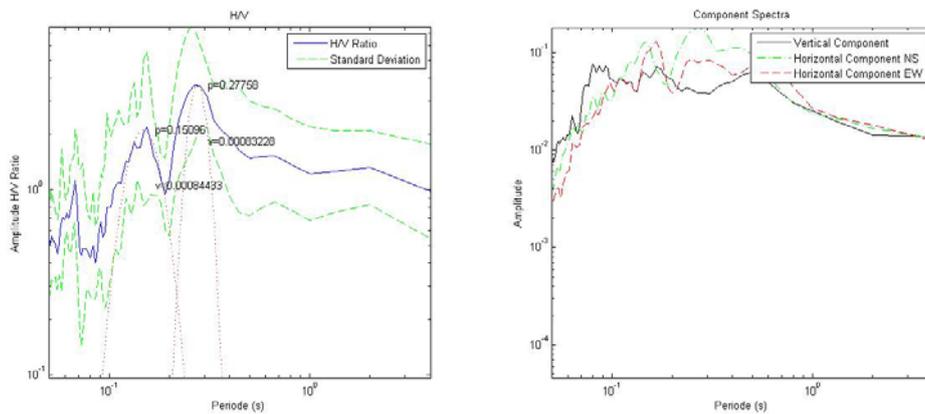


Figura A4.4: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Bullas, registrado en la estación M02 (06/08/2002).

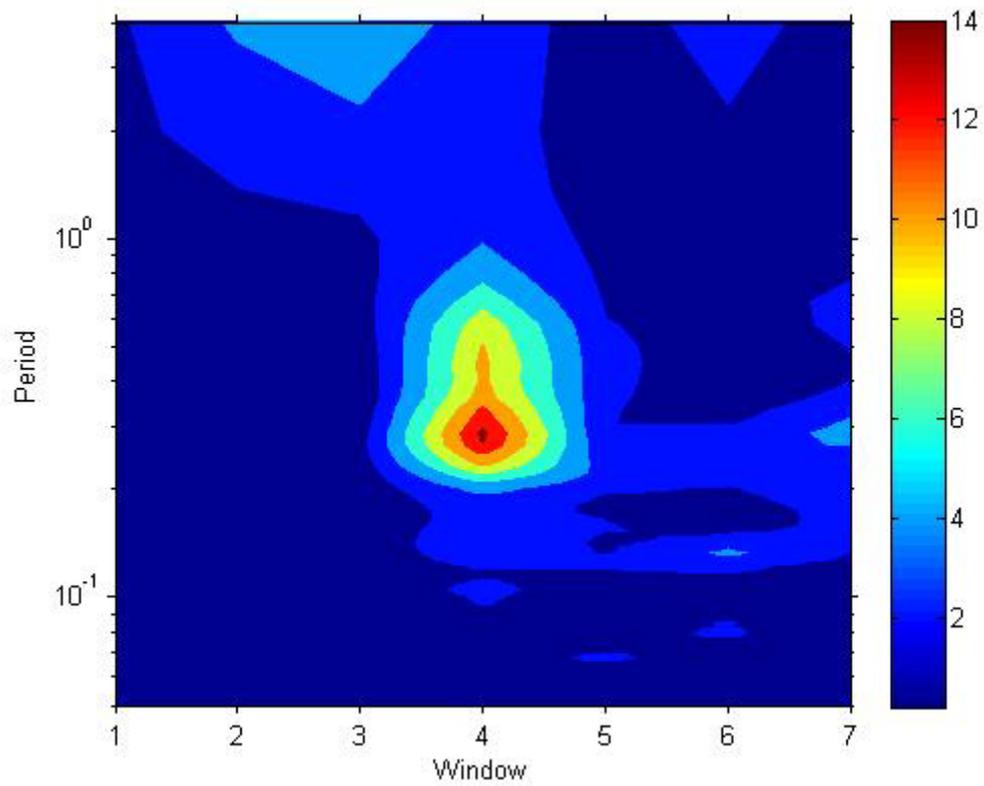


Figura A4.5: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Totana registrado en la estación M02 (16/04/2004).

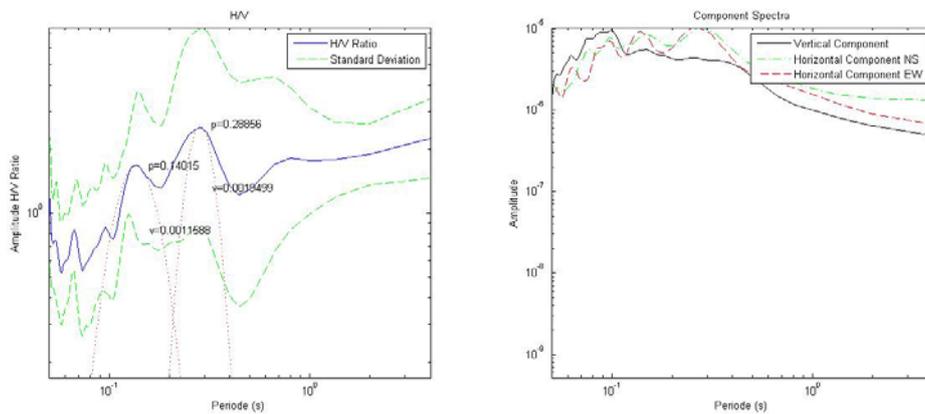


Figura A4.6: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Totana registrado en la estación M02 (16/04/2004).

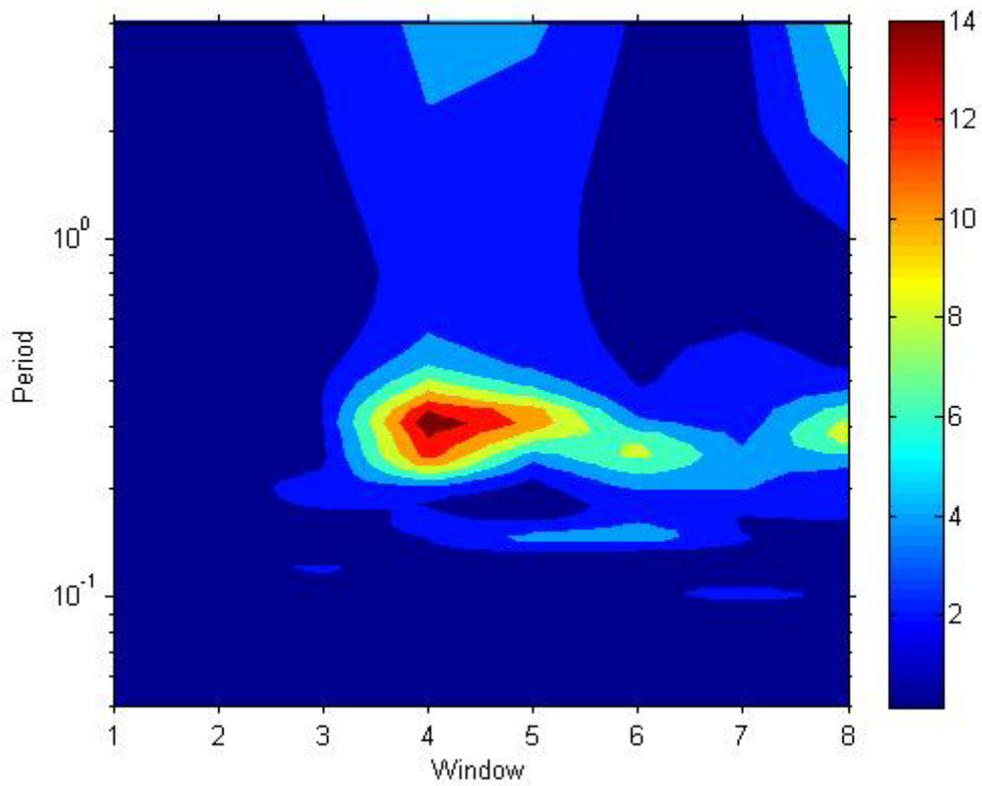


Figura A4.7: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Aledo registrado en la estación M02 (29/01/2005).

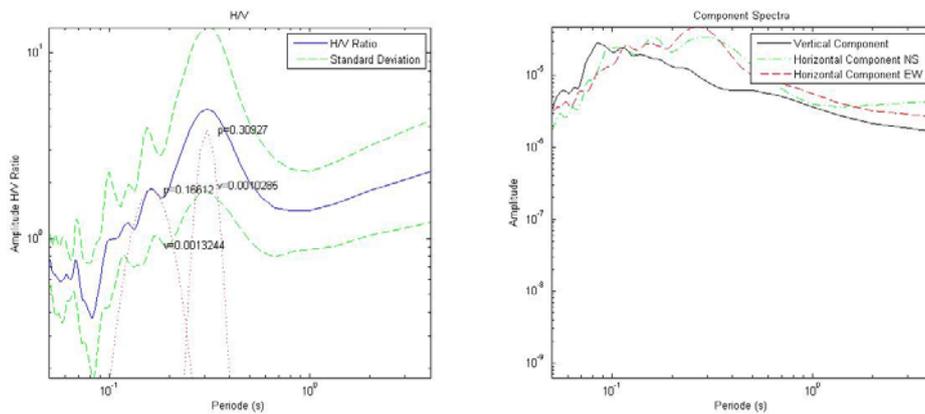


Figura A4.8: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Aledo registrado en la estación M02 (29/01/2005).

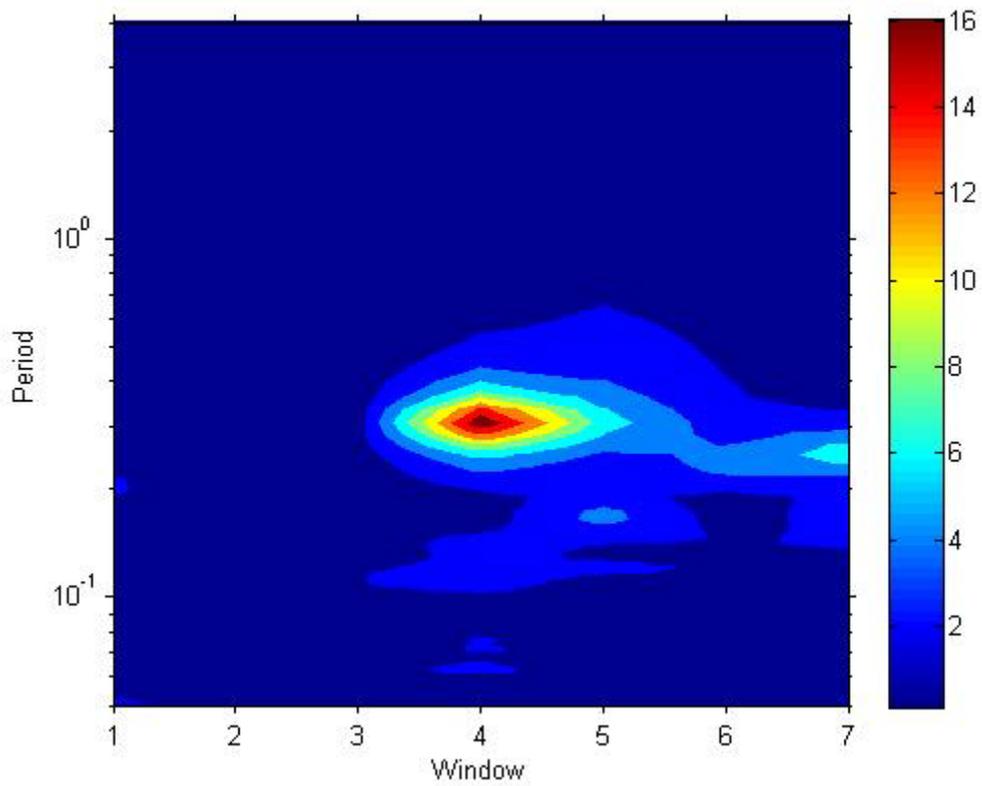


Figura A4.9: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Hondón de los Frailes registrado en la estación M02 (14/09/2008).

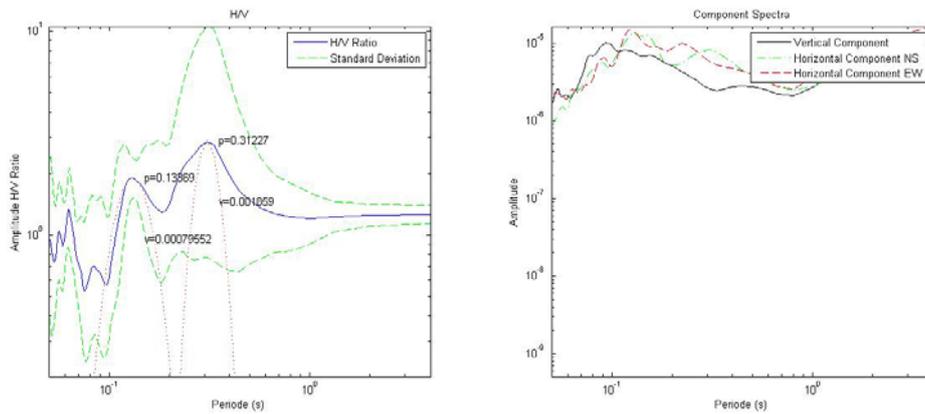


Figura A4.10: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Hondón de los Frailes registrado en la estación M02 (14/09/2008).

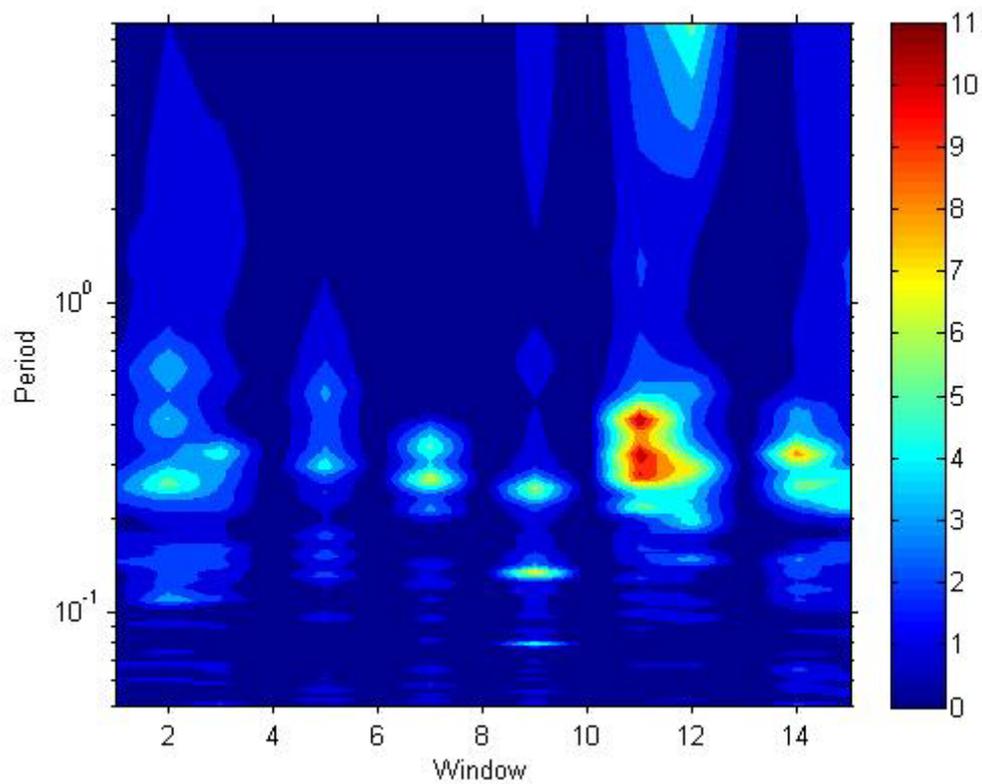


Figura A4.11: Ventana de estabilidad de las señales ensambladas de los terremotos registrados en la estación M02.

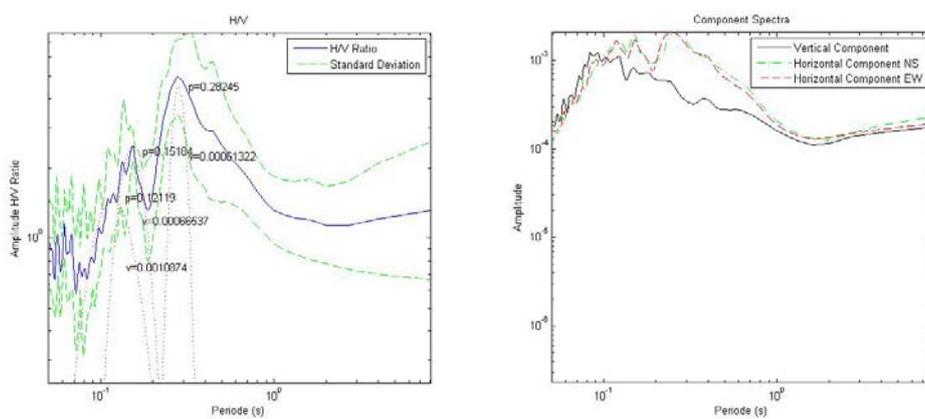


Figura A4.12: Curva H/V y espectro de las componentes de las señales ensambladas de los terremotos registrados en la estación M02.

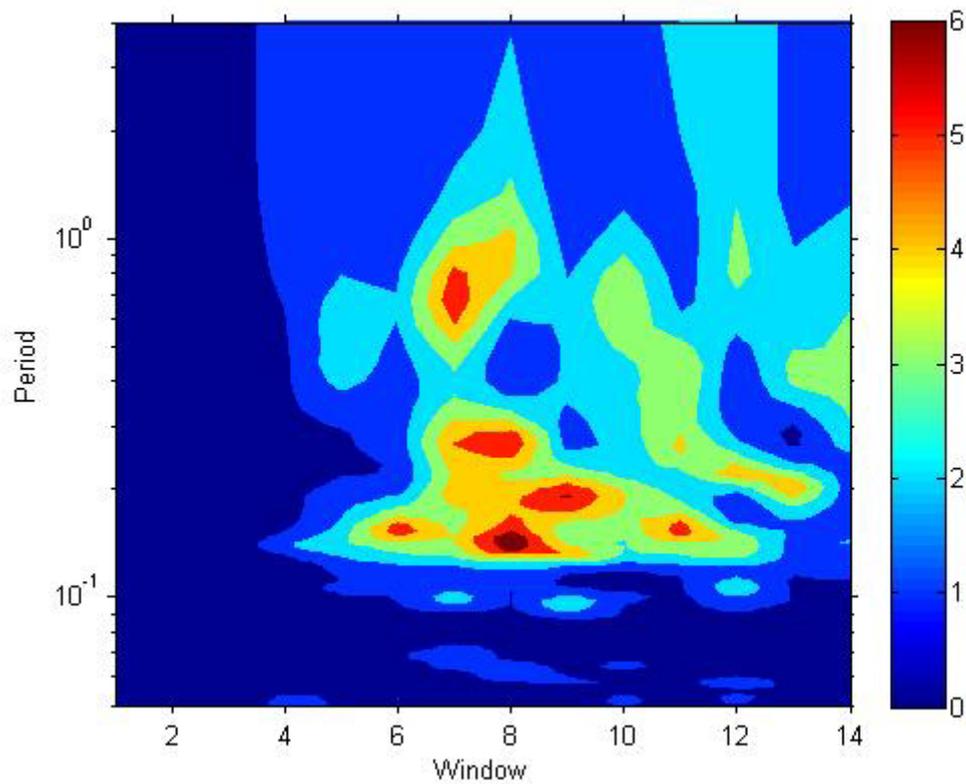


Figura A4.13: Ventana de estabilidad del evento sísmico de Lorca registrado en la estación M04 (11/05/2011).

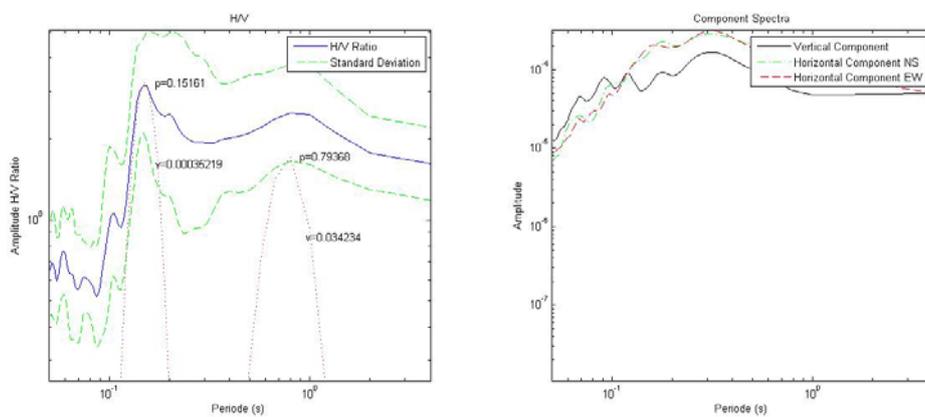


Figura A4.14: Curva H/V y espectro de las componentes del evento sísmico de Lorca registrado en la estación M04 (11/05/2011).

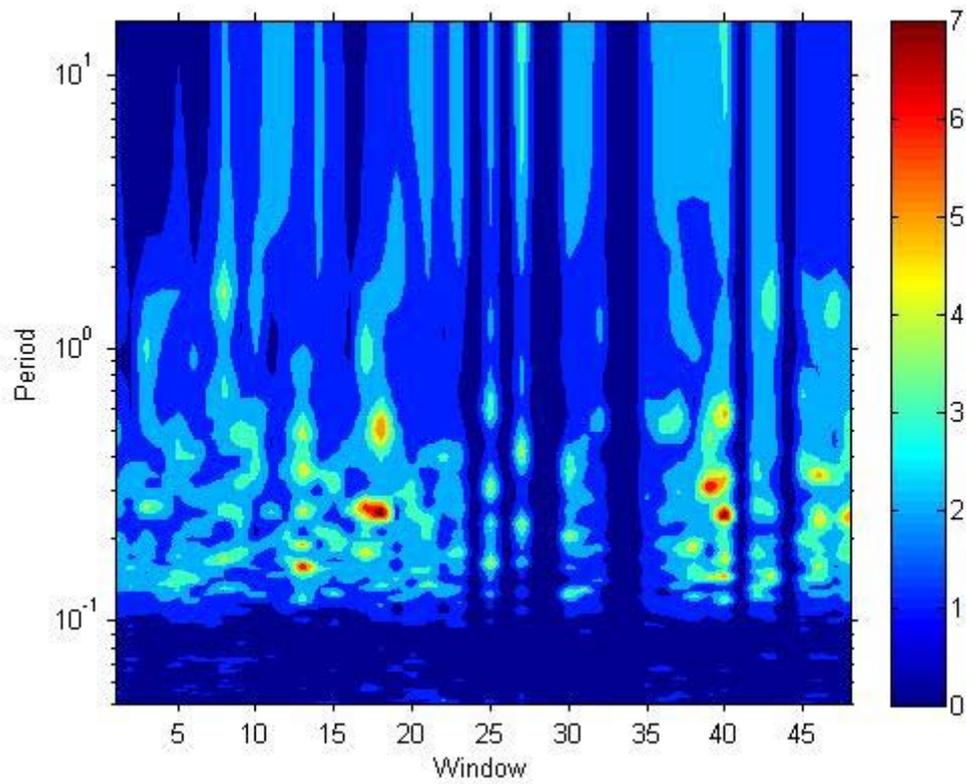


Figura A4.15: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 075132 registrado en la estación M04 (11/04/2012).

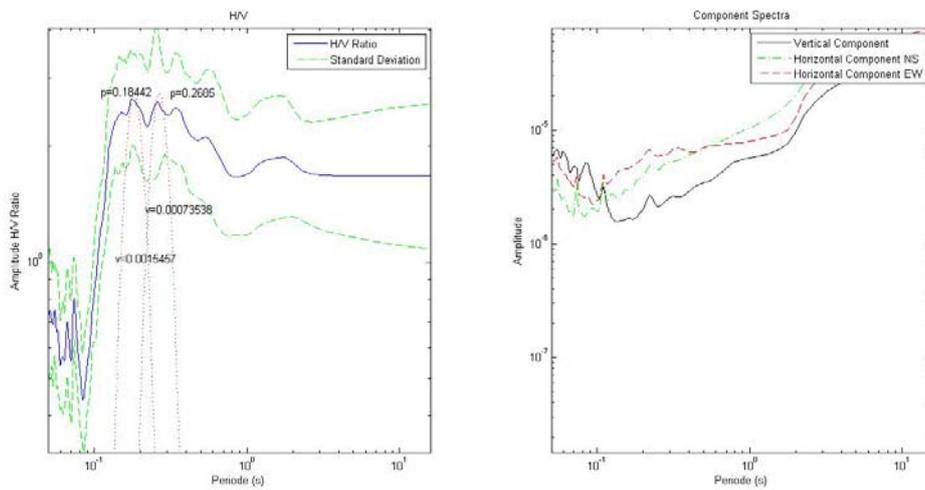


Figura A4.16: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 075132 registrado en la estación M04 (11/04/2012).

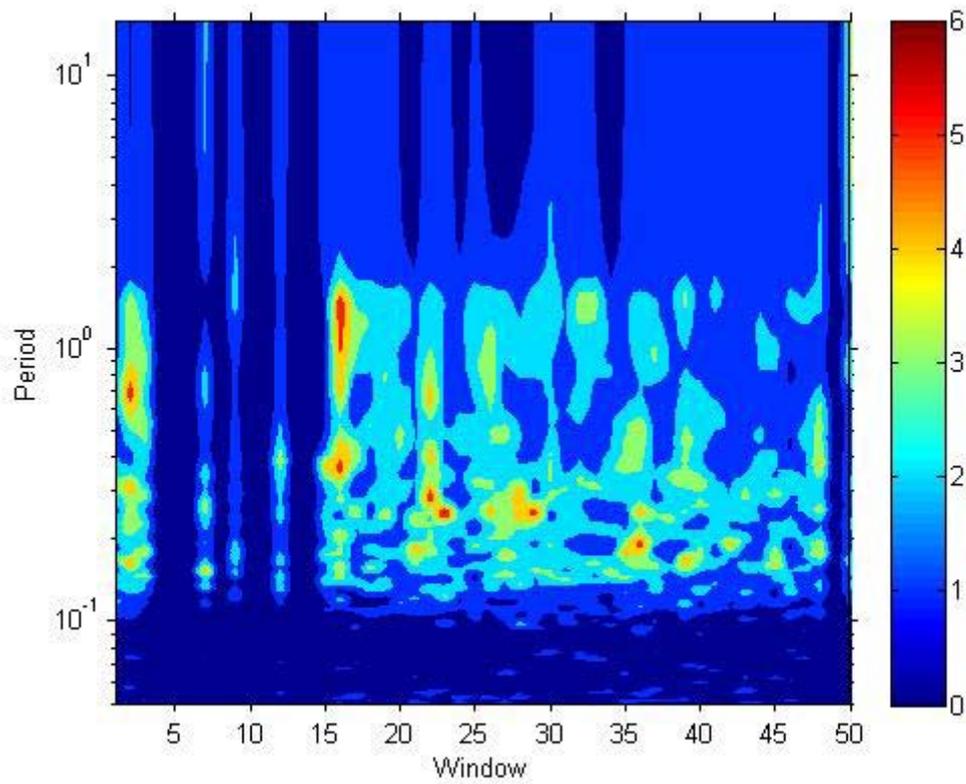


Figura A4.17: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 120706 registrado en la estación M04 (11/04/2012).

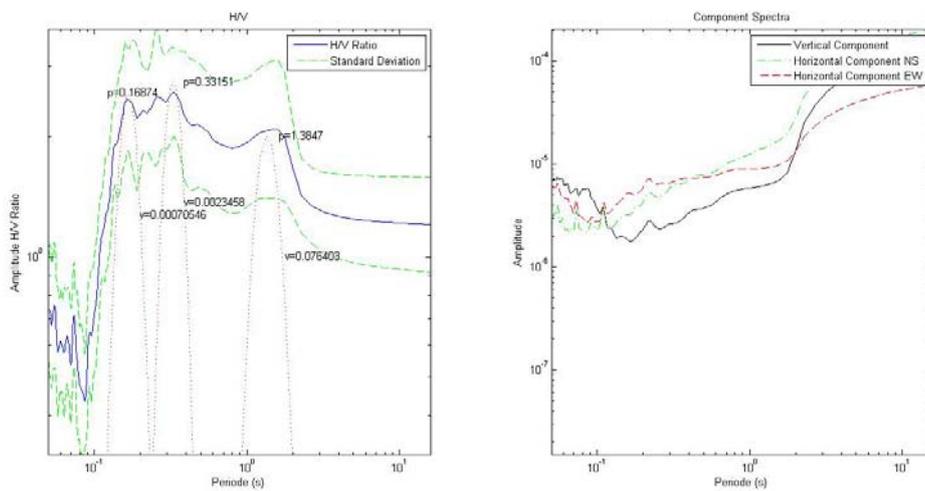


Figura A4.18: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 120706 registrado en la estación M04 (11/04/2012)

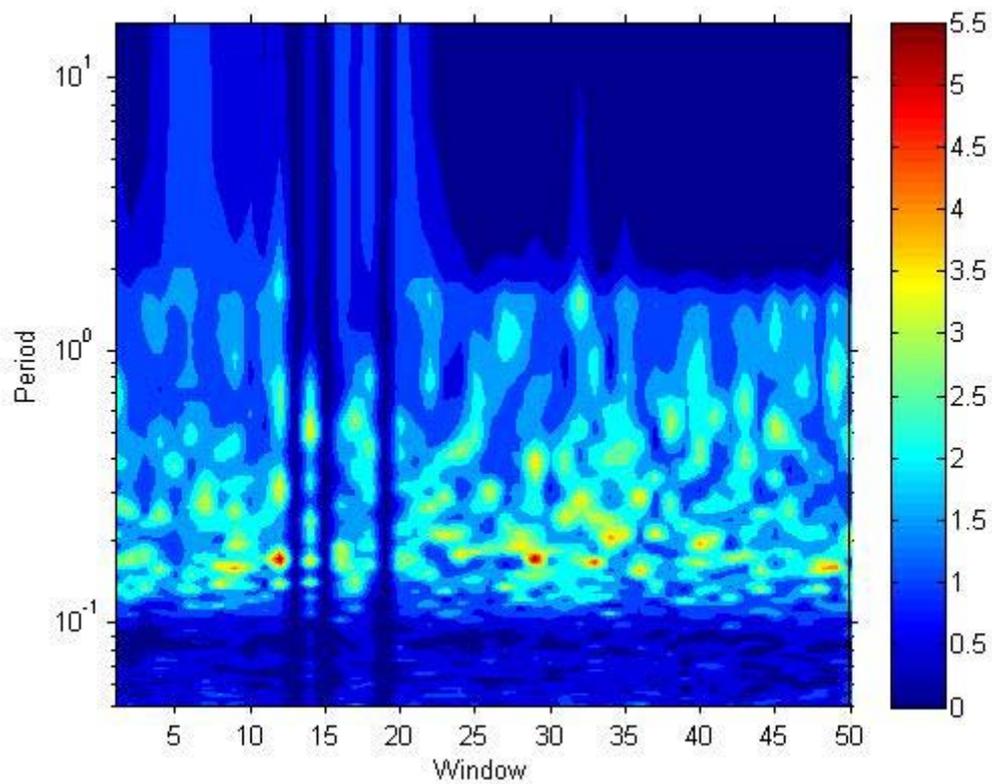


Figura A4.19: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 090019 registrado en la estación M04 (06/11/2012).

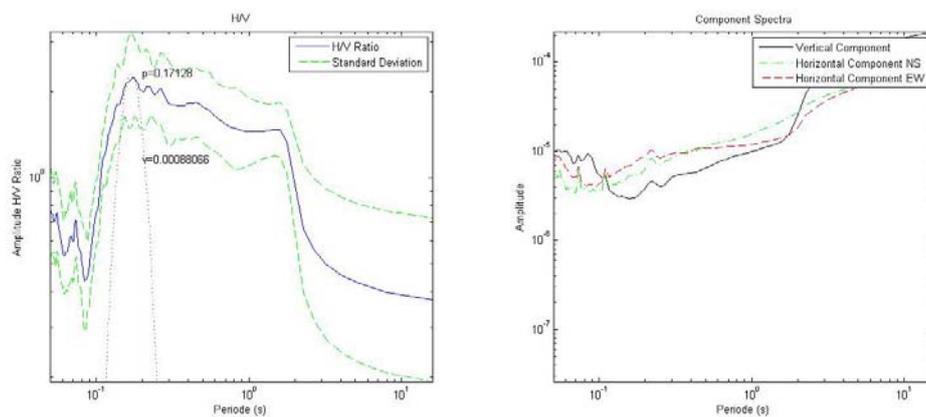


Figura A4.20: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 090019 registrado en la estación M04 (06/11/2012)

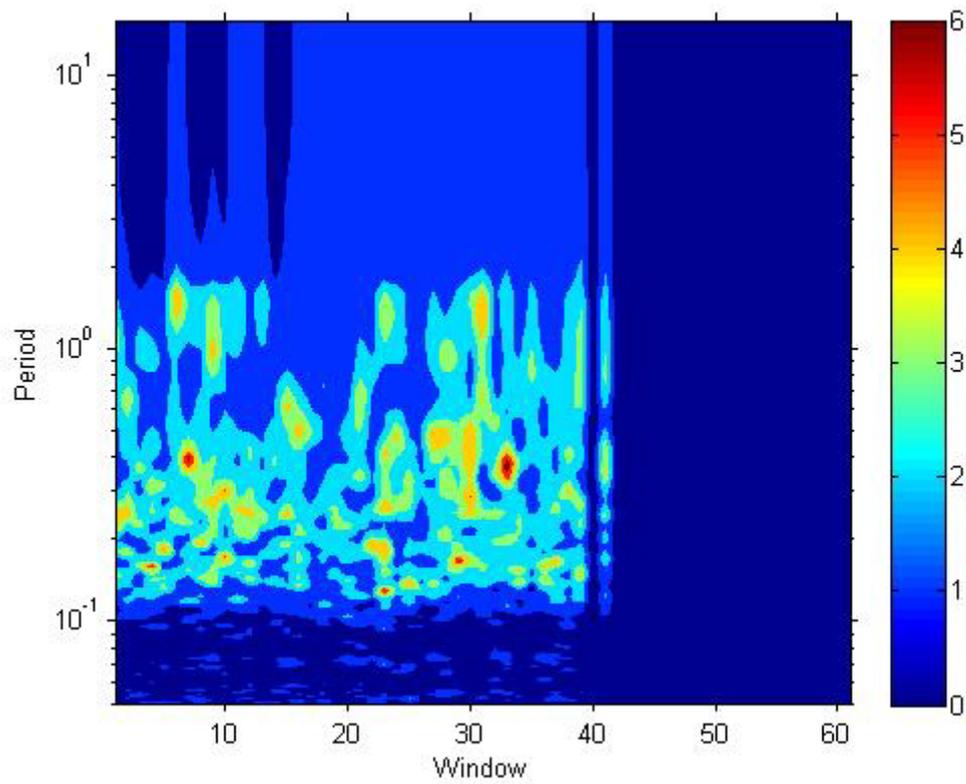


Figura A4.21: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 114140 registrado en la estación M04 (06/11/2012).

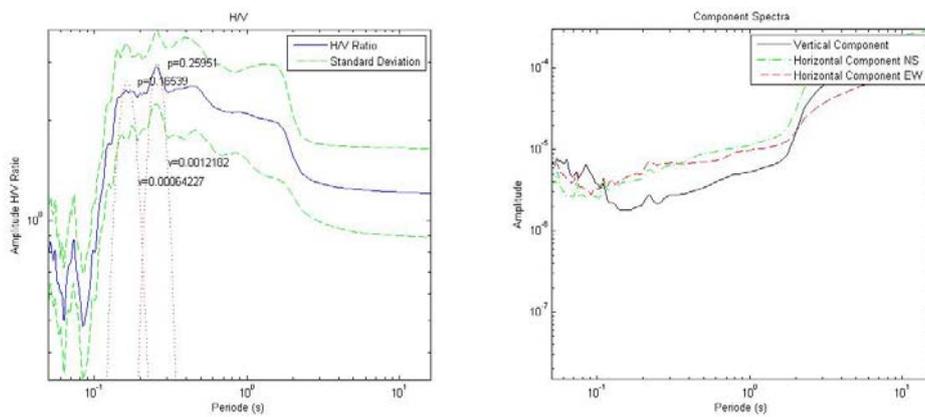


Figura A4.22: Ventana de estabilidad de la señal del ruido 114140 registrado en la estación M04 (06/11/2012)

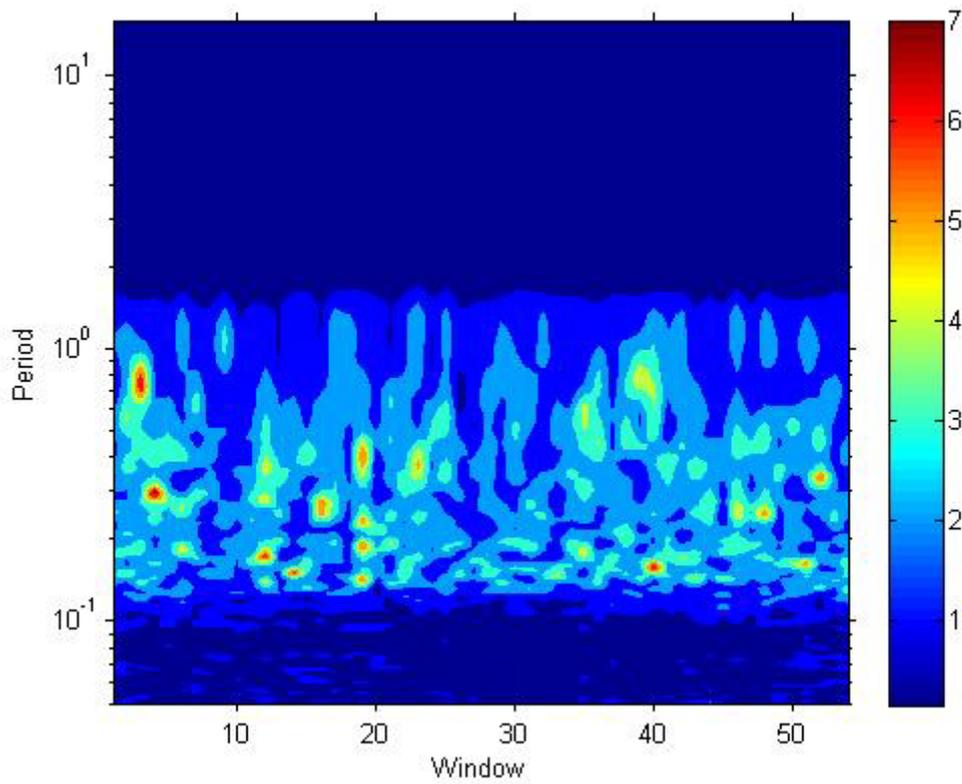


Figura A4.23: Curva H/V y espectro de las componentes de la señal de ruido 082945 registrado en la estación M04 (07/11/2012).

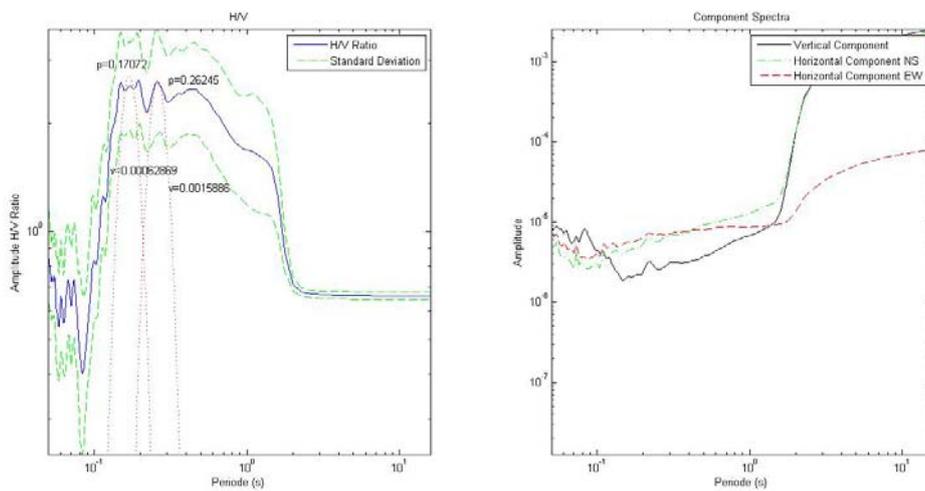


Figura A4.24: Ventana de estabilidad de la señal de ruido 082945 registrado en la estación M04 (07/11/2012)

*Anexo nº 5: Planos contenidos en el estudio geotécnico de la SEU
realizado en 2000 por Ingeniería de Sondeos S.A.*



INGENIERIA DE SONDEOS, S.A.
Corte Estratigrafico
SITUACION : LA SEU

OBRA : 3033
PLANO -6-

Impresion 12:52 de 26/04/00

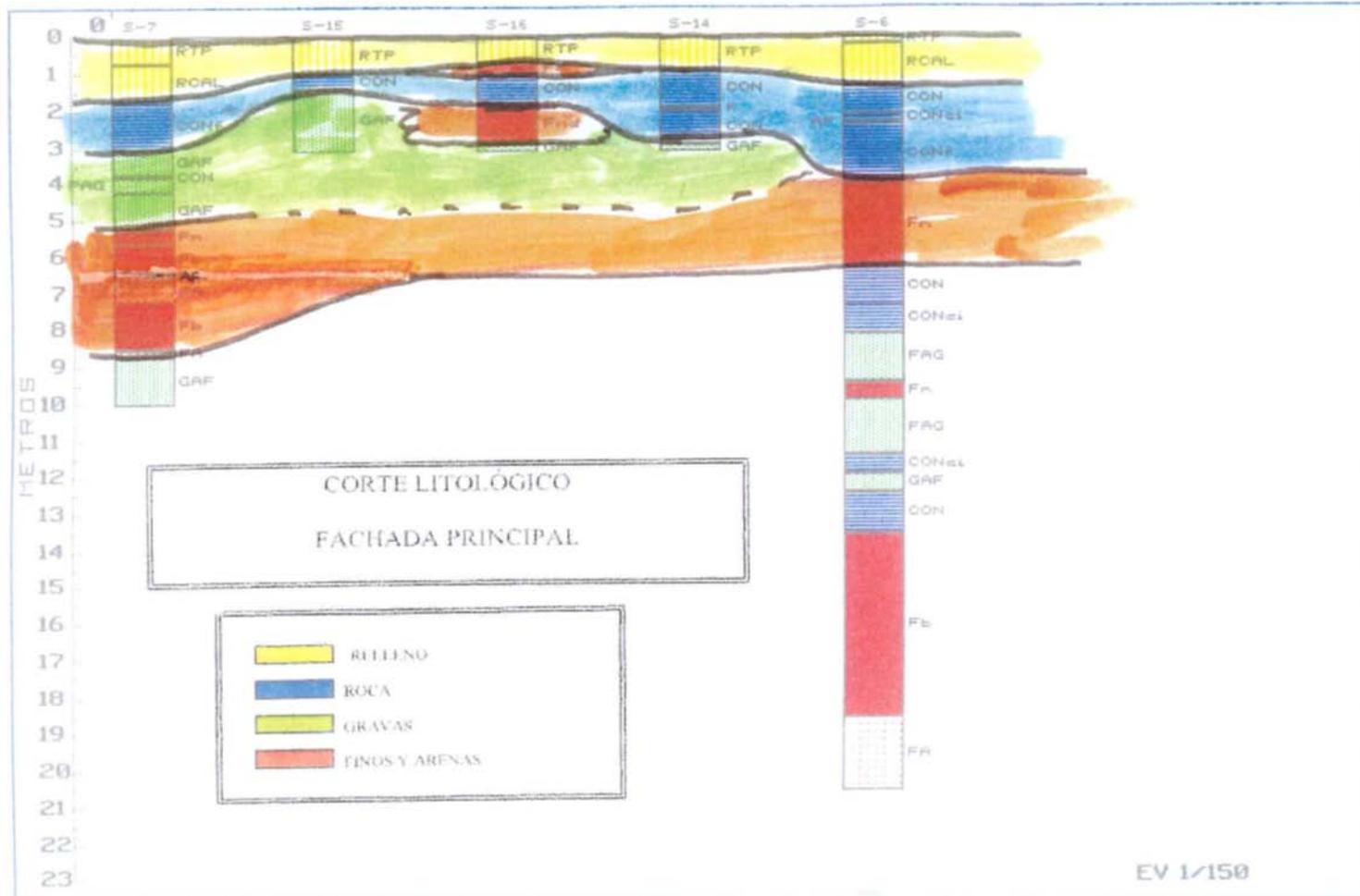


Figura A5.3: Corte litológico de la fachada principal de la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000)



INGENIERIA DE SONDEOS, S.A.
Corte Estratigrafico
SITUACION : LA SEU

OBRA : 3833
PLANO -7-

Impresion 13:03 de 26/04/00

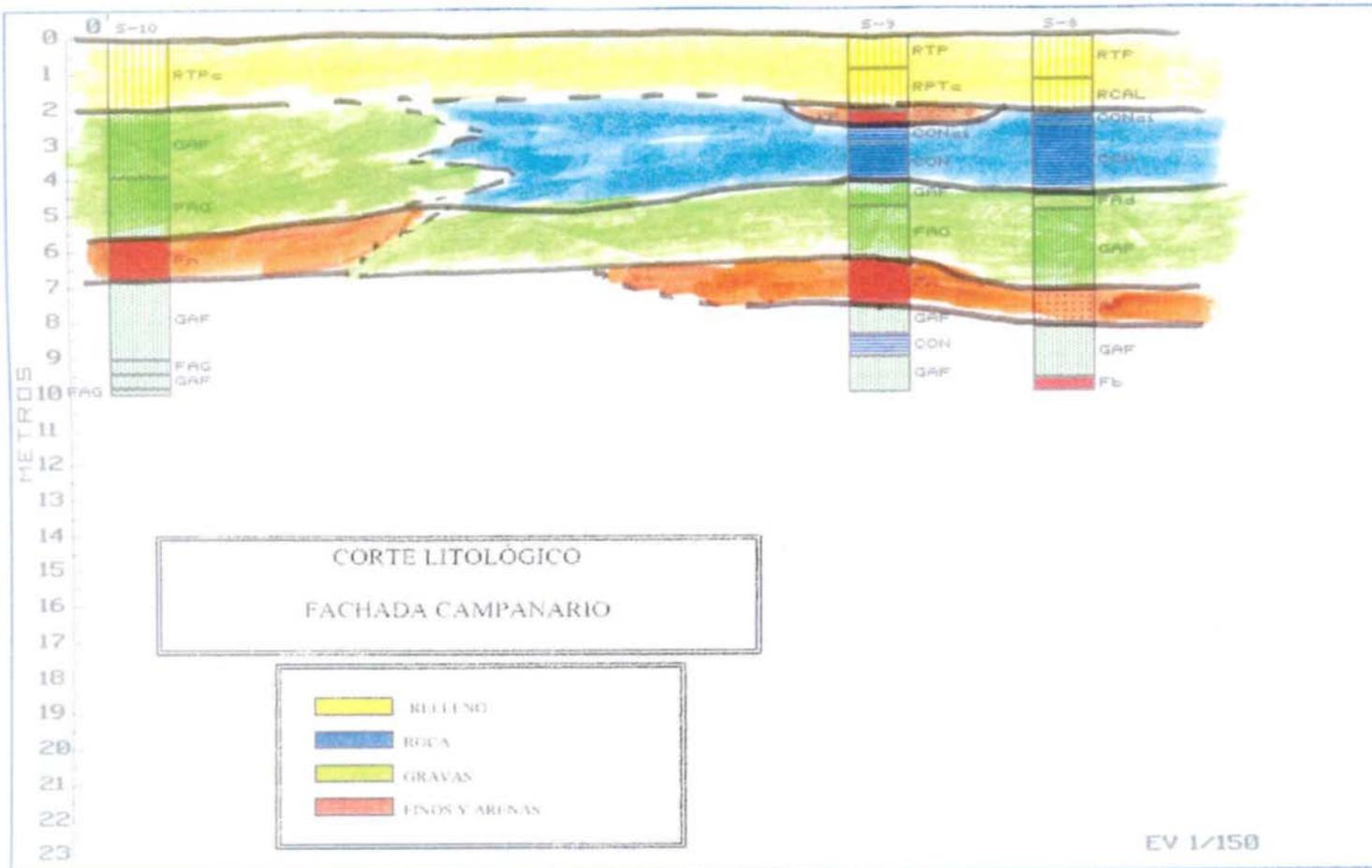
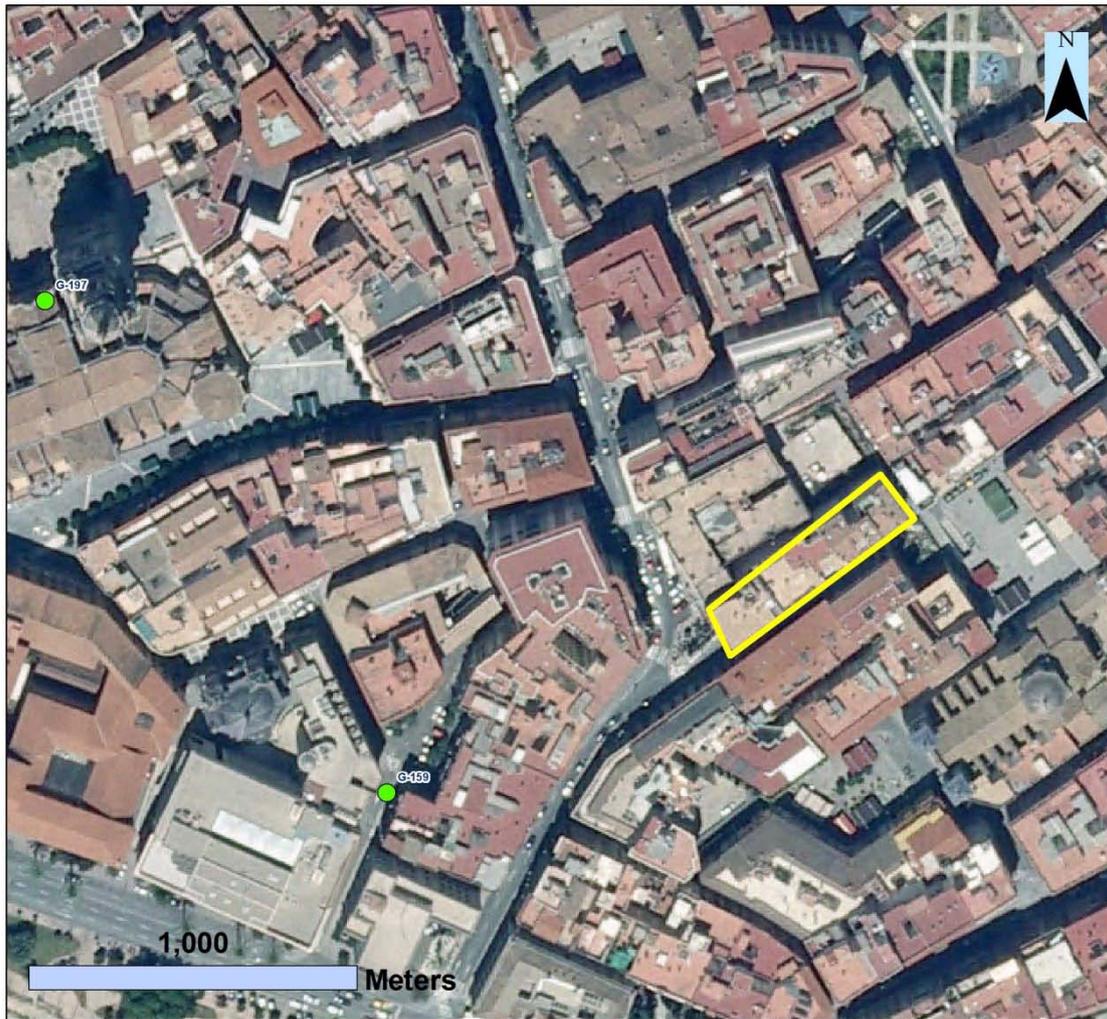


Figura A5.4: Corte litológico de la fachada del campanario de la Catedral de Palma de Mallorca (INGENIERÍA DE SONDEOS S.A., 2000)

Anexo nº6: Planos de los sondeos cercanos a los acelerógrafos de la ciudad de Murcia y columnas litológicas

Sondeos próximos al acelerómetro M02



Leyenda

- Sondeo
- Acelerómetro M02
- Acelerómetro M04

El acelerómetro M02 de la red del IGN, estuvo en uso desde el 04/02/1999 hasta el 05/11/2008. Los sondeos pertenecen a una recopilación realizada en 2010.



Figura A6.1: Mapa de los sondeos próximos a la estación M02 de la ciudad de Murcia (realizado con ArcGIS)

Sondeos próximos al acelerómetro M04



Figura A6.2: Mapa de los sondeos próximos a la estación M04 de la ciudad de Murcia (realizado con ArcGIS)

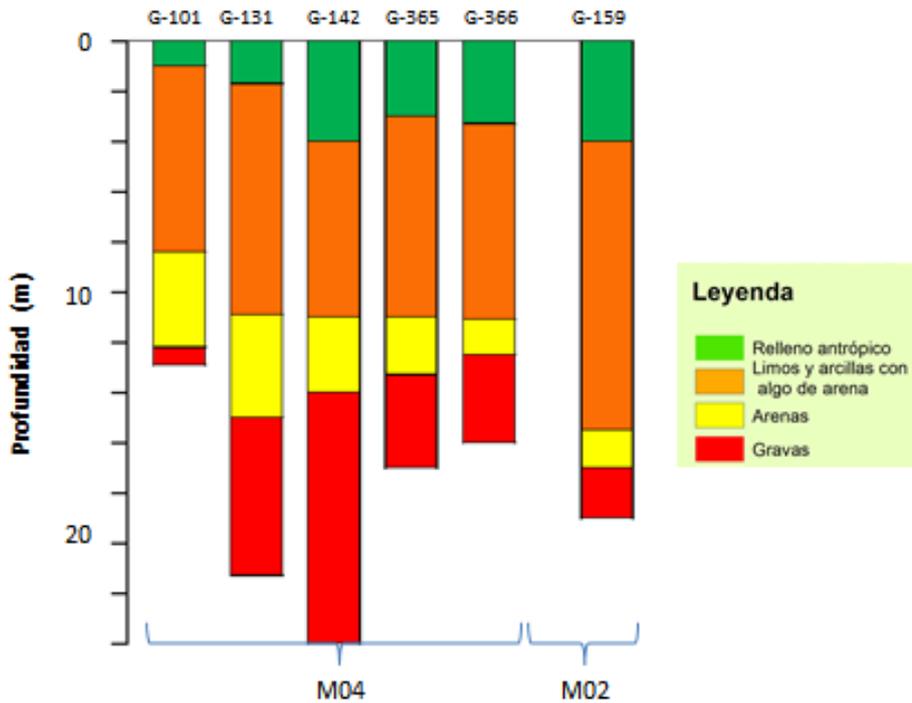


Figura A6.3: Columnas litológicas de los sondeos más cercanos a la estación M04 (ubicación actual del acelerómetro de la red del IGN) y el más cercano a la estación M02 (ubicación pasada).

	Numeración	SONDEO	EJECUCION	FUENTE	XUTM	YUTM
M04	G-101	S3	1984	ALPAÑÉS	664190	4206400
	G-131	SR16	1984	ALPAÑÉS	664162	4206256
	G-142	S'3(SG-3)	1983	ALPAÑÉS	664188	4206402
	G-365	Q7S1	(1984 a 1996)	(cuadernillo)	664309	4206354
	G-366	Q7S2	(1984 a 1996)	(cuadernillo)	664327	4206407
M02	G-159	S'20(SG-20)	-	ALPAÑÉS	664431	4205576

Figura A6.4: Características de los sondeos más cercanos a la estación M04 y el más cercano a la estación M02.