E.T.S. de Ingeniería de
Caminos, Canales y Puertos y
de Ingeniería de Minas
Universidad Politécnica
de Cartagena

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CARTAGENA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA MINERA, GEOLÓGICA Y CARTOGRÁFICA

TESIS DOCTORAL

DESARROLLO E IMPLEMENTACIÓN DE MÉTODOS AVANZADOS DE
EXPLORACIÓN SÍSMICA ACTIVA Y PASIVA, Y DEL MÉTODO DEL
GRADIENTE TOPOGRÁFICO EN EL ANÁLISIS DE MICROZONIFICACIÓN
SÍSMICA EN EL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

Trabajo presentado por **JARUSELSKY PÉREZ CUEVAS** para aspirar al
grado de Doctor por la Universidad Politécnica de Cartagena.

Dirigida por:

DR. PEDRO MARTÍNEZ PAGÁN

DR. MANUEL NAVARRO BERNAL

DR. SENÉN SANDOVAL CASTAÑO

AGRADECIMIENTOS

Esta Tesis Doctoral es el resultado de un intenso trabajo en el que muchas personas han hecho importantes aportes. Debido a esto, en las siguientes líneas, quiero expresar mi gratitud a todos los que de alguna manera formaron parte.

En primer lugar quiero dar las gracias a los Directores de esta Tesis Doctoral: Dr. Pedro Martínez Pagán, Dr. Manuel Navarro Bernal y Dr. Senén Sandoval Castaño. Gracias por todo el apoyo, supervisión y confianza que me han brindado durante mi etapa de formación doctoral.

Al Dr. Antonio García Jerez y al Dr. Francisco Alcalá por su disposición a aportar nuevas ideas que sin lugar a duda representaron una mejoría en el desarrollo de esta Tesis.

Doy las gracias al Ministerio de Educación Superior, Ciencia y Tecnología (MESCYT) de la República Dominicana por el apoyo financiero que me han proporcionado durante los años en que he estado realizando esta Tesis. Agradecer a los proyectos de la Fundación Seneca (Murcia, España) en el marco del Proyecto de Investigación 15322/PI/10 y al Proyecto de Investigación CGL2011-30187-C02-02 financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación de España.

Quiero expresar mi sincera gratitud a todos lo que nos acompañaron en las medidas de campo y aportaron ideas para mejorar el sistema de adquisición de datos: Iván Alhama, Manuel Cánovas, Francisco Segura Quiles, Freddy Ramírez Medrano, Jorge Luis Ruiz Flores, Franklyn Rafael Suriel, Laura García, Manuel Allés y Gerson Ramos. En este sentido mostrar agradecimiento a los miembros de Protección Civil y de la Policía Local de las ciudades de Lorca, Adra y Almería por el inestimable apoyo prestado durante las campañas de medidas.

A los amigos de otros grupos de investigación: Wilfredo Jiménez Jorge, Francisco Ramírez, Juan G. Faxas y Néstor Guerrero por motivarme a seguir adelante.

Le agradezco especialmente a mis hermanos: Azkenat, Carleny y Daniel por apoyarme en este y en todos los caminos que he decidido tomar.

Finalmente a mis padres Rúbel y Eneida quienes me han formado durante todas las fases de mi vida, siendo ellos los mejores padres que se pueden tener en la vida. Este logro no es solo mío, ustedes han aportado más que yo, con su sacrificio, preocupación, entrega, motivación, entusiasmo y dinamismo. A mis abuelos: Teodoro Cuevas y Carioca Méndez, por los buenos consejos y por mostrarme que la humildad está por encima de todos los demás valores que existen.

Esta Tesis Doctoral se ha ejecutado en el marco de los proyectos:

“DIAGNÓSTICO LOCAL DE PELIGROSIDAD SÍSMICA A TRAVÉS DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS EN LA REGIÓN DE MURCIA: ANÁLISIS DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA DEL TERRENO CON APOYO DE ESTUDIOS DE SISMOTECTÓNICA ACTIVA” financiado por Fundación Seneca. Agencia de Ciencias y Tecnologías de la región de Murcia (Referencia: 15322/PI/10).

“EVALUACIÓN RÁPIDA DE MAPAS DE INTENSIDAD INSTRUMENTAL Y DE DAÑOS POTENCIALES EN ÁREAS URBANAS: ASPECTOS GEOLÓGICOS Y DE INGENIERÍA SISMOLÓGICA” financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación de España (Referencia: CGL2011-30187-C02-02).

A mi familia por estar conmigo en la distancia

Son mucho mayores las posibilidades de evitar una catástrofe si la afrontamos con decisión y calculamos los riesgos.

ISAAC ASIMOV

RESUMEN

En zonas sísmicamente activas, la ocurrencia de terremotos ocasiona cuantiosos daños materiales y en algunos casos incluso la pérdida de vidas humanas. Es por ello que la comunidad científica y las administraciones competentes realizan esfuerzos para que la ocurrencia de un terremoto importante provoque el menor daño posible sobre la población.

Sin embargo, en muchas ocasiones el rápido crecimiento urbanístico se lleva a cabo sin los adecuados criterios preventivos lo cual hace que estas nuevas zonas urbanas sean muy vulnerables ante un terremoto, incluso de magnitud moderada. El sureste de la península Ibérica aúna ambos ingredientes: a una rápida expansión urbanística se suma la ocurrencia de terremotos de magnitud moderada (y en algunos casos, según los registros históricos, de gran magnitud). La serie sísmica ocurrida en Lorca (localizada en el sureste de la Península Ibérica) en 2011 puso de manifiesto que estos terremotos de magnitud moderada pueden provocar grandes daños.

El valor promedio de velocidad de cizalla en los primeros 30 metros de profundidad (V_{S30}) del terreno es un parámetro fundamental en la dinámica de suelos y en ingeniería sísmica, siendo determinante para clasificar las condiciones de sitio reflejadas en los códigos sísmicos (p.e. NEHRP-94, Eurocode 8 (EC8), NCSE-02). El uso de técnicas de prospección sísmicas, basadas en el registro del ruido ambiental (pasivas) y/o con el uso de fuentes sísmicas (activas), se ha extendido en los últimos tiempos. Entre ellas, el método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW), refracción por microtemores (REMI) o autocorrelación espacial (SPAC) son técnicas que se caracterizan por una rápida adquisición de datos y una mínima afección al medio urbano.

En este estudio se ha obtenido y analizado la estructura superficial del terreno en las ciudades del sureste de la Península Ibérica (Lorca, Adra y Almería) mediante los métodos sísmicos MASW y SPAC. Los valores de V_{S30} obtenidos con estos métodos sísmicos fueron utilizados para crear nuevos mapas de clasificación del suelo de las ciudades de estudio, los cuales son necesarios en los estudios de microzonificación sísmica. Con el fin de realizar mediciones en el área urbana de estas ciudades se ha

desarrollado un sistema *land streamer*, el cual ha permitido obtener datos sísmicos con una alta productividad utilizando el método MASW.

Finalmente, se ha utilizado el método del gradiente topográfico para estimar los valores de V_{S30} del terreno. Los resultados obtenidos con el método del gradiente topográfico, considerando las ciudades de estudio como regiones tectónicamente activas, muestran una buena correlación con los resultados obtenidos con los métodos sísmicos. Estos resultados ponen de manifiesto que, bajo determinadas condiciones y con un modelo digital del terreno (MDT) adecuado, el método de gradiente topográfico puede ser una alternativa para aquellas áreas del mundo donde no se tenga un acceso adecuado a las técnicas de prospección sísmica de mayor detalle y más costosas que se vienen aplicando en la actualidad.

Los parámetros del movimiento sísmico del terreno se han calculado utilizando sismogramas sintéticos como movimiento de entrada. La severidad del movimiento del suelo se ha cuantificado a través de la estimación de los valores de aceleración pico máxima (PGA), velocidad pico máxima (PGV), intensidad de Arias (AI), periodo predominante (Tp), e intensidad instrumental. Todos estos parámetros se basan en la estructura de velocidad de ondas de cizalla obtenida con los métodos sísmicos.

(Pérez-Cuevas, J., 2015)

ABSTRACT

In seismically active zones, the occurrence of earthquakes produces substantial economic losses and sometimes important human lives casualties. In light of this, the scientific community and governments devote significant efforts with the aim of minimizing the negative impact of major earthquakes related to local economies and population.

However, the rapid growth of inhabited areas is not always followed with the appropriate development of prevention standards, making newly developed urban areas very vulnerable to earthquakes of even moderate magnitude. For instance, the south-eastern part of the Iberian Peninsula has these two ingredients: a rapid urban growth and the existence of moderate and (according to historic records) major seismic activity. Indeed, the seismic series that took place in Lorca (located in the SE of the Iberian Peninsula) in 2011 showed that even a moderate magnitude earthquake may cause very serious damages on buildings and human losses.

Besides, the average values of the shear-wave velocity of the upper 30 m (V_{S30}) of the soil is a critical parameter in soil dynamics and earthquake engineering which is determined to classify site conditions reflected in seismic codes (e.g. NEHRP-94, Eurocode 8 (EC 8), NCSE-02). The use of prospecting techniques has been extended in recent times, based on environmental noise measurements (passive) and seismic head-waves creation sources (active). Among them Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW), Refraction Microtremor (ReMi), and Spatial Autocorrelation (SPAC) are seismic methods characterized by a rapid data acquisition and minimal impact on the urban environment.

In this study we have obtained and assessed the subsurface structure of the cities of Lorca, Adra and Almería by means of seismic methods (MASW and SPAC). The V_{S30} values obtained from seismic method were used to create a new soil classification map of these cities which is suitable for microzoning purposes. In order to perform measurements in the urban area of these cities a towed land-streamer was developed to gather seismic data with high productivity using the MASW method.

Also, it has been used the topographic slope method to estimate the value of V_{S30} . The results obtained by the topographic slope estimation, considering as active tectonic region, show significant similarity to those obtained by the seismic methods. These results demonstrate that under certain conditions and with an adequate Digital Elevation Model (DEM) the topographic slope method can be a good alternative for those areas of the world with limited economic resources that cannot apply traditional seismic prospecting techniques.

Finally, strong ground motion parameters have been calculated using synthetic seismograms as input motion. The severity of subsurface motion has been quantified through the estimation of peak ground acceleration (PGA), peak ground velocity (PGV), Arias intensity (AI), predominant period (T_p), and instrumental intensity values of the ground motion, all of them based on shear-wave velocity structures obtained from the seismic methods.

(Pérez-Cuevas, J., 2015)

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. MOTIVACIÓN, OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	4
1.1.1. OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS DE LA TESIS.....	6
1.1.2. ESTRUCTURA DE LA TESIS	9
2. ESTADO DEL ARTE. ANTECEDENTES.....	11
2.1. SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL DE LAS CIUDADES DE LORCA, ADRA Y ALMERÍA	11
2.1.1. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE LORCA.....	14
2.1.2. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE ADRA	16
2.1.3. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE ALMERÍA	17
2.2. MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA PROSPECCIÓN SÍSMICA.....	17
2.2.1. INTRODUCCIÓN	17
2.2.1.1. Ondas de volumen	18
2.2.1.2. Ondas superficiales	20
2.2.1.3. Origen de las ondas sísmicas.....	21
2.2.2. MÉTODOS SÍSMICOS ACTIVOS	22
2.2.2.1. Método sísmico de Refracción.....	23
2.2.2.2. Método sísmico de Reflexión.....	25
2.2.2.3. Método SASW	26
2.2.2.4. Método Downhole.....	29
2.2.2.5. Método Crosshole	30
2.2.3. MÉTODOS SÍSMICOS PASIVOS.....	31
2.2.3.1. Método de Autocorrelación Espacial, SPAC	32

2.2.3.2.	Método $f-k$	34
2.2.3.3.	Método de la razón espectral H/V	35
2.2.4.	MÉTODOS HÍBRIDOS.....	37
2.2.4.1.	Método ReMi	37
2.2.4.2.	Método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW).....	39
2.3.	MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO	44
2.4.	MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA	46
2.4.1.	PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL TERRENO.....	47
2.4.1.1.	La aceleración pico del suelo (PGA).....	47
2.4.1.2.	Velocidad pico del suelo (PGV).....	48
2.4.1.3.	La intensidad de Arias (AI).....	48
2.4.1.4.	Intensidad Macrosísmica.....	49
3.	METODOLOGÍA	53
3.1.	MÉTODO DE ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDA SUPERFICIALES.	53
3.2.	MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL (SPAC).	61
3.3.	INVERSIÓN DE LA CURVA DE DISPERSIÓN	63
3.4.	MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO	65
3.5.	PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO.....	67
4.	INSTRUMENTACIÓN	73
4.1.	IMPLEMENTACIÓN DEL <i>LAND STREAMER</i>	73
4.2.	DESCRIPCIÓN DEL <i>LAND STREAMER</i> PROPIO.....	77
5.	CASOS DE ESTUDIOS. RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	83
5.1.	LA CIUDAD DE LORCA (REGIÓN DE MURCIA)	83
5.1.1.	INTRODUCCIÓN	83

5.1.2.	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS DE LA CIUDAD DE LORCA	84
5.1.2.1.	Cartografía geológica	84
5.1.2.2.	Descripción geotécnica de la ciudad de Lorca	88
5.1.3.	UBICACIÓN DE LOS PERFILES SÍSMICOS SPAC Y MASW.	90
5.1.4.	ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO.	91
5.1.4.1.	Método SPAC	91
5.1.4.2.	Método MASW	93
5.1.4.3.	Método del gradiente topográfico	97
5.1.4.4.	Comparación de los resultados	99
5.1.4.5.	Estructura superficial del terreno	104
5.1.5.	PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO ASOCIADOS AL TERREMOTO DE LORCA DE 2011	111
5.2.	LA CIUDAD DE ADRA (REGIÓN DE ANDALUCÍA).....	118
5.2.1.	INTRODUCCIÓN	118
5.2.2.	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE ADRA	119
5.2.3.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO... ..	122
5.2.3.1.	Método SPAC	122
5.2.3.2.	Método MASW	124
5.2.3.3.	Método del gradiente topográfico	127
5.2.3.4.	Comparación entre los resultados (MASW y SPAC).....	128
5.2.3.5.	Estructura superficial del terreno	129
5.2.4.	PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO ASOCIADOS A LOS TERREMOTOS OCURRIDOS EN ADRA EN 1910 Y 1994.	134
5.2.4.1.	Terremoto de Adra de 1910.....	134
5.2.4.2.	Terremoto de Adra de 1994.....	139
5.3.	LA CIUDAD DE ALMERÍA (REGIÓN DE ANDALUCÍA).....	143
5.3.1.	INTRODUCCIÓN	143
5.3.2.	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE ALMERÍA	146

5.3.3.	ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO	148
5.3.3.1.	Método MASW	148
5.3.3.2.	Método del gradiente topográfico	150
5.3.3.3.	Comparación entre los resultados (MASW y SPAC).....	151
5.3.3.4.	Estructura superficial del terreno	153
5.3.4.	PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO DE LA CIUDAD DE ALMERÍA ASOCIADOS AL TERREMOTO OCURRIDO EN ADRA EN 1910 Y EL TERREMOTO DE LORCA EN 2011.....	159
5.3.4.1.	Terremoto de Adra de 1910.....	159
5.3.4.2.	Terremoto de Lorca de 2011.	163
6.	CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO.....	169
6.1.	CONCLUSIONES	169
6.2.	FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO	173
	REFERENCIAS	175
	ANEXO 1. DESCRIPCIÓN DE LAS ESCALAS DE INTENSIDAD EMS-98 Y MM.....	193
A.1.1	GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MACROSÍSMICA EUROPEA (EMS-98).....	193
A.1.2	GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MODIFICADA DE MERCALLI (MM)	199
	ANEXO 2. COLUMNAS LITOLÓGICAS DE LOS SONDEOS Y ENSAYOS SPT RECOPIRADOS Y REALIZADOS EN LA CIUDAD DE LORCA	203
	ANEXO 3. PRODUCCIÓN CIENTÍFICA	209

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización de las zonas de estudio: Lorca, Adra y Almería.....	1
Figura 1.2. Mapa de distribución espacial de los terremotos ocurridos entre 1048 y 1919 (periodo histórico) representados mediante valores de intensidad sísmica, y los epicentros de los terremotos ocurridos entre 1920 y 2003 mostrados mediante los valores de magnitud.....	2
Figura 2.1. Mapa de distribución de los terremotos históricos e instrumentales más importantes que han ocurrido en el sur de la Península Ibérica y norte de África con magnitud comprendida entre 4,5 y 6,5 (Mw) para el período 1900-2012.....	14
Figura 2.2. (a) Perturbación típica de una onda P. (b) Perturbación típica del paso de una onda S	18
Figura 2.3. Reflexión y refracción de las ondas sísmicas al viajar por el subsuelo (ley de Snell)	20
Figura 2.4. Tipo de deformación elástica sufrida por el terreno al paso de una onda superficial tipo Love	20
Figura 2.5. Tipo de deformación elástica sufrida por el terreno al paso de una onda superficial tipo Rayleigh	21
Figura 2.6. Esquema de campo y trayectoria sísmica de los frentes de onda del método sísmico de refracción.....	24
Figura 2.7. Esquema de campo y trayectoria sísmica de los frentes de ondas del método sísmico de reflexión.....	25
Figura 2.8. Esquema de campo del método SASW en el cual se muestra una configuración directa y otra inversa	27
Figura 2.9. Esquema de ensayo Downhole.	29
Figura 2.10. Configuración en campo y representación de los rayos sísmicos para una serie de disparos donde se muestra el sondeo emisor y el sondeo receptor.....	30
Figura 2.11. Ejemplo del método tradicional de SPAC usando un array circular con siete sensores en el caso de incidencia de una única onda plana Rayleigh desde la izquierda. (a) Onda plana armónica con periodo arbitrario T propagándose hacia la derecha. (b) Posibles registros en las estaciones de la array para una ventana temporal común para las dos ondas descritas. (c) Media acimutal de los registros para los casos $\lambda=5R$ (línea continua) y $\lambda=2R$ (línea discontinua)	33
Figura 2.12. Modelo establecido por Nakamura para interpretar la propagación del ruido ambiental sobre un semiespacio de espesor Z.....	36
Figura 2.13. Configuración del método MASW en su configuración en donde x representa la distancia desde la fuente hasta el primer geófono, D es la longitud del arreglo de geófonos, d es	

la separación adoptada entre dos geófonos sucesivos y *SRC* (Source-Receiver Configuration) es la separación adoptada entre la nueva posición de registro y la anterior 40

Figura 2.14. Configuración en campo del método MASW tipo pasivo Roadside 41

Figura 2.15. Ejemplo de análisis de la curva de dispersión en donde se muestran el modo fundamental y los modos superiores 41

Figura 2.16. Comparación del grado de intensidades macrosísmica y el % de daño asociado ha dicho grado de intensidad..... 51

Figura 3.1. (a) Dispersión de ondas Rayleigh en medios heterogéneos. (b) Concepto de dispersión en la transmisión de ondas Rayleigh..... 53

Figura 3.2. Ejemplo de análisis llevado a cabo en la ciudad de Lorca: (a) registro de las ondas superficiales; (b) extracción de las curvas de dispersión del modo fundamental y de los modos superiores; (c) modelo de velocidad de cizalla vs. Profundidad 55

Figura 3.3. Configuración de medidas de campo adoptadas. Se presenta una separación entre la fuente de golpeo y el primer geófono de 4 m. Los geófonos están espaciados a 2 m y la separación (*SRC*) es de 10 m 57

Figura 3.4. Modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos para diferentes zonas usando como fuente de energía: (a) un martillo-vibrador; (b) una maza de 5 kg..... 59

Figura 3.5. Ejemplo de análisis llevado a cabo mediante registro sísmico en la ciudad de Lorca. (a) Coeficiente SPAC para arreglo circular de radio de 20 m. (b) Velocidad de fase de la onda R_g . La línea de color azul representa la curva de dispersión del modo fundamental R_g , la de color rojo la curva de dispersión teórica obtenida del modelo de velocidad de ondas de cizalla y las líneas de color verde representan la curva de dispersión para diferentes radios medidos (20 m; 10 m; 5 m y 2.5 m). (c) Modelo de velocidad de ondas de cizalla (color rojo) derivada de la inversión de la velocidad de fase. El modelo inicial está representado por el color amarillo y los círculos azules representan la velocidad de ondas S obtenidas del criterio $\lambda/3$ 63

Figura 3.6. Ejemplo del proceso de inversión de la curva de dispersión para obtener el modelo de velocidad V_s final 64

Figura 3.7. Modelos digitales del terreno para la ciudad de Lorca: (a) año 1956; (b) año 2010 65

Figura 3.8. Diferencia de elevaciones entre el MDT del año 2010 y 1956 donde se pueden ver las concentraciones de los edificios 66

Figura 3.9. Propagación de las ondas sísmicas desde la fuente a la superficie 67

Figura 3.10. (a) Registro de aceleración en roca del terremoto de Lorca del 2011 obtenido en la estación LOR. (b) Perfil de velocidad de cizalla obtenido en el barrio de La Viña (Lorca). 68

Figura 3.11. (a) Registro de aceleración en roca del terremoto de Adra de 1994 obtenido en la estación de Adra. (b) Registro de aceleración simulado en basamento correspondiente al terremoto de Adra de 1910..... 70

Figura 3.12. Ejemplo de Función de Transferencia teórica calculada a partir del modelo 1-D de velocidad de cizalla obtenido en el barrio de La Viña (Lorca)	71
Figura 4.1. <i>Land streamer</i> implementado por Ben Thigpen en el año 1971.....	74
Figura 4.2. (a) <i>Land streamer</i> que incluye un vehículo para tirar del cable. (b) Geófonos dentro de la carcasa con suficiente peso para garantizar el contacto entre los geófonos y el terreno	74
Figura 4.3. (a) <i>Land streamer</i> que incluye un tractor. (b) Geófonos dentro de la carcasa protectora.....	74
Figura 4.4. <i>Land streamer</i> donde se presentan las barras longitudinales lijadas.....	75
Figura 4.5. Carcasa de protección para los geófonos	75
Figura 4.6. (a) <i>Land streamer</i> desarrollado por Montana Tech y PFM Manufacturing. (b) Configuración de sus 4 líneas de <i>streamer</i>	77
Figura 4.7. Sistema para la adquisición de ondas sísmicas caracterizado por presentar dos mangueras de caucho con longitud de 23 metros cada una. Estas mangueras cuentan con unas placas metálicas, dispuestas cada 2 metros, que sirven de base para los geófonos y de acoplamiento a la superficie del terreno.....	78
Figura 5.1. Distribución de daños asociado al terremoto ocurrido en la ciudad de Lorca en el año 2011	84
Figura 5.2. Mapa detallado de la estructura de la falla de Alhama de Murcia en la zona epicentral del terremoto de Lorca del 2011	85
Figura 5.3. Cartografía geológica de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000. Leyenda de la formación geológica: 1. Rellenos antropogénicos (líneas negras discontinua), 2. Terrazas aluviales, 3. Coluviales, 4. Glacis III, 5. Glacis II, 6. Glacis I, 7. Margas arenosas y brechas, 8. Yeso y margas, 9. Margas, 10. Brechas y margas, 11. Conglomerados, areniscas y margas, 12. Margas, yeso y arenisca, 13. Conglomerados poligénicos, 14. Caliza dolomíticas, 15. Arcillas rojas, pizarras y cuarcitas, 16. Filitas, esquistos y cuarcitas, 17. Esquistos, Filitas y cuarcitas; (a) Contacto geológico indiferenciado; (b) falla normal; (c) falla inversa; (d) falla supuesta; (e) perfiles geológicos A-A', B-B'; (f) contorno urbano (línea azul gruesa); (g) carreteras principales	86
Figura 5.4. Ubicación de los sondeos y ensayos SPT recopilados y realizados en la ciudad de Lorca	88
Figura 5.5. Localización de los perfiles sísmicos SPAC (SP) Y MASW (P) llevados a cabo en la ciudad de Lorca	90
Figura 5.6. Algunos ejemplos de la velocidad de fase de las ondas Rg (puntos negros) en diferentes lugares de la ciudad de Lorca. Las líneas continuas representa la curva de dispersión del modo fundamental correspondiente a un modelo 1D del terreno obtenida del proceso de inversión	92

Figura 5.7. Algunos ejemplos de modelos de velocidad de ondas de cizalla obtenidas con el método SPAC en la ciudad de Lorca	92
Figura 5.8. (a) Sección de velocidad de ondas S obtenida mediante la aplicación del método MASW en la calle Granada (Lorca). (b) Perfil de valores V_{S30} calculado del modelo de velocidad V_S de la calle Granada	94
Figura 5.9. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh14 y (b) sondeo Bh9	95
Figura 5.10. Modelo de velocidad de cizalla en 3D obtenido en el barrio La Viña con el método MASW entre el perfil P5 y P7 de la Figura 5.5	95
Figura 5.11. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y distribución de valores del gradiente topográfico de la ciudad de Lorca	97
Figura 5.12. (a) Modelo de velocidad de cizalla obtenido con el método MASW y el método SPAC. (b) Columna litológica del sondeo Bh26.....	100
Figura 5.13. (a) Perfil de velocidad de cizalla de la calle Tejedores ubicada en el barrio La Viña. (b) perfil de V_{S30} obtenido por el método MASW (línea azul) y el método del gradiente topográfico (línea roja).....	102
Figura 5.14. Comparación de los valores de V_{S30} del terreno obtenidos con el método MASW y la técnica de estimación del gradiente topográfico siguiendo: (a) Las subcategorías propuestas por Allen y Wald (2009) en base a las clases definidas por la NEHRP (2001); (b) Clases propuesta por el Eurocódigo 8 (EN 1998) y el Código Internacional de Edificaciones (IBC 2009)	103
Figura 5.15. Valores de V_{S30} del terreno obtenido con el método MASW relacionados al valor de gradiente topográfico. Estos valores son agrupados en subcategorías ideadas por Allen y Wald (2009) basados en las categorías propuesta por la NEHRP (2001)	104
Figura 5.16. Mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Lorca siguiendo los criterios del EC8 (EN 1998) y la clasificación de sitio NEHRP (2001).....	105
Figura 5.17. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad	107
Figura 5.18. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad	107
Figura 5.19. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad	108
Figura 5.20. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad	109
Figura 5.21. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad	110
Figura 5.22. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad	110

Figura 5.23. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Lorca de 2011	111
Figura 5.24. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (AF) asociado al terremoto de Lorca de 2011.....	112
Figura 5.25. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Lorca de 2011	113
Figura 5.26. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Lorca de 2011	114
Figura 5.27. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (Tp)	115
Figura 5.28. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999)	116
Figura 5.29. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{EMS-98}) en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014)	117
Figura 5.30. Mapa de distribución de daños ocasionados por la serie sísmica 1993-1994, y localización de los perfiles SPAC y MASW realizados en la ciudad de Adra.....	118
Figura 5.31. Mapa de la geología local de la ciudad de Adra	119
Figura 5.32. Secciones transversales geológicas de la ciudad de Adra; su ubicación aparece en la Figura 5.31	120
Figura 5.33. Curva de dispersión del modo fundamental correspondiente a un modelo 1D del terreno obtenida del proceso de inversión.....	122
Figura 5.34. Modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos con el método SPAC en la ciudad de Adra.....	123
Figura 5.35. (a) Sección de velocidad de ondas S obtenida mediante la aplicación del método MASW en la calle Trafalgar F.C. (Adra). (b) Perfil de valores V_{s30} calculado del modelo de velocidad V_s de la calle Trafalgar F.C.	125
Figura 5.36. Descripción geológica de la sección de velocidad de ondas S de la calle Fundación (Adra) (P10 en Figura 5.30) obtenida con el método MASW	126
Figura 5.37. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y la distribución de valores de gradiente topográfico de la ciudad de Adra.....	127
Figura 5.38. Comparación de los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos con los métodos MASW y SPAC. (a) Modelo de velocidad V_s en el punto SP1 (SPAC) (color rojo, $V_{s30}=233$ m/s) y el modelo de velocidad V_s de la sección P1 más próximo al punto SP1 (MASW) (color azul, $V_{s30}=358$ m/s). (b) Modelo de velocidad V_s en el punto SP2 (SPAC) (color rojo, $V_{s30}=349$ m/s) y el modelo de velocidad V_s de la sección P12 más próximo al punto SP2 (MASW) (color azul, $V_{s30}=276$ m/s).....	128

Figura 5.39. Mapa de distribución del valor de V_{s30} del terreno de la ciudad de Adra de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998)	129
Figura 5.40. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad	131
Figura 5.41. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad	131
Figura 5.42. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad	132
Figura 5.43. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad	132
Figura 5.44. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad	133
Figura 5.45. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad	133
Figura 5.46. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	134
Figura 5.47. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación (AF) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	135
Figura 5.48. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	136
Figura 5.49. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1910	136
Figura 5.50. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (T_p)	137
Figura 5.51. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	138
Figura 5.52. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{EMS-98}) en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	138
Figura 5.53. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1994.....	139
Figura 5.54. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (AF) asociado al terremoto de Adra de 1994.....	140
Figura 5.55. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1994.....	140
Figura 5.56. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1994	141

Figura 5.57. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999).....	142
Figura 5.58. Mapa de distribución de la I_{EMS-98} en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014).....	142
Figura 5.59. Localización de los perfiles MASW (P) y de los modelos realizados con el método SPAC (SP) por Navarro et al. (2002b) y Gaspar-Escribano et al. (2010)	143
Figura 5.60. Algunos ejemplos de curvas de dispersión obtenidas (color verde), curva de dispersión obtenida a partir del modelo inicial (color amarillo) y curva de dispersión teórica (color rojo), por el método SPAC	144
Figura 5.61. Algunos ejemplos de modelos de velocidad de cizalla obtenidos (color rojo) y el modelo inicial utilizado (color amarillo) con el método SPAC	145
Figura 5.62. Mapa de la geología local de la ciudad de Almería: 1. Zona de montaña, 2. Zona de colina con fuerte pendiente, 3. Zona de colina con pendiente suave, 4. Abanico aluvial del Pleistoceno, 5. Abanico aluvial I del Holoceno, 6. Abanico aluvial II del Holoceno, 7. Valle I, 8. Valle II, 9. Llanura de inundación, 10. Zonas bajas costeras, 11. Terrenos ganados al mar.	147
Figura 5.63. (a) Sección de velocidad V_s obtenida utilizando el método MASW en la calle Bilbao (Almería) (P17). (b) Perfil de valores V_{s30} calculado del modelo de velocidad V_s del terreno	148
Figura 5.64. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y distribución de valores de gradiente topográfico de la ciudad de Almería.....	150
Figura 5.65. Ejemplo comparativo de modelos de velocidad de cizalla. (a) Modelo de velocidad V_s en el punto descrito como SP2 obtenido con el método SPAC (color rojo, $V_{s30}= 317$ m/s) y el modelo de velocidad V_s en la sección P1 obtenido con el método MASW (color azul, $V_{s30}= 352$ m/s). (b) Modelo de velocidad V_s en el punto SP7 obtenido a partir del método SPAC (color rojo, $V_{s30}= 596$ m/s) y el modelo de velocidad V_s en la sección P13 obtenido con el método MASW (color azul, $V_{s30}= 603$ m/s)	151
Figura 5.66. Mapa de distribución del valor de V_{s30} del terreno de la ciudad de Almería de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998)	153
Figura 5.67. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad	155
Figura 5.68. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad	155
Figura 5.69. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad	156
Figura 5.70. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad	157
Figura 5.71. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad	158

Figura 5.72. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad	158
Figura 5.73. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	159
Figura 5.74. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación (AF) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	160
Figura 5.75. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1910.....	161
Figura 5.76. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1910	161
Figura 5.77. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (Tp)	162
Figura 5.78. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) en base al terremoto de Adra de 1910	163
Figura 5.79. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA)	164
Figura 5.80. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (FA) ...	165
Figura 5.81. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV).....	165
Figura 5.82. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI)	166
Figura 5.83. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999).....	167
Figura A1.1. Daños en construcciones típicas de la clase de vulnerabilidad tipos A y B	194
Figura A1.2. Daños en construcciones típicas de la clase de vulnerabilidad tipo C	194
Figura A1.3. Definición porcentual de los términos utilizados en la descripción de escala EMS-98 (EMS 1998).....	195
Figura A2.1. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh1 y (b) sondeo Bh2	203
Figura A2.2. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh3 y (b) sondeo Bh4	203
Figura A2.3. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh5 y (b) sondeo Bh6	204
Figura A2.4. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh7 y (b) sondeo Bh8	204

Figura A2.5. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh10 y (b) sondeo Bh11.....	204
Figura A2.6. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh12 y (b) sondeo Bh13.....	205
Figura A2.7. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh15 y (b) sondeo Bh16.....	205
Figura A2.8. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh17 y (b) sondeo Bh18.....	205
Figura A2.9. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh19 y (b) sondeo Bh20.....	206
Figura A2.10. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh21 y (b) sondeo Bh22	206
Figura A2.11. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh23 y (b) sondeo Bh24	206
Figura A2.12. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh23 y (b) sondeo Bh24	207

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Los 10 mayores terremotos de la historia en cuanto a Magnitud M_w	5
Tabla 2.1. Terremotos históricos e instrumentales con epicentro en la región de Murcia con intensidad máxima estimada $\geq V$ (EMS-98) y/o magnitud (M_w) $\geq 4,7$ (SISMIMUR 2006)....	12
Tabla 2.2. Terremotos históricos e instrumentales con epicentro en la provincia de Almería con intensidad máxima estimada $\geq VII$ (EMS-98) y/o magnitud (M_w) $\geq 4,9$ (SISMOSAN 2007) .	13
Tabla 2.3. Clasificación de suelos definidos por los principales códigos sísmicos en base al valor de V_{s30} del terreno.....	46
Tabla 2.4. Correlación entre la sacudida sísmica, la intensidad instrumental, el daño potencial y los parámetros cinemáticos del suelo (Wald et al. 2000).....	47
Tabla 3.1. Clasificación de los tipos de suelo A, B, C y D según el Eurocódigo-8 (EC8) empleada en esta Tesis	61
Tabla 3.2. Rangos de gradiente para las subcategorías de valores de V_{s30} del terreno (Allen y Wald 2009) en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001).....	67
Tabla 3.3. Característica de los terremotos registrados en las estaciones de Lorca (11/05/2011) y Adra (04/01/1994), y simulado Adra (1910) utilizados como registros de entrada para obtener los parámetros del movimiento sísmico del terreno a partir de los registros simulados en superficie	69
Tabla 5.1. Clasificación geotécnica de las formaciones sismo-geológicas identificadas en la ciudad de Lorca (Navarro et al. 2014).....	87
Tabla 5.2. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método SPAC	93
Tabla 5.3. Característica del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método MASW	96
Tabla 5.4. Característica del perfil de velocidad V_{s30} y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación EC8 (EN 1998) y NEHRP (2001) obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método del gradiente topográfico.....	98
Tabla 5.5. Comparación entre los valores de V_{s30} del terreno obtenidos en la ciudad de Lorca con los métodos MASW y SPAC, y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998)	100
Tabla 5.6. Rango y valor promedio del valor de V_{s30} del terreno obtenido en las calles de la ciudad de Lorca mediante el método MASW y el método del gradiente topográfico	101

Tabla 5.7. Descripción geológica, litológica y geotécnica (valor-N, densidad y estimación empírica de V_s) de las unidades litológicas descritas en Adra (Alcalá-García et al. 2002)	121
Tabla 5.8. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos en la ciudad de Adra utilizando el método SPAC1	123
Tabla 5.9. Características del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Adra utilizando el método MASW	126
Tabla 5.10. Comparación entre los valores de V_{s30} del terreno obtenidos en la ciudad de Adra con los métodos MASW y SPAC, y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998)	129
Tabla 5.11. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Almería utilizando el método SPAC (Navarro et al. 2002b; Gaspar-Escribano et al. 2010).....	146
Tabla 5.12. Característica del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Almería utilizando el método MASW	149
Tabla 5.13. Comparación entre los valores de V_{s30} del terreno obtenidos en la ciudad de Almería con los métodos MASW y SPAC (Navarro et al. 2002b), y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998).....	152
Tabla A1.1. Asignaciones de vulnerabilidad de tipo constructivo en función del tipo de material y diseño utilizado (EMS 1998).....	193

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 2.1. (a) Sistema de adquisición de ondas superficiales. (b) Fuente sísmica utilizada en las campañas de MASW en la ciudad de Lorca.....42

Foto 3.1. (a) Fuente de energía utilizada en las ciudades de Almería y Adra. (b) Sismógrafo DMT seismic compact60

Foto 3.2. (a) Equipo utilizado para las medidas de ruido ambiental. (b) Sistema de adquisición SPC-51. (c) Sensor de velocidad (VSE-15D)62

Foto 4.1. (a) *Land streamer* construido a partir de una manguera. (b) Base de tres puntas del *land streamer* que facilita que todo el sistema sea arrastrado por la superficie. (c) Peso añadido al *land streamer* para compensar las condiciones del terreno76

Foto 4.2. (a) *Land streamer* construido a partir de una correa de tela. (b) Placas de acero utilizadas como base para los geófonos76

Foto 4.3. (a) Geófono con respuesta de hasta 4,5 Hz de frecuencia natural de la marca GEOSPACE. (b) Geófono con respuesta de hasta 28 Hz de frecuencia natural de la marca R.T. Clark. (c) Sistema *land streamer* en donde se muestra la distribución de los geófonos79

Foto 4.4. Carro para transportar todo el equipo necesario para el registro de las ondas sísmicas80

Foto 4.5. (a) Equipo penetrómetro auto desplazable mediante orugas. (b) Placa que se adapta a la parte inferior del vástago del golpeo81

Foto 4.6. Cabeza tractora mediante motocultor. Permite desplazar la manguera desde un punto a otro81

Foto 4.7. (a) Tambores diseñados especialmente para que el *land streamer* pueda ser enrollado y guardado. (b) Para su transporte, estos tambores pueden ser montados con relativa rapidez en un vehículo. (c) Despliegue del *land streamer* en una de las avenidas principales de la ciudad de Lorca82

Capítulo 1

Introducción

1.1. MOTIVACIÓN, OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Los terremotos al igual que los deslizamientos de tierra, volcanes y tsunamis son definidos como fenómenos naturales de origen geofísico. Estos movimientos telúricos son tan antiguos como la formación de la tierra misma, la cual ha sido moldeada en gran parte por los movimientos bruscos del terreno producto de la continua actividad de las placas tectónicas. Es a partir del siglo pasado cuando se ha puesto énfasis en evaluar con una base científico-tecnológica el origen, comportamiento, y tipología de daños causados por estos eventos sísmicos, así como el estudio de las zonas consideradas de alto riesgo sísmico (p.e. Borchardt et al. 1975; Borchardt y Gibbs 1976; UNISDR 1999).

El sureste de la península Ibérica (Figura 1.1) presenta una actividad sísmica importante dentro del contexto nacional (Figura 1.2), siendo esta zona afectada por terremotos de considerable magnitud que han sido responsables, a lo largo de los años, de haber producido cuantiosos daños en edificaciones, infraestructuras, interrupción del funcionamiento de servicios esenciales y de ocasionar numerosas víctimas entre la población afectada (p.e. Vidal 1986; Feriche 1994; Martínez-Solares 2011).

Figura 1.1. Localización de las zonas de estudio: Lorca, Adra y Almería.

Se destacan por su magnitud y el daño causado el terremoto de Granada de 1884 con magnitud momento (M_w) estimada 6,8 (Vidal 2011), el terremoto de Alicante de 1829 con M_w 6,6 (García-Mayordomo y Martínez-Díaz 2006) o el terremoto de Valencia de 1748 con M_w 6,2 (Martínez-Solares 2011). El análisis de los efectos que estos terremotos produjeron en estas ciudades hace necesario estudiar y conocer el origen,

comportamiento y tipología de los daños, así como clasificar las zonas consideradas de alto riesgo sísmico, cuantificando las condiciones del terreno en términos de velocidad de ondas de cizalla (V_s) y determinando los parámetros que caracterizan la amplificación de la acción sísmica, los cuales son ampliamente aceptados en la descripción del movimiento del suelo y en el modelado de la respuesta sísmica ocasionada por un terremoto.

Figura 1.2. Mapa de distribución espacial de los terremotos ocurridos entre 1048 y 1919 (periodo histórico) representados mediante valores de intensidad sísmica, y los epicentros de los terremotos ocurridos entre 1920 y 2003 mostrados mediante los valores de magnitud (modificado del Instituto Geológico Nacional. <http://www.ign.es>).

En esta Tesis se aborda el empleo del método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW, por sus siglas en inglés) y el método de autocorrelación espacial (SPAC, por sus siglas en inglés) como técnicas geofísicas para determinar la estructura superficial del terreno en términos de velocidad de cizalla y caracterizar el comportamiento sísmico de los materiales que conforman el subsuelo de tres ciudades del sureste de la península Ibérica (Lorca, Adra y Almería) (Figura 1.1). Estas técnicas han sido probadas (p.e. García-Jerez et al. 2007a; Navarro et al. 2008, 2014; Martínez-Pagán et al. 2013, 2014; Pérez-Cuevas et al. 2014) como óptimas para el registro de ondas superficiales de una manera rápida, segura, y de bajo coste e impacto ambiental sobre las zonas urbanas a estudiar. Además, para la ciudad de Lorca se cuenta con 27 ensayos SPT (Standard Penetration Test), los cuales han permitido obtener los modelos

de velocidad V_s del terreno en diferentes puntos de la ciudad mediante las formulaciones empíricas propuestas por Ohta y Goto (1978).

La velocidad de cizalla es una característica física de los materiales, la cual depende de su rigidez y densidad (ecuación 1.1) y se define como la velocidad con la que el frente de ondas a cizalladura se propaga a través de los materiales del subsuelo.

$$G=\rho V_s^2 \quad (1.1)$$

donde G representa el módulo de rigidez (o de cizalladura), ρ es la densidad del material y V_s corresponde a la velocidad de cizalla.

A partir del conocimiento de la estructura del terreno en términos de velocidad de cizalla, obtenida a través de los métodos geofísicos citados anteriormente, junto con la información geotécnica disponible (espesor de cada estrato (H) y la densidad media (ρ) de cada capa del terreno) y las características del movimiento de entrada (registro de aceleración en roca), se pretende obtener mediante el método unidimensional de propagación de ondas de cizalla los parámetros del movimientos sísmico asociados al terreno, como son: la aceleración pico máxima del terreno (PGA), el factor de amplificación (AF), la velocidad pico máxima (PGV), la intensidad de Arias (AI), el periodo predominante (T_p), además de la determinación del grado de intensidad (I) en la escala modificada de Mercalli (MM) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) y en la escala macrosísmica europea (EMS-98) en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014). Esta metodología ha sido aplicada en la ciudad de Lorca considerando el terremoto principal del 11 de mayo de 2011. En la ciudad de Adra se han considerado dos escenarios: uno corresponde al terremoto principal de la serie sísmica del 4 de enero de 1994, con magnitud m_b de 4,9 (Morales et al. 2003) y el otro escenario está asociado al terremoto de adra de 1910 con magnitud $M_w=6,3$ (Morales et al. 2003). Para Almería se han considerado dos escenarios sísmicos. Uno corresponde al terremoto de Adra de 1910 y el otro analiza el escenario de movimiento del terreno debido al terremoto de Lorca de 2011, bajo el supuesto de que se den las mismas condiciones de proximidad, profundidad, magnitud y directividad (López-Comino et al. 2012).

Los resultados esperados permitirán definir las características específicas del comportamiento sísmico del terreno en las diferentes zonas de las ciudades en estudio. Además, se identificará la relación existente entre estos parámetros locales del terreno con la estructura media de velocidad de cizalla para los 30 primeros metros (V_{S30}), la geología local y la distribución de los daños observados.

Finalmente, se ha aplicado el método del gradiente topográfico propuesto por Wald y Allen (2007) para la obtención de la estructura V_{S30} del terreno. Esta novedosa técnica está tomando auge en los últimos años debido a tres razones principales: la disponibilidad a escala global de modelos digitales del terreno (MDT) que pueden ser transformados en mapas de gradientes topográficos; que presenta buenos resultados de aproximación de valores de V_{S30} del terreno en base al valor de gradiente topográfico; y a que la aplicación de este método es de bajo costo para la obtención de mapas de distribución de valores V_{S30} del terreno (Wald y Allen 2007; Lemoine et al. 2012). Este método de aproximación del valor de V_{S30} se aplicará en las mismas áreas urbanas donde se pretende determinar la estructura del terreno mediante los métodos sísmicos, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos y demostrar la fiabilidad e idoneidad de la aplicación del método del gradiente topográfico para estudios de microzonificación sísmica en zonas urbanas.

1.1. MOTIVACIÓN, OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

A lo largo de los años la península Ibérica ha sido afectada por terremotos caracterizados en su mayoría por una magnitud baja-moderada dentro del contexto del área mediterránea. Estos terremotos han generado intensidades sísmicas moderadas en poblaciones próximas al epicentro, a pesar de lo cual han causado numerosos daños. Como ejemplos recientes tenemos las series sísmicas de Adra-Berja (1993-1994) que causaron numerosos daños en las viviendas de poblaciones del poniente almeriense (Vidal et al. 1996) y el terremoto de Lorca ocurrido el 11 de mayo de 2011, el cual causó la muerte de 9 personas y dañó alrededor de 890 edificios. Estos resultados muestran la necesidad de conocer qué zonas son más vulnerables mediante la determinación de la peligrosidad sísmica urbana, considerando los efectos locales del terreno y definiendo los escenarios del movimiento del terreno esperados en zonas urbanas.

Las comunidades autónomas de Murcia y Andalucía (Figura 1.1) presentan una peligrosidad sísmica alta en comparación con el resto de las comunidades autónomas de España (NCSE 2002). Por ello, estas dos comunidades conforman, posiblemente, la zona con más riesgo sísmico debido a la posibilidad de ocurrencia de terremotos de magnitud importante.

A escala global, los terremotos históricos y recientes más importantes que han ocurrido en el mundo (Tabla 1.1) han causado grandes pérdidas de vidas y han producido daños cuantiosos a la economía.

Tabla 1.1. Los 10 mayores terremotos de la historia en cuanto a Magnitud Mw.

	Localidad	Año	Magnitud (Mw)	Daños
1	Valdivia, Chile	1960	9,5	Más de 2.000 personas murieron y cerca de 2 millones de damnificados.
2	Sumatra-Andamán, Indonesia	2004	9,3	Unas 229.866 víctimas de las cuales 186.983 se confirma su muerte. 40.000 personas fueron reportadas como desaparecidas.
3	Alaska, EEUU	1964	9,2	Generó un tsunami que destruyó el pueblo de Chenega. Ocasiónó la muerte de más de 140 persona y pérdidas estimadas en 311 millones de dólares.
4	Kamchatka, Rusia	1952	9,0	Murieron 2.336 personas y los daños fueron estimados en 1 millón de dólares.
5	Tohoku, Japón	2011	9,0	Alrededor de 20.896 muertos, 3.084 desaparecidos y 6.025 heridos. El costo estimado fue de 309.000 millones de dólares, que representa el 4,5 del PIB anual de Japón.
6	Arika, Perú	1868	9,0	Provocó la devastación casi total de las ciudades Arica, Tacna, Moquegua, Mollendo e Iquique, matando más de 25 mil personas.
7	Aceh, Indonesia	2012	8,9	Causó la muerte de 10 personas y unas 7 personas resultaron heridas, además se presentaron unos pocos daños materiales.
8	Sumatra, Indonesia	1833	8,8	Ocasiónó un gran tsunami que destruyó la costa sur occidental de la isla, dejando un gran número de muertes en la zona.
9	Costa de Ecuador	1906	8,8	Provocó un tsunami en el pueblo río Verde en Ecuador y el pueblo de Micay en Colombia. Se estima que murieron entre 1.000 y 1.500 personas.
10	Chile	2010	8,8	Más de 300 muertos y provocó daños por un valor estimado superior a 15.000 millones de dólares.

En la tabla anterior se puede ver que 4 de los 10 terremotos de mayor magnitud han ocurrido en la última década, aunque es cierto que en esta tabla se presentan terremotos de la época pre-instrumental en donde las magnitudes (M_w) son estimadas. Considerando lo anterior, no se puede asegurar que en esta última década exista un incremento en la actividad sísmica, pero si podemos afirmar que la exposición a los sismos, debido al crecimiento poblacional, genera un aumento del riesgo de las ciudades por el incremento del valor expuesto.

Como consecuencia de los graves problemas que un terremoto origina (Tabla 1.1), surge la necesidad de realizar estudios dirigidos a determinar con precisión el comportamiento dinámico del terreno ante una sacudida sísmica. Este conocimiento ayudará a minimizar el daño ocasionado a la población y a las infraestructuras debido a un terremoto de magnitud importante.

Esta Tesis plantea el uso de técnicas geofísicas y de ingeniería sísmológica de gran precisión y su aplicación en áreas urbanas de ciudades localizadas en el sureste de la península Ibérica (Lorca, Adra y Almería). Estas técnicas proporcionarán resultados fiables y contrastables que permitirán la obtención de mapas de escenarios del movimiento sísmico del terreno, los cuales han de ser tenidos en cuentas a la hora de tomar medidas de carácter político y urbanístico, necesarias para que en el futuro la ocurrencia de un terremoto de magnitud moderada no ocasione daños catastróficos ni represente un peligro real para sus ciudadanos y sus edificaciones, como ocurre en algunos países: Japón, Chile, EE.UU., entre otros, los cuales se ven recurrentemente afectados por terremotos de magnitud similar a los ocurridos en las ciudades del sureste de la península Ibérica. De acuerdo con el Centro Nacional de Información de Terremotos (NEIC por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos, al año ocurren alrededor de 800 terremotos de magnitud (M_w) entre 5,0 y 5,9 en el mundo.

1.1.1. OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS DE LA TESIS

Resulta necesario destacar que un estudio de Riesgo Sísmico Urbano se compone de tres elementos fundamentales: el análisis de la Peligrosidad sísmica considerando los efectos locales del terreno; el cálculo de la Vulnerabilidad de las infraestructuras presentes; y la valoración del entorno socioeconómico expuesto al

riesgo (Coste). Las regulaciones administrativas frente al riesgo sísmico deben orientarse a minimizar la incidencia del fenómeno.

Esta Tesis se enfoca en la realización de un estudio de microzonificación sísmica de las áreas urbanas de las ciudades de Lorca, Adra y Almería desde un punto de vista ingenieril, describiéndose las características del terreno, su comportamiento dinámico y definiendo los escenarios del movimiento del suelo ante una sacudida sísmica.

Para el desarrollo de esta Tesis se propone como uno de los objetivos principales el uso de técnicas geofísicas no destructivas (métodos SPAC y MASW). La implementación de estas técnicas sísmicas se adapta perfectamente al entorno urbano, al ser métodos de prospección no invasivos, por lo que no afectan al pavimento o mobiliario urbano durante el registro de las ondas sísmicas. Además, dichas técnicas de registro no se ven afectadas por el intenso ruido ambiental (tráfico rodado, actividades industriales, etc.)

Los objetivos específicos que se plantean son los siguientes:

1. Revisar el estado del arte donde se definan las características de las áreas de estudio de la Tesis. Se expondrán los antecedentes y una descripción de los métodos geofísicos utilizados por otros autores en estudios de microzonificación sísmica y sus aplicaciones, así como la comparación entre dichos métodos y los métodos utilizados en la Tesis.
2. Describir las metodologías empleadas para la determinación de la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s (métodos SPAC, MASW y del gradiente topográfico), las cuales pueden ser reproducibles y válidas para su empleo en otras áreas sísmicamente activas.
3. Desarrollar un sistema metodológico, viable económica y técnicamente, basado en el registro de ondas superficiales en zonas urbanas. Este sistema va a permitir obtener perfiles de velocidad V_s del terreno de una manera más rápida y efectiva que el método tradicional.
4. Caracterizar la estructura superficial del terreno en las ciudades de Lorca, Adra y Almería, a partir de registros de ondas superficiales de corto período mediante el uso de los métodos sísmicos SPAC y MASW.

5. Calcular la variación del valor medio de la velocidad de cizalla para diferentes profundidades (5, 10, 15, 20, 25 y 30 metros) y elaborar los mapas relacionados para dichas profundidades (V_{S5} , V_{S10} , V_{S15} , V_{S20} , V_{S25} y V_{S30}). Estos resultados permitirán identificar el aumento o disminución de la velocidad de cizalla con la profundidad. Esta distribución del valor de velocidad V_S del terreno para otras profundidades diferentes a 30 metros, presenta una importancia significativa debido a que la parte superficial, que engloba el espesor efectivo de los cimientos y de los sótanos de los edificios, debe ser investigada correlacionándola a los altos niveles de daño en las edificaciones (Kanli et al. 2006).
6. Obtener los mapas de distribución de los parámetros que caracterizan el movimiento sísmico del terreno (aceleración pico máxima, amplificación de la aceleración pico máxima, velocidad pico máxima, intensidad de Arias, periodo predominante e intensidad sísmica) en las ciudades de Lorca, Adra y Almería, usando como sismos de referencia los registros correspondientes al terremoto principal de la serie sísmica de Lorca de mayo de 2011, el terremoto de Adra de enero de 1994 y el terremoto simulado de Adra de junio de 1910 (Morales et al. 2003). Estos mapas serán una herramienta de apoyo esencial en la realización de normativas de construcción sismoresistentes, en el establecimiento de protocolos de actuación ante una emergencia sísmica, y en la elaboración de futuros planes de ordenación urbana sobre las ciudades objeto de estudio de esta Tesis.
7. Emplear el análisis de gradiente topográfico para la obtención del valor V_{S30} del terreno. Este análisis contempla la determinación del gradiente topográfico para la ciudad de Lorca a través de un modelo digital del terreno (MDT) tomando como referencia una ortofoto del año 1956. En el caso de Adra y Almería se han utilizado MDT del año 2010.
8. Validar el uso de la técnica del gradiente topográfico al correlacionar sus resultados con los valores de V_{S30} del terreno obtenidos mediante la aplicación del método SPAC y el método MASW en la ciudad de Lorca. Esta validación plantearía la posibilidad de su uso en la obtención de los mapas de distribución de valores de V_{S30} del terreno en zonas urbanas donde, por limitaciones técnicas

o económicas, no se tenga acceso a la aplicación de métodos sísmicos que representen una mayor resolución y fiabilidad.

9. Correlacionar los mapas obtenidos de la estructura del terreno y del comportamiento del movimiento sísmico de las ciudades de Lorca y Adra con los daños observados en las series sísmicas de Lorca de 2011 y Adra 1993-1994 respectivamente.

1.1.2. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Con la finalidad de mantener una adecuada y coherente distribución de la Tesis, lo que redundará en una fácil comprensión y seguimiento de la misma, se ha optado por mantener la estructura que seguiría cualquier trabajo de investigación: Introducción, Antecedentes, Metodología, Instrumentación, Resultados y Discusiones, y las Conclusiones. A continuación se describe la distribución de los capítulos que componen esta Tesis:

Capítulo 1. **Introducción.** En este capítulo se describen las motivaciones que sustentan esta Tesis, así como la descripción de los objetivos generales y los alcances del estudio.

Capítulo 2. **Antecedentes.** Este capítulo se centra en la descripción del estado del arte de las técnicas empleadas en esta Tesis. Se hace una breve revisión bibliográfica de los temas tratados en el desarrollo de la metodología y de los resultados. El principal objetivo de este capítulo es dar a conocer la sismicidad histórica de las zonas de estudio, los aspectos geofísicos más relevante y los métodos sísmicos utilizados en microzonificación sísmica.

Capítulo 3. **Metodología.** Este capítulo expone de forma detallada la metodología aplicada en este estudio de investigación; el empleo de los métodos sísmicos SPAC y MASW, así como la descripción del método del gradiente topográfico y la metodología adoptada para la obtención de los parámetros relacionados con el comportamiento del movimiento sísmico del terreno ante la ocurrencia de un sismo en las poblaciones de Lorca, Adra y Almería.

Capítulo 4. **Instrumentación.** Se aborda la descripción de la instrumentación que ha sido desarrollada para obtener perfiles de V_{S30} del terreno con el método sísmico MASW.

Capítulo 5. **Casos de estudio.** Se muestran los resultados obtenidos para cada una de las áreas urbanas que se han estudiado. Como resultado importante se presentan los mapas de distribución de velocidades de cizalla del terreno a diferentes profundidades, los mapas de distribución de los parámetros asociados al movimiento sísmico del terreno y sus respectivas discusiones. Además, se describen las características geológicas de las zonas de estudio (Lorca, Adra y Almería), donde se detallan la cartografía geológica y la correspondiente descripción geotécnica del suelo.

Capítulo 6. **Conclusiones.** Este capítulo muestra las conclusiones más relevantes derivadas de las metodologías aplicadas y de los resultados obtenidos. Además, se exponen las diferentes líneas de investigación que pueden quedar abiertas para su continuación en futuros proyectos de Tesis y trabajos de investigación.

Capítulo 2

Estado del Arte. Antecedentes

2.1. SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL DE LAS CIUDADES DE LORCA, ADRA Y ALMERÍA

2.2. MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA PROSPECCIÓN SÍSMICA

2.3. MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO

2.4. MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

CAPÍTULO 2

ESTADO DEL ARTE. ANTECEDENTES

2.1. SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL DE LAS CIUDADES DE LORCA, ADRA Y ALMERÍA

Para una correcta estimación y evaluación de la peligrosidad sísmica urbana es necesario conocer los terremotos de mayor magnitud y/o intensidad que han tenido lugar históricamente en el área de estudio. Como se ha descrito en la introducción de esta Tesis, el sureste de la península Ibérica se ha visto afectado a lo largo de la historia por terremotos de intensidad moderada que han causado daños considerables a sus poblaciones, tanto en lo material como en la pérdida de vidas humanas.

La región de Murcia se ha visto afectada por terremotos históricos (Tabla 2.1) con intensidades máximas entre VI-IX (escala EMS-98), tres de los cuales (1579, 1674 y 1818) se localizan con epicentro próximo a la ciudad de Lorca (SISMIMUR 2006). La sismicidad histórica de la provincia de Almería (Tabla 2.2) muestra que los terremotos más relevantes han tenido intensidad comprendida entre VII y IX, de los cuales, tres de ellos (1487, 1522 y 1658) se localizan próximos a la ciudad de Almería y uno de ellos (1910) en las proximidades de la localidad de Adra (Vidal 1986). Esta sismicidad histórica ha sido estudiada a través de criterios sismológicos, arquitectónicos, geológicos y en base a relatos históricos que describen los terremotos (p.e. Vidal 1986; Espinar 1994; Martínez-Díaz 2000; Muñoz Clares et al. 2012).

Tabla 2.1. Terremotos históricos e instrumentales con epicentro en la región de Murcia con intensidad máxima estimada $\geq$ V (EMS-98) y/o magnitud (M_w) $\geq$ 4,7 (SISMIMUR 2006).

Localidad	Fecha	Magnitud (M_w)	Intensidad (EMS-98)	Daños
Lorca	30/01/1579	--	VII	Daños materiales cuantiosos.
Lorca	28/08/1674	--	IX	Ocasionó la muerte de más de 30 personas y un gran número de heridos como consecuencia de los derrumbes de paredes y tejados.
Murcia	09/03/1743	--	VII	La ciudad fue gravemente afectada. Este terremoto arruinó varios edificios en la comarca de Murcia.
Lorca	20/12/1818	--	VI-VII	Produjo una decena de heridos de gravedad, la mayoría por contusiones en la cabeza y extremidades. Fue sentido en Murcia y Totana.
Alhama de Murcia	11/11/1855	--	VI-VII	Presentó replicas hasta enero del año siguiente afectando principalmente a las ciudades de Librilla y Alhama de Murcia.
Ceutí	16/01/1883	--	VI-VII	Este terremoto se sintió en varias localidades de la huerta y produjo daños considerables en la ciudad de Ceutí.
Cotillas	21/03/1911	--	VIII	Destruyó varias casas de la ciudad de Cotillas. Se sintió fuertemente en Murcia y tuvo una réplica importante tres días más tarde.
Lorquí	03/04/1911	--	VIII	Se sintieron más de 20 réplicas en la ciudad. Alrededor de 233 casas fueron afectadas.
Cehegín	23/06/1948	5,0	VIII	Se sintió en las provincias de Murcia y Albacete.
Mula	02/02/1999	4,8	VI	Afectó las ciudades de Mula, Albudeite y Campos de Río.
Bullas	06/08/2002	5,0	V	La población más afectada fue la comunidad de La Paca en donde el terremoto alcanzó una intensidad de V.
Bullas (Terremoto de la Paca)	29/01/2005	4,7	VI	Las poblaciones de La Paca y Zarcilla de Ramos fueron las zonas donde se produjeron más daños.
Lorca	11/05/2011	5,2	VII	Causó la muerte de 9 personas y daño alrededor de 890 edificios.

Tabla 2.2. Terremotos históricos e instrumentales con epicentro en la provincia de Almería con intensidad máxima estimada $\geq$ VII (EMS-98) y/o magnitud (Mw) $\geq$ 4,9 (SISMOSAN 2007).

Localidad	Fecha	Magnitud (Mw)	Intensidad	Daños
Almería	14/05/1357	--	VIII	Se dice que “la tierra se abrió en algunas partes saliendo de ella tanta agua que ocasionó la ruina de muchos edificios”.
Vera	01/01/1406	--	VIII-IX	Derrumbamiento de gran parte del castillo, de la mezquita y de la muralla de Vera. Causó la muerte de 72 personas.
Almería	01/11/1487	--	VII-IX	Destrucción de la muralla, de la mezquita y de algunas torres. Este terremoto afectó al menos el 80 % de las casas de Almería.
Vera	09/11/1518	--	VIII-IX	En Vera causó la destrucción total de la fortaleza, de la muralla y de más de 200 casas, causando la muerte de 165 personas. En Mojácar produjo la caída de torres y hundimiento de la fortaleza. Un tercio de las casas fueron derribadas. Causó la muerte de 14 personas y daños similares en Garrucha y Cuevas de Almanzora.
Suroeste de Almería	22/09/1522	--	IX	Destrucción generalizada de Almería, con más de 2.500 muertos. Solo en Ugíjar ocasionó 130 víctimas. Daños generales en edificios de Granada, Baza y Guadix.
Almería	31/12/1658	--	VIII	Daños graves en la Alcazaba y caída de casas en Almería. Hundimiento de edificios en el Levante Almeriense. Daños en Dalías y Berja. Gran cantidad de víctimas.
Vélez Rubio	04/03/1751	--	VII	Muchas casas inhabitables. Daños importantes a iglesias.
Dalías	25/08/1804	--	VIII-IX	Dalías: quedó en ruinas. Más de 250 muertos. Berja: Muchos edificios derrumbados en el centro de la ciudad. Daños graves en Adra, Canjayar, Roquetas de Mar y Turón.
Adra	16/06/1910	6,3	VII-VIII	Derribó tabiques y muros, y produjo averías importantes en algunos edificios en las ciudades de Adra y Dalías.
Adra	23/12/1993 04/01/1994	5,0 4,9	VII	Daños no estructurales (tabiquería, fachada) en el 80% de edificios de Berja. Desprendimiento de rocas. Grietas en edificios antiguos en Darrical, Turón, Murtas, Lucainena, Ugíjar, Alcolea, Dalías, Venta de Pampanico, El Ejido, Puente del Río y Albuñol.

La Figura 2.1 muestra un mapa de distribución de los terremotos históricos e instrumentales más importantes que han ocurrido en el sur de la Península Ibérica y norte de África, identificándose el epicentro, hipocentro y magnitud de los mismos.

Figura 2.1. Mapa de distribución de los terremotos históricos e instrumentales más importantes que han ocurrido en el sur de la Península Ibérica y norte de África con magnitud comprendida entre 4,5 y 6,5 (Mw) para el período 1900-2012. (Modificada del Instituto Geofísico de los Estados Unidos. <http://www.usgs.gov>).

2.1.1. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE LORCA

En la ciudad de Lorca han ocurrido varios movimientos sísmicos que han afectado a su población en general. Tres terremotos históricos destacan por su intensidad superior al grado V (escala EMS-98) y por haber causado daños considerables en los años 1579, 1674 y 1818.

El 30 de enero del año 1579 ocurrió un terremoto de intensidad media de grado VII. Éste fue el primer terremoto, del que se tiene constancia, que tuvo lugar en esta ciudad. De acuerdo con Muñoz Clares et al. (2012) se sintieron una serie de sismos que precedieron al evento principal caracterizado por una intensidad estimada (EMS-98) entre grado VI-VII. Esta serie sísmica no produjo pérdidas humanas, sin embargo, los daños materiales fueron muy cuantiosos, lo que provocó que la población emigrase hacia localidades cercanas.

En el año 1674 ocurrió la serie sísmica mejor documentada de los eventos históricos ocurridos en la ciudad de Lorca. Esta serie comenzó el 9 de agosto de 1674, generándose la mayor intensidad sísmica (grado IX) el 28 de agosto. Sus réplicas duraron alrededor de dos meses (Vidal 1986; Muñoz Clares et al. 2012). El terremoto principal ocasionó la muerte de más de 30 personas y un gran número de heridos como consecuencia de los derrumbes de paredes y tejados. Los daños ocasionados por esta serie sísmica fueron tan graves que toda la población abandonó la ciudad y habitó en barracas (Vidal 1986).

En el año 1818 ocurrió otra serie sísmica que tuvo su punto culminante los días 19 y 20 de diciembre. El día 19 ocurrió un movimiento premonitorio y el día 20 se produjo el sismo principal de intensidad de grado VI-VIII, el cual ocasionó un daño general en toda la ciudad de Lorca (Vidal 1986; Muñoz Clares et al. 2012). Este evento sísmico produjo una decena de heridos de gravedad, la mayoría por contusiones en la cabeza y extremidades, ocasionadas, al igual que en el evento principal del año 1674, por desprendimiento de tejas y ladrillos que caían de los tejados y chimeneas rotas, así como por el desplome de paredes y pilares (Vidal 1986).

En la época instrumental se destacan como los terremotos más importantes que han afectado el municipio de Lorca, las series sísmicas ocurridas en 1963, 1977 y 1978. Otras series sísmicas como la de Bullas en agosto del 2002 y enero del 2005 presentaron su mayor intensidad en la comunidad lorquina de La Paca, grado V y VI respectivamente (SISMIMUR 2006).

En mayo del año 2011 la ciudad de Lorca se vio afectada por un terremoto de magnitud 5,2 (Mw) con distancia epicentral de 5,5 km al casco urbano de la ciudad y un hipocentro de 4,6 km (López-Comino et al. 2012). Según la información proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional de España (IGN 2011), este terremoto presentó un valor de PGA de 358 Gales y PGV de 35,6 cm/s. La intensidad máxima observada inicialmente por el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG, www.ugr.es/~iag) fue de grado VII, aunque estudios posteriores la estiman de grado VIII (Alguacil et al. 2014).

Este terremoto tuvo un movimiento premonitor de magnitud 4,6 (Mw) (López-Comino et al. 2012) a una profundidad de 2 km y una intensidad máxima de VI dos horas antes (15:05 UTC). Al mes siguiente de haber ocurrido el evento sísmico principal se

registraron más de un centenar de réplicas de las que más del 80% fueron registradas durante la primera semana de haber ocurrido el movimiento telúrico, destacándose una réplica importante de magnitud 3,9 (Mw) cuatro horas más tarde (20:37 UTC) de registrarse el terremoto principal.

Las consecuencias producidas por esta serie sísmica fueron catalogadas de catastróficas: ocasionó la muerte de 9 personas, dañó alrededor de 890 edificios y cerca de 300 personas resultaron heridas (Navarro et al. 2014).

2.1.2. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE ADRA

En el año 1804 se sintió un terremoto violento desde Almería a Motril con intensidad de grado VI-VIII en Berja, Dalías, Almería, Albuñol y Adra. Esta serie sísmica se inició con varios terremotos de intensidad VI-VII en el mes de enero, para dar paso a dos terremotos de intensidad VIII en el mes de agosto (Vidal 1986; Martínez-Díaz 2000). En la ciudad de Adra la intensidad fue de grado VIII y todas las casas de la ciudad se vieron afectadas por el terremoto (Vidal 1986).

La ciudad de Adra se vuelve a ver afectada por un terremoto de magnitud 6,3 (Mw) (Morales et al. 2003) y con intensidad de grado VIII en el año 1910. Este terremoto derribó algunos tabiques y muros, hundió techos y produjo averías importantes en algunas edificaciones (Vidal 1986).

En diciembre del año 1993 y enero de 1994, la ciudad de Adra se vio afectada por dos series sísmicas. La primera tuvo su epicentro localizado entre las poblaciones de Adra y Berja con coordenadas (36,77°N; 2,91°W), con un terremoto principal de magnitud 5,0 (M_b), distancia epicentral de 10 km y un hipocentro de 8 km, el cual se sintió con una intensidad máxima de grado VII. La segunda serie tuvo su epicentro localizado en el mar frente a la costa de Balerna con coordenadas (36,56°N; 2,80°W), siendo el terremoto principal de esta serie de magnitud 4,9 (M_b) y distancia epicentral a la localidad de Adra de 18 km. Estos terremotos no causaron víctimas mortales, pero los daños materiales originaron un gran impacto en la población. Estos daños se concentraron en la zona sureste de la ciudad, principalmente en edificios de hormigón armado de cuatro y cinco niveles (Navarro et al. 2007).

2.1.3. SISMICIDAD EN LA CIUDAD DE ALMERÍA

Destacan los sismos ocurridos en noviembre del año 1487 y septiembre de 1522. El primero de ellos con epicentro cercano a la ciudad de Almería (36,83°N; 2,47°W) alcanzó una intensidad de grado VIII (Vidal 1986), ocasionando daños a la fortaleza o alcazaba y a gran parte de las murallas.

El segundo con intensidad de IX-X es considerado el más destructivo de los que han tenido lugar en la ciudad de Almería, destruyendo un gran número de estructuras urbanas y ocasionando la muerte de alrededor de 2.500 personas. Causó graves daños sobre la antigua catedral y otros templos, la fortaleza y casi todas las torres, y muros de las murallas (Vidal 1986; Espinar 1994).

La ciudad de Almería volvió a verse afectada el día 30 de diciembre del año 1658 con una serie sísmica de intensidad máxima de grado VI, la cual se extendió hasta el día 3 de enero. Esta serie sísmica causó varios muertos en Almería y derribó casas, torres y castillos de la parte del Levante de la ciudad, además sufrieron daños las torres de San Pedro de Rodalquilar, de la Carbonera, el Torrejón del Cabo y Torre de la Testa.

2.2. MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA PROSPECCIÓN SÍSMICA

2.2.1. INTRODUCCIÓN

Los métodos geofísicos empleados en prospección sísmica tienen como objetivo el análisis de la variación de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, producidas de forma natural o artificial. Las ondas sísmicas se definen como perturbaciones elásticas que se desplazan a través de los estratos transportando energía con características de propagación dependientes de las propiedades del terreno que atraviesan.

La energía generada de forma natural o artificial en un punto próximo a la superficie del terreno se propaga como ondas internas de volumen (P, S), como ondas superficiales (L, Rg) y ondas de Coda. A continuación, se hace una breve descripción de los tipos de ondas sísmicas comúnmente utilizadas en prospección sísmica.

2.2.1.1. Ondas de volumen:

- **Onda P:** Este tipo de onda es conocido como onda primaria, ya que son las que se registran en primer lugar. Estas ondas son de tipo longitudinal, y someten a las partículas del terreno a deformaciones de compresión-dilatación en el sentido de la dirección de propagación de las ondas (Figura 2.2a), estas se transmiten a través de cualquier tipo de medio material (sólido, líquido y gas).

Figura 2.2. (a) Perturbación típica de una onda P. (b) Perturbación típica del paso de una onda S.

La velocidad de la onda P (V_P) viene dada por la expresión:

$$V_P = \left[\frac{k + (4/3)G}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.1)$$

donde k es el módulo de compresibilidad, G representa el módulo de rigidez (o de cizalladura) y ρ es la densidad del material.

-**Onda S:** Este tipo de ondas es conocido como ondas secundarias, transversales o de cizalla. Se registran a continuación de las ondas P debido a una menor velocidad de

propagación. Las ondas S someten al terreno a una deformación a cizalladura, donde las partículas del medio sufrirán desplazamientos perpendiculares a la dirección de propagación de las ondas (Figura 2.2b). Este tipo de ondas no modifica el volumen ni se propagan a través de fluidos o gases. Si las partículas del medio oscilan verticalmente se denomina ondas SV, y si lo hace en dirección horizontal son ondas SH.

La velocidad de propagación de las ondas S (V_S) se define como:

$$V_S = \left[\frac{G}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.2)$$

La propagación de las ondas P y S a través de los estratos del terreno experimenta tres fenómenos físicos (Figura 2.3):

1. El rayo directo que viaja por la parte superior de la primera capa a una velocidad V_1 .
2. El rayo refractado que junto al rayo incidente y la normal están en el mismo plano en donde el ángulo de refracción i_2 depende de las velocidades de propagación de la onda en los medios 1 y 2, y del ángulo de incidencia i_0 , de acuerdo con la relación de Snell (Wolf 1995; Reynolds 1997). Parte de esta energía compresiva se convierte en ondas S transmitidas y reflejadas. La ley de Snell proporciona información acerca de la trayectoria de los rayos, los tiempos de llegada y la posición de los refractores, pero la información sobre las amplitudes de las ondas es nula.

$$\frac{\text{Sen}(i_0)}{V_{P1}} = \frac{\text{Sen}(i_1)}{V_{P1}} = \frac{\text{Sen}(i_{*1})}{V_{S1}} = \frac{\text{Sen}(i_2)}{V_{P2}} = \frac{\text{Sen}(i_{*2})}{V_{S2}} = p \quad (2.3)$$

donde, V_{P1} , V_{P2} , V_{S1} y V_{S2} son las velocidades de propagación (P y S) de los medios 1 y 2.

3. El rayo reflejado que se origina para ángulos de incidencia pequeños (i_{*2}) al rebotar sobre el techo de la capa inferior.

Figura 2.3. Reflexión y refracción de las ondas sísmicas al viajar por el subsuelo (ley de Snell).

2.2.1.2. Ondas superficiales

Estas ondas viajan a una velocidad menor que las ondas volumétricas, presentando en general una amplitud mayor, por lo que suelen causar mayores daños a las estructuras. Las ondas superficiales se comportan como ondas dispersivas, variando la forma de su onda, debido a la variación de las frecuencias contenidas al viajar por medios de diferentes velocidades. Existen varios tipos de ondas superficiales, entre las que destacan:

-Ondas Love, L: Deben su nombre al matemático neozelandés A.E. Hough Love, quien desarrollo en el año 1911 un modelo de propagación para este tipo de ondas. Las ondas Love producen un movimiento horizontal de corte o cizalla al propagarse por el medio (Figura 2.4). Su velocidad de propagación es del orden de un 90 % de la velocidad de las ondas S.

Figura 2.4. Tipo de deformación elástica sufrida por el terreno al paso de una onda superficial tipo Love (tomada de Martínez-Pagán (2007)).

-Ondas Rayleigh, Rg: Deben su nombre al físico británico John Rayleigh, el cual predijo en 1885 la presencia de ondas superficiales descifrando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio seminfinito elástico (Rayleigh 1885). Estas ondas producen en el medio un movimiento elíptico en sentido contrario a la propagación (Figura 2.5).

Figura 2.5. Tipo de deformación elástica sufrida por el terreno al paso de una onda superficial tipo Rayleigh (tomada de Martínez-Pagán (2007)).

A continuación se presentan varias características importantes de las ondas Rg:

1. Se transmiten por la superficie del terreno, permitiendo que se puedan registrar fácilmente mediante geófonos colocados en el suelo. Afectan a un rango de profundidad en función de la longitud de onda.
2. Su velocidad de propagación se estima alrededor del 90% del valor de velocidad V_s (Park et al. 1999).
3. Son más fáciles de generar y registrar que las ondas Love, ya que tienen un movimiento de la partícula en dirección vertical (Figura 2.5), mientras que las ondas Love tienen un movimiento de las partículas en dirección horizontal (Figura 2.4).

2.2.1.3. Origen de las ondas sísmicas.

A continuación se describen las diferentes fuentes sísmicas que pueden producir la liberación de energía, de forma natural o artificial, según su origen.

-Origen interno: Estas fuentes sísmicas se originan explícitamente en el interior de la tierra. Las más importantes son las fallas activas debido a que representan la causa principal de la mayoría de los terremotos. También pertenecen a este grupo las explosiones profundas, y la actividad sísmica inducida debida a variaciones importantes en el flujo hidrológico y a labores mineras subterráneas (hundimientos mineros, voladuras de avance de frentes mineros, etc.).

-Origen externo: Destaca el ruido ambiental (Kanai 1957), el cual es una vibración del terreno de pequeña amplitud, del orden de varios micrómetros, producida por fenómenos naturales, como: frentes atmosféricos, cambios de presión, olas marinas, tormentas, etc.; y artificiales, como: tráfico de vehículos, maquinaria pesada, vibraciones de las estructuras civiles, industria, paso de peatones, entre otros. Cuando las vibraciones del terreno tienen periodos menores a 1,0 segundo se denomina ruido ambiental de corto periodo, el cual está asociado a fuentes artificiales, y cuando dichas vibraciones tienen periodos mayores a 1,0 segundo son llamadas microsismos o ruido ambiental de largo periodo, relacionado a fuentes naturales. Otras fuentes externas de uso en prospección sísmica son: las derivadas de la exploración minera en superficie (Navarro et al. 1997), el tráfico controlado de vehículos pesados (Motazedian et al. 2012), golpear el suelo con una maza, compactador o penetrómetro (p.e. Martínez-Pagán et al. 2014).

-Otro tipo de origen: En este grupo están las erupciones volcánicas, las grandes avalanchas de nieve, los deslizamientos de tierras o taludes, entre otras.

2.2.2. MÉTODOS SÍSMICOS ACTIVOS

Los métodos sísmicos activos se caracterizan por el uso de una fuente sísmica artificial (p.e. una maza). Esta idea está asociada a las investigaciones de campo publicadas por Robert Mallet en el año 1846 en su artículo “Sobre la dinámica de los terremotos”, en donde propuso la idea de generar terremotos artificiales por medio de explosiones controladas mediante el empleo de cartuchos de pólvora. Mallet concluyó que a cada tipo de roca se le asocia una velocidad de propagación de ondas sísmicas, con lo cual sería posible la clasificación de los estratos del terreno en base a las características que presentan dichas velocidades de propagación.

El procedimiento seguido en la actualidad para el registro de las ondas sísmicas utilizando los métodos activos no está muy lejos de la idea que planteó Mallet hace casi 170 años. Este procedimiento consiste, generalmente, en desplegar sobre la superficie del suelo un dispositivo formado por geófonos y medir las llegadas de las ondas sísmicas, las cuales han sido previamente generadas por una fuente sísmica artificial. La profundidad que se alcance con estos métodos dependerá de la fuente sísmica que se utilice para generar las ondas, de las características de las capas que componen el terreno y de los geófonos utilizados. Así, por ejemplo, geófonos de menor frecuencia facilitan una mayor profundidad de investigación para un mismo emplazamiento al poder registrar ondas sísmicas de menor frecuencia, las cuales están relacionadas a las capas más profundas.

Los métodos sísmicos activos más importantes son:

2.2.2.1. Método sísmico de Refracción

El método sísmico de refracción hasta los años anteriores al 1960 fue muy popular, en sus inicios realizó grandes aportes a la prospección sísmica, especialmente en la exploración de cuencas sedimentarias donde se destacó por el descubrimiento de grandes campos de petróleo. En la década de los 60s el método de refracción fue lentamente desplazado por el método de reflexión, debido a que este último proporcionaba una información más detallada. En la actualidad, el método de refracción se sigue utilizando para obtener el modelo de velocidad en los primeros metros del terreno, el grado de ripabilidad de los materiales del subsuelo, en estudios sobre rellenos antrópicos y en estudios geotécnicos sobre estabilidad de taludes (Lankston 1990).

El principio en el que se basa el método de refracción es que para cierto ángulo de incidencia conocido como ángulo crítico i_0 , el ángulo refractado i_2 , (Ec. 2.3; Figura 2.3) se refracta 90 grados respecto de la normal, de tal manera que el ángulo crítico queda definido solamente por las velocidades de los estratos (Ec. 2.4) (Reynolds 1997).

$$i_0 = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (2.4)$$

En la práctica se mide el tiempo de tránsito empleado por las ondas directas y refractadas en ir desde un punto conocido (posición de la fuente sísmica) hasta las posiciones en donde se encuentran una serie de geófonos situados a lo largo de una línea de adquisición (Figura 2.6). Al viajar a través del terreno, las ondas se refractan en los contactos de separación entre las diferentes capas del subsuelo en donde tienen lugar cambios importantes en las propiedades físicas de los materiales. Para que exista la refracción crítica debe darse un contraste del valor de la impedancia acústica ($i = \rho V$; en donde ρ es la densidad y V la velocidad de la capa) entre los materiales que separa el contacto. El método sísmico de refracción exige llevar a cabo disparo directo e inverso en cada uno de los extremos del perfil sísmico, esto se hace con el fin de identificar apropiadamente la presencia de contactos inclinados entre las capas del subsuelo. Finalmente los geófonos detectan la llegada de las ondas y envían las señales a un sismógrafo, el cual genera un sismograma donde se representan las trazas sísmicas de cada uno de los geófonos.

Figura 2.6. Esquema de campo y trayectoria sísmica de los frentes de onda del método sísmico de refracción.

El método de refracción presenta dificultades al resolver capas de baja velocidad que se encuentren rodeadas de capas de alta velocidad, debido a que en estas circunstancias no se produce una refracción crítica total. Estas capas, denominadas ocultas, provocan una interpretación errónea de los datos finales. Estos problemas hacen que su utilización en estudios de microzonificación sísmica sea muy limitada.

Para aplicar este método en campo es necesario establecer algunas consideraciones (Martínez-Pagán 2007):

1. El espesor de las capas del material presente en el subsuelo debe ser mayor que la longitud de onda incidente sobre las mismas.
2. El espesor de las capas sucesivas debe ser igual o, aumentar con la profundidad.
3. La trayectoria de los planos debe encontrarse sobre un mismo plano vertical que pasa por el perfil sísmico desplegado en superficie.
4. Solo deben considerarse las ondas P, aunque con una adecuada configuración y disposición del golpeo se puede disponer de las ondas S.

2.2.2.2. Método sísmico de Reflexión

El método sísmico de reflexión surge a partir de los trabajos llevados a cabo por Reginald Fessenden, quien en el año 1913 empleó las ondas acústicas para la localización de iceberg y para la detección del fondo marino. El objetivo de esta técnica es medir el tiempo que toma una onda sísmica en viajar desde la fuente, atravesar el subsuelo, ser reflejada en un reflector y volver a la superficie donde será detectada por los geófonos (Figura 2.7). Esto permitirá obtener información acerca de la composición del terreno en profundidad en base a las reflexiones del frente de onda sísmico sobre las distintas interfaces del subsuelo.

Figura 2.7. Esquema de campo y trayectoria sísmica de los frentes de ondas del método sísmico de reflexión.

Mediante el procesamiento de los datos sísmicos registrados se obtiene una sección sísmica formada por un agrupamiento de todas las trazas sísmicas en la que se pueden observar las discontinuidades que definen la estructura del subsuelo.

El método de reflexión tradicional no es muy popular para la adquisición de datos en zonas urbanas, más bien se utiliza en combinación con otras técnicas sísmicas (SPAC, método sísmico de refracción, MASW, etc.). Esto es debido a que el tratamiento de los datos es más laborioso y delicado que en otros métodos sísmicos. Se destaca el estudio de microzonación realizado en la ciudad de Ottawa en Canadá por Lamontagne et al. (2011), en el cual se determinó la variación de los estratos del terreno.

Una variante del método de reflexión es el método de sísmica de reflexión de alta resolución, el cual permite la eliminación del ruido que se superpone a las reflexiones superficiales. Esto último representa un aspecto fundamental en el tratamiento y procesamiento de los registros sísmicos, evitando así la creación de artefactos en la sección sísmica final (Teixido 2000). Esta técnica es extremadamente flexible y puede adaptarse a cualquier área de investigación, ya sea en la obra civil, en valoraciones medioambientales, en definición de estructuras geológicas, en yacimientos minerales, etc. Otra ventaja es que permite obtener una visión muy exacta y completa de la estructura del terreno, pudiéndose alcanzar hasta 1.000 metros de profundidad si se utilizan fuentes de energía muy potentes (explosivos, camiones vibradores, etc.).

2.2.2.3. Método SASW

El método de Análisis Espectral de Ondas Superficiales (SASW por sus siglas en inglés) fue introducido a principios de la década de los años 80 por Heisey et al. (1982) y Nazarian et al. (1983). En sus comienzos este método tenía como principal objetivo la determinación del módulo de cizalla o rigidez del terreno. Más tarde, a través del uso del análisis espectral se generaron modelos de velocidad de cizalla vs. profundidad aprovechando las propiedades dispersivas de las ondas superficiales.

El método SASW se compone de tres pasos:

1. Generar ondas superficiales a partir de una fuente sísmica artificial y registrar la respuesta mediante un par de geófonos situados en superficie (Figura 2.8). Estas ondas son registradas como una señal en el dominio del tiempo con el geófono 1 ($y_1(t)$) y el geófono 2 ($y_2(t)$).

Figura 2.8. Esquema de campo del método SASW en el cual se muestra una configuración directa y otra inversa.

Si se asume que la onda se propaga en su modo fundamental, que su velocidad de propagación aumenta con la profundidad y que la señal está asociada a una onda plana moviéndose unidireccionalmente, es posible calcular el tiempo que tarda en llegar la perturbación a los dos geófonos mediante la función espectro cruzado de fase:

$$y(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |y(x, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\omega t - k(\omega) \cdot x + \phi(f))]} d\omega \quad (2.5)$$

donde $|y(x, \omega)|$ es la amplitud de la densidad espectral, $k(\omega)$ es el número de onda y $\phi(f)$ corresponde a una fase por otros efectos no relacionados con la propagación.

2. Las señales registradas por cada geófono son llevadas al dominio de las frecuencias utilizando la Transformada de Fourier (FFT) ($Y_1(\omega)$ y $Y_2(\omega)$).

$$Y(x, \omega) = |y(x, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\phi(\omega) - k(\omega) \cdot x)]} \quad (2.6)$$

3. Con la onda localizada en dos posiciones distintas, x_1 y x_2 , se puede obtener el desfase que se produce en el viaje de una misma frecuencia entre dos posiciones diferentes:

Para x_1 :

$$Y(x_1, \omega) = |y(x_1, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\phi(\omega) - k(\omega) \cdot x_1)]} \quad (2.7)$$

Para x_2 :

$$Y(x_2, \omega) = |y(x_2, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\phi(\omega) - k(\omega) \cdot x_2)]} \quad (2.8)$$

donde x_1 y x_2 son las posiciones de los geófonos.

4. El desfase se calcula mediante la función de espectro de potencia cruzado a dos posiciones diferentes a la misma onda que viaja en una dirección x , esta función describe la distribución de la energía para un rango de frecuencia dado.

$$G_{12} = Y_1(\omega) \cdot \overline{Y_2(\omega)} \quad (2.9)$$

$$G_{12}(\omega) = |y(x_1, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\phi(\omega) - k(\omega) \cdot x_1)]} \cdot |y(x_2, \omega)| \cdot e^{[i \cdot (\phi(\omega) - k(\omega) \cdot x_2)]} \quad (2.10)$$

$$G_{12}(\omega) = |y(x_1, \omega)| \cdot |y(x_2, \omega)| \cdot e^{[i \cdot k(\omega) \cdot (x_2 - x_1)]} \quad (2.11)$$

donde $\overline{Y_2(\omega)}$ representa la conjugada compleja.

El espectro cruzado de fase puede determinarse con la siguiente ecuación:

$$\phi_{12}(\omega) = \arg(G_{12}(\omega)) = k(\omega)(x_2 - x_1) \quad (2.12)$$

Finalmente, conociendo los tiempos de viaje de una onda entre ambos geófonos separados a una distancia x conocida, se calcula la velocidad de fase:

$$c_f(\omega) = \frac{2\pi f_0(x_2 - x_1)}{\phi_{12}(\omega)} \quad (2.13)$$

5. La curva de dispersión experimental se determina con los datos de atenuación obtenidos en el registro sísmico. El modelo de velocidad V_s del terreno se obtiene haciendo la inversión de las curvas de dispersión (c_f vs. f).

El método SASW ha sido utilizado para la caracterización del terreno en términos de velocidad V_s y en el análisis de microzonificación sísmica en diferentes ciudades, presentando muy buenos resultados. Se destacan los estudios realizados en el área urbana de la ciudad de Las Vegas en Estados Unidos por Scott et al. (2006), el estudio llevado a cabo en la ciudad de Chania en Grecia por Pelekis y Athanasopoulos (2013) y el realizado por Grasso y Maugeri (2014) en la ciudad de Ragusa en Italia.

2.2.2.4. Método Downhole

El método *Downhole* (Woods 1978), conocido también como sísmica de refracción en pozo, consiste en introducir uno o varios geófonos triaxiales en un sondeo. Estos geófonos registran las ondas sísmicas (P y S) que son generadas con una fuente de energía activa próxima al sondeo (Figura 2.9).

Figura 2.9. Esquema de ensayo Downhole. (Modificada de Semblat y Pecker (2009)).

Para generar las ondas sísmicas, el golpeo tiene que ser horizontal sobre una placa rígida. Este ensayo se repite a intervalos regulares de profundidad con el objetivo de obtener de manera directa la variación de las velocidades de propagación de las ondas P y S, y de manera indirecta, los módulos elásticos de las distintas capas que componen el terreno.

Para calcular la velocidad de las ondas sísmicas es necesario determinar la distancia recorrida, L_R , descrita como la distancia entre la fuente de energía y el geófono.

$$L_r = \left[(E_s - E_G + D_G)^2 + X^2 \right]^{0.5} \quad (2.14)$$

dónde E_s es la elevación de la superficie del suelo que está en contacto con la fuente de energía al centro de esta fuente, E_G es la elevación de la parte superior del sondeo, D_G es la profundidad a la que se encuentra el geófono y X es la distancia horizontal entre el centro de la fuente de energía y el sondeo (ASTM-D7400 2008). Finalmente, conociendo la distancia y el tiempo que tarda en viajar la onda sísmica desde la fuente de energía al sondeo, se obtiene un perfil de velocidad de carácter puntual.

Este método es muy utilizado en la investigación geotécnica, principalmente en estudios de mejora del suelo y de cimentación. Su implementación en estudios de microzonificación sísmica es muy limitada debido al costo e impacto que implica utilizar esta técnica en zonas urbanas.

2.2.2.5. Método *Crosshole*

El método *Crosshole* (Stokoe y Woods 1972), al igual que el método *Downhole*, se basa en determinar la velocidad de propagación de las ondas de compresión (P) y de cizalla (S) a diferentes niveles de profundidad, y de estimar los módulos elásticos del terreno, los cuales son de mucha importancia para determinar el grado de rigidez, compresión y deformación del terreno (Reynolds 1997).

Este método consiste en generar pulsos sísmicos o disparos (explosivos por ejemplo) dentro de uno de los sondeos (sondeo emisor) y determinar el tiempo transcurrido desde que se genera el pulso hasta que se recibe (Figura 2.10). Esto permitirá investigar las características sísmicas del terreno situado entre los dos sondeos.

Figura 2.10. Configuración en campo y representación de los rayos sísmicos para una serie de disparos donde se muestra el sondeo emisor y el sondeo receptor.

El método *Crosshole* emplea las longitudes de las trayectorias sísmicas entre las fuentes y los receptores (distancia de separación), y mide el tiempo requerido en recorrer tales distancias, siendo posible obtener la velocidad media a lo largo de cada trayectoria. Esta distancia se puede corregir mediante la siguiente expresión:

$$D = \sqrt{\left[(E_F - Z_F) - (E_G - Z_G) \right]^2 + (d \cdot \cos \phi + X_G - X_F)^2 + (d \cdot \sin \phi + Y_G - Y_F)^2} \quad (2.15)$$

donde los subíndices F y G representan las fuentes y los geófonos respectivamente. E es la altura topográfica, Z es la profundidad, d y ϕ son la distancia horizontal y el ángulo entre la fuente y el geófono respectivamente, X es la desviación respecto al norte e Y la desviación respecto al este.

En el caso de que exista una capa de mayor velocidad por encima o por debajo de la profundidad ensayada se producirán ondas refractadas que podrían llegar antes que las ondas directas (ASTM-D4428 2007). El tiempo de las ondas refractadas se calcula partiendo del ángulo crítico obtenido mediante la ecuación de Snell (Ec. 2.4) y midiendo la distancia recorrida por la onda en el primer medio antes de refractarse.

$$T_r = \frac{2H_1}{V_1} + \frac{(D_1 - 2Y_1)}{V_2} \quad (2.16)$$

donde V_1 y V_2 son las medidas previas realizadas para las capas superiores e inferiores, y H_1 e Y_1 representan la distancia recorrida por la onda en el primer medio antes de refractarse en ordenadas y abscisas respectivamente.

La desventaja principal que presenta este método para su aplicación en zonas urbanas es que para su ejecución es necesario por lo menos dos sondeos, lo que la convierte en una técnica costosa y de difícil aplicación.

2.2.3. MÉTODOS SÍSMICOS PASIVOS

Estos métodos se basan en el registro de vibraciones ambientales de origen artificial o natural. Consideran que las vibraciones ambientales están formadas por una superposición de ondas superficiales que se propagan en todas las direcciones siguiendo una distribución uniforme y aleatoria. Los métodos pasivos analizan de forma indirecta

las características sísmicas del terreno sin afectarlo o sin necesidad de operaciones invasivas que lo modifiquen. El análisis de los registros permite obtener la curva de dispersión característica de las ondas superficiales, la cual depende de las propiedades de las capas superficiales del terreno que atraviesan.

A continuación se exponen los principales métodos pasivos aceptados por su fiabilidad e idoneidad en la caracterización sísmica del terreno:

2.2.3.1. Método de Autocorrelación Espacial, SPAC

Desde su introducción en los trabajos de Aki (1957), las medidas de ruido ambiental utilizando arrays de sensores se han popularizado y han demostrado su utilidad para la obtención de los parámetros elásticos que caracterizan la estructura superficial del suelo (p.e. Kagawa et al. 1999; Apostolidis et al. 2004; García-Jerez et al. 2007b, 2008; Chávez-García et al. 2014; Navarro et al. 2014).

El método tradicional de Autocorrelación Espacial (SPAC) supone que el ruido ambiental está generado por fuentes lejanas y compuesto por ondas superficiales, existiendo un modo claramente predominante para cada frecuencia y para cada tipo de ondas (*Rayleigh* y *Love*). Este método consiste en realizar medidas simultáneas de componentes verticales de ruido ambiental sobre una circunferencia de radio R así como en una estación central ($R=0$) (Figura 2.11) y utilizar la relación:

$$\rho(R, \omega) \equiv \frac{W_0(R, \omega)}{W_0(0, \omega)} = J_0(k_R(\omega)R) \quad (2.17)$$

donde $\rho(R, \omega)$ representa el coeficiente de autocorrelación espacial, $W_0(R, \omega)$ y $W_0(0, \omega)$ corresponden al promedio acimutal de los registros verticales, en el dominio de la frecuencia, tomados en una array densa a lo largo de la circunferencia de radio R y en la estación central respectivamente, J_0 es la función de Bessel de orden cero y $k_R(\omega)$ representa el número de onda. La velocidad de fase de las ondas Rayleigh $c_R(\omega)$ se calcula de este modo a partir del coeficiente de autocorrelación espacial.

Figura 2.11. Ejemplo del método tradicional de SPAC usando un array circular con siete sensores en el caso de incidencia de una única onda plana Rayleigh desde la izquierda. (a) Onda plana armónica con periodo arbitrario T propagándose hacia la derecha. (b) Posibles registros en las estaciones de la array para una ventana temporal común para las dos ondas descritas. (c) Media acimutal de los registros para los casos $\lambda=5R$ (línea continua) y $\lambda=2R$ (línea discontinua) (tomado de García-Jerez 2008).

García-Jerez (2010) hace una descripción de otras variantes del método tradicional de SPAC, así como de otros métodos relacionados a este, donde se destaca el trabajo llevado a cabo por Bettig et al. (2001) en el que se modifica la naturaleza del método tradicional con el objetivo de poder tratar arrays irregulares. A este esquema se le conoce como método modificado de autocorrelación espacial para la componente vertical (V-MSPAC). En la práctica el procedimiento consiste en definir sobre un array irregular una estación central y un conjunto de anillos concéntricos en torno a ella, a los que se les aplica el método separadamente. Estos anillos deben ser tan delgados como fuera posible y deberían contener un conjunto de estaciones que muestreen suficientemente la coordenada acimutal.

Otro método alternativo al método tradicional de SPAC es el desarrollado por Cho et al. (2004, 2006) denominado CCA (Centerless Circular Array). La principal característica de este método es que permite prescindir de la estación central, pero presenta la desventaja de no ser válido en general para un campo determinista.

Finalmente en trabajos realizados por Chávez-García et al. (2005) se mostró que el promedio acimutal puede ser evitado bajo la hipótesis de isotropía y estacionaridad

espacio-temporal del ruido ambiental si se usa registro suficientemente largos. Este método es un caso particular del método tradicional de SPAC para $N=1$ (una pareja de estaciones) y una única medida (larga). La condición de isotropía debe cumplirse con suficiente aproximación para que este método sea viable en un rango amplio de longitudes de onda.

Existen otras configuraciones instrumentales, pudiendo aplicarse arrays circulares (p.e. sensores dispuesto en los vértices de polígonos regulares), semicirculares e irregulares. Otras variantes del método SPAC son capaces de extraer curvas de dispersión de onda Love en medidas en 3 componentes, tales como el 3c-SPAC (Okada 2003; Morikawa 2006) o el SCA (García-Jerez 2010).

El método SPAC y sus variantes han sido ampliamente utilizados en determinar la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s en estudios de microzonificación sísmica (p.e. Kagawa et al. 1999; García-Jerez et al. 2007b; Navarro et al. 2008, 2014).

2.2.3.2. Método $f-k$

El método $f-k$ convencional (CVFK) tiene su origen en las investigaciones realizadas por Lacoss et al. (1969). Este método permite evaluar de modo directo e intuitivo las direcciones y velocidades de propagación predominante en un campo de ondas. En su modo pasivo el método $f-k$ es utilizado ampliamente en estudio de prospección geofísica para el análisis de la componente vertical del movimiento debido a que es una técnica muy flexible en cuanto a su aplicación en campo. La potencia de una pareja particular de valores $f-k$ se determina “dirigiendo” la array hacia la dirección y velocidad de fase correspondiente mediante los llamados “vectores de dirección”. Para un array formado por N geófonos con posiciones $R_1, R_2, \dots, R_N$, el vector de dirección $e(k)$ se define como:

$$e(k) = [\exp(-i k \cdot R_1) \exp(-i k \cdot R_2) \dots \exp(-i k \cdot R_N)]^T \quad (2.18)$$

donde el superíndice T indica transposición.

El estimador de la potencia $P_{CVFK}(k, \omega)$ para el método $f-k$ convencional se construye (Zywicki 1999; García-Jerez 2010) como:

$$P_{CVFK}(k, \omega) = e^H(k) C(\omega) e(k) \quad (2.19)$$

donde el superíndice H indica transposición y conjugación, y la matriz de densidades espectrales cruzadas $C(\omega)$ es el promedio, para un conjunto B de ventanas temporales, de la matriz $N \times N$ de las correlaciones cruzadas:

$$C(\omega) = S(\omega) S^H(\omega) \quad (2.20)$$

siendo $S(\omega)$ el vector columnas de las transformadas:

$$S(\omega) = [S_1(\omega) \ S_2(\omega) \ \dots \ S_N(\omega)]^T \quad (2.21)$$

Por construcción, la matriz C cumple con la propiedad $C = C^H$, por lo cual, la ecuación 2.19 puede escribirse como:

$$P_{CVFK}(k, \omega) = |e^H(k) S(\omega)|^2 \quad (2.22)$$

El método $f-k$ presenta algunas variantes tales como el método $f-k$ de alta resolución $HRFK$ (Capon 1969). Se realiza sustituyendo el estimador de potencia convencional por un nuevo estimador $P_{HRFK}(K, \omega)$:

$$P_{CVFK}(k, \omega) = 1 / [e^H(k) C^{-1}(\omega) e(k)] \quad (2.23)$$

El rango de aplicabilidad del método $f-k$ tiene algunas limitaciones importantes, tanto a longitudes de ondas largas como cortas, por el tamaño y la densidad de estaciones en la antena sísmica utilizada.

2.2.3.3. Método de la razón espectral H/V

Este método fue propuesto inicialmente por Nogoshi e Igarashi (1971) y posteriormente desarrollado por Nakamura (1989). El método se basa en la interpretación del ruido ambiental como ondas Rayleigh, las cuales se propagan por una capa situada sobre un semi-espacio elástico (Figura 2.12), y se aplica para evaluar el comportamiento dinámico del suelo a partir del cociente de las componentes espectrales horizontal y vertical del ruido ambiental.

Figura 2.12. Modelo establecido por Nakamura para interpretar la propagación del ruido ambiental sobre un semiespacio de espesor Z (tomado de Nakamura (1989)).

El método está basado en la propiedad de que la componente vertical no es amplificada al atravesar el suelo. Por consiguiente, se considerara que la razón espectral entre la componente horizontal y vertical en superficie representa el valor estimado del efecto de sitio, el cual viene definido mediante la expresión:

$$SE(\omega) = \frac{H_s(\omega)}{V_s(\omega)} \quad (2.24)$$

donde $H_s(\omega)$ y $V_s(\omega)$ representan el espectro de amplitud de Fourier de la componente horizontal y vertical del movimiento en la superficie.

La función $SE(\omega)$ presenta un máximo absoluto para la frecuencia a la cual el suelo ejerce las mayores amplificaciones del movimiento sísmico.

El método de la razón espectral H/V ha sido ampliamente discutido y probado como un método rápido y económico en la realización de la toma de datos, así como efectivo en la determinación del período predominante del suelo (p.e. Konno y Ohmachi 1998; Bard 1999; Enomoto et al. 2002). Sin embargo, cabe destacar su limitación al no proporcionar siempre una buena estimación del ancho de banda en el cual se puede encontrar la amplificación esperada para un terremoto real.

Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en estudios de microzonación sísmica en las últimas décadas (p.e. Alfaro et al. 1997; Cheddadi 2001; Navarro et al. 2002a, 2007, 2014; Caselles et al. 2010).

2.2.4. MÉTODOS HÍBRIDOS

En esta sección describiremos los métodos de registro de ondas superficiales que pueden ser puestos en marcha en modo pasivo y activo al mismo tiempo. Los más importantes son:

2.2.4.1. Método ReMi

El método ReMi (*Refraction Microtremor*) (Louie 2001) tiene como finalidad obtener la distribución de la velocidad de ondas de cizalla con la profundidad mediante el análisis espectral de registros de vibración natural del terreno. Este método se basa en el principio físico de la dispersión de las ondas superficiales. Más adelante, en el Capítulo 3, se profundizará sobre el fenómeno de la dispersión, debido al hecho de que es una característica fundamental de la metodología en la que se basan las técnicas sísmicas utilizadas en esta Tesis.

En la práctica, el método ReMi adquiere el ruido sísmico ambiental a través de una línea de geófonos separados entre sí a una distancia conocida y regular. Esta línea de geófonos se extiende centrada sobre el lugar del que se quiere obtener el perfil de distribución de velocidad V_S del terreno. Dichos geófonos se encargan de registrar el ruido acústico natural generado por el tráfico, el movimiento de personas, el viento o cualquier otro fenómeno, por lo que en principio no es necesario aplicar otras fuentes activas de energía (Pérez Santisteban 2012).

El análisis espectral de velocidad se basa en la transformación p - τ (donde p es la lentitud y τ es el tiempo de intercepción), la cual toma una sección de registros múltiples con amplitudes relacionadas con la distancia y el tiempo (x - t). Para el procesado de los registros obtenidos en campo se destacan los siguientes pasos:

1. Aplicar la transformada p - τ a lo largo de un registro sísmico $A(x,t)$.

$$A(p, \tau) = \int A(x, t) dx = \int A(x, \tau + px) dx \quad (2.25)$$

donde $A(x,t)$ describe la variación de la amplitud A en la dirección x a lo largo del tiempo, y la pendiente de la línea $p = dt/dx$ es la inversa de la velocidad aparente en la dirección x . Los registros transformados p - τ contienen una traza

de lentitud (p) por cada traza original $x-t$ registrada. Cada una de estas trazas contiene la suma lineal de todos los tiempos de intercepción a lo largo del registro para un solo valor de velocidad o lentitud.

2. Para cada traza $p-\tau$ descrita en la ecuación 2.25 mediante $A(p, \tau)$, se calcula la Transformada de Fourier Discreta (DFT) para pasar del dominio $p-\tau$ al dominio $p-f$ (lentitud-frecuencia), donde cada frecuencia está asociada a una velocidad de fase.

$$F_A(p, f) = \int A(p, \tau) e^{-i 2 \pi f \tau} d\tau \quad (2.26)$$

Siendo la transformada de Fourier discreta $f = m df$:

$$F_A(p, f = m df) = \sum_{k=0, m-1} A(p, \tau = k dt) e^{-i 2 \pi m df k dt} d\tau \quad (2.27)$$

3. Emplear el análisis espectral mediante la función Espectro de Potencia Cruzada $S_A(p, f)$, el cual representa la magnitud al cuadrado de la transformada compleja de Fourier (Louie 2001).

$$S_A(p, f) = F_A(p, f) \cdot \overline{F_A(p, f)} \quad (2.28)$$

donde $\overline{F_A(p, f)}$ representa la conjugada compleja.

Se suman conjuntamente las dos transformadas $p-\tau$ de cada traza a lo largo de una línea receptora, ya sea en la dirección hacia delante (forward) o hacia atrás (reverse) (Louie 2001):

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad (2.29)$$

Esto completa la transformada de un registro desde el espacio distancia-tiempo (x, t) al de (p, f) .

4. Calcular el cociente espectral de energía $R(|p|, f)$ dividiendo el valor de la energía para cada combinación lentitud-frecuencia. Esto se hace para facilitar el picado de la curva de dispersión.

$$R(|p|, f) = \frac{S(|p|, f)np}{\sum_{l=0}^{np-1} S(ldp, f)} \quad (2.30)$$

5. Finalmente mediante la inversión de la curva generada a partir de la dispersión se obtiene la respuesta del terreno frente a movimientos sísmicos y los efectos de amplificación de las ondas de cizalla (Louie 2001; Coccia et al. 2010).

El método ReMi es muy utilizado en ambientes urbanos (Eker et al. 2012; Büyüksaraç et al. 2013) en donde la presencia de vibraciones y el ruido ambiental son elevados. Además, es un método adecuado para la evaluación de la estructura del terreno en base a su comportamiento (amplificación de las ondas superficiales) frente a sacudidas sísmicas.

2.2.4.2. Método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW)

El método MASW es un método sísmico en el que se tratan ondas superficiales con frecuencia entre 2 y 30 Hz. Estas ondas se registran mediante un sistema de grabación multicanal (sismógrafo) y un conjunto de geófonos (12 o más) desplegados a una separación conveniente. Con la aplicación de este método se puede determinar la distribución de la velocidad de cizalla a partir de la captación de las ondas superficiales asociadas a cada tipo de material, obteniendo un modelo de velocidad V_s (Park et al. 1999, 2001). La metodología y el procedimiento seguido en campo con el método MASW se describirá ampliamente en el Capítulo 3 debido a que la utilización de esta técnica junto a la implementación de un sistema porta-geófonos conocido como *land streamer* (Capítulo 4) representan algunas de las características importantes de esta Tesis y por tanto deben ser definidas de manera detallada. En cualquier caso, se describe a continuación la aplicación que tiene esta técnica y sus ventajas con respecto a otros métodos sísmicos.

El método MASW puede encontrar varios tipos de aplicaciones en la ingeniería civil, tales como: detectar cavidades en el terreno (Xu y Butt 2006; Tavalló et al. 2009), encontrar zonas débiles en donde se pretende construir alguna edificación (Park 1995; Miller et al. 2001), caracterización sísmica del terreno (Kanli et al. 2006; Mahajan et al. 2007; Martínez-Pagán et al. 2014), estudios sobre el coeficiente de Poisson (Ivanov et

al. 2000), cartografía del lecho rocoso (Miller et al. 1999), o en la elaboración de modelos 1D/2D de velocidad de cizalla (Ivanov et al. 2001; Socco et al. 2010; Martínez-Pagán et al. 2012).

El método híbrido MASW se clasifica en método activo MASW y método pasivo *Roadside*:

-Método activo MASW.

Es el tipo más común para producir modelos de velocidad V_s del terreno con el método MASW. Las ondas superficiales se generan con una fuente activa (penetrómetro, martillo, etc.). La profundidad máxima de investigación que se puede alcanzar oscila entre 30 y 40 m, lo cual puede variar con la zona de estudio y el tipo de fuente activa que se utilice (Park 2006). En la Figura 2.13 se muestra la configuración típica en campo que este método suele emplear.

Figura 2.13. Configuración del método MASW en su configuración en donde x representa la distancia desde la fuente hasta el primer geófono, D es la longitud del arreglo de geófonos, d es la separación adoptada entre dos geófonos sucesivos y SRC (Source-Receiver Configuration) es la separación adoptada entre la nueva posición de registro y la anterior.

-Método Pasivo *Roadside* MASW.

Aunque el método MASW fue originalmente propuesto como método activo, Park y Miller (2008) implementaron dispositivos bidimensionales (geófonos) en zonas urbanas sin afectar a sus habitantes. La curva de dispersión obtenida con este método puede hacerse con una distribución convencional de geófonos ubicados al lado de la carretera, suponiendo que el frente de onda puede venir desde todos los sentidos (Figura 2.14). Este método es útil debido a que el proceso de campo no requiere de gran espacio

para el despliegue de los geófonos. El empleo combinado de los métodos pasivos y activos revela un enfoque muy eficaz para comprender la naturaleza general de la frecuencia y de la velocidad de fase, además de permitir una mayor profundidad y una mejor resolución en los perfiles de velocidad V_S del terreno.

Figura 2.14. Configuración en campo del método MASW tipo pasivo Roadside.

-Ventajas que presenta el método MASW frente a otras técnicas geofísicas.

La ventaja principal que ofrece el método MASW frente a los demás métodos sísmicos descritos anteriormente radica en que es un método robusto en su control durante la fase de adquisición y procesado. Además, ofrece la capacidad de identificar y distinguir los modos superiores de las ondas superficiales (Figura 2.15), los cuales transportan información útil sobre las condiciones geotécnicas del terreno.

Figura 2.15. Ejemplo de análisis de la curva de dispersión en donde se muestran el modo fundamental y los modos superiores.

A continuación se describen otras importantes ventajas generales que ofrece el método MASW:

1. Existen diversos tipos de técnicas de procesamiento de los datos adquiridos (Park 2011), lo que permite una mayor flexibilidad en el manejo de estos datos, minimizar la posible contaminación y obtener resultados más precisos.
2. Todo el sistema de adquisición (fuente sísmica, geófonos, equipo de procesamiento de grabación, etc.) pueden conformar una sola unidad (*land streamer*) de fácil manejo en su traslado, lo que aumenta la rapidez en la obtención de los datos en campo (Foto 2.1).

Foto 2.1. (a) Sistema de adquisición de ondas superficiales. (b) Fuente sísmica utilizada en las campañas de MASW en la ciudad de Lorca.

El método MASW es una técnica rápida, económica y eficaz para evaluar de forma precisa y detallada las características geotécnicas del terreno (Park 1995), pudiendo ser utilizada en los estudios de zonación y microzonificación sísmica en lugares donde otras técnicas han fallado o dado resultados inadecuados (Miller et al. 2001). La conductividad de los suelos, el ruido eléctrico, las estructuras conductoras y servicios públicos enterrados representan problemas o consideraciones importantes para los métodos eléctricos y electromagnéticos. Para el método MASW esto tiene poco impacto en la generación o propagación de las ondas y ningún impacto en la interpretación de los resultados.

El método MASW presenta algunas características importantes sobre otros métodos sísmicos, estas se describen a continuación:

SASW vs. MASW.

El método SASW (Nazarian et al. 1983), tal y como se ha descrito anteriormente, utiliza una fuente de impacto (martillo, etc.) y por lo general solo dos geófonos, por lo que obtener perfiles de velocidad de ondas de cizalla con este método requiere registrar diferentes golpes en distintos emplazamientos (Park et al. 1996), lo que se convierte en un mayor consumo de tiempo. Su aplicación en campo no es muy utilizada debido a que la configuración de los geófonos debe modificarse tantas veces como sea necesario, y así tomar muestras para la frecuencia deseada según lo dictado por el intervalo de profundidad de investigación a la que se pretende llegar.

En cambio, el método MASW emplea múltiples geófonos (normalmente doce o más) los cuales se instalan regularmente espaciados (Park et al. 1996). De acuerdo con Park et al. (2000) el método MASW representa la superación de algunas pocas pero significativas deficiencias del método SASW.

***Crosshole y Downhole* vs. MASW**

Los métodos *Crosshole* y *Downhole* miden la velocidad V_s del terreno mediante la colocación de fuentes y geófonos a diferentes profundidades en un pozo de sondeo. El requisito de tener que llevar a cabo la ejecución de un sondeo por medio de perforación hace que estos métodos consuman mucho tiempo, sean costosos y los conviertan en inapropiados para obtener perfiles de velocidad V_s del terreno a gran escala en zonas urbanas (Park 1995). Park (1995) describe dos ventajas principales que hacen que el empleo del método MASW sea más conveniente que los métodos sísmicos *Crosshole* y *Downhole*:

1. Los modelos de velocidad V_s del terreno hasta una profundidad de 30 m se pueden obtener mediante la generación de las ondas mediante un solo golpe para un emplazamiento, ya que se utilizan un gran número de geófonos espaciados convenientemente.
2. El ruido ambiental no disminuye la precisión de los resultados, al contrario mejora los valores obtenidos ofreciendo una onda superficial más precisa y eficiente.

Método de sísmica de reflexión vs. MASW

El método de sísmica de reflexión presenta tres desventajas importantes frente al método MASW: sensibilidad al ruido ambiental, es afectado por las condiciones de la superficie del terreno y requiere de espaciados de muestreo más cercanos.

Ismail et al. (2014) aplicó ambos métodos en la ciudad de Illinois-Estados Unidos con un *land streamer* desarrollado por Pugin et al. (2004). Con el método sísmico de reflexión pudo obtener de 0,5-1,5 km de perfil en continuo en un día, en cambio con el mismo sistema de adquisición y utilizando el método MASW la distancia aumentó a 2,5 km. Además, Ismail et al. (2014) subraya que el método de sísmica de reflexión requiere de un procesamiento e interpretación mucho más intenso que el llevado a cabo con el método MASW.

Finalmente, otra ventaja importante que tiene el método MASW es que el modelo de velocidad V_S del terreno inicia inmediatamente debajo de la superficie del suelo, no siendo así con el método de sísmica de reflexión, en donde los valores del modelo de velocidad V_S inicia unos metros por debajo de la superficie del terreno.

2.3. MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO

El uso de técnicas de prospección con base en el análisis de las fuentes de ruido ambiental (SPAC, $f-k$, H/V), fuentes sísmicas activas (SASW, Sísmica de Reflexión y Refracción, Método *Crosshole* y *Downhole*) y los métodos híbridos (ReMi y MASW) se han utilizado para evaluar la rigidez del suelo y para determinar el valor de velocidad V_S y V_P del terreno. Sin embargo, la obtención de mapas del valor de V_{S30} mediante estas técnicas geofísicas puede resultar en una inversión cuantiosa de tiempo y dinero si se aplican en grandes superficies (zonificación regional por ejemplo).

Allen y Wald (2007) señalan que no siempre es posible tener acceso a los mapas de microzonificación sísmica a escala regional debido a que estos mapas solo están disponibles para zonas que se consideran de sismicidad alta (p.e. Japón, California, Chile, etc.). Wald y Allen (2007) indican que la obtención de estos mapas exigen de un personal altamente cualificado y del empleo de equipos sofisticados para la adquisición

de datos geológicos, geotécnicos y geofísicos en número suficiente que garanticen el detalle que se le exige a un mapa de microzonificación sísmica.

Recientemente se ha propuesto el método del gradiente topográfico (Wald y Allen 2007; Allen y Wald 2007, 2009) como un método alternativo y de bajo coste para la estimación del valor de V_{S30} del terreno. Este método tiene su principio en el hecho de que los materiales más competentes (alta velocidad de ondas sísmicas) son más propensos a mantener pendientes fuertes, mientras que los sedimentos con baja rigidez y por lo tanto de baja velocidad de ondas sísmica se depositan principalmente en el fondo de la cuenca. Las características geomorfológicas de la superficie están disponibles para todas las zonas del mundo a través de modelos digitales del terreno (MDT) de gran calidad para la comunidad científica y técnica, sean o no zonas sísmicamente activas.

Wald y Allen (2007) separaron en dos conjuntos de coeficientes para predecir el valor de V_{S30} del terreno: un conjunto para zonas tectónicamente activas y otro para zonas tectónicamente estables. Estas zonas se diferencian por el hecho de que en las zonas tectónicamente activas se presentan relieves topográficos dinámicos y en las zonas tectónicamente estables los cambios en la topografía son más sutiles. Estos conjuntos de coeficientes han sido determinados en base a la comparación del valor de gradiente topográfico con el valor de V_{S30} del terreno obtenido con diferentes técnicas geofísicas (p.e.: SASW, sondeos mecánicos, sísmica de refracción, MASW) en Estados Unidos, Italia, Taiwán, Canadá y Puerto Rico (Allen y Wald 2007). Además, estas comparaciones se han llevado a cabo para la ciudad de Tesalónica (Grecia) (Lemoine et al. 2012) y para Santiago de Chile (Pilz et al. 2010) en donde los resultados encontrados fueron aceptables, aunque se destacan sus limitaciones: aplicación en terrenos glaciares, en rocas carbonatadas o mesetas, etc.

El método del gradiente topográfico se ha venido utilizando en los últimos años para estudios de microzonificación sísmica (Pilz et al. 2011; Narciso et al. 2013; Sitharam et al. 2014), en estudios de estimación del potencial destructivo de un sismo (Wald y Allen 2007; Douglas et al. 2009; Nguyen et al. 2012) y en la evaluación del peligro de deslizamiento inducidos por terremotos (Jibson et al. 2000; James y Sitharam 2014) debido al hecho de que ofrece resultados regionales fiables en la estimación rápida del valor de V_{S30} del terreno.

2.4. MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

La microzonificación sísmica puede definirse como el proceso que da lugar a la división de un área geográfica en áreas o zonas de menor tamaño en base a la respuesta sísmica de cada tipo de terreno ante un terremoto y su capacidad de amplificación sísmica, permitiendo orientar las medidas de mitigación del riesgo que deben tomarse ante la ocurrencia de un sismo, no solo en los planes de emergencia y en la actuación, sino en la planificación urbana de nuevas áreas o expansión de una ciudad, así como también en el proceso de refuerzo de edificaciones existentes que representen un peligro real para sus ciudadanos (Hays 1996).

En los estudios de microzonificación sísmica, el parámetro de velocidad V_s es el que más importancia tiene para la caracterización de la respuesta sísmica del terreno, así lo demuestra su utilización en los códigos sísmicos internacionales (IBC 2012, EN 1998, NEHRP 2001, NCSE 2002) que consideran el valor de V_{s30} del terreno como una medida muy importante en el diseño estructural de las edificaciones (Tabla 2.3). En relación a esto, Kanli et al. (2006) ha demostrado que existe una estrecha correlación entre el valor de V_{s30} y la distribución de daños asociados a un terremoto, pero advierte que esta correlación no siempre puede ser explicada por este parámetro o por ningún otro parámetro geotécnico local en solitario.

Tabla 2.3. Clasificación de suelos definidos por los principales códigos sísmicos en base al valor de V_{s30} del terreno.

TIPO DE SUELO			DESCRIPCIÓN GENERAL	V_{s30} (m/s)		
NEHRP	EC8	NCSE-02		NEHRP	EC8	NCSE-02
A	A	I	Roca dura	>1500	>800	>750
B			Roca medio dura	760-1500		
C	B	II	Suelo duro y roca blanda	360-760	360-800	400-750
D	C	III	Suelo medio a blando	180-360	180-360	200-400
E	D	IV	Suelo blando	<180	<180	<200
F	E		Suelos especiales	Licuefac.	Licuefac.	

2.4.1. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL TERRENO

Los parámetros del movimiento sísmico del terreno caracterizan de forma cuantitativa su movimiento fuerte. El principal objetivo es poder estimar una serie de parámetros que sean capaces de representar adecuada y objetivamente la energía del movimiento sísmico del terreno y relacionarlo con su potencial de daño asociado (Tabla 2.4). Este tema de estudio, por su utilidad para la ingeniería sísmica, es de gran importancia e interés, y ofrece una línea de trabajo futura.

Tabla 2.4. Correlación entre la sacudida sísmica, la intensidad instrumental, el daño potencial y los parámetros cinemáticos del suelo (Wald et al. 2000).

TEMBLOR PERCIBIDO	Ligero	Moderado	Fuerte	Muy Fuerte	Severo	Violento	Extremo
DAÑO POTENCIAL	Sin Daños	Muy Pocos Daños	Pocos Daños	Moderados	Moderados-Importantes	Importantes	Muy Importantes
PGA (%g)	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	> 124
PGV (cm/s)	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	> 116
INTENSIDAD	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Los parámetros del movimiento sísmico del terreno pueden ser: cinemáticos como la Aceleración pico (PGA), Velocidad pico (PGV) y Desplazamiento pico (PGD); relacionados con la energía como la Aceleración típica o eficaz a_{RMS} , la Intensidad de Arias (Arias 1970), la Velocidad absoluta acumulada (EPRI 1991), la Duración de la sacudida (Trifunac y Brady 1975a) y la Intensidad espectral (Housner 1952); y otros parámetros como la Potencia específica pico (PGP) (Alguacil et al. 2012), la Energía específica pico (PGE) (Alguacil et al. 2012), el Espectro de respuesta (Biot 1932) y el Espectro de input de energía (Akiyama 1980).

A continuación se describen los parámetros del movimiento del terreno utilizados en esta Tesis.

2.4.1.1. La aceleración pico del suelo (PGA)

La PGA es un parámetro fundamental en la caracterización o microzonificación sísmica del terreno (p.e. Kamalian et al. 2008), pudiendo utilizarse como un indicador

de la intensidad sísmica o indicador de la severidad de la sacudida en un punto (Wald et al. 1999), con la salvedad de que para intensidades altas ($>VII$) la PGA no es un buen indicador de ésta y recomendándose el uso de la velocidad pico del suelo (PGV). En este mismo sentido, es importante destacar que los daños asociados a la ocurrencia de un terremoto no siempre son consistentes con los valores de PGA, pudiendo darse el caso de que zonas con bajos valores de PGA presenten una gran cantidad de daños y viceversa. A pesar de ello, este parámetro es ampliamente utilizado en los estudios de peligrosidad sísmica (pe.: SISMIMUR 2006; SISMOSAN 2007).

De acuerdo con Alguacil et al. (2012) el valor de PGA puede referirse al máximo valor del módulo de la aceleración, al máximo valor en un eje o al máximo valor en el plano horizontal (PGAH). Este valor pico se alcanza, casi siempre, en las componentes horizontales y la PGA es casi igual a la PGAH. En campo cercano, pueden darse aceleraciones más altas en la componente vertical (PGAZ) (Bradley y Cubrinovski 2011), aunque su impacto en la mayoría de las estructuras es menos importante que el de las componentes horizontales, ya que todas ellas, incluso sin diseño antisísmico, están destinadas a resistir cargas verticales (Alguacil et al. 2012).

2.4.1.2. Velocidad pico del suelo (PGV)

La PGV es el valor máximo en el registro temporal de las velocidades del suelo. Este parámetro se obtiene a partir de los acelerogramas integrando respecto al tiempo. El uso directo de los registros obtenidos con sensores de velocidad presenta el problema de que dichos registros se saturan con movimientos fuertes del suelo. La PGV se correlaciona bien con valores altos de intensidad macrosísmica (Wald et al. 1999) y junto con la PGA se usan para la determinación de mapas inmediatos de sacudida sísmica (Wald et al. 2005).

2.4.1.3. La intensidad de Arias (AI)

La intensidad de Arias fue originalmente propuesta por Lange (1968) como la energía unitaria disipada por una familia de osciladores con frecuencia comprendida entre cero e infinito e igual nivel de amortiguamiento:

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^\infty E(\omega) d\omega \quad (2.31)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y $E(\omega)$ representa la energía disipada por unidad de peso por el oscilador lineal de frecuencia ω .

El parámetro de intensidad de Arias es de gran importancia en la determinación del diseño antisísmico de centrales nucleares (Arias 1970) y es definido como un tensor simétrico (Blázquez et al. 1998):

$$I_{Aij} = \frac{\pi}{2g} \int_{t_0}^{t_0+D} a_i(t) a_j(t) dt \quad (2.32)$$

donde a representa la aceleración, t_0 es el tiempo origen de la sacudida y D corresponde a la duración del movimiento del suelo.

En la práctica, suele usarse el valor de la intensidad de Arias en un eje I_{Aij} , el valor horizontal $I_A = I_{xx} + I_{yy}$ o el valor calculado con el módulo de aceleración $|a|$ al cuadrado, que corresponde a la traza del tensor:

$$I_A = I_{xx} + I_{yy} + I_{zz} = \frac{\pi}{2g} \int_{t_0}^{t_0+D} |a(t)|^2 dt \quad (2.33)$$

2.4.1.4. Intensidad Macrosísmica

La intensidad se considera como una clasificación de la severidad del movimiento del suelo a partir de los efectos observados en un área limitada (EMS 1998).

La escala de intensidad, tal y como se conoce actualmente, tiene su origen en la escala de 10 grados Rossi-Forel (R-F) propuesta por De Rossi (1873). Esta escala fue posteriormente modificada por Mercalli (1884) considerando también 10 grados de intensidad. Para expresar el rango completo de los efectos provocados por un terremoto, la escala de Mercalli fue posteriormente ampliada a 12 grados (Cancani 1902), aunque se omitió una descripción detallada de cada uno de ellos.

La base de la mayoría de las escalas modernas de intensidad con doce grados corresponde a Sieberg (1912), el cual realizó una descripción completa para cada uno de

ellos. Posteriormente, Mercalli-Cancani-Sieberg publicaron la escala MCS, realizando ligeras modificaciones respecto a la primera versión de la escala de Sieberg. La escala MCS fue mejorada y traducida al inglés bajo el nombre de escala Mercalli Modificada (MM) (Wood y Neumann 1931), y perfeccionada por Richter (1958), quien se abstuvo de agregar su nombre a la nueva versión, para evitar confusiones con la escala de magnitud de Richter. Esta escala de intensidad va del grado I (detectado sólo instrumentalmente) hasta el grado XII (destrucción total), y es la que se utiliza actualmente en toda América (ver descripción en Anexo 1).

En 1964, Medvedev, Sponheuer y Karnik (Medvedev et al. 1964) publicaron la primera versión de la escala MSK, la cual se utiliza actualmente en la India, Israel, Rusia y en toda la Comunidad de Estados Independientes (CEI), organización compuesta por 10 de las 15 ex repúblicas soviéticas.

Al inicio de la década de los noventa, la Comisión Sismológica Europea usó muchos de los principios postulados en la escala MSK-64 para desarrollar la Escala Macrosísmica Europea o EMS-92 (por sus siglas en inglés “European Macroseismic Scale”). La versión final de la escala EMS se publicó en 1998 (EMS-98) (ver descripción en Anexo 1), junto con las instrucciones textuales y gráficas para su uso. Esta escala contempla 12 grados, y es utilizada actualmente como estándar para la estimación de la intensidad en los países europeos.

La escala de intensidad JMA (Japan Meteorological Agency) es utilizada en Japón y Taiwán. Esta escala varía de 0 a 7, donde 7 es el grado más alto. La República Popular China y Hong Kong utilizan la escala CSIS (Escala de Intensidad Sísmica de China-1980) para medir la intensidad sísmica. En dicha escala, los efectos sísmicos se clasifican en 12 grados.

En la Figura 2.16 se muestran las relaciones teóricas entre el grado de intensidad de la primera escala de 10 grados (R-F) y las escalas más utilizadas en la actualidad (MM, JMA, EMS-98) en donde se presenta el % de daño asociado al grado de intensidad.

	R-F	MM	JMA	EMS-98
	I	I		I
	II	II	I	II
	III	III		III
	IV	IV	II	IV
0	V	V	III	V
10	VI	VI	IV	VI
20	VII	VII	V	VII
30	VIII	VIII		VIII
40	IX	IX	VI	IX
50		X		X
70		XI	VII	XI
90	X	XII		XII

Figura 2.16. Comparación del grado de intensidades macrosísmica y el % de daño asociado ha dicho grado de intensidad.

El grado de intensidad macrosísmica ha sido comparado a los parámetros del movimiento sísmico del suelo (PGA, PGV, PGD, etc.) por varios autores (p.e.: Medvedev y Sponheuer 1969; Trifunac y Brady 1977b; Wald et al. 1999; Faccioli y Cauzzi 2006; Atkinson y Kaka 2007; Aramburu 2014), teniendo como resultado algunas relaciones empíricas que permiten calcular dicha intensidad.

Wald et al. (1999) ha presentado algunas regresiones lineales de la intensidad macrosísmica en base a comparar la intensidad macrosísmica y las medidas instrumentales del movimiento sísmico del suelo (PGA y PGV) de 8 importantes terremotos ocurridos en California, encontrando como resultado que ambos parámetros son buenos indicadores de la intensidad, pero recomienda utilizar la ecuación que está en función de la PGV (Ec. 2.35) para terremotos con intensidad de grado VII o superior,

debido a que los picos de aceleración (PGA) de alta frecuencia podrían traducirse en valores anormalmente altos de intensidad.

$$\text{Para } V \leq I_{MM} \leq VIII: \quad I_{MM} = 3,66 \log(PGA) - 1,66 \quad (2.34)$$

$$\text{Para } V \leq I_{MM} \leq IX: \quad I_{MM} = 3,47 \log(PGV) + 2,35 \quad (2.35)$$

$$\text{Para } I_{MM} \leq V: \quad I_{MM} = 2,20 \log(PGV) + 1,00 \quad (2.36)$$

Aramburu (2014) propone algunas regresiones para determinar la intensidad macrosísmica, estas fueron obtenidas al relacionar las medidas instrumentales del movimiento sísmico del suelo (PGA, PGV, AI, PGE y PGP) de 75 eventos sísmicos con sus intensidades. Los registros de estos eventos sísmicos, ocurridos en el área Euro-mediterránea, fueron obtenidos de la base de datos Europea ESDM (European Strong Data Motion) y de la base de datos italiana ITACA (Italian Accelometric Archive) del INGV (Istituto Nazionale di Geofisica y Vulcanologia). A continuación se muestran las regresiones lineales en función de la PGA y PGV obtenidas por Aramburu (2014):

$$\text{Para } IV \leq I_{EMS} \leq VI: \quad I_{EMS} = 6,92 \log(PGA) - 6,82 \quad (2.37)$$

$$\text{Para } VII \leq I_{EMS} \leq IX: \quad I_{EMS} = 2,55 \log(PGA) + 1,99 \quad (2.38)$$

$$\text{Para } IV \leq I_{EMS} \leq VI: \quad I_{EMS} = 6,00 \log(PGV) + 2,43 \quad (2.39)$$

$$\text{Para } VII \leq I_{EMS} \leq IX: \quad I_{EMS} = 1,94 \log(PGV) + 5,71 \quad (2.40)$$

Capítulo 3

Metodología

3.1. MÉTODO DE ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDA SUPERFICIALES (MASW).

3.2. MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL (SPAC).

3.3. INVERSIÓN DE LA CURVA DE DISPERSIÓN

3.4. MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO

3.5. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

CAPITULO 3

METODOLOGÍA

3.1. MÉTODO DE ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDA SUPERFICIALES (MASW).

Las ondas superficiales se propagan por el medio más superficial poniendo de manifiesto las propiedades sísmicas de los materiales propios de dichas zonas. Este tipo de ondas se caracterizan, entre otras propiedades físicas, por presentar fenómeno de dispersión, el cual define la variación del valor de la velocidad de propagación en función del período (T), o de la frecuencia (f) (Figura 3.1). Esta propiedad se manifiesta cuando el medio de propagación presenta una heterogeneidad vertical, atenuándose más rápidamente aquellas ondas caracterizadas por tener longitudes de onda más pequeñas (Ivanov et al. 2001). Por el contrario, las ondas con mayores longitudes de onda se propagan a través de zonas más profundas, permitiendo obtener las propiedades sísmicas de dichos horizontes.

Figura 3.1. (a) Dispersión de ondas Rayleigh en medios heterogéneos. (b) Concepto de dispersión en la transmisión de ondas Rayleigh.

La velocidad de las ondas de cizalla (V_s) se puede determinar para cada capa del terreno mediante la inversión de la curva de dispersión de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh (Rg). La velocidad V_s depende de los parámetros geotécnicos del terreno como el módulo de cizalla (G) y la densidad (ρ) según la Ecuación 3.1.

$$V_s = \left[\frac{G}{\rho} \right]^{1/2} \quad (3.1)$$

Las ondas Rg que viajan por la superficie son registradas por geófonos verticales, los cuales se distribuyen equiespaciados una distancia d , estando el primer geófono a una distancia x_0 del punto de disparo (*offset*). La velocidad de fase de estas ondas se analiza para diferentes frecuencias en base a la diferencia del tiempo de llegada de las ondas superficiales a cada uno de los geófonos (Δt_f).

$$c_f = \frac{x_0 + N_i d}{\Delta t_f} = \frac{x}{\Delta t_f} \quad (3.2)$$

para $N_i = 0, 1, 2, \dots, \text{etc.}$

donde N_i es el número que describe la posición del geófono a partir del punto de disparo.

Este tipo de ondas (Rg) pueden presentar distintos modos de vibración: un modo fundamental que se caracteriza por presentar una curva de dispersión en un rango de frecuencias menor que los modos superiores (Ivanov et al. 2001) y los modos superiores que se caracterizan por presentar grandes amplitudes en la parte más superficial del terreno, por lo que las propiedades del material profundo no tienen una influencia importante en ellos. La generación de los modos superiores va asociada a la presencia de cambios en el valor de velocidad de cizalla (Xia et al. 2003), siendo más sensibles a medida que mejora la resolución de la estructura fina del campo de velocidad de la onda S (Kovach 1965).

Los modos superiores pueden presentar más energía y tener mayor sensibilidad (en dispersión y atenuación) que el modo fundamental. De hecho, podría presentarse el caso en que los datos del modo fundamental no estén presentes para determinados rangos de frecuencias altas y los modos superiores serían la única opción (Xia et al. 2003). La utilización de los modos superiores permite una mayor estabilización en el procedimiento de inversión y aumentan la resolución de los perfiles de velocidad de onda S (Park et al. 2001). La capacidad de analizar el modo fundamental y los modos superiores de manera simultánea es una de las principales ventajas que presenta el método MASW (Xia et al. 2002).

El Servicio Geológico de la universidad de Kansas, EEUU (KGS, por sus siglas en inglés) ha llevado a cabo numerosos estudios empleando el análisis de las ondas

Rayleigh para determinar la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s . El KGS divide el procedimiento de utilización del método MASW en tres etapas: una etapa inicial correspondiente a la adquisición de datos caracterizados por altas frecuencias (≥ 2 Hz) (Figura 3.2a); una segunda etapa consistente en la ejecución de algoritmos matemáticos según una secuencia lógica de procesamiento de los datos sísmicos, pensada para generar las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh (Figura 3.2b); y una tercera etapa que se compone de la ejecución de algoritmos matemáticos para llevar a cabo la inversión de las curvas de dispersión, que permitirá obtener los modelos finales de velocidad de onda de cizalla frente a la profundidad (Figura 3.2c). La etapa 2 requiere una mayor atención debido a que el grado de exactitud que se consiga durante la generación de las curvas de dispersión se verá reflejado en el grado de exactitud y fiabilidad del modelo final de velocidad V_s del terreno obtenido a través de la inversión (Park 1995).

Figura 3.2. Ejemplo de análisis llevado a cabo en la ciudad de Lorca: (a) registro de las ondas superficiales; (b) extracción de las curvas de dispersión del modo fundamental y de los modos superiores; (c) modelo de velocidad de cizalla vs. profundidad.

Para calcular la curva de dispersión, Park et al. (1998) proponen que se aplique la transformada de Fourier a las señales registradas en cada geófono $u(x, \Delta t_f)$ (variables tiempo y espacio) para obtener $U(x, \omega)$:

$$U(x, \omega) = \int u(x, \Delta t_f) e^{i\omega t} dt \quad (3.3)$$

donde $U(x, \omega)$ representa el producto entre el espectro de fase $P(x, \omega)$ y el de amplitud $A(x, \omega)$ y ω es la frecuencia angular. El espectro de fase $P(x, \omega)$ contiene la información sobre las propiedades dispersivas del sitio y el espectro de amplitud $A(x, \omega)$ está relacionado con la atenuación de la señal.

El número de onda para el modo m se expresa en función de la velocidad de fase c_f como:

$$k_m(\omega) = \frac{\omega}{c_f} \quad (3.4)$$

$U(x, \omega)$ puede ser expresada de la siguiente manera:

$$U(x, \omega) = P(x, \omega) \cdot A(x, \omega) = e^{-ik_m(\omega)x} \cdot A(x, \omega) \quad (3.5)$$

Park et al. (1998) definen la respuesta del dispositivo sísmico a las distintas combinaciones de frecuencia y número de onda como $V(\omega, k)$. Esta respuesta puede cuantificarse mediante la expresión:

$$V(\omega, k) = \int e^{ikx} \frac{U(x, \omega)}{|U(x, \omega)|} dx = \int e^{-i(k_m(\omega) - k)x} \frac{A(x, \omega)}{|A(x, \omega)|} dx \quad (3.6)$$

Para una frecuencia f dada, existirán máximos cuando $k_m(\omega)$ sea igual a k para los distintos modos de propagación, permitiendo así la identificación de la curva de dispersión. Cuando el máximo es identificado en el dominio f - k (frecuencia-número de onda) se calculan las velocidades de fase a partir de:

$$c_f = \frac{2\pi f}{k} \quad (3.7)$$

La inversión de la curva de dispersión de las ondas Rg permite generar modelos de velocidad V_s del terreno, considerando un modelo horizontalmente estratificado. Esta etapa será definida en el Apartado 3.3.

Para aplicar el método MASW en campo, Park (1995) recomienda el uso de un amplio número de geófonos con el fin de poder identificar claramente los valores correspondientes al modo fundamental en las curvas de dispersión, evitando errores relacionados con la identificación de los valores pertenecientes a los modos superiores. En la configuración de campo empleada en esta Tesis se han utilizado 24 geófonos, de los cuales 12 tienen una respuesta de hasta 4,5 Hz de frecuencia natural y 12 geófonos hasta 28 Hz.

La Figura 3.3 muestra el espaciado de los geófonos (d), el cual está relacionado con la resolución que pueden presentar los perfiles de velocidad de cizalla (Park et al. 1998). Para obtener una buena resolución de los perfiles de velocidad V_s del terreno, se recomienda (Park et al. 1998) que la distancia entre los geófonos cumpla la relación:

$$d \leq 0,1 Z_{\max} \quad (3.8)$$

donde $Z_{\max}$ es la profundidad máxima de investigación.

Figura 3.3. Configuración de medidas de campo adoptadas. Se presenta una separación entre la fuente de golpeo y el primer geófono de 4 m. Los geófonos están espaciados a 2 m y la separación (SRC) es de 10 m.

La distancia entre el primer y último geófono (D) debe ser determinada en base a la resolución en profundidad del modelo de velocidad V_s del terreno, cumpliéndose la condición (Park et al. 1998):

$$D \geq Z_{\max} \quad (3.9)$$

La distancia entre el punto de golpeo y el primer geófono (x_0), conocida como *offset*, se determina teniendo en cuenta que para pequeñas distancias los efectos de campo cercano contaminan la señal en bajas frecuencias (Stokoe II et al. 1994), mientras que si se elige una distancia considerablemente grande, la atenuación a la que estarán sometidas las ondas superficiales reducirá la relación señal/ruido de las trazas.

De acuerdo a las diferentes pruebas realizadas, se optó por elegir un *offset* de 4 m. La separación entre los modelos obtenidos 1D para un mismo perfil (llamada distancia SRC) fue de 10 m ($5d$), cumpliendo así con la recomendación propuesta por Park et al. (1999) de que el SRC debe estar en el intervalo $d-12d$.

Con el objetivo de reducir los efectos del ruido ambiental de manera significativa, las ondas Rg se generaron mediante el golpeo realizado por una fuente externa (penetrómetro y/o apisonadora), la cual generó en cada punto tres señales para una posterior combinación de las mismas (*stacking*). El número óptimo de señales (*golpes*) depende de la longitud total del sistema y puede ser determinado en base al cambio de la relación señal-ruido (S/N) del registro sísmico. Regularmente se utiliza de 3 a 5 *golpes*. En el tratamiento de la señal, el intervalo de muestreo (dt) fue 0,25 ms y el tiempo total de grabación fue de 4 segundos. Este tiempo de grabación es suficientemente largo para registrar el paso de las ondas superficiales desde el primer geófono hasta el último.

En la caracterización de la estructura del terreno, la profundidad de investigación ($Z_{\max} \geq 30 \text{ m}$) es un requisito importante. Varias fuentes sísmica (maza de 5 kg, martillo-vibrador, etc.) han sido probadas hasta encontrar una que garantizara la resolución del modelo de velocidad V_s del terreno hasta los 30 m de profundidad. Con la maza de 5 kg y el martillo-vibrador, la profundidad alcanzada en los modelos de velocidad V_s del terreno fue de 19 m (Figura 3.4). Park et al. (2003) hacen referencia a este problema y afirman que el rango de profundidad alcanzado varía ligeramente con el tipo de material y la fuente sísmica utilizada. El ruido ambiental (el tráfico rodado, paso de peatones,

etc.) representa una solución eficaz y económica para aumentar el rango de profundidad de los modelos de velocidad V_s obtenidos (Park et al. 2005).

Figura 3.4. Modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos para diferentes zonas usando como fuente de energía: (a) un martillo-vibrador; (b) una maza de 5 kg.

La caracterización de la estructura del terreno de la ciudad de Lorca se ha realizado utilizando como fuente de golpeo un equipo penetrómetro tipo D.P.S.H, el cual se muestra en detalle en el Capítulo 4. En las ciudades de Adra y Almería se ha utilizado como fuente de energía o golpeo una apisonadora Wacker-Neuson modelo BS 60-4s (Foto 3.1a). Estas fuentes externas permitieron obtener sismogramas con buena relación señal-ruido (S/N), garantizando una profundidad mínima de 30 m en los modelos de velocidad V_s del terreno que han sido obtenidos en las ciudades de estudio.

La configuración de la secuencia sísmica empleada y el registro de las ondas superficiales se ha realizado con un sismógrafo multicanal fabricado por la empresa Alemana DMT (Summit II Compact) (Foto 3.1b). Los sismogramas se recogen en un ordenador portátil a través de un programa específico del fabricante del sismógrafo (Summit Acquisition Tool®).

Foto 3.1. (a) Fuente de energía utilizada en las ciudades de Almería y Adra. (b) Sismógrafo DMT seismic compact.

Los datos obtenidos en campo (sismogramas) se procesaron con el programa Surfseis®, el cual fue desarrollado por el KGS de la Universidad de Kansas. Se han determinado las curvas de dispersión para el modo fundamental y los modos superiores de las ondas Rg generadas en cada punto de disparo, y se ha determinado el modelo de velocidad de cizalla mediante la inversión de la curva de dispersión obtenida. Esto ha permitido construir secciones sísmicas (2D) mediante la combinación de los modelos V_s obtenidos en cada punto. Finalmente, el valor de V_{s30} del terreno se ha calculado mediante la siguiente ecuación:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}} \quad (3.10)$$

donde h_i representa la potencia del estrato, V_i la velocidad en cada uno de los niveles y N es el número de estratos considerado en los primeros 30 metros.

Con el método MASW se han obtenido: 8,7 km de perfiles de velocidad V_s del terreno en la ciudad de Lorca; 3,4 km en la ciudad de Adra; y 5,0 km en la ciudad de Almería. Estos perfiles de velocidad han permitido clasificar los suelos de acuerdo a los rangos propuesto por el Eurocodigo-8 (EN 1998), considerando los tipos de suelo A, B, C y D (Tabla 3.1). Los tipos de suelo E, S1 y S2, los cuales presentan condiciones especiales (EN 1998), no se han identificado en el área de estudio.

Tabla 3.1. Clasificación de los tipos de suelo A, B, C y D según el Eurocódigo-8 (EC8) empleada en esta Tesis.

Tipo de suelo (EC8)	Descripción	V_{s30} (m/s)
A	Roca	>800
B*	Suelo muy denso o Roca blanda	B1: 500-800
		B2: 360-500
C	Suelo rígido	180-360
D	Suelo blando	<180

* El tipo de suelo B ha sido dividido en dos partes: B1 (500-800 m/s) y B2 (360-500 m/s) (Navarro et al. 2014) con el objetivo de identificar los cambios producidos en el tipo de suelo descrito como suelo muy denso o roca blanda.

3.2. MÉTODO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL (SPAC).

La estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s , utilizando el método SPAC, se ha determinado en 11 puntos de la ciudad de Lorca y en 4 puntos de la ciudad de Adra. Se han utilizado 6 sensores de velocidad VSE-15D de componente vertical, 5 de ellos equiespaciados a lo largo de una circunferencia de radio R y un sexto sensor situado en el centro (Foto 3.2). Estos sensores proporcionan una respuesta aceptable para las frecuencias que van desde 0,25 a 70 Hz.

Se han utilizado diferentes radios, comprendidos entre 3 y 50 m, con el fin de obtener un amplio rango de períodos en la curva de dispersión de las ondas Rayleigh. Estos radios varían en función del espesor previsto de sedimentos a muestrear, de la superficie utilizable disponible en cada punto, y de las formaciones geológicas existentes. El tiempo de registro fue de 30 minutos para cada uno de los radios utilizados, y la señal fue muestreada a 100 muestras por segundo.

Foto 3.2. (a) Equipo utilizado para las medidas de ruido ambiental. (b) Sistema de adquisición SPC-51. (c) Sensor de velocidad (VSE-15D).

Los registros de las seis estaciones han sido tratados utilizando la variante “tradicional” del método SPAC (Aki 1957), la cual supone que el ruido ambiental está generado por fuentes lejanas, compuesto por ondas superficiales y que existe un modo claramente predominante para cada frecuencia. Todas las señales han sido ventaneadas en intervalos de 20 s con un solapamiento del 80% y pasadas al dominio de la frecuencia mediante la Transformada Discreta de Fourier (DFT). Los espectros complejos fueron promediados para las estaciones sobre la circunferencia y divididos por el correspondiente espectro de la estación central, obteniéndose el coeficiente de correlación $\rho(f,R)$ (Figura 3.5a) , el cual se relaciona con la velocidad de fase de las ondas Rayleigh mediante la Ecuación 2.17 (Capítulo 2).

Las curvas de dispersión se han calculado para diferentes rangos de longitud de onda en función del radio utilizado y, posteriormente, se combinan para obtener una única curva de dispersión promedio para cada sitio (Figura 3.5b).

Figura 3.5. Ejemplo de análisis llevado a cabo mediante registro sísmico en la ciudad de Lorca. (a) Coeficiente SPAC para arreglo circular de radio de 20 m. (b) Velocidad de fase de la onda Rg. La línea de color azul representa la curva de dispersión del modo fundamental Rg, la de color rojo la curva de dispersión teórica obtenida del modelo de velocidad de ondas de cizalla y las líneas de color verde representan la curva de dispersión para diferentes radios medidos (20 m; 10 m; 5 m y 2.5 m). (c) Modelo de velocidad de ondas de cizalla (color rojo) derivada de la inversión de la velocidad de fase. El modelo inicial está representado por el color amarillo y los círculos azules representan la velocidad de ondas S obtenidas del criterio $\lambda/3$ (reproducido de Navarro et al. 2012).

3.3. INVERSIÓN DE LA CURVA DE DISPERSIÓN

El proceso de inversión de la curva de dispersión consiste en establecer un modelo final estratificado de velocidad V_S del terreno, cuyas propiedades sísmicas sean equivalentes a las propiedades del modelo teórico de velocidad V_S . Este modelo presenta un elevado ajuste mediante el proceso iterativo entre la curva de dispersión teórica y la obtenida a partir de los registros de campo (Figura 3.6). El proceso de iteración puede tener un enfoque determinista, al azar o una combinación de ambos, y se realiza empleando los datos obtenidos en la curva de dispersión (Xia et al. 1999a), la cual puede verse afectada en mayor o menor medida por los siguientes factores: frecuencia (f), velocidad de fase (c_f), velocidad de las ondas S (V_S), velocidad de las ondas P (V_P), espesor de las capas (H) y densidad (ρ). Puesto que la velocidad V_S tiene un mayor impacto en las propiedades de las ondas superficiales, es posible invertir la

curva de dispersión de tal manera que se obtenga el modelo de V_s del terreno en función de la profundidad (Figura 3.6) (Xia et al. 1999b).

Figura 3.6. Ejemplo del proceso de inversión de la curva de dispersión para obtener el modelo de velocidad V_s final (Modificada de Park Seismic. www.masw.com).

El proceso de inversión exige el conocimiento de un modelo inicial V_s del terreno, lo que supone en algunos casos un problema añadido. En el caso de Lorca, el modelo inicial de velocidad V_s obtenido con el método SPAC se ha determinado a partir de una búsqueda aleatoria simple combinada con un algoritmo de optimización local (García Jerez et al. 2007b), evaluándose 100 familias de modelos dentro de rangos de velocidades y espesores compatibles con los datos geológicos, geotécnicos y geofísicos disponibles (Alcalá et al. 2013; Navarro et al. 2014; Martínez-Pagán et al. 2014). En el caso de Adra, el modelo inicial fue estimado a partir del método $\lambda/3$ (Tokimatsu 1997). Los modelos de velocidad V_s obtenidos con el método MASW han sido determinados mediante el uso del esquema de modelado directo propuesto por Schwab y Knopoff (1972), el tipo de inversión más utilizada cuando se aplica el método MASW (Figura 3.6). En el proceso de inversión seguido para ambos métodos (SPAC y MASW), el modelo de velocidad V_s seleccionado corresponde al resultado que presenta menos desviación entre la curva de dispersión teórica y la curva de dispersión observada.

3.4. MÉTODO DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO

El modelo digital del terreno (MDT) de la ciudad de Lorca (Figura 3.7a), a escala 1/5.000, ha sido determinado mediante una restitución fotogramétrica de fotografías aéreas tomadas en el año 1956. Este mapa no presenta cambios importantes en la elevación natural del terreno, producto de desarrollos urbanísticos y actuaciones antrópicas (p.e. vertido de escombros), los cuales pueden dar lugar a interpretaciones erróneas sobre las verdaderas elevaciones naturales del terreno (Figuras 3.7b y 3.8).

Figura 3.7. Modelos digitales del terreno para la ciudad de Lorca: (a) año 1956; (b) año 2010.

La ciudad de Lorca muestra en el año 2010 una gran concentración de edificios en las principales calles de la ciudad (Figura 3.8). La Figura 3.8 refleja la influencia que tiene la altura de los edificios en la determinación del gradiente topográfico al emplear un MDT reciente, pudiéndose introducir importantes errores en la determinación de los valores de V_{S30} del terreno mediante esta técnica de estimación.

Figura 3.8. Diferencia de elevaciones entre el MDT del año 2010 y 1956 donde se pueden ver las concentraciones de los edificios.

Los valores de gradiente topográfico (en m/m) fueron obtenidos con el programa informático Surfer® (Golden Software Inc 2009). Estos valores fueron convertidos a valores de V_{S30} del terreno mediante relaciones aplicadas en regiones tectónicamente activas (p.e. Wald y Allen 2007; Allen and Wald 2009; Pilz et al. 2010; Iwahashi et al. 2010; Lemoine et al. 2012; Nath et al. 2013) según la clasificación propuesta por la NEHRP (2001). Los tipo de suelo C y D (NEHRP 2001) han sido divididos en tres subcategorías (Tabla 3.2) (Allen y Wald 2009). Este mismo procedimiento se ha seguido con MDT actuales (año 2010) de las ciudades de Adra y Almería.

Tabla 3.2. Rangos de gradiente para las subcategorías de valores de V_{S30} del terreno (Allen y Wald 2009) en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001).

NEHRP Clase	Descripción	V_{S30} rango (m/s)	Rango pendiente (m/m)	
			Zona Tectónica activa	Zona Continental estable
A/B	Roca	> 760	> 0,14	> 0,025
C1	Suelo muy denso o roca blanda	620-760	0,10 – 0,14	0,018 – 0,025
C2		490-620	0,05 – 0,10	0,013 – 0,018
C3		360-490	0,018 – 0,05	$7,2 \times 10^{-3}$ – 0,013
D1	Suelo rígido	300-360	0,010 – 0,018	4×10^{-3} – $7,2 \times 10^{-3}$
D2		240-300	$3,5 \times 10^{-3}$ – 0,010	2×10^{-3} – 4×10^{-3}
D3		180-240	3×10^{-4} – $3,5 \times 10^{-3}$	2×10^{-5} – 2×10^{-3}
E	Suelo blando	<180	< 3×10^{-4}	< 2×10^{-5}

3.5. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

Cuando se produce un terremoto la señal sísmica llega al estrato rocoso, se filtra a través del medio estratificado y se manifiesta en la superficie (Figura 3.9). El suelo amplifica las ondas en un rango de frecuencia característico de acuerdo a las condiciones del terreno (efectos de sitio), en relación a las ondas registradas en roca dura.

Figura 3.9. Propagación de las ondas sísmicas desde la fuente a la superficie (Modificada de Feriche et al. (2012)).

Para simular la respuesta del movimiento sísmico del terreno en superficie, es necesario disponer de un registro de aceleración en roca, el cual define las características del movimiento de entrada (Figura 3.10a) y el modelo del terreno caracterizado en términos de velocidad (V_p y V_s) y densidad (ρ), para las diferentes capas que lo componen (Figura 3.10b).

En esta Tesis se ha desarrollado un código en MATLAB® que permite simular los sismogramas en superficie sobre una estructura sedimentaria a partir de los registros en una estación de referencia cercana (idealmente en roca inalterada) y su caracterización en términos de aceleración, velocidad e intensidad de Arias (AI). Este código se basa en el método de la matriz propagadora de Thomson-Haskell (Haskell 1953), el cual asume la propagación de ondas planas en estructuras de estratos horizontales. Se sigue la implementación de Aki y Richards (2002), que está formulada en términos de desplazamiento-esfuerzo. El código permite: tratar tanto ondas P-SV como SH con ángulos de incidencia arbitrarios; introducir propiedades anelásticas de la estructura mediante factores de calidad (Q), en donde quedan incluidas las características del medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas; y permite tener en cuenta las características de la disipación de energía total que tiene el suelo mediante la consideración del coeficiente de amortiguamiento crítico (ξ_c). El código ha sido testeado frente a los programas Degtra A4 (Ordaz y Montoya 2002), SHAKE (Schnabel et al. 1972) y DEEPSOIL V. 5.1 (Hashash 2009) para el caso SH, produciendo salidas equivalentes.

Figura 3.10. (a) Registro de aceleración en roca del terremoto de Lorca del 2011 obtenido en la estación LOR. (b) Perfil de velocidad de cizalla obtenido en el barrio de La Viña (Lorca).

La determinación del registro simulado en superficie requiere asumir la aproximación de que las funciones de fuente y de propagación puedan considerarse iguales para la estación de referencia y para el basamento en el emplazamiento a analizar. El sismograma simulado se ha obtenido a partir de la convolución, en el dominio de la frecuencia, de la función de transferencia derivada de la estructura superficial V_s del terreno y el registro en la estación de referencia, considerando una incidencia vertical de ondas S para las componentes horizontales (E y N) e incidencia vertical de ondas P en Z.

La Tabla 3.3 muestra las características de los terremotos registrados en las estaciones de referencia para el terremoto de Lorca de 2011 (Figura 3.10a) y el terremoto de Adra (Figura 3.11a), así como el terremoto simulado en basamento correspondiente al terremoto de Adra de 1910 (Figura 3.11b) (Morales et al. 2003).

Tabla 3.3. Característica de los terremotos registrados en las estaciones de Lorca (11/05/2011) y Adra (04/01/1994), y simulado Adra (1910) utilizados como registros de entrada para obtener los parámetros del movimiento sísmico del terreno a partir de los registros simulados en superficie.

Fecha	Magnitud (Mw)	Profundidad	Epicentro	Distancia Epicentral	Ciudad de estudio
11/05/2011	5,2	4,6 km	Lorca	5,5 km	Lorca
04/01/1994	4,9	2 km	Adra	18 km	Adra
16/06/1910	6,3	2 km	Adra	18 km	Adra
16/06/1910	6,3	2 km	Adra	45 km	Almería
11/05/2011	5,2	4,6 km	Lorca	5,5 km	Almería*

*Para la ciudad de Almería se ha analizado el escenario del movimiento sísmico del terreno asociado al terremoto de Lorca de 2011, bajo el supuesto de que se den las mismas condiciones de proximidad, profundidad, magnitud y directividad.

Figura 3.11. (a) Registro de aceleración en roca del terremoto de Adra de 1994 obtenido en la estación de Adra. (b) Registro de aceleración simulado en basamento correspondiente al terremoto de Adra de 1910 (Morales et al. 2003).

Los valores de PGA y PGV han sido calculados como los valores máximos de los módulos de la aceleración y de la velocidad respectivamente. La Intensidad de Arias (Arias 1970) ha sido calculada mediante la Ecuación 2.33 (Capítulo 2). Además, se ha determinado el factor de amplificación (AF) a partir de la relación entre el valor de PGA obtenido en superficie y el valor de PGA en roca.

$$AF = \frac{PGA_s}{PGA_R} \quad (3.11)$$

El período predominante del suelo ha sido estimado a partir de la función de transferencia teórica del terreno (Figura 3.12) en cada emplazamiento como el período correspondiente al valor de máxima amplitud de la función de transferencia, considerando una incidencia vertical de ondas SH.

Figura 3.12. Ejemplo de Función de Transferencia teórica calculada a partir del modelo 1-D de velocidad de cizalla obtenido en el barrio de La Viña (Lorca).

Para la ciudad de Lorca se han obtenido dos mapas de distribución de intensidades: el primero utilizando las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) (Ecuación 2.35 Capítulo 2) y el segundo con las ecuaciones de Aramburu (2014) (Ecuación 2.40 del Capítulo 2). Estos mapas fueron obtenidos con las ecuaciones que están en función de la velocidad pico del terreno (I-PGV). De esta misma manera, para los dos escenarios considerados en la ciudad de Adra, ha sido posible obtener dos mapas de distribución de intensidades: el primero se ha realizado utilizando la relación que está en función de la PGA propuesta por Wald et al. (1999) (Ecuación 2.34 del Capítulo 2) y el segundo en función de las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014) (I-PGA) (Ecuación 2.38 del Capítulo 2). Por último, para la ciudad de Almería se ha determinado un mapa de distribución de intensidades para cada uno de los escenarios considerados en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) (Ecuación 2.34 del Capítulo 2).

Capítulo 4

Instrumentación

4.1. IMPLEMENTACIÓN DEL *LAND STREAMER*

4.2. DESCRIPCIÓN DEL *LAND STREAMER* PROPIO

CAPÍTULO 4

INSTRUMENTACIÓN

4.1. IMPLEMENTACIÓN DEL *LAND STREAMER*

El *land streamer* es un sistema que permite registrar las ondas sísmicas. Este sistema lo componen un conjunto de geófonos dispuestos sobre una base de arrastre, de forma tal que garantice el acoplamiento adecuado de dichos geófonos al terreno.

El Departamento de Geofísica del Instituto Federal de Tecnología de Zúrich (ETHZ) (Suiza) ha desarrollado un *land streamer* que cuenta con características de auto orientación para los geófonos. Este sistema está dotado de cables sísmicos y conectores robustos apropiados para llevar a cabo medidas bajo condiciones extremas de humedad. El ETHZ ha realizado numerosas pruebas utilizando este sistema *land streamer* y el método sísmico tradicional para el registro de las ondas sísmicas en un mismo punto, considerado diferentes condiciones del suelo, como la presencia de tierra compactada, suelos blandos o asfalto. Los resultados obtenidos muestran que el uso del *land streamer* es superior al método de campo tradicional en cuanto a la rapidez con que se registran las ondas sísmicas.

El tipo de diseño adoptado por los *land streamers* varía según las necesidades y las condiciones de los escenarios en donde se aplican. En algunos casos, estos sistemas destacan por la robustez de la capa que protege a los cables sísmicos y en otros se caracterizan por poder cambiar fácilmente la separación entre geófonos.

Algunos de los *land streamers* más relevantes desarrollados hasta la fecha se describen a continuación:

- a) El primer *land streamer* (Figura 4.1) utilizado para el registro de las ondas sísmicas fue desarrollado por Ben Thigpen en el año 1971 (Thigpen 1975). Este sistema está compuesto por una cinta, la cual protege los cables sísmicos y se divide en secciones que contiene una serie de geófonos. Para cada geófono existe una base de forma cilíndrica con su arista inferior cortada, lo cual mejora

el acoplamiento de dicha base con la superficie del suelo y reduce la fricción durante el arrastre del mismo.

Figura 4.1. *Land streamer* implementado por Ben Thigpen en el año 1971 (modificado de Thigpen (1975)).

- b) Hazelhurts (1974) desarrolló un *land streamer* que se caracteriza por presentar los geófonos conectados a un cable principal. Este sistema permite ser arrastrado a través de un vehículo (Figura 4.2a). Los geófonos se encuentran en una carcasa con suficiente peso para garantizar el contacto entre dichos geófonos y el terreno (Figura 4.2b).

Figura 4.2. (a) *Land streamer* que incluye un vehículo para tirar del cable. (b) Geófonos dentro de la carcasa con suficiente peso para garantizar el contacto entre los geófonos y el terreno (modificado de Hazelhurts (1974)).

- c) Otro *land streamer* que se caracteriza por disponer de un vehículo, en este caso un tractor de tipo oruga (Figura 4.3a), fue desarrollado por Kostelnicek (1975). A lo largo de la cinta se sitúan los geófonos dentro de unas carcasas protectoras (superior e inferior) (Figura 4.3b). La carcasa inferior es metálica, cilíndrica y tiene los lados cortados para permitir un mejor desplazamiento del sistema.

Figura 4.3. (a) *Land streamer* que incluye un tractor. (b) Geófonos dentro de la carcasa protectora (modificado de Kostelnicek (1975)).

- d) Babb (1976) ha desarrollado un *land streamer* en el que los geófonos se sitúan sobre una placa metálica que se apoya en dos barras longitudinales, estas barras tienen los bordes lijados convenientemente para facilitar el arrastre en el terreno (Figura 4.4).

Figura 4.4. *Land streamer* donde se presentan las barras longitudinales lijadas (modificado de Babb (1976)).

- e) Kruppenbach y Bedenbender (1976) han desarrollado un *land streamer* en el que se ubican los geófonos dentro de una carcasa cilíndrica (Figura 4.5). Este *land streamer* tiene como objetivo principal la protección de los geófonos.

Figura 4.5. Carcasa de protección para los geófonos (modificado de Kruppenbach y Bedenbender (1976)).

- f) El Servicio Geológico de la Universidad de Kansas (KGS) ha desarrollado un *land streamer* caracterizado por presentar los geófonos montados dentro de una sección de manguera (Foto 4.1a). Estos geófonos se atornillan a una base de tres puntas que facilita que todo el sistema sea arrastrado por la superficie sin perder el contacto con la misma (Foto 4.1b). La manguera protege el cable, reduce el ruido de remolque, aísla cada receptor y es lo suficientemente resistente como

para que pueda ser tirada por un tractor. Se puede añadir peso dentro del *land streamer* (Foto 4.1c) para mejorar el acoplamiento de la manguera al terreno.

Foto 4.1. (a) *Land streamer* construido a partir de una manguera. (b) Base de tres puntas del *land streamer* que facilita que todo el sistema sea arrastrado por la superficie. (c) Peso añadido al *land streamer* para compensar las condiciones del terreno.

- g) Bay Geophysical en Michigan (Estados Unidos) ha desarrollado un sistema *land streamer* utilizando una correa de tela (Foto 4.2) como dispositivo de remolque y placas de acero como acoplamiento para su funcionamiento en carreteras pavimentadas y superficies lisas.

Foto 4.2. (a) *Land streamer* construido a partir de una correa de tela. (b) Placas de acero utilizadas como base para los geófonos.

- h) Los grupos de investigación Montana Tech y PFM Manufacturing, han desarrollado un *land streamer* (Figura 4.6a) que cuenta con 4 líneas de mangueras paralelas, cada una aloja una serie de geófonos (96 canales) remolcados por un vehículo todo terreno (Figura 4.6b). El sistema completo se almacena en un vehículo que dispone de un tambor (Miller et al. 2005).

Figura 4.6. (a) *Land streamer* desarrollado por Montana Tech y PFM Manufacturing. (b) Configuración de sus 4 líneas de streamer (Miller et al. 2005).

Los *land streamers* descritos anteriormente presentan ventajas importantes, pero debido a las condiciones particulares para las que han sido desarrollados también hace que presenten algunos inconvenientes, como pueden ser el no estar adecuadamente diseñados para trabajar en zonas urbanas caracterizadas por calles irregulares, estrechas y con presencia de cruces y rotondas como las que caracterizan a las ciudades de estudio de esta Tesis.

4.2. DESCRIPCIÓN DEL LAND STREAMER PROPIO

El *land streamer* que se ha desarrollado en esta Tesis se centra en un sistema metodológico, viable económica y técnicamente, basado en el registro de ondas superficiales en zonas urbanas. Este sistema presenta como ventaja principal la rapidez en la toma de los datos sísmicos con una buena relación señal-ruido, lo cual permite generar curvas de dispersión libre de ruido y fácilmente interpretable. Este sistema puede llegar a doblar la cantidad de perfiles realizados frente a otros dispositivos conocidos. El sistema que se ha desarrollado es adecuado para el registro de las ondas sísmicas en avenidas con alta densidad de tráfico, presencia de cruces, calzadas peatonales, rotondas, etc., o bien, calles estrechas e irregulares.

Este sistema *land streamer* (Figura 4.7) se caracteriza por presentar dos mangueras de caucho con longitud de 23 metros cada una. Estas mangueras cuentan con unas placas metálicas, dispuestas cada 2 metros, que sirven de base para los geófonos y de acoplamiento a la superficie del terreno. Estas placas tienen unas bases cilíndricas en los extremos inferiores, lo que permite que el *land streamer* pueda ser desplazado en cualquier dirección.

Figura 4.7. Sistema para la adquisición de ondas sísmicas caracterizado por presentar dos mangueras de caucho con longitud de 23 metros cada una. Estas mangueras cuentan con unas placas metálicas, dispuestas cada 2 metros, que sirven de base para los geófonos y de acoplamiento a la superficie del terreno.

Se han utilizado 24 geófonos, 12 de la marca GEOSPACE (Foto 4.3a) (facilitados por la Universidad de Almería), los cuales tienen una respuesta hasta 4,5 Hz, los otros 12 geófonos (marca R.T. Clark) (Foto 4.3b) presentan una respuesta hasta 28 Hz. Los geófonos han sido colocados en el *land streamer* de forma alternativa (Foto 4.3c) permitiendo con ello una buena resolución de las capas superficiales del terreno y de las capas profundas hasta alcanzar los 30 metros.

Foto 4.3. (a) Geófono con respuesta de hasta 4,5 Hz de frecuencia natural de la marca GEOSPACE. (b) Geófono con respuesta de hasta 28 Hz de frecuencia natural de la marca R.T. Clark. (c). Sistema *land streamer* en donde se muestra la distribución de los geófonos.

La longitud total del *land streamer* desarrollado es de 52 metros. El sismógrafo se ubica en el centro, lo que permite tener 12 canales a la derecha y 12 a la izquierda (Foto 4.3c). Esto último hace que este *land streamer* sea ideal para abordar zonas urbanas sin interrupción del tráfico; como cortes en la circulación a rotondas, cruces de avenidas, etc., debido a que todo el sistema puede ser rápidamente retirado. Este sistema se considera no invasivo al no producir daños a la calzada, pavimentos o mobiliario urbano, ni provoca ruidos o molestias sonoras a las personas próximas al área de estudio.

El *land streamer* dispone de un carro (Foto 4.4) especialmente diseñado de forma ergonómica para transportar todo el equipo que el operador necesita manejar durante la operación de registro de las ondas sísmicas: batería, sismógrafo, portátil, cables, conexiones, etc. Este carro se ha diseñado en base a las experiencias obtenidas durante las campañas de registro, donde se ha buscado un sistema portable idóneo para

cualquier superficie, accesible desde el punto de vista económico y desmontable para su fácil transporte.

Foto 4.4. Carro para transportar todo el equipo necesario para el registro de las ondas sísmicas.

Como fuente de energía no explosiva, hemos utilizado un penetrómetro tipo D.P.S.H. (Dynamic Probing Super Heavy) (Foto 4.5a). Este penetrómetro tiene un peso de masa de 63,5 kg y una altura de caída de la masa de 760 mm. Se ha fabricado una placa rectangular (Foto 4.5b) que se adapta a la parte inferior del vástago del golpeo, con el objetivo de que el golpeo puntual producido se disipe en la placa y se transmita al terreno o asfalto.

Foto 4.5. (a) Equipo penetrómetro auto desplazable mediante orugas. (b) Placa que se adapta a la parte inferior del vástago del golpeo.

Otro dispositivo importante es el motocultor o cabeza de arrastre (Foto 4.6). Su función principal es tirar de la manguera en cuanto se hayan registrado las ondas sísmicas en un punto. La inclusión de este motocultor en el sistema es de suma importancia, ya que permite el arrastre de las mangueras las cuales tienen un peso considerable, cumpliendo así con la eficiencia y eficacia del sistema. Este motocultor se ha resuelto ideal entre todos los sistemas de arrastres implementados y probados por el hecho de que le imprime al sistema una velocidad adecuada para pararlo de forma efectiva sobre los puntos de estación.

Foto 4.6. Cabeza tractora mediante motocultor. Permite desplazar la manguera desde un punto a otro.

El *land streamer* se enrolla en unos tambores (Foto 4.7a y b), los cuales han sido diseñados para un rápido y cómodo despliegue del sistema sin que sufra daños en las uniones de los cables al no obligar a estos a realizar curvados importantes durante el enrollamiento. Estos tambores son fácilmente desmontables, mejorando así el desplazamiento de todo el sistema (Foto 4.7c).

Foto 4.7. (a) Tambores diseñados especialmente para que el *land streamer* pueda ser enrollado y guardado. (b) Para su transporte, estos tambores pueden ser montados con relativa rapidez en un vehículo. (c) Despliegue del *land streamer* en una de las avenidas principales de la ciudad de Lorca.

Este *land streamer* ha permitido obtener 8,7 km de perfiles de velocidad V_s del terreno en la ciudad de Lorca, 3,4 km en la ciudad de Adra y 5,0 km en la ciudad de Almería. Este sistema permite realizar perfiles sísmicos de longitud 1 km, con una resolución lateral de 10 m, en un tiempo de trabajo de 8 horas. Esta metodología es fiable para la obtención de datos sísmicos de calidad, lo que mejora la interpretación y permite obtener modelos de velocidad de cizalla de profundidades superiores a los 30 m, requisito imprescindible para caracterizar la estructura superficial del terreno en términos de V_{s30} .

Capítulo 5

Casos de estudios. Resultados y discusiones

5.1. LA CIUDAD DE LORCA (REGIÓN DE MURCIA)

5.2. LA CIUDAD DE ADRA (REGIÓN DE ANDALUCÍA)

5.3. LA CIUDAD DE ALMERÍA (REGIÓN DE ANDALUCÍA)

CAPÍTULO 5

CASOS DE ESTUDIOS. RESULTADOS Y DISCUSIONES

5.1. LA CIUDAD DE LORCA (REGIÓN DE MURCIA)

5.1.1. INTRODUCCIÓN

La ciudad de Lorca cuenta con más de 92.000 habitantes, de los cuales se estima que alrededor del 65% viven en el casco urbano de la ciudad. El día 11 de mayo de 2011 la ciudad de Lorca se vio afectada por un terremoto de magnitud 5,2 (Mw) cuyas características fueron mostradas en el Capítulo 2. Este terremoto ocasionó la muerte de 9 personas, produjo el colapso de un edificio de hormigón armado y generó daños en más de 6.348 edificios (Navarro et al. 2014).

En la Figura 5.1 se muestra un mapa de distribución de los daños ocasionados por el terremoto de Lorca del año 2011 llevado a cabo por el ayuntamiento de Lorca. Este mapa muestra que en el casco urbano de la ciudad una gran cantidad de edificios, relativamente modernos, tuvieron que ser demolidos por los daños estructurales que presentaron. Un porcentaje importante de estos edificios lo componen aquellos que se construyeron de acuerdo a las nuevas normas de construcción sísmica de España (NCSE 2002), por lo que podría deducirse que el efecto de sitio jugó un papel importante en los daños sufridos por estas edificaciones.

Del total de edificios revisados en la campaña de observación de daños realizada por el ayuntamiento de Lorca, un total de 1.018 edificios (15,8% del parque inmobiliario) fueron declarados con daño estructural grave, de los cuales 329 fueron declarados como ruina y propuestos para ser demolidos. Por otra parte, 1.283 edificios (20,7%) sufrieron daños estructurales leves y/o no estructurales moderados, los cuales tuvieron que ser reparados antes de ser habitados nuevamente. Por último, 4.047 edificios (62,9%) sufrieron daños no estructurales leves y fueron considerados como habitables.

Figura 5.1. Distribución de daños asociado al terremoto ocurrido en la ciudad de Lorca en el año 2011.

La figura anterior muestra que muchos edificios ubicados en el casco urbano de la ciudad de Lorca sufrieron daños considerables. Estos daños se presentaron principalmente en la parte suroccidental y noroccidental del casco urbano, donde se encuentran los barrios de La Viña y La Alberca. También se presentaron graves daños en la parte más oriental de la ciudad, específicamente en el barrio de La Alameda.

5.1.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOTÉCNICAS DE LA CIUDAD DE LORCA

5.1.2.1. Cartografía geológica

La falla de Alhama de Murcia es una de las fallas activas de mayor longitud localizada en el sureste de la península Ibérica. A lo largo de su traza se han identificado paleo-terremotos ocurridos durante el Cuaternario con magnitudes superiores a 6,0 (Mw) (SISMIMUR 2006).

La Figura 5.2 describe en detalle la estructura de la falla de Alhama, la cual atraviesa la sierra de la Tercia y la sierra de las Estancias (orientadas aproximadamente de SO a NE).

Figura 5.2. Mapa detallado de la estructura de la falla de Alhama de Murcia en la zona epicentral del terremoto de Lorca del 2011 (tomada de Martínez-Díaz et al. 2012).

La sierra de la Tercia se caracteriza por ser una cordillera aislada en la cual se distinguen cuatro unidades principales, siendo estas de SO a NE: a) unidad Cortada, b) unidad Castillarejo, c) unidad Arcón, y d) unidad Jurramienta. La unidad Cortada se refiere al complejo Alpujárride y la Jurramienta al Maláguide, en cuanto a las unidades de Castillarejo y Arcón, tanto por su litología como por el grado de re-cristalización metamórfica, presentan un carácter de transición entre los elementos típicamente Alpujárride y los típicamente Maláguide.

En la sierra de las Estancias se distinguen también cuatro unidades tectónicas principales, que de sur a norte son: a) unidad Saltador, b) unidad Peña Rubia, c) unidad Tropeles y d) unidad Majales. La unidad Saltador pertenece al complejo Alpujárride, la unidad Majales al Maláguide, y las de Peña Rubia y Tropeles son de carácter intermedio entre los elementos típicamente Maláguide y los típicamente Alpujárride (IGME 1982).

El mapa geológico de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000 (Navarro et al. 2014) se muestra en la Figura 5.3. Este mapa geológico se llevó a cabo mediante la combinación de la información recopilada de 14 ensayos de campo, 40 sondeos mecánicos, 27 sondeos eléctricos verticales y 10 perfiles de refracción sísmica superficial (con una

penetración comprendida entre 10 y 50 m) (IGME 1992; Navarro et al. 2014). Además, esta información geológica fue completada con numerosos viajes de observación de campo para delinear cada afloramiento de roca significativa en el área de estudio (Alcalá et al. 2013).

Figura 5.3. Cartografía geológica de la ciudad de Lorca a escala 1:10.000. Leyenda de la formación geológica: 1. Rellenos antropogénicos (líneas negras discontinua), 2. Terrazas aluviales, 3. Coluviales, 4. Glacis III, 5. Glacis II, 6. Glacis I, 7. Margas arenosas y brechas, 8. Yeso y margas, 9. Margas, 10. Brechas y margas, 11. Conglomerados, areniscas y margas, 12. Margas, yeso y arenisca, 13. Conglomerados poligénicos, 14. Caliza dolomíticas, 15. Arcillas rojas, pizarras y cuarcitas, 16. Filitas, esquistos y cuarcitas, 17. Esquistos, Filitas y cuarcitas; (a) Contacto geológico indiferenciado; (b) falla normal; (c) falla inversa; (d) falla supuesta; (e) perfiles geológicos A-A', B-B'; (f) contorno urbano (línea azul gruesa); (g) carreteras principales (tomado de Navarro et al. (2014)).

En la ciudad de Lorca se identificaron 17 formaciones geológicas (ver leyenda en Figura 5.3) (Navarro et al. 2014). Estas formaciones fueron agrupadas en cinco formaciones sismo-geológicas (Tabla 5.1) de acuerdo a la información geológica, geotécnica y geofísica disponible: 1) tierras de cultivo y rellenos antrópicos; 2) coluviales no consolidados y terrazas aluviales del Holoceno; 3) Glacis no consolidados y coluviales del Pleistoceno; 4) margas, yesos y arenisca de edad Tortonense inferior-medio y Glacis consolidados del Plioceno; y 5) esquistos, filitas, cuarcitas y calizas dolomíticas de edad Paleozoico-Triásico de los Complejos Alpujárride y Maláguide.

Tabla 5.1. Clasificación geotécnica de las formaciones sismo-geológicas identificadas en la ciudad de Lorca (Navarro et al. 2014).

Formación sismo-geológicas	Edad	Formación geológica y tipos litológicos	Espesor (m)	Valor N (N30)	Densidad (gr/cm3)	V _{s30} (m/s)
Sedimentos recientes	Holoceno	Cultivos, rellenos antrópicos	0,2-3,3	4-21	--	<180
Sedimentos no consolidados post-orogénicos	Holoceno	Terrazas aluviales (arenas, gravas) y coluviales	1,5-15,8	6-41	1,55-1,97	220-380
Sedimentos consolidados post-orogénicos	Pleistoceno-Plioceno	Glacis I, Glacis II y Glacis III	2,4-25	13-59	1,56-1,98	340-580
Sustrato rocoso “semi-duro” post-orogénicos	Tortonense	Margas, margas arenosas, brechas, yesos, conglomerados, arenisca, conglomerados poligénicos	>5	65-R	1,96-2,38	660-800
Sustrato rocoso “duro” pre-orogénicos	Triásico-Precámbrico-Ordovícico	Caliza dolomítica, arcillas rojas, pizarras, cuarcitas, filitas, esquistos	>10	13-R	2,11	800->1.000

El basamento es considerado como “medio duro” para los materiales geológicos correspondientes al Mioceno y como “más duro” para los materiales geológicos correspondientes al pre-Triásico (Alcalá et al. 2013). Estos dos tipos de basamento se pueden observar en afloramientos en la parte norte y oeste de la ciudad. En el centro de la ciudad de Lorca los materiales correspondientes al basamento se encuentran a una profundidad que oscila entre 10 y 50 metros. En la parte sureste de la ciudad, los mismos materiales geológicos se han recogido a 100 metros de profundidad. El espesor

de los materiales de Plio-cuaternario disminuye de manera continua hasta desaparecer hacia la parte norte y noroeste de la ciudad (Alcalá et al. 2013; Navarro et al. 2014).

5.1.2.2. Descripción geotécnica de la ciudad de Lorca

Para la descripción geotécnica de la ciudad de Lorca se contó con 27 sondeos y ensayos SPT (Figura 5.4), de los cuales 25 (Bh1-Bh25) fueron facilitados por diferentes empresas privadas (Horysu, Constructora Hispánica, Kodiprho, Geocesa y Singeoteb). Los sondeos y SPT identificados como Bh26 y Bh27 fueron realizados bajo nuestra supervisión como parte del proyecto de investigación al que está asociado esta Tesis. Estos sondeos y ensayos SPT poseen información que permite comparar los modelos de velocidad V_s del terreno, obtenidos mediante los métodos sísmicos, con las columnas estratigráficas y los modelos de velocidad V_s obtenidos a partir de los valores-N SPT mediante las relaciones empíricas propuestas por Ohta y Goto (1978). A continuación se describe la composición litológica de cada uno de los sondeos. Las columnas estratigráficas correspondientes a estos sondeos se muestran en el Anexo 2.

Figura 5.4. Ubicación de los sondeos y ensayos SPT recopilados y realizados en la ciudad de Lorca.

En la parte suroccidental de la ciudad se ubican los sondeos Bh1 y Bh2 (Figura 5.4). Estos sondeos se caracterizan por presentar una primera capa de rellenos compuestos por fragmentos de ladrillos y cementos (rellenos antrópicos) hasta los tres metros de profundidad. Desde los 3 metros hasta los 15 metros se observa la presencia de arenas limo-arcillosas con gravas (fragmentos de filitas) de compacidad media-alta según se profundiza.

Para el barrio de La Viña, definida como una de las tres zonas más afectadas por el terremoto ocurrido en el año 2011 (Figura 5.1), se localizan los sondeos Bh3-Bh10 y los sondeos Bh14-Bh16. En esta zona de la ciudad se identifican gravas y arenas con limos (cantos de filitas, dolomías negras y cuarcitas) hasta una profundidad de 26 m.

Los sondeos Bh11-Bh13 están ubicados en la parte central de la ciudad, estos sondeos presentan una primera capa importante con arcillas limosas y arenosas con algo de grava de color marrón oscuro hasta una profundidad de 5 metros. A partir de los 5 metros el terreno se caracteriza por estar constituido por arenas limosas y arcillosas hasta alcanzar los 7 metros de profundidad.

Los sondeos Bh17 y Bh18, los más cercanos al castillo de Lorca, presentan rellenos antrópicos y antiguos de 3 y 2 metros respectivamente, a partir de esa profundidad se identifican limos arcillosos, bolos con arenas y limos hasta una profundidad de 5 metros. A partir de los 5 metros se presentan las argilitas con filitas y esquistos.

En la parte sur del río Guadalentín se encuentran los sondeos Bh19-Bh23, estos presentan limos areno-arcillosos con grava hasta una profundidad de 10 metros, a mayor profundidad empiezan a presentarse los cantos metamórficos en una matriz limosa.

Los sondeos Bh24 y Bh25 ubicados en la parte nororiental de la ciudad presentan una primera capa importante de limos con arcillas y algunas arenas hasta los 4 metros de profundidad, y una segunda capa con arenas limosas con gravas hasta los 12 m.

El sondeo Bh26 ubicado en la zona donde está el barrio de La Alberca, presenta unas gravas de cantos redondeados (calizas, cuarcitas, micro-conglomerados) hasta los primeros 6 metros, a partir de los 6 m empiezan a presentarse suelos más cohesivos como gravas con arcillas hasta los 16,10 metros, y desde los 16,10 m hasta los 30 m se

destaca la presencia de micro-brechas de rocas metamórficas (filitas y pizarras) con una matriz arcillosa rojiza.

Finalmente, el sondeo Bh27 ubicado en la parte oriental de la ciudad presenta arenas arcillosas de color gris en los primeros metros. A partir de los 2 metros empiezan a aparecer gravas de cantos rodados, arcillas con gravas, gravilla y gravas intercaladas con arcilla hasta llegar a una profundidad de 25,8 m (basamento rocoso).

5.1.3. UBICACIÓN DE LOS PERFILES SÍSMICOS SPAC Y MASW.

La selección de los emplazamientos de los perfiles de velocidad V_s en la ciudad de Lorca, obtenidos mediante los métodos sísmicos SPAC (SP) y MASW (P) (Figura 5.5), se realizó atendiendo a los siguientes criterios: estudios previos de la geología urbana (Figura 5.3) (Alcalá et al. 2013; Navarro et al. 2014); descripción geotécnica de la ciudad de Lorca, donde se muestra la heterogeneidad lateral y en profundidad de las anomalías presentes en el área de estudio; y la distribución de los daños observados tras el terremoto de 2011 (Figura 5.1).

Figura 5.5. Localización de los perfiles sísmicos SPAC (SP) Y MASW (P) llevados a cabo en la ciudad de Lorca.

5.1.4. ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO.

El comportamiento dinámico de la estructura geológica superficial del terreno es determinante para evaluar las características de la respuesta sísmica para cada tipo de suelo y su capacidad de amplificación. A partir de la clasificación NEHRP (1993), el valor de velocidad media de las ondas S en los primeros 30 m (V_{s30}) ha sido adoptada en varios códigos sísmicos de ingeniería civil (p.e. NCSE-02; Eurocódigo-8 (EC8)) como un parámetro representativo de la respuesta sísmica del terreno.

El análisis de la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s en la ciudad de Lorca se ha realizado mediante los métodos sísmicos SPAC, MASW y el método del gradiente topográfico.

5.1.4.1. Método SPAC

La determinación de la estructura superficial del terreno con el método SPAC se realizó en 11 puntos de la ciudad (ver localizaciones en Figura 5.5). Se utilizaron 6 sensores de velocidad VSE-15D de componente vertical, 5 de ellos equiespaciados a lo largo de una circunferencia de radio R y un sexto sensor situado en el centro.

Los registros de las seis estaciones han sido tratados utilizando la variante “tradicional” del método SPAC (Aki 1957), la cual supone que el ruido ambiental está generado por fuentes lejanas, compuesto por ondas superficiales y que existe un modo claramente predominante para cada frecuencia.

El modelo de velocidad de cizalla se ha determinado a partir de la inversión estocástica de la curva de dispersión calculada para cada punto (Figura 5.6). Se ha realizado una búsqueda aleatoria simple combinada con un algoritmo de optimización local (García Jerez et al. 2007b) evaluándose 100 familias de modelos dentro de rangos de velocidades y espesores compatibles con los datos geológicos, geotécnicos y geofísicos disponibles (Alcalá et al. 2013; Navarro et al. 2014; Martínez-Pagán et al. 2014). El modelo de velocidad V_s seleccionado (Figura 5.7) corresponde al resultado que presenta menos desviación entre la curva de dispersión teórica y la curva de dispersión observada.

Figura 5.6. Algunos ejemplos de la velocidad de fase de las ondas Rg (puntos negros) en diferentes lugares de la ciudad de Lorca (ver ubicación en Figura 5.5). Las líneas continuas representa la curva de dispersión del modo fundamental correspondiente a un modelo 1D del terreno obtenida del proceso de inversión.

Figura 5.7. Algunos ejemplos de modelos de velocidad de ondas de cizalla obtenidas con el método SPAC en la ciudad de Lorca.

La Tabla 5.2 muestra los rangos de valores de la curva de dispersión (frecuencia y velocidad de fase), los rangos del modelo de velocidad V_s del terreno, y el valor V_{s30} obtenido mediante el método SPAC. Además, se presenta el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación propuesta por el EC8 (EN 1998).

Tabla 5.2. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método SPAC.

SPAC	Δf (Hz)	Δc_R (m/s)	Rango V_s (m/s)	V_{s30} (m/s)	EC8
SP1	4,0–10,0	343,5–456,3	378-704	395	B2
SP2	10,5–24,0	225,1–694,2	205-1223	522	B1
SP3	2,9–9,8	461,3–749,1	222-790	453	B2
SP4	2,6–10,0	316,3–676,7	374-700	405	B2
SP5	6,1–10,0	551,4–741,5	264-743	552	B1
SP6	2,7–8,0	396,8–676,7	293-706	388	B2
SP7	11,2–19,7	362,6–582,0	367-800	536	B1
SP8	3,3–15,5	325,3–552,0	343-662	411	B2
SP9	4,5–10,0	268,7–453,6	237-578	334	B2
SP10	4,1–19,0	183,6–480,1	176-567	327	B2
SP11	3,7–30,9	349,6–623,4	351-711	454	B2

5.1.4.2. Método MASW

Con el método MASW se determinaron 872 modelos 1D de velocidad de cizalla del terreno con una profundidad superior a los 30 metros, estos modelos se realizaron en diferentes lugares de la ciudad de Lorca (Figura 5.5). Esto ha permitido obtener 22 secciones sísmicas de la estructura 2D de velocidad V_s del terreno.

En la Figura 5.8 se muestra la sección sísmica 2D de la calle Granada (P10 en Figura 5.5). Este perfil tiene una longitud de 450 metros y presenta una distribución heterogénea de valores de velocidad de cizalla tanto lateral como verticalmente (Figura 5.8a), en la que destacan valores de velocidad V_s comprendidos entre 150 y 450 m/s para los primeros 10 metros de profundidad. Entre 10 y 20 m de profundidad el valor de velocidad V_s del terreno aumenta hasta alcanzar valores que van desde 250 m/s hasta

550 m/s. A una profundidad de 25 m los valores de velocidad varían entre 450 y 650 m/s, y a profundidades superiores a los 30 metros estos valores de velocidad V_s se mantienen por encima de 750 m/s.

Los valores de V_{s30} del perfil de velocidad obtenido en calle Granada (Lorca) están comprendidos entre 360 y 490 m/s (Figura 5.8b), lo que corresponde a un tipo de suelo B2 (roca suave o suelo muy denso) (EN 1998).

Figura 5.8. (a) Sección de velocidad de ondas S obtenida mediante la aplicación del método MASW en la calle Granada (Lorca). (b) Perfil de valores V_{s30} calculado del modelo de velocidad V_s de la calle Granada (P10 en Figura 5.5).

La litología de los sondeos Bh9 y Bh14 se destacan por presentar materiales del subsuelo de carácter aluvial (Figura 5.9). Estos materiales están principalmente constituidos por gravas y arenas de naturaleza metamórfica con presencia de limos y con intercalaciones de capas y lentejones de limos arenosos.

El modelo de velocidad V_s del terreno obtenido mediante correlaciones empíricas (Ohta y Goto 1978) basadas en los ensayos SPT (Bh14) (Figura 5.9a) presenta valores de velocidad de cizalla entre 200 y 400 m/s. Este modelo de velocidad V_s muestra una correlación importante con el modelo de velocidad de cizalla obtenido con el método MASW (Figura 5.8a), el cual varía entre 200 y 450 m/s para el mismo punto. Lo mismo sucede con el ensayo SPT (Bh9) (Figura 5.9b), donde los valores del modelo de velocidad V_s obtenido mediante las ecuaciones empíricas propuestas por Ohta y Goto

(1978) presentan una variación entre 140 y 180 m/s, y los obtenidos con el método MASW oscilan entre 150 y 250 m/s.

Figura 5.9. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh14 y (b) sondeo Bh9 (ver ubicación en Figura 5.5).

Otra forma de presentar los modelos de velocidad V_s del terreno es mediante una distribución 3D. La Figura 5.10 muestra la estructura superficial 3D de una de las zonas más afectadas por el terremoto de Lorca del año 2011 (entre la calle Herrería (P7) y la calle Tejedores (P5) del barrio La Viña). Todos los edificios ubicados sobre este perfil sísmico fueron declarados como ruina debido a los daños estructurales graves que presentaron, estos edificios fueron demolidos finalmente.

Figura 5.10. Modelo de velocidad de cizalla en 3D obtenido en el barrio La Viña con el método MASW entre el perfil P5 y P7 de la Figura 5.5.

El valor medio de velocidad V_s en la parte más superficial del terreno de esta zona de la Viña se encuentra por encima de 310 m/s hasta llegar a valores de velocidad V_s comprendidos entre 560 y 680 m/s a una profundidad de 30 metros. En esta zona de la ciudad el valor de V_{s30} se encuentra entre 360 y 500 m/s, lo que corresponde a un tipo de suelo B2 (suelo muy denso o roca blanda) de acuerdo al EC8 (EN 1998).

El resto de los valores obtenidos en la ciudad de Lorca con el método MASW se presentan en la Tabla 5.3, en la cual se muestran las características físicas (perfil, nombre de la calle y longitud) junto al rango de valores y el valor de V_{s30} promedio de cada uno de los perfiles sísmico realizado.

Tabla 5.3. Característica del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método MASW.

Perfil	Nombre de la Calle	Longitud (m)	Método MASW		
			rango V_{s30} (m/s)	Promedio V_{s30} (m/s)	EC8
P1	Alameda de los Tristes	200	350-447	410	B2
P2	Alameda Corregidor Lapuente	290	362-398	378	B2
P3	Alameda Miguel Campoy	290	326-375	354	C
P4	Alameda Ramón y Cajal	250	347-390	370	B2
P5	Jardineros	50	380-411	391	B2
P6	Tejedores	150	426-469	448	B2
P7	La Herrería	60	389-407	397	B2
P8	Juan Carlos I	750	389-494	436	B2
P9	Jerónimo Santa Fe	570	397-489	429	B2
P10	Granada	490	365-458	408	B2
P11	Alameda de Cervantes	680	300-418	353	C
P12	Bartolomé Pérez Casas	680	425-572	487	B2
P13	Autovía C-3211	1140	296-464	358	C
P14	Europa	620	354-514	418	B2
P15	Parcela 5-2	40	340-363	350	C
P16	Parcela 13	30	611-774	660	B1

P17	Ortega Melgares	660	285-623	427	B2
P18	Santa Quiteria	540	293-386	328	C
P19	Álamo	180	359-687	445	B2
P20	Abad de los Arcos	220	337-525	396	B2
P21	San Fernando	370	355-546	455	B2
P22	Prol. Granada	460	380-499	437	B2

5.1.4.3. Método del gradiente topográfico

El método del gradiente topográfico es una técnica de estimación del valor de V_{S30} del terreno que se aplica a escala regional y no está diseñada, por ahora, para la determinación del valor V_{S30} en base a las diferencias topográficas en las calles de una ciudad. Es por lo cual, como se describió en la metodología, se ha utilizado un MDT del año 1956 en donde se manejan, en cierta manera, los problemas descritos anteriormente.

La Figura 5.11 presenta un mapa que describe el valor de gradiente topográfico y la clasificación del terreno en base a las categorías inicialmente propuestas por la NEHRP (2001) siguiendo la metodología ideada por Allen y Wald (2009).

Figura 5.11. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y distribución de valores de gradiente topográfico de la ciudad de Lorca.

La zona norte y oeste de la ciudad, zona donde afloran los cimientos correspondientes al Mioceno y materiales pre-Triásico (Figura 5.3), presenta valores de gradiente topográfico entre 0,15 y 0,2 m/m, lo que corresponde a un tipo de suelo B (>760 m/s) de acuerdo a la clasificación propuesta por la NEHRP (2001). En el centro y sureste de la ciudad, donde se encuentran los materiales del Mioceno y el pre-Triásico a una profundidad que oscila entre 10 a 50 y 100 m, el gradiente presenta valores entre 3×10^{-4} y 0,14 m/m. Estas zonas son clasificadas como C (entre 360 y 760 m/s) y D (desde 180 hasta 360 m/s) respectivamente según la NEHRP (2001). En la zona del río Guadalentín (Figura 5.11) se obtienen valores de gradiente por debajo de 0,05 m/m, lo que corresponde a un tipo de suelo D (entre 180 y 360 m/s) (NEHRP 2001).

La Tabla 5.4 muestra el rango de V_{S30} del terreno y su valor promedio, y el tipo de suelo de acuerdo a la NEHRP (2001) y al EC8 (EN 1998) obtenido mediante el método del gradiente topográfico para cada una de las secciones sísmicas analizadas en la ciudad de Lorca con el método MASW.

Tabla 5.4. Característica del perfil de velocidad V_{S30} y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación EC8 (EN 1998) y NEHRP (2001) obtenidos en la ciudad de Lorca utilizando el método del gradiente topográfico.

Perfil	Nombre de la Calle	Longitud (m)	Método del gradiente topográfico			
			rango V_{S30} (m/s)	Promedio V_{S30} (m/s)	NEHRP	EC8
P1	Alameda de los Tristes	200	305-313	310	D	C
P2	Alameda Corregidor Lapuente	290	317-350	336	D	C
P3	Alameda Miguel Campoy	290	318-373	346	D	C
P4	Alameda Ramón y Cajal	250	180-459	345	D	C
P5	Jardineros	50	388-492	414	C	B2
P6	Tejedores	150	223-460	407	C	B2
P7	La Herrería	60	390-420	402	C	B2
P8	Juan Carlos I	750	219-379	340	D	C
P9	Jerónimo Santa Fe	570	350-487	378	C	B2
P10	Granada	490	347-427	394	C	B2
P11	Alameda de Cervantes	680	300-365	322	D	C
P12	Bartolomé Pérez Casas	680	346-647	404	C	B2

P13	Autovía C-3211	1140	290-328	304	D	C
P14	Europa	620	375-670	453	C	B2
P15	Parcela 5-2	40	300-310	309	D	C
P16	Parcela 13	30	580-605	595	C	B1
P17	Ortega Melgares	660	180-760	442	C	B2
P18	Santa Quiteria	540	180-392	302	D	C
P19	Álamo	180	384-760	563	C	B1
P20	Abad de los Arcos	220	384-760	531	C	B1
P21	San Fernando	370	224-735	526	C	B1
P22	Prol. Granada	460	365-489	402	C	B2

5.1.4.4. Comparación de los resultados

SPAC vs. MASW

Uno de los modelo de velocidad V_s del terreno de la calle San Fernando (P21 en Figura 5.5) obtenido con el método MASW, el más cercano a la Concejalía de Urbanismo, se ha comparado al modelo de velocidad V_s obtenido con el método SPAC (SP7 en Figura 5.5) en la Concejalía de Urbanismo (Figura 5.12a). Los valores de V_{s30} del terreno obtenidos con ambos métodos sísmicos clasificaron esta parte de la ciudad como suelo tipo B1 (suelo muy denso o roca blanda) de acuerdo al EC8 (EN 1998). El sondeo Bh26 (Figura 5.12b) muestra una litología muy interesante, destacándose un cambio en el tipo de material: de gravas redondeadas de cuarcita y micro conglomerados con arcilla hasta una profundidad de 13 metros a brecha metamórfica y filitas a partir de los 13 metros profundidad. Es a esta profundidad en la que se produce un cambio en los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos por ambos métodos sísmicos (desde 380 m/s hasta superar los 800 m/s) (Figura 5.12a). Estos resultados demuestran que los métodos sísmicos MASW y SPAC pueden ser utilizados de manera conjunta para la caracterización de la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s y para la realización de mapas de distribución de valores V_{s30} del terreno.

Figura 5.12. (a) Modelo de velocidad de cizalla obtenido con el método MASW y el método SPAC. (b) Columna litológica del sondeo Bh26.

En la Tabla 5.5 se muestra una comparación entre los valores de V_{s30} obtenidos con los métodos MASW y SPAC. De la sección sísmica de velocidad de cizalla 2D obtenido con el método MASW se ha elegido el modelo de velocidad V_s más próximo al lugar donde está ubicado el modelo de velocidad de cizalla obtenido con el método SPAC.

Tabla 5.5. Comparación entre los valores de V_{s30} del terreno obtenidos en la ciudad de Lorca con los métodos MASW y SPAC, y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998).

MASW/SPAC	Nombre de la Calle	Método MASW		Método SPAC V_{s30} (m/s)	EC8
		Rango V_{s30} (m/s)	Promedio V_{s30} (m/s)		
P1/SP10	Alameda de los Tristes	350-447	410	327	B2
P7/SP11	La Herrería	389-407	397	454	B2
P9/SP3	Jerónimo Santa Fe	397-489	429	453	B2
P11/SP4	Alameda de Cervantes	300-418	353	405	C/B2
P13/SP9	Autovía C-3211	296-464	358	334	C
P15/SP8	Parcela 5-2	340-363	350	411	C/B2
P16/SP5	Parcela 13	611-774	660	522	B1

Los resultados demuestran que los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos con el método MASW presentan un mejor detalle en las primeras capas del subsuelo que los modelos de velocidad V_s obtenidos con el método SPAC. Esto demuestra que cuando se aplica el método MASW, los valores de velocidad de cizalla obtenidos podrían ser más precisos en la parte más superficial del terreno, presentando como inconveniente no alcanzar grandes profundidades (>40 m), debido a que las ondas superficiales registradas están influenciadas por las altas frecuencias (>2 Hz). Los perfiles sísmicos generados con el método SPAC muestran baja resolución en las primeras capas y se caracterizan por registrar bajas frecuencias (<2 Hz), lo que permite alcanzar una mayor profundidad de investigación.

MASW vs. GRADIENTE TOPOGRÁFICO

Con los valores de V_{s30} del terreno obtenidos a través del método MASW y los obtenidos mediante el método del gradiente topográfico para las mismas zonas de la ciudad de Lorca (Tabla 5.6), se procedió a hacer un análisis comparativo de estos resultados.

Tabla 5.6. Rango y valor promedio del valor de V_{s30} del terreno obtenido en las calles de la ciudad de Lorca mediante el método MASW y el método del gradiente topográfico.

Perfil	Nombre de la Calle	Longitud (m)	Método MASW			Método del gradiente topográfico		
			rango V_{s30} (m/s)	Promedio V_{s30} (m/s)	EC8 Categoría	rango V_{s30} (m/s)	Promedio V_{s30} (m/s)	EC8 Categoría
P1	Alameda de los Tristes	200	350-447	410	B2	305-313	310	C
P2	Alameda Corregidor Lapuente	290	362-398	378	B2	317-350	336	C
P3	Alameda Miguel Campoy	290	326-375	354	C	318-373	346	C
P4	Alameda Ramón y Cajal	250	347-390	370	B2	180-459	345	C
P5	Jardineros	50	380-411	391	B2	388-492	414	B2
P6	Tejedores	150	426-469	448	B2	223-460	407	B2
P7	La Herrería	60	389-407	397	B2	390-420	402	B2
P8	Juan Carlos I	750	389-494	436	B2	219-379	340	C
P9	Jerónimo Santa Fe	570	397-489	429	B2	350-487	378	B2
P10	Granada	490	365-458	408	B2	347-427	394	B2

P11	Alameda de Cervantes	680	300-418	353	C	300-365	322	C
P12	Bartolomé Pérez Casas	680	425-572	487	B2	346-647	404	B2
P13	Autovía C-3211	1.140	296-464	358	C	290-328	304	C
P14	Europa	620	354-514	418	B2	375-670	453	B2
P15	Parcela 5-2	40	340-363	350	C	300-310	309	C
P16	Parcela 13	30	611-774	660	B1	580-605	595	B1
P17	Ortega Melgares	660	285-623	427	B2	180-760	442	B2
P18	Santa Quiteria	540	293-386	328	C	180-392	302	C
P19	Álamo	180	359-687	445	B2	384-760	563	B1
P20	Abad de los Arcos	220	337-525	396	B2	384-760	531	B1
P21	San Fernando	370	355-546	455	B2	224-735	526	B1
P22	Prol. Granada	460	380-499	437	B2	365-489	402	B2

Como ejemplo, se muestra el perfil de velocidad de ondas de cizalla obtenido en la calle Tejedores (Figura 5.13a). Esta sección, ubicada en la parte sureste de la ciudad (específicamente en el barrio de La Viña), presenta valores de velocidad V_S entre 250 y 550 m/s en los primeros 10 metros de profundidad, entre 10 y 25 metros aparece una zona, al inicio del perfil, con valores de velocidad V_S entre 500 y 650 m/s, finalmente para profundidades superiores a 30 m los valores de velocidad V_S están por encima de 650 m/s.

Figura 5.13. (a) Perfil de velocidad de cizalla de la calle Tejedores ubicada en el barrio La Viña. (b) perfil de V_{S30} obtenido por el método MASW (línea azul) y el método del gradiente topográfico (línea roja).

La Figura 5.13b muestra un perfil de valores de V_{S30} del terreno obtenido con el método MASW, estos valores oscilan entre 430 y 470 m/s. La técnica de estimación del gradiente topográfico presenta valores de V_{S30} del terreno comprendidos entre 400 y 465 m/s. El resultado obtenido por ambos métodos es un tipo de suelo B2 (suelo muy denso o roca blanda) de acuerdo con la clasificación propuesta por el EC8 (EN 1998).

Las subcategorías propuestas por Allen y Wald (2009) en base a la clasificación de suelos presentada por la NEHRP (2001) permiten determinar la relación significativa entre los valores V_{S30} obtenidos con el método MASW y el método de estimación del gradiente topográfico. Los resultados obtenidos, siguiendo las subcategorías de Allen y Wald (2009), presentan un error del 40% (Figura 5.14a) y de un 30% utilizando las clases propuestas por el EN (1998) y el IBC (2009) (Figura 4.14 b). En muchos casos (Tabla 5.6) estos resultados arrojan el mismo tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998), pero para algunas zonas de la ciudad la técnica de estimación del gradiente topográfico tiende a subestimar el valor de V_{S30} (tipo de suelo C en lugar de B2 calculada con el método MASW). Esto demuestra que el método del gradiente topográfico puede ser utilizado como una técnica de aproximación del valor de V_{S30} del terreno en zonas donde no se cuente con técnicas avanzadas de prospección sísmica ni con estudios previos de las características geotécnicas y geológicas.

Figura 5.14. Comparación de los valores de V_{S30} del terreno obtenidos con el método MASW y la técnica de estimación del gradiente topográfico siguiendo: (a) Las subcategorías propuestas por Allen y Wald (2009) en base a las clases definidas por la NEHRP (2001); (b) Clases propuesta por el Eurocódigo 8 (EN 1998) y el Código Internacional de Edificaciones (IBC 2009).

La relación entre los valores de V_{S30} del terreno obtenido mediante la aplicación del método MASW (Tabla 5.3) y el valor de gradiente natural obtenido del MDT del año 1956 (Figura 5.11) se muestran en la Figura 5.15. En esta figura se pueden observar que una gran cantidad de valores de V_{S30} del terreno medidos con el método MASW se encuentran en los límites o subclases propuestos por Allen y Wald (2009) y que otra cantidad importante de medidas se encuentran fuera de estas subclases, esto podría deberse a las limitaciones que presenta esta técnica de estimación. La Figura 5.15 muestra que el área urbana de Lorca, en su mayoría, presenta un tipo de suelo C3 (entre 360 y 490 m/s) (Allen y Wald 2009). En menor medida también se presentan el tipo de suelo D1 (desde 300 hasta 360 m/s) y suelo C2 (entre 490 y 620 m/s) de acuerdo a las subclases propuestos por Allen y Wald (2009).

Figura 5.15. Valores de V_{S30} del terreno obtenido con el método MASW relacionados al valor de gradiente topográfico. Estos valores son agrupados en subcategorías ideadas por Allen y Wald (2009) basados en las categorías propuesta por la NEHRP (2001).

5.1.4.5. Estructura superficial del terreno

La Figura 5.16 muestra un mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla para los primeros 30 metros de profundidad del terreno (V_{S30}) siguiendo las clases propuestas por el EC8 (EN 1998) y la clasificación de sitio NEHRP (2001). Este mapa se ha realizado en base a los resultados obtenidos con los métodos sísmicos (MASW y SPAC), la geología urbana y los ensayos SPT llevados a cabo en diferentes zonas de la ciudad de Lorca.

Figura 5.16. Mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Lorca siguiendo los criterios del EC8 (EN 1998) y la clasificación de sitio NEHRP (2001).

La zona norte y oeste de la ciudad de Lorca, zona caracterizada por presentar afloramientos rocosos, muestra valores de V_{S30} del terreno entre 500 y 760 m/s (tipo de suelo B1 según el EC8) y valores de V_{S30} por encima de 800 m/s (tipo de suelo A de acuerdo al EC8) respectivamente.

Debido a la intensa actividad de la erosión, el transporte de sedimentos y al depósito de partículas finas producto de la sedimentación, la zona este muestra valores de V_{S30} del terreno comprendidos entre 180 y 360 m/s (tipo de suelo C según el EC8) en el área del cauce del río Guadalentín y desde 360 hasta 500 m/s (tipo de suelo B2) en la parte sureste de la ciudad. En la zona donde predomina el tipo de suelo C se encuentra el barrio de La Alameda, el cual fue uno de los más afectados por el terremoto de Lorca de 2011. Otras zonas que se vieron muy afectados por este evento sísmico fueron los barrios de La Viña y La Alberca en donde se encontraron valores de V_{S30} del terreno pertenecientes a un tipo de suelo B2 y C respectivamente. En estas zonas se han encontrado algunos rellenos antropogénicos que han contribuido a una disminución general de los valores de V_{S30} del terreno.

La relación entre el mapa de distribución de valores de V_{S30} del terreno (Figura 5.16) y las principales unidades geológicas superficiales (Figura 5.3) obtenidas en la ciudad de

Lorca, muestran que las terrazas aluviales y coluviales del Holoceno no consolidado están comprendidas entre valores de V_{S30} entre 180 y 360 m/s (tipo de suelo C de acuerdo al EC8), por lo que se puede asociar estos materiales geológicos a este tipo de suelo.

Los valores de V_{S30} del terreno obtenidos en la parte suroccidental de la ciudad de Lorca, situada en una colina perteneciente a la sierra de las Estancias (Figura 5.2), oscilan entre 800 y 1.200 m/s. Por otro lado, en el extremo norte de la ciudad de Lorca (lugar donde se encuentra gran parte de la sierra de la Tercia), los valores de V_{S30} del terreno oscilan entre 500 y 760 m/s.

El casco antiguo de la ciudad de Lorca muestra valores de V_{S30} del terreno que van desde 360 hasta 490 m/s, lo cual corresponde a un tipo de suelo B2 según el EC8. Esta zona urbana está relacionada a los Glacis del Pleistoceno no consolidado (material geológico introducido con número 4 y 5 en la Figura 5.3).

Las Figuras 5.17-5.22 muestran un enfoque interesante de la atenuación promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 metros de profundidad a espacios de 5 m, haciendo posible identificar zonas vulnerables o inestables para cierto tipo de edificaciones. Estos mapas tienen un valor muy importante y junto al mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno (Figura 5.16) representan un indicador de la distribución de daños ocurridos durante el terremoto de Lorca del 2011.

El mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 metros de profundidad del terreno (V_{S5}) (Figura 5.17) muestra en la zona central y sureste del casco urbano los valores más bajos encontrados en la ciudad (<300 m/s). En estas zonas están ubicados los barrios donde se produjeron más daños (La Viña, La Alberca y La Alameda) por el terremoto del 2011. En la parte norte y oeste de la ciudad se muestran valores de V_{S5} entre 300 y 450 m/s. En estas zonas de la ciudad los daños producidos por el terremoto fueron prácticamente nulos.

Figura 5.17. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad.

La Figura 5.18 muestra el mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 metros de profundidad del terreno (V_{s10}). En este mapa se destaca un aumento del valor de V_s promedio con respecto a la profundidad: para la zona central del casco urbano los valores de V_{s5} (Figura 5.17) son inferiores a 300 m/s, sin embargo para las zonas en donde están ubicados los barrios de La Viña y La Alberca los valores de V_{s10} del terreno varían entre 300 y 450 m/s. Los valores más bajos de V_{s10} del terreno encontrados en la ciudad de Lorca (<300 m/s) están, en su mayoría, en el barrio de la Alameda y en la parte sureste del casco urbano.

Figura 5.18. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad.

A los 15 metros de profundidad, el mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla del terreno (Figura 5.19) no presenta variaciones importantes en relación al mapa de distribución de V_{S10} . La zona central y sureste del casco urbano siguen presentando los valores más bajos (<300 m/s), y la zona norte y suroeste presentan valores comprendidos entre 300 y 450 m/s. Se destacan algunas pequeñas zonas con valores de V_{S15} entre 450 y 600 m/s en los límites norte y oeste de la ciudad.

Figura 5.19. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad.

La Figura 5.20 muestra la distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 metros de profundidad (V_{S20}). En la zona este del casco urbano, exactamente en donde está ubicada la calle Alameda de Cervantes (P11 en Figura 5.5), el mapa presenta valores de V_{S20} entre 300 y 450 m/s, no siendo así en la zona donde se encuentra el barrio de La Alameda y la autovía C-3211 (P13 Figura 5.5), en donde los valores promedio de la velocidad de cizalla siguen siendo los más bajos (<300 m/s). En la parte norte y oeste de la ciudad, las zonas que presentan un valor promedio de V_S por encima de 450 m/s empiezan a tener una mayor influencia.

Figura 5.20. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla para los primeros 25 metros de profundidad (V_{s25}) (Figura 5.21) muestra que en su mayoría, la ciudad de Lorca, presenta valores comprendidos entre 300 y 450 m/s. En el barrio de La Alameda el valor de V_{s25} está comprendido entre 150 y 300 m/s, tal y como se ha venido presentando desde el mapa de valores de V_{s5} (Figura 5.17). Esto debe ser tenido en cuenta para la planificación de futuros asentamientos, ya que esta zona presenta una estructura superficial del terreno de características deficiente en los primeros 25 metros y al hecho de que esta parte de la ciudad podría estar incluida en los planes de crecimiento. En las zonas norte y oeste de la ciudad, donde el daño estructural de los edificios fue irrelevante, la velocidad promedio de las ondas de cizalla representa un patrón creciente de sus valores que va desde 450 m/s hasta 600 m/s, esto es debido a la influencia de las zonas montañosas descritas por la geología urbana de la ciudad (Figura 5.3).

Figura 5.21. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad.

En la Figura 5.22 se muestra un nuevo mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla para los primeros 30 metros de profundidad (V_{30}). Este mapa a diferencia del presentado en la Figura 5.15 tiene los rangos que se han asignado a los mapas de distribución anteriores con el objetivo de que puedan ser comparados. Se puede apreciar que para el mapa de valores de V_{30} de la ciudad de Lorca ninguna zona presenta valores inferiores a 300 m/s. Es decir que para la zona donde se encuentra ubicado el barrio de La Alameda el mapa de V_{30} del terreno, siguiendo los rangos que hemos propuesto, no revela las características reales de su estructura superficial.

Figura 5.22. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad.

5.1.5. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO ASOCIADOS AL TERREMOTO DE LORCA DE 2011

El terremoto de Lorca del 2011 causó graves daños en esta ciudad, sobretudo en la zona sur y este del casco urbano (barrio de La Viña y La Alameda) como se muestra en la Figura 5.1. A continuación se describen los parámetros del movimiento sísmico del terreno (PGA, AF, PGV y AI) asociados a este evento sísmico.

La zona este de la ciudad de Lorca, específicamente el barrio de La Alameda, muestra valores de PGA entre 750 y 1.000 Gales (Figura 5.23). En la parte central de la ciudad, zona donde varios edificios presentaron daños estructurales importantes a causa del terremoto, los valores de PGA oscilan en el rango 750-900 Gales. En los límites norte, sur y oeste de la ciudad los valores de PGA varían desde 450 a 750 Gales, pudiendo llegar a presentarse valores de PGA entre 750 y 900 Gales en la parte noroeste de la ciudad.

Figura 5.23. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Lorca de 2011.

El mapa de distribución del valor de amplificación de la PGA (AF) muestra valores entre 2,0 y 2,8 en la parte oriental de la ciudad (Figura 5.24). Esta amplificación va decayendo hacia la parte occidental, zona caracterizada por presentar afloramientos rocosos, hasta mostrar valores de amplificación que varían entre 1,2 y 2,6. Los valores más altos de amplificación de la PGA ($>2,4$) se muestran en el barrio de La Alameda. En cambio en los barrios de La Viña y La Alberca estos valores de amplificación oscilan entre 1,6 y 2,0. Estos valores de AF están en concordancia con los valores estimados por Tiedemann (1992) a partir de los valores V_{S30} .

Figura 5.24. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (AF) asociado al terremoto de Lorca de 2011.

El mapa de distribución del valor de PGV (Figura 5.25) muestra para el barrio La Alameda valores por encima de 60 cm/s, en cambio, en los barrios de La Viña y La Alberca los valores de PGV oscilan entre 40 y 60 cm/s. Al igual que en el mapa de distribución de valores de PGA, los valores máximos de PGV se encuentran en la zona oriental de la ciudad y van decayendo mientras se desplazan a la zona occidental.

Figura 5.25. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Lorca de 2011.

La Figura 5.26 muestra el mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) con valores por encima de 300 cm/s en la zona oriental de la ciudad, área urbana donde se encuentra localizado el barrio de La Alameda. Los valores más bajos de AI se han encontrado en los barrios de La Viña y La Alberca (entre 100 y 200 cm/s).

Figura 5.26. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Lorca de 2011.

La distribución de los parámetros del movimiento del terreno (PGA, AF, PGV y AI) obtenida está estrechamente relacionada con la geología urbana (Figura 5.5) y la distribución de valores V_{S30} del terreno (Figura 5.16). En la parte norte y oeste de la ciudad de Lorca, donde la geología urbana describe afloramientos del basamento y los valores de V_{S30} del terreno son los más altos (>800 m/s), los valores de los parámetros del movimiento sísmico del suelo obtenidos son los más bajos. Por otro lado, en la parte central y este de la ciudad, donde los valores de V_{S30} del terreno son los más bajos y la geología urbana identifica el basamento ingenieril a una profundidad entre 50 y 100 m, los valores de los parámetros del movimiento del terreno son los más altos. Es decir que al producirse un aumento en la potencia de los sedimentos, el valor de V_{S30} disminuye y los valores de los parámetros del movimiento sísmico del terreno aumentan.

A partir del cálculo de la función de transferencia del terreno, obtenida mediante ondas SH incidentes verticalmente, se ha determinado la respuesta sísmica del terreno en términos de periodo predominante.

La Figura 5.27 muestra un mapa de distribución de valores de periodos predominantes del suelo en el que se destaca un valor máximo de 0,4 s. Este valor es inferior al valor máximo obtenido en la misma zona de estudio por otros autores (Navarro et al. 2014) a partir del método de la razón espectral H/V usando medidas de ruido ambiental. Esta diferencia puede ser interpretada como debido a que la estructura superficial del suelo en términos de velocidad V_s ha sido determinada hasta una profundidad en el rango 30-40 m, y el manto rocoso, para algunas zonas de la ciudad, se encuentra a una profundidad superior a los 50 m (Alcalá et al. 2013).

Para los barrios severamente dañados por el terremoto (La Viña, La Alberca y La Alameda) el periodo predominante del suelo muestra valores que oscilan entre 0,2 y 0,3 s. Estos valores presentan una disminución desde la zona oriental (0,4 s) a la zona occidental (<0,1 s). En el centro del área urbana de la ciudad de Lorca se obtienen valores del periodo predominante del suelo comprendidos entre 0,1 y 0,3 s.

Figura 5.27. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (T_p).

La intensidad (I) ha sido determinada en la escala Mercalli Modificada (MM) a partir de las relaciones propuestas por Wald et al. (1999), y en la escala Macrosísmica Europea

(EMS-98) mediante las relaciones con los parámetros cinemáticos del movimiento del suelo (PGA y PGV) descritas por Aramburu (2014).

El mapa de distribución de valores de intensidad (I_{MM}) (Figura 5.28) obtenido muestra valores de intensidad que oscilan entre 8,6 y 8,8 en la parte oriental de la ciudad de Lorca, justo donde se encuentra el barrio de La Alameda. Estos valores van decreciendo a medida que se desplazan al oeste hasta presentar valores de intensidad entre 8,0 y 8,2. En el barrio de La Viña y La Alberca los valores de intensidad (I_{MM}) varían entre 8,2 y 8,4.

Figura 5.28. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999).

El mapa de distribución de los valores de intensidad (I_{EMS-98}) obtenido con las regresiones lineales propuestas por Aramburu (2014) (Figura 5.29) muestra valores de intensidad entre 9,2 y 9,4 en la zona oriental de la ciudad (barrio La Alameda). En los barrios de La Viña y La Alberca los valores de I_{EMS-98} varían entre 9,0 y 9,2. Estos valores de intensidad van decayendo mientras se desplazan hacia el oeste al igual que como ha sucedido con el mapa de intensidad obtenido con las ecuaciones de Wald et al. (1999) (Figura 5.28).

Figura 5.29. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{EMS-98}) en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014).

Los mapas de distribución de los valores de intensidad obtenidos (Figuras 5.28 y 5.29) presentan diferencias significativas. Los valores obtenidos a partir de la relación I-PGV propuesta por Aramburu (2014) son superiores a los valores de intensidad obtenidos con las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999). Esta diferencia puede ser interpretada debido a la metodología utilizada en cada caso y a la zona geográfica de aplicación. Las regresiones propuestas por Wald et al. (1999) se calcularon en base a 8 terremotos ocurridos en la zona de California, mientras que las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014) se obtuvieron a partir del análisis de 75 terremotos locales ocurridos en la zona euro-mediterránea.

5.2. LA CIUDAD DE ADRA (REGIÓN DE ANDALUCÍA)

5.2.1. INTRODUCCIÓN

En diciembre del año 1993 la ciudad de Adra se vio afectada por una serie sísmica cuyo terremoto principal fue de magnitud 5,0 (M_b). Este terremoto presentó una distancia epicentral de 10 km al este de la ciudad, un hipocentro de 8 km y una intensidad máxima de VII (EMS 1998). El día 4 de enero, once días después de haber ocurrido el terremoto principal de la serie sísmica de 1993, la ciudad de Adra vuelve a verse afectada por otra serie sísmica de características similares a la anterior. El terremoto principal de esta serie sísmica tuvo su origen a 30 km al sureste del primero, una magnitud de 4,9 (M_b) y una profundidad focal de 2 km (Martínez-Díaz 2000). Estos terremotos no causaron víctimas mortales, pero los daños materiales originaron un gran impacto en la población. Estos daños se concentraron en la zona sur de la ciudad (Figura 5.30), principalmente en edificios de hormigón armado de cuatro y cinco plantas (Navarro et al. 2007). La Figura 5.30 muestra la ubicación de las estaciones donde se realizaron medidas de ruido ambiental mediante el método SPAC (SP) y de los perfiles a través de los cuales se realizaron medidas de sísmica activa mediante el método MASW (P). La ubicación finalmente elegida para la obtención de estos modelos se ha realizado atendiendo a las zonas que se vieron gravemente afectadas por la serie sísmica ocurrida a finales de 1993 y principio de 1994, y a las zonas en donde la geología local presenta anomalías importantes.

Figura 5.30. Mapa de distribución de daños ocasionados por la serie sísmica 1993-1994, y localización de los perfiles SPAC y MASW realizados en la ciudad de Adra.

5.2.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE ADRA

La ciudad de Adra está encuadrada dentro de las zonas internas de la cordillera Bética, más concretamente dentro del complejo Alpujárride. En esta ciudad se identifican afloramientos que van desde el Paleozoico hasta el Holoceno, en donde los materiales del basamento están formados por un conjunto de mantos con distintos grados de metamorfismo constituidos por esquistos, micaesquistos, filitas y esquistos grafitosos de edad Paleozoico-Permotriásica denominada Unidad de Adra (Figura 5.31) (Navarro et al. 2007; Alcalá-García et al. 2002). Estos materiales están cubiertos por un conjunto de sedimentos del Plio-Cuaternario que se muestran desde el este hacia el oeste de la ciudad, al borde sur del sustrato Alpujárride, con una geometría compleja y una distribución espacial.

En el noreste de la ciudad de Adra se muestran los materiales del Plioceno medio representados por facies: deltaicas, litorales, infra-litorales y distales, formadas por cantos poco redondeados en una matriz areno-arcillosa.

Figura 5.31. Mapa de la geología local de la ciudad de Adra (modificado de Navarro et al. (2007)).

El Pleistoceno está compuesto, principalmente, por sedimentos marinos y continentales. Los sedimentos marinos están formados por dos episodios de terrazas marinas compuestas de gravas y bloques redondeados más o menos cementados y una matriz

arenosa. Los sedimentos continentales constituyen tres generaciones de Glacis detríticos o de acumulación, estos están más o menos cementados junto con niveles de limos rojos finos pulverulentos. Estos Glacis continentales están compuestos por arenas gruesas y finas, y gravas en una matriz limoso-arcillosa de color rojo, presentando un escaso ordenamiento interno y granoclasificación negativa (Alcalá-García et al. 2002), estos materiales se encuentran, principalmente, en la parte oeste y en el límite este de la ciudad de Adra.

En la parte sur y este de la ciudad se presenta el Holoceno, el cual está representado por dos tipos de facies. Un primer depósito, el más extenso, presenta un nivel mixto aluvial-marino de carácter transgresivo de arenas finas y medias, y gravas redondeadas y planas con potencia que van desde los 2 metros hasta más de 50 metros (Figura 5.32). El segundo depósito está representado por materiales aluviales proximales poco diferenciados de las ramblas que jalonan, de norte a sur, la localidad y las playas actuales (Alcalá-García et al. 2002).

Figura 5.32. Secciones transversales geológicas de la ciudad de Adra; su ubicación aparece en la Figura 5.31.

La Tabla 5.7 presenta un resumen de la descripción geológica, litológica y geotécnica de las unidades litológicas descritas en la ciudad de Adra (Alcalá-García et al. 2002; Navarro et al. 2007). Esta tabla es el resultado de 55 valores-N obtenidos de los 30 ensayos SPT y de 49 estimaciones de los valores de densidad (en gr/cm^3) de los

principales materiales geológicos. Estos datos (valor-N SPT y densidad), permitieron determinar los valores de velocidad de ondas de cizalla utilizando las relaciones empíricas de Imai (1981) y Kokusho (1987).

Tabla 5.7. Descripción geológica, litológica y geotécnica (valor N, densidad y estimación empírica de V_s) de las unidades litológicas descritas en Adra (Alcalá-García et al. 2002).

Formación sismo-geológicas	Formación geológica y tipos litológicos	Espesor (m) (promedio) ⁽¹⁾	Valor N (N30) (promedio) ⁽²⁾	Densidad (gr/cm3) (promedio) ⁽²⁾	V_s (m/s) según Imai (1981)	V_s (m/s) según Kokusho (1987)
Esquistos	Roca solida	---	>50 (>50)*	---	---	---
Filitas	Roca solida	---	---	---	---	---
Conglomerado del Plioceno	Gravas con matriz arcillosas	>20 (5)	>50 (>50)	~1,90**	389	402
Terrazas marinas I Terrazas marinas II	Arenas medias y gruesas	1-5 (2)	30-35 (32)	1,75-1,80 (1,78)	297	317
Glacis I Glacis II	Gravas y arenas arcillosas	1-50 (12)	35-50 (41)	1,80-1,90 (1,86)	340	344
Aluvial proximal	Gravas y arenas medias	1-5 (2,5)	25-30 (27)	1,80-1,85 (1,82)	240	240
Aluvial río de Adra	Limos y arenas finas	1-5 (3,5)	15-20 (18)	1,85-1,90 (1,88)	266	262
	Gravas y arenas medias	1->50 (22)	30-40 (34)	1,80-1,85 (1,83)	259	259
Terraza marina actual	Arenas gruesas a finas	>15 (7)	15-20 (17)	1,75-1,85 (1,81)	205	205
Rellenos	Bloques y gravas	Varios (4)	<10 (8)	<1,70 (1,65)	160	160

¹ El cálculo del promedio de los espesores de cada capa se ha realizado ponderando las potencias de las columnas estratigráficas y sondeos realizados.

² El cálculo del promedio de los valores se ha realizado ponderando 30 mediciones existentes.

* En algunas zonas de fractura los valores de N han sido inferiores a 50

** Valor estimado según el presentado por estos materiales en localidades cercanas.

5.2.3. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO

El análisis de la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s de la ciudad de Adra se ha realizado utilizando los métodos sísmicos (SPAC y MASW), el método del gradiente topográfico, y en base a las características presentadas por la geología urbana (Figura 5.31).

5.2.3.1. Método SPAC

En la ciudad de Adra, se ha determinado la estructura superficial del terreno en 4 puntos de la zona urbana (ver localización en Figura 5.30) con el método SPAC. El modelo de velocidad de cizalla se ha determinado a partir de la inversión estocástica de la curva de dispersión calculada para cada punto (Figura 5.33). El modelo de velocidad V_s del terreno seleccionado (Figura 5.34) corresponde al resultado que presenta menos desviación entre la curva de dispersión teórica y la curva de dispersión observada.

Figura 5.33. Curva de dispersión del modo fundamental correspondiente a un modelo 1D del terreno obtenida del proceso de inversión.

Figura 5.34. Modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos con el método SPAC en la ciudad de Adra.

Los rangos de valores de la curva de dispersión (frecuencia y velocidad de fase), los rangos del modelo de velocidad V_s del terreno, y el valor V_{s30} obtenido mediante el método SPAC se muestran en la Tabla 5.8. Además, se presenta el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación propuesta por el EC8 (EN 1998).

Tabla 5.8. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos en la ciudad de Adra utilizando el método SPAC.

SPAC	Δf (Hz)	Δc_R (m/s)	Rango V_s (m/s)	V_{s30} (m/s)	EC8
SP1	3,5–7,5	210–420	200-960	233	C
SP2	5,8–10,0	190–370	190-930	276	C
SP3	13,0–18,0	310–590	300-900	533	B1
SP4	8,2–11,9	270–570	320-950	420	B2

5.2.3.2. Método MASW

En la ciudad de Adra, se han obtenido 341 modelos 1D de velocidad de cizalla del terreno con una profundidad superior a los 30 m utilizando el método MASW, estos modelos se realizaron en diferentes lugares de la ciudad de Adra en base a las características de la geología local y a la información de la estructura superficial del terreno obtenida con el método SPAC. Esto ha permitido obtener 13 secciones sísmicas de la estructura 2D de velocidad V_S del terreno.

En la Figura 5.35 se muestra la sección sísmica 2D de la calle Trafalgar (P8 en Figura 5.30). Esta sección tiene una longitud de 530 metros y presenta una distribución heterogénea de valores de velocidad de cizalla tanto lateral como verticalmente (Figura 5.35a), en la que destacan valores de velocidad V_S del terreno entre 150 y 450 m/s en los primeros 10 m de profundidad. En el rango 10-20 metros de profundidad el valor de velocidad V_S aumenta hasta alcanzar valores de hasta 650 m/s. A los 25 metros de profundidad el perfil de velocidad mantiene un valor comprendido entre 350 y 750 m/s, llegando a presentar velocidades por encima de 750 m/s en la parte central de este perfil. A profundidades superiores a 30 m, los valores de velocidad V_S del terreno se mantienen por encima de 550 m/s, pudiendo llegar a alcanzar valores de hasta 1.150 m/s a 40 metros de profundidad.

Los valores de V_{S30} del perfil de velocidad obtenido en calle Trafalgar (Adra) están comprendidos entre 260 y 320 m/s (Figura 5.35b), lo que corresponde a un tipo de suelo rígido (tipo de suelo C) según el EC8 (EN 1998).

Figura 5.35. (a) Sección de velocidad de ondas S obtenida mediante la aplicación del método MASW en la calle Trafalgar F.C. (Adra). (b) Perfil de valores V_{s30} calculado del modelo de velocidad V_s de la calle Trafalgar F.C. (P8 en Figura 5.30).

La Figura 5.36 muestra la sección de velocidad de las ondas S de la calle Fundición (etiquetada como P10 en Figura 5.30). Este perfil sísmico se ha realizado en la parte norte de la ciudad, y está casi paralelo a la sección geológica I-I' mostrada en la Figura 5.32. Esta zona de la ciudad tiene una superficie irregular del terreno, por lo que fue necesario realizar una corrección topográfica del perfil 2D obtenido con el método MASW. Esta sección refleja una mayor influencia de los materiales geológicos con mejores propiedades elásticas encontrados en la ciudad de Adra. Se destacan a poca profundidad valores de velocidad V_s por encima de 1.000 m/s, lo que corresponde a esquistos del Paleozoico en la parte derecha del perfil MASW P10. Además, se muestra cómo el espesor de las capas asignadas a Glacis II del Pleistoceno, caracterizada por valores de velocidad V_s entre 400 y 800 m/s, disminuye a medida que se desplaza hacia el norte. Los Glacis I del Pleistoceno, con valores en una rango de 400-1.000 m/s, se muestran en la parte superior del lado izquierdo del perfil 2D. De acuerdo con la geología, en zonas específicas de la ciudad en donde subyacen Glacis I y II del Pleistoceno, se ha podido confirmar la presencia de terrazas del Pleistoceno I y II. Este hecho lo demuestra la sección sísmica P10, en donde se destacan valores de velocidad V_s que varían desde 800 hasta 1.200 m/s descritas como (T1) y (T2).

Figura 5.36. Descripción geológica de la sección de velocidad de ondas S de la calle Fundición (Adra) (P10 en Figura 5.30) obtenida con el método MASW.

En la Tabla 5.9 se muestra el resto de los valores obtenidos en la ciudad de Adra con el método MASW. Esta tabla presenta las características físicas (perfil, nombre de la calle y longitud) junto al rango de valores y el valor V_{S30} promedio de cada uno de los perfiles sísmicos realizados.

Tabla 5.9. Características del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Adra utilizando el método MASW.

Perfil	Calle	Longitud (m)	Método MASW		
			rango V_{S30} (m/s)	Promedio V_{S30} (m/s)	EC-8
P1	Calle Ingenio	810	296-482	366	B2
P2	Calle Paseo de Navegantes	70	453-587	486	B2
P3	Calle Alcázar	280	513-1046	847	A
P4	Calle Unión	240	523-778	640	B1
P5	Calle Carril de la Cuenca	100	406-894	567	B1
P6	Calle Fenicios	70	285-369	340	C
P7	Calle Jumilla	40	276-369	320	C
P8	Calle Trafalgar F.C.	530	287-509	373	B2
P9	Calle Bolivia	80	346-517	391	B2
P10	Calle Fundición	320	440-870	655	B1

P11	Calle Faro Alto	540	441-1021	604	B1
P12	Calle Marisma (Recinto ferial)	230	293-412	349	C
P13	Calle Estero	100	355-584	414	B2

5.2.3.3. Método del gradiente topográfico

La Figura 5.37 muestra un mapa que describe la distribución de valores de gradiente topográfico y la clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001). Este mapa se ha realizado siguiendo la metodología propuesta por Allen y Wald (2009), para lo que se ha utilizado un MDT del año 2010 de la ciudad de Adra. Esta figura muestra como los edificios que se encuentran en la zona sur de la ciudad afectan el valor de gradiente como se indicó en la descripción de la metodología (Capítulo 3).

Figura 5.37. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y la distribución de valores de gradiente topográfico de la ciudad de Adra.

La zona norte y noroeste de la ciudad, zona compuesta por filitas y esquistos, presentan valores de gradiente topográfico en un rango 0,15-0,2 m/m, lo que corresponde a un tipo de suelo B (> 760 m/s) de acuerdo a la clasificación de sitio NEHRP (2001). En la parte sur y este de la ciudad, donde se presenta un nivel mixto aluvial-marino de carácter transgresivo de arenas y gravas redondeadas, y materiales aluviales, el gradiente topográfico presenta valores entre 3×10^{-4} y 0,14 m/m, correspondiente a un tipo de suelo D (desde 180 hasta 360 m/s) o C (entre 360 y 760 m/s) (NEHRP 2001). Al oeste de la

ciudad, zona compuesta principalmente por sedimentos marinos y continentales, lo valores de gradiente topográfico mantiene un valor superior a 0,018 m/m, lo que define esta parte de la ciudad con un tipo de suelo C (NEHRP 2001). En la parte suroeste de la ciudad de Adra, donde se destaca la presencia de terrazas marinas, el gradiente topográfico varía entre 3×10^{-4} y 0.018 m/m (tipo de suelo D) (NEHRP 2001).

5.2.3.4. Comparación entre los resultados (MASW y SPAC)

La Figura 5.38 muestra la comparación entre los modelos de velocidad V_s obtenidos con el método SPAC (SP1 y SP2) y los obtenidos con el método MASW (P1 y P12) (ver ubicación en Figura 5.31).

Figura 5.38. Comparación de los modelos de velocidad V_s del terreno obtenidos con los métodos MASW y SPAC. (a) Modelo de velocidad V_s en el punto SP1 (SPAC) (color rojo, $V_{s30}=233$ m/s) y el modelo de velocidad V_s de la sección P1 más próximo al punto SP1 (MASW) (color azul, $V_{s30}=358$ m/s). (b) Modelo de velocidad V_s en el punto SP2 (SPAC) (color rojo, $V_{s30}=349$ m/s) y el modelo de velocidad V_s de la sección P12 más próximo al punto SP2 (MASW) (color azul, $V_{s30}=276$ m/s).

La Tabla 5.10 muestra una comparación entre los valores de V_{s30} del terreno obtenidos con el método MASW y los valores obtenidos con el método SPAC. Ambos métodos clasifican la zona estudiada con el mismo tipo de suelo, lo que permite que estos métodos sísmicos sean utilizados en conjunto para la creación de un mapa de la descripción de la estructura superficial del terreno de la ciudad de Adra en términos de valores de V_{s30} .

Tabla 5.10. Comparación entre los valores de V_{S30} del terreno obtenidos en la ciudad de Adra con los métodos MASW y SPAC, y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998)

MASW/SPAC	Nombre de la Calle	Método MASW		Método SPAC	EC8
		rango V_{S30} (m/s)	Promedio V_{S30} (m/s)	V_{S30} (m/s)	
P1/SP1	Calle Ingenio	296-482	358	233	C
P12/SP2	Calle Marisma (Recinto ferial)	293-412	349	276	C
P11/SP3	Calle Faro Alto	441-1021	604	533	B1
P11/SP4	Calle Bolivia	346-517	391	420	B2

5.2.3.5. Estructura superficial del terreno

El mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Adra se muestra en a Figura 5.39. Este mapa se ha realizado en base a los resultados obtenidos con los métodos sísmicos (MASW y SPAC) y a la geología urbana.

Figura 5.39. Mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Adra de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998).

La zona norte de la ciudad de Adra (barriada del Cercado), zona compuesta por filitas y esquistos, muestra valores de V_{S30} del terreno superior a 800 m/s, tipo de suelo A de acuerdo al EC8 (EN 1998). En la parte sur (área del puerto) y este de la ciudad (vega de

Adra), zonas que se caracterizan por presentar un nivel mixto aluvial-marino de carácter transgresivo de arenas y gravas redondeadas, y materiales aluviales, los valores de V_{S30} del terreno varían entre 180 y 360 m/s (tipo de suelo C) (EN 1998). Estos materiales aluviales están constituidos en su mayoría por limos finos, arenas y gravas de tamaño medio, lo que provoca que sean propensos a sufrir daños graves durante la ocurrencia de un terremoto. Así lo demuestra la serie sísmica de Adra de 1993-1994 la cual causó los mayores daños (Figura 5.30) en esta zona de la ciudad. En la parte noroeste de la ciudad (zona de la cuesta del Faro), los valores de V_{S30} del terreno corresponden a un tipo de suelo B1 (entre 500 y 800 m/s) (EN 1998). Al suroeste de la ciudad, donde se destaca la presencia de terrazas marinas, los valores de V_{S30} del terreno varían entre 180 y 360 m/s, lo que corresponde a un tipo de suelo C de acuerdo a la clasificación propuesta por el EC8 (EN 1998).

En las Figuras 5.40-5.45 se muestra la atenuación media de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad a espacios de 5 m. Estos mapas de distribución de la variación promedio de la velocidad V_S con la profundidad, junto al mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno y el mapa de la geología local, constituyen una herramienta importante para la descripción de zonas altamente vulnerable para edificaciones de uso público (p.e.: escuelas, hospitales, centros de emergencia).

La Figura 5.40 muestra el mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad (V_{S5}), en donde se identifican valores de V_{S5} entre 150 y 300 m/s en la zona sur y sureste de la ciudad de Adra. Estas zonas, junto a la parte central del casco urbano (Puerta del Mar), fueron la más afectada por la serie sísmica de Adra 1993-1994. En la zona norte y oeste de la ciudad los valores de V_{S5} presentan una mejor condición (desde 300 m/s hasta llegar a alcanzar valores de V_{S5} por encima de 600 m/s). En esta parte de la ciudad los daños producidos por la serie sísmica fueron prácticamente nulos.

Figura 5.40. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor de V_{s10} del terreno (Figura 5.41) no presenta una variación importante con respecto al mapa de distribución de valores V_{s5} , a excepción de la zona noroeste de la ciudad en donde se destaca un aumento en el del valor de V_{s10} , lo cual se encuentra en el rango comprendido entre 450 y 600 m/s.

Figura 5.41. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor de V_{s15} (Figura 5.42) muestra que en la zona sur del casco urbano los valores de V_s promedio se encuentran por debajo de 300 m/s. En la zona norte y este de la ciudad estos valores están comprendidos entre 300 y 600 m/s. Se destaca la presencia de valores de V_{s15} mayores de 600 m/s en la parte más al norte de la ciudad.

Figura 5.42. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad.

La Figura 5.43 muestra el mapa de distribución del valor V_{s20} del terreno en donde se presenta una mejoría en el valor promedio de V_s con la profundidad para la zona noroeste de la ciudad (>600 m/s), no siendo así con la zona sur en donde los valores de V_s promedio se mantienen por debajo de 300 m/s.

Figura 5.43. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor V_{s25} (Figura 5.44) presenta velocidades entre 300 y 450 m/s en la zona sur de la ciudad de Adra. En esta zona se destaca un aumento del valor promedio de V_s del terreno con respecto a los mapas de distribución mostrados anteriormente. La parte sureste sigue presentado valores muy bajos de V_s (entre 150 y 300 m/s).

Figura 5.44. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad.

En la Figura 5.45 se muestra un mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno siguiendo los rangos que hemos asignado a los mapas anteriores. Este mapa presenta una distribución de valores similar al mapa de distribución de valores de V_{S25} (Figura 5.44).

Figura 5.45. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad.

La zona sur y sureste de la ciudad, zona gravemente afectada por la serie sísmica de Adra 1993-1994, presentan un rango de valores de V_s entre 150 y 300 m/s hasta una profundidad de 20 m, esto quiere decir que la calidad de los materiales presentados en esta zona de la ciudad no mejoran hasta después de los 20 m de profundidad, mientras en la parte suroeste de la ciudad los cambios empiezan a presentarse a los 15 m de

profundidad llegando a alcanzar valores de V_{S15} del terreno entre 300 y 450 m/s. A partir de los 25 metros de profundidad (Figura 5.44) se aprecia la influencia de las rocas, destacándose valores de V_{S25} por encima de 600 m/s en la parte norte de la ciudad de Adra.

5.2.4. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO ASOCIADOS A LOS TERREMOTOS OCURRIDOS EN ADRA EN 1910 Y 1994.

5.2.4.1. Terremoto de Adra de 1910.

En el año 1910 la ciudad de Adra fue afectada por un terremoto de magnitud 6,3 (Mw) (Morales et al. 2003), y de intensidad macrosísmica de grado VII. Este terremoto derribó algunos tabiques y muros, hundió techos y produjo averías importantes en algunas edificaciones (Vidal 1986).

La Figura 5.46 muestra un mapa de distribución del valor de PGA asociado al terremoto de 1910 de la ciudad de Adra, el cual presenta valores que oscilan entre 150 y 350 Gales. En la zona sur y este de la ciudad de Adra se presentan los valores más altos de PGA (>250 Gales). En la parte norte de la ciudad, donde se presentan los materiales más duros; Glacis, esquistos y filitas, los valores de PGA están por debajo de 200 Gales. En la zona central y oeste del casco urbano los valores de PGA varían entre 200 y 250 Gales.

Figura 5.46. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1910.

El mapa de distribución del valor de amplificación de la PGA (AF) (Figura 5.47) muestra los valores más altos (entre 2,2 y 3,2) en la zona ubicada al sur de la ciudad (área del Puerto). El valor de AF disminuye mientras se desplaza desde la zona sur hacia la parte norte de la ciudad (barriada del Cercado), en donde los valores de amplificación son muy bajos (<1.7). Para la zona central, este y oeste de la ciudad de Adra los valores de AF oscilan entre 1,7 y 2,2.

Figura 5.47. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación (AF) asociado al terremoto de Adra de 1910.

La Figura 5.48 muestra el mapa de distribución del valor de la PGV, en donde se destacan los valores más altos (>15 cm/s) en la zona sur de la ciudad. En la parte norte de la ciudad de Adra los valores de PGV están por debajo de 13 cm/s. Este mapa de distribución de valores de PGV presenta un incremento desde la parte sur hacia la parte norte de la ciudad. En el límite este de la ciudad los valores de PGV oscilan en un rango 15-17 cm/s.

Figura 5.48. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1910.

El mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (Figura 5.49) muestra una oscilación de valores entre 16 y 76 cm/s. Los valores más altos están presentes en la zona sur y suroeste de la ciudad (entre 46 y 76 cm/s). En la zona norte los valores de intensidad de Arias varían entre 16 y 31 cm/s. La zona este de la ciudad presenta valores de AI que van desde 31 cm/s hasta 46 cm/s.

Figura 5.49. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1910.

La distribución de los parámetros del movimiento del terreno (PGA, AF, PGV y AI) tienen una buena relación con la geología urbana (Figura 5.31) y el mapa de valores V_{S30} del terreno (Figura 5.39). La zona norte de la ciudad de Adra, zona compuesta por

filitas y esquistos en donde se presentan los valores de V_{S30} del terreno más altos (>800 m/s), los valores de los parámetros del movimiento sísmico del suelo son muy bajos. Por el contrario, en la parte sur de la ciudad, zona caracterizada por presentar materiales aluviales, los valores de V_{S30} son los más bajos (entre 180 y 360 m/s) y los mapas de los parámetros dinámicos arrojan los valores más altos presentados en toda la ciudad. Es decir que, como ha ocurrido en la ciudad de Lorca (Acápite 5.1), al producirse un aumento en la potencia de los sedimentos, el valor de V_{S30} del terreno disminuye mientras que los valores de los parámetros del movimiento del terreno aumentan.

La Figura 5.50 muestra un mapa de distribución de valores de periodos predominantes del suelo, en el que se destaca un valor máximo de 0,4 s. En la parte sur de la ciudad (área del Puerto) se presentan los valores (entre 0,2 y 0,4 s). En la zona norte (barriada del Cercado) los valores de periodo predominante encontrados son los más bajos ($<0,2$ s). En los límites este y oeste de la ciudad el valor del periodo predominante varían entre 0,1 y 0,2.

Figura 5.50. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (Tp).

La intensidad (I) ha sido determinada: en la escala Mercalli Modificada (MM) a partir de las relaciones propuestas por Wald et al. (1999); y en la escala Macrosísmica Europea (EMS-98) mediante las relaciones descritas por Aramburu (2014).

Los resultados obtenidos con las ecuaciones propuesta por Wald et al. (1999) (Figura 5.51) presentan los valores de intensidad (I_{MM}) más altos (entre 7,2 y 7,6) en la zona sur de la ciudad de Adra. Estos valores de intensidad van decreciendo a medida que se

desplazan hacia el norte de la ciudad en donde los valores de intensidad varían entre 6,4 y 6,8. La zona este y oeste de la ciudad presentan valores comprendidos entre 6,8 y 7,2.

Figura 5.51. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) asociado al terremoto de Adra de 1910.

El mapa de distribución de los valores de intensidad (I_{EMS-98}) obtenido con las ecuaciones lineales propuestas por Aramburu (2014) (Figura 5.52) muestra una distribución de valores de intensidad parecidos a la mostrada en la Figura 5.51, pero presenta valores de intensidad por encima de los calculados con las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999). En la zona sur de la ciudad se alcanzan intensidades que sobrepasa los 8,2, en cambio en la zona norte los valores de intensidad presentados son los más bajos (entre 7,6 y 7,9). La zona este y oeste de la ciudad muestran valores de intensidad comprendidos entre 7,9 y 8,2.

Figura 5.52. Mapa de distribución del valor de la intensidad (I_{EMS-98}) en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014) asociado al terremoto de Adra de 1910.

5.2.4.2. Terremoto de Adra de 1994.

La serie sísmica de Adra de 1993-1994 (descrita en el Capítulo 2), causó graves daños en la ciudad, sobretudo en la zona sur como se muestra en la Figura 5.30.

La Figura 5.53 muestra un mapa de distribución de valores de PGA en donde se destacan en la zona sur y este de la ciudad los valores más altos (>77 Gales). En cambio, en las zonas descritas con materiales duros de acuerdo a la geología local, los valores de PGA están por debajo de 62 Gales. La zona central y oeste de la ciudad, esta última compuesta principalmente por sedimentos marinos y continentales, los valores de PGA oscilan entre 62 y 77 Gales.

Figura 5.53. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1994.

Nuevamente, como ocurrió en el mapa de distribución de valores de AF para el terremoto simulado del año 1910, el mapa de distribución de valores de amplificación de la PGA asociado al terremoto de Adra de 1994, presenta los valores más bajos (entre 3,0 y 3,5) en la zona ubicada al sur de la ciudad. El valor de AF (Figura 5.54) va decayendo mientras se desplaza a la zona norte en donde los valores de amplificación son menores de 2,0. En la zona central, este y oeste de la ciudad de Adra el mapa de distribución de AF presenta valores que oscilan entre 2,0 y 3,0.

Figura 5.54. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (AF) asociado al terremoto de Adra de 1994.

El mapa de distribución del valor de PGV (Figura 5.55) muestra valores entre 1,50 y 4,50 cm/s en la ciudad de Adra. Los valores más altos de PGV ($>3,0$ cm/s) fueron obtenidos en la zona sur, este y oeste de la ciudad, en cambio en la zona norte y noroeste los resultados de PGV obtenidos están por debajo de 2,25 cm/s. Este mapa de distribución de la PGV muestra un crecimiento en los valores desde la parte sur hacia la parte norte de la ciudad.

Figura 5.55. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1994.

En mapa de distribución de valores de la intensidad de Arias (Figura 5.56) muestra los valores más altos (entre 4,20 y 5,10 cm/s) en la zona sur de la ciudad. En la zona norte los valores de intensidad de Arias varían entre 1,50 y 2,40 cm/s. En la zona central y este de la ciudad los valores de AI se encuentran entre 2,40 y 3,30.

Figura 5.56. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1994.

La distribución de los parámetros del movimiento del terreno (PGA, AF, PGV y AI) tiene una buena relación con la geología urbana (Figura 5.31) y con el mapa de distribución de valores de V_{S30} del terreno (Figura 5.39), por lo que estos resultados podrían discutirse de la misma manera que se ha hecho en el acápite anterior.

Las Figuras 5.57 y 5.58 muestran la intensidad a partir de las relaciones propuestas por Wald et al. (1999) y Aramburu (2014).

Con las ecuaciones propuesta por Wald et al. (1999) (Figura 5.57) se han encontrado los valores más altos de intensidad (I_{MM}) en la zona sur de la ciudad (entre 5,3 y 5,7). En esta zona se presentaron la mayoría de los daños ocasionados por la serie sísmica de Adra 1993-1994. Estos valores de intensidad muestran un crecimiento a medida que se desplazan hacia el norte de la ciudad (entre 5,3 y 5,7), en esta zona de la ciudad de Adra no se reportó ningún daño (Figura 5.30).

Figura 5.57. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999).

La Figura 5.58 muestra el mapa de distribución de los valores de intensidad (I_{EMS-98}) obtenido con las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014). Los valores más altos de intensidad (entre 6,9 y 7,2) se presentan en la zona sur de la ciudad. En el resto de la ciudad muestra valores de intensidad que varían entre 6,3 y 6,9.

Figura 5.58. Mapa de distribución de la I_{EMS-98} en base a las ecuaciones propuestas por Aramburu (2014).

5.3. LA CIUDAD DE ALMERÍA (REGIÓN DE ANDALUCÍA)

5.3.1. INTRODUCCIÓN

En la ciudad de Almería, al igual que las ciudades estudiadas anteriormente (Lorca y Adra), han ocurrido terremotos destructores de tipo superficial (ver Capítulo 2). De acuerdo con los daños que podrían ocasionar estos terremotos, es necesario determinar la estructura superficial del terreno en términos de velocidad V_s con el objetivo de conocer el comportamiento sísmico del terreno y determinar cuáles zonas son las más propensas a sufrir daños en sus edificaciones. Para esto, se ha aplicado el método MASW a través de dos grandes líneas de perfiles en la ciudad de Almería (Figura 5.59): una con orientación sur-norte (avenida del Mediterráneo (P1-P12)) y otra con orientación oeste-este (desde la calle Pedro Jover hasta la avenida Adolfo Suárez (P13-P24)), con longitudes totales de 3 km y 4,1 km respectivamente.

Figura 5.59. Localización de los perfiles MASW (P) y de los modelos realizados con el método SPAC (SP) por Navarro et al. (2002b) y Gaspar-Escribano et al. (2010).

La zona en donde se localizaron los perfiles sísmicos MASW fue motivada por estudios previos de la geología urbana (Aldaya y García-Dueñas 1971), por la heterogeneidad

lateral del terreno y por la disponibilidad de 10 modelos de velocidad de cizalla (ver ubicación en Figura 5.59) obtenidos con el método SPAC en trabajos realizados por Navarro et al. (2002b) y Gaspar-Escribano et al. (2010). Dichos modelos de velocidad V_s del terreno fueron obtenidos utilizando una red circular formada por seis sensores de componente vertical VSE-15D, cinco de ellos distribuidos simétricamente a lo largo de una circunferencia de radio R , con un sexto sensor situado en el centro. Estos radios presentaron una variación entre 1,5 y 94 metros en función del espesor previsto de sedimentos a muestrear y de la superficie utilizable en cada punto. El tiempo de grabación fue de 30 minutos y la señal fue muestreada a 100 mps. Las curvas de dispersión fueron calculadas para diferentes rangos de longitud de onda en función del radio utilizado y posteriormente se combinaron para obtener una única curva de dispersión $c_R(\omega)$ para cada sitio (Figura 5.60). Las frecuencias de las curvas obtenidas varían entre 2,0 y 29,8 Hz y los valores de la velocidad de fase están en el rango 191-904 m/s (Tabla 5.11).

Figura 5.60. Algunos ejemplos de curvas de dispersión obtenidas (color verde), curva de dispersión obtenida a partir del modelo inicial (color amarillo) y curva de dispersión teórica (color rojo), por el método SPAC (tomado de Gaspar-Escribano et al. 2010).

El modelo de velocidad de cizalla se ha determinado partir de la inversión estocástica de la curva de dispersión observada. El modelo inicial de partida ha sido construido a partir de la información geotécnica obtenida en el área de estudio y de las propias curvas de dispersión, empleando el criterio $\lambda/3$ (Tokimatsu 1997). Algunos modelos de velocidad de cizalla obtenidos con el método SPAC en la ciudad de Almería (Navarro et al. 2002b; Gaspar-Escribano et al. 2010) se muestran en la Figura 5.61.

Figura 5.61. Algunos ejemplos de modelos de velocidad de cizalla obtenidos (color rojo) y el modelo inicial utilizado (color amarillo) con el método SPAC (tomado de Gaspar-Escribano et al. 2010).

Los rangos de valores de la curva de dispersión y del modelo de velocidad V_s del terreno, y el valor de V_{s30} obtenido mediante el método SPAC se muestran en la Tabla 5.11. Además, se presenta el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación propuesta por el EC8 (EN 1998).

Tabla 5.11. Característica del modelo de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Almería utilizando el método SPAC (Navarro et al. 2002b; Gaspar-Escribano et al. 2010).

SPAC	Δf (Hz)	Δc_R (m/s)	Rango V_s (m/s)	V_{s30} (m/s)	EC8
SP1	4,8–17,0	215–412	176–625	293	C
SP2	3,0–21,8	191–419	185–474	317	C
SP3	3,0–13,9	312–554	283–665	359	C
SP4	6,4–29,8	471–674	378–748	595	B1
SP5	7,0–20,0	288–701	214–824	490	B2
SP6	2,0–18,0	257–904	293–1136	368	B2
SP7	10,5–30,0	397–775	345–997	596	B1
SP8	10,0–25,0	362–882	290–1711	513	B1
SP9	10,0–19,9	495–707	415–1374	564	B1
SP10	10,0–21,8	362–554	288–589	365	B2

5.3.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LA CIUDAD DE ALMERÍA

En la ciudad de Almería se destacan dos unidades tectónicas: el complejo Alpujárride y Neógeno, y materiales del Cuaternario (Aldaya y García-Dueñas 1971). El mapa geológico de la ciudad de Almería (Figura 5.62) muestra 11 tipologías diferentes, comprendidas entre terrenos montañosos formados por rocas Pre-Pliocenas y tierras bajas costeras formadas por depósitos del Holoceno (arenas, arcillas y limos). Dominan dos abanicos aluviales: el abanico de la rambla de Belén (abanico aluvial Holoceno I, código 5 en la Figura 5.62) que se extiende desde una cota de altura de aproximadamente 50 metros hasta la costa con una pendiente media de alrededor de un 25 por 1000; el segundo corresponde al río Andarax (abanico aluvial Holoceno II, código 6 en la Figura 5.62). La cota del río Andarax está situada en un punto con una altura de 40 metros. Este abanico es más grande que el de la rambla Belén y tiene una inclinación más suave con una pendiente de un 11 por 1000. Ciudad Jardín, situado en la llanura de inundación (código 9 en la Figura 5.62), se construyó sobre tierras bajas, formadas por la superposición de los dos abanicos aluviales, y presenta la mayor potencia de sedimentos. Las zonas topográficamente más altas corresponden a las

situadas por donde discurre el río Belén, donde los valles han cortado la topografía dejando de forma residual los depósitos de gravas en las partes superiores que forman pequeñas ondulaciones de la topografía. La parte superior de este abanico aluvial localizado en la zona de colina presenta una pendiente suave (código 3 en la Figura 5.62). La parte topográficamente más baja de este abanico aluvial presenta una pendiente aún más suave donde ha sufrido una menor erosión y donde los materiales son del Pleistoceno (código 4 en la Figura 5.62). El mismo abanico aluvial se puede observar en la zona costera izquierda del río Andarax. La zona de inundación es el área que presenta las peores condiciones de suelo con espesores de arcillas y margas superiores a los 8 metros. Las zonas costeras de topografía más baja cortan los depósitos del Holoceno y los depósitos de los niveles superiores del Pleistoceno. La zona identificada como zona ganada al mar, y donde se sitúa el puerto comercial de la ciudad de Almería, la componen escombros procedentes de la demolición de edificios. De todo lo anterior, las zonas más susceptibles ante la ocurrencia de un terremoto son: la llanura de inundación; la zona situada sobre el abanico aluvial II de materiales del Holoceno; y la zona ganada al mar, formada por materiales de escombros.

Figura 5.62. Mapa de la geología local de la ciudad de Almería: 1. Zona de montaña, 2. Zona de colina con fuerte pendiente, 3. Zona de colina con pendiente suave, 4. Abanico aluvial del Pleistoceno, 5. Abanico aluvial I del Holoceno, 6. Abanico aluvial II del Holoceno, 7. Valle I, 8. Valle II, 9. Llanura de inundación, 10. Zonas bajas costeras, 11. Terrenos ganados al mar.

5.3.3. ESTRUCTURA SUPERFICIAL DEL TERRENO

5.3.3.1. Método MASW

La estructura superficial del terreno de la ciudad de Almería ha sido determinada utilizando el método MASW. Con este método fue posible obtener 502 modelos 1D de velocidad de cizalla con una profundidad superior a los 30 m. Esto ha permitido obtener 24 secciones sísmicas de la estructura 2D de velocidad V_S del terreno en diferentes zonas de la ciudad (Tabla 5.12).

En la Figura 5.63 se muestra la sección sísmica 2D de la calle Bilbao (P17 en Figura 5.59). Este perfil tiene una longitud de 480 m y presenta una distribución heterogénea de valores de velocidad de cizalla tanto lateral como vertical (Figura 5.63a), en la que destacan valores de velocidad V_S comprendidos entre 150 y 350 m/s para los primeros 10 metros de profundidad. El valor de velocidad V_S del terreno aumenta hasta alcanzar valores que van desde 250 hasta 550 m/s para una profundidad comprendida entre 10 y 20 m. A partir de los 25 m los valores de velocidad V_S del terreno se mantienen por encima de 550 m/s, llegando a alcanzar velocidades V_S que superan los 950 m/s a una profundidad superior a los 30 m.

Los valores de V_{S30} del perfil de velocidad obtenido en calle Bilbao (Almería) están comprendidos entre 299 m/s y 355 m/s (Figura 5.63b), lo que corresponde a un tipo de suelo rígido (tipo de suelo C según el EC8).

Figura 5.63. (a) Sección de velocidad V_S obtenida utilizando el método MASW en la calle Bilbao (Almería) (P17). (b) Perfil de valores V_{S30} del modelo de velocidad V_S del terreno.

Los valores V_{S30} obtenidos en la ciudad de Almería con el método MASW se muestran en la Tabla 5.12. En esta tabla se identifican las características físicas (perfil, nombre de la calle y longitud) junto al rango de valores y el valor V_{S30} promedio para cada uno de los perfiles sísmicos realizados.

Tabla 5.12. Característica del perfil de velocidad de cizalla para cada uno de los resultados obtenidos en la ciudad de Almería utilizando el método MASW.

Perfil	Calle	Longitud (m)	Método MASW		
			rango V_{S30} (m/s)	Promedio V_{S30} (m/s)	EC8
P1	Avda. Mediterráneo	700	293-383	352	C
P2	Avda. Mediterráneo	200	336-412	367	B2
P3	Avda. Mediterráneo	110	335-483	419	B2
P4	Avda. Mediterráneo	40	479-535	505	B1
P5	Avda. Mediterráneo	170	463-699	538	B1
P6	Avda. Mediterráneo	160	540-770	640	B1
P7	Avda. Mediterráneo	220	471-624	547	B1
P8	Avda. Mediterráneo	180	522-611	574	B1
P9	Avda. Mediterráneo	160	542-704	605	B1
P10	Avda. Mediterráneo	180	523-649	566	B1
P11	Avda. Mediterráneo	60	525-643	569	B1
P12	Avda. Mediterráneo	120	416-637	522	B1
P13	Calle Pedro Jover	250	494-763	603	B1
P14	Calle San Juan	70	555-609	585	B1
P15	Calle San Juan	50	537-604	567	B1
P16	Calle Braulio Moreno	200	406-727	502	B1
P17	Calle Bilbao	480	299-355	333	C
P18	Calle Lérida	310	326-446	356	C
P19	Calle José Morales Abad	240	314-434	354	C
P20	Calle La Marina	270	317-497	372	B2
P21	Calle Chile	160	330-378	354	C

P22	Calle Chile	80	333-388	349	C
P23	Calle Gerona	250	375-507	409	B2
P24	Avenida Adolfo Suárez	360	307-376	345	C

5.3.3.2. Método del gradiente topográfico

La Figura 5.64 presenta un mapa que describe la distribución de valores de gradiente topográfico y la clasificación del terreno en base a las categorías de la NEHRP (2001). Este mapa se ha obtenido aplicando el método del gradiente topográfico (Allen y Wald 2009), utilizando un MDT del año 2010 de la ciudad de Almería.

Figura 5.64. Mapa de clasificación del terreno en base a las categorías propuestas por la NEHRP (2001) y distribución de valores de gradiente topográfico de la ciudad de Almería.

La parte norte y noroeste de la ciudad, caracterizada por tener una composición geológica de zona de montaña, zona de colina con fuerte pendiente y zona de colina con pendiente suave, presenta valores de gradiente en un rango 0,15-0,2 m/m, lo que corresponde a un tipo de suelo B (> 760 m/s) de acuerdo a la clasificación de sitio NEHRP (2001). En la parte sur de la ciudad, donde se presenta el abanico aluvial II del Holoceno, la llanura de inundación, las zonas bajas costeras y los terrenos ganados al mar (Figura 5.62), los valores de gradiente topográfico presentan una variación entre

$<3 \times 10^{-4}$ y 0,14 m/m, pertenecientes a un tipo de suelo E (<180 m/s), D (desde 180 hasta 360 m/s) o C (entre 360 y 760 m/s)) (NEHRP 2001). En gran parte de la zona del río Andarax se obtienen valores de gradiente por debajo de 3×10^{-4} m/m, lo que corresponde a un tipo de suelo E (<180 m/s) (NEHRP 2001).

5.3.3.3. Comparación entre los resultados (MASW y SPAC)

La Figura 5.65 muestra una comparación entre los modelos de velocidad V_s obtenidos con el método SPAC (Navarro et al. 2002b; Gaspar-Escribano et al. 2010) y los modelos obtenidos con el método MASW para los mismos puntos de la ciudad. Para esto, se utilizaron los modelos SP2 y SP7 obtenidos con el método SPAC y se compararon a los modelos P1 y P13 obtenidos con el método MASW.

Figura 5.65. Ejemplo comparativo de modelos de velocidad de cizalla. (a) Modelo de velocidad V_s en el punto descrito como SP2 obtenido con el método SPAC (color rojo, $V_{s30} = 317$ m/s) y el modelo de velocidad V_s en la sección P1 obtenido con el método MASW (color azul, $V_{s30} = 352$ m/s). (b) Modelo de velocidad V_s en el punto SP7 obtenido a partir del método SPAC (color rojo, $V_{s30} = 596$ m/s) y el modelo de velocidad V_s en la sección P13 obtenido con el método MASW (color azul, $V_{s30} = 603$ m/s).

El perfil MASW identificado como P1 (Figura 5.59), llevado a cabo en la llanura de inundación, presenta en sus primeros 100 metros valores de V_{s30} comprendidos entre 360 m/s y 500 m/s, lo que clasifica esta área como B2 según el EC8 (EN 1998). Sin embargo el resto del perfil P1, unos 600 metros, clasifica el suelo como tipo C (180-360

m/s según el EC8) al igual que el SPAC denominado SP2, el cual presenta un valor de V_{S30} de 317 m/s.

En términos generales, se puede decir que se ha encontrado una elevada coincidencia entre los valores obtenidos en estaciones próximas con el método SPAC y con el método MASW, clasificando los materiales del suelo para una misma categoría según el Eurocódigo 8 (EN 1998) (Tabla 5.13). Esto ha permitido utilizar los valores de V_{S30} del terreno obtenidos mediante el método MASW y el método SPAC en la creación de un mapa de la descripción de la estructura superficial del terreno de la ciudad de Almería en términos de valores de V_{S30} .

Tabla 5.13. Comparación entre los valores de V_{S30} del terreno obtenidos en la ciudad de Almería con los métodos MASW y SPAC (Navarro et al. 2002b), y el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998).

MASW/SPAC	Nombre de la Calle	Método MASW		Método SPAC V_{S30} (m/s)	EC8
		Rango V_{S30} (m/s)	Promedio V_{S30} (m/s)		
P1/SP1	Avda. Mediterráneo	293 - 383	352	293	C
P22/SP2	Calle Chile	333 - 388	349	317	C
P19/SP3	Calle José Morales Abad	314 - 434	354	359	C
P5/SP4	Avda. Mediterráneo	463 - 699	538	595	B1
P16/SP5	Calle Braulio Moreno	406 - 727	500	490	B2
P13/SP7	Calle Pedro Jover	494 - 763	603	596	B1
P12/SP9	Avda. Mediterráneo	416 - 637	522	564	B1

5.3.3.4. Estructura superficial del terreno

El mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Almería se muestra en la Figura 5.66. Este mapa se ha realizado en base a los resultados obtenidos con los métodos sísmicos (MASW y SPAC) y la geología urbana.

Figura 5.66. Mapa de distribución del valor de V_{S30} del terreno de la ciudad de Almería de acuerdo a la clasificación del EC8 (EN 1998).

La zona norte de la ciudad de Almería, área que se caracteriza por presentar una morfología de colina con fuerte pendiente, presenta valores de V_{S30} del terreno entre 500 y 800 m/s (tipo de suelo B1 de acuerdo al EC8). El límite noroeste de la ciudad de Almería, caracterizado por presentar zonas de montaña y de colinas con fuerte pendiente, presenta valores de V_{S30} del terreno superior a 800 m/s, lo que corresponde a un tipo de suelo A de acuerdo al EC8 (EN 1998). En la parte sur de la ciudad, zona donde se presenta el abanico aluvial II del Holoceno, la llanura de inundación, las zonas bajas costeras y los terrenos ganados al mar, los valores de V_{S30} del terreno varían entre 180 y 360 m/s (tipo de suelo C) y desde 360 hasta 500 m/s (tipo de suelo B2) (EN 1998). La zona oeste de la ciudad, caracterizada por presentar materiales del Holoceno pertenecientes al abanico aluvial I (Figura 5.62), presenta valores de V_{S30} entre 500 y 800 m/s (tipo de suelo B1). Los valores más bajos de V_{S30} corresponden a los medidos por los perfiles sísmicos MASW (P1, P2, P18, P19, P20, P21, P22 y P24). Estos valores clasifican el suelo como tipo C (entre 180 y 360 m/s) según el EC8 (EN 1998). Esta

área, donde se encuentra la llanura de inundación, es la que presenta las peores condiciones sísmicas del suelo, como también lo reflejan las estaciones de SPAC (SP1, SP2 y SP3) situadas en esta zona. La Figura 5.66 indica que en esta zona de inundación también existen pequeñas áreas que se clasifican como zona B2 (360–500 m/s) de acuerdo al EC8 (EN 1998).

Los perfiles MASW (P6, P7, P8, P9, P10, P11 y P12) situados sobre el abanico aluvial del Pleistoceno y sobre una zona de colina caracterizada por disponer de una pendiente suave, clasificaron estos suelos como zonas B1 (500–800 m/s), es decir un buen comportamiento sísmico del suelo. Estos datos también estuvieron en correspondencia con aquellos obtenidos por medio de estaciones SPAC, concretamente las estaciones situados al norte de la ciudad de Almería, SP8 y SP9 que dieron velocidades para la onda de cizalla de 513 m/s y 564 m/s, respectivamente.

Las zonas esperables con mejor comportamiento sísmico de la ciudad de Almería es la zona norte (Barrios San Luís y Torrecárdenas) y la zona oeste (Centro histórico, Cerro San Cristóbal). En el otro extremo se encontraron la zona de inundación a la que pertenecen Ciudad Jardín, Zapillo y Nueva Almería.

Las Figuras 5.67-5.72 muestran la atenuación media de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad a espacios de 5 m. Estos mapas de distribución fueron obtenidos con el método sísmico MASW y los resultados presentados por Navarro et al. 2002 obtenidos con el método SPAC. Estos mapas de valores medios de velocidad de las ondas de cizalla han permitido evaluar la composición del terreno y sus características atendiendo a su estructura más superficial, aportando una visión más cercana de la variación de la velocidad de las ondas S con la profundidad.

El mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad (V_{S5}) (Figura 5.67) presenta valores de V_{S5} entre 150 y 300 m/s en la zona sur y la zona que corresponde a la llanura de inundación del río Andarax. En esta parte de la ciudad es donde se presenta el abanico aluvial II del Holoceno, la llanura de inundación, las zonas bajas costeras y los terrenos ganados al mar. En la zona norte de la ciudad, a excepción de la llanura de inundación del río Andarax, los valores de V_{S5} presentan una mejor condición (desde 300 m/s hasta llegar a alcanzar valores de V_{S5} por encima de 600 m/s).

Figura 5.67. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 5 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor de V_{S10} del terreno (Figura 5.68) no presenta una variación importante con respecto al mapa de distribución de valores V_{S5} (Figura 5.67). La parte sur de la ciudad de Almería y la zona que corresponde a la llanura de inundación del río Andarax presentan los valores más bajos de V_{S10} (entre 150 y 300 m/s). En parte la parte norte se presenta los valores de V_{S10} más altos (>300 m/s), destacando en la parte noroeste de la ciudad, zona de montaña, valores de V_{S10} por encima de 600 m/s.

Figura 5.68. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 10 m de profundidad.

A los 15 m de profundidad, el mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla del terreno (V_{S15}) (Figura 5.69) se destaca por presentar en la parte suroeste de la ciudad, zona donde se encuentra la rambla de Belén, una mejoría en los valores de V_{S15} (entre 300 y 450 m/s).

Figura 5.69. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 15 m de profundidad.

La Figura 5.70 muestra la distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad del terreno (V_{S20}). En la zona sur y la parte correspondiente a la llanura de inundación estos valores varían entre 300 y 450 m/s, no siendo así en la zona donde se encuentra el barrio Ciudad Jardín y Zapillo en donde los valores del promedio de la velocidad de cizalla siguen siendo los más bajos (<300 m/s). En la parte norte valores de V_{S20} se encuentra por encima de 450 m/s.

Figura 5.70. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 20 m de profundidad.

El mapa de distribución del valor de V_{s25} (Figura 5.71) presenta valores entre 300 y 450 m/s en la zona sur y la parte correspondiente a la llanura de inundación del río Andarax, aunque algunas zonas aisladas siguen manteniendo valores de V_s promedio por debajo de 300 m/s. La parte norte sigue presentando los valores más altos de V_s (> 450 m/s), lo que se debe a la influencia de las zonas montañosas descritas por la geología urbana de la ciudad (Figura 5.62). En la zona central de la ciudad, zona donde se encuentran fuertes pendientes en la avenida del Mediterráneo (P6, P9 y SP4 en Figura 5.59), los valores de V_{s25} están por encima de 600 m/s.

Figura 5.71. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 25 m de profundidad.

En la Figura 5.72 se muestra un mapa de distribución del valor de V_{s30} del terreno siguiendo los rangos que hemos asignado a los mapas de distribución de valores de velocidad de cizalla presentados. Este mapa presenta una distribución similar al mapa de distribución de valores de V_{s25} (Figura 5.71).

Figura 5.72. Mapa de distribución del valor promedio de la velocidad de cizalla en los primeros 30 m de profundidad.

5.3.4. PARÁMETROS DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO DE LA CIUDAD DE ALMERÍA ASOCIADOS AL TERREMOTO OCURRIDO EN ADRA EN 1910 Y EL TERREMOTO DE LORCA EN 2011 (bajo las condiciones descritas anteriormente).

5.3.4.1. Terremoto de Adra de 1910.

Los daños ocasionados por el terremoto de Adra de 1910 en la ciudad de Almería fueron mínimos, este movimiento sísmico ocasionó el derrumbamiento de una pared y aterró a los ciudadanos de esta ciudad (SISMOSAN 2007).

La Figura 5.73 muestra un mapa de distribución del valor de PGA con valores que oscilan entre 50 y 170 Gales. La zona sur y este de la ciudad de Almería, zona donde se presenta el abanico aluvial II del Holoceno y la llanura de inundación se presentan los valores más altos de PGA (>110 Gales). En la parte norte de la ciudad, donde se presentan los materiales más duros (zonas de montaña), los valores de PGA están por debajo de 80 Gales. En la zona central y oeste del casco urbano los valores de PGA varían entre 80 y 110 Gales.

Figura 5.73. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA) asociado al terremoto de Adra de 1910.

El mapa de distribución del valor de amplificación de la PGA (AF) (Figura 5.74) muestra valores entre 1,0 y 3,0 en la zona ubicada al sur de la ciudad. El valor de AF disminuye mientras se desplaza desde la zona sureste hacia la parte norte de la ciudad, en donde estos valores de amplificación son muy bajos ($<2,0$). Para la zona central, este y oeste de la ciudad de Adra los valores de AF oscilan entre 2,0 y 3,0.

Figura 5.74. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación (AF) asociado al terremoto de Adra de 1910.

La Figura 5.75 muestra el mapa de distribución del valor de la PGV en donde se destacan los valores más altos ($> 12,5$ cm/s) en la zona sur de la ciudad. En la parte norte de la ciudad de Almería los valores de PGV están por debajo de 12 cm/s. Este mapa de distribución de valores de PGV, al igual que los mapas de distribución de los parámetros del movimiento sísmico del suelo presentados anteriormente, muestra una disminución en el valor desde la parte sur hacia la parte norte de la ciudad.

Figura 5.75. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV) asociado al terremoto de Adra de 1910.

El mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (Figura 5.76) muestra una oscilación de valores entre 7 y 34 cm/s. Los valores más altos están presentes en la zona sur y suroeste de la ciudad (entre 25 y 34 cm/s). En la zona norte y oeste los valores de intensidad de Arias varían entre 7 y 16 cm/s. La zona este de la ciudad presenta valores de AI que van desde 16 cm/s hasta 25 cm/s.

Figura 5.76. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI) asociado al terremoto de Adra de 1910.

Los mapas de distribución de los parámetros del movimiento sísmico del terreno (PGA, AF, PGV y AI) presentan buena relación con la geología urbana (Figura 5.62) y el mapa de valores V_{S30} del terreno (Figura 5.66). En la zona norte de la ciudad de Almería, área que se caracteriza por presentar una morfología de colina con fuerte pendiente y en donde se presentan los valores de V_{S30} del terreno más altos (>500 m/s), los valores de los parámetros del movimiento sísmico del suelo son muy bajos. Por el contrario, en la parte sur y sureste de la ciudad, zona donde se presenta el abanico aluvial II del Holoceno, la llanura de inundación, las zonas bajas costeras y los terrenos ganados al mar, los mapas de los parámetros del movimiento sísmico del suelo arrojan los valores más altos presentados en toda la ciudad. Es decir que, como ha ocurrido en la ciudad de Lorca (Acápite 5.1) y en la ciudad de Adra (Acápite 5.2), al producirse un aumento en la potencia de los sedimentos, el valor de V_{S30} del terreno disminuye, mientras que los valores de los parámetros del movimiento del terreno aumentan.

La Figura 5.77 muestra un mapa de distribución de valores de periodos predominantes del suelo, en el que se destaca un valor máximo de 0,3 s. En la parte sur de la ciudad se destacan valores de T_p entre 0,2 y 0,3 s. En la zona norte los valores de periodo predominante encontrados son los más bajos, estos varían en un rango 0-0,1 s. En los límites este y oeste de la ciudad el valor del periodo predominante varía desde 0,1 s hasta 0,2 s.

Figura 5.77. Mapa de distribución del valor del periodo predominante del suelo (T_p).

La intensidad macrosísmica (I) ha sido determinada en la escala Mercalli Modificada (MM) a partir de las relaciones propuestas por Wald et al. (1999). Los resultados obtenidos con las ecuaciones propuesta por Wald et al. (1999) (Figura 5.78) presentan en la zona sur de la ciudad de Almería los valores de intensidad (I_{MM}) más altos (entre 6,0 y 6,5). Estos valores de intensidad van decreciendo a medida que se desplazan hacia el norte de la ciudad en donde los valores de intensidad varían entre 4,5 y 5,5. La zona este, zona donde se encuentra el abanico aluvial del Holoceno II (río Andarax), los valores de intensidad se encuentran entre 5,0 y 6,0. En el límite oeste de la ciudad, zona que se caracteriza por ser montañosa, los valores de intensidad encontrados están en un rango 5,0-5,5.

Figura 5.78. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999) en base al terremoto de Adra de 1910.

5.3.4.2. Terremoto de Lorca de 2011.

La Figura 5.79 muestra un mapa de distribución de valores de PGA para la ciudad de Almería, bajo el supuesto de que se den las mismas condiciones de proximidad, profundidad, magnitud y directividad que se dieron en el terremoto de Lorca de 2011. En la zona sur y este de la ciudad se destacan los valores más altos (>660 Gales), en esta zona la geología local se caracteriza por presentar el abanico aluvial II del Holoceno, la llanura de inundación, las zonas bajas costeras y los terrenos

ganados al mar. En la parte de la ciudad descrita por la geología local como zona de montaña y zona de fuertes pendientes (zona norte y noroeste de la ciudad), los valores de PGA están por debajo de 510 Gales. La zona central y suroeste de la ciudad, esta última descrita como Abanico aluvial II del Holoceno (rambla de Belén), los valores de PGA oscilan entre 510 y 660 Gales.

Figura 5.79. Mapa de distribución del valor de la aceleración pico del terreno (PGA).

El mapa de distribución de valores de AF presentan los valores más altos (entre 2,0 y 2,5) en la zona ubicada al sur y sureste de la ciudad. El valor de AF (Figura 5.80) va decayendo mientras se desplaza a la zona norte en donde los valores de amplificación son menores de 1,5 al igual que en la zona de montaña ubicada en el límite oeste de la ciudad. En la zona central, este y suroeste de la ciudad de Almería el mapa de distribución de AF presenta valores que oscilan entre 1,5 y 2,0.

Figura 5.80. Mapa de distribución del valor del factor de amplificación de la PGA (FA).

El mapa de distribución del valor de PGV (Figura 5.81) muestra valores entre 40 y 67 cm/s en la ciudad de Almería. Los valores más altos de PGV (>54 cm/s) fueron obtenidos en la zona sur y sureste de la ciudad, en cambio en la zona norte los resultados de PGV obtenidos están por debajo de 47 cm/s. Este mapa muestra una distribución creciente desde la parte norte hacia la parte sur de la ciudad.

Figura 5.81. Mapa de distribución del valor de la velocidad pico del terreno (PGV).

El mapa de distribución de valores de la intensidad de Arias (Figura 5.82) muestra los valores más altos (entre 240 y 330 cm/s) en la zona sur y sureste de la ciudad. En la zona norte los valores de intensidad de Arias varían entre 60 y 150 cm/s. En la zona central y este de la ciudad los valores de AI se encuentran entre 150 y 240 cm/s.

Figura 5.82. Mapa de distribución del valor de la intensidad de Arias (AI).

La distribución de los parámetros del movimiento del terreno (PGA, AF, PGV y AI), al igual que los escenarios mostrados anteriormente, tiene una buena relación con la geología urbana (Figura 5.62) y con el mapa de distribución de valores de V_{S30} del terreno (Figura 5.66). Esto demuestra que efectivamente, como lo señala la geología local de la ciudad de Almería, la zona sur de la ciudad presenta una mayor potencia de sedimentos, lo que hace que el valor los parámetros del movimiento sísmico sean los más altos encontrados en la ciudad.

Las Figuras 5.83 muestra la intensidad (I) a partir de las relaciones propuestas por Wald et al. (1999). Se han encontrado los valores más altos de intensidad en la zona sur de la ciudad (entre 8,2 y 8,6). Estos valores de intensidad muestran una disminución a medida que se desplazan hacia el norte de la ciudad (entre 8,0 y 8,2).

Figura 5.83. Mapa de distribución de la intensidad (I_{MM}) en base a las ecuaciones propuestas por Wald et al. (1999).

Capítulo 6

Conclusiones y futuras líneas de trabajo

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO

6.1. CONCLUSIONES

A continuación se presentan las conclusiones más destacadas obtenidas en el desarrollo e implementación de métodos avanzados de exploración sísmica activa (MASW) y pasiva (SPAC), y del método del gradiente topográfico, en el análisis de microzonación sísmica en las ciudades de Lorca (Murcia), Adra (Almería) y Almería.

1. El sistema *land streamer* desarrollado es una herramienta rápida, efectiva y económica para el registro de una gran cantidad de datos sísmicos con una excelente relación señal-ruido en un entorno urbano. Este sistema permite realizar perfiles sísmicos de longitud 1 km, con una resolución lateral de 10 m, en un tiempo de trabajo de 8 horas.
2. La combinación de las técnicas SPAC y MASW es una metodología efectiva en la determinación de la estructura superficial del terreno en un área urbana, debido al alcance en profundidad y resolución de las mismas. La aplicación del método SPAC permite resolver estructuras profundas según el radio elegido, mientras que el método MASW tiene una buena resolución en la parte más superficial.
3. El mapa de distribución de los valores V_{s30} obtenido a partir de la combinación de las técnicas SPAC y MASW en las ciudades estudiadas, presenta una muy buena correlación con la cartografía geológica local.
4. La ciudad de Lorca presenta una distribución heterogénea de las condiciones sísmicas del terreno. La zona suroeste de la ciudad, ubicada en la ladera de la Sierra de Las Torrecillas, presenta un suelo tipo A según el EC8. La zona norte, donde está localizada la Sierra de La Tercia, está dominada por suelos tipo B1 (EC8 modificado). Estas dos importantes áreas de la ciudad no presentaron daños importantes en las edificaciones durante el terremoto de 2011. Las zonas centro y este de la ciudad muestran suelos tipo B2 y C (EC8) respectivamente. Estas zonas fueron las más afectadas por el terremoto de Lorca de 2011.

5. El suelo con mejor comportamiento sísmico (tipo A según EC8) en la ciudad de Adra se presenta en la zona norte de la ciudad (barriada del Cercado). La zona de la cuesta del Faro (noroeste de la ciudad) presenta un tipo de suelo B1 (EC8). La zona centro (Puerta del Mar) y sur (área del Puerto) de la ciudad presentan un tipo de suelo B2 y C (EC8) respectivamente. Estas zonas fueron las más afectadas por la serie sísmica de Adra (1993-1994).

6. En la ciudad de Almería, la zona con mejor comportamiento sísmico esperable del terreno (tipos de suelo A y B1) son la zona norte, la cual coincide con los Barrios San Luis y Torrecárdenas, y la zona oeste, a la que pertenecen el Centro histórico y Cerro San Cristóbal. En cambio, la zona de inundación a la que pertenece el área de Oliveros y los barrios de Ciudad Jardín, Zapillo y Nueva Almería presenta los suelos con peor comportamiento sísmico (tipos de suelo B2 y C).

7. El método del gradiente topográfico ha sido probado como un método sencillo y económico para la obtención de valores aproximados de V_{S30} en áreas urbanas donde no se cuente con información geológica, geotécnica y geofísica de mayor detalle.

8. Los resultados obtenidos con el método del gradiente topográfico pueden diferir con los obtenidos con otros métodos sísmicos si no se cuenta con un MDT apropiado. Las zonas urbanas con una fuerte pendiente del terreno (por lo general, suelos tipo A y B1) presentan valores de V_{S30} similares a los obtenidos con los métodos sísmicos. Sin embargo, en zonas urbanas con poco desnivel topográfico se observan diferencias en los resultados obtenidos, evidenciando las limitaciones del método del gradiente topográfico.

9. La distribución de los valores de los parámetros del movimiento sísmico del terreno muestra una buena relación con la geología local y la distribución de valores V_{S30} . Las zonas urbanas con valores altos de PGA, PGV y AI presentan una distribución de los valores bajos de V_{S30} , correspondientes a depósitos y/o abanicos aluviales. Estas zonas presentaron los mayores daños en los terremotos de Lorca de 2011 (a excepción del barrio de la Viña que presenta un suelo tipo B2) y de Adra 1993-1994.

10. Los mapas de distribución de los valores de intensidad sísmica en la ciudad de Lorca, obtenidos a partir de las relaciones empíricas con el valor de PGV (Wald et al.

1999; Aramburu 2014), debido al terremoto principal de la serie sísmica de 2011, muestran que la intensidad sísmica (escalas MM y EMS-98) fue no inferior a VIII.

11. La intensidad sísmica en la ciudad de Adra, debido al terremoto de enero de 1994, toma valores entre VI y VII (escalas MM y EMS-98). El escenario del movimiento del suelo en la ciudad de Adra en términos de intensidad sísmica, debido al terremoto simulado de Adra de 1910, presenta valores comprendidos entre VII y VIII (escalas MM y EMS-98).

12. La distribución de intensidades sísmicas en la ciudad de Almería, debido al terremoto simulado de Adra de 1910, presenta valores $I \geq V$ (escalas EMS y MM). Por último, el escenario del movimiento del suelo en la ciudad de Almería, debido al terremoto de Lorca de 2011, bajo el supuesto de mismas condiciones de proximidad, profundidad, magnitud y directividad, presenta intensidad sísmica $I \geq VIII$ (escalas EMS-98 y MM)

13. Los mapas de distribución de los valores medios de velocidad de cizalla a diferentes profundidades (V_{S5} , V_{S10} , V_{S15} , V_{S20} , V_{S25} y V_{S30}), y los mapas de distribución de los parámetros del movimiento sísmico del terreno (PGA, PGV, AI, T_p , I), permiten definir las características sísmicas de un área urbana. Esta información puede ayudar a explicar la distribución de daños observados en terremotos ocurridos en el pasado, así como a predecir los escenarios del movimiento del suelo en terremotos futuros, y supone una herramienta de apoyo esencial en la realización de normativas de construcción sismo-resistentes, en el establecimiento de protocolos de actuación ante una emergencia sísmica, y en la elaboración de futuros planes de ordenación urbana.

6.2. FUTURAS LÍNEAS DE TRABAJO

Esta Tesis, por su utilidad para la ingeniería sísmica, sismología y geofísica, presenta una gran importancia e interés, y ofrece varias líneas de trabajo futuras:

-La metodología empleada en este estudio de microzonificación sísmica puede ser aplicada en áreas urbanas de otras ciudades. Esto va a permitir una información geofísica y geológica completa, lo que se traducirá en una mejor preparación frente a un evento sísmico de magnitud importante.

-Sería interesante obtener modelos de velocidad V_P del terreno utilizando el *land streamer* que hemos desarrollado. Esto va a permitir que, junto a los modelos de velocidad V_S del terreno que se han obtenido, se determinen los módulos elásticos y los parámetros geotécnicos que caracterizan el terreno (p.e.: relación de Poisson, módulo de Young, módulo de Compresibilidad, constante de Lamé).

-Comparar la vulnerabilidad de las estructuras de las ciudades de estudio a los mapas de distribución de valores medios de velocidad V_S y los parámetros del movimiento sísmico del terreno, con el objetivo de identificar zonas que podrían presentar un mayor riesgo sísmico ante un evento de magnitud importante.

-Desarrollar relaciones empíricas entre los valores de velocidad V_S del terreno obtenidos con los métodos sísmicos y los valores-N SPT determinados en campo.

-Obtener mapas de distribución de valores medios de velocidad V_S del terreno con profundidad superior a los 30 m, esto puede realizarse mediante la utilización de geófonos de menor frecuencia y/o utilizando una fuente de golpeo de mayor potencia.

Referencias

REFERENCIAS

- Aki, K. (1957). "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors". *Bulletin of the Earthquake Research Institute*: 35, 415-456.
- Aki, K., and Richards, P.G. (2002). "Quantitative Seismology". 2nd Ed., California.
- Akiyama, H. (1980). "Earthquake-resistant limit-stage design for buildings". University of Tokyo press, Tokyo.
- Alcalá, F.J., Navarro, M., García-Jerez, A., Vidal, F., Creus, C., and Enomoto, T. (2013). "Geology of Lorca town (Murcia, Spain). A basis for assessing seismic hazard". *Munibe*: 61.
- Alcalá-García, F.J., Espinosa, J., Navarro, M., and Sánchez, F.J. (2002). "Propuesta de división geológica de la localidad de Adra (provincia de Almería). Aplicación a la zonación sísmica". *Rev. Soc. Geol. España*: 15 (1-2), 55-66.
- Aldaya, F., y García-Dueñas, J. (1971). "Mapa Geológico de España, Almería-Garrucha." *IGME, Madrid*, 84-85, 23.
- Alfaro, A.J., Navarro, B.M., Sánchez, F.J., and Pujades, L. (1997). "Microzonificación sísmica de Barcelona utilizando el método Nakamura; ventajas y limitaciones". *XII Jornadas Estructurales de la Ingeniería de Colombia*, Bogotá. 10-13 Septiembre 1997, 198-220.
- Alguacil, G., Vidal, F., Stich, D., Mancilla, F., López-Comino, J., Morales, J., and Navarro, M. (2012). "Parámetros de la fuente y del movimiento del suelo del terremoto de Lorca de 2011". *Física de la Tierra*: 24, 41-69.
- Alguacil, G., Vidal, F., Navarro, M., García-Jerez, A., and Pérez-Muelas, J. (2014). "Characterization of earthquake shaking severity in the town of Lorca during the May 11, 2011 event". *Bulletin of Earthquake Engineering*: 12, 1889-1908.
- Allen, T.I., and Wald, D.J. (2007). "Topographic slope as a proxy for global seismic site conditions (V_{S30}) and amplification around the globe: U.S. Geological Survey." *U. S. Geological Survey Open-File Report*: 2007-1357, 69pp.
- Allen, T.I., and Wald, D.J. (2009). "On the use of high-resolution topographic data as a proxy for seismic site conditions (V_{S30})". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 99(2A), 935-943.

- Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z., and Pitilakis, K. (2004). "Determination of S-wave velocity structure using microtremors and SPAC method applied in Thessaloniki (Greece)". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 24(1), 49-67.
- Aramburu, L. (2014). "Caracterización instrumental de la intensidad sísmica en el área Euro-mediterránea". Trabajo fin de máster. Universidad de Granada, 69 pp.
- Arias, A. (1970). "A measured of earthquake intensity". *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, R.J. Hansen (ed.). MIT Press, Cambridge, MA, 438-483.
- ASTM-D4428. (2007). Standard test methods for Crosshole seismic testing, 11 pp.
- ASTM-D7400. (2008). Standard test methods for Downhole seismic testing, 11 pp.
- Atkinson, G.M., and Kaka, S.L.I. (2007). "Relationships between felt intensity and instrumental ground motion in the central United State and California". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 98 (2), 1304-1318.
- Babb, J.J. "Apparatus and method for seismic exploration". [US3934218]. (1976). United States.
- Bard, P.Y. (1999). "Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?". Irikura, K., Kudo, K. Okada, H. Satasini, T. (Eds). *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Balkema, Rotterdam, 3, 1251-1279.
- Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, J., Riepl, F., Cotton, C., Cornou, C., and Hatzfeld, D. (2001). "Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area". *Boll. Geof. Teor. Appl*:42, 281-304.
- Biot, M.A. (1932). "Transient oscillation in elastic systems". PhD thesis, California Institute of Technology, USA.
- Blázquez, R., Suárez, A., Carreño, E., and Martín, A.J. (1998). "Análisis de los acelerogramas de la serie de Adra (Almería) Diciembre 1993 a Enero 1994". *Monografía de Ingeniería Sísmica*, Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. Editor A.H. Bartbat. 89 pp.
- Borcherdt, R.D., Gibbs, J.F., and Lajoie, K.R. (1975). "Prediction of maximum earthquake intensity in the San Francisco Bay region, California, for large earthquake on the San Andreas and Hayward faults". *U.S. Geological Survey Mis. Field Studies Map MF-709*, Scale 1:125 000.

- Borcherdt, R.D., and Gibbs, J.F. (1976). "Effect of local geological condition in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake". *Bulletin of the Seismologic Society of America*: 66, 467-500.
- Bradley, B.A., and Cubrinovski, M. (2011). "Near-source strong ground motions observed in the 22 February 2011 Christchurch earthquake". *Seismological Research Letters*: 82, 853-865.
- Büyüksaraç, A., Bektaş, Ö., Yilmaz, H., and Arisoy, M.Ö. (2013). "Preliminary seismic microzonation of Sivas city (Turkey) using microtremor and refraction microtremor (ReMi) measurements". *J Seismol*: 17(2), 425-435.
- Cancani, A. (1902). "Notizie sui terremoti osservati in Italia durante l'anno 1901". R. Uff. Centr.Meteor. Geod. Sppl. al *Boll. Soc. Sism. It.*: 8.
- Capon, J. (1969). "High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis". *Proceedings IEEE*: 57(8), 1408-1418.
- Caselles, J.O., Pérez-Gracia, V., Franklin, R., Pujades, Ll.G., Navarro, M., Clapes, J., Canas, J.A., and García, F. (2010). "Applying the H/V method to dense cities. A case study of Valencia City". *Journal of Earthquake Engineering*: 14(2), 192-210.
- Chávez-García, F.J., Rodríguez, M., and Stephenson, W.R. (2005). "An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: Exploiting Stationarity of Noise". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 95(1), 277-293.
- Cháves-García, F.J., Manakou, M.V., and Raptakis, D.G. (2014). "Subsoil structure and site effects: A comparison between results from SPAC and HVSr in sites of complex geology". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 57, 133-142.
- Cheddadi, A. (2001). "Caracterización sísmica del suelo de la ciudad de Granada mediante análisis espectrales del ruido de fondo sísmico". Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Cho, I., Tada, T., and Shinoaki, Y. (2004). "A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms". *Geophysics*: 69(6), 1535-1551.
- Cho, I., Tada, T., and Shinoaki, Y. (2006). "Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh wave in broad wavelength ranges using microtremor records". *J. Geophys. Res.*: 111, B09315.

- Coccia, S., Del Gaudio, V., Venisti, N., and Wasowski, J. (2010). "Application of Refraction Microtremor (ReMi) technique for determination of 1-D shear wave velocity in a landslide area". *Journal of Applied Geophysics*: 71, 71-89.
- De Rossi, M.S. (1883). "Programma dell'observatorio ed archivio centrale geodinamico". *Bull. Vulc. Ital.*: 10, 49-121.
- Douglas, J., Gehl, P., Bonilla, L.F., Scotti, O., Régnier, J., Duval, A.M., and Bertrand, E. (2009). "Making the Most of Available Site Information for Empirical Ground-Motion Prediction". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 99(3), 1502-1520.
- Eker, A.M., Akgün, H., and Koçkar, M.K. (2012). "Local site characterization and seismic zonation study by utilizing active and passive surface wave methods: A case study for the northern side of Ankara, Turkey". *Engineering Geology*: 151(0), 64-81.
- EMS (European Macroseismic Scale). (1998). Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Musée National d'Histoire Naturelle Section Astrophysique, Luxembourg.
- EN 1998-1 Eurocode 8. (1998). "Design of structures for earthquake resistance- Parte 1: General rules, seismic actions and rules for building". *EN 1998*, European Committee for Standardization (CEN).
- Enomoto, T., Kuriyama, K., Navarro, M., and Iwatate, T. (2002). "Site-effects evaluation by H/V spectra comparing microtremor with strong motion records observed at ground surface and basement using borehole". *12th European Conference on Earthquake Engineering*, paper 593, London.
- EPRI (Electrical Power Research Institute). (1991). "Standardization of the Cumulative Absolute velocity". *Report No. EPRI TR-100082-T2*, Palo Alto, California.
- Espinar, M. (1994). "Los estudios de sismicidad histórica en Andalucía: Los terremotos históricos de la provincia de Almería". *Instituto de Estudios Almerienses. El estudio de los terremotos en Almería*: (16), 115-180.
- Faccioli, E., and Cauzzi, C.(2006). "Macroseismic intensities for seismic scenarios estimated from instrumentally based correlations". In *Proceedings of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology* (a joint event

- of the 13th ECEE and 30th General Assembly of the ESC)-Geneve, Switzerland: paper no. 569.
- Feriche, M. (1994). "Daños producidos por terremotos". Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos". Granada, España.
- Feriche, M. (2012). "Elaboración de escenarios sísmicos de daños sísmicos en la ciudad de Granada". Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Gaspar-Escribano, J., Navarro, M., Benito, B., García-Jerez, A., and Vidal, F. (2010). "From regional- to local-scale seismic hazard assessment: examples from Southern Spain". *Bull Earthquake Eng*: 8(6), 1547-1567.
- García-Jerez, A., Navarro, M., Alcalá, F.J., Luzón, F., Pérez-Ruiz, J.A., Enomoto, T., Vidal, F., and Ocaña, E. (2007a). "Shallow velocity structure using joint inversion of array and H/V spectral ratio of ambient noise: the case of Mula town (SE of Spain) ". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 27, 907-919.
- García-Jerez, A., Navarro, M., Luzón, F., and Pérez-Ruiz, J.A. (2007b). "Obtención de modelos de velocidad de onda S a partir de las características de las ondas superficiales mediante combinación paralelizada de métodos iterativos de minimización local y métodos de búsqueda aleatoria". In: *Proceedings Tercer Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, pp 504–512.
- García-Jerez, A., Luzón, F., Navarro, M., and Pérez-Ruiz, J.A. (2008). "Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a Spatial Autocorrelation method". *Geomorphology*: 93, 74-88.
- García-Jerez, A. (2010). "Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva". Tesis Doctoral. Universidad de Almería. 273 pp.
- García-Mayordomo, J. y Martínez-Díaz, J.J. (2006). "Caracterización sísmica del anticlinorio del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas". *Geogaceta*: 40, 19-22.
- Golden Software Inc. (2009). "Surfer 9 user's guide: contouring and 3D surface mapping for scientist and engineers". Contouring and 3d surface mapping. 2009. Colorado, USA.
- Grasso, S., and Maugeri, M. (2014). "Seismic microzonation studies for the city of Ragusa (Italy)". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 56(0), 86-97.

- Haskell, N.A. (1953). "The dispersion of surface waves on multilayered media". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 43(1), 17-34.
- Hashash, Y.M.A. (2009). "DEEPSOIL V. 5.1, Tutorial and user manual". University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, Illinois.
- Hays, W. (1996). "Overview of the professional practice of seismic zonation: The intersection of science, Technology and Policy". Barcelona.
- Hazelhurst, G. "Seismic cable assembly". [US3786410]. (1974). United states.
- Heisey, J.S., Stokoe II, K.H., and Meyer, A.H. (1982). "Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves". *Transportation Research Record*: 852, 22-31.
- Housner, G.W. (1952). "Spectrum intensity of strong-motion earthquake". *Proceedings of the Symposium on Earthquake and Blast Effects on Structures, UCLA, June 1952*: 20-36.
- IBC (International Building Code). (2012). International Code Council, ICC. Whittier, CA, USA.
- IGME (1982). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (Hoja 953) Lorca". *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*, Madrid.
- IGME (1992). "Study of Seismic Vulnerability and Seismic Risk of Lorca and its Municipality". 1-197.
- IGN (Instituto Geográfico Nacional). (2011). "Informe del sismo de Lorca del 11 de mayo de 2011". Redacción IGN, IGME, UPM, y AEIS. 138 pp.
- Imai, T. (1981). "P- and S-wave velocities of the ground in Japan". *Proceedings of the 9th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Tokyo, vol. 2, 215-240.
- Ismail, A., Brett Denny, F., and Metwaly, M. (2014). "Comparing continuous profiles from MASW and shear-wave reflection seismic methods". *Journal of Applied Geophysics*: 105(0), 67-77.
- Ivanov, J., Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J. (2000). "Mapping Poisson's Ratio of unconsolidated materials from a joint analysis of surface-wave and refraction events". *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2000)*: Arlington, Virginia, 1-14.

- Ivanov, J., Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., and Overtone, R. (2001). "Modal separation before dispersion curve extraction by MASW method". *Proceedings of the SAGEEP 2001*: Denver, Colorado, SSM-3, 1-11.
- Iwahashi, J., Kamiya, I., and Matsuoka, M. (2010). "Regression analysis of V_{S30} using topographic attributes from a 50-m DEM". *Geomorphology*: 117, 202-205.
- James, N., and Sitharam, T.G. (2014). "Assessment of Seismically Induced Landslide Hazard for the State of Karnataka Using GIS Technique". *J Indian Soc Remote Sens*: 42(1), 73-89.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., and Michael, J.A. (2000). "A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps". *Engineering Geology*: 58(2000), 271-289.
- Kagawa, T., and Group for Spanish-Japanese joint work on microzonation of Granada basin. (1999). "Microtremor array observation in the Granada basin, southern Spain". *Joint study on seismic microzonation in Granada basin, Spain*, 64-81. Tokyo Institute of Technology.
- Kamalian, M., Jafari, M.K., Ghayamghamian, M.R., Shafiee, A., Hamzehloo, H., Haghshenas, E., and Sohrabi-bidar, A. (2008). "Site effect microzonation of Qom, Iran". *Engineering Geology*: 97(1-2), 63-79.
- Kanai, K. (1957). "The requisite conditions for predominant vibration of ground". *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*:31,457.
- Kanli, A.I., Tildy, P., Pronay, Z., Pinar, A., and Hermann, L. (2006). " V_{S30} mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey". *Geophysical Journal International*, 165(1): 223-235.
- Konno, K., and Ohmachi, T. (1998). "Ground-motion characteristic estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremors". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 88, 228-241.
- Kokusho, T. (1987). "In-situ dynamic soil properties and their evaluation". *Proceedings of the 8th Asian Regional Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Kyoto, vol. 2, 215-240.
- Kostelnicek, R.J. "System for transporting seismic energy detectors". [US3930219]. (1975). United States.

- Kovach, R.L. (1965). "Seismic surface wave; some observations and recent developments". In L.H Ahrens, F. Press. S.K. Runcorn, and H.C. Urey, eds., *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, Pergamon Press. 251-314.
- Kruppenbach, J.A., and Bedenbender, J.W. "Towed land cable". [US3954154]. (1976). United States.
- Lacoss, R.T., Kelly, E.J., and Nafi, T.M. (1969). "Estimation of seismic noise structure using arrays". *Geophysics*: 34 (1), 21-38.
- Lamontagne, M., Thomas, M., Silliker, J., and Jobin, D. (2011). "Detailed gravity survey to help seismic microzonation: Mapping the thickness of unconsolidated deposits in Ottawa, Canada". *Journal of Applied Geophysics*: 75(3), 444-454.
- Lange, G. (1968). "Una medida de intensidad sísmica". Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Lankston, R.W. (1990). "High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation". S.H. Ward, ed., *Geotechnical and Environmental Geophysics*: (1), 45-73.
- Lemoine, A., Douglas, J., and Cotton, F. (2012). "Testing the applicability of correlations between topographic slope and V_{S30} for Europe". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 102(6), 2585-2599.
- López-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales, J., and Stich, D. (2012). "Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2. Lorca earthquake (Spain)". *Geophysical Research Letters*: 39.
- Louie, J.N. (2001). "Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays". *Bulletin of the Seismologic Society of America*: 91 (2), 347-364.
- Mahajan, A.K., Slob, S., Ranjan, R., Sporry, R., Champati ray, P.K., and van Westen, C. (2007). "Seismic microzonation of Dehradun City using geophysical and geotechnical characteristics in the upper 30 m of soil column". *J Seismol*: 11(4), 355-370.
- Martínez-Díaz, J.J. (2000). "Análisis sismotectónicos de la serie sísmica de Adra: Mecanismos de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el sires de la cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. España*: 13(1), 31-44.

- Martínez-Díaz J.J., Bejar-Pizarro M., Álvarez-Gómez J.A., de Lis Mancilla F., Stich D., Herrera G., and Morales J. (2012). "Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake". *Tectonophysics*: 546-547, 28-37.
- Martínez-Pagán, P. (2007). "Prospección Geofísica-2": Métodos Sísmicos. Universidad Politécnica de Cartagena. 1-137.
- Martínez-Pagán, P., Navarro, M., Pérez-Cuevas, J., García-Jerez, A., Alcalá F.J., Sandoval-Castaño, S., and Alhama, I. (2012). "Comparative study of SPAC and MASW methods to obtain the V_{S30} for seismic site effect evaluation in Lorca town, SE Spain". *Near Surface Geoscience 2012-18th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics*: Paris, France, 3-5 September, P61.
- Martínez-Pagán, P., Navarro, M., Pérez-Cuevas, J., García-Jerez, A., Alcalá F.J., and Segura-Quiles, F. (2013). "Shear wave velocity structure for seismic microzonation of Lorca town (SE Spain) from MASW Analysis". *Near Surface Geoscience 2013-19th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics*: Bochum, Germany, 9-11 September, Tu P01.
- Martínez-Pagán, P., Navarro, M., Pérez-Cuevas, J., Alcalá F.J., García-Jerez, A., and Sandoval-Castaño, S. (2014). "Shear-wave velocity based seismic microzonation of Lorca city (SE Spain) from MASW analysis". *Near Surface Geophysics*: 12, 739-749.
- Martínez-Solares, J.M. (2011). "Sismicidad pre-instrumental. Los grandes terremotos históricos de España". *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*: 19(3), 296-304.
- Medvedev, S., Sponheuer, W., and Karník, V. (1964). "Neue seismische Skala". 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9. bis 30.9. 1962 in Jena, Veröff. Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin: 77, 69–76.
- Medvedev, S., and Sponheuer, W. (1969). "Scale of seismic intensity". *Proc. World Conference on Earthquake Engineering*, 4th, Santiago de Chile.
- Mercalli, G. (1884). "L'isola d'Ischia ed il terremoto del 28 luglio 1883". *Memorie R. Istituto Lombardo, cl. Sc. Mat. Nat.*:15, 99-154.

- Morales, J., Benito, B., and Luján, M. (2003). "Expected ground motion in the south-east of Spain due to an earthquake in the epicentral area of the 1910 Adra earthquake". *Journal of Seismology*: 7, 175-192.
- Morikawa, H. (2006). A method to estimate phase velocities of surface waves using array observations records of three-component microtremors. *Structural Eng. / Earthquake Eng. JSCE*: 23, 143-148.
- Miller, P., Speece, M., and Link, C. "Rapidly deployable, three-dimensional seismic recording system". [US2005249039]. (2005).
- Miller, R.D., Xia, J., and Park, C.B. (1999) "Using MASW to map bedrock in Olathe, Kansas". Open file report- Kansas survey, 99-9.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., and Ivanov, J. (2001). "Shear wave velocity field to detect anomalies under asphalt". *Proceedings of the 52nd Highway Geology Symposium*, May 16, Baltimore, 1-11.
- Motazedian, D., Hunter, J.A., Belvaux, M., Sivathayalan, S., Pugin, A., Chouinard, L., Khaheshi Banab, K., Crow, H.L., Tremblay, M., Perret, D., and Rosset, Ph. (2010). "Seismic Microzonation of Montreal and Ottawa, Canada". In proceedings 10th Canadian & 9th US National Conference on Earthquake Engineering, Toronto.
- Muñoz Clares, M., Fernández Carrascosa, M., Alcolea López, M.O., Arcas Navarro, M.C., Arcas Ruiz, N., Caro del Vas, P., Cruz López, M.T., García Poveda, M., García Valera, M.A., Llamas Martínez, B., and Ruiz Llanes, A.E. (2012). "Sismicidad histórica y documentación municipal: el caso de Lorca". *Boletín Geológico y Minero*: 123(4), 415-429.
- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface". *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*: 3, 25-33.
- Narciso J., Vilanova S., Carvalho J., Pinto C., Lopes I., Nemser E., Oliveira C., and Borges J. (2013). "Site-condition map for Portugal based on V_{S30} values and evaluation of the applicability of V_{S30} proxies". *Proceedings of the European Geosciences Union Assembly*, Vienna.
- Nath, S.K., Thingbaijam, K K.S., Adhikari, M.D., Nayak, A., Devaraj, N., Ghosh, S.K., and Mahajan, A.K. (2013). "Topographic gradient based site characterization in

- India complemented by strong ground-motion spectral attributes". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 55(0), 233-246.
- Navarro, M., Corchete, V., Badal, J.I., Pujades, L., Canas, J.A., and Vidal, F. (1997). "Inversion of Rg waveform in southern Spain". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 87, 847-865.
- Navarro, M., Enomoto, T., Sánchez, F.J., Matsuda, I., Iwatate, T., Posadas, A.M., Luzón, F., Vidal, F., and Seo, K. (2002a). "Surface Soil Effects Study Using Short-period Microtremor Observations in Almería City, Southern Spain". *Earthquake Microzoning*. A. Roca, and C. Oliveira, eds., Birkhäuser Verlag, Switzerland, 2481-2497.
- Navarro, M., Alcalá-García, F.J., Vidal, F., Enomoto, T., Abeki, N., and Sánchez, F.J. (2002b). "Evaluation of site effects in Adra town (southern Spain)". *Física de la Tierra*: 14, 215-228.
- Navarro, M., Vidal, F., Enomoto, T., Alcalá, F.J., García-Jerez, A., Sanchez, F.J., and Abeki, N. (2007). "Analysis of the weightiness of site effects on reinforced concrete (RC) building seismic behaviour: The Adra town example (SE Spain)". *Earthquake Engng. Struct. Dyn.*: 36(10), 1363-1383.
- Navarro, M., García-Jerez, A., Alcalá, F.J., Vidal, F., Enomoto, T., Luzón, F., and Creus, C. (2008). "V_{S30} structure of Lorca town (SE Spain) from ambient noise array observation". *Proceeding 31st General Assembly of the European Seismological Commission (ESC)*. 2008, Hersonissos, Crete, Greece.
- Navarro, M., García-Jerez, A., Alcalá, F.J., Vidal, F., Aranda, C., and Enomoto, T. (2012). "Analysis of site effects, building response and damage distribution observed due the 2011 Lorca, Spain, Earthquake". 15th World Conference on Earthquake Engineering, 24 to 28 September 2012, Lisbon, Portugal. Paper: 3537.
- Navarro, M., García-Jerez, A., Alcalá, F.J., Vidal, F., and Enomoto, T. (2014). "Local site effect microzonation of Lorca town (Southern Spain)". *Bulletin of Earthquake Engineering*: 12, 1933-1959.
- Nazarian, S., Stokoe II, K.H., Wright, S.G., and Hudson, W.R. (1983). "Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems". *Transportation Research Record*: 930, 38-45.

- NCSE-02 (2002). "Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación". Real Decreto 997/2002, de 27 de Septiembre. *Publicado en el BOE*: 244, 35898-35967.
- NEHRP. (1993). "Building for future". *Fiscal Years 1991-1992 Report to Congress, National Earthquake Hazard Reduction Program*: Washington, D.C., 123 pp.
- NEHRP. (2001). "National Earthquake Hazards, Reduction Program (NEHRP)". *Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and Other Structures, Part 1 – Provisions and Part 2 – Commentary*, Reports No. FEMA-368 and FEMA-369, prepared by the Building Seismic Safety Council for the Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.
- Nguyen, L.M., Lin, T.L., Wu, Y.M., Huang, B.S., Chang, C.H., Huang, W.G., Le, T.S., Nguyen, Q.C., and Dinh, V.T. (2012). "The first peak ground motion attenuation relationships for North of Vietnam". *Journal of Asian Earth Sciences*: 43(1), 241-253.
- Nogoshi, M., and Igarachi, T. (1971). "On the amplitude characteristic of microtremor (part 2)". *Jour. Seism. Soc. Japan*: 24, 26-40.
- Ohta, Y., and Goto, N. (1978). "Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes". *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*: 6(2), 167-187.
- Okada, H. (2003). "The microtremor survey method (translated by Koya Suto)". *Society of Exploration Geophysicist, Geophysical Monograph Series*: 12.
- Ordaz, M., and Montoya, C. Programa DEGTRA A4 version 4.06. 2002. México, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Park, C.B. (1995). "Characterization of geotechnical sites by Multichannel Analysis of Surface Wave". *Proceedings of the Korean Ground Society, 95th annual meeting*: Seoul, Korea, 15-21.
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J. (1996). "Multi-Channel Analysis of Surface Wave using Vibroseis (MASWV)". *Society of Exploration Geophysicists (SEG)*: 68-71.
- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J. (1998). "Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record". *The Society of Exploration Geophysicists*, 1377-1380.

- Park, C.B., Miller, R.D., and Xia, J. (1999). "Multichannel analysis of surface waves". *Geophysics*: 64, 800-808.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., and Ivanov, J. (2000). "Multichannel seismic surface-wave methods for geotechnical application". *Proceedings of the First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies to Transportation Facilities and Infrastructure*: St. Louis, December 11-15.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., and Ivanov, J. (2001). "Characterization of geotechnical sites by Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW) method". *Tenth International conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering (SDEE)*: Philadelphia, 1-16.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., Ryden, N., and Ulriksen, P. (2003). "The MASW method- what and where it is". *Proceedings of the 65th Annual Conference of the European Association of Geoscientist and Engineers (EAGE)*, 2-5 June 2003, Stavenger, Norway.
- Park, C.B., Miller, R.D., Ryden, N., Xia, J., and Ivanov, J. (2005). "Combined Use of Active and Passive Surface Waves". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*: 10(3), 323-334.
- Park, C.B. (2006). "Multichannel analysis of surface waves. Active and passive methods". *Proceedings of the Korean Society of Exploration Geophysicists (K-SEG) Ann. Conference*: Daejeon, Korea, May 26-27.
- Park, C.B., and Miller, R.D. (2008). "Roadside Passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)". *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*: 13(1), 1-11.
- Park, C.B. (2011). "Imaging dispersion of MASW data; full vs. selective offset scheme". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*; 16(1), 13-23.
- Pelekis, P.C., and Athanasopoulos, G.A. (2013). "Seismic microzonation of Chania, Crete (Greece) based on SASW measurements and non-linear site response analyses". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 53(0), 145-159.
- Pérez-Cuevas, J., Martínez-Pagán, P., Navarro, M., and García-Jerez, A. (2014). "Estimation of ground motion parameters presented in the town of Lorca (SE Iberian Peninsula) during the 2011 earthquake". *Near Surface Geoscience 2014-*

- 20th European Meeting of environmental and Engineering Geophysics, Athens, Greece, 14-18 September 2014. Mo PA1 15
- Pérez Santisteban, I. (2012). "Caracterización geotécnica de los suelos de Madrid mediante la técnica REMI (Refraction Microtremor)". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 239 pp.
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J., and Zschau, J. (2010). "Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: a comparison of proxies for seismic site conditions and amplification". *Geophysical Journal International*: 182(1), 355-367.
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., and Zschau, J. (2011). "Evaluation of proxies for seismic site conditions in large urban areas: The example of Santiago de Chile". *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*: 36(16), 1259-1266.
- Pugin, A.J.M., Larson, T.H., Sargent, S.L., McBride, J.H., and Bexfield, C.E. (2004). "Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, U.S". *The Leading Edge*: 23(7), 677-682.
- Rayleigh, L. (1885). "On waves propagated along the plane surface of an elastic solid". *Proc. Lond. Math. Soc.*: 17,4.
- Reynolds, J. (1997). "An introduction to applied and environmental geophysics". John Wiley and Sons, London, 793 pp.
- Richter, C.F. (1958). "Elementary seismology". Freeman and Co., San Francisco, CA, USA.
- Schnabel, P.B., Lysmer, J., and Seed, H.B. (1972). "SHAKE: A computer program for earthquake engineering analysis of horizontally layered sites". Report no. UCB/EERC-72/12. *Earthquake Engineering Research Center*, Univ. California, Berkeley, 102.
- Schwab, F.A., and Knopoff, L. (1972). "Fast surface wave and free mode computation, in methods in computational physics". B.A. Bolt ed., 87-180 (Academic Press).
- Scott, J.B., Rasmussen, T., Luke, B., Taylor, W.J., Wagoner, J.L., Smith, S. B., and Louie, J.N. (2006). "Shallow Shear Velocity and Seismic Microzonation of the Urban Las Vegas, Nevada, Basin". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 96(3), 1068-1077.

- Semblat, H., and Pecker, A. (2009). "Waves and Vibrations in Soils: Earthquake, traffic, shocks, construction works". IUSS Press. Pavia, Italy, 500 pp.
- Sieberg, A. (1912). "Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenstärke". *Gerlands Beitrage Geophysik*:11, 227–239.
- SISMIMUR (2006). "Plan especial de protección civil ante el riesgo sísmico en la región de Murcia". *Consejería de Presidencia. Dirección General de Protección Civil*.
- SISMOSAN (2007). "Proyecto de Peligrosidad y Riesgo Sísmico en Andalucía". *Informe interno realizado para la Consejería de Gobernación de la Junta de Andalucía*. 5 volúmenes.
- Sitharam, T.G., Kolathayar, S., and James, N. (2014). "Probabilistic assessment of surface level seismic hazard in India using topographic gradient as a proxy for site condition". *Geoscience Frontiers*, In press.
- Socco, L.V., Foti, S., and Boiero, D. (2010). "Surface-wave analysis for building near-surface velocity models, established approaches and new perspectives." *Geophysics*: 75(5), 75A83-75A102.
- Stokoe II, K.H., and Woods, R.D. (1972). "In situ shear wave velocity by Crosshole method". *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*: 98(5), 443-460.
- Stokoe II, K.H., Wright, S.G., and Bay, J.A. (1994). "Characterization of geotechnical sites by SASW method". ISSMFE Technical Committee # 10 for XII, *Geophysical Characterization of Sites*: 15-25.
- Tallavó, F., Cascante, G., and Pandey, M. (2009). "Experimental and numerical analysis of MASW tests for detection of buried timber trestles". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*: 29(1), 91-102.
- Teixido, T. (2000). "Caracterización del Subsuelo Mediante Sísmica de Reflexión de Alta Resolución". Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 253 pp.
- Thigpen, B. "Towable seismic detector conveyance". [US3921755]. (1975). United States.
- Tiedemann, T. (1992). "Earthquakes and volcanic eruptions: A handbook on risk assessment". *Swiss Reinsurance Co.* Zurich, Switzerland. 951 pp.

- Tokimatsu, K. (1997). "Geotechnical site characterization using surface waves". In: Ishihara K (ed) Earthquake geotechnical engineering. Balkema, Rotterdam, pp 1333–1368.
- Trifunac, M.D., and Brady, A.G. (1975a). "A study on duration of strong earthquake ground motion". *Bull. Seismol. Soc. Am.*: 65, 581-626.
- Trifunac, M.D., and Brady, A.G. (1975b). "On the correlation of seismic intensity scales with peaks of the recorded ground motion". *Bull. Seismol. Soc. Am.*: 65, 139-162.
- UNISDR (United Nations Office for Disaster Risk Reduction) (1999). "The international decade for natural disaster reduction 1990-1999". Global assessment report on disaster risk reduction Geneva, Switzerland <http://www.preventionweb.net/english/professional/contacts/v.php?id=2672> (visto 20/09/2014).
- Vidal, F. (1986). "Sismotectónica de la región Bética-Mar de Alborán". Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 457 pp.
- Vidal, F., Abeki, T., Navarro, M., Enomoto, T., Watanabe, K., and Seo, K. (1996). "Distribution of the predominant period of ground shaking in south western Almería province (Spain) by using microtremor data". *Annual Meeting of the Seismological Society of Japan*.
- Vidal, F. (2011). "El terremoto de Alhama de Granada de 1884 y su impacto". *Anuari Verdguer*: 19, 11-45.
- Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., and Kanamori, H. (1999). "Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California". *Earthquake Spectra*: 15(3), 557-564.
- Wald, D., Wald, L., Goltz, J., Worden, B., and Scrivner, C. (2000). "Shake Maps" Instant Maps of Earthquake Shaking, U.S. Geological Survey Fact Sheet 103-00.
- Wald, D.J., Worden, B.C., Quitoriano, V., and Pankow, K.L. (2005). Shake map manual: Technical manual, User's Guide, and Software Guide. <http://pubs.usgs.gov/tm/2005/12A01/>.
- Wald, D.J., and Allen, T.I. (2007). "Topographic slope as a proxy site condition". *Bulletin of the Seismologic Society of America*: 97(5), 1379-1395.

- Wolf, K.B. (1995). "Geometry and dynamics in refracting systems". *European Journal of Physics*: 16, 14-20.
- Wood, H.O., and Neumann, F. (1931). "Modified Mercalli intensity scale of 1931". *Bulletin of the Seismological Society of America*: 21(4), 277-283.
- Woods, R.D. (1978). "Measurements of dynamic soil properties". *Proceedings of the Earthquake Engineering and Soil Dynamics Conference, Geotechnical Engineering Division Specialty Conference*, Pasadena, CA: (1), 91-178.
- Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B. (1999a). "Configuration of near-surface shear-wave velocity by inverting surface wave". *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 99)*, Oakland, CA, March 14-18, 95-104.
- Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B. (1999b) "Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave". *Geophysics*: 64, 691-700.
- Xia, J., Park, C.B., Hunter, J.A., Harris, J.B., and Ivanov, J. (2002). "Comparing shear-velocity profiles from multichannel Analysis of surface wave with borehole measurement". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (SDEE)*: 22(3) 181-190.
- Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B. (2003). "Inversion of high frequency surface wave with fundamental and higher modes". *Journal Applied Geophysics*: 52, 45-57.
- Xu, C., and Butt, S.D. (2006). "Evaluation of MASW techniques to image steeply dipping cavities in laterally inhomogeneous terrain". *Journal of Applied Geophysics*: 59(2), 106-116.
- Zywicki D.J. (1999). "Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves". PhD thesis, Georgia Institute of Technology, USA.

Anexo 1

Descripción de las escalas de intensidad EMS-98 y MM

**A.1.1 GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MACROSÍSMICA
EUROPEA (EMS-98)**

**A.1.2 GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MODIFICADA DE
MERCALLI (MM)**

ANEXO 1

DESCRIPCIÓN DE LAS ESCALAS DE INTENSIDAD EMS-98 Y MM

A.1.1 GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MACROSÍSMICA EUROPEA (EMS-98)

La descripción de la escala EMS-98 hace referencia a la vulnerabilidad de la calidad constructiva de todos los elementos estructurales que puedan ser afectados por la aceleración del terreno y al daño sísmico que puede sufrir una infraestructura por los efectos de un terremoto. La vulnerabilidad se designan con letras desde la A (construcción más susceptible de ser dañada), a la E (construcción más resistente a las vibraciones del terreno y con tipologías de construcción más modernas) (Tabla A1.1) y el daño sísmicos se cuantifica en 6 grados de 0 a 5, siendo el valor 0 asignado a edificaciones sin daños, y 5 a la destrucción total de la edificación (Figura A1.1; Figura A1.2).

Tabla A1.1. Asignaciones de vulnerabilidad de tipo constructivo en función del tipo de material y diseño utilizado (EMS 1998).

Tipo de Estructura		Clase de Vulnerabilidad					
		A	B	C	D	E	F
MAMPOSTERÍA	Paredes de peña viva/ roca de cantera	○					
	Adobe (ladrillo de tierra)	○—					
	Roca simple	—○					
	Roca masiva	—○—					
	Unidades de roca manufacturada	—○—					
	Ladrillo no reforzado, pisos de HA	—○—					
	Reforzado o confinado	—○—					
HORMIGÓN ARMADO (HA)	Armazón sin diseño sismoresistente (DSR)	—○—					
	Armazón con un nivel moderado de DSR	—○—					
	Armazón con un alto nivel de DSR	—○—					
	Paredes sin DSR	—○—					
	Paredes con un nivel moderado de DSR	—○—					
	Paredes con un nivel alto de DSR	—○—					
ACERO	Estructuras de acero	—○—					
MADERA	Estructuras de madera	—○—					

○ Clase de vulnerabilidad más probable; — Rango probable;
--- Rango de casos excepcionales, menos probables.

Figura A1.1. Daños en construcciones típicas de la clase de vulnerabilidad tipos A y B (tomada de SISMIMUR 2006).

Figura A1.2. Daños en construcciones típicas de la clase de vulnerabilidad tipo C (tomada de SISMIMUR 2006).

La definición porcentual de los términos utilizados (Figura A1.3) en la descripción de la escala EMS-98 va a permitir una correcta comprensión de dicha escala.

Figura A1.3. Definición porcentual de los términos utilizados en la descripción de escala EMS-98 (EMS 1998).

ESTRUCTURA DE LA ESCALA EMS-98:

- a) Efectos en las personas.
- b) Efectos en objetos o en la naturaleza.
- c) Daños a edificios.

Comentario preliminar:

Cada grado de intensidad puede incluir también los efectos de vibración del grado o grados de intensidad inferior correspondientes, aun cuando estos efectos no se mencionen explícitamente.

I. No se ha sentido

- a) No sentido, aun en las condiciones más favorables.
- b) Sin efecto.
- c) Sin daños.

II. Apenas sentido

- a) El temblor es sentido sólo en casos aislados (< 1%) por individuos en reposo y en una posición especialmente receptiva en el interior de un edificio o vivienda.
- b) Sin efecto.
- c) Sin daños.

III. Débil

- a) El temblor es sentido en el interior de viviendas y edificios por algunas pocas personas. Las personas en reposo sienten un balanceo lento o temblor leve.

- b) Los objetos colgantes se mecen levemente.
- c) Sin daños.

IV. Observado ampliamente

- a) El temblor es sentido por muchas personas en el interior y sólo por pocos en el exterior de viviendas o edificios. Algunas personas se despiertan. El nivel de vibración no es alarmante. La vibración es moderada. Los observadores sienten un leve temblor o balanceo del edificio, dormitorio, cama, silla, etc.
- b) La porcelana, vasos, ventanas y puertas traquetean. Los objetos colgantes se balancean. Los muebles ligeros vibran notablemente en algunos pocos casos. En algunos casos los objetos de carpintería crujen.
- c) Sin daños.

V. Fuerte

- a) El temblor es sentido por la mayoría en el interior y por pocos en el exterior de viviendas o edificios. Algunas pocas personas se asustan y corren al exterior. Muchas personas se despiertan. Los observadores sienten una fuerte vibración del edificio, dormitorio o de los muebles.
- b) Los objetos colgantes se mecen considerablemente. La porcelana y los vasos entrechocan y repiquetea. Los objetos pequeños que son más pesados en su parte alta o bien los objetos que se sostienen de forma precaria se pueden mover o caer. Las puertas y ventanas se abren o se cierran. En algunos pocos casos los cristales de las ventanas se pueden quebrar. Los líquidos oscilan y se pueden derramar de contenedores llenos hasta el borde. Los animales en el interior se pueden inquietar.
- c) Daños de grado 1 en algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad A y B.

VI. Daños leves

- a) El temblor es sentido por la mayoría en el interior y por muchos en el exterior de viviendas o edificios. Algunas personas pierden el equilibrio. Muchas personas se asustan y corren al exterior.

- b) Los objetos pequeños de estabilidad normal pueden caerse y los muebles pueden desplazarse. En algunos casos se pueden romper platos y vasos. Los animales de granja se pueden asustar (incluso aquellos que se encuentran en el exterior).
- c) Daños de grado 1 a muchos edificios de clase de vulnerabilidad A y B; algunos pocos de clase A y B sufren daños de grado 2; algunos pocos de la clase C sufren daños de grado 1.

VII. Daños

- a) La mayoría de las personas se asustan y tratan de correr hacia el exterior. A muchos les cuesta mantenerse de pie, especialmente en los pisos altos.
- b) Los muebles se desplazan y los muebles que son más pesados en su parte superior pueden volcarse. Se caen los objetos de los estantes en gran número. El agua salpica en los contenedores, tanques y piscinas.
- c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 3 y algunos pocos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 2 y algunos pocos de grado 3. Algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 2. Algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 1.

VIII. Daños severos

- a) Mucha gente encuentra difícil mantenerse de pie, incluso en el exterior.
- b) Los muebles pueden volcarse. Se caen los objetos tales como televisiones, máquinas de escribir, etc. Las lápidas pueden desplazarse o caerse. Se pueden ver ondas en suelos muy suaves.
- c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 4 y algunos pocos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 3 y algunos pocos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 2 y algunos pocos de grado 3. Algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 2.

IX. Destructivo

- a) Pánico general. El terremoto tira a la gente al suelo.
- b) Muchos monumentos y columnas se caen o se retuercen. Se ven ondas en suelos suaves.
- c) Muchos edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 4 y algunos pocos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 3 y algunos pocos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 2 y algunos pocos de grado 3. Algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad E sufren daños de grado 2.

X. Muy destructivo

- c) La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad A sufren daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 4 y algunos pocos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 3 y algunos pocos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad E sufren daños de grado 2 y algunos pocos de grado 3. Algunos pocos edificios de clase de vulnerabilidad F sufren daños de grado 2.

XI. Devastador

- c) La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad B sufren daños de grado 5. La mayoría de los edificios de clase de vulnerabilidad C sufren daños de grado 4 y muchos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad D sufren daños de grado 4 y algunos pocos de grado 5. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad E sufren daños de grado 3 y algunos pocos de grado 4. Muchos edificios de clase de vulnerabilidad F sufren daños de grado 2 y algunos pocos de grado 3.

XII. Totalmente devastador

- c) Todos los edificios de clase de vulnerabilidad A, B y prácticamente todos los de clase C quedan destruidos. La mayoría de los edificios de las clases D, E y F

quedan destruidos. Los efectos del terremoto alcanzan los efectos máximos concebibles.

A.1.2 GRADOS DE INTENSIDAD DE LA ESCALA MODIFICADA DE MERCALLI (MM)

DEFINICIÓN DE LOS TIPOS DE MAMPOSTERÍA

Tipo A.

Buena calidad de ejecución, mortero y diseño, reforzada y confinada empleando varillas de acero, diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo B.

Buena calidad de ejecución, reforzada, pero no diseñada específicamente para resistir cargas laterales de sismo.

Tipo C

Calidad de ejecución media, sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales.

Tipo D

Materiales de baja resistencia, tal como adobe, baja calidad de ejecución, muy débil para resistir cargas laterales.

ESTRUCTURA DE LA ESCALA MM:

I. Muy débil

No es sentido por las personas, es registrado por los instrumentos sismográficos.

II. Débil

Sentido solo por pocas personas en reposo, especialmente en los pisos superiores, objetos suspendidos pueden oscilar.

III. Leve

Sentido en el interior de las edificaciones, especialmente en pisos superiores, pero muchos pueden no reconocerlo como temblor, vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo liviano, objetos colgados oscilan.

IV. Moderado

Objetos suspendidos oscilan visiblemente, vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo pesado, vehículos estacionados se balancean, cristalería y vidrios suenan, puertas y paredes de madera crujen.

V. Poco fuerte

Sentido aún en el exterior de los edificios, permite estimar la dirección de las ondas, personas dormidas se despiertan, el contenido líquido de recipientes y tanque es perturbado y se puede derramar, objetos inestables son desplazados, las puertas giran y se abren o cierran, relojes de péndulo se paran.

VI. Fuerte

Sentido por todas las personas, muchos sufren pánico y corren hacia el exterior, se tiene dificultad al caminar establemente, vidrios y vajillas se quiebran, libros y objetos son lanzados de los anaqueles y estantes, los muebles son desplazados o volcados, el yeso de las paredes se puede agrietar y mampostería tipo D se fisuran, campanas pequeñas tañen.

VII. Muy fuerte

Se tiene dificultad en mantenerse parado, percibido por los conductores de vehículos en marcha, muebles se rompen, daños y colapso de mampostería tipo D, algunas grietas en mampostería tipo C, las chimeneas se fracturan a nivel de techo, caída del revoque de mortero, tejas, cornisas y parapetos si anclaje, algunas grietas en mampostería de calidad media, campanas grandes tañen, ondas de embalse y depósitos de agua.

VIII. Destructivo

La conducción de vehículos se dificulta, daños de consideración y colapso parcial de mampostería tipo C, algún daño en mampostería tipo B; algún daño en mampostería tipo A; caída del revoque de mortero y de algunas paredes de mampostería, caída de chimeneas de fábricas, monumentos y tanques elevados, algunas ramas de árboles se quiebran, cambio en el flujo o temperatura de pozos de agua, grietas en terreno húmedo y en taludes inclinados.

IX. Ruinoso

Pánico general, construcciones de mampostería tipo D totalmente destruidas, daño severo y colapso de mampostería tipo C, daño de consideración en mampostería tipo B, daño a fundaciones, daños y colapso de estructuras aporticadas, daño en ensamble y depósitos de agua, ruptura de tubería cerrada, grietas significativas visibles en el terreno.

X. Desastroso

La mayoría de las construcciones de mampostería y la base de los pórticos destruidos, algunas construcciones de madera de buena calidad dañadas, puentes destruidos, daño severo a represas, diques terraplenes, grandes deslizamientos de tierra, el agua de rebalsa en los bordes de los ríos, lagos y embalses, las vías de los trenes deformados ligeramente.

XI. Muy desastroso

Muchos edificios colapsan, algunos de los puentes se destruyen, aparecen grandes grietas en el suelo, las vías de los trenes deformados severamente, rupturas de tuberías enterradas que quedan fuera de servicio.

XII. Catastrófico

Destrucción total, grandes masas de roca desplazadas, las líneas de visión óptica distorsionadas, objetos lanzados al aire.

Anexo 2

**Columnas estratigráficas de los
sondeos y ensayos SPT recopilados
y realizados en la ciudad de Lorca**

ANEXO 2

COLUMNAS LITOLÓGICAS DE LOS SONDEOS Y ENSAYOS SPT RECOPILADOS Y REALIZADOS EN LA CIUDAD DE LORCA

Figura A2.1. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh1 y (b) sondeo Bh2.

Figura A2.2. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh3 y (b) sondeo Bh4.

Figura A2.3. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh5 y (b) sondeo Bh6.

Figura A2.4. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh7 y (b) sondeo Bh8.

Figura A2.5. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh10 y (b) sondeo Bh11.

Figura A2.6. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh12 y (b) sondeo Bh13.

Figura A2.7. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh15 y (b) sondeo Bh16.

Figura A2.8. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh17 y (b) sondeo Bh18.

Figura A2.9. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh19 y (b) sondeo Bh20.

Figura A2.10. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh21 y (b) sondeo Bh22.

Figura A2.11. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh23 y (b) sondeo Bh24.

Figura A2.12. Columnas litológicas, valores-N SPT y modelo de velocidad de cizalla: (a) sondeo Bh23 y (b) sondeo Bh24.

Anexo 3

Producción científica

La producción científica derivada de esta Tesis Doctoral se expone a continuación:

Artículos en revistas

Autores: Sandoval-Castaño, S.; Martínez-Pagán, P.; Alcaraz Aparicio, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; Alhama, I.

Título: Zonificación sísmica de la región de Lorca mediante el método del gradiente topográfico.

Revista: INGEOPRESS

Volumen: 1

Páginas: 22-24

ISSN 1136-4785

Fecha: 09/10/2011

Disponible en: <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=3776597>

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Sandoval-Castaño, S.; Alhama, I.

Título: Aplicación del método MASW para el estudio sobre microzonificación sísmica en la ciudad de Lorca.

Revista: Jornadas de Introducción a la investigación (AJICT) Volumen: 208 Páginas: 70-72

ISSN: 1888-8356

Fecha: 09/04/2013

Disponible en: <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4216844>

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; Alcalá, F.J.; García-Jerez, A.; Sandoval-Castaño, S.

Título: Shear-wave velocity based seismic microzonation of Lorca city (SE Spain) from MASW analysis.

Revista: Near Surface Geophysics

Volumen: 12

Páginas: 739-749

DOI:10.3997/1873-0604.2014032

Fecha: 10/04/2014

Disponible en: <http://nsg.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=78795>

Capítulos en libros

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Alcalá, F.J.; Sandoval-Castaño, S.; Alhama, I.

Título: Extended abstracts Near Surface Geoscience 2012- 18th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.

Volumen: 1

Paper: P61

Páginas: 517-521

ISBN: 978-1-62993-782-3

DOI: 10.3997/2214-4609.20143468

Fecha: 03/09/2012

Disponible en: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=61802>

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; Pérez-Cuevas, J., García-Jerez, A.; Alcalá F.J.; Sandoval-Castaño, S.; Segura-Quiles, F.
Título: Extended abstracts Near Surface Geoscience 2013- 19th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.
Volumen: 1 Paper: Tu P01 Páginas: 164-170
ISBN: 978-1-62993-774-8
DOI: 10.3997/2214-4609.20131351
Fecha: 09/09/2013
Disponible en: <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=70907>

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; Alcalá, F.J.; García-Jerez, A.; Sandoval-Castaño, S.
Título: Proceedings da 8ª assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofisica
Volumen: 1 Páginas: 89-97
ISBN: 978-989-98836-0-4
Fecha: 31/01/2014
Disponible en: http://www.8alegg.cge.uevora.pt/?page_id=148

Autores: González-García, L.; Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Vidal, F.
Título: Proceedings da 8ª assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofisica
Volumen: 1 Páginas: 57-64
ISBN: 978-989-98836-0-4
Fecha: 31/01/2014
Disponible en: http://www.8alegg.cge.uevora.pt/?page_id=148

Autores: Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; García-Jerez, A.; **Pérez-Cuevas, J.**; González-García, L.; Vidal, F.; Enomoto, T.
Título: Proceedings of 2ECCES: Special Sessions
Volumen: 1 Páginas: 1-3
Fecha: 29/08/2014
Disponible en: <http://www.eaee.org/proceedings-of-2ecces-special-sessions>

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; García-Jerez, A.
Título: Extended abstracts Near Surface Geoscience 2014- 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.
Volumen: 1 Paper: Mo PA1 15 Páginas: 119-123
ISBN: 978-1-63439-274-7
DOI: 10.3997/2214-4609.20141969
Fecha: 18/09/2014
Disponible en: <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=77636>

Autores: Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; García-Jerez, A.; **Pérez-Cuevas, J.**; Alcalá, F.J.; Vidal, F.; Enomoto, T.; Alguacil, G.; Aranda, C.
Título: International Symposium. Geohazards: Science, Engineering and Management.
Volumen: 1 Paper: EQ-14 Páginas: 317-329
Fecha: 21/11/2014
Disponible en: <http://www.ngeotechs.org/ngs/Geohazards2014/pdfs/33%20EQ-14.pdf>

Congresos Nacionales e Internacionales

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Sandoval-Castaño, S.; Alhama, I.
Título: Método MASW y análisis de gradiente topográfico para estudios de microzonificación sísmica en la ciudad de Lorca.
Tipo de participación: oral
Congreso: 7ma Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica
Lugar de celebración: San Sebastián-Donostia, España Fecha: 25-28 de Junio de 2012
Disponible en: http://www.aranzadi-zientziak.org/fileadmin/webs/7AHPGG/index_es.php

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; Pérez-Cuevas, J.; García-Jerez, A.; Alcalá, F.J.; Sandoval-Castaño, S.; Alhama, I.
Título: Comparative study of SPAC and MASW methods to obtain the V_{s30} for seismic site effect evaluation in Lorca town, SE Spain.
Tipo de participación: poster
Congreso: Near Surface Geoscience 2012
Lugar de celebración: París, Francia Fecha: 3-5 de Septiembre de 2012
Disponible en: <http://www.eage.org/events/index.php?eventid=577>

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Alcalá, F.J.; Sandoval-Castaño, S.; Segura-Quiles, F.
Título: Shear wave velocity structure for seismic microzonation of Lorca town (SE Spain) from MASW analysis.
Tipo de participación: poster
Congreso: Near Surface Geoscience 2013
Lugar de celebración: Bochum, Alemania Fecha: 9-11 de Septiembre de 2013
Disponible en: <https://www.eage.org/events/index.php?eventid=891&Opendivs=s3>

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; Alcalá, F.J.; García-Jerez, A.; Sandoval-Castaño, S.
Título: Microzonificación sísmica mediante velocidades de ondas de cizalla de la ciudad de Lorca (sureste de la Península Ibérica).
Tipo de participación: oral
Congreso: 8ª assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofisica
Lugar de celebración: Evora, Portugal Fecha: 29-31 de Enero de 2014
Disponible en: http://www.8alegg.cge.uevora.pt/?page_id=148

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Sandoval-Castaño, S.; Martínez-Pagán, P.; Alhama, I.; Navarro, M.
Título: Clasificación del suelo en la ciudad de Lorca (sureste de la Península Ibérica) a partir del método del gradiente topográfico.
Tipo de participación: poster
Congreso: 8ª assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofisica
Lugar de celebración: Evora, Portugal Fecha: 29-31 de Enero de 2014
Disponible en: http://www.8alegg.cge.uevora.pt/?page_id=148

Autores: González-García, L.; Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Vidal, F.

Título: Estructura de velocidad superficial de la ciudad de Almería (SE España) a partir del análisis MASW.

Tipo de participación: poster

Congreso: 8ª assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica

Lugar de celebración: Evora, Portugal

Fecha: 29-31 de Enero de 2014

Disponible en: http://www.8alegg.cge.uevora.pt/?page_id=148

Autores: Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; García-Jerez, A.; **Pérez-Cuevas, J.**; González-García, L.; Vidal, F.; Enomoto, T.

Título: Comparative study of SPAC and MASW methods to obtain the V_{s30} structure for seismic site effect evaluation in Almería town, SE Spain

Tipo de participación: poster

Congreso: Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology

Lugar de celebración: Estambul, Turquía

Fecha: 24-29 de Agosto de 2014

Disponible: <http://www.2eceeistanbul.org/>

Autores: **Pérez-Cuevas, J.**; Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; García-Jerez, A.

Título: Analysis of ground motion parameters from the 2011 earthquake in Lorca (SE Iberian Peninsula) based on seismic data.

Tipo de participación: poster

Congreso: Near Surface Geoscience 2014

Lugar de celebración: Atenas, Grecia

Fecha: 14-18 de Septiembre de 2014

Disponible en: <http://www.eage.org/events/index.php?eventid=1013>

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Vidal, F.; Alcalá F.J.

Título: The MASW and SPAC methods as main tools to provide understandings in earthquake damage distribution. A study case in Adra town (SE Spain).

Tipo de participación: oral

Congreso: 2014 IUGG Conference on Geophysical Risk

Lugar de celebración: Madrid, España

Fecha: 18-21 de Noviembre de 2014

Disponible: <http://www.georisk2014.com/Home.html>

Autores: Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; García-Jerez, A.; **Pérez-Cuevas, J.**; Alcalá, F.J.; Vidal, F.; Enomoto, T.; Alguacil, G.; Aranda, C.

Título: Earthquake ground motion characteristics of Lorca town (SE Spain)

Tipo de participación: oral

Congreso: International Symposium. Geohazards: Science, Engineering and Management.

Lugar de celebración: Kathmandu, Nepal

Fecha: 20-21 de Noviembre de 2014

Disponible en: <http://www.ngeotechs.org/ngs/index.php/geohazards-2014>

Autores: Martínez-Pagán, P.; Navarro, M.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Alcalá F.J.; Vidal, F.

Título: Application of detailed surface V_s structure data to simulated earthquake ground motion scenarios. The case of the 1910 Adra historic earthquake.

Tipo de participación: Poster

Congreso: Conference: Earthquake risk and Engineering towards a Resilient World

Lugar de celebración: Cambridge, UK

Fecha: 9-10 de Julio de 2015

Disponible en: <http://www.seced.org.uk/index.php/seced-2015>

Autores: Navarro, M.; Martínez-Pagán, P.; **Pérez-Cuevas, J.**; García-Jerez, A.; Alcalá F.J.; Vidal, F.

Título: Lorca town shake-maps estimated by simulating earthquake ground motion from the 2011 destructive event

Tipo de participación: Poster

Congreso: Conference: Earthquake risk and Engineering towards a Resilient World

Lugar de celebración: Cambridge, UK

Fecha: 9-10 de Julio de 2015

Disponible en: <http://www.seced.org.uk/index.php/seced-2015>

Patente

Inventores: Martínez Pagán, Pedro; **Pérez Cuevas, Jaruselsky**; Sandoval Castaño, Senén; Alhama, Iván.

Título: Sistema combinado para la adquisición de las velocidades de ondas de compresión y de ondas Rayleigh para la generación de secciones V_s , V_p y de parámetros geomecánicos del subsuelo.

Fecha de publicación de la concesión: 11/12/2014 (actualmente está en procedimiento de examen previo)

Número de publicación: ES2524736