DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS UNIVERSIDAD DE GRANADA

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y PREVENCIÓN DE DESASTRES SÍSMICOS

LEYES DE ESCALADO DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO EN EL SUR DE ESPAÑA

TESIS DOCTORAL PRESENTADA POR FLOR DE LIS MANCILLA PÉREZ

GRANADA 2006

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y PREVENCIÓN DE DESASTRES SÍSMICOS

LEYES DE ESCALADO DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO EN EL SUR DE ESPAÑA

FLOR DE LIS MANCILLA PÉREZ

Tesis doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

2006

LEYES DE ESCALADO DEL MOVIMIENTO SÍSMICO DEL SUELO EN EL SUR DE ESPAÑA

Visado en Granada a 28 de abril de 2006.

Director de la Tesis:

Dr. D. José Morales,

Profesor Titular de la Universidad de Granada, Departamento de Física Teórica y del Cosmos.

Memoria presentada para optar al grado de

DOCTOR EN CIENCIAS FÍSICAS.

Granada, 28 de abril de 2006.

Fdo. Flor de Lis Mancilla Pérez.

Licenciada en Ciencias Físicas.

A José y Rosario (mis Padres)

Índice general

1.	. Introducción		
	1.1.	Introducción general	1
	1.2.	Efectos que influyen en la variación de la amplitud y la duración del mo- vimiento sísmico	4
	1.3.	Sismotectónica del Sur de la Península Ibérica y mar de Alborán	7
	1.4.	Estudios previos de atenuación	13
2.	2. Metodología de la Regresiones y del Modelado		
	2.1.	Introducción	19
	2.2.	Regresión de la amplitud espectral RMS y de la amplitud Pico \hdots	22
	2.3.	Modelado	25
		2.3.1. Modelado en el dominio de la frecuencia: Amplitud Espectral RMS	25
		2.3.2. Modelado en el dominio del tiempo: Amplitud pico y RVT $\ .\ .\ .$	28
3.	Des	cripción de los datos	31
	3.1.	Introducción	31

	3.2.	Datos de Corto Periodo: 1999-2002	34
	3.3.	Datos de Banda Ancha y Corto Periodo: 2003-2005	39
4.	Pre	procesado y modelo inicial de distancia	49
	4.1.	Preprocesado	49
	4.2.	Método de Normalización de la Coda: modelo inicial de distancia	52
	4.3.	Resultados del modelo inicial de distancia	54
5.	Med	lidas de duración	63
	5.1.	Introducción	63
	5.2.	Resultados de las Medidas de Duración	64
6.	Res	ultados de las Regresiones	77
	6.1.	Introducción	77
	6.2.	Residuos	78
	6.3.	Términos de Distancia	82
	6.4.	Términos de Excitación	92
	6.5.	Términos de Sitio	101
7.	Mo	delado	111
	7.1.	Introducción	111
	7.2.	Modelado del término de distancia de la amplitud RMS	112

8.	. Amplitudes pico mediante RVT		
	8.1.	Introducción	139
	8.2.	Residuos	140
	8.3.	Test de la RVT: Obtención de amplitudes pico	142
9.	Con	clusiones	149
	Bibl	iografía	159

III

Agradecimientos

Siempre me he considerado una persona con suerte. Esta suerte ha emanado y emana de la gran candidad de buena gente, tanto en lo personal como en lo profesional, que me ha rodeado a lo largo de mi vida. Todos ellos han contribuir de formas muy diversas, pero siempre importantes, a esta tesis.

Si hay alguién que me hubiera gustado que viera este dia y lo compartiera conmigo, ese es mi Padre. Siempre he creido que personas como tu hacian que el mundo fuera mejor y ahora todo está un poco más gris. Gracias por haber creído tanto en mi, por tu alegría,..., por haberme dado tanto.

A mi Jefe: Gracias, Pepe, por haberme apoyado desde el primer dia que me conociste. Durante estos años me he sentido muy agusto trabajando contigo. Por escuchar mis inquietudes e ilusiones y compartirlas conmigo. Me gustas como jefe!

A Robert Herrmann: Thanks, Bob, for sharing your knowledge, your kindness and your friendship with me.

A Carlos: Uff! Creo que necesitaría varias vidas para poder agradecerte todo lo que me has dado. Gracias por haber estado ahí en los malos momentos y en los buenos. Gracias por tu maravillosa tenacidad en comprenderlo todo y por tu poca pereza en enseñarmelo. Esta tesis se ha enriquecido con nuestras discusiones y tus sugerencias. Gracias por el tiempo y energias que has dedicado a ayudarme en ella, sin ti hubiera sido imposible!. Muchas gracias por tu apoyo y tu cariño durante todos estos años por ser tan increible en todo lo que haces y en tu forma de vivir y de sentir. Para mi tu has sido una de mis mejores suertes!!

A Daniel: Gracias por ser mi copañero y mi amigo. He aprendido mucho estos años trabajando y colaborando contigo. Por estar ahí, por preocuparte, por ayudarme, por escucharme, ..., por tantas cosas!. Gracias, también, por leerte parte de esta tesis y hacerme interesantes sugerencias.

A Jordi: Como hecho de menos nuestros cafes!. Gracias por seguir estando cerca en la distancia. Por seguir compartiendo sueños y proyectos, tanto vitales como profesionales. Por ser mi amigo.

A Enrique y Javi: Vuestra amistad y compañerismo han sido unas de las cosas más bonitas que me han pasado en estos años. Siempre habeis estado dispuestos a echarme

una mano. Que haría sin vosotros!.

A Mamen: Gracias por compartir muchos momentos y confidencias. Rellenar becas ha sido más divertido por compartirlo contigo. Todavía tenemos mecha para rato!

A Inma: Gracias por tus historias y tu realidad, siempre has conseguido sacarme de mis preocupaciones.

Al observatorio: Durante todos estos años he tenido la suerte de trabajar en un ambiente muy positivo que ha hecho que para mi ir al trabajo sea algo agradable! Gracias a todos porque siempre me he sentido querida y respetada por vosotros. Por vuestras sonrisas y amabilidades. Todos habeis contribuido a que este trabajo finalmente acabe. A Benito, Martos y Javi por hacer bien vuestro trabajo, sin él no habria datos, ni red, y no podríamos trabajar!. Gracias por estar siempre dispuestos a ayudarme. Que puedo decir de Enrique Valenzuela el alma del observatorio, sin ti todos estariamos perdidos. Eres todo un profesional y eres una gran persona que espero que nunca cambies. A Teresa por tu fuerza y alegria. A Peña por tu disponibilidad. A Paco Vidal y Gerardo por vuestro trato y apoyo. A Daria por haber sido una buena compañera de despacho. A Antonio Benitez, Elena, Encarni, Fede, Luisa, Merche, Jaime, Jesús, Jose Luis, Jose Manuel, Paco Carrión por vuestra ayuda y cariño.

Nunca hay que olvidar que un trabajo mejora si la parte más emocional de nuestra vida está cubierta. Eso se lo debo a un monton de gente:

A mi Madre: Gracias Mama por tu fuerza. Mi cabezoneria y rebeldia, que tanto dolores de cabeza te han dado, son el motor que me hace tirar hacia adelante y aunque te pese reconocerlo los he sacado de ti. Gracias por no rendirte nunca!.

A Ruth: Gracias por ser especial y maravillosa, tu magía nos impregna a todos los que tenemos la suerte de estar cerca de ti. Mi suerte es doble porque además de mi hermana eres mi amiga.

A JuanJe, Lali y Lucia: Gracias por estar siempre ahí. A ti juanje por ser el hermano mayor y por traer a la familia a dos seres tan especiales. No podemos estar sin vosotros.

A Rosita, mi otra hermana: A ti tuve la suerte de encontrarte en el camino. Gracias por ser mi "amiga del alma", pienso cuidarte para que dures para siempre!

A Rosa: Gracias por tu cariño incondicional que es totalmente correspondido. Todavia tenemos que hacer muchas cosas juntas.

 \mathbf{VI}

AGRADECIMIENTOS

Al resto: Gracias a todos vosotros por cuidarme, animarme y quererme. Todo va mejor cuando estoy con vosotros. Un gran beso a Carmen, Emilio, Nieves, Domingo, Antonio, Rosa Pilar, Olga, Pepe, Ana, Ada, Esther, Angel, Bea, Chris,..., a todos los que comparten las cosas de mi vida.

No quiero olvidarme de toda la familia de Zaragoza, gracias, por acogerme con tanto cariño.

Tampoco hay que olvidar la parte económica. Este trabajo ha estado financiado por los proyectos: REN2001-2418-C04-04/REIS y CGL2005-04541-C03-01-BTE.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción general

Este trabajo pretende ser una contribución al conocimiento de las características de propagación de las ondas sísmicas en el sur de la península Ibérica y mar de Alborán, en el rango de frecuencias de interés para la peligrosidad sísmica. Para ello, se han a analizado todos los sismogramas digitales de los últimos siete años registrados por las estaciones sísmicas, tanto de corto periodo como de banda ancha, pertenecientes al Instituto Andaluz de Geofísica. Estas estaciones están desplegadas en el sur de la península Ibérica. Con estos análisis se ha podido caracterizar las propiedades atenuativas de la zona de estudio y se han obtenido medidas promedio que nos permiten cuantificar y predecir el movimiento sísmico de suelo que se espera en esta zona en función de la magnitud del terremoto y de la distancia a su hipocentro.

La zona de estudio, el sur de la península Ibérica y el mar de Alborán, es la zona de mayor sismicidad de España. A pesar de que la sismicidad reciente de esta región se caracteriza por ser de baja a moderada, con magnitudes momento (Mw) menores de 5.5, registros históricos muestran la ocurrencia de terremotos que provocaron valores elevados de intensidad sísmica. Desde el año 1500, se han producido 10 terremotos con intensidades sísmicas máximas entre IX y X (escala MSK) (Vidal, 1986). Estudios recientes de paleosismicidad en la región (p. ej. Masana et~al., 2004; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004; Reicherter et~al., 2003) indican la potencialidad de algunas de las fallas en la regin de estudio para producir terremotos de magnitudes entre $6 \leq Mw \leq 7$. La recuperación de sismogramas de terremotos de principios del siglo XX y su análisis con técnicas modernas han permitido estimar parámetro de fuente de terremotos con magni-

tudes ~ 6 (p. ej. Terremoto de Adra, 1910, Mw=6.1 Stich et \tilde{a} l., 2003b). Esto manifiesta que la zona de estudio presenta una peligrosidad sísmica capaz de generar terremotos de magnitud importante a tener en cuenta en estudios de peligrosidad sísmica.

Una de las contribuciones sociales de la sismología es la cuantificación de la peligrosidad sísmica y con ello la posible reducción del riesgo sísmico. Esta reducción se realiza, principalmente, a través de la mejora de los elementos vulnerables como las obras civiles y los edificios, aumentando su resistencia a los movimientos de suelo esperados en la zona. El diseño de estructuras sismoresistentes requiere estimaciones realistas del movimiento de suelo, sobre todo de la amplitud máxima (amplitud pico) en la banda de frecuencias de interés en ingenieria (0.2-12 Hz), y de la duración de ese movimiento.

El movimiento de suelo producido por un terremoto depende de las características de la fuente de este (tamaño y mecanismo), de las características de la propagación de la señal sísmica a través del medio y de los efectos de sitio (estructura local en la zona de registro). La propagación por el medio, parte central de nuestra discusión, provoca una redistribución y pérdida de energía, observándose una disminución de la amplitud de la señal y un aumento de su duración con la distancia a la fuente. A las frecuencias en las que estamos interesados en este trabajo, consideradas altas frecuencias en sismología, el movimiento de suelo es muy complejo. Esto hace que sea complicado modelarlo usando técnicas convencionales (deterministas) que reproduzca la señal completa en el dominio del tiempo ya que requieren un conocimiento detallado del medio de propagación, teniendo un gran costo computacional. Una alternativa son los métodos semiempíricos que utilizan terremotos de pequeña magnitud como funciones de Green empíricas junto con un modelado teórico del espectro de la fuente. Otra alternativa son los estudios empíricos que utilizan la sismicidad de fondo para obtener una leyes empíricas que reproduzcan las características principales del movimiento de suelo. Este trabajo se engloba en estos últimos. Para caracterizar a estas frecuencias aspectos fundamentales de la señal sísmica como son la amplitud pico y la duración, se utilizan métodos estocásticos.

Hanks and McGuire (1981) mostraron que el movimiento de suelo producido por un terremoto, en la ventana temporal de mayor energía y a altas frecuencias, puede aproximarse por ruido gaussiano blanco de duración finita y ancho de banda limitado, con un espectro de la fuente sísmica dado por la ley ω^{-2} (Brune, 1970, 1971). Con esta aproximación, Hanks and McGuire (1981) propusieron un método que basándose en la teoría de las vibraciones aleatorias (RVT, Cartwright and Longuet-Higgins, 1956), obtiene la aceleración pico a partir de medidas de la aceleración espectral RMS (*Root Mean Square*). Este método estocástico fue extendido por Boore (1983), permitiendo modelar la serie temporal del movimiento de suelo así como las características más importantes de este (aceleración pico, velocidad pico, espectro de respuesta, etc) a partir de la amplitud espectral RMS y la duración del movimiento.

INTRODUCCIÓN GENERAL

Como primer paso en la predicción del movimiento de suelo esperado en una determinada zona, y para la aplicación del método anteriormente apuntado, se necesitan conocer las leyes empíricas que gobiernan la amplitud espectral RMS y la duración del movimiento de suelo en función del tamaño del terremoto y de la distancia a la que se produjo. Normalmente, estas leyes se intentan describir por medio de unas ecuaciones simples (Campbell, 2002; Douglas, 2003; Boore, 2003). El propósito de este estudio es justamente el encontrar las leyes regionales, empíricas del escalado de la amplitud espectral RMS y la duración del movimiento de suelo producidos por una fuente sísmica en función de su magnitud y su distancia.

La mayoría de los estudios que obtienen leyes empíricas para la descripción de movimientos de suelo, se han restringido a zonas con alta sismicidad, tanto en número como en magnitud, y con gran cobertura instrumental (p.ej. California y Japón). En otras regiones, como el sur de España y mar de Alborán, la falta de registros instrumentales de terremotos grandes ha hecho que estos estudios sean limitados y escasos (p. ej. Douglas et~al., 2006). Para caracterizar el movimiento de suelo de estas regiones se han seguido, principalmente, dos caminos: (1) utilizar datos y/o resultados de otras regiones con características tectónicas análogas y mayor sismicidad (p. ej. en el Noroeste de América, Atkinson and Boore, 1995); y (2) utilizar extrapolaciones teóricas basadas en interpretaciones fiables de datos empíricos de terremotos pequeños y medianos ocurridos en la región de interés (p.ej. en el Noroeste de América y California, Haddon, 1996; Raoof et~al., 1999, respectivamente). Este segundo enfoque es el que se ha seguido en este trabajo. Para ello vamos a seguir la metodología propuesta por Raoof et~al. (1999), pensada para zonas con una sismicidad de baja a moderada, similar a la del sur de España y que será presentada con detalle en el siguiente capítulo.

Las leyes empíricas regionales de escalado del movimiento de suelo son un promedio de las características del medio por el que se propagan las ondas desde la fuente al receptor. En este trabajo vamos a obtener estas leyes a través de una regresión iterativa de mínimos cuadrados de las observaciones de la amplitud espectral RMS y, de forma separada, de las observaciones de la amplitud pico. Aunque, como se ha expuesto anteriormente, para modelar las características más importantes del movimiento de suelo a altas frecuencias sólo necesitaríamos las leyes de escala de la amplitud espectral RMS, mediremos también valores de amplitud pico en el dominio del tiempo y calcularemos sus leyes de escala con el fin de tener una comprobación independiente de la validez del análisis. Teóricamente, los análisis en el dominio del tiempo y de la frecuencia deberían llegar al mismo modelo de atenuación si la longitud de la ventana usada para la transformada de Fourier se seleccionada adecuadamente (Hanks and McGuire, 1981). Con una buena elección de longitud de ventana temporal, se puede usar la formulación estadística de RVT para relacionar el valor de amplitud pico con el valor de la amplitud espectral RMS (Hanks and McGuire, 1981). Para ello se van a calcular una leyes que reproduzcan la duración del movimiento de suelo con la distancia que junto con las leyes de amplitud espectral RMS nos servirán para estimar amplitudes pico en el dominio del tiempo. Todas estas regresiones se realizarán de forma individualizada para las siguientes bandas de frecuencia centradas en 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10 y 12 Hz.

Debido a las características y configuración de la redes sísmicas donde se registraron los datos -pertenecientes al Instituto Andaluz de Geofísica (IAG)-, y a la heterogeneidad de la zona de estudio por la que se propagan las señales sísmicas, se han agrupado y analizado por separado diferentes conjuntos de datos (ver capítulo 3). Esto se ha realizado para ver la influencia de las diferencias estructurales de las zonas de propagación y la influencia de la geometría de la red con respecto a la distribución de epicentros.

A continuación, en este capítulo introductorio se hará una breve exposición de los fenómenos que producen que la amplitud sísmica se atenúe y la duración de la señal aumente con la distancia. Proseguiremos describiendo de forma simplificada las características tectónicas y sísmicas del sur de la península Ibérica, terminando el capítulo con un resumen de los estudios de atenuación previos realizados en la zona de interés. El capítulo 2 está dedicado a la exposición detallada del método seguido para encontrar las leyes de escalado. Seguidamente, en el capítulo 3, se presentarán todos los datos analizados y su clasificación en subconjuntos. En el capítulo 4, se describirá la aplicación del método de normalización de la coda como paso previo a la regresión. Posteriormente, en los capítulos 5 y 6 se presentarán, respectivamente, los resultados de las medidas de duración y de las diferentes regresiones. En el capítulo 7 se procederá a la modelización física de las leyes de escalado para la amplitud. Por último, el capítulo 9 se dedicará a la discusión de los resultados y del modelado, así como a la exposición final de las conclusiones derivadas de este trabajo.

1.2. Efectos que influyen en la variación de la amplitud y la duración del movimiento sísmico

Empíricamente se observa que la señal sísmica producida por un terremoto decrece en amplitud y aumenta en duración conforme esta se aleja del epicentro. Esto se produce porque la propagación de la señal sísmica se realiza a través de un medio tridimensional que dista de ser homogéneo y elástico, la Tierra. La propagación de la onda en un medio tridimensional está afectada por un efecto ligado a la expansión del frente de onda, llamado expansión geométrica. Si el medio es heterogéneo, a este fenómeno se le añaden fenómenos relacionados con las heterogeneidades como son: la reflexión, la refracción, el enfocado y desenfocado de las ondas sísmicas y el *scattering*. Todos los fenómenos que se han nombrado conservan la energía sísmica provocando simplemente una redistribución espacial de esta. Cuando el medio es además inelástico, se produce una reducción de la amplitud por pérdida de energía elástica, atenuación intrínseca, transformándose esta, por ejemplo, en calor.

Los fenómenos de expansión geométrica y de atenuación intrínseca producen una reducción de la amplitud pero no un aumento de duración. Esto último se produce por la presencia de heterogeneidades que multiplican los rayos, los cuales siguen diferentes trayectorias llegando al sensor en tiempos distintos. A continuación se pasará a describir de forma concisa estos fenómenos.

Expansión Geométrica

La propagación de la señal en un medio bidimensional o tridimensional hace que aparezca un efecto geométrico de redistribución de energía, el efecto de expansión geométrica. La energía emitida por una fuente sísmica se distribuye por todo el frente de ondas. Cuando ésta se propaga en un medio bi o tridimensional, la superficie del frente de onda aumenta en el avance. Debido a que la energía se conserva en todo el frente, un punto de este tendrá menor energía a medida que este frente de onda aumenta de tamaño.

La expansión geométrica que siente la amplitud de una señal producida por una fuente puntual que se propaga en un medio tridimensional, homogéneo e isótropo, cuyo frente de ondas es esférico, viene dada por la expresión 1/r, donde r es la distancia al hipocentro. Este sería el caso de las ondas internas, P y S. Si esta propagación se realiza por la superficie de la Tierra, es decir un medio bidimensional, entonces el frente de onda es circular y la expansión geométrica viene dada por la expresión $1/r^{0.5}$. Esta es la expansión geométrica que sienten las ondas superficiales en su propagación. Por tanto, en una Tierra homogénea esperaríamos que el exponente en la expansión geométrica, $1/r^p$, experimentara una transición suave entre p = 1, a cortas distancias, y p = 0.5 a distancias mayores.

Sin embargo, la Tierra no es homogénea. Esto produce que los exponentes en la expansión geométrica difieran de esos valores, ya que la forma geométrica de los frentes de onda es sensible a la estructura de velocidades del medio. De hecho, el desconocimiento de la estructura de la Tierra hace que, en muchas circunstancias, sea difícil separar efectos de tipo expansión geométrica de efectos de tipo atenuativo (con un decrecimiento exponencial). En muchos estudios se opta por suponer una expansión geométrica de tipo homogénea, incluyendo los efectos de las heterogeneidades del medio en un término efectivo de tipo atenuación.

Multitrayecto de las señales sísmicas

La existencia de heterogeneidades a diferentes escalas en la estructura de la Tierra es un hecho probado a través de observaciones muy diversas. La imagen más simplificada de la estructura de la Tierra suele ser la de un medio homogéneo con discontinuidades verticales de primer orden como son la Moho y la CMB (*Core Mantle Boundary*) que separan la corteza y el manto, y este y el núcleo, respectivamente. La presencia de estas discontinuidades produce fenómenos de reflexión y refracción de las ondas sísmicas que reducen su amplitud, multiplican sus trayectos, redistribuyendo su energía entre estos.

La existencia de variaciones laterales de velocidad, consideradas de segundo orden en la estructura de la Tierra, producen fenómenos de focalización y desenfocalización de las ondas sísmicas. Aunque físicamente estos procesos son de similar naturaleza que los producidos por las variaciones verticales, normalmente se suelen distinguir en los estudios sísmicos debido a su distinta importancia en la descripción de la propagación de la señal sísmica a través de la Tierra.

La existencia de discontinuidades provoca que el sismograma sea cada vez más complejo a medida que se aleja de la fuente. Esto se debe a que los procesos anteriormente descritos producen diferentes fases sísmicas que siguen distintos caminos desde la fuente al receptor. A cortas distancias, la forma de ondas es muy simple y consiste principalmente en ondas internas. A más largas distancias, el modo fundamental de las ondas superficiales empieza a dersarrollarse detrás de la llegada de la onda S, además de llegadas de gran amplitud provenientes de reflexiones en la discontinuidad entre la corteza y el manto que contribuyen significativamente a la señal sísmica. A mayores distancias, empiezan a llegar las fases reflejadas supercriticamente en la Moho, estas fases de alta frecuencia constituyen el paquete de ondas L_g . La generación y el comportamiento de esta fase es muy influyente en la amplitud del moviento de suelo a distancia regionales sobretodo en dominios continentales.

Scattering

Un fenómeno relacionado con el anterior es el de *scattering*. El que un fenómeno sea visto como *scattering* o multitrayecto (*multipathing*) depende de la relación entre tamaños de la heterogeneidad, la longitud de onda de la señal y la distancia recorrida a través de la discontinuidad. Cuando la heterogeneidad es grande comparada con la longitud de onda entonces el fenómeno se denomina de multitrayecto, cuando la heterogeneidad es del tamaño de la longitud de onda, entonces, se denomina de *scattering*.

El fenómeno de *scattering* puede verse como la interacción del frente de onda con centros dispersores de tamaño comparable a la longitud de onda que actúan como fuentes

SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

sísmicas secundarias. Esta interacción produce una redistribución espacial de la energía haciendo que la amplitud de la señal disminuya y aumente su duración. La disminución de la amplitud se suele caracterizar por un factor de calidad, Q_s . En muchos estudios este factor de atenuación se incluye en uno más general que tiene en cuenta también la atenuación intrínseca.

Una de las mayores evidencias de la existencia de procesos de *scattering* es la presencia de ondas coda en los registros sísmicos de terremotos locales y regionales. La coda es un tren de ondas incoherente de alta frecuencia (1-50 Hz) que sigue a la llegada de la onda directa S y cuya amplitud decrece de forma exponencial, suavemente con el tiempo (Aki, 1969; Sato and Fehler, 1998).

Atenuación intrínseca

En una Tierra perfectamente elástica los anteriores fenómenos controlarían la amplitud de la señal sísmica, pero la Tierra no es perfectamente elástica y la señal se atenúa debido a diferentes mecanismos (p. ej. la movilidad de impurezas, rozamientos, etc.) que provocan pérdida de energía elástica (Sato and Fehler, 1998). Todos estos mecanismos, se denominan colectivamente fricción interna. Los efectos en la amplitud sísmica de estos fenómenos se describen a través de un factor de calidad, Q_i . Al depender estos coeficientes Q en general de la frecuencia, es una práctica habitual parametrizar esta dependencia en la forma $Q = Q_0 f^n$ y hablar por tanto de un valor promedio Q_0 y una modulación en frecuencia n.

1.3. Sismotectónica del Sur de la Península Ibérica y mar de Alborán

La zona de estudio de este trabajo comprende el sur de la Península Ibérica y el mar de Alborán. La península Ibérica puede verse como un núcleo central del Paleozoico, el macizo Ibérico, rodeado de zonas que han sufrido deformación en el orógeno Alpino (fig. 1.1). Las cadenas montañosas de las Béticas (Sur de España) y del Rif (Norte de Marruecos) localizadas, respectivamente, al norte y al sur de la cuenca de Alborán, y el arco de Gibraltar representan la parte más occidental del cinturón orogénico Alpino (fig. 1.1). Cuatro dominios corticales Premiocénicos están involucrados en este orógeno colisional: El dominio sudibérico y el Magrebí constituyen las zonas externas, ambos formados por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico pertenecientes al margen continental del sur de Iberia y del norte de África, respectivamente; el domino del *Flysch*, constituido por turbiditas de aguas profundas del Cretáceo inferior al Mioceno inferior que cabalgaron sobre los anteriores dominios de margenes continentales durante el Mioceno inferior; y el dominio de Alborán, formado principalmente por rocas del Paleozoico y Mesozoico, de bajo a alto grado de metamorfismo, deformadas principalmente desde el Cretáceo superior al Paleógeno. El dominio de Alborán incluye las zonas internas de las Béticas y el Rif y, también, constituye el basamento de la corteza adelgazada de la cuenca de Alborán, una cuenca extensional del Neógeno (fig. 1.1).



Figura 1.1: Mapa con la distribución de dominios tectónicos en la Península Ibérica y mar de Alborán

La evolución neotectónica de este sistema orogénico situado en los alrededores del mar Alborán es consecuencia principalmente de dos sucesos coetáneos y relacionados: la convergencia entre África y Europa, y la migración hacia el oeste del dominio de Alborán. La migración hacia el oeste es la responsable de que el dominio de Alborán colisionase con los paleomárgenes del dominio sudibérico y del dominio Magrebí, después de cabalgar parcialmente sobre el dominio *Flysh*. En esta colisión Neógena, la corteza de las zonas Externas y del dominio *Flysh* sufrieron un gran engrosamiento a través de plegamientos y cabalgamientos, mientras que al mismo tiempo el dominio de Alborán experimentaba un considerable adelgazamiento con el desarrollo de despegues extensionales y fallas normales asociadas de bajo ángulo (p. ej. Martínez-Martínez and Azañón, 1997). Esto ha ocasionado que exista un alto gradiente en el grosor de la corteza desde las zonas externas (~ 37 km) hacia la cuenca del mar de Alborán (~ 15 km) (p. ej. Banda et~al., 1983; Torné and Banda, 1992).

El máximo grosor de la corteza, en la zona de estudio, se localiza justo en el norte de la depresión de Granada (p. ej. Morales et~al., 1990; Galindo-Zaldívar et~al., 1997). Esta

SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

cuenca es una de las zonas de mayor concentración de sismicidad en el sur de la Península Ibérica. Su sismicidad se caracteriza por ser en su mayoría moderada ($\leq 3,5$) y superficial (≤ 20 km), con excepciones: ocurrencia de algunos terremotos históricos destructivos (p. ej. Terremoto de Arenas del Rey (1884), I(MKS)=X, tabla 1.1) y algunos, escasos, terremotos muy profundos (550-670 km, Vidal, 1986; Buforn et~al., 1997; Morales et~al., 1997).

Estos terremotos profundos se localizan en el sur de la cuenca de Granada y presentan una magnitud de moderada a grande (5 < M < 7.8; Chung and Kanamori, 1976; Vidal, 1986; Buforn et~al., 1997). A excepcin de la existencia de estos terremotos profundos la actividad sísmica se localiza fundamentalmente en la corteza superior (entre los 9 y los 16 km; Morales et~al., 1997; Galindo-Zaldívar et~al., 1997). Una de las características principales de la sismicidad en la cuenca de Granada es la ocurrencia de series sísmicas no asociadas a un terremoto principal que afectan a toda la cuenca (ej. en 1979, Vidal, 1986) y la de enjambres sísmicos (p. ej. serie de Agrón, 1988, Saccorotti et~al., 2002).



Figura 1.2: Mapa de la estructura de la cuenca de Granada. Los triángulos negros denotan la localización de las estaciones de corto periodo pertenecientes al IAG

La cuenca de Granada se extiende unos 60 km a lo largo de la dirección EW y unos 40 km en la dirección NS (fig. 1.2). Está situada en el contacto entre las zonas externas e internas. La cuenca de Granada limita al norte y al oeste con materiales del dominio subbético, principalmente series sedimentarias de carbonatos (zonas externas). Al sur y al este limita con unidades metamórficas de las zonas internas del domino de Alborán. Está rellena de sedimentos pertenecientes al periodo Neógeno y Cuaternario. El espesor de estos sedimentos decrece desde el sur (~ 1 km) hacia el norte (~ 0.5 a 0.6 km), llegando en algunas zonas a alcanzar los 2.5 km de espesor (Morales et~al., 1990; Jiménez Pastor et~al., 2002; Rodríguez-Fernández and Sanz de Galdeano, 2006).

El Sur de la Península Ibérica y el mar de Alborán son las zonas de mayor actividad

sísmica de España (fig. 1.3). Esta sismicidad está relacionada con la convergencia oblicua de las placas Ibérica y Africana y con procesos extensivos en la cordilleras Béticas y el mar de Alborán. El contacto de placas entre Iberia y África presenta, en la actualidad,



Figura 1.3: Distribución de la sismicidad en el contacto de placas de Iberia y África desde el año 1999 hasta finales del 2005. Con círculos negros se denota la sismicidad superficial y en color rojo los terremotos intermedios

una sismicidad con terremotos de magnitud de baja a moderada ($M_w \leq 5,5$). Aunque los terremotos grandes (Intensidad MSK > VIII) son infrecuentes, registros históricos y paleosísmicos sugieren que esta región ha sufrido al menos 50 terremotos destructivos en los últimos 2.000 años (Tabla 1.1; Vidal, 1986; Masana et al., 2004; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004; Reicherter et al., 2003). En la tabla (1.1) se muestran los terremotos históricos con intensidad (MSK) mayor o igual que VIII registrados en la zona de estudio. Los epicentros son aproximados y su localización esta basada en el lugar de máximos daños. Mirando la distribución espacial de la sismicidad en los últimos años (1999-2005), mostrada en la figura (1.3), puede verse que esta está caracterizada por dos zonas de sismicidad localizada, el norte de Argelia y la parte este del océano Atlántico, y una zona central donde la sismicidad se distribuye de forma difusa a lo ancho de 400 km.

La sismicidad en esta zona central, donde se localizan la mayoría de los datos uti-

Fecha	Intensidad Máxima (MSK)	Magnitud	Epicentro	Zona
880	VIII	(5.7)		Córdoba
881	X-XI	(7.2)		Golfo de Cádiz
Sept. 955	VIII	(5.7)		Córdoba
1048-1049	VIII-IX			Murcia
1169	Х	(6.8)		Andújar(J)
1221	VIII-IX			Andújar(J)
1406	VIII-IX	(5.9)	37.3, -1.9	Vera(AL)
Jul. 1431	IX-X	(6.5)		Atarfe-Granada
1464	IX-X	(6.5)		Sevilla
Feb. 1466	VIII			Carmona(SE)
Nov. 1487	IX		36.9, -2.5	Almería
Ene. 1494	IX-X	(6.5)	36.7, -4.4	Málaga
5 Abr. 1504	IX	(6.2)	37.4, -5.6	Carmona(SE)
9 Nov. 1518	IX		37.2, -1.9	Vera(AL)
22 Sep. 1522	Х	(6.8)	36.9, -2.5	Almería
1523	VIII			Guardamar(AL)
3 Sep. 1531	IX-X	(6.5)	37.5, -2.8	Baza(GR)
31 Dic. 1658	VIII	`	36.9, -2.5	Almería
1645	IX		38.7, -0.4	Alcoy(AL)
28 Ago. 1674	IX			Lorca(MU)
9 Oct. 1680	IX	(6.2)	36.7, -4.4	Málaga
13 Ene. 1804	VIII	× ,	36.7, -3.5	Motril(GR)
25 Ago. 1804	IX	(6.2)	36.8, -2.8	Dalias(AL)
27 Oct. 1806	VIII-IX	(5.9)	37.2, -3.7	Santa Fé(Gr)
21 Mar. 1829	Х	(6.5)	38.1, -0.7	Torrevieja(AL)
25 Dic. 1884	Х	(6.8)	36.9, -4.0	Arenas del Rey(GR)
31 Dic. 1884	VIII	× ,	,	Torrox(MÅ)
16 Jun. 1910	VIII	6.3	36.7, -3.1	Adra(AL)

Cuadro 1.1: Terremotos históricos en el sur de España con intensidades (MKS) mayores que VIII (Vidal, 1986).



Figura 1.4: Mecanismos focales calculados dentro del proyecto: Tensor Momento Regional, del Instituto Andaluz de Geofísica (Stich et~al., 2003a). En verde se denotan los terremotos con mecanismo focal de falla salto en dirección, en azul de falla normal y en rojo de falla inversa.

lizados en este trabajo, formada por el mar de Alborán, el sur-sureste de la Península Ibérica y en el noroeste de Marruecos, se concentra, principalmente, a lo largo de una zona de cizalla de ~100 km de ancho por ~400 km de largo, con planos de falla en la dirección ~ $N35^{\circ}E$. La sismicidad reciente en esta zona incluye varias series sísmicas, utilizadas en este estudio, en la zona de Alhucemas (Marruecos, 2004,Mw =6.3), en el centro del mar de Alborán (Alborán ridge, 2003, Mw=4.8) y en el sureste de la Península Ibérica (Murcia 1999, 2002 y 2005, con magnitud máxima Mw=4.7, 5.0 y 4.8) (Mancilla et~al., 2002; Stich et~al., 2003a). En esta zona el fallamiento es predominantemente de salto en dirección siniestro con alguna componente normal. Esto sugiere una deformación de carácter transtensivo producido por la coexistencia de procesos convergentes y extensionales dentro de la convergencia oblicua entre Eurasia y África (Stich et~al., 2006).

En la parte central de las cordilleras Béticas, el fallamiento es predominantemente normal y la sismicidad está principalmente relacionada con la formación de cuencas intramontañosas Neógeno-Cuaternarias (p.ej. cuenca de Granada, Guadix-Baza GalindoZaldívar et~al., 1997). En la zona suroeste de la Península Ibérica, las fuentes sísmicas muestra fallamiento inverso o de salto en dirección. La sismicidad de este margen continental pasivo esta relacionada con la inversión tectónica en el Mesozoico de estructuras de *rifting* (Zitellini et~al., 2004). La mayoría de la sismicidad es superficial (menos de 15 km de profundidad), aunque los catálogos sísmicos incluyen eventos a profundidades intermedias tanto en la zona de litosfera oceánica así como en el dominio continental adyacente. Esto indica un comportamiento mecánico acoplado entre la corteza y el manto superior en la zona de transición continente-océano (Stich et~al., 2005b). Además de los terremotos intermedios observados al oeste del arco de Gibraltar, existe en el sur de España y mar de Alborán una franja alrededor de los 4.5°W de logitud donde se producen también terremotos intermedios localizados entre los 40 y 120 km de profundidad.

La instalación de sensores sísmicos de banda ancha en el sur de la Península Ibérica y en el norte de África ha permitido el cálculo de tensores momento de terremotos regionales a través del proyecto: Tensor Momento Regional, llevado a cabo por el Instituto Andaluz de Geofísica http://www.ugr.es/ iag

/tensor/;(Stich et~al., 2003a). En este proyecto se han intentado calcular los tensores momento sísmico de los terremotos de magnitud mayor a 3.5 localizados en la región Ibero-Magrebí. Contando en la actualidad con un catálogo de 147 tensores momento (fig. 1.4). Las Magnitudes momento obtenidas de este catálogo serán utilizadas en este trabajo para calibrar el término de fuente de las leyes de escalado del movimiento de suelo.

1.4. Estudios previos de atenuación

En este apartado se va a hacer una breve descripción de los principales resultados obtenidos en estudios de atenuación realizados en la Península Ibérica, siendo nuestro principal interés los valores de estos parámetros para la zona del sur de España y Mar de Alborán.

Parámetros de atenuación: $Q_0 y n$

La mayoría de los estudio de atenuación realizados en la zona de estudio se han centrado en el estudio de la atenuación de la fase Lg (p. ej. García, 1989; de Miguel et~al., 1992; Ibáñez, 1990) y de la coda (p. ej. Canas et~al., 1987; Pujades et~al., 1990; Payo et~al., 1990; Ibáñez, 1990) y .

Uno de los primeros trabajos de atenuación de la fase Lg fue el de García (1989). En este trabajo, utilizando datos analógicos, se encuentra que $Q_{Lg} = 360 f^{0,7}$ como valor pro-

medio para toda la Península Ibérica, $Q_{Lg} = 100f^{0.6}$ para el sureste de la Península Ibérica y $Q_{Lg} = 60f^{0.7}$ para la cuenca de Granada. En un estudio posterior y ya usando datos digitales de Miguel et~al. (1992) obtienen para la cuenca de Granada $Q_{Lg} = 105f^{0.93}$. Para el sur de España Akinci et~al. (1995) utilizan el método de normalización de la coda (Aki, 1980; Frankel et~al., 1990) y obtienen $Q_{Lg} = 83f^{0.9}$.

En el caso de atenuación de la coda, Pujades et~al. (1990) obtienen valores de Qcoda en toda la Península Ibérica realizando una regionalización de los valores de Q_0 $(Q_c = Q_o f^n)$ (ver fig. 1.5). En este estudio, se observa una variación, para el sur de España, de los valores de Q_0 entre 100 y 250, aumentando hacia el norte. El valor de Q_0 más bajo lo encuentran en la zona de Málaga, Granada y Almería con un valor de $Q_0 \sim 100$. La dependencia Q con la frecuencia, dentro del rango de frecuencias estudiado, [0.3-3] Hz, es $n \sim 0.6 - 0.8$ para el sur de España. Poco después se publicó el trabajo de Payo et~al. (1990) donde se obtenían valores de Q-coda, en el rango de frecuencias [0.5-1] Hz, para caminos entre diferentes zonas epicentrales y la estación sísmica TOL (Toledo) situada en el centro de la Península Ibérica. Para el sur de España obtiene valores $Q_0 < 250$.



Figura 1.5: Isolíneas de Q_0 (Pujades et~al., 1990)

Ibáñez (1990) estudia la distribución de Q_c en el sur de España y mar de Alborán,

seleccionando 14 zonas epicentrales. Para cada una de ellas se calculó la media de los resultados obtenidos sobre todas las estaciones de la red de corto periodo del IAG. Algunos



Figura 1.6: El cuadrado rojo representa la localización de las estaciones. Los cuadrados verdes marcan las áreas epicentrales en las que se divide la zona de estudio para obtener valores promedio de Q_c . Las elipses son la representación en superficie del volumen muestreado por los terremotos ocurridos en cada una de las zonas. (Ibáñez, 1990)

de los resultados de este trabajo se muestran en la fig. (1.6), de ella podemos sacar algunas conclusiones para la zona de estudio de este trabajo: i) n en los terremotos con una mayor propagación por mar de Alborán es menor que los que tienen una mayor propagación por el sur de España; y ii) Q_c es menor para las zonas de Almería, Granada, Málaga y mar de Alborán, aumentando conforme nos movemos hacia el norte y/o al oeste. Canas et~al. (1991) estudia también la atenuación de la coda en el sur de la península Ibérica, centrándose sobretodo en las áreas más sísmicamente activas: Málaga-Granada, Córdoba-Granada, Almería-Granada. Los valores obtenidos de Q_0 al norte y al oeste de la red de corto periodo del IAG están alrededor de 200, mientras que al sur y al este de la red sísmica estos valores están alrededor de los 100. La dependencia con la frecuencia es constante en el rango de frecuencias de 1-5 Hz, siendo su valor ~ 0,6 - 0,7.

Una zona de especial interés en el sur de la Península Ibérica siempre ha sido la cuenca de Granada, habiéndose realizado en ella numerosos estudios de atenuación. Ibáñez (1990) estudia la atenuación de la coda y de la fase Lg en la cuenca de Granada. El valor promedio de Q-coda obtenido es:

$$Q_c = Q_0 f^n = 104.5 \pm 8.4 f^{0.85 \pm 0.02}, \tag{1.1}$$

para el rango de frecuencias [1.5-18] Hz. También observa una dependencia de Q_0 con la profundidad aumentando con esta, aunque no ocurre lo mismo con n. Los valores promedio de los parámetros de atenuación para la fase Lg en su propagación por la cuenca de Granada vienen dados en la siguiente expresión

$$Q_{Lg} = (103.8 \pm 9.9) f^{(0.93 \pm 0.08)}, \qquad (1.2)$$

para el rango de frecuencias [1-24] Hz.

Una resultado interesante de este trabajo es la observación de un aumento de la duración, una amplificación y un menor decaimiento de la coda, en las bandas de frecuencias 1.5 y 3 Hz, para las estaciones situadas dentro de la cuenca (sobre sedimentos) en comparación con las estaciones situadas en las zonas de montaña en los alrededores de la cuenca. Se encuentra que en la cuenca de Granada el parámetro de atenuación de la coda Q_c es hasta de 2.1 veces mayor en esas bandas de frecuencias que en las zonas de alrededor de la cuenca (Morales et~al., 1991). Según Ibáñez (1990) esto puede ser un efecto de resonancia debido a la capa (sedimentaria) más superficial de la cuenca de Granada.

Parámetro κ de atenuación a altas frecuencias

García García et~al. (2004) calculan κ (parámetro de atenuación a altas frecuencia Anderson and Hough, 1984), la caída de esfuerzos, el momento sísmico, las dimensiones de la fuente y la energía sísmica de terremotos localizados en la cuenca de Granada. Para ello corrigen el espectro por el efecto de la expansión geométrica asumiendo que esta es 1/r (r es la distancia), y por la atenuación. Para la corrección por atenuación utilizan los valores de Q_c obtenidos por Ibáñez (1990). Los valores de κ para las estación de corto periodo utilizadas también en nuestro estudio son: Obteniendo un valor promedio de $\kappa = 0.02s$

ESTUDIOS PREVIOS DE ATENUACIÓN

Estación	n. eventos	$\kappa(s)$
AAPN	9	0.019
ALOJ	28	0.038
APHE	34	0.035
ASMO	17	0.073
ATEJ	31	0.016
RESI	12	0.019

Expansión Geométrica

Pocos son los trabajos que intentan caracterizar la expansión geométrica en el sur de España. Ibáñez et~al. (1993) obtiene el valor del exponente de la expansión geométrica en la cuenca de granada usando ondas internas S y la Coda.

Para la onda S obtiene el siguiente valor del exponente y su dependencia con la frecuencia:

$$p = (1,19 \pm 00,4) + (0,052 \pm 0,007)f.$$

En el caso de la Coda analiza tres bandas de frecuencias centradas en 1, 3 y 6 Hz, obteniendo:

$$p = 1,33 \pm 0,19 \ a \ 1 \ Hz,$$

$$p = 1,57 \pm 0,19 \ a \ 3 \ Hz,$$

$$p = 1,29 \pm 0,24 \ a \ 6 \ Hz.$$

Posteriormente, Akinci et[~]al. (1995), lo calcula para la fase Lg en su propagación por el sur de España. El valor para el exponente de la expansión geométrica es 0.5 ± 0.06 .

Capítulo 2

Metodología de la Regresiones y del Modelado

2.1. Introducción

En este estudio se van a obtener unas leyes empíricas de la amplitud espectral RMS y de la amplitud pico del movimiento de suelo, a altas frecuencias, en función de dos parámetros principales: la magnitud del terremoto y la distancia hipocentral. También, se va a obtener una ley de escalado de la duración de la señal sísmica con la distancia. Todo a partir de regresiones de diferentes conjuntos de datos. Según la teoría de vibraciones aleatorias (RVT, del inglés *Random Vibration theory*), a partir del escalado de la amplitud espectral RMS y de la duración se puede deducir una ley de escalado para la amplitud pico. En nuestro trabajo se va a comprobar la validez de esta teoría comparando el escalado de la amplitud pico deducida indirectamente a partir de los datos de amplitud RMS y duración, con los derivados directamente de los datos de amplitud pico. En una primera instancia, las leyes de escalado con la distancia se obtendrán en la forma de funciones de interpolación entre una serie de distancias de referencia (puntos nodales). Con posterioridad, modelaremos los términos calculados en las regresiones de una forma más clásica que permite un mejor entendimiento físico de los resultados así como la comparación con los resultados previos.

Separando todas las posibles influencias que contribuyen al movimiento de suelo producido por un terremoto, encontramos que las leyes que gobiernan este movimiento se pueden representar como una superposición de efectos: i) El efecto de la fuente sísmica (efecto fuente), ii) el efecto de la estructura de tierra en la propagación de la onda sísmica desde la fuente hasta las inmediaciones del receptor (efecto de propagación o distancia); iii) el efecto de la estructura de Tierra local en la onda sísmica (efecto de sitio); y iv) el efecto del instrumento que registra este movimiento. Normalmente, el efecto del instrumento es conocido y eliminado al comienzo del análisis de los datos. Las formas en las que se han obtenido estas leyes y en las que se ha separado la influencia de cada uno de estos términos son variadas. En los últimos años han aparecido publicados varios trabajos que revisan y discuten leyes de escalado del movimiento de suelo, obtenidas tanto de forma empírica como teórica. En particular, son interesantes por su rigor y extensión las revisiones de Campbell (2002, 2003); Douglas (2003) y Boore (2003).

Las diferencias básicas entre los distintos estudios de movimiento de suelo se encuentra en la parametrización y el modelado de los diferentes efectos que contribuyen al movimiento. En la mayoría de los estudios empíricos realizados desde mediados de los años noventa se ha aceptado modelar el decaimiento de la amplitud sísmica como una función simple de la distancia. Este término de distancia tiene en cuenta la expansión geométrica, la atenuación (combinación de la atenuación intrínseca y el *scattering*), y el aumento general de la duración con la distancia debido a la propagación dispersiva de la onda y al *scattering*. La función más simple, con un uso más extendido es una potencia negativa de la distancia $G(r) = r^{-p}$ (función expansión geométrica), multiplicada por una función de decaimiento exponencial,

$$P(r,f) = G(r) \exp\left(-\frac{\pi f r}{Q(f)v_Q}\right) = \frac{1}{r^p} \exp\left(-\frac{\pi f r}{Q(f)v_Q}\right).$$
(2.1)

Aquí, P(r, f) es el término de distancia, f es la frecuencia, r es la distancia entre la fuente y el receptor, y v_Q es la velocidad sísmica de la fase usada en la determinación del factor de atenuación Q(f). Una forma más general para la función expansión geométrica vendría dada por una función continua, pero diferenciable solamente a trozos:

$$G(r) = \begin{cases} \frac{r_0}{r} & r \leq r_1 \\ G(r_1) \left(\frac{r_1}{r}\right)^{p_1} & r_1 \leq r \leq r_2 \\ \vdots \\ G(r_n) \left(\frac{r_n}{r}\right)^{p_n} & r_n \leq r. \end{cases}$$
(2.2)

El cambio del término de expansión geométrica con la distancia viene justificado porque diferentes fases contribuyen al movimiento a diferentes distancias (Wang and Herrmann, 1980). Por ejemplo, para medios homogéneos, a distancias cortas las ondas internas son las que dominan el movimiento, presentando un exponente de expansión geométrica de
INTRODUCCIÓN

1, por otro lado, a grandes distancias las fases que dominan el movimiento son las ondas superficiales presentando un exponente de expansión geométrica de 0,5. Estas variaciones del exponente del término de expansión geométrica han sido investigadas tanto numéricamente (ej. Wang and Herrmann, 1980; Burger et~al., 1987) como empíricamente (ej. Campbell, 1991).

En la determinación del término de distancia usando la ec. (2.1) hay que tener en cuenta el efecto balanza (trade-off) existente entre la expansión geométrica y el factor de atenuación. Es difícil separar la contribución de cada uno de estos dos efectos en la propagación cuando se intentan obtener de forma empírica. Además, muchos de los efectos producidos por la presencia de heterogeneidades en la corteza no se modelan explícitamente por la parametrización expuesta anteriormente (ec. 2.1, Wang and Herrmann, 1980; Ou and Herrmann, 1990b). Un enfoque alternativo es el uso de modelos no paramétricos, más flexibles, como el que se va a utilizar en este trabajo. Con modelos no paramétricos nos referimos a modelos cuyos parámetros no tienen un significado físico directo, como el ajustar una curva matemática a los datos, sin consideraciones físicas a priori a la hora de elegir los parámetros que definen la curva. Por otro lado, aunque diferentes trabajos han mostrado que la elección de las ligaduras en las inversiones conjuntas de los términos de fuente, distancia, y sitio son relativamente insensibles a la elección de modelos paramétricos o no paramétricos (Castro et~al., 1990; Kato et~al., 1995), sin embargo, las estimaciones de los términos de fuente covarian fuertemente con la forma de la función de expansión geométrica utiliza, especialmente a distancias cercanas a la fuente (Rogers et al., 1987; Castro et al., 1990). Por todo lo expuesto anteriormente, se decididió elegir un modelado no paramétrico para obtener las leyes de escala. En la última década, se ha extendido el uso de modelos no paramétricos para determinar la dependencia con la distancia de los datos de movimiento fuerte y débil. Estos estudios tienen en común el uso de funciones de interpolación lineal para definir el término de distancia (Castro et al., 1990; Anderson, 1991; Anderson and Hough, 1994; Raoof et al., 1999; Malagnini and Herrmann, 2000b).

Para obtener las leyes empíricas de escalado del movimiento de suelo se va a realiza una regresión iterativa de mínimos cuadrados. En la siguiente sección se van a exponer los fundamentos teóricos de la regresión. A continuación, sección (2.3), se expondrán las bases del modelado paramétrico que se realizará a los términos obtenidos en la regresión.

2.2. Regresión de la amplitud espectral RMS y de la amplitud Pico

El movimiento de suelo producido por un terremoto depende de las características de la fuente (p.ej. tamaño y duración), de la distancia a la fuente (p. ej. expansión geométrica, atenuación intrínseca y *scattering*) y los efectos locales de sitio debidos a la estructura de tierra más superficial cercana al receptor (p. ej. amplificación y/o atenuación). Bajo la hipótesis de que la propagación de las ondas sísmicas a través de la tierra tiene un comportamiento lineal, se puede factorizar la amplitud espectral RMS (o amplitud pico) separando la contribución de la fuente, del camino y del sitio:

$$A_{ij}(f) = \mathrm{SO}_{ij}(f, r) \mathrm{DIST}_{ij}(f, r_{ij}) \mathrm{ST}_{ij}(f), \qquad (2.3)$$

donde, para la frecuencia f, A_{ij} es la amplitud espectral RMS (o amplitud pico) del terremoto i, registrado en la estación j, SO es el término fuente, DIST es el término de propagación o distancia y ST es el término de sitio. Con r_{ij} denotamos la distancia entre la estación sísmica y la fuente del terremoto. El término correspondiente a la respuesta instrumental se ha omitido ya que suponemos que la respuesta instrumental ha sido deconvolucionada previamente.

En nuestra parametrización vamos a sustituir el término fuente por un término que vamos a llamar de excitación. Este término representa el término fuente propagado a una distancia de referencia $r_{\rm ref}$:

$$A_{ij}(f) = \text{EXT}_{ij}(f, r_{\text{ref}}) \text{DIST}_{ij}(f, r_{\text{ref}}, r_{ij}) \text{SITE}_{ij}(f), \qquad (2.4)$$

La distancia de referencia se introduce para evitar la singularizad de la matriz de inversión. La introducción de esta distancia también nos ayuda a salvar el vacío de datos que suele haber a distancias pequeñas, debido a la densidad finita de las redes sísmicas. Se elige de forma tal que, estando dentro del rango de distancias observadas, sea lo suficientemente lejana de la fuente para que los errores en el cálculo de la profundidad del terremoto no afecten de forma significativa a la distancia hipocentral, y a la vez, que sea lo suficientemente cercana para que no haya llegadas de fases reflejadas supercríticamente en la discontinuidad de la corteza y el manto (Moho) que compliquen la descripción del movimiento (Ou and Herrmann, 1990a). Debido a que nuestro interés es cuantificar el escalado del movimiento sísmico con la distancia y la magnitud del terremoto, sin tener en cuenta el tipo de fuente sísmica (mecanismo focal) la introducción del término de excitación no resta generalidad a nuestro estudio.

Nosotros aquí vamos a encontrar leyes de escalado promedio. Para ello usamos un gran número de fuentes sísmicas distintas, registradas en diferentes estaciones, distribuidas por

REGRESIÓN DE LAS AMPLITUDES

toda la región de estudio. El promediado corresponde, para el término de excitación, a un promedio de la directividad del mecanismo focal registrado por las diferentes estaciones conjuntamente con un promedio de la propagación a la distancia de referencia; para el término de distancia, un promedio de los efectos de directividad y de heterogeneidades en la propagación en toda la zona de estudio; y para el término de sitio, a un promedio en los efectos de directividad. Dados estos promediados podemos escribir $\text{EXT}_{ij}(f) = \text{EXT}_i(f)$, $\text{DIST}_{ij}(f, r_{ij}) = \text{DIST}(f, r_{ij})$ y $S_{ij} = S_j$, con lo que el logaritmo de la ecuación (2.4) se escribe:

$$a_{ij}(f, r_{ij}) = \mathcal{E}_i(f, r_{ref}) + \mathcal{D}(r_{ij}, r_{ref}, f) + \mathcal{S}_j(f), \qquad (2.5)$$

donde $E_i = \log(EXT_i)$, $D = \log(DIST)$ y $S_j = \log(SITE_j)$.

Como se expuso en la introducción de este capítulo, en una primera instancia vamos a utilizar un modelado no paramétrico. Por lo tanto, el término de distancia se va a aproximar por una función de interpolación lineal continua pero diferenciable sólo a trozos, con N_{nodos} nodos (Yazd, 1993). Los valores de la función interpolación en los nodos serán obtenidos en la regresión. La forma explicita del término de distancia viene dada por:

$$D(r, r_{\rm ref}, f) = \sum_{j=1}^{N_{\rm nodos}} L_j(r) D_j(f);$$
(2.6)

donde $D_j(f)$ es el valor de la función en el nodo N_j a la frecuencia f y el coeficiente $L_j(r)$ tiene la expresión:

$$L_{j}(r) = \begin{cases} \frac{r-r_{j-1}}{r_{j}-r_{j-1}} & \text{si} \quad r_{j-1} \leq r \leq r_{j} \quad \text{y} \quad j = 2, 3, \dots, n, \\ \frac{r_{j+1}-r}{r_{j+1}-r_{j}} & \text{si} \quad r_{j} \leq r \leq r_{j+1} \quad \text{y} \quad j = 1, 2, \dots, n-1, \\ 0 & \text{otro caso} \end{cases}$$
(2.7)

Un mayor número de nodos implica una mayor flexibilidad en la función atenuación empírica (término de distancia). Se han probado diferentes distribuciones de nodos y se ha elegido una en la que el espaciamiento entre los nodos es regular a trozos, con zonas de mayor o menor espaciamiento en concordancia con el número de datos que contribuye a cada nodo. Es de resaltar que no ha habido diferencias apreciables entre las diferentes configuraciones de nodos que se han probado.

Por construcción, la minimización del sistema de ecuaciones lineales (2.5) es singular a no ser que se añadan ligaduras. Estas ligaduras se introducen como filas en la matriz a invertir poniendo un gran pesado en ellas. En la regresión utilizamos las siguientes ligaduras sobre el término de distancia:

$$D(r = r_{ref}, r_{ref}, f) = 0,$$
 (2.8)

$$D_{j-1}(f) - 2D_j(f) + D_{j+1}(f) = 0.$$
(2.9)

 $D_j(f); j = \{1, \dots, N_{nodos}\}$ son los valores del término distancia en los nodos, de forma que $D(r_j, r_{ref}, f) = D_j(f)$. Los N_{nodos} coeficientes $D_j(f)$ para cada frecuencia se calculan realizando la regresión de forma independiente para cada una de ellas. Con la primera condición de ligadura se normaliza la amplitud espectral RMS (o amplitud pico) por la amplitud del término de distancia a la distancia de referencia. La segunda condición de ligadura suaviza el término de distancia, haciendo que la aproximación en diferencias finitas de la derivada de $D_j(r, f)$ con respecto a la distancia sea cero. Esta condición da lugar a una recta cuando los nodos están igualmente espaciados.

Una ligadura adicional utilizada en las regresiones involucra a los términos de sitio y viene dada por la expresión:

$$\sum_{j} \mathcal{S}_j(f) = 0. \tag{2.10}$$

Esta ligadura puede afectar fuertemente al término de excitación si hay un efecto sistemático presente en todos los términos de sitio de la red. Por lo tanto, el término de excitación puede verse como un *promedio* del valor esperado del movimiento de suelo a la distancia de referencia dado un término de sitio promedio. Esta ligadura convierte a los términos de sitio obtenidos en la regresión en variaciones del comportamiento medio de la red sísmica utilizada.

Todas las observaciones a la frecuencia f (por un lado las amplitudes pico y por otro las amplitudes espectrales RMS), se ordenan en un gran matriz y se invierten para obtener los coeficientes nodales del término de distancia, los términos de excitación para cada uno de los terremotos y los términos de sitio para cada estación. La regresión, una regresión iterativa de mínimos cuadrados, se realiza separadamente para cada una de las frecuencias con un modelo inicial del término de distancia obtenido utilizando el método de normalización de la coda (sección 4).

La ecuación lineal que describe la regresión del logaritmo de la amplitud espectral RMS (o de la amplitud pico) observada a la distancia $r_l \leq r_0 \leq r_{j+1}$ es:

$$a_k(f) = \mathcal{E}_i(f) + p \mathcal{D}_l(f) + (1-p) \mathcal{D}_{l+1}(f) + \mathcal{S}_j(f), \qquad (2.11)$$

donde

$$p \equiv \frac{r_{k+1} - r_0}{r_{k+1} - r_k} \tag{2.12}$$

Los diferentes índices representan: $k = 1, 2, ...N_{obs}$ recorre uno por uno los datos observados, $i = 1, 2, ...N_{even}$ el número de eventos, $j = 1, 2, ...N_{sit}$ el número de sitios y $l = 1, 2, ...N_{nodos}$ el número de nodos del término de distancia. La forma matricial del MODELADO

problema viene dada por:

 $\mathbf{A}_{\{N_{\text{obs}}+N_{\text{nodos}}+1\}\times 1} = \mathbf{G}_{\{N_{\text{obs}}+N_{\text{nodos}}+1\}\times \{N_{\text{even}}+N_{\text{nodos}}+N_{\text{sit}}\}} \mathbf{M}_{\{N_{\text{even}}+N_{\text{nodos}}+N_{\text{sit}}\}\times 1}$

El vector $\{A\}$ representa los datos observados y la parte derecha de las ecuaciones de ligadura (Ecs. 2.8, 2.9 y 2.10). El vector $\{M\}$ representa los parámetros del modelo.

2.3. Modelado

El objetivo principal de este trabajo es obtener unas leyes empíricas de escalado de la amplitud espectral y de la duración, que nos permita predecir la amplitud pico y otras características del movimiento de suelo p. ej. espectro de respuesta para un terremoto dada su magnitud y la distancia de la observación a la fuente (usando RVT, Hanks and McGuire, 1981). La parametrización del modelado que vamos a usar ha sido ampliamente utilizada en la literatura (Campbell, 2002, 2003; Douglas, 2003; Boore, 2003). Esto permite comparar nuestros resultados, no sólo con trabajos que usan la misma metodología (Malagnini and Herrmann, 2000a,b; Bay et~al., 2003), sino con otros que usan una metodología diferente (ver Campbell (2002) y su bibliografía).

2.3.1. Modelado en el dominio de la frecuencia: Amplitud Espectral RMS

El espectro de velocidad de Fourier RMS a la frecuencia f para una distancia hipocentral r de un terremoto de magnitud (M_w) se puede escribir :

$$A_{\text{RMS}}(r, f) = \text{SO}(f, M_w) P(r, f) \text{ST}(f)$$
(2.13)

donde SO, P, ST son el término de fuente, de propagación o distancia y el término de sitio.

El término de fuente viene dado por la expresión

$$SO(f, M_w) = K \ 2 \ \pi \ f \frac{M_0}{4 \ \pi \ \rho \beta^3 R \ 10^{22}} \ S(f), \tag{2.14}$$

donde S(f) es el espectro RMS de velocidad de la fuente (m), R es la distancia a la que se define el espectro de velocidad igual a 1 km, 10^{22} es el factor de conversión de unidades, M_0 (dinas-cm) es el momento sísmico, ρ (gr/cm³)y β (km/s) son, respectivamente, la

densidad y velocidad de cizalla en los alrededores de la fuente. En la constante K está incluido el promedio del patrón de radiación, la amplificación debida a la existencia de una superficie libre y un factor que da cuenta de la repartición de la energía de la onda S en las distintas componentes. Estos tres factores se toman 0,55, 2,0 y 0,707 respectivamente, dando lugar a K = 0,778.

El modelo más simple de representación del espectro de la fuente es el modelo de fuente puntual omega cuadrado (ω^{-2}) con una frecuencia esquina propuesto por Brune (Brune, 1970, 1971):

$$S(f) = \frac{1}{1 + (f/f_c)^2}.$$
(2.15)

Aquí, f_c es la frecuencia esquina dada por la expresión

$$f_c = (4,906 \times 10^6) \beta \, (\Delta \sigma / M_0)^{1/3}, \tag{2.16}$$

 M_0 es el momento sísmico y $\Delta \sigma$ es la caída de esfuerzos (Brune, 1970, 1971) o el parámetro de esfuerzos (Atkinson and Beresnev, 1997). La mayoría de las diferencias entre los modelos propuestos en la literatura se encuentran en el espectro de la fuente sísmica (Atkinson and Boore, 1998). Algunos autores han desarrollado modelos de fuente con dos frecuencias esquina, basándose tanto en estudios empíricos (Boatwright et~al., 1991; Atkinson, 1993b) como en consideraciones teóricas (Haddon, 1996). Atkinson and Boore (1998) presenta una comparación entre los diferentes modelos del espectro de la fuente propuestos en la literatura para la zona este de norte América. En el caso que nos ocupa veremos que los términos de excitación obtenidos en la regresión se modelan bastante bien usando el modelo de espectro de la fuente ω^{-2} propuesto por Brune (1970, 1971) (ec. 2.15).

El término de distancia, P(r, f), viene dado por:

$$P(r,f) = g(r)\exp(-\pi f r/\beta Q(f))$$
(2.17)

donde g(r) es la expansión geométrica, Q(f) es el factor de atenuación, r la distancia hipocentral y β la velocidad de cizalla. La expansión geométrica, como ya se ha comentado, se puede parametrizar por una función del tipo

$$G(r) = \begin{cases} \frac{r_0}{r} & r \le r_1, \\ G(r_1) \left(\frac{r_1}{r}\right)^{p_1} & r_1 \le r \le r_2, \\ \vdots \\ G(r_n) \left(\frac{r_n}{r}\right)^{p_n} & r_n \le r, \end{cases}$$
(2.18)

donde el número de segmentos vendrá dado por el mínimo número que reproduzca los cambios de pendiente del término de distancia, obtenido en la regresión. El factor de atenuación tiene la expresión:

$$Q(f) = Q_0 f^n \tag{2.19}$$

Por lo tanto, en el modelado del término de distancia se buscará el conjunto de parámetros $\{Q_0, n, p_1, ..., p_n\}$ que mejor ajusten nuestros resultados empíricos.

En sentido estricto, la modificación de las ondas sísmicas por las condiciones de sitio locales es parte del efecto de camino. Debido a que los efectos de sitio locales son bastante independientes de la distancia desde la fuente (excepto para los efectos no lineales para los cuales las amplitudes son importantes) se suelen separar los efectos de sitio y de camino (Anderson and Hough, 1984). Normalmente, en el término de sitio, se separan la amplificación y la atenuación:

$$ST(f) = V(f) \exp(-\pi f \kappa)) \approx \exp(-\pi f \kappa_{\text{efec}}),$$
 (2.20)

V(f) es la amplificación y κ_{efec} es el parámetro de atenuación a altas frecuencias (parámetro de decaimiento espectral, Anderson and Hough, 1984). La función amplificación puede obtenerse resolviendo la ecuación de ondas incluyendo las reverberaciones debidas a la estructura de tierra cercana al receptor, o de forma aproximada y más simple, suponiendo que la amplificación de las ondas está dada por el cuadrado de la razón de impedancias entre la fuente y la superficie (Boore and Joyner, 1997; Boore, 2003). En nuestro modelado del término de sitio hacemos la siguiente simplificación:

$$ST(f) \approx \exp(-\pi f \kappa_{efec}).$$
 (2.21)

Usamos el parámetro κ_{efec} como una aproximación efectiva, que incluye tanto la parte de amplificación como la de atenuación del término de sitio. Esto se puede justificar ya que V(f) crece monótonamente desde 1.0 a bajas frecuencias hasta un valor fijo a altas frecuencias, y puesto que tenemos un rango limitado en frecuencias para ajustar la función logarítmica, podemos suponer que esta aproximación tiene un error como mucho de un factor constante (Raoof et~al., 1999).

Comparando las ecuaciones (2.14),(2.17) y (2.20) del modelado y los términos de la regresión en la ecuación (2.8), más las ligaduras (ecs. 2.8, 2.9 y 2.10) se muestra la siguiente correspondencia:

$$\operatorname{EXT}(r_{\operatorname{ref}}, f) = \log\left(\operatorname{SO}(f, M_w) \operatorname{P}(r_{\operatorname{ref}}, f) \overline{\operatorname{ST}(f)}\right), \qquad (2.22)$$

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

$$D(r, r_{ref}, f) = \log\left(\frac{g(r)\exp(-\pi f r/\beta Q(f))}{g(r_{ref})\exp(-\pi f r_{ref}/\beta Q(f))}\right), \qquad (2.23)$$

$$ST(f) = \log\left(\frac{\exp(-\pi f \kappa_{\text{efec}}))}{\exp(-\pi f \kappa_{\text{efec}}))}\right), \qquad (2.24)$$

donde $\overline{\exp(-\pi f \kappa_{\text{efec}}))} = \overline{\text{SITE}(f)}$ es el efecto de sitio promedio de la red surgido de la ligadura (2.10).

El modelado del término de distancia, como hemos dicho con anterioridad, se realiza buscando los valores de los parámetros de la ecuación (2.23) $\{Q_0, n, p_1, ..., p_n\}$, que mejor ajustan al término de distancia obtenido en la regresión. Para esto, utilizamos un algoritmo de búsqueda de mínimo en una función multivariable usando una medida de mínimos cuadrados. Este algoritmo utiliza el método de región de confianza (Coleman and Li, 1994, 1996). La función que minimiza este algoritmo es:

$$\text{MISFIT}(x_1, \cdots, x_n) = \frac{1}{2} \sum_{ij} \left[F(x_1, \cdots, x_n, \text{INDATA}_{ij}) - \text{OBSDATA}_{ij} \right]^2$$
(2.25)

donde $F(x_1, \dots, x_n, \text{INDATA}_{ij}) = D_{\text{teo}}(r_i, r_{\text{ref}}, f_j)$ (ec. 2.23). INDATA es la matriz con todos los posibles pares {frecuencia, distancia de nodo}, OBSDATA es la matriz con los valores obtenidos de los términos de distancia de las regresiones de las amplitudes espectrales RMS, $D_{\text{emp}}(r_i, r_{\text{ref}}, f_j)$ (ec. 2.6), y x_1, \dots, x_n son los parámetros a variar.

Una vez modelado el término de distancia, calculamos los parámetros que controlan el término de excitación: $\Delta \sigma$ y k_{efec} (ecs. 2.22 2.14, 2.15, 2.16). El parámetro de esfuerzos, $\Delta \sigma$, como lo definió Brune (1970, 1971), controla los niveles espectrales por encima de la frecuencia esquina. Estos términos se obtienen de la comparación de la forma de las curvas teóricas con las obtenidas de las regresiones para los términos de excitación. La dependencia con la magnitud se obtiene de la comparación de la amplitud de las curvas teóricas con las empíricas de los terremotos para los cuales tenemos valores de la magnitud momento calculados en estudios independientes.

2.3.2. Modelado en el dominio del tiempo: Amplitud pico y RVT

En el modelado de la amplitud pico vamos a utilizar RVT. Esta teoría relaciona la amplitud pico de una serie temporal aleatoria con la amplitud espectral RMS en función del número de máximos presentes en la ventana temporal utilizada para calcular a_{RMS} :

$$\frac{a_{\rm pico}}{a_{\rm RMS}} = [2\ln(N)]^{1/2}, \qquad (2.26)$$

28

MODELADO

donde N es el número de extremos en el intervalo temporal T (Cartwright and Longuet-Higgins, 1956; Vanmarcke and Lay, 1977). El número de máximos en una ventana de una serie temporal aleatoria viene dada por:

$$N = 2f T$$
,

donde \bar{f} es la frecuencia dominante de la serie temporal en esa ventana. Boore (1983) generalizó estas ideas a cualquier serie temporal que tuviera un carácter aleatorio, proponiendo un método de simulación estocástico para generar movimientos de suelo de alta frecuencia a partir de la amplitud espectral y la duración del movimiento. Con estas ideas podemos modelar la velocidad pico usando las predicciones de la amplitud espectral y la duración, y comprobar la validez de nuestro análisis.

Capítulo 3

Descripción de los datos

3.1. Introducción

Todos los datos analizados en este estudio han sido registrados por las estaciones sísmicas pertenecientes al Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) de la universidad de Granada. Este Instituto gestiona dos redes sísmica: una red de sensores de corto periodo y otra de sensores de banda ancha. La localización geográfica de ambas redes se muestra en la figura (3.1). La red de corto periodo esta compuesta por ocho sensores de componente vertical de corto periodo, Mark o Ranger, de un segundo de periodo natural. Esta red lleva operando en digital desde el año 1988, aunque su instalación data de 1983(Alguacil, 1986). Se distribuye formando un cinturón alrededor de la cuenca de Granada, situándose una de las estaciones en el centro de la misma (triángulos negros en la figura 3.1). Por otro lado, la red de banda ancha tiene una mayor distribución espacial, extendiéndose por toda Andalucía (triángulos vacíos en la figura 3.1). Su instalación comenzó en el 1995 con la estación de Sierra Elvira (SELV), aunque no fue hasta el año 2000 cuando se aceleró el proceso de ampliación de la red sísmica andaluza, contando en la actualidad con 11 sensores de 3 componente de banda ancha STS-2 (Morales et~al., 2006). La respuesta instrumental de ambos sensores se muestra en la figura (3.2).

La base de datos del IAG se revisó para este trabajo desde el año 1999 hasta septiembre del 2005 para los datos de corto periodo y desde enero del año 2003 hasta septiembre del 2005 para los datos de banda ancha. Los criterios de selección de los datos han sido: una buena razón señal-ruido (> 3) y una buena distribución de los datos tanto espacial como de tamaños. Las localizaciones de los terremotos han sido obtenidas de los boletines del IAG (Enero 1999-Agosto 2003) y del Instituto Geográfico Nacional (IGN, a partir de



Figura 3.1: Mapa con la distribución de estaciones sísmicas. Los triángulos vacíos representan la localización de las estaciones de banda ancha y los triángulos negros las estaciones de corto periodo.



Figura 3.2: Curvas de respuesta instrumental en amplitud. La línea discontinua denota la respuesta instrumental del sensor de banda ancha y la línea continua la del sensor de corto periodo.

Septiembre 2003).

Se han dividido los datos en su análisis en dos grupos principales. En uno se han utilizando sólo datos de corto periodo ocurridos entre principios de 1999 hasta finales del 2002 (SP₋) y en el otro grupo los datos de banda ancha y corto periodo desde principios de 2003 hasta finales del 2005 (BB₋). Esto se debe a que cuando se inicio esta tesis sólo estaban disponibles los datos de corto periodo en número suficiente para aplicar esta metodología. Cuando fue avanzando el trabajo y comenzó a haber datos de banda ancha, nos pareció que podía ser interesante separar el análisis que habíamos realizado con datos registrado en la red de corto periodo de otro en el que se combinan datos de ambas redes (BB₋). Esta separación nos ha permitido ver la influencia de la distribución de las estaciones con respecto a los datos. Es decir, en el caso del análisis con datos sólo de corto periodo, las estaciones están localizadas en una zona relativamente pequeña con respecto a la distribución espacial de epicentros (fig. 3.4). En el caso de la red de banda ancha, las estaciones están distribuidas por toda la región de estudio (fig. 3.9). Según está construida la regresión (ver capítulo 2), los datos que contribuyen al coeficiente de un determinado nodo en el término de distancia, son aquellos que tienen una distancia hipocentral cercana a la distancia de ese nodo. En el caso de la red de corto periodo, el término de propagación a cortas distancias (
 $\leq 50~{\rm km})$ está influenciado, principalmente, por la sismicidad que se produce en la cuenca de Granada y en sus alrededores (fig. 3.1). Mientras que en el análisis combinando ambas redes el término de propagación a cortas distancias es un promedio de las diferentes regiones dentro de la zona de estudio (fig.3.1)

Como vimos en el capítulo de introducción (sección 1.3), la zona de estudio presenta diferencias en la estructura cortical, tanto en la composición (zonas internas y externas) como en el grosor. Esto hace que tengamos que ser cautos a la hora de interpretar los resultados de un análisis que pretende obtener valores promedio de toda la zona de estudio. Para profundizar más en como afectan estas diferencias corticales a los resultados, además de la regresión de los conjuntos completos de datos descritos en el párrafo anterior (SP_and y BB_and), se van a analizar por separado, dentro de ellos, grupos de terremotos que se propagan por diferentes regiones. El criterio seguido en la agrupación de datos es que el trayecto de propagación de las ondas pase por zonas con estructuras similares.

En el siguiente apartado se van a presentar los datos utilizados para un primer análisis donde se usan datos registrados en estaciones de corto periodo, así como la subdivisión de estos datos en dos grupos (sec. 3.2). Seguidamente, se presentarán los datos utilizado en el análisis conjunto de datos de banda ancha y corto periodo, y su subdivisión (sec. 3.3).

3.2. Datos de Corto Periodo: 1999-2002

Las estaciones de la red de corto periodo están situadas en los alrededores de la cuenca de Granada (fig. 3.3). Esta red está formada por sensores de velocidad Mark o Ranger de componente vertical de un segundo de periodo natural. Las estaciones transmiten los datos de forma continua, en tiempo real, vía radio al IAG. Allí son digitalizados y registrados a 100 muestras por segundo con un rango dinámico de 14 bits (Alguacil, 1986).



Figura 3.3: Mapa de la estructura de la cuenca de Granada. Los triángulos negros denotan la localización de las estaciones de corto periodo pertenecientes al IAG

DATOS DE CORTO PERIODO: 1999-2002

Los datos registrados en sensores de corto periodo se han separado en dos grupos temporales, unos se van a analizar solos y otros conjuntamente con los de banda ancha. En este apartado se van a describir los datos de corto periodo registrados desde el comienzo del año 1999 hasta finales del 2002. La distribución de eventos utilizados en este análisis se muestra en las figuras (3.4) y (3.5). De estos datos se van a hacer tres análisis: uno con



Figura 3.4: Mapa con la distribución de terremotos usados en el análisis de datos de corto periodo (círculos). Los círculos verdes son los terremotos incluidos en el conjunto de datos SP_alb y los círculos naranja son los terremotos incluidos en el conjunto SP_bet. Los triángulos negros son las estaciones de corto periodo.

el conjunto completo de datos, SP_and, y otros dos con los subconjuntos de datos: SP_alb y SP_bet. En el subconjunto SP_alb, los terremotos se localizan en el mar de Alborán y norte de África (círculos verdes en la figura 3.4) y en el subconjunto SP_bet en el sur de la Península Ibérica (círculos naranja en la figura 3.4). La idea subyacente en hacer una regresión separada de los terremotos que se propagan por el sur de la Península (SP_bet) y aquellos que se propagan mayoritariamente por la corteza adelgazada de la cuenca de Alborán, es la de comprobar como las diferencias en la estructura de la corteza de estas dos zonas se transmiten a los valores promedio que estamos obteniendo con la regresión global y, por tanto, a las leyes de escalado del movimiento de suelo regional.

A parte de las diferencias estructurales en estos subconjuntos de datos, se observan



Figura 3.5: Mapa con las trayectorias entre la fuente y el receptor de los registros de corto periodo, líneas negras continuas. Los círculos son los epicentros de los terremotos usados en el estudio y los triángulos rojos representan las estaciones sísmicas de corto periodo.

DATOS DE CORTO PERIODO: 1999-2002

diferencias en la población de tipos de fuentes sísmicas (mecanismos focales) (fig. 1.4). La distribución de tipos de fuentes sísmica es bastante heterogénea al sur de la península Ibérica (SP_bet), sin verse ninguna tendencia dominante. Sin embargo, en el mar de Alborán predominan los mecanismos de salto en dirección con planos de falla similares (fig. 1.4). Esta homogeneidad de mecanismos y planos de falla en el conjunto SP_alb y la pequeña apertura de la red de corto periodo hace que la directividad que registran todas las estaciones sea similar. Estas diferencias en los mecanismos de fuente pueden afectar al modelado del término de excitación.

De los terremotos ocurridos en el Sur de la Península Ibérica y en mar de Alborán desde enero de 1999 hasta diciembre del 2002 se han seleccionado 1,107 eventos (fig. 3.4 y 3.5). Los criterios de selección han sido que el terremoto estuviera registrado en al menos cuatro estaciones, que el registro incluyera toda la coda y que la razón señal-ruido fuera mayor o igual a 3. El conjunto completo de datos consta de 6052 sismogramas de velocidad de componente vertical. Como se ha expuesto anteriormente, el estudio se realiza separadamente para el conjunto completo de datos y para dos subconjuntos de datos: SP_bet y SP_alb. En SP_alb se analizaron 1,636 trazas pertenecientes a 280 terremotos (círculos verdes en la figura 3.4) y en SP_bet 4051 trazas de 773 terremotos (círculos naranjas en la figura 3.4). En la figura (3.5) se presentan las trayectorias que unen el epicentro y la estación de los registros usados para este análisis. Esta figura nos da una idea de la proyección en superficie del volumen muestreado por estos terremotos.

La distribución por magnitud, distancia y profundidad de los datos se muestran en la figura (3.6). Las distancias hipocentrales van desde 3 a 450 km y las magnitudes, mb, desde 1.0 a 5.1. Las profundidades de la mayoría de los eventos se encuentran por encima de los 20 km, teniendo los tres conjuntos una distribución de profundidades similar (fig. 3.6c). Esto hace que no sea necesario hacer un estudio por separado de eventos ocurridos a diferentes profundidades, ya que una de las hipótesis implícita en la ecuación que define la interpolación lineal (2.7) es que la disminución de la amplitud con la distancia hipocentral es independiente de la profundidad. Las variaciones en el término de distancia con la profundidad pueden deberse a la combinación de variaciones de la velocidad de cizalla, de la atenuación intrínseca y de *scattering* con la profundidad, y a fenómenos de guiado de ondas (e.j. Hoshiba, 1994; Harmsen, 1997). Como la mayoría de nuestros terremotos se localizan en la corteza superior esperamos que estas diferencias con la profundidad del terremoto sean despreciables.

La distribución en magnitudes es parecida en los tres grupos de datos. Sin embargo, se presentan diferencias entre ellos en la distribución de distancia, en SP_bet la mayoría de los terremotos están situados a distancias menores de 100 km y no sobrepasan los 350 km, teniendo un máximo entre 30 y 40 km de distancia. Este máximo está producido por



Figura 3.6: Distribución de cada uno de los conjuntos de datos por magnitud (a), distancia hipocentral (b) y profundidad de la fuente (c).

los terremotos localizados en la cuenca de Granada y alrededores, zona con gran actividad sísmica (Vidal, 1986). Por otro lado, la distribución de distancias de los terremotos pertenecientes al grupo SP_alb es bastante homogénea entre los 40 y 250 km (fig. 3.6b). En la figura (3.7) se muestra la distribución de distancias para cada una de las estaciones de corto periodo. Como puede verse esta distribución es similar para todas las estaciones dentro de cada uno de los conjuntos de datos.

Para 23 de los terremotos analizados en el grupo SP_and, disponemos de estimaciones de la magnitud momento (fig. 3.8, tabla 3.1). Estas magnitudes momento han sido obtenidas mediante la inversión del tensor momento a partir de sismogramas regionales (Stich et~al., 2003a). De estos terremotos, 13 están incluidos en el grupo SP_alb y 7 en el grupo en SP_bet. Estas magnitudes momento nos servirán para tabular los términos de excitación, que se obtienen de la regresión. En la tabla (3.1) se presenta la fecha y hora, la localización y la magnitud momento de estos terremotos. Para mayor información consultar la página web http://www.ugr.es/~iag/tensor/.

Terremoto ID	Fecha	hora	Latitud	Longitud	Mw	Grupo
0090	1999/05/29	11:30:49	36.21	-2.74	3.9	SP_alb
0189	2000/05/27	07:49:54	36.36	-3.13	3.6	SP_alb
0235	2000/08/23	00:42:06	35.51	-1.58	4.0	SP_alb
0676	2001/06/08	13:47:32	35.50	-3.93	4.0	SP_alb
1089	2002/06/27	13:29:50	35.63	-4.03	3.8	SP_alb
1092	2002/07/06	17:24:19	35.63	-3.92	4.2	SP_alb
1122	2002/08/24	10:08:07	36.46	-4.56	4.2	SP_alb
1181	2003/02/15	03:56:33	35.58	-3.84	4.0	SP_alb
1184	2003/02/18	13:09:35	35.67	-3.55	4.8	SP_alb
1186	2003/02/18	13:59:29	35.67	-3.61	3.9	SP_alb
1188	2003/02/19	00:33:50	35.73	-3.49	4.0	SP_alb
1191	2003/02/21	11:46:37	35.69	-3.62	4.2	SP_alb
1193	2003/02/21	12:06:49	35.69	-3.60	3.8	SP_alb
0099	1999/06/14	21:18:30	37.34	-2.17	3.7	SP_bet
0125	1999/08/14	06:57:02	38.18	-1.69	3.8	SP_bet
0744	2001/07/16	20:15:45	38.15	-2.28	3.7	SP_bet
1041	2002/02/04	20:09:30	37.09	-2.55	4.7	SP_bet
1107	2002/08/06	06:16:19	37.91	-1.82	5.0	SP_bet
1114	2002/08/06	11:55:16	37.89	-1.81	4.0	SP_bet
1173	2003/01/24	20:35:00	37.74	-4.70	4.2	SP_bet
0886	2001/09/23	04:33:48	38.83	-0.08	4.0	SP_and
1119	2002/08/07	00:43:56	37.86	-1.83	3.7	SP_and
1167	2002/12/10	13:51:26	36.19	-7.47	5.0	SP_and

Cuadro 3.1: Listado de los terromotos con magnitud momento en el análisis de datos de corto periodo: 1999-2002

3.3. Datos de Banda Ancha y Corto Periodo: 2003-2005

La red de banda ancha se encuentra distribuida por toda Andalucía incluyendo Ceuta, presentando una mayor densidad en la zona oriental (triángulos vacíos en la figura 3.1). Esta red consta de 11 estaciones de banda ancha con sensores de velocidad de tres componentes STS-2. El sistema de adquisición está compuesto de un digitalizador (Earth Data) con 25 bits de resolución, un PC industrial de bajo consumo que controla la adquisición y una antena GPS. El muestreo es de 50 muestras por segundo.



Figura 3.7: Distribución en distancias de las observaciones registradas en cada una de las estaciones de corto periodo.



Figura 3.8: Mapa con las localizaciones y los mecanismos focales de los terremotos, incluidos en los datos de corto periodo desde el 1999 hasta el 2002, para los que tenemos medidas de magnitud momento.



Figura 3.9: Mapa con la distribución de terremotos utilizados en el análisis conjunto de datos de banda ancha y corto periodo (círculos). Los círculos naranja son los terremotos incluidos en el conjunto BB_bet. Los triángulos azules son las localizaciones de las estaciones de banda ancha y el rectángulo negro señala la zona de la red de corto periodo.

Como se ha dicho con anterioridad en el análisis de datos de banda ancha también se han incluido registros de corto periodo. De los terremotos ocurridos en la zona de interés entre enero del 2003 y diciembre del 2005 nos hemos quedado para el análisis con 496 terremotos (fig. 3.9). Los criterios de selección han sido que la razón señal ruido sea mayor o igual que 3, que el registro contenga toda la coda y que por lo menos esté registrado en cuatro estaciones con al menos dos de ellas de banda ancha. En la regresión del conjunto completo de datos se han analizado 9,372 trazas, siendo 4,474 de componente vertical y 4,898 de componente horizontal. A diferencia del análisis anterior, con datos solo de corto periodo, además de obtener leyes empíricas de escalado de la amplitud espectral RMS y amplitud pico de la componente vertical vamos a analizar de forma conjunta y separada los registros de las componentes verticales y horizontales para obtener leyes conjuntas y separadas de ambas componentes.

A parte de la regresión del conjunto completo de datos (BB_and), como se hizo en el caso anterior, vamos a analizar los terremotos localizados en la zona sur de la Península ibérica (BB_bet círculos naranjas en la figura 3.9) y los que se localizan en el mar de



Figura 3.10: Mapa con las trayectorias entre la fuente y el receptor de los registros de banda ancha y corto periodo, líneas continuas negras. Los círculos son los epicentros de los terremotos usados en el estudio. Los triángulos rojos representan las estaciones sísmicas de banda ancha y el rectángulo señala la zona de la red de corto periodo.

Alborán y norte de Marruecos (BB_alb círculos verdes en la figura 3.9). El número de terremotos en BB_bet es 248 con 4,225 trazas, de las cuales 2,228 son horizontales y 1997 verticales. En BB_alb hay 210 terremotos con 4,547 trazas, 2,304 horizontales y 2243 verticales. En la figura (3.10) se muestran las trayectorias entre el epicentro y la estación para los registros de banda ancha y corto periodo. Comparando esta figura con la figura de las trayectorias del grupo de datos de corto periodo (3.5), vemos que se ha aumentado el muestreado de la zona oriental de Andalucía.

La distribución de magnitudes, distancia y profundidades del conjunto completo de datos (BB_and), así como de los subconjuntos BB_bet y BB_alb, se presentan en la figura (3.11). En el conjunto completo, BB_and, las magnitudes, mb, van desde 1.5 hasta 6.3 y la distancias hipocentrales desde 6 hasta 775 km. BB_and presenta una distribución bastante homogénea en distancias por debajo de los 400 km. BB_alb presenta un máximo alrededor de los 200-250 km de distancia, esto se debe a la contribución de los terremotos que se produjeron en la serie de Alhucemas (2004). En el caso de grupo BB_bet, las distancias son menores que en los otros dos grupos siendo en su mayoría menores de 150



Figura 3.11: Distribución de cada uno de los conjuntos de datos por magnitud (a), distancia hipocentral (b) y profundidad de la fuente (c).

km y estando todas por debajo de los 350 km. La distribución de las profundidades de los terremotos es parecida en todos los grupos, manteniéndose, en su mayoría, por debajo de los 20 km (fig. 3.11c). Como en el caso anterior, esto hace que sea innecesario un estudio por profundidades (Harmsen, 1997). La distribución de distancias por estación se muestra en la figura (3.12) para cada uno de los grupos de datos. En el análisis del grupo BB_bet, no se considera la estación de banda ancha CEUT. Esto se debe a que por su localización muestrea el dominio de Alborán.

Entre estos datos hay varias series de terremotos: una localizada en el mar de Alborán (febrero del 2003), otra cerca de Alhucemas (Norte de Marruecos, febrero de 2004) y dos más localizadas en la zona de Bullas (Murcia, febrero 2002) y la Paca (Murcia,



Figura 3.12: Distribución en distancias de las observaciones registradas en cada una de las estaciones de banda ancha y corto periodo en el periodo 2003-2005, usadas en el análisis conjunto de ambas redes.



Figura 3.13: a) Mapa con las localizaciones y los mecanismo focal de los terremotos, incluidos en los datos de banda ancha, para los que tenemos medidas de magnitud momento. b) Detalle de los terremotos de las series de Murcia, c) serie de Alhucemas y d) serie del Mar de Alborán.

enero 2005). Estas series han proporcionado eventos de magnitud suficiente para poder obtener magnitudes momento a partir de la inversión del tensor momento (Stich et~al., 2003a). Estas magnitudes momento han sido publicadas en varios trabajos, Stich et~al. (2003a, 2005a,b) y Stich et~al. (2006). Pueden consultarse los ajustes en la página web http://www.ugr.es/~iag/tensor/ y en la página del IGN para los terremotos 1755, 1756 y 1765 (http://www.geo.ign.es). En total, tenemos medidas de magnitud momento para 54 terremotos del conjunto completo de datos, BB_and (fig. 3.13 y tablas 3.3, 3.2). De estos eventos, 10 están incluidos en el grupo BB_bet y 38 en el grupo BB_alb. Los mecanismos focales y las localizaciones de estos terremotos se presentan en el mapa de la figura (3.13). En esta figura se han ampliado varías zonas que se corresponden con las series sísmicas. Información adicional sobre estos terremotos se muestra en las tablas (3.3) y (3.2).

Terremoto ID	Fecha	hora	Latitud	Longitud	Mw	Grupo
1334	2003/07/18	21:23:15	37.13	-6.41	4.0	BB_and
1340	2003/07/29	05:31:26	36.33	-10.34	5.3	BB_and
1475	2004/03/24	00:59:10	36.01	-8.71	3.8	BB_and
1605	2004/12/13	14:16:11	36.26	-9.97	4.8	BB_and
1608	2005/01/03	11:34:15	36.68	-7.55	3.9	BB_and
1706	2005/02/20	13:26:01	38.2	-6.01	3.7	BB_and
1302	2003/01/24	20:35:00	37.74	-4.70	4.2	BB_bet
1338	2003/07/25	03:37:55	36.98	-5.66	3.5	BB_bet
1346	2003/09/10	20:22:47	37.11	-3.79	3.8	BB_bet
1365	2003/10/30	01:12:03	36.76	-2.07	3.5	BB_bet
1375	2003/11/16	21:36:12	37.57	-2.71	4.1	BB_bet
1493	2004/04/16	19:23:25	37.69	-1.40	3.9	BB_bet
1618	2005/01/29	07:41:31	37.88	-1.78	4.8	BB_bet
1637	2005/02/01	23:53:56	38.02	-1.70	3.6	BB_bet
1641	2005/02/03	11:40:33	37.82	-1.79	4.2	BB_bet
1664	2005/02/04	01:09:41	37.82	-1.80	3.9	BB_bet

Cuadro 3.2: Listado de los terromotos con magnitud momento en el análisis conjuntos de datos de banda ancha y de corto periodo: BB_and y BB_bet.

Terremoto ID	Fecha	hora	Latitud	Longitud	Mw	Grupo
1305	2003/02/15	03:56:33	35.58	-3.83	4.0	BB_alb
1308	2003/02/18	13:09:35	35.67	-3.55	4.8	BB_alb
1310	2003/02/18	13:59:29	35.67	-3.61	3.9	BB_alb
1312	2003/02/19	00:33:50	35.73	-3.49	4.0	BB_alb
1314	2003/02/21	11:46:37	35.69	-3.62	4.2	BB_alb
1315	2003/02/21	12:06:49	35.69	-3.60	3.8	BB_alb
1316	2003/02/22	11:07:45	35.70	-3.55	3.7	BB_alb
1398	2004/02/24	02:27:46	35.14	-4.00	6.3	BB_alb
1415	2004/02/24	11:04:44	35.18	-4.08	4.3	BB_alb
1420	2004/04/24	16:42:12	35.06	-4.08	4.1	BB_alb
1422	2004/04/24	18:53:02	35.08	-3.90	4.0	BB_alb
1423	2004/04/24	20:37:02	35.11	-3.95	4.0	BB_alb
1425	2004/02/25	05:21:14	35.12	-3.93	4.4	BB_alb
1428	2004/02/25	12:44:54	35.05	-3.86	5.2	BB_alb
1429	2004/02/25	16:33:28	35.17	-3.94	4.0	BB_alb
1431	2004/02/26	12:07:03	35.19	-4.06	4.9	BB_alb
1433	2004/02/27	00:59:00	35.14	-3.99	4.4	BB_alb
1434	2004/02/27	03:12:36	35.13	-3.95	4.3	BB_alb
1435	2004/02/27	16:50:42	35.18	-3.92	4.5	BB_alb
1436	2004/02/28	16:29:25	35.02	-4.01	4.2	BB_alb
1439	2004/03/02	20:36:26	35.15	-3.87	4.4	BB_alb
1446	2004/03/07	06:37:52	35.06	-4.00	5.0	BB_alb
1454	2004/03/10	04:22:18	35.04	-4.10	4.0	BB_alb
1455	2004/03/12	17:21:51	34.92	-4.05	4.9	BB_alb
1461	2004/03/15	12:39:13	35.12	-4.20	3.9	BB_alb
1469	2004/03/20	09:37:26	35.01	-4.15	4.5	BB_alb
1481	2004/04/01	00:25:35	35.09	-4.10	4.0	BB_alb
1485	2004/04/06	01:53:09	35.06	-4.11	4.2	BB_alb
1530	2004/06/20	22:47:05	34.94	-3.88	4.3	BB_alb
1538	2004/07/10	17:57:16	35.16	-4.06	3.7	BB_alb
1559	2004/08/14	01:55:42	34.87	-3.89	3.8	BB_alb
1570	2004/10/10	08:13:59	35.05	-3.99	4.0	BB_alb
1587	2004/12/02	17:50:42	34.92	-2.86	4.9	BB_alb
1594	2004/12/04	10:29:59	34.99	-3.00	5.1	BB_alb
1602	2004/12/09	$07{:}46{:}02$	34.96	-3.09	4.5	BB_alb
1714	2005/03/22	$09{:}03{:}13$	34.93	-2.98	4.4	BB_alb
1755	2005/06/30	01:19:23	36.68	-1.57	3.8	BB_alb
1756	2005/07/02	12:58:07	35.76	-3.50	3.9	BB_alb

Cuadro 3.3: Listado de los terromotos con magnitud momento en el análisis conjuntos de datos de banda ancha y de corto periodo: BB_and y BB_alb.

Capítulo 4

Preprocesado y modelo inicial de distancia

4.1. Preprocesado

En este capítulo se va a describir el procesado que hay que realizar a los datos previo a las regresiones que nos darán las leyes de escalado del movimiento de suelo. En este procesado se realizaran una serie de medidas. En los pasos previos a las regresiones se obtuvieron medidas de la duración del movimiento, las entradas para las regresiones: la amplitud de velocidad espectral RMS y la velocidad pico, y un modelo inicial para el término de distancia, D(r). Todo esto se realiza para cada una de las bandas de frecuencia analizadas en este estudio. El modelo inicial del término de distancia se obtiene utilizando la técnica de la Normalización de la Coda (sección 4.2; Aki, 1980; Frankel et al., 1990).

Este preprocesado tiene los siguientes pasos (fig. 4.1):

- Deconvolucionar la respuesta instrumental.
- Señalar los tiempos de llegada de las fases P y S.
- Filtrar las formas de onda en bandas estrechas alrededor de las frecuencias $f_0 \in \{1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12\}$ Hz. Este filtrado se realiza aplicando primero un filtro paso alta de Butterworth de 8-polos con la frecuencia esquina $f_0/\sqrt{2}$, seguido de un filtro paso baja de Butterworth de 8-polos con la frecuencia esquina $f_0\sqrt{2}$. De las trazas filtradas:



Figura 4.1: Esquema del preprocesado de los datos

- Primero se realiza un control de calidad, eligiéndose las trazas filtradas con una razón señal-ruido mayor que 3. Para ver esto se mide la amplitud media de la señal antes de la llegada de la fase P y la amplitud media del final de la traza. El valor mayor de esas dos medidas se compara con la amplitud máxima de la traza. si la razón entre esos dos valores es menor que tres, la traza se elimina de los análisis subsiguientes.
- Se mide la velocidad pico: el máximo en amplitud de la serie temporal filtrada.
- Se calcula la duración de la señal filtrada, $T_{ij}(f)$. La definición de duración usada aquí es la propuesta por Raoof et[~]al. (1999): la ventana temporal que comenzando en la llegada de la onda S engloba desde el 5% al 75% de la energía de la señal. En la figura (4.2) se ejemplifica el proceso de medida de la duración.
- Calcular el espectro promedio de Fourier RMS de la señal sin filtrar, en la ventana de tiempo T. T es la duración obtenida en el paso previo. $A_{\text{RMS}}(f_0)$ viene dada por la expresión:

$$A_{\rm RMS}(f_0) = \sqrt{\frac{\int_0^T |A(t)|^2 dt}{T}} = \sqrt{\frac{\int_{f_1}^{f_2} |A(f)|^2 df}{T}},$$
(4.1)



Figura 4.2: Proceso de medida de la duración de la señal. En la parte inferior: se muestra la señal filtrada en la banda de frecuencias de 1 Hz, con la llegada de la P y la S marcadas con las líneas verticales verdes. En la parte superior: se muestra la energía de esta señal normalizada por la amplitud del plateau asintótico. Las líneas horizontales rojas denotan los niveles del 5 % y 75 % de la energía. El sismograma es la componente vertical del terremoto del 29-01-2005 registrado en la estación de SESP.

donde $f_1 = f_0/\sqrt{2}$ y $f_2 = f_0\sqrt{2}$. f_0 es la frecuencia central del filtro utilizada para calcular la duración. Con A(f) y A(t) nos referimos a la amplitud de la señal en el dominio de la frecuencia y del tiempo, respectivamente.

- Comprobar la duración usando RVT. Con $A_{\rm RMS}$ y la duración, T, usamos RVT para calcular una $A_{\rm pico}$ teórica y compararla con la $A_{\rm pico}$ empírica obtenida en un paso anterior. Esto nos da una idea sobre las medidas de duración y la capacidad de nuestro método para calcular amplitudes pico a partir de espectros de amplitud y duración. En el caso del análisis de Fourier RMS, si las predicciones usando RVT dan valores de la amplitud pico comparables, dentro del rango de confianza, con las observadas, estas trazas se usan en la regresión. De esta forma evitamos errores inadvertidos en la estimación de la ventana de duración.
- Obtener un modelo inicial del término de distancia, $D(r, r_{ref}, f)$, para la regresión usando la técnica de normalización de la coda (sección 4.2)

En los siguientes apartados vamos exponer el método de normalización de la Coda y seguidamente ilustraremos el proceso de obtención de los términos de distancia iniciales.

4.2. Método de Normalización de la Coda: modelo inicial de distancia

El método de normalización de la coda está basado en la hipótesis de que a partir de un tiempo posterior al origen de un terremoto, su energía sísmica se distribuye uniformemente en el volumen que rodea la fuente. La idea de este método se desarrolló a partir de varias observaciones experimentales: i) la longitud del sismograma registrado por una red sísmica regional es proporcional a la magnitud del terremoto, ii) la forma de la envolvente de la traza filtrada de terremotos locales, en una banda de frecuencias y para tiempos mayores de dos veces el tiempo de la llegada de la onda S, no depende de la distancia entre la fuente y el receptor. Su amplitud varía con el tamaño del terremoto y con la distancia, pero no su forma (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975). En este trabajo usamos esta metodología para obtener una estimación del término de propagación o distancia, que se usará como modelo inicial en la regresión.

Podemos expresar el logaritmo de la amplitud RMS, en el dominio del tiempo, de una ventana a lo largo de la coda de un sismograma filtrado (con un filtro paso banda estrecho), centrada en un tiempo τ después de la primera llegada, ($\tau \ge 2t_S$), como la suma de varios factores:

$$\log[A_C(f,\tau,r)] = \mathrm{SO}^{\mathrm{Coda}}(f) + \mathrm{C}(f,\tau,r) + \mathrm{ST}^{\mathrm{Coda}}(f), \qquad (4.2)$$

(Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975). Donde A_C es la amplitud filtrada RMS a una distancia r de una ventana de la coda centrada en el tiempo τ ; SO_{Coda} y ST_{Coda} son los términos de fuente y de sitio de la coda, respectivamente. C(f, τ, r) representa la forma de la envolvente de la coda que describe el decaimiento de la amplitud con el tiempo a lo largo del sismograma. Se toma $\tau \geq 2t_S$ debido a, como se ha dicho antes, experimentalmente se ha observado que para tiempos por lo menos dos veces el tiempo de llegada de la onda S, la forma de la envolvente de la coda es independiente de la distancia entre la fuente y el receptor, y del receptor para una zona dada (Aki, 1969; Aki and Chouet, 1975).

Combinando la ecuación que nos expresa el logaritmo de la amplitud RMS de un terremoto a una distancia r (2.3) y (4.2) podemos escribir su razón:

$$A_{\text{reducida}}(r, f) = A_{S}(r, f) / A_{C}(f, \tau, r)$$

$$= \frac{\text{SO}^{S}(f)}{\text{SO}_{ij}^{\text{Coda}}(f)} \frac{\text{D}(f, r_{ij})}{\text{C}(f, \tau, r)} \frac{\text{ST}^{S}(f)}{\text{ST}^{\text{Coda}}(f)}.$$
 (4.3)

Si aceptamos la suposición de que los términos de fuente y de sitio de la onda S y de la coda son iguales o al menos linealmente proporcionales, estos se cancelan al hacer la razón

MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA

de amplitudes (Tsujiura, 1978; Aki, 1980). Esta hipótesis se ha estudiado y comprobado en diferentes trabajos, (p. ej. Tsujiura, 1978; Frankel et~al., 1990; Sato and Fehler, 1998), mostrando su validez. Por lo tanto, la ecuación (4.3) se simplifica transformándose en:

$$a_{\text{reducida}}(r, f) = \log[A_{\text{reducida}}(r, f)] = D(r, r_{\text{ref}}, f) - C(f, \tau_{\text{ref}}, r).$$
(4.4)

 $\tau_{\rm ref}$ se elige de forma arbitraria, aunque siempre teniendo en cuenta que sea mayor que dos veces el tiempo de la llegada de la onda S. En nuestro caso es dos veces el tiempo de llegada de la onda S.

Como se ha dicho anteriormente el objetivo es obtener $D(r, r_{ref}, f)$ de la ecuación anterior (4.4). Para eso debemos calcular previamente y de forma independiente $C(f, \tau)$. Este término se obtiene de forma empírica de las envolventes de las codas de todos los registros. La envolvente de una señal se calcula usando la expresión:

$$E(t) = [A^{2}(t) + H^{2}(t)]^{1/2}, (4.5)$$

donde A(t) es la amplitud de la serie temporal filtrada y H(t) es su transformada de Hilbert (t es un tiempo posterior al tiempo de referencia, τ_{ref}). Después, se normaliza por la amplitud del tiempo de referencia para nivelar todas las envolventes al mismo nivel y obtener por medio de una inversión lineal de mínimos cuadrados la forma de la coda media, C(f, τ), describiéndola como una función de interpolación temporal. En esta regresión se calculan los valores de la función en unos nodos temporales, usando varias ligaduras: i) forzar que el valor en el primer nodo sea cero, ii) forzar que el valor en el segundo nodo sea 1/t y iii) una ligadura de suavidad.

Una vez obtenido $C(f, \tau)$, de la ecuación (4.4), usando una inversión lineal de mínimos cuadrados con las mismas ligaduras ecs. (2.8) y (2.9) que se aplican en la regresión general, se consigue la primera estimación del término distancia $D(r, r_{ref}, f)$. Recordando que D(r, f) lo aproximamos por una función interpolación

$$\mathbf{D}(r, r_{\mathrm{ref}}, f) = \sum_{j=1}^{N_{\mathrm{nodos}}} L_j(r) \mathbf{D}_j(f),$$

la amplitud reducida de la observación a la distancia hipocentral

$$r_j \le r \le r_{j+1},$$

puede escribirse:

$$a_i(r) = L_j(r)D_j + L_{j+1}D_{j+1} - C(f, \tau_{ref}).$$
(4.6)

Poniendo esto en forma matricial, la ecuación que tenemos que invertir es:

$$\mathbf{A}_{\{n+m+1\}\times 1} = \mathbf{B}_{\{n+m+1\}\times m} \mathbf{A}_{\{m\}\times 1}$$

$$(4.7)$$

donde n es el número de observaciones y m el número de coeficientes en la función interpolación del término de distancia.

4.3. Resultados del modelo inicial de distancia

El método de normalización de la coda, como se ha expuesto anteriormente, se utiliza para obtener un término de distancia inicial. Para esto, a partir de las envolventes de los registros filtrados, se calcula la envolvente promedio de las señales filtradas. Estas curvas se normalizan a un valor de referencia de la coda (ver fig. 4.3). Usando la parte estable de la coda, a partir de dos veces el tiempo de llegada de la onda S, y por medio de una inversión de mínimos cuadrados se obtiene la forma de la coda media $C(f, \tau)$ (sección 4.2).

En las figuras (4.3a) y (4.4a) se muestra el cálculo de la forma promedio de la envolvente de la coda normalizada en diferentes bandas de frecuencias, {1, 4, 8, 12} Hz, para el conjunto de datos SP_and y las componentes verticales del conjunto de datos BB_and. Las líneas de color negro son las envolventes normalizadas para la ventana de las trazas con tiempos menores de la llegada de la onda P, esto nos da una idea de la amplitud del ruido de fondo. Las líneas azules son las envolventes de las trazas para tiempos mayores que dos veces el tiempo de la llegada de la onda S, la parte estable de la coda. La línea gruesa, continua y de color rojo es la forma de la envolvente de la coda media normalizada. En la parte b) de las figuras (4.3) y (4.4) se representan las formas promedio de la envolvente de la coda normalizada para todas las bandas de frecuencias usadas en este estudio para esos dos grupos. Los segmentos verticales son los errores obtenidos al calcular esta forma de la coda media a través de una inversión de mínimos cuadrados. Para tener una visión conjunta de las formas de la coda media se han representado estas para todas las frecuencias y todos lo grupos de datos en la figura (4.5)

Una vez obtenida la forma de la coda normalizada se utiliza la ecuación (4.4) para obtener los valores del término de distancia D(r, f) de cada una de las observaciones. En las figuras (4.6) y (4.7), se muestran, para las frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz, los valores de los términos de distancia obtenidos aplicando el método de normalización de la coda a los datos, cruces negras, así como el término de distancia promedio obtenido a través de un ajuste por mínimos cuadrados de una función interpolación a esos valores (línea continua roja). Los nodos que hemos utilizado son los mismos que luego se utilizaran para las regresiones. Se han probado diferentes conjuntos de distancias de nodos para ver si los resultados variaban debido a la distribución no siempre homogénea de las distancias de las observaciones con respecto a la distancia de los nodos. No se han visto diferencias en los resultados de las regresiones debidas al uso de distintas distribuciones de nodos. Por esto, nos hemos quedado con la siguiente distribución de nodos, {10, 20, 30, ..., 100, 120, 140, ..., 280, 310, 340, ..., 400} km. Para los conjuntos SP_alb y SP_bet el nodo más distante está a 260 km y en el caso de BB_alb y BB_bet, el nodo más lejano está a 370 y 340 km, respectivamente.



Logaritmo de la envolvente de la coda normalizada

Figura 4.3: a) Cálculo de la forma promedio de la envolvente de la coda normalizada en diferentes bandas de frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz del conjunto de datos SP_and. Las lineas de color negro son las envolventes de los sismogramas para tiempos menores que la llegada de la fase P. Las lineas finas continuas de color rojo son las envolventes para tiempos entre la llegada de la fase P y la S. Las líneas verdes son las envolventes de la señal entre la llegada de la S y dos veces este tiempo y en azul se denotan las envolventes de la coda para tiempos mayores que dos veces la llegada de la fase S. Los triángulos pequeños rojos son las amplitudes pico y los círculos negros representan estas amplitudes normalizadas por el nivel de referencia de la coda. La linea gruesa, continua y roja es la forma promedio de la coda normalizada. Las lineas verticales son los errores en cada uno de los nodos.



Logaritmo de la envolvente de la coda normalizada

Figura 4.4: a) Cálculo de la forma promedio de la envolvente de la coda normalizada en diferentes bandas de frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz del conjunto de datos BB_and_V. Las líneas de color negro son las envolventes de los sismogramas para tiempos menores que la llegada de la fase P. Las lineas finas continuas de color rojo son las envolventes para tiempos entre la llegada de la fase P y la S. Las líneas verdes son las envolventes de la señal entre la llegada de la S y dos veces este tiempo y en azul se denotan las envolventes de la coda para tiempos mayores que dos veces la llegada de la fase S. Los triángulos pequeños rojos son las amplitudes pico y los círculos negros representan estas amplitudes normalizadas por el nivel de referencia de la coda. La linea gruesa, continua, y roja es la forma promedio de la coda normalizada. Las lineas verticales son los errores en cada uno de los nodos.


Figura 4.5: Formas promedio de la envolvente de la coda normalizada para todas las frecuencias, los grupos de datos y componentes.



Figura 4.6: Para el conjunto de frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz se muestran los valores de los términos de distancia obtenidos de la normalización de la coda para los tres conjuntos de datos de corto periodo, cruces negras, y su valor promedio con la distancia, linea roja continua.



Figura 4.7: Para el conjunto de frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz se muestran los valores de los términos de distancia obtenidos de la normalización de la coda, cruces negras, para las diferentes componentes del conjunto completo de datos BB_and. Todas las componentes se denotan por BB_and_A, las componentes verticales y las horizontales con BB_and_V y BB_and_H, respectivamente. La línea roja continua es el término de distancia inicial obtenido de estas medidas.

Después de obtener estos términos de distancia iniciales se normalizan a la distancia de referencia aplicando la condición de ligadura $D(r_{ref,f} = 0)$ (ec. 2.8). La distancia de referencia en todo los conjuntos de datos ha sido 40 km. Se ha elegido la misma distancia de referencia en todos los grupos de datos para poder comparar los resultados. Mirando las figuras de distribución de distancias, (3.6) y (3.11), vemos que esta distancia de referencia está dentro de las observaciones en todos los grupos de datos.

En las figuras (4.8a) y (4.9a) se muestran los términos de distancia iniciales para todas las frecuencias de los grupos de datos SP (SP_and, SP_alb y SP_bet) y para las diferentes componentes del grupo BB_and (todas las componentes BB_and_A, verticales BB_and_V y horizontales BB_and_H). En la parte b) de estas figuras se comparan estos términos de distancia iniciales para el conjunto de frecuencias $\{1, 4, 8, 12\}$ Hz. De la figura (4.8b) se desprende que los términos de distancia iniciales para los diferentes conjuntos de datos de corto periodo (SP) son similares en el rango de distancias entre 40-100 km, siendo la discrepancia mayor a cortas distancias donde el grupo de datos SP_alb presenta una menor amplitud debida a que en esta zona estamos extrapolando más que interpolando dado el pequeño número de observaciones a estas distancias (fig. 4.6). Debido a la situación de las estaciones, a distancias cortas ambos conjuntos de datos muestrean zonas similares y por tanto es de esperar que los términos de distancia sean parecidos. A partir de los 100 km empiezan a diferenciarse pero ligeramente. En el caso de los resultados para el conjunto BB_and se observa que estos términos de distancia iniciales son bastante parecido entre los análisis de las diferentes componentes en los 70 primeros kilómetros presentando un pequeño aumento de amplitud las componentes horizontales a partir de esta distancia.



Figura 4.8: Términos de distancia inicial para todas las frecuencias de los conjuntos SP. b) Para las frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz se comparan los términos de distancia iniciales de los tres conjuntos de datos de corto periodo.



Figura 4.9: a) Términos de distancia inicial para todas las frecuencias del conjunto BB_and. Arriba los términos de distancia inicial para el conjunto formado por todas las trazas (BB_and_A), abajo y a la izquierda, sólo para las componentes verticales (BB_and_V) y a la derecha para las componentes horizontales (BB_and_H). b) Para las frecuencias {1, 4, 8, 12} Hz se comparan los términos de distancia iniciales obtenidos de la normalización de la coda obtenidos para las diferentes componentes.

Capítulo 5

Medidas de duración

5.1. Introducción

Una precisa evaluación de la duración del movimiento de suelo es importante por ser uno de los parámetros críticos en la caracterización del peligro sísmico. Estudios empíricos y teóricos han demostrado que la amplitud pico decrece con el aumento de la duración cuando el resto de parámetros permanecen constantes (Ou and Herrmann, 1990b; Boore, 2003). En nuestro estudio, a partir de medidas de duración obtenemos unas leyes de escalado promedio de la duración con la distancia para las zonas ya descritas. Estas funciones duración promedio, además de ser interesantes intrínsecamente a la hora de prever la duración de terremotos futuros, nos permiten comprobar, a través de RVT, que las leyes de escalado obtenidas de amplitud espectral nos sirven para obtener indirectamente leyes correspondientes para las amplitudes pico.

La duración del movimiento de suelo es la suma de la duración de la emisión en la fuente y su dispersión en el tiempo relacionada con el camino que atraviesan la ondas. A distancias mayores de unas pocas profundidades focales, la duración deja de estar controlada por la duración de la emisión, pasando a serlo por la dispersión de las ondas elásticas en su propagación a lo largo de la Tierra. Esta dispersión hace aumentar la duración de la señal sísmica con la distancia. Es decir, la duración del movimiento de suelo producido por el terremoto i y registrado en la estación j viene dada:

$$T_{ij}(f, r_{ij}) = T_i^{\text{fuente}}(f) + T_{ij}^{\text{camino}}(f, r_{ij}), \qquad (5.1)$$

para terremotos pequeños, podemos hacer la aproximación $T_i^{\rm fuente}$ = 0 y promediar las

duraciones de los diferentes caminos. Entonces, la ecuación (5.1) se simplifica siendo ahora

$$T_{ij}(f, r_{ij}) = T^{\operatorname{camino}}(f, r_{ij}).$$
(5.2)

La definición de duración del movimiento sísmico utilizada en este trabajo usa la integral de energía sísmica. Las medidas de duración las obtenemos para cada señal filtrada comenzando con la llegada de la onda S. La duración la definimos como el intervalo temporal que transcurre desde la llegada del 5% de la energía hasta la llegada del 75% de esta (Ou and Herrmann, 1990a; Raoof et~al., 1999). Se ha elegido esta definición de duración porque se ha comprobado que es la más adecuada cuando se utiliza RVT (Ou and Herrmann, 1990a; Boore, 2003). El cálculo de la duración se realiza para cada forma de onda filtrada a cada una de las frecuencias analizadas en este estudio.

Observaciones empíricas y simulaciones teóricas sugieren que la parte de la duración dependiente del camino puede representarse por una serie de segmentos lineales conectados (bibliografía en Boore (2003)). En consecuencia, la duración en función de la distancia la modelamos a través de una función interpolación similar a la que se utiliza para modelar el término de distancia (Ecs. 2.6 y 2.7). Primero, para disminuir el efecto de la dispersión en los datos de duración, se agrupan los datos de acuerdo a la distancia. Para cada uno de estos grupos se calcula la mediana. A estos valores de mediana se les ajusta, usando una inversión de mínimos cuadrados, una función interpolación:

$$T(r) = \sum_{j=1}^{N} L_j(r) T_j,$$
(5.3)

donde $L_j(r)$ (ec. 2.7) son los coeficientes de los nodos T_j . Las ligaduras utilizadas son:

$$T(r = 0 \text{ km}) = 0;$$

$$T_{j-1} - 2T_j + T_{j+1} = 0.$$
(5.4)

La primera ligadura viene de la observación que la duración de pequeños terremotos es pequeña a cortas distancias. La segunda ligadura es la imposición de suavidad a la función duración.

5.2. Resultados de las Medidas de Duración

En esta sección se van a presentar los resultados de las medidas de duración de las observaciones individuales, en las diferentes bandas de frecuencia y para todos los grupos

de datos analizados. Además, también se van a mostrar las funciones duración media con la distancia que se han obtenido de promediar las observaciones de la forma que se ha expuesto anteriormente. Para algunas de las bandas de frecuencias analizadas, en las figuras (5.1), (5.2), (5.3) y (5.4) se muestran las medidas de duración obtenidas de los sismogramas filtrados. La función duración media obtenida de las duraciones observadas está representada por medio de una línea continua roja. En estas gráficas se observa una gran dispersión en las medidas de duración en la banda de frecuencias centrada en 1 Hz.



Figura 5.1: Medidas de duración de los datos de corto periodo, SP_and, SP_alb y SP_bet, para una selección de frecuencias. Los círculos negros denotan las medidas de duración individuales y la línea continua roja la función duración media.

A partir de las medidas de duración individuales se obtienen unas funciones duración media con la distancia. Las funciones duración media obtenidas para cada una de las bandas de frecuencias analizadas de cada uno de los grupos de datos se muestran en las figuras (5.5), (5.6), (5.7) y (5.8).



Distancia i lipocentrai (kili)

Figura 5.2: a) Medidas de duración del grupo BB_and para una selección de frecuencias. Los círculos negros denotan las medidas de duración individuales y la línea continua roja la función duración media.

Estas curvas de duración media son en sí mismas uno de resultados de este trabajo. La comparación de las curvas obtenidas para los diferentes conjuntos de datos nos proporciona información adicional sobre las características diferenciales de las estructuras de Tierra que muestrean. De las resultados expuestos en las figuras se desprenden varias observaciones que pasamos ahora a detallar.

• Cambio de pendiente en la función duración media alrededor de los 250 km de distancia.

Una de las características claras que observamos en las funciones duración media es un cambio de pendiente alrededor de los 250 km de distancia de los grupos de datos BB_and y BB_alb en todas las componentes (fig. 5.6) y (5.7). Las tendencias de las pendientes de estas curvas se han remarcado añadiendo una línea azul para la primera parte de la pendiente y una línea naranja para el cambio de esta. En



Figura 5.3: a) Medidas de duración del grupo BB_alb para una selección de frecuencias. Los círculos negros denotan las medidas de duración individuales y la línea continua roja la función duración media.

los demás grupos de datos este cambio de pendiente, o no está claro (SP_and y SP_bet, fig. 5.6), o no está presente (BB_bet, fig. 5.6). En el caso del grupo SP_alb, las medidas de duración llegan justo hasta las distancias donde se ha observado este cambio de pendiente, por lo que no proporcionan información adicional a este respecto.

Centrando la comparación en las duraciones medias de los conjuntos de datos BB_alb y BB_bet vemos que existe un comportamiento diferencial de sus pendientes a partir de los ~ 250 km. Estos dos conjuntos de datos muestrean distintas regiones con estructuras corticales diferentes (sección 1.3). En el caso de BB_alb, a partir de los 250 km el valor de la duración es casi constante, con un leve descenso de esta con la distancia. Mientras que en el caso del conjunto BB_bet la función duración media tiene una pendiente más o menos constante en todo el rango de distancias (fig. 5.8).



Figura 5.4: a) Medidas de duración del grupo BB_bet para una selección de frecuencias. Los círculos negros denotan las medidas de duración individuales y la línea continua roja la función duración media.

Como se vio en el capítulo de introducción (capítulo 1) las duraciones a diferentes distancias están controladas por distintas fases. A la distancia de ~ 250 km la fase dominante en trayectos continentales suele ser el paquete de ondas L_g . El guiado de ondas aumenta la duración (Herrmann, 1985). La menor duración en el conjunto de datos BB_alb vendria a confirmar la falta de eficiencia de la estructura cortical del mar de Alborán para proporcionar un guiado de ondas capaz de generar el grupo de ondas L_g . Siendo la fase dominante del paquete más energético la fase Sn. Esto ya había sido observado en otros trabajos de sismicidad regional de la zona (p. ej. Ibáñez, 1990; Calvert et~al., 2000).

• Pico de la función duración media alrededor de los 200 km de distancia.

Este pico alrededor de los 200 km de distancia, sólo se observa en las funciones duración media del conjunto BB_bet obtenidas de las medidas de duración de ambas componentes (verticales y horizontales: BB_bet_A) y de las componentes vertical



Figura 5.5: Funciones duración media para todas las frecuencias del conjunto completo, SP_and, y de los subgrupos SP_alb y de SP_bet. Las líneas azul celeste y naranja señalan las posibles tendencias de las pendientes de las funciones duración media.

(BB_bet_V)(ver fig. 5.8). El que este pico no aparezca en las funciones duración media obtenidas de las medidas de duración de las componentes horizontales nos indica que tiene que estar relacionado con un efecto de propagación sobre las componentes verticales.

Mirando las duraciones que contribuyen a este máximo, vemos que están asociadas a sismogramas registrados en estaciones situadas en cuencas sedimentarias o en sus cercanías. Los últimos $\sim 40-50$ km de propagación de estas señales se realiza a través de estas cuencas. El que sea un rasgo común a todas las frecuencias y el que no aparezca en las duraciones medias de las componentes horizontales es algo "intrigante". Para profundizar en esto se necesitaría un análisis detallado de los sismogramas implicados en este máximo. Este tipo de estudio está fuera del alcance de la metodología empleada en este trabajo y de su objetivo.

• Pico de la función duración media entre los $\sim 60 - 90$ km de distancia.

Se observa en todas las componentes y para todas las frecuencias de los grupos de datos BB_and y BB_bet, un pico en las funciones duración media entre los ~ 60-80 km de distancias (ver fig. 5.8). De la observación de estas funciones duración se desprende que este pico no está relacionado con ningún cambio de pendiente de la función y difiere de la tendencia general (la línea azul celeste) en unos ~ 4 s. Esta



Figura 5.6: Funciones duración media del grupo de datos BB_and para todas las frecuencias del conjunto con ambas componentes (A), con las componentes verticales (V) y las componentes horizontales (H). Las líneas azul celeste y naranja señalan las posibles tendencias de las pendientes de las funciones duración media.

observación es común para todas las componentes y todas las frecuencias, de los grupos de datos BB_and y BB_bet, (ver fig. 5.8).

Este pico no aparece en las funciones duración media del grupo de datos BB_alb (fig. 5.7). Esto lleva a pensar que este pico está relacionado con la propagación de las ondas sísmicas a través de la zona de las béticas. Por otro lado, este pico no se observa en los conjuntos de datos SP_and y SP_bet cuyos datos (fig. 5.5), en principio, muestrean las mismas zonas (ver fig. 3.5 y 3.10). Los conjuntos SP y BB difieren en que el conjunto BB, además de los registros sísmicos de las estaciones de corto periodo, incluye los registros de las estaciones de banda ancha. Además, hay que recordar que los terremotos incluidos en ambos grupos pertenecen a diferentes periodos temporales. Es decir, no hay eventos que estén analizados en ambos conjuntos.

Todo esto llevó a revisar los registros que presentaban esas duraciones "anormalmente" grandes. Se encontró que la mayoría de las señales con estas duraciones estaban registradas en la estación de banda ancha SESP y pertenecían a terremotos de la serie de Bullas (2002) y la Paca (2005). En la figura (5.9) están representadas las localizaciones de estos terremotos. Los terremotos de estas series presenta



Figura 5.7: Funciones duración media del grupo de datos BB_alb para todas las frecuencias del conjunto con ambas componentes (A), con las componentes verticales (V) y las componentes horizontales (H). Las líneas azul celeste y naranja señalan las posibles tendencias de las pendientes de las funciones duración media.

mecanismo focales (fig. 3.13) y caminos de propagación similares (5.9). De la observación de mapas geológicos, no encontramos ninguna estructura en el camino de propagación, p. ej. una cuenca sedimentaria, que pudieran ser la causante de este efecto en la duración. Una posibilidad que podría explicar este alargamiento de la duración seria la existencia de una capa de baja velocidad cercana a la fuente (p. ej. Shapiro et~al., 2002). Un estudio reciente de la estructura de tierra alrededor de la estación de VELZ, cercana a la localización de estos terremotos, ha encontrado una capa de baja velocidad en mitad de la corteza a unos 20 km de profundidad (Juliá et~al., 2005). Pero, poder discriminar cual es la fuente de estas duraciones "anómalas" habría que realizar un tipo de análisis distinto al de este trabajo donde se estudien detalladamente los sismogramas de estos terremotos.

El hecho de tener conjuntos de datos, separados temporalmente y con diferente distribución de estaciones sísmicas, que muestrean aproximadamente las mismas regiones como ocurre con SP_alb y BB_alb_V, nos llevó a comparar las funciones duración media de estos conjuntos. En la figura (5.10) se muestra como ejemplo la comparación de las funciones duraciones media, en la banda de frecuencias centrada en 4 Hz, de los conjuntos



Figura 5.8: Funciones duración media del grupo de datos BB_bet para todas las frecuencias del conjunto con ambas componentes (A), con las componentes verticales (V) y las componentes horizontales (H). Las líneas azul celeste y naranja señalan las posibles tendencias de las pendientes de las funciones duración media.

que muestrean zonas parecidas. Para las demás frecuencias se observan comportamientos similares.

Se puede observar en la figura (5.10), más claramente, que el cambio de pendiente observado en el conjunto BB_and_V a ~ 250 km de distancia no está presente en el conjunto SP_and. Por otro lado, se confirma que los picos entre las distancias ~ 60 - 90 km y a ~ 200 que se observaban en las funciones duración media del conjunto de datos BB_bet_V no aparecen en el conjunto SP_bet. Otra observación que se desprende de esta comparación es el comportamiento similar de los conjuntos SP_alb y BB_alb_V para todas las bandas de frecuencia.

Medidas de duración media por estación

Durante el preprocesado de los datos, se marcaron manualmente las llegadas de las ondas P y S. En este paso del análisis se tuvo la oportunidad de revisar uno a uno todos los sismogramas que se han utilizado en este trabajo. En estos sismogramas se



Figura 5.9: a) Mapa geológico con las estructuras pricipales de la zona sureste de la Península Ibérica. Los círculos verdes representan la localización de los terremotos que tienen duraciones largas en la estación de SESP. Con triángulos azules se muestran la localización de las estaciones de corto periodo y en negro las de banda ancha.

observó que había alguna estación que por lo general mostraba una mayor duración que el resto. Esta observación nos llevó a analizar por separado las duraciones de las señales sísmicas medidas en cada una de las estaciones. Para ello, se han calculado las funciones duración media, en cada una de las bandas de frecuencia, de las medidas de duración calculadas en cada una de las estaciones para los conjuntos SP_and y BB_and (fig. 5.11 y 5.12).

Lo primero que observamos al comparar las duraciones de las diferentes estaciones en el conjunto de datos SP_and es que la estación ACHM tiene, claramente, en la banda de frecuencia de 2 Hz una mayor duración a todas las distancias con respecto a las demás estaciones de corto periodo (fig. 5.11). Esta diferencia es más o menos constante, alrededor de ~ 9 s, para todas las distancias. Para visualizar mejor esta diferencia en la figura (5.11) se han puesto dos lineas paralelas, negras y discontinuas cuya separación es de 9 s segundos, y la curva que denota la función duración media de la estación ACHM presenta mayor grosor. Para las demás bandas de frecuencia esta diferencia es cada vez menos apreciable (fig. 5.11). Como característica diferencial, debemos destacar



Figura 5.10: Comparación de las funciones duración media de las componentes verticales de los diferentes grupos de datos.

que la estación ACHM (fig 3.3) está localizada en el centro de la cuenca de Granada encima de unos 2 km de sedimentos (Morales et~al., 1990; Jiménez Pastor et~al., 2002; Rodríguez-Fernández and Sanz de Galdeano, 2006), mientras que las otras estaciones de corto periodo se encuentran en los alrededores de la cuenca de Granada sobre terreno rocoso (ver secciones 1.3 y 3.2).

En el caso del conjunto BB_and, para la componente vertical en la banda de frecuencia de 2 Hz, esta diferencia entre las distintas estaciones de corto periodo persiste (5.12b)). En la figura (5.12a) se presentan las funciones duración media de las componentes verticales, en la banda de frecuencia centrada en 2 Hz, de todas las estaciones del conjunto de datos BB_and. En los otros paneles de dicha figura se muestran por separado estas funciones para diferentes grupos de estaciones. Una observación que se desprende de las figuras (5.12a y c) es que las estaciones situadas en cuencas sedimentarias, ACHM y GORA, tienen una mayor duración. Esto se confirma también para las demás frecuencias, aunque como en el caso del análisis del grupo de datos SP_and (fig. 5.11), conforme aumenta la frecuencia las funciones de duración media de las diferentes estaciones son cada vez más parecidas. La diferencias de las duraciones medias entre las estaciones que se encuentran en una cuenca sedimentaria (ACHM y GORA, fig. 5.11b)) y las estaciones situadas en



Figura 5.11: Funciones duración media de cada una de las estaciones de corto periodo del conjunto SP_and.

roca (p. ej. ARAC) es de unos ~ 9 s. entre ACHM y las otras estaciones de corto periodo (fig. 5.11b)) y llega hasta los ~ 12 s (fig. 5.12c)) cuando se comparan las duraciones de las componentes verticales de todas las estaciones sísmicas (corto periodo y banda ancha). En el caso de las duraciones medias para las componentes horizontales de las estaciones de banda ancha encontramos los mismos resultados que en el caso de las componentes verticales.

Observaciones sobre el aumento de la duración en las estaciones situadas en la cuenca de Granada ya fueron publicadas en varios trabajos de investigación (Morales et~al., 1990; Ibáñez, 1990; Ibáñez et~al., 1990a,b). Ellos apuntan a que este fenómeno no es consecuencia de un efecto de sitio, sino a un efecto global y complejo que involucra a toda la cuenca sedimentaria. Este efecto lo observan principalmente en la banda de frecuencias entre 1 y 2.5 Hz.



Figura 5.12: a) Funciones duración media, a la frecuencia de 2 Hz, de las estaciones incluidas en el análisis del conjunto de datos BB_and en su componente vertical. b) Se muestran las funciones para las estaciones de corto periodo. En c), d), e) y f) se presentan por separado las funciones duración media para grupos de estaciones de banda ancha.

Capítulo 6

Resultados de las Regresiones

6.1. Introducción

En este capítulo vamos a presentar los resultados de las regresiones de todos los grupos de datos analizados, haciendo especial hincapié en las diferencias entre los distintos conjuntos de datos. Se han realizado regresiones por separado de cada una de las bandas de frecuencias estudiadas (8 bandas estrechas de frecuencias), de cada uno de los grupos de datos (SP_and, SP_alb, SP_bet, BB_and, BB_alb y BB_bet), y en el caso de los grupos con datos de banda ancha, estas regresiones se efectuaron para las componentes verticales (BB_and_V, BB_alb_V y BB_bet_V) y horizontales (BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H) por separado y conjuntamente (BB_and_A, BB_alb_A y BB_bet_A). Estas regresiones se han realizado para las observaciones de amplitudes espectrales RMS y amplitudes pico. El número de regresiones realizas para el conjunto de datos de corto periodo SP, con sólo componente vertical, ha sido de 48 en total. En el caso del grupo de datos BB (medidas de banda ancha y corto periodo), en el que además de las componentes verticales se han analizado conjuntamente y por separado las componentes horizontales, el número de regresiones ha sido de 144.

Las observaciones que se obtienen de los resultados de las regresiones de la amplitud espectral RMS y de la amplitud pico son muy similares. Por eso, en este capítulo sólo se presentan los resultados de las regresiones con datos de amplitudes espectrales RMS. Esto obedece a dos razones principalmente, la primera se debe a que las regresiones de la amplitud pico se realizan para comprobar que podemos utilizar la teoría de las vibraciones aleatorias (RVT) para predecirlas usando las leyes de escalado de las amplitudes espectrales RMS y las medidas de duración. En este sentido, la leyes de escalado de las amplitudes pico son algo secundario en los objetivos de este trabajo, útiles para comprobar la teoría que motiva la obtención de las leyes de escalado de la amplitud espectral RMS y las de duración. Estas comprobaciones se realizarán en el capítulo 8 donde se presentarán los resultados de las regresiones de la amplitud pico junto con las predicciones de la RVT. La segunda razón es una mayor claridad y economía a la hora de exponer los resultados, ya que las conclusiones que vamos a obtener son muy similares en el caso de las amplitudes espectrales RMS y las amplitudes pico, no aportando nada adicional a la discusión el mostrar también los resultados de estas últimas.

En las siguientes secciones primero se mostrarán los residuos de las diferentes regresiones para cuantificar lo buenos que son los términos de excitación, de distancia y de sitio obtenidos de las mismas. Los residuos nos indicarán cuan significativas son las diferencias encontradas entre los distintos conjuntos de datos. Seguidamente, se mostrarán los resultados de las regresiones para las amplitudes espectrales RMS de los diferentes términos. Primero, se mostrarán y compararan los términos de distancia de los diferentes grupos de datos. A continuación se describirán los resultados de los términos de excitación, finalizando con la exposición de los resultados de los términos de sitio.

6.2. Residuos

En las regresiones que se han realizado en este trabajo se ha utilizado la norma de mínimos cuadrados para encontrar los parámetros del modelo que mejor reproducen los datos observados. Estos parámetros del modelo han sido, en nuestro caso, los términos de excitación para cada uno de los eventos, los términos de sitio para cada una de las estaciones y el valor en cada uno de los nodos de la función interpolación con la que se describe el término de distancia. La expresión que minimizamos en la norma de mínimos cuadrados es la siguiente:

$$\text{MISFIT} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i}^{N} (a_i^{\text{obs}} - a_i^{\text{teo}})^2}, \qquad (6.1)$$

donde N es el número de observaciones utilizadas en la regresión.

Para centrar y acotar la discusión de los resultados obtenidos, sobre todo a la hora de comparar los resultados de los diferentes grupos de datos, vamos a caracterizar los valores de los residuos. El residuo es la variación entre el valor de un dato observado y su predicción:

$$\text{RESIDUO}_i = a_i^{\text{obs}} - a_i^{\text{teo}}.$$
(6.2)

78

Para esta caracterización primero vamos a mostrar algunos ejemplos de como se distribuyen los valores de los residuos por distancias. En la figura (6.1) se presentan para un conjunto de frecuencias los valores de todos los residuos distribuidos por distancia de los conjuntos de datos SP_and, SP_alb y SP_bet, y en la figura (6.2) se presentan para las regresiones del conjunto de datos BB_and (BB_and_A, BB_and_V y BB_and_H). Similares distribuciones de residuos se obtiene para los conjuntos BB en las regresiones



Figura 6.1: Para una selección de frecuencias se muestra la distribución de los residuos en distancias de las regresiones de amplitudes espectrales RMS de los conjuntos de datos SP. Las líneas discontinuas rojas marcan el intervalo de ± 0.5 unidades de logaritmo.

de las componentes horizontales (BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H) y en las de ambas componentes conjuntamente (BB_and_A, BB_alb_A y BB_bet_A).

En las figuras (6.1 y 6.2) observamos que la distribución de residuos por distancia es bastante homogénea, encontrándose una distribución similar de los residuos en todas las regresiones a todas las frecuencias. Esto nos indica que no hay un comportamiento anómalo en la propagación a una determinada distancia, que produzca que la observación no sea reproducible (dentro de unos límites) por esta parametrización. Los valores de los residuos se mantienen en una amplia mayoría dentro del intervalo $\pm 0,5$ unidades de logaritmo.



Figura 6.2: Para una selección de frecuencias se muestra la distribución de los residuos en distancias de las regresiones de las componentes verticales de las amplitudes espectrales RMS de los conjuntos de datos BB. Las líneas discontinuas rojas marcan el intervalo de ± 0.5 unidades de logaritmo.

Observando los valores de los residuos por separado para los diferentes conjuntos de datos podemos ser un poco más precisos. La figura (6.3) muestra los histogramas de los valores de los residuos de las regresiones en cada uno de los grupos de datos. En cada histograma están acumulados los resultados por frecuencias. Como decíamos, observamos que la mayoría de los valores están dentro del intervalo $\pm 0,5$ unidades de logaritmo. Más concretamente, alrededor del 70% de estos valores se encuentran dentro del intervalo $\pm 0,15$ unidades de logaritmo y alrededor del 90% se encuentran dentro del intervalo $\pm 0,25$ unidades de logaritmo. A partir de estas observaciones, podemos considerar que variaciones de $\pm 0,25$ unidades de logaritmo entre los resultados de los diferentes conjuntos de datos empiezan a ser significativas.

RESIDUOS



Figura 6.3: Histogramas de los residuos de las regresiones de la amplitud espectral RMS de todos los grupos de datos. En cada histograma están incluidos los resultados para cada grupo de datos de las regresiones de todas las frecuencias.

6.3. Términos de Distancia

En las regresiones realizadas, como se vio en el capítulo de metodología, se obtienen los valores en los diferentes nodos de un término de distancia. Este término es común para todos los terremotos de un mismo grupo, es decir, común para toda la región muestreada por los datos. Debido a que la zona de estudio, el sur de la península Ibérica y el mar de Alborán, es una zona geotectónicamente compleja se han divididos los conjuntos completos de datos (SP_and y BB_and), en dos subgrupos (SP_alb y SP_bet, y, BB_alb y BB_bet, respectivamente). Los terremotos dentro de cada subgrupo se propagan por caminos de estructura cortical parecida (ver sección 1.3). Con esta separación pretendemos descubrir como se manifiestan las diferencias estructurales en los términos de distancia de los distintos subgrupos de datos, así como, en cómo se promedian estas diferencias en las regresiones de los conjuntos completos de datos. En esta sección vamos a presentar los términos de distancia obtenidos en las diferentes regresiones de las amplitudes espectrales RMS de velocidad de los distintos grupos de datos, enfatizando las diferencias entre los distintos grupos.

En la figura (6.4a) se muestran los términos de distancia, obtenidos en las regresiones de las amplitudes espectrales RMS, para todas las bandas de frecuencias analizadas, de los tres conjuntos con sólo datos de corto periodo (SP_and, SP_alb y SP_bet). Estos términos están corregidos en la figura por 1/r (r distancia hipocentral). Esto se hace para resaltar las distancias en las que la expansión geométrica se separa de la expansión geométrica típica de las ondas internas (1/r).

En la parte b) de la figura (6.4) se comparan, para todas las bandas de frecuencias, los términos de distancia de estos tres grupos de datos (SP_and, SP_alb y SP_bet). Los errores asociados con la regresiones en los términos de distancia de estos grupos están todos por debajo de 0.10 unidades de logaritmo, siendo en la mayor parte de los nodos menores de 0.05 unidades de logaritmo.

Se observa en las gráficas de la figura (6.4) que los términos de distancia presentan un cambio de pendiente alrededor de los ~ 90 km de distancia. Este cambio de pendiente está en los términos de distancia de todas las frecuencias y en los tres conjuntos de datos. De la comparación, para cada banda de frecuencia, de los términos de distancia de los grupos de datos SP_and, SP_alb y SP_bet (6.4b), se desprende que existe una mayor atenuación en los caminos recorridos por los datos del conjunto SP_alb para distancias mayores de 100 km que los recorridos por los terremotos del grupo SP_bet.

Los términos de distancia del conjunto completo de datos (SP_and) son similares a cortas distancias (< 40 km) a los términos de distancia del subgrupo SP_bet (fig. 6.4).



Figura 6.4: a) Términos de distancia de las regresiones de amplitudes espectrales RMS de datos de corto periodo: SP_and, SP_alb y SP_bet. Los errores están representados por segmentos verticales. b) Para cada una de las bandas de frecuencias se comparan los términos de sitio de estos conjuntos. Los términos de distancia están corregidos en la gráfica por el expansión geométrica 1/r.

Esto responde a que el número de datos a distancias cortas es mucho mayor en el subgrupo SP_bet que en el SP_alb, siendo su número tan reducido en este último subgrupo que más que interpolar, la regresión extrapola. A distancias mayores, entre los 40 y los 90 km, los términos de los tres conjuntos de datos son muy similares. Esto se debe a que a estas distancias el camino de ambos subgrupos de datos, debido a la concentración espacial de las estaciones, es muy parecido e igual en los terremotos que se aproximan por el sur de la red de corto periodo (fig. 3.4). A partir de los ~ 90 km los términos de distancia de estos tres conjuntos de datos empiezan a separarse, quedándose los del conjunto completo, en una zona intermedia. Esto está originado porque a esta distancias el número de datos de ambos subconjuntos de datos es parecido y, además se incluyen datos adicionales en el conjunto completo de datos que no están presentes en los análisis de ambos subgrupos (fig. 3.4).

Para cuantificar mejor las diferencias entre los subgrupos que muestrean zonas más homogéneas (SP_alb y SP_bet), en la figura (6.5), se muestran para cada frecuencia las diferencias en cada nodo entre los términos de distancia del conjunto SP_bet y SP_alb (curvas violetas) junto con los errores en cada uno de los nodos de los términos de distancia del grupo SP_bet. Los valores de estos errores son parecidos a los obtenidos para los términos de distancia del grupo de datos SP_alb. Entre líneas discontinuas se marca el intervalo de $\pm 0, 25$ unidades de logaritmo.

En la figura (6.5) vemos que las diferencias empiezan a partir de los ~ 100 empezando a ser significativas a distancias mayores de ~ 130 km (diferencias ≥ 0.25 unidades de logaritmo). De esta figura se desprende que para todo el rango de frecuencias y para distancias mayores de 100 km tienen una mayor atenuación los caminos que recorren los terremotos ocurrido en el mar de Alborán que los producidos en las béticas. Además, se observa que estas diferencias se incrementan con la frecuencia y la distancia.

Los términos de distancia obtenidos en las regresiones de amplitud espectral RMS de velocidad realizadas a los datos de banda ancha y corto periodo (BB_and, BB_alb y BB_bet) se muestran, para todas las frecuencias, en la figura (6.6). Se denota con la letra V las regresiones de las componentes verticales, con una H las de las componentes horizontales y con la letra A las de ambas componentes a la vez. Los errores en los términos de distancia de estos grupos, BB_and, BB_alb y BB_bet, en las regresiones de ambas componentes y las de la componente vertical están todos en el intervalo $\pm 0,07$ unidades de logaritmo, presentando la mayor parte de los nodos errores en el intervalo $\pm 0,05$ unidades de logaritmo. En el caso de la componente horizontal todos los errores se encuentran dentro un intervalo de $\pm 0,1$ unidades de logaritmo, estando estos errores en su mayoría dentro del intervalo $\pm 0,06$ unidades de logaritmo.

En la figura (6.6) observamos que los términos de distancia del grupo completo de



Figura 6.5: Diferencias entre los términos de distancia de la amplitud espectral RMS, para cada banda de frecuencia, de los grupos de datos SP_bet y SP_alb (color violeta). En el eje y=0 se muestran los errores obtenidos en las regresiones de los términos de distancia del grupo de datos SP_bet. Las líneas discontinuas marcan el intervalo ± 0.25 unidades de logaritmo.

datos BB_and presentan dos cambios de pendientes a distancias mayores que la distancia de referencia ($r_{\rm ref} = 40$ km). Sin embargo, un sólo cambio de pendiente es perceptible a distancias mayores que la de referencia para los subgrupos BB_alb y BB_bet. Estos cambios de pendiente se han señalado en la figura (6.6) usando flechas negras. En el caso del conjunto completo de datos estas pendientes están situadas alrededor de los 70 y los 200 km. El cambio de pendiente en los términos de distancia del subgrupo BB_bet se produce a los ~ 70 km, mientras que para el subgrupo BB_alb se produce a los ~ 100 km. Estos cambios de pendientes se observan de forma similar en los análisis de las diferentes componentes.

La comparación de los términos de distancia de los grupos BB_and, BB_alb y BB_bet por componentes para cada una de las bandas de frecuencia se muestran en la figura (6.7). Las conclusiones que se desprenden de esta figura son parecidas para todas las componentes. Observamos la existencia de un cambio brusco de pendiente y concavidad en los términos de distancia de los grupos BB_and y BB_bet alrededor de 70 km de distancia, no presentándose éste en el subgrupo BB_alb. Claramente, a partir de los 100 km los términos de distancia del grupo BB_alb presentan un mayor decaimiento para



Figura 6.6: Términos de distancia de las regressiones de amplitud espectral RMS de los datos de banda ancha y corto periodo: BB_and, BB_alb y BB_bet, para las diferentes componentes. Las barras verticales son los errores del término de distancia en cada uno de los nodos. Los términos de distancia están corregidos en la gráfica por 1/r.

todas las frecuencias que los grupos BB_and y BB_bet. Estos últimos presentan términos de distancia muy similares en la mayor parte de su rango de distancias.



Amplitud Espectral: D(r)

Figura 6.7: Para cada una de las frecuencias se comparan los términos de sitio de los grupos de datos BB. Los términos de distancia están corregidos en la gráfica por 1/r.

Se han calculado las diferencias de los términos de distancia entre los subgrupos BB_bet y BB_alb, para todas sus componentes. Estas diferencias se muestran en la figura (6.8) con una una línea violeta. Con barras verticales en el eje y = 0 se presentan los errores en los nodos de los términos de distancia del conjunto BB_bet. Los errores de los términos de distancia del conjunto BB_alb son del mismo orden que los del grupo BB_bet.

Se observa en la figura (6.8) que los términos de distancia entre los conjuntos BB_bet y BB_alb comienzan a diferenciarse alrededor de los 100 km de distancia, empezando a ser significativas estas diferencias a partir de los 150 km de distancia. Estas diferencias aumentan con la frecuencia y la distancia. Comparándolas con las que se obtuvieron en



Figura 6.8: Diferencias entre los términos de distancia de los grupos de datos BB_bet y BB_alb (color violeta). En el eje y=0 se muestran los errores obtenidos en las regresiones de los términos de distancia del grupo de datos BB_bet. Las líneas discontinuas marcan el intervalo ± 0.25 unidades de logaritmo.

TÉRMINOS DE DISTANCIA

el caso de los grupos de datos SP_bet y SP_alb (fig. 6.5) se encuentra que éstas son del mismo orden. La principal observación que se deriva de la figura (6.8) es que los caminos recorridos por los terremotos localizados en el mar de Alborán y en el norte de África son más atenuativos que los recorridos por los terremotos ocurridos en las béticas.

Una de las motivaciones que llevó a separar en dos los grupos completos de datos (SP_and y BB_and) fue la de comprobar como influyen en los términos de distancia promedio las variaciones en la cobertura de las redes de instrumentación sísmica. Recordemos que la red de corto periodo está instalada en los alrededores de la cuenca de Granada, con una distribución espacial bastante reducida. Sin embargo, la red sísmica de banda ancha se distribuye por todo el sur de la Península Ibérica, siendo más densa en el sureste (fig. 3.1). Esta distribución más amplia hace que haya caminos de propagación que recorren zonas adicionales incluso en los subgrupos (p. ej. SP_alb y BB_alb, ver fig. 3.5 y fig. 3.10). Para indagar en esto hemos comparado los términos de distancia de los conjuntos que comparten las mismas regiones de localización de terremotos y la misma componente, como por ejemplo SP_alb y BB_alb_V. En la figura (6.9) se muestran estas comparaciones para todas las frecuencias y todos los conjuntos con componente vertical.

Como se observa en la figura (6.9), en todos los casos y para todas las frecuencias los términos de distancia obtenidos de los conjuntos con datos de la red de banda ancha son menos atenuativos que los que sólo utilizan datos de la red de corto periodo. Las diferencias empiezan a verse con claridad entre los $\sim 80 - 100$ km de distancia. Para cuantificar mejor esta observación, en la figura (6.10) se muestran las diferencias entre los valores de los términos de distancia de los conjuntos que comparten la misma zona de localización de los terremotos.

Las diferencias presentadas en la figura (6.10) empiezan a ser significativas a partir de los 125-150 km de distancia, siendo más evidentes entre los conjuntos completos de datos BB_and_V y SP_and. Estas diferencias están producidas por la incorporación de trayectos a través de la región oriental de Andalucia, registrados en las estaciones de banda ancha ARAC y HORN. Estos trayectos influencian los términos de distancia de los conjuntos con datos de banda ancha, sobretodo a BB_and, a esas distancias. Esta zona presenta, segun trabajos previos, una menor atenuación (Ibáñez, 1990; Pujades et~al., 1990, p. ej.). A pequeñas frecuencias, entre 1-4 Hz, estas diferencias están dentro del intervalo de los residuos ($\pm 0, 25$ unidades de logaritmo). En el caso de las diferencias entre los términos de distancia de los conjuntos BB_alb_V/SP_alb y BB_bet_V/SP_bet, estas nunca son mayores de 0, 5 unidades de logaritmo.



Figura 6.9: Comparación de los términos de distancia verticales para todos las frecuencias, de conjuntos de datos que comparten la región de ocurrencia de los terremotos.



Figura 6.10: Diferencias de los términos de distancia verticales entre conjuntos de datos que comparten la región de ocurrencia de los terremotos, para todas las frecuencias. Las líneas horizontales discontinuas marcan el intervalo de $\pm 0, 25$ unidades de logaritmo.

6.4. Términos de Excitación

Los términos de excitación, como se expuso con anterioridad (capítulo 2), son los términos de fuente propagados a la distancia de referencia (ligadura ec. 2.8), y afectados por el término de sitio promedio de la red (ligadura ec. 2.10). Estos términos de atenuación dependen de la atenuación a cortas distancias, es decir, en nuestro caso a distancias menores de 40 km. En esta sección vamos a presentar los resultados de los términos de excitación obtenidos en las regresiones de las amplitudes espectrales RMS para todos los conjuntos de datos. Las regresiones proporcionan un término excitación por cada uno de los eventos usados en la regresión y para cada una de las frecuencias. El número de términos de excitación obtenidos, por frecuencia, en los análisis de los diferentes grupos son: para los conjuntos completos de datos, 1,107 en SP_and y 496 en BB_and; para los que se localizan en el mar de Alborán son 280 en SP_alb y 210 en BB_alb; en el caso de los conjuntos SP_bet y SP_alb tenemos 773 y 248, respectivamente.

Debido a la cantidad de terremotos usados en los diferentes análisis se ha optado por mostrar una selección de los términos de excitación obtenidos que refleje los comportamientos más característicos de éstos de la forma más clara posible. En la figura (6.11a y b) se muestra esta selección de términos de excitación para los conjuntos de datos completos (SP_and y BB_and), separando las poblaciones características que hemos encontrado en estos dos conjuntos de datos y que son representativos para todos los grupos de datos. En la parte c) de esta figura se muestra la variación del espectro del término de excitación con la magnitud momento para un modelo de fuente puntual ω^2 (Brune, 1970, 1971), con una caída de esfuerzos de 100 bares.

En la parte superior de la figura (6.11a) observamos en el conjunto SP_and, la existencia clara de tres poblaciones diferentes de términos de excitación (T0, T1 y T2). Estas mismas poblaciones, se encuentran en los subgrupos: SP_alb y SP_bet, con la excepción de la población T2 que no está presente en los términos de excitación obtenidos en las regresiones del grupo SP_alb (fig. 6.12). En el caso del conjunto de datos BB_and (fig. 6.11b), también se observan tres poblaciones diferenciadas de términos de excitación (T0, T1 y T3). Estas poblaciones, igual que ocurre en el caso de SP_and, no pueden ser explicadas con el mismo modelo de fuente puntual w^2 (fig. 6.11c), ni por ninguno de los propuesto en la literatura (p. ej. Brune, 1970, 1971; Atkinson and Boore, 1995, 1998; Campbell, 2002). Dos de estas tres poblaciones se encuentran en las regresiones del conjunto SP_and. Las poblaciones de términos de excitación que comparten todos los grupos de datos son las que hemos denominado T0 y T1 (fig. 6.11a y b). La población T2 sólo aparece en los términos de excitación de las regresiones de los grupos de datos SP_and y SP_bet (fig. 6.12).


Poblaciones de términos de Excitación

Figura 6.11: a) y b) Términos de excitación representativos para los terremotos de los grupos SP_and y BB_and_A, respectivamente, por frecuencia. En los diferentes recuadros se representan diferentes poblaciones de estos términos de excitación. c) Términos de excitación por frecuencia, teóricos para un modelo de fuente ω^2 , para diferentes magnitudes y con una caída de esfuerzos de 100 bares y un modelo de atenuación de la propagación hasta la distancia de referencia (40 km) de $Q_0 = 200$ y n = 0.23 y con una expansión geométrica de 1/r



Poblaciones de Términos de Excitación

Figura 6.12: Términos de excitación representativos para los terremotos de los grupos BB_and, BB_alb y BB_bet, en las inversiones de ambas componentes. En los diferentes recuadros se representan diferentes poblaciones de estos términos de excitación.

TÉRMINOS DE EXCITACIÓN

La figura (6.12) se ha construido representando los términos de excitación obtenidos en las regresiones de los subgrupos SP_alb y SP_bet de los terremotos del conjunto SP_and utilizados en la figura (6.11). Con ello, además de comprobar la existencia de esas poblaciones, se quiere comprobar si se aprecia alguna variación en las formas características de éstas con respecto a las obtenidas en la regresiones del conjunto completo SP_and. Como se ha apuntado anteriormente, la población T2 no está presente en los términos de excitación del subgrupo SP_alb y la población T1 es bastante reducida en los términos de excitación del subgrupo SP_bet. Observando la variación de la forma de los términos de excitación obtenidos en terremotos analizados en el conjunto completo y en un subgrupo, sólo encontramos una leve diferencia entre el conjunto SP_and y SP_alb. La leve diferencia es una mayor amplitud en los términos de excitación a altas frecuencias (fig. 6.12). Esta leve variación puede ser debida a que el término de distancia, que se aplica al término fuente para obtener el término de excitación, es diferente a pequeñas distancias en ambos conjuntos de datos.

También se ha comprobado la presencia de las poblaciones de los término de excitación encontrados en el conjunto BB_and en los subgrupos BB_alb y BB_bet. Como se ha hecho antes, se han dibujado los términos de excitación obtenidos en las regresiones realizadas a estos subgrupos, BB_alb y BB_bet, de los terremotos seleccionados para representar estas poblaciones en la figura (6.11b). Esta comprobación se muestra en la figura (6.13) para las regresiones que incluyen a ambas componentes. Las observaciones que se desprenden de esta figura son las mismas que si se hubiesen usado los resultados de las regresiones que utilizan una sola de las componentes.

Las observacion más clara que se extrae de la figura (6.13) es la presencia de las tres poblaciones, T0, T1 y T3, en los términos de excitación del subgrupo BB_bet y la presencia de la población T1 en los términos de excitación del subgrupo BB_alb. Menos clara es la distinción entre los términos de excitación de las poblaciones T0 y T3 en el subgrupo BB_alb. Sin embargo, esta duda se reduce cuando se compara ambas poblaciones, colocando una sobre otra como se presenta en la figura(6.14). Sobre todo, se observa un comportamiento distinto a altas frecuencias, presentando los términos de excitación pertenecientes a la población denominada T3 una mayor caída a altas frecuencias. Las diferencias en la forma de los términos de excitación pertenecientes al mismo evento y calculadas en distintas regresiones son causadas por las diferencias en los términos de excitación de excitación de estos términos de excitación.

Empezando por la población T0, las características generales que estos términos de excitación presentan (fig. 6.11) son las siguientes: Esta población está presente en todos los grupos (SP_and, SP_alb, SP_bet, BB_and, BB_alb y BB_bet) y es la población más numerosa con un mayor rango en amplitudes. La población T1, también está presente



Poblaciones de Términos de Excitación

Figura 6.13: Términos de excitación representativos para los terremotos de los grupos BB_and, BB_alb y BB_bet, en las inversiones de ambas componentes. En los diferentes recuadros se representan diferentes poblaciones de estos términos de excitación.



Figura 6.14: Poblaciones de los términos de excitación representativos de los terremotos del subgrupo BB_alb, en las inversiones de ambas componentes. Para su comparación se han superpuesto las poblaciones T0 (líneas verdes) y T3 (líneas azules) alternativamente en los paneles de arriba.

en todos los grupos. Su número de miembros es bastante menor que en el caso de la población T0, siendo muy bajo en los conjuntos SP_bet y BB_bet. Además, muestra un crecimiento bastante pronunciado con la frecuencia.

Las otras dos poblaciones, T2 y T3, sólo se observan en algunos grupos, la población T2 en los grupos SP_and y SP_bet (fig. 6.12), y la población T3 en los grupos que utilizan datos de banda ancha (BB_and, BB_alb y BB_bet, fig. 6.13). La población T2 está relacionada con amplitudes bajas y presenta un gran decrecimiento con la frecuencia. Está ultima característica es compartida por la población T3 pero el rango de amplitudes es mayor en valor y en variabilidad. Además, T2 sólo está presente en los datos con corto periodo y T3 en los datos con estaciones de banda ancha.

Reflexionando sobre las diferencias entre las distintas poblaciones, lo primero que viene a la cabeza es que pueden estar causadas por diferencias en el camino de propagación. Aunque, por ejemplo, las poblaciones T0 y T1 están presentes en todos los subgrupos, cuyos caminos de propagación son diferentes, y presentan una forma de los términos de excitación muy parecida. Localizando los eventos que pertenecen a esta población en el mapa y mirando su profundidad (fig.6.15, círculos naranjas), se observa que estos eventos tiene una profundidad, en su mayoría, intermedia.



Figura 6.15: a) Mapa con las localizaciones de los terremotos cuyos términos de excitación pertenecen a las poblaciones T1 (círculos naranjas) y T2 (círculos violetas) presentes en los grupos SP. Con triángulo negro se marca la localización de las estaciones de corto periodo y con un triángulo vacío las estaciones de banda ancha.

En el mapa de la figura (6.15), también, se localizan los eventos incluidos en la población de términos de excitación T2 (círculos violetas). Como se vio con anterioridad, estos términos se encuentran, solamente, en las regresiones de los conjuntos de datos SP_and y SP_bet y no en BB_and o en BB_bet, grupos que muestrean, en principio, las mismas zonas. El que no estén presentes en los conjuntos con datos de banda ancha y el que su amplitud sea pequeña, sugiere que son eventos de baja magnitud que no han alcanzado las condiciones que se exigieron a los eventos para pertenecer a los grupos de banda ancha (3.3). Observando las localizaciones de estos eventos (círculos violetas, fig. 6.15), la amplitud de sus términos de excitación y su profundidad, vemos que son eventos pequeños, superficiales y localizados exclusivamente en la cuenca de Granada y alrededores. Esto, unido a la forma que tiene el espectro (pocas altas frecuencias), nos lleva a pensar que son explosiones ocurridas en las numerosas canteras que existen en esa zona.

La población de términos de excitación T3 sólo aparece en las inversiones de los grupos con datos de banda ancha (fig. 6.11). En el mapa de la figura (6.16) se muestran las localizaciones de la selección de eventos pertenecientes a las poblaciones T1 y T3 cuyos términos de excitación se representan en la figura (6.11). El que esta población esté presente, además de en el conjunto completo de datos (BB_and), en los subgrupos

TÉRMINOS DE EXCITACIÓN

BB_alb y BB_bet (fig. 6.13), nos sugiere que las diferencias entre los términos de excitación T0 y T3 obedecen a algo inherente a la fuente de los terremotos y no sólo a variaciones en la propagación a distancias cercanas. Para profundizar un poco más en esto y viendo que la mayoría de los terremotos con términos de excitación T2 pertenecen a la serie de Alhucemas (2004) y del mar de Alborán (2003) (fig. 6.16), se han extraído los términos de excitación de los terremotos localizados en estas zonas presentándolos en la figura (6.17a).



Figura 6.16: Mapa con las localizaciones de los terremotos cuyos términos de excitación pertenecen a las poblaciones T1 (círculos rojos) y T3 (círculos azules) presentes en los grupos BB. Con triángulo negro se marca la localización de las estaciones de corto periodo y con un triángulo vacío las estaciones de banda ancha.

Como puede observarse en la figura (6.17a y b), terremotos de la misma serie, la serie de Alhucemas (norte de África), tienen poblaciones de términos de excitación pertenecientes a las poblaciones T0 y T3. Estos terremotos comparten la mayor parte del camino de propagación de la señal sísmica desde la fuente hasta la estación de registro. La distribución de magnitudes y profundidades, obtenidas del boletín del IGN, no muestran diferencias apreciables entre las dos poblaciones de terremotos de la misma serie (6.17c). Pensando que tal vez podrían deberse a diferentes tipos de mecanismos focales se consultó el catálogo de mecanismos focales del IAG, observándose que en la población T3, los terremotos presentan tanto mecanismo de falla salto en dirección como de falla inversa (fig. 3.13).

El modelado de los términos de excitación se realizará en el capítulo siguiente (capítulo 7). En ella se utilizarán los términos de excitación de terremotos cuya magnitud momento es conocida. El conocimiento de las magnitudes momento nos ofrece la posibilidad de



Figura 6.17: a) Términos de excitación para los terremotos de la serie de Alhucemas y del ridge del mar de Alborán marcando con diferente color las dos poblaciones presentes, con color azul las del tipo T2 y en rosa las del tipo T0. b) Mapa con las localizaciones de estas dos poblaciones. c) y d) Histograma de la distribución en magnitudes y profundidades de estas dos poblaciones (boletines IAG e IGN). Con triángulo negro se marca la localización de las estaciones de corto periodo y con un triángulo vacío las estaciones de banda ancha.

calibrar la amplitud de estos términos. En la figura (6.18), se muestran los términos de excitación de estos terremotos obtenidos en las diferentes regresiones.



Figura 6.18: Términos de excitación por frecuencia para los terremotos con magnitud momento conocida (Mw). En rojo se representa el terremoto principal de la serie de Alhucemas (Mw = 6.3)

6.5. Términos de Sitio

En esta sección se van a presentar los resultados obtenidos en las regresiones de la amplitud espectral RMS para los términos de sitio. Como se ha apuntado anteriormente,

se obtiene un término de sitio para cada una de las estaciones usadas en cada una de las regresiones. En las regresiones que se utilizan medidas de ambas componentes, es decir, los grupos con datos de banda ancha, se obtiene un término de sitio para la componente vertical y otro para la componente horizontal de cada una de las estaciones de banda ancha.

Como vimos en el capítulo de metodología (capítulo 2) una de las ligaduras aplicadas en las regresiones implicaba una relación entre los términos de sitio (ec. 2.10), haciendo que la suma de sus logaritmos fuese igual a cero:

$$\sum_{j} S_j(f) = 0.$$

Esta ligadura convierte a los términos de sitio obtenidos en la regresión en variaciones del comportamiento promedio del conjunto de estaciones sísmicas utilizadas. Por tanto, para poder comparar los resultados obtenidos de los diferentes grupos de datos se ha aplicado esta condición sobre el grupo de estaciones común a la mayor parte de los grupos. En el caso de las regresiones de las componentes verticales y de las que analizan ambas componentes, verticales y horizontales, se ha aplicado esta condición de ligadura a los términos de sitio de las estaciones de corto periodo. Estas estaciones son comunes entre los grupos de datos: SP_and, SP_alb, SP_bet, BB_and_A, BB_and_V, BB_alb_A, BB_alb_V, BB_bet_A y BB_bet_V. En el caso de las componentes horizontales (BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H) se ha igualado a cero la sumatoria de los términos de sitio de todas las estaciones de banda ancha.

Los términos de sitio en función de las diferentes bandas de frecuencia se muestran en la figura (6.19) para todas las regresiones realizadas. Los términos de sitio verticales y horizontales obtenidos de la regresiones con ambas componentes se representan usando el mismo color para los dos términos de la misma estación. Como podemos observar en esta figura, conforme aumenta la frecuencia las variaciones entre los diferentes términos de sitio aumentan. En el conjunto de BB_alb es donde existen unas mayores diferencias entre estaciones.

Los errores obtenidos en la regresiones para cada uno de los términos de sitio se encuentran por debajo de $\sim 0,06$ unidades de logaritmo, estando la mayor parte por debajo de los $\sim 0,03$ unidades de logaritmo. En la figura (6.19) estos errores se muestran como segmentos verticales negros en los valores del término de sitio a cada una de las frecuencias.

Como se expuso en la sección de sismotectónica (1.3), la región de estudio esta formada por diferentes dominios. Las localizaciones de las estaciones sísmicas utilizadas están diseminadas por toda la región, encontrándose estaciones situadas en los diferentes



Figura 6.19: Términos de sitio obtenidos de las regresiones de amplitudes espectrales RMS.

dominios. En la figura (6.20) se muestra la localización geológica de cada una de las estaciones. Podemos dividir las estaciones en cuatro grupos, según estén sobre sedimentos o roca y las situadas en roca según el dominio geológico en el que estén posicionadas. Estos dominios presentan diferencias en el grado de deformación y en la composición (ver sección 1.3). Los grupos en los que se han separado las estaciones son:



Figura 6.20: Mapa geológico del sur de la Península Ibérica. con triángulos azules se marca la localización de las estaciones de corto periodo y con violeta las de banda ancha. Las líneas negras, discontinuas marcan el intervalo de $\sim 0,5$ unidades de logaritmo.

El Macizo Ibérico.

Las estaciones de banda ancha ARAC y HORN están situadas en el Macizo Ibérico más concretamente en la zona de Ossa Morena. El Macizo Ibérico es un núcleo central del Paleozoico. Está formado por rocas de esquisto con diferentes grados de metamorfismo.

• Las zonas externas de las cordilleras Béticas

En las zonas externas podemos hablar de los dominios Subbético y Prebético, ambos formados por rocas sedimentarias mesozoicas, pertenecientes al margen continental de la península Ibérica. Las estaciones que están localizadas en estas zonas son las estaciones de corto periodo AAPN, ALOJ y ASMO y las estaciones de banda ancha SELV, ESTP y SESP.

• Las zonas internas de las cordilleras Béticas

Las zonas internas forman el dominio de Alborán. Éstas están constituidas, principalmente, por rocas del Paleozoico y Mesozoico, de bajo a alto grado de metamorfismo, deformadas principalmente desde Cretácico superior al Mioceno. Las estaciones de corto periodo emplazadas en las zonas internas son AFUE, APHE, ATEJ y RESI y las de banda ancha son ACLR, ASCB, ANER, CEUT y VELZ.

Cuencas sedimentarias

Las estaciones ACHM y GORA están ubicadas encima de sedimentos en dos cuencas extensionales del Neógeno. Estas cuencas están situadas en el contacto entre las zonas externas e internas (fig. 6.20). La estación ACHM de corto periodo se localiza en el centro de la cuenca de Granada y la estación de banda ancha GORA en un extremo de la cuenca de Guadix-Baza.

Para ver las diferencias y los comportamientos de los términos de sitio de las estaciones emplazadas en cada una de estas zonas, hemos elegido los resultados del grupo de datos BB_and tanto de las regresiones de las componentes verticales y horizontales por separado, así como los de la regresión de ambas componentes a la vez (ver fig. 6.21). Los resultados que se desprenden de la figura (fig. 6.21) son similares a los del resto de las regresiones utilizando los otros grupos de datos.

Los términos de sitio de las estaciones situadas en el Macizo Ibérico y las situadas en las zonas internas son bastante coherentes entre sí en cada uno de los conjuntos (6.21). En el caso de las estaciones situadas en cuencas sedimentarias, sus términos de sitio difieren en un valor constante para frecuencias mayores que 3 Hz, teniendo un comportamiento lineal con la frecuencia a partir de esa frecuencia. Esta diferencia constante es igual a 0,5 unidades de logaritmo. En la regresión de ambas componentes, vemos que el término de sitio horizontal de la estación GORA presenta un comportamiento lineal similar.

Los términos de sitio de las estaciones ubicadas en las zonas externas, presentan unos términos bastante parecidos, casi idénticos, entre las estaciones de corto periodo (AAPN, ALOJ, ASMO) y una gran variación en los términos de sitio de las estaciones de banda ancha (SELV, ESTP y SESP). Como cabía esperar (ver fig. 6.20), las estaciones de corto periodo y la estación de banda ancha SELV localizadas en el mismo entorno, alrededor de la cuenca de Granada, presentan unos términos de sitio parecidos.

Comparando los términos de sitio de las estaciones situadas en cuencas sedimentarias y en la zonas externas, figura (6.22), se observa que las estaciones GORA y SESP tiene un término de sitio bastante parecido (lo mismo ocurría con las duraciones de estas dos estaciones, ver sección 5.2). También, son similares los términos de sitio de las estaciones ESTP y ACHM.

En los grupos de datos BB_and_A, BB_alb_A y BB_bet_A se obtienen términos de sitio de las componentes verticales y las horizontales para las estaciones de banda ancha por



Figura 6.21: Términos de sitio para las diferentes componentes del conjunto de datos BB_and divididos por zonas geológicas. Los términos de sitio horizontales y verticales de la misma estación tiene el mismo color. Cuando se comparan en el mismo panel (BB_and_A), la curva de la componente horizontal es una línea discontinua. Las líneas discontinuas negras marcan el intervalo de $\sim 0,5$ unidades de logaritmo.



Figura 6.22: Comparación de los términos de sitio de las estaciones situadas en cuencas sedimentarias y algunas de las zonas externas.Las líneas discontinuas marcan el intervalo de $\sim 0,5$ unidades de logaritmo.

separado, estando ambas componentes bajo la misma condición de ligadura. Esto hace que sea posible su comparación para la misma estación. En la figura (6.23) se muestran para cada estación del grupo de datos BB_and_A los términos de sitio de la componente vertical (líneas rojas) y horizontal (líneas azules). Las mismas observaciones que se desprenden de esta figura para el conjunto BB_and_A, se obtienen para los conjuntos BB_alb_A y BB_bet_A. Se observa, en general, una gran semejanza entre los términos de sitio verticales y horizontales, aunque con algunas diferencias. Iguales son los términos para las estaciones ANER y SELV. La estación que mayor diferencia presenta entre ambas componentes es SESP. Sin embargo, todas estas diferencias son menores de ~ 0, 25 unidades de logaritmo.

La razón entre los términos de sitio horizontal y vertical está relacionada con el contraste de impedancias en los últimos metros de la propagación y por ende con la amplificación que puede sufrir una señal debida a la estructura superficial de Tierra (Atkinson, 1993a). El que estas razones sean muy pequeñas para la mayoría de las estaciones es lo que se esperaría para estaciones situadas en roca.

La ligadura que se ha aplicado en las regresiones que utilizan las componentes verticales y horizontales, como se ha explicado al comienzo de esta sección, es la misma que en las regresiones sólo con datos de componente vertical. Esto hace que se puedan comparar entre sí los términos de sitio verticales obtenidos en diferentes regresiones con distintos grupos de datos. Para comparar estos términos de sitio de componente vertical se han representado éstos para cada una de las estaciones usadas en el análisis de la figura (fig. 6.24). Como cabía esperar, salvo ínfimas diferencias, los términos para la misma estación son iguales.

En el caso de la regresiones con componentes horizontales (grupos de datos BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H) la condición de ligadura es distinta de la condición aplicada al resto de regresiones. Esta condición de ligadura se aplica a todos los términos de sitio de



Figura 6.23: Términos de sitio de las componentes verticales y horizontales para las estaciones de banda ancha obtenidos en la regresión del conjunto de datos BB_and_A. Las líneas discontinuas marcan el intervalo de $\sim 0, 5$ unidades de logaritmo.

banda ancha, haciendo que la sumatoria de sus logaritmos sea igual a cero. En la figura (6.25) se muestra la comparación de los términos de sitio horizontales obtenidos para cada una de las estaciones en las diferentes regresiones. Las regresiones de los conjuntos BB_and_H y BB_bet_H (líneas azules y marrones, respectivamente) presentan términos de sitio iguales para todas las estaciones. Sin embargo, entre estos y los obtenidos en las regresiones del grupo BB_alb_H se observa que para algunas estaciones los términos de sitio son diferentes. Esto ocurre en el caso de las estaciones ARAC, CEUT y SESP. Esto puede ser debido a algun efecto de direccionalidad. Los terremotos del conjunto de datos BB_alb tiene un rango azimutal muy estrecho, sobretodo en el caso de los sismogramas registrados en la estación de ARAC.



Figura 6.24: Términos de sitio verticales. Las líneas discontinuas marcan el intervalo de $\sim 0,5$ unidades de logaritmo.



Figura 6.25: Términos de sitio horizontales. Las líneas discontinuas marcan el intervalo de $\sim 0,5$ unidades de logaritmo.

Capítulo 7

Modelado

7.1. Introducción

El modelado de los términos de distancia y de excitación obtenidos de las regresiones nos va a permitir describir, estos términos, en función de unos parámetros ampliamente utilizados en la literatura. Estos parámetros tienen su origen en una descomposición de los diferentes fenómenos que afectan la propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra (ver sección 1.2).

La búsqueda de estos parámetros se va a realizar a través del ajuste de los diferentes modelos a las curvas de los términos obtenidos en las regresiones (sección 2.3). Las expresiones que queremos minimizar usando una medida de mínimos cuadrados son no lineales y multivariables (ecs. 2.25, 7.2, 7.3). Para su minimización utilizamos uno de los algoritmos más usados en este tipo de problemas: un algoritmo de búsqueda del subespacio de la región de confianza basado en el método de reflectividad de Newton (Coleman and Li, 1994, 1996).

La función que minimiza este algoritmo es:

$$\text{MISFIT}(x_1, \cdots, x_n) = \frac{1}{2} \sum_{ij} \left[F(x_1, \cdots, x_n, \text{INDATA}_{ij}) - \text{OBSDATA}_{ij} \right]^2$$
(7.1)

donde $F(x_1, \dots, x_n, \text{INDATA}_{ij}) = D_{\text{teo}}(r_i, r_{\text{ref}}, f_j)$ (ec. 2.23). En el caso del modelado de los términos de distancia INDATA es la matriz con todos los posibles pares {frecuencia, distancia de nodo} y OBSDATA es el vector con los valores obtenidos de los términos de distancia de las regresiones de las amplitudes espectrales RMS, $D_{\text{emp}}(r_i, r_{\text{ref}}, f_j)$ (ec. 2.6). En el modelado de los términos de excitación INDATA es un vector que contiene las frecuencias y OBSDATA es el vector con los valores obtenidos del término de excitación para un terremoto dado $\text{TE}_j(f, Mw)$. Los parámetros a variar en cada caso se representan por medio de x_1, \dots, x_n .

En la primera sección se mostrará el modelado de los términos de distancia RMS para los diferentes conjuntos de datos utilizando varios modelos. En la segunda sección se describirá el modelado de los términos de excitación de los terremotos para los cuales se tiene una magnitud momento y la extrapolación de estos al resto de los datos.

7.2. Modelado del término de distancia de la amplitud RMS

El modelado del término de distancia, como hemos dicho con anterioridad, se realiza buscando los valores de los parámetros de la ecuación (2.23) $\{Q_0, n, p_1, ..., p_n\}$ (subsección 2.3.1), que mejor ajustan al término de distancia obtenido en la regresión. La función F, que describe el modelo utilizado, viene definida por la expresión:

$$F(r, r_{\rm ref}, f) = D(r, r_{\rm ref}, f) = \log\left(\frac{g(r)\exp(-\pi f r/\beta Q(f))}{g(r_{\rm ref})\exp(-\pi f r_{ref}/\beta Q(f))}\right),$$
(7.2)

con el coeficiente de expansión geométrica dado por la expresión:

$$G(r) = \begin{cases} \frac{r_0}{r} & r \leq r_1 \\ G(r_1) \left(\frac{r_1}{r}\right)^{p_1} & r_1 \leq r \leq r_2 \\ \vdots \\ G(r_n) \left(\frac{r_n}{r}\right)^{p_n} & r_n \leq r, \end{cases}$$
(7.3)

Estas expresiones ya se introdujeron y describieron en la sección (2.3) Los valores obtenidos para los diferentes parámetros en los distintos modelos analizados junto con las gráficas de las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de las regresiones y los modelados se presentan al final de la sección aunque se les vaya referenciando desde el comienzo. Esto se ha decidido así en aras de una mayor claridad.

En el capítulo de resultados (capítulo 6) se observó que los términos de distancia presentaban entre dos y tres cambios de pendiente (sección 6.3, figuras 6.4 y 6.6). Debido a esto, se ha modelado el término de distancia con un parámetro de atenuación y el

decaimiento de este con la frecuencia constante para todas las distancias, un expansión geométrico que consta de tres segmentos. Por lo tanto, el conjunto de parámetros a invertir en este modelado, denominado modelo 1, es $\{Q_0, n, r1, r2, p1, p2 \ y \ p3\}$. Donde $r1 \ y \ r2$ son las distancias a las que se produce el cambio de pendiente en la función de expansión geométrica y p_i son los exponentes en los diferentes tramos de esta función.

Para ejemplificar todo el proceso, se presentan los resultados de la modelización de los conjuntos SP_alb y BB_bet_A. El grupo SP_alb se ha elegido porque es el que presenta una propagación más homogénea. Tanto la localización de las estaciones, corto periodo, como la de los terremotos, están bastante concentradas espacialmente (fig. 3.4). El conjunto de datos BB_bet_A (fig. 3.9), también muestrea una zona de estructura parecida, las béticas, con este ejemplo se muestra los problemas que se han encontrado a la hora de elegir un modelo que además de ajustar los términos de distancia obtenidos en las regresiones proporcionen unos valores para los parámetros razonables.

• Modelo 1.-

Como se ha dicho anteriormente, en este modelo los parámetros invertidos son $\{Q_0, n, r1, r2, p1, p2 \neq p3\}$.

• SP_alb

Los ajustes obtenidos para esta parametrización de los términos de excitación del conjunto de datos SP_alb se muestran en la figura (7.1). Como puede observarse en esta figura, los ajustes son bastante buenos encontrándose las diferencias dentro del intervalo de $\pm 0, 25$ unidades de logaritmo. Los valores encontrados para los diferentes parámetros son:

$$Q(f) = \begin{cases} Q_0 = 119 \\ n = 0,38 \end{cases}$$

$$G(r) = \begin{cases} r^{-0,7} & r \le 40 \text{ km} \\ r^{-0,8} & 40 \text{ km} \le r \le 171 \text{ km} \\ r^0 & 171 \text{ km} \le r \end{cases}$$
(7.4)

MISFIT = 0,6082

• BB_bet_A

Los ajustes obtenidos en el modelado de los términos de excitación del conjunto de datos BB_bet en las regresiones que se incluyen ambas componentes, se muestran en la figura (7.2).



Figura 7.1: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto SP_alb usando el modelo 1. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

$$Q(f) = \begin{cases} Q_0 = 285\\ n = 0,38 \end{cases}$$

$$G(r) = \begin{cases} r^{-1,6} & r \le 78 \text{ km} \\ r^{-0,5} & 78 \text{ km} \le r \le 145 \text{ km} \\ r^0 & 145 \text{ km} \le r \end{cases}$$

$$MISFIT = 1.1274$$
(7.5)

Al realizar la inversión con está parametrización en todos los conjuntos de datos se obtuvo un resultado común para el valor del exponente del término de expansión geométrica del último tramo. En todas las inversiones este exponente salió con un valor igual a cero. Aunque las curvas presentan un buen ajuste (menor que el rango de los residuos, ver figuras 6.1) al valor cero del exponente no podemos darle una explicación clara en término de la interacción entre las llegadas de diferentes fases. Esto llevó a



Figura 7.2: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto BB_bet_A usando el modelo 1. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

realizar inversiones en las que la expansión geométrica del último tramo se fijo a la expansión geométrica que presentan las ondas superficiales que son, teóricamente, las que dominan el sismograma a mayores distancias. Es decir, se fijo p3 = 0, 5. A este modelo lo denominamos modelo 2. Estas nuevas inversiones, aunque su ajuste es un poco peor que las anteriores para todos los conjuntos de datos, presentan diferencias entre los términos de distancia de las regresiones y los modelados situadas dentro del rango de variación de los residuos (figura 6.1). Sin embargo, los valores obtenidos del parámetro de atenuación, Q_0 , para algunos conjuntos de datos, son demasiado elevados (conjuntos BB_bet,) si los comparamos con los valores de atenuación obtenidos en la literatura para esta zona y para zonas similares (p. ej. Pujades et~al., 1990; Ibáñez, 1990).

• Modelo 2.-

En este modelo los parámetros obtenidos son $\{Q_0, n, r1, r2, p1 \ y \ p2\}$, p3 se fija la valor 0, 5.

• SP_alb

Los ajustes de los términos de excitación para este segundo modelado se presentan en la figura (7.3), y los valores obtenidos en la inversión de los parámetros son:



Figura 7.3: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto SP_alb usando el modelo 2. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

$$Q(f) = \begin{cases} Q_0 = 133 \\ n = 0,38 \end{cases}$$

$$G(r) = \begin{cases} r^{-0.75} & r \le 42 \text{ km} \\ r^{-0.9} & 42 \text{ km} \le r \le 146 \text{ km} \\ r^{-0.5} & 146 \text{ km} \le r \end{cases}$$

$$(7.6)$$

 ${\rm MISFIT}{=}0.6841$

Si comparamos los valores de los parámetros, obtenidos en las inversiones del modelo 1 y el modelo 2, así como sus ajustes, se observa que no existe ninguna razón aparente a parte de considerar más razonable el valor fijado del parámetro p3 del modelo 2 que el obtenido en el modelo 1

116

• BB_bet_A

Los ajustes de este modelado se muestran en la figura (7.4) cuyos parámetros tienen los valores:



Figura 7.4: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto BB_bet_A usando el modelo 2. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

$$Q(f) = \begin{cases} Q_0 = 465 \\ n = 0,23 \end{cases}$$

$$G(r) = \begin{cases} r^{-1,7} & r \le 80 \text{ km} \\ r^{-0,5} & 80 \text{ km} \le r \end{cases}$$
(7.7)

MISFIT=1.2985.

Al final con este modelo se ajusta con solo dos segmentos ya que el valor del término de expansión geométrica de los dos segmentos iniciales son prácticamente iguales. En el caso del modelado del conjunto SP_alb, si comparamos los valores de los parámetros, obtenidos en las inversiones del modelo 1 y el modelo 2, así como sus ajustes, se observa que no existe ninguna razón aparente a parte de considerar más razonable el valor fijado del parámetro p3 del modelo 2 que el obtenido en el modelo 1. Sin embargo, en el caso del modelado 2 al conjunto BB_bet_A, aunque los ajustes están dentro de lo razonable el valor obtenido de Q_0 y el valor de expansión geométrica del primer tramo resultan demasiado elevados. Este valor de Q_0 es más propio de la zona central de la meseta Ibérica que del que se esperaría en las Béticas.

En realidad los que se está intentando modelar es la disminución de amplitud espectral RMS que es la amplitud promedio del paquete más energético. En esta amplitud promedio va variando la fase dominante a distintas distancias. Estas fases tienen un camino de propagación a distintas profundidades (distinta Q, Kennett, 2002). Además, de las variaciones verticales de la atenuación, más importantes son las variaciones horizontales de esta. Como se vio en el capitulo de introducción la zona presenta una clara complejidad estructural para la mayoría de los grupos de datos, haciendo que el valor de Q para la misma fase difiera espacialmente. En este sentido no parece descabellado modelar el término de propagación por medio de dos segmentos con diferentes { Q_0 , $n \ge p$ }. A este modelado se le ha denominado modelo 3.

• Modelo 3.-

En este modelado se buscan los siguientes parámetros: $\{Q_1, n1, p1, r, Q_2, n2 \text{ y } p2\}$, donde r es la distancia a la cual se produce la transición entre ambas regiones de distinta atenuación.

• SP_alb

En la siguiente figura (7.5) se muestran los ajustes entre el término de distancia calculado con este modelado y los obtenidos en las regresiones. Los valores de los parámetros son:

$$Q_{1}(f) = \begin{cases} Q_{0} = 75\\ n = 0,48\\ G_{1}(r) = r^{-0,4} \end{cases} r \leq 124 \text{ km}$$

$$Q_{2}(f) = \begin{cases} Q_{0} = 100\\ n = 0,57\\ G_{2}(r) = r^{-0,5} \end{cases} r \leq 124 \text{ km}$$

$$(7.8)$$

MISFIT=0.3563

118



Figura 7.5: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto SP_alb usando el modelo 3. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

 $\bullet \ BB_bet_A$

Los ajustes para este conjunto se muestran en la figura (7.6). Los valores obtenidos en la inversión para los diferentes parámetros son:

$$Q_{1}(f) = \begin{cases} Q_{0} = 192 \\ n = 0,27 \\ G_{1}(r) = r^{-1,3} \end{cases} \quad r \le 81 \text{ km}$$

$$Q_{2}(f) = \begin{cases} Q_{0} = 258 \\ n = 0,52 \\ G_{2}(r) = r^{-0,3} \end{cases} \quad r \le 81 \text{ km}$$

$$(7.9)$$

MISFIT=0.8344

Al final de esta sección se exponen los resultados obtenidos en las distintas modelizaciones así como unas gráficas donde se muestran las diferencias entre los términos de



Figura 7.6: Modelado de los términos de distancia de la amplitud espectral RMS del conjunto BB_bet_A usando el modelo 3. En el último panel se muestran las diferencias entre los términos de excitación obtenidos de la regresión y los modelados.

distancia obtenidos de las regresiones y los términos de distancia obtenidos en los distintos modelados. De estas tablas y gráficas se desprenden las siguientes observaciones:

- El modelo 3 es el modelo que mejor ajustes proporciona en todos los conjuntos de datos, sobretodo a distancias mayores que la distancia de referencia.
- En todos los modelos Q₀ es siempre menor en los conjuntos de datos del mar de Alborán (SP_alb, BB_alb_A, BB_alb_V y BB_alb_H) que en los conjuntos de las béticas (SP_alb, BB_alb_A, BB_alb_V y BB_alb_H).
- En todos los modelos n es siempre mayor para el conjunto de datos del mar de Alborán que para los conjuntos de datos de las Béticas. Por lo tanto, la dependencia con la frecuencia es mayor para estos últimos.
- Todos los modelos ajustan dentro de los limites $\pm 0,25$ unidades de logaritmo.

Nos inclinamos por el modelo 3 como el más apropiado para modelar los términos de distancia por varias razones: Primero, este modelo es el que mejor ajusta los términos de distancia. Segundo, los valores de los parámetros obtenidos son razonables y concuerdan con los valores obtenidos por otros estudios previos en la zona. Tercero, creemos que el modelo 3 está en mayor concordancia con lo esperado físicamente; en nuestras regresiones se están explorando regiones muy extensas, de manera que en promedio los terremotos más lejanos atraviesan zonas con menor atenuación (sobre todo si pertenecen al conjunto de Alborán), por lo tanto, es razonable hacer que en el ajuste exista una Q variable con la distancia; esta idea es la que se ha implementado con la simple inclusión de dos tramos con diferente Q.

Resultados del modelado de los términos de distancia para los conjuntos: SP_and, SP_alb y SP_bet

Los valores de los parámetros para los distintos modelados de los conjuntos de corto periodo se presentan en las tablas (7.1), (7.2) y (7.3). En la figura (7.7) se muestran las diferencias entre los términos de distancia obtenidos en las regresiones y los términos de distancia modelados con los parámetros resultantes de las inversiones en los diferentes modelados.

Mod-1	SP_and	SP_{-alb}	SP_bet
Q_0	173	119	200
n	0.42	0.40	0.33
p1	1.4	0.8	1.4
r1(km)	47	40	49
p2	1.2	0.7	1.0
r2(km)	178	171	116
p3	0	0	0
MISFIT	4.4952	0.6082	1.1837

Cuadro 7.1: Resultados del modelado 1.

Mod-2	SP_and	SP_alb	SP_bet
Q_0	215	133	285
n	0.36	0.38	0.22
p1	1.4	0.8	1.4
r1(km)	44	42	49
p2	1.4	0.9	1.2
r2(km)	165	146	104
p3	0.5	0.5	0.5
MISFIT	4.9469	0.6891	1.4344

Cuadro 7.2: Resultados del modelado 2.

Mod-3	SP_and	SP_alb	$\mathrm{SP_bet}$	${\rm SP_bet}^*$
Q_{01}	118	75	208	201
n1	0.38	0.48	0.20	0.20
p1	0.9	0.4	1.1	1.1
r(km)	134	124	107	96
Q_{02}	129	100	161	246
n2	0.64	0.57	0.53	0.40
p2	0.2	0.5	0	0.5
MISFIT	3.1654	0.3563	0.9820	1.0556

Cuadro 7.3: Resultados del modelado 3.



Figura 7.7: Diferencias entre los términos de distancia obtenidos de la regresiónes de los grupos de datos SP_and, SP_alb y SP_bet y los términos de los diferentes modelados.

Resultados del modelado de los términos de distancia para los conjuntos: BB_and_A, BB_alb_A y BB_bet_A

Mod-1	BB_and_A	BB_alb_A	BB_bet_A
Q_0	199	133	285
n	0.50	0.53	0.38
p1	1.5	0.9	1.6
r1(km)	80	83	78
p2	0.4	0.6	0.5
r2(km)	176	197	145
p3	0	0	0
MISFIT	1.7506	0.8491	1.1274

Mod-2	BB_and_A	BB_alb_A	BB_bet_A
Q_0	267	164	465
n	0.42	0.47	0.23
p1	1.6	0.9	1.6
r1(km)	83	40	77
p2	0.5	1.0	1.8
r2(km)	200	144	82
p3	0.5	0.5	0.5
MISFIT	1.8872	0.9718	1.2985

Mod-3	BB_and_A	BB_alb_A	BB_bet_A
Q_{01}	74	84	192
n1	0.52	0.54	0.27
p1	1.0	0.5	1.3
r(km)	73	112	81
Q_{02}	190	124	258
n2	0.60	0.62	0.52
p2	0.3	0.4	0.3
MISFIT	1.1643	0.5924	0.8344

Cuadro 7.5: Resultados del modelado 2.

Cuadro 7.6: Resultados del modelado 3.



Figura 7.8: Diferencias entre el término de distancia obtenido de la regresiónes de los grupos de datos BB_and_A, BB_alb_A y BB_bet_A y los términos de los diferentes modelados.

Resultados del modelado de los términos de distancia para los conjuntos: BB_and_V, BB_alb_V y BB_bet_V

Mod-1	BB_and_V	BB_alb_V	BB_bet_V
Q_0	182	137	256
n	0.55	0.48	0.46
p1	1.5	1.0	1.6
r1(km)	82	40	80
p2	0.3	1.1	0.5
r2(km)	240	114	152
p3	0	0	0
MISFIT	1.2192	1.1996	0.8423

Mod-2	BB_and_V	BB_alb_V	BB_bet_V
Q_0	230	178	404
n	0.49	0.41	0.32
p1	1.5	1.0	1.6
r1(km)	85	40	80
p2	0.4	1.2	1.8
r2(km)	180	105	84
p3	0.5	0.5	0.5
res	1.3559	1.2362	0.9815

Mod-3	BB_and_V	BB_alb_V	BB_bet_V
Q_{01}	62	104	155
n1	0.60	0.41	0.39
p1	1.0	0.7	1.3
r(km)	73	112	81
Q_{02}	169	136	247
n2	0.64	0.57	0.56
p2	0.3	0.5	0.3
res	0.7886	0.6760	0.6188

Cuadro 7.8: Resultados del modelado 2.

Cuadro 7.9: Resultados del modelado 3.



Figura 7.9: Diferencias entre el término de distancia obtenido de la regresiónes de los grupos de datos BB_and_V, BB_alb_V y BB_bet_V y los diferentes modelados.

Resultados del modelado de los términos de distancia para los conjuntos: BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H

Mod-1	BB_and_H	BB_alb_H	BB_bet_H
Q_0	240	127	288
n	0.44	0.57	0.36
p1	1.5	1.4	1.4
r1(km)	86	60	40
p2	0.5	0.7	1.7
r2(km)	177	220	94
p3	0	0	0
res	2.8154	0.7623	1.2629

Cuadro 7.10: Resultados del modelado	1.
--------------------------------------	----

Mod-2	BB_and_H	BB_alb_H	BB_bet_H
Q_0	347	157	505
n	0.33	0.52	0.20
p1	1.6	1.5	1.3
r1(km)	89	59	80
p2	0.6	0.9	1.9
r2(km)	140	220	94
p3	0.5	0.5	0.5
res	2.9996	0.8652	1.4961

Cuadro 7.11:	Resultados	del	modelado	2.
--------------	------------	-----	----------	----

Mod-3	BB_and_H	BB_alb_H	BB_bet_H
Q_{01}	68	75	208
n1	0.52	0.60	0.27
p1	1.0	0.7	1.3
r(km)	76	105	101
Q_{02}	268	132	257
n2	0.51	0.57	0.56
p2	0.5	0.61	0.3
res	2.0057	0.8127	0.8479

Cuadro 7.12: Resultados del modelado 3.


Figura 7.10: Diferencias entre el término de distancia obtenido de la regresiónes de los grupos de datos BB_and_H, BB_alb_H y BB_bet_H y los diferentes modelados.

7.3. Modelado del término de Excitación RMS

Una vez modelados los término de distancia, se procede a modelar los términos de excitación. Como se expuso en el capítulo de modelado (capítulo 7), estos términos son los términos fuente propagados a la distancia de referencia y afectados por un factor de sitio promedio (sección 2.3.1). Esto se expresa a través de siguiente expressión:

$$\operatorname{EXT}(r_{\operatorname{ref}}, f) = \log\left(\operatorname{SO}(f, M_w) \operatorname{P}(r_{\operatorname{ref}}, f) \,\overline{\operatorname{ST}(f)}\right),\tag{7.10}$$

donde $SO(f, M_w)$ es el término de fuente, $P(r_{ref}, f)$ es el término de distancia y $\overline{ST(f)}$ es el término de sitio promedio. En el modelado realizado en este trabajo cada uno de estos términos viene descrito por las siguientes expresiones:

• El término fuente

$$SO(f, M_w) = K \ 2\pi f \frac{M_0}{4 \ \pi \ \rho \ \beta^3 \ R \ 10^{22}} \ S(f), \tag{7.11}$$

donde R es una distancia de referencia igual a 1 km, S(f) (m) es el espectro RMS de velocidad de la fuente, 10^{22} es el factor de conversión de unidades, M_0 (dinascm) es el momento sísmico, ρ (gr/cm³) es la densidad y β (km/s) es la velocidad de cizalla ambas en los alrededores de la fuente. La constante K es un factor que tiene en cuenta el promedio del patrón de radiación, la amplificación debida a la existencia de una superficie libre y un factor que da cuenta de la repartición de la energía de la onda S en las distintas componentes. Estos tres factores tienen un valor de 0,55, 2,0 y 0,707 respectivamente, dando lugar a K = 0,778.

El modelo del espectro de la fuente es el modelo de fuente puntual omega cuadrado (ω^{-2}) con una frecuencia esquina propuesto por Brune (Brune, 1970, 1971):

$$S(f) = \frac{1}{1 + (f/f_c)^2}.$$
(7.12)

Aquí, f_c es la frecuencia esquina dada por la expresión

$$f_c = (4,906 \times 10^6) \,\beta \, (\Delta \sigma / M_0)^{1/3}, \tag{7.13}$$

 $\Delta \sigma$ es la caída de esfuerzos (Brune, 1970, 1971). Se probaron otros posibles modelos como el modelo de fuente puntual ω^3 ((Atkinson and Boore, 1998)). Se constató, sin embargo, que el modelo ω^2 es el que mejor ajusta en todo el rango de magnitudes.

• Término de distancia a la distancia de referencia

$$P(r_{\rm ref}, f) = g(r_{\rm ref}) \exp(-\pi f r_{\rm ref} \beta Q(f)), \qquad (7.14)$$

Los valores de la expansión geométrica y del factor de atenuación a la distancia de referencia utilizados son los obtenidos en el modelado del término de distancia en la sección anterior. Errores en este término, sobretodo en el exponente de expansión geométrica, pueden afectar considerablemente a los valores obtenidos del parámetro de caída de esfuerzos ($\Delta \sigma$) y del momento sísmico.

• Término de sitio promedio

$$\operatorname{ST}(f) \approx \overline{\exp(-\pi f \kappa_{\operatorname{efec}})},$$
(7.15)

Este término proviene de la aplicación de la ligadura (ec.2.10).

Para escalar correctamente los término de excitación se van a utilizar los terremotos con conocida magnitud momento, incluidos en cada una uno de los conjuntos de datos (capítulo 3). Conocida la magnitud momento y la atenuación a la distancia de referencia, el modelo de los términos de excitación que se acaba de describir queda controlado por dos parámetros : $\Delta \sigma$ y k_{eff} (ecs. 7.12, 7.13 y 7.15). El parámetro de esfuerzos, $\Delta \sigma$ controla los niveles espectrales por encima de la frecuencia esquina (Brune, 1970, 1971), mientras que el parámetro κ_{efec} lo hace a altas frecuencias (Anderson and Hough, 1984).

Lo primero que se hizo fue ajustar los parámetros Mo, $\Delta \sigma$ y κ_{efec} de los terremotos con magnitud momento conocida, aplicando el mismo algoritmo de búsqueda de mínimos que se utilizó en la modelización de términos de distancia. Invirtiendo los términos de excitación obtenidos en las regresiones de cada uno de estos terremotos, se calculan los parámetros que mejor los ajustan. Esto proporciona una estimación de la fiabilidad de esta inversión de obtener la magnitud momento, y de la variabilidad y el orden de magnitud de $\Delta \sigma$ y κ_{efec} . Con estos valores se pretende obtener una ley promedio, general que ajuste la forma de los términos de excitación en un amplio rango de magnitudes.

Para ejemplificar el proceso se presentan los ajustes obtenidos en la minimización de los términos de excitación para algunos terremotos con magnitud momento (figs. 7.11, 7.12 y 7.13). Estos terremotos pertenecen a cuatro series de sísmicas: las series de Bullas y la Paca (2002 y 2005, fig. 7.11), la serie de Alboran (2003, fig. 7.12) y la serie de Alhucemas (2004, 7.13). Los valores obtenidos de los parámetros para el conjunto de datos BB_and_A de todos los terremotos con magnitud momento se presentan en la tabla (7.13).



Figura 7.11: Ajustes de los términos de excitación del conjunto de datos BB_and_A de los terremotos con magnitud momento pertenecientes a las series de Bullas (2002) y de la Paca (2005). Las líneas negras son los término de excitación observados y las rosas los teóricos.

En la tabla (7.13) se presentan los valores concretos de los parámetros obtenidos en esta minimización, así como la magnitud momento obtenidas en estudios independientes. A esta magnitud momento obtenida en estudios independientes la notaremos a partir de ahora con M_w mientras que a la magnitud obtenida por la minimización la notaremos con *Mag.* Los resultados del modelado presentados para este conjunto se obtienen también del modelado del resto de conjuntos de datos.

En general los ajustes usando el espectro de fuente puntual ω^2 han sido bastante buenos (figs. 7.11, 7.12 y 7.13), modelando las características principales de los términos de excitación. Para tener una mejor perspectiva de los resultados en la figura (7.14) se han representado los valores de los parámetros obtenidos - $\Delta\sigma$, κ_{efec} y *Mag*- con respecto a la magnitud momento Mw, y en la figura (7.15) se han representado la distribución espacial de los valores del parámetro caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$, junto con el mecanismo del terremoto. De estas figuras se desprenden las siguientes observaciones:

• Los valores del parámetro caída de esfuerzos, $\Delta \sigma$, se concentran principalmente por debajo de los 25 bares, siendo su valor en la mayoría de los casos menor de 100 bares (fig. 7.14a y b).

MODELADO DEL TÉRMINO DE EXCITACIÓN RMS

Terremoto	Mag(Mw)	Mag	$\kappa_{\rm efec}$	$\Delta \sigma$	MISFIT
ID		0	(s)	(bares)	
1334	4.0	3.7	0.00	261	0.0353
1475	3.8	3.7	0.00	456	0.0639
1608	3.9	3.7	0.00	748	0.0352
1706	3.7	3.8	0.02	573	0.0077
1302	4.2	4.0	0.00	83	0.1029
1338	3.5	3.6	0.04	49	0.0086
1346	3.8	3.7	0.06	240	0.0333
1375	4.1	4.0	0.01	16	0.0017
1493	3.9	3.9	0.02	19	0.0053
1618	4.8	4.7	0.03	92	0.0004
1637	3.6	3.7	0.03	69	0.0054
1641	4.2	4.3	0.02	48	0.0008
1664	3.9	4.0	0.02	15	0.0013
1310	3.9	3.9	0.02	18	0.0055
1312	4.0	4.0	0.00	5	0.0235
1314	4.2	4.0	0.02	22	0.0173
1315	3.8	3.7	0.00	10	0.0455
1316	3.7	3.7	0.00	4	0.0781
1398	6.3	5.5	0.01	93	0.0563
1415	4.3	4.2	0.01	4	0.0438
1420	4.1	4.0	0.02	15	0.0458
1422	4.0	3.9	0.00	3	0.0273
1423	4.0	3.8	0.04	58	0.0045
1425	4.4	4.4	0.01	8	0.0151
1428	5.2	4.7	0.01	54	0.0087
1429	4.0	3.9	0.05	96	0.0084
1431	4.9	4.5	0.02	70	0.0312
1433	4.4	4.0	0.01	17	0.0731
1434	4.3	4.1	0.06	185	0.0104
1435	4.5	4.2	0.00	18	0.0167
1436	4.2	3.9	0.00	14	0.0080
1439	4.4	4.0	0.00	12	0.0290
1446	5.0	4.5	0.02	68	0.0051
1454	4.0	3.9	0.06	142	0.0081
1455	4.9	4.3	0.02	61	0.0202
1461	3.9	3.7	0.00	15	0.0455
1469	4.5	4.1	0.03	75	0.0201
1481	4.0	3.8	0.02	13	0.0068
1485	4.2	4.0	0.00	3	0.0159
1530	4.3	4.0	0.01	15	0.0121
1538	3.7	3.6	0.06	180	0.0168
1570	4.0	3.7	0.00	5	0.0166
1587	4.9	4.7	0.03	22	0.0184
1594	5.1	4.6	0.03	43	0.0057
1714	4.4	4.0	0.01	10	0.0169
1755	3.8	4.1	0.06	269	0.0017
1756	3.9	3.9	0.03	8	0.0297

Cuadro 7.13: Resultados de la minimización de los términos de excitación. En la columna segunda y tercera se muestran la magnitud momento obtenidas de la inversión del tensor momento (Stich et~al., 2003a) y la obtenida de esta minimización, respectivamente.



Figura 7.12: Ajustes de los términos de excitación del conjunto de datos BB_and_A de los terremotos con magnitud momento pertenecientes a las series de Alborán (2003). Las líneas negras son los término de excitación observados y las rosas los teóricos.

- Los terremotos que presentan una mayor caída de esfuerzos son terremotos alejados y/o de profundidad intermedia donde el incremento del valor de este parámetro es posiblemente debida a un término de distancia que no reproduce correctamente las características menos atenuativas de sus caminos de propagación que a una variación en la dinámica de la fuente (fig. 7.15).
- El parámetro κ_{efec} presenta una mayor concentración de valores por de bajo de los 0.02 s (fig. 7.14c).
- No se percibe una relación clara de los parámetros $\Delta \sigma$ y κ_{efec} con la magnitud momento Mw.
- Esta minimización subestima la magnitud momento (fig. 7.14d y e). Para terremotos con magnitud menor que 4 estas variaciones en la magnitud momento están dentro del intervalo ±0,2 unidades de magnitud.
- Los ajusten son buenos (fig. 7.14f)
- No se observa ninguna característica en la variación espacial de los valores de estos parámetros (fig. 7.15)



Figura 7.13: Ajustes de los términos de excitación del conjunto de datos BB_and_A de los terremotos con magnitud momento pertenecientes a las series de Alhucemas (2004). Las líneas negras son los término de excitación observados y las rosas los teóricos.

De la observación que para terremotos con magnitud momento Mw menor que 4 las magnitudes momento obtenidas de la minimización Mag están dentro del intervalo Mw $\pm 0,2$, se puede extraer la conclusión que para estas magnitudes los errores esperados en el cálculo de la magnitud momento nos permiten tener una estimación del orden de magnitud de los parámetros $\Delta \sigma$ y κ_{efec} . En la figura (7.16) se muestran los valores obtenidos de estos parámetros junto con la magnitud momento obtenida en la minimización Mag para una muestra de terremotos pertenecientes a las poblaciones T0 y T3. Esta poblaciones se describieron en la sección (6.4). De esta figura se pueden enumerar las siguientes observaciones:

- Se corrobora que los valores del parámetro caída de esfuerzos están en su mayoría por debajo de los 100 bares.
- Las diferencias encontradas entre estas dos poblaciones de datos son:
 - i) Los terremotos pertenecientes a la población de términos de excitación T3 tiene un mayor rango de magnitudes.
 - ii) Los valores de la caída de esfuerzos de la población T3 son en general menores que los valores de $\Delta \sigma$ obtenidos para la población T0.



Figura 7.14: Para el conjunto de datos BB_and_A se representa: a) la caída de esfuerzos con respecto a la magnitud momento obtenidas en estudios independientes; b) un zoom de la gráfica anterior; c) el parámetro κ_{efec} respecto de la magnitud momento (Mw); d) la diferencia entre la magnitud momento obtenida en estudios independientes (Mw) y la obtenida en la minimización (*Mag*) con respecto a la magnitud momento (Mw); e) la magnitud momento obtenida en la minimización (*Mag*) con respecto a la magnitud momento (Mw); e) la magnitud momento obtenida en la minimización (*Mag*) con respecto a la magnitud momento mento obtenida en estudios independientes (Mw); y f) el misfit con respecto a la magnitud momento (Mw).

iii) Los valores del parámetro κ_{efec} tienen una variabilidad entre [0-0,03] s en la población T0 mientras que para la población T3 la mayoría de los valores de este parámetro están por debajo de 0,01 s.

Para obtener un modelo promedio general con una caída de esfuerzos, $\Delta \sigma$, constante con la magnitud y un κ_{efec} fijo que modele los término de excitación en el mayor rango posible de magnitudes, se ha partido de las observaciones expuestas anteriormente y se han generado curvas teórica que se muestran en la figura (7.17) con diferentes caídas de esfuerzos, comparándolas con una muestra de término de excitación de las poblaciones T0 y T3 obtenidos en las regresiones del conjunto de datos BB_and_A. De la figura (7.17) podemos concluir que un modelo con una caída de esfuerzos entre [20-50] bares modela aceptablemente un amplio rango de términos de excitación, aunque los eventos de menor amplitud de la población T3 se ajustan mejor con un modelo que presente una caída de esfuerzos menor. La profundización en estas diferencias queda fuera del ámbito de este trabajo debido a las limitaciones de la metodología usada. Un valor de la caída de esfuerzos entre [20-50] bares está de acuerdo con trabajos realizados en la zona (Morales et~al., 1996, 2003; Stich et~al., 2003a).



Figura 7.15: Distribución espacial del parámetro de caída de esfuerzos, $\Delta \sigma$, para cada uno de los terremotos con magnitud momento del conjunto de datos BB_and_A.



Figura 7.16: a) Los valores del parámetro de caída de esfuerzos , $\Delta\sigma$ con respecto a la magnitud momento, Mag. b) El parámetro κ_{efec} con respecto a la magnitud momento, Mag y c) El misfit de la inversión con respecto a la magnitud momento, Mag. Con símbolos verdes representamos los valores para los terremotos de la población T0 y en azul los de la población T3. Estos términos de excitación se obtuvieron en las regresiones del conjunto de datos BB_and_A.



Figura 7.17: Curvas teóricas de los términos de excitación para diferentes caídas de esfuerzos con $\kappa_{\text{efec}} = 0.01$ s (líneas rojas), junto con una muestra de los términos de excitación obtenidos en las regresiones del conjunto BB_and_A.

Capítulo 8

Amplitudes pico mediante RVT

8.1. Introducción

Como se expuso en la capítulo de introducción uno de los objetivos principales de este trabajo es la obtención de unas leyes de escalo de la amplitud espectral RMS que junto con unas leyes de duración media nos permitan predecir amplitudes pico. La conexión entre las amplitudes espectrales y las amplitudes pico se ha realizado utilizando los resultados de la teoría de las vibraciones aleatorias (Cartwright and Longuet-Higgins, 1956; Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983).

Esta teoría relaciona la amplitud pico de una serie temporal aleatoria con la amplitud espectral RMS en función del número de máximos presentes en la ventana temporal utilizada para calcular la amplitud espectral RMS, a_{RMS} ,:

$$\frac{a_{\rm pico}}{a_{\rm RMS}} = [2\ln(N)]^{1/2},\tag{8.1}$$

donde N es el número de extremos en el intervalo temporal T (Cartwright and Longuet-Higgins, 1956; Vanmarcke and Lay, 1977). El número de máximos en una ventana de una serie temporal aleatoria viene dada por:

$$N = 2f T$$
,

donde f es la frecuencia dominante de la serie temporal en esa ventana. Con esta expresión podemos modelar la velocidad pico usando los resultados obtenidos en las regresiones de amplitud espectral RMS y de las medidas de duración, y compararlos con los resultados obtenidos de las regresiones de amplitud pico.

La expresión de la amplitud pico en función de la amplitud espectral RMS y de la duración es:

$$a_{\rm pico} = \sqrt{2 \, \ln\left(2 \, \bar{f} \, T\right)} \, a_{\rm RMS} \tag{8.2}$$

Esta expresión en la utilizada en la sección (8.3) para comprobar la RVT. Previo a esta sección se van a mostrar los residuos obtenidos en las regresiones de datos de amplitud pico. Esto nos permitirá encontrar un marco de confianza en las comparaciones entre las observaciones y las predicciones.

8.2. Residuos

Al igual que en las regresiones de la amplitud espectral RMS, en las regresiones de la amplitud pico se ha utilizado la norma de mínimos cuadrados para encontrar los parámetros del modelo que mejor reproducen los datos observados. Estos parámetros del modelo han sido, los términos de excitación para cada uno de los eventos, los términos de sitio para cada una de las estaciones y el valor en cada uno de los nodos de la función interpolación con la que se describe el término de distancia.

Para centrar y acotar la discusión de los resultados obtenidos, vamos a caracterizar los valores de los residuos obtenidos en las diferentes regresiones de la amplitud pico. Para esta caracterización primero vamos a mostrar algunos ejemplos de como se distribuyen los valores de los residuos por distancias. En la figura (8.1) se presentan para un conjunto de frecuencias los valores de todos los residuos distribuidos por distancia de los conjuntos de datos SP_and, SP_alb y SP_bet, y en la figura (8.2) se presentan para los residuos de las regresiones del conjunto completo de datos de corto periodo y banda ancha con ambas componentes BB_and_A, con sólo la componente vertical BB_and_V y sólo la componente horizontal BB_and_H. Similares distribuciones de residuos se obtiene para las regresiones de los conjuntos BB_alb y BB_bet.

En las figuras (8.1 y 8.2) observamos que la distribución de residuos por distancia es bastante homogénea, encontrándose una distribución similar de los residuos en todas las regresiones a todas las frecuencias. Esto nos indica que no hay un comportamiento anómalo en la propagación a una determinada distancia, que produzca que la observación no sea reproducible (dentro de unos límites) por esta parametrización. Los valores de los residuos se mantienen en una amplia mayoría dentro del intervalo $\pm 0,5$ unidades de logaritmo.

En las regresiones de amplitud pico se utilizó un mayor número de observaciones que

RESIDUOS



Figura 8.1: Para una selección de frecuencias se muestra la distribución de los residuos en distancias de las regresiones de amplitudes pico de los conjuntos de datos SP. Las líneas discontinuas rojas marcan el intervalo de $\pm 0,5$ unidades de logaritmo.

en el caso de las regresiones de amplitud espectral RMS. A estas últimas se les impuso una condición inicial para ser utilizados en las regresiones (sección 4.1). Esta condición no ha sido aplicada a las observaciones de amplitud pico.

Observando los valores de los residuos por separado para los diferentes conjuntos de datos podemos ser un poco más precisos en su descripción. La figura (8.3) muestra los histogramas de los valores de los residuos de las regresiones en cada uno de los grupos de datos. En cada histograma están acumulados los resultados por frecuencias. Como decíamos, observamos que la mayoría de los valores están dentro del intervalo $\pm 0,5$ unidades de logaritmo. Más concretamente, alrededor del 65 % de estos valores se encuentran dentro del intervalo $\pm 0,15$ unidades de logaritmo y alrededor del 90 % se encuentran dentro del intervalo $\pm 0,30$ unidades de logaritmo. A partir de estas observaciones, podemos considerar que variaciones de $\pm 0,30$ unidades de logaritmo empiezan a ser significativas en las discusiones de los resultados.



Figura 8.2: Para una selección de frecuencias se muestra la distribución de los residuos en distancias de las regresiones de amplitudes pico del conjunto de datos BB_and. Las líneas discontinuas rojas marcan el intervalo de ± 0.5 unidades de logaritmo.

8.3. Test de la RVT: Obtención de amplitudes pico

Para comprobar la capacidad de la leyes de amplitud espectral RMS y de las medidas de duración para predecir las amplitudes pico se ha intentado reproducir los términos de distancia de las amplitudes pico obtenidos en las regresiones usando la ecuación (8.2) junto con los resultados de las regresiones de las amplitudes espectrales RMS y las medidas de duración media. Los resultados de esta comparación han sido muy buenos, con alguna excepción. Los términos de distancia obtenidos al aplicar la RVT son similares a los términos de distancia resultantes de las regresiones de datos de amplitudes pico dentro del rango de confianza dado por los residuos ($\pm 0,30$ unidades de logaritmo). Para mostrar las comparaciones de los resultados de las regresiones de amplitudes pico y los resultados de aplicar la RVT en las figuras (8.4 y 8.5), se muestran estas para algunos conjuntos de datos: SP_alb y BB_bet_A.

En las figuras (8.4, 8.5 se han utilizados los mismos conjuntos que se usaron de ejemplo en el modelado de los términos de distancia, SP_alb y BB_bet_A. Como vemos en ambas figuras la similitud entre ambos términos de distancia es muy bueno salvo en



Figura 8.3: Histogramas de los residuos de las regresiones de amplitudes pico de todos los grupos de datos. En cada histograma están incluidos los resultados para cada grupo de datos de las regresiones de todas las frecuencias.



Figura 8.4: Ajuste de los términos de distancia de la amplitud pico usando RVT para el conjunto de datos SP_alb. Los términos de distancia de la amplitud pico se muestra junto con los errores de la regresión en cada nodo. En el último panel se muestran las diferencias entre ambas curvas junto con los errores de la regresión. Las líneas discontinuas en el último panel marcan el intervalo de $\pm 0,25$ unidades de logaritmo.

el caso del término de distania a 1 Hz del conjunto SP_alb. Esta peor predicción a 1 Hz se presenta también en las comparaciones de los conjuntos SP_and y SP_bet (ver figura 8.6). Para el resto de frecuencias las predicciones de RVT son muy buenas (fig. 8.6) en los conjuntos SP, estando las diferencias entre ambos términos de distancia en el intervalos ± 0.25 unidades de logaritmo.

Observando la figura (8.6) vemos que para el conjunto de datos BB_bet las comparaciones de ambos términos de distancia son muy buenas, a todas las frecuencias y distancias, y para todas las componentes (BB_bet_A, BB_bet_V y BB_bet_H). En el caso del conjunto de datos BB_alb, la figura (8.6) muestra que las diferencias entre ambos términos de distancia son las mayores, sobretodo en el caso de las componentes verticales. En la figura (8.7) se presentan estas comparaciones para el conjunto BB_alb_V. De esta figura se desprende que para las frecuencas $\{1, 2, 3 \text{ y } 4\}$ Hz la predicción RVT es bastante buena, no siendolo tanto para el resto de frecuencias. Para el conjunto de frecuencias $\{6, 8, 10 \text{ y } 12\}$ Hz, las diferencias empiezan sobre los 150 km de distancia llegando a



Figura 8.5: Ajuste de los términos de distancia de la amplitud pico usando RVT para el conjunto de datos BB_bet_A. Los términos de distancia de la amplitud pico se muestra junto con los errores de la regresión en cada nodo. En el último panel se muestran las diferencias entre ambas curvas junto con los errores de la regresión. Las líneas discontinuas en el último panel marcan el intervalo de $\pm 0,25$ unidades de logaritmo.

ser mayores 0, 25 unidades de logaritmo a partir de los 200 km de distancia (fig. 8.7). Las amplitudes pico son subestimadas por la combianción de las medidas de amplitudes espectrales RMS y las medidas de duración media usando RVT a distancias mayores de 200 km. Algo similar aunque menos acentuadado ocurre para el conjunto BB_and. Tal vez, este comportamiento a distancias mayores de 200 km está relacionado con el cambio de pendiente en las funciones duraciones medias observadas en los conjuntos BB_and y BB_alb (sección 5.2).

Podemos decir que en líneas generales las leyes de escalado de la amplitud espectral RMS junto con las funciones duración obtenidas en este trabajo son capaces de reproducir y predecir las amplitudes pico de los terremotos como mínimo en el rango de magnitudes analizados. La excepción viene dada por los resultados del conjunto BB_alb para el conjunto de frecuencias {6, 8, 10 y 12} Hz a distancias mayores de 200 km (fig. 8.7).



Figura 8.6: Diferencias entre los términos de distancia obtenidos de las regresiones de amplitudes pico y los obtenidos usando RVT. Las líneas verticales son los errores obtenidos en las regresiones en cada nodo. Las líneas discontinuas marcan el intervalos de $\pm 0, 25$ unidades de logaritmo.



Figura 8.7: Ajuste de los términos de distancia de la amplitud pico usando RVT para el conjunto de datos BB_alb_V. Los términos de distancia de la amplitud pico se muestra junto con los errores de la regresión en cada nodo. En el último panel se muestran las diferencias entre ambas curvas junto con los errores de la regresión. Las líneas discontinuas en el último panel marcan el intervalo de $\pm 0,25$ unidades de logaritmo.

Capítulo 9

Conclusiones

En este trabajo se han analizado las características de propagación promedio de las ondas sísmicas a través del sur de la Península Ibérica y mar de Alborán. El resultado principal de esta tesis es la obtención de unas leyes de escalado del movimiento de suelo promedio con la magnitud y la distancia de la amplitud espectral RMS (capítulo 6) y unas funciones duración media de la señal con la distancia (capítulo 5). Además, hemos comprobado que estas leyes predicen los valores de amplitud pico observados utilizando la teoría de las vibraciones aleatorias (capítulo 8). Para ello, también, se han obtenido unas leyes de escalado promedio con la magnitud y la distancia de las amplitudes pico.

Para realizar este trabajo primero se revisaron todos los sismogramas digitales de los últimos siete años registrados por las estaciones sísmicas del Instituto Andaluz de Geofísica (fig. 3.1), tanto de corto periodo como de banda ancha. De todos estos datos se seleccionaron los que presentaban una buena razón señal ruido y estaban registrados en un número suficiente de estaciones (capítulo 3).

Los datos se han dividido para su análisis en dos grupos principales. En uno se han utilizando sólo datos de corto periodo ocurridos entre principios de 1999 hasta finales del 2002 (SP) y en el otro los datos de banda ancha y corto periodo desde principios de 2003 y finales del 2005 (BB). En el caso de la red de corto periodo, el término de propagación a cortas distancias (\leq 50km) está influenciado, principalmente, por la sismicidad que se produce en la cuenca de Granada y en sus alrededores (fig. 3.1). En el análisis combinando de ambas redes el término de propagación a cortas distancias es un promedio de las diferentes regiones dentro de la zona de estudio (fig.3.1).

Además de caracterizar la región completa, también, se ha estudiado la propagación

a través de dos subregiones. Una de estas subregiones es la zona que muestrean los terremotos localizados en el mar de Alborán y norte de África y la otra es la zona que muestrean los terremotos localizados en las Béticas.

Finalmente, nuestros análisis han utilizado los siguientes conjuntos de datos:

- i) 1107 eventos registrados, desde enero de 1999 hasta diciembre del 2002, sólo en las estaciones de corto periodo con componente vertical (ver figs. 3.4 y 3.5). Con estos datos se han construido tres conjuntos: SP_and, SP_alb y SP_bet, que corresponden respectivamente al total de datos (6052 trazas), al subconjunto de eventos localizados en el mar de Alborán (280 eventos y 1636 trazas) y al subconjunto de eventos localizados en las Béticas (773 eventos y 4051 trazas).
- ii) 496 terremotos ocurridos entre enero del 2003 y diciembre del 2005 registrados en estaciones de componente vertical de corto periodo y en estaciones de tres componentes de banda ancha (ver figs. 3.9 y 3.10). El conjunto completo de datos, BB_and_A, contiene 9372 trazas, siendo 4474 de componente vertical (BB_and_V) y 4898 de componente horizontal (BB_and_H). Por zonas tenemos 248 eventos en BB_bet_A con 4225 trazas, de las cuales 2228 son horizontales (BB_bet_H) y 1997 verticales (BB_bet_V); y 210 terremotos en BB_alb_A con 4547 trazas, 2304 horizontales (conjunto BB_alb_H) y 2243 verticales (BB_alb_H).

Las leyes de escalado de la amplitud espectral RMS y las de amplitud pico se han obtenido a través de una regresión iterativa de mínimos cuadrados (ver capítulo 2). En estas regresiones cada observación se describe como una composición de tres términos, uno que caracteriza la fuente (término de excitación), otro que caracteriza el camino (término de distancia) y otro que caracteriza el sitio donde se registra (término de sitio). Para cada uno de los grupos analizados, estas regresiones han proporcionado los términos de excitación para cada uno de los eventos, los términos de sitio para cada una de las estaciones y el valor en cada uno de los nodos de la función interpolación con la que se describe el término de distancia. Todo esto se ha realizado para ocho bandas estrechas de frecuencia centradas en $\{1, 2, 3, 4, 6, 8, 10 y 12\}$ Hz. La función duración media con respecto a la distancia se calculó utilizando una inversión de mínimos cuadrados donde esta función es una función interpolación similar a la que se utilizó para el término de distancia (capítulo 5)

Ahora pasamos a enumerar los aspectos más destacados encontrados en los resultados, derivados principalmente de la comparación de los resultados para diferentes conjuntos de datos (capítulos 5 y 6) y de los modelados físicos de estos resultados (capítulo 7).

Duración

En las figuras del capítulo 5 se muestran y comparan las funciones duración media con la distancia obtenidas para los diferentes grupos de datos. De estos resultado queremos destacar las siguientes observaciones:

• Cambio de pendiente alrededor de los 250 km de distancia.

Comparando las duraciones medias de los conjuntos de datos BB_alb y BB_bet se observa un comportamiento diferencial en sus pendientes a partir de los ~ 250 km (figs. 5.7 y 5.8). En el caso de BB_alb a partir de los 250 km el valor de la duración es casi constante, con un leve descenso con la distancia, mientras que en el conjunto BB_bet tiene un crecimiento más o menos constante. Estos dos conjuntos de datos muestrean distintas regiones con estructuras corticales diferentes (sección 1.3). Esta diferencia de comportamiento creemos que viene provocada por la falta de eficiencia de la estructura cortical del mar de Alborán para proporcionar un guiado de ondas capaz de generar el paquete de ondas de alta frecuencia L_g . Paquete de ondas que suele ser el dominante a esas distancia en caminos de propagación continentales.

Pico de la función duración media alrededor de los 200 km de distancia.

Este pico alrededor de los 200 km de distancia, sólo se observa en las funciones duración media del conjunto BB_bet asociado a las medidas de duración de las componentes verticales (fig. 5.8), no viéndose este comportamiento en las duraciones de las componentes horizontales. Una posible explicación es que este comportamiento esté relacionado por la propagación a través de cuencas sedimentarias, ya que las señales asociadas a estas duraciones se encuentran registradas en estaciones situadas en cuencas sedimentarias o en sus cercanías.

• Pico de la función duración media entre los $\sim 60 - 90$ km de distancia.

Se observa en todas las componentes y para todas las frecuencias, de los grupos de datos BB_and y BB_bet, un pico en las funciones duración media entre los ~ 60-80 km de distancias (fig. 5.8). Este pico no aparece en las funciones duración media del grupo de datos BB_alb. Analizando detalladamente los terremotos y estaciones que contribuyen a este pico en la función duración se ha llegado a la conclusión que esta producido por un efecto en la propagación de la estructura de tierra entre los terremotos de la series sísmicas de Bulla (2002) y la Paca (2005) y la estación de banda ancha SESP (ver fig. 5.9).

• Altas duraciones para las estaciones situadas en cuencas sedimentarias.

Se obtuvieron medidas de duración promedio por estación y se observo que, principalmente en la banda de frecuencia de 2 Hz, las estaciones situadas en cuencas sedimentarias presentan unas mayores duraciones en todo el rango de distancias (ver figs. 5.11 y 5.12). Las diferencias entres las estaciones de corto periodo situadas en los alrededores de la cuenca de Granada y la estación situada en su centro (ACHM) es ~ 9 s para todas las distancias a 2 Hz. Cuando se comparan incluyendo las estaciones de banda ancha estas diferencias entre las estaciones situadas en cuencas sedimentarias (ACHM y GORA) puede llegar a ser de ~ 12 s para la banda de frecuencia de 2 Hz (fig. 5.12). Para las demás bandas de frecuencia estas diferencias son cada vez menos apreciables conforme aumenta la frecuencia (fig. 5.11).

Términos de distancia

Resultados de las regresiones

En el capítulo 6 se presentan los resultados de las regresiones de las amplitudes espectrales RMS. En la sección (6.3) de ese capítulo se muestran y se comparan los términos de distancia obtenidos de estas regresiones para los diferentes conjuntos de datos. Las principales observaciones de los términos de distancia son:

• Cambios de pendiente alrededor de los $\sim 70 - 100$ km.

Se observa en todos los conjuntos de datos un cambio de pendiente entre los ~ 70-100 km (figs. 6.4a y 6.6). Este cambio de pendiente es bastante más pronunciado en los conjuntos de datos de las béticas (SP_bet y BB_bet) que en los conjuntos del mar de Alborán. Este cambio de pendiente se podria estar provocado por un cambio en la fase que domina el paquete más energético después de la llegada de la onda S.

• Los términos de distancia de los conjuntos del mar de Alborán son más atenuativos

Si comparamos los términos de distancia entre los conjuntos con terremotos localizados en el mar de Alborán (SP_alb y BB_alb) y el resto de conjuntos datos, se observa que los primeros decaen más rápidamente con la distancia (figs. 6.4b y 6.7). De las figuras que comparan los diferentes conjuntos por frecuencias (figs. 6.4b y 6.7) y de las que muestran cualitativamente estas diferencias (figs. 6.5 y 6.8) se desprenden que a partir de los ~ 125 km empiezan las diferencias entre los términos de distancia de los conjuntos de Alborán (SP_alb y BB_alb) y los de las Béticas (SP_bet y BB_bet), siendo estas diferencias significativas a partir de los $\sim 150-175~{\rm km}$ de distancia (mayores que $\pm 0,25$ unidades de logaritmo). Estas diferencias aumentan con la frecuencia. Las diferencias en los términos de distancia entre ambas zonas podría asociarse a la ineficiencia en la generación del paquete de ondas guiadas ${\rm L_g}$ en la estructura de corteza adelgazada del mar de Alborán.

 Diferencias entre los términos de distancia obtenidos por las distintas redes de estaciones

Como se observa en la figura (6.9), en todos los casos y para todas las frecuencias los términos de distancia obtenidos de los conjuntos con datos de la red de banda ancha y corto periodo son menos atenuativos que los que sólo utilizan datos de la red de corto periodo. Cuantitativamente estas diferencias se presentan en la figura (6.10). Estas empiezan a ser significativas a partir de los 125 km de distancia (mayores que $\sim 0, 25$ unidades de logaritmo), siendo más evidentes entre los conjuntos completos de datos BB_and y SP_and. Esto se debe a que en el conjunto de datos BB_and hay una mayor presencia de datos registrados por las estaciones localizadas en Andalucía occidental (ARAC y HORN). La región que rodea a estas estaciones es menos atenuativa que la zona de Andalucía Oriental y que el mar de Alborán.

Resultados de los modelados

Elección del modelo del término de distancia

En el modelado de los términos de distancia obtenidos en las regresiones de las amplitudes espectrales RMS se muestra el ajuste de tres modelos diferentes (ver capítulo 7). De estos modelos se considera que el modelo tres es el más adecuado para describir los términos de distancia en la región de estudio. La elección de este modelo como el más adecuado se debe a dos razones, primero que es el modelo que mejor ajusta y segundo que los valores obtenidos de los parámetros tienen para todos los conjuntos de datos valores creíbles. Este modelo consta de dos segmentos con distintas propiedades de atenuación y expansión geométrica. Los parámetros obtenidos en las diferentes inversiones han sido $\{Q_1, n1, p1, r, Q_2, n2 y p2\}$, donde r es la distancia a la cual se produce la transición entre ambas regiones de distinta atenuación.

- Comparación de los parámetros para los diferentes conjuntos
 - La distancia de transición entre los dos segmentos de atenuación está entre $\sim 70 130$ km de distancia para todos los conjuntos de datos.

- Los valores de Q_0 son menores en los conjuntos del mar de Alborán que los obtenidos para los conjuntos de las Béticas.
- Todos los modelos son más atenuativos a cortas distancias que grandes distancias.
- La dependencia con la frecuencia es menor para los terremotos que recorren el mar de Alborán (n=0,41-0,60) que para los terremotos que recorren las Béticas (n = 0, 2-0, 39) en el primer segmento. En el segundo segmento estas diferencias tiende a igualarse.
- El exponente de expansión geométrica en los dos segmentos del modelo para los conjuntos del mar de Alborán es bastante parecida variando entre ~ 0, 4−0, 7. En el caso de los terremotos de las Béticas hay una gran diferencia entre los valores del primer segmento ~ 1, 1−1, 3 y los del segundo segmento ~ 0, 3−0, 5.

Términos de excitación

Resultados de las regresiones

En cada una de las regresiones se han obtenido términos de excitación para cada uno de los eventos. En el capítulo 6 se muestra una selección de los términos de excitación que ejemplifican los resultados obtenidos (sección 6.4). Las observaciones más destacables son:

Diferentes poblaciones de términos de excitación

Se han encontrado tres poblaciones diferentes de términos de excitación (T0,T1 y T2) y otra posible (T3)(ver fig. 6.11):

- La población T0 se encuentra presente en todos los grupos de datos y presenta la forma esperada para un terremoto.
- La población T1 presenta un aumento de la amplitud con la frecuencia. Esta característica unida a su localización geográfica y a sus estimaciones de profundidad, nos ha llevado a pensar que estos términos de excitación están relacionados con terremotos intermedios.
- La población T2 está compuesta por eventos de pequeña magnitud, a cortas distancias y con un gran decaimiento a altas frecuencias. Esta población está relacionada con las explosiones realizadas en canteras en los alrededores de la cuenca de Granada.

• La posible población de T3, sólo está presente en los conjuntos de datos de corto periodo y banda ancha, observándose en las regresiones de todas las componentes. Está relacionada con terremotos de magnitud moderada y tiene un alto decaimiento a altas frecuencias.

Resultados de los modelados

La modelización de los términos de excitación se realizó utilizando el mismo algoritmo de minimización usado para el modelado de los términos de distancia. Se modeló el espectro de la fuente como un modelo de fuente puntual ω^2 , y se utilizaron los resultados del modelado del término de distancia para propagar este término de fuente a la distancia de referencia y construir con ellos el término de excitación.

Los terremotos con conocida magnitud momento se usaron para calibrar todo el proceso de minimización. Los parámetros que se han obtenido de esta minimización son: la caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$, el término de sitio efectivo parametrizado por κ_{efec} y la magnitud momento, *Mag.* Los principales observaciones derivadas de este modelado son:

• El parámetro $\Delta \sigma$

Los valores del parámetro caída de esfuerzos, $\Delta \sigma$, se concentran principalmente por debajo de los 25 bares, siendo su valor en la mayoría de los casos menor de 100 bares (fig. 7.14a y b).

• El parámetro κ_{efec}

El parámetro κ_{efec} presenta una mayor concentración de valores por de bajo de los 0.02 s (fig. 7.14c).

• Capacidad del modelado para obtener magnitudes momento.

Esta minimización subestima la magnitud momento (fig. 7.14d y e). Para terremotos con magnitud menor que 4 estas variaciones en la magnitud momento están dentro del intervalo ± 0.2 unidades de magnitud.

• Las poblaciones T0 y T3

No se puede concluir si T0 y T3 son en realidad dos poblaciones diferentes.

• Modelo propuesto de término de excitación.

Un modelo de fuente puntual ω^2 con caída de esfuerzos entre [20-50] bares y $\kappa = 0,01$ s modela razonablemente un amplio rango de términos de excitación

Términos de sitio

Los resultados de las regresiones (capítulo 6) incluyen un término de sitio para cada una de las estaciones sísmicas (sección 6.5). Estos términos de sitio son en realidad variaciones con respecto a un término de sitio promedio. Esto es debido a la aplicación de la ligadura (ec. 2.10) en las regresiones. Esta ligadura se aplicó, en casi todas las regresiones, sobre los términos de sitio de las estaciones de corto periodo, estaciones comunes a la mayoría de los conjuntos de datos. Teniendo esto en mente, pasamos a enumerar las principales observaciones sobre los términos de sitio. Estas observaciones son comunes para todos los conjuntos de datos.

- Términos de sitio por zonas
 - Las variaciones entre los términos de sitio a todas las frecuencias no superan los $\pm 0,5$ unidades de logaritmo.
 - Los términos de sitio de las estaciones situadas en el Macizo Ibérico y las situadas en las zonas internas son bastante coherentes entre sí en cada uno de los conjuntos (fig. 6.21).
 - Los términos de sitio de las estaciones situadas en cuencas sedimentarias (ACHM y GORA) difieren en un valor constante para frecuencias mayores que 3 Hz, teniendo un comportamiento lineal con la frecuencia a partir de esa frecuencia. Esta diferencia constante es ~ 0.5 unidades de logaritmo.
 - Los términos de sitio de las estaciones de corto periodo situadas en las zonas externas presentan términos de sitio muy parecidos, no ocurriendo lo mismo con los términos de sitio de las estaciones de banda ancha.
- Comportamiento especial de la estación SESP

La estación SESP situada sobre roca en las zonas externas presenta un término de sitio similar al de la estación GORA situada en una cuenca sedimentaria. Este término de sitio "anómalo" puede estar relacionado con la misma causa que provoca grandes duraciones y puede estar resaltado por la distribución espacial de los terremotos que se registran en esta estación.

Términos de sitio horizontales y verticales

Las diferencias entre los términos de sitio horizontales y verticales no son muy grandes. La mayoría están bastante por debajo de $\sim 0,25$ unidades de logaritmo. El que la razón entre los términos de sitio horizontales y los verticales sea cercana a uno para la mayoría de las estaciones sugiere que no existe amplificación debida

a la estructura superficial de Tierra en la mayoría de los sitios de emplazamiento de estas.

Comprobación de la predicción de las amplitudes pico

Aplicando la RVT hemos reproducido satisfactoriamente las observaciones de las amplitudes pico utilizando para ello los resultados de las regresiones de las amplitudes espectrales RMS y de las medidas de duración. Este resultado confirma que las leyes de escalado de la amplitud espectral RMS junto con las funciones duración media obtenidas en este trabajo son capaces de reproducir y predecir las amplitudes pico de los terremotos que se producen y produzcan en el sur de la Península Ibérica y Mar de Alborán, como mínimo en el rango de magnitudes analizados. Una continuación natural de este trabajo será la extrapolación de estas predicciones a terremotos de mayor magnitud en escenarios realistas.

Bibliografía

- Aki, K. (1969). Analysis of Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves. J. Geophys. Res., 74:615–631.
- Aki, K. (1980). Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25Hz. Phys. Earth Planet. Inter., 21:50–60.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975). Origin of Coda Waves: Source, Attenuation and Scattering Effects. J. Geophys. Res., 80:3322–3342.
- Akinci, A., Ibáñez, J. M., del Pezzo, E., and Morales, J. (1995). Geometrical Spreading and Attenuation of Lg Waves: a Comparison between Western Anatolia and Southern Spain. *Tectonophysics*, 250:47–60.
- Alguacil, G. (1986). Los Instrumentos de una Red Sísmica Local Telemétrica para Microterremotos: La Red Sísmica de la Universidad de Granada. PhD thesis, Universidad de Granada.
- Anderson, J. G. (1991). A Preliminary Descriptive Model for the Distance Dependence of the Spectral Decay Parameter in Southern Califoria. Bull. Seism. Soc. Am., 81:2186– 2193.
- Anderson, J. G. and Hough, S. E. (1984). A model for the Shape of the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration at High Frequencies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74:1969–1993.
- Anderson, J. G. and Hough, S. E. (1994). Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance, and Site in Guerrero, Mexico. Bull. Seism. Soc. Am., 84:1003–1017.
- Atkinson, G. (1993a). Notes on Ground Motion Parameters for Eastern North America; Duration and H/V ratio. Bull. Seis. Soc. Am., 83:587–596.
- Atkinson, G. M. (1993b). Earthquake Source Spectra in Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 83(6):1778–1798.

- Atkinson, G. M. and Beresnev, I. (1997). Don't Call it Stress Drop. Seism. Res. Lett., 68(1):3–4.
- Atkinson, G. M. and Boore, D. (1995). Ground-Motion Relations for Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 85:17–30.
- Atkinson, G. M. and Boore, D. M. (1998). Evaluation of Models for Earthquake Source Spectra in Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 88(4):917–934.
- Banda, E., Udías, A., Mueller, S., Mezcua, J., Boloix, M., Gallard, J., and Aparicio, A. (1983). Crustal Structure Beneath Spain from Deep Seismic Sounding Experiments. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 31:277–280.
- Bay, F., Fäh, D., Malagnini, L., and Giardini, D. (2003). Spectral Shear-Wave Ground-Motion Scaling in Switserland. Bull. Seism. Soc. Am., 93(1):414–429.
- Boatwright, J., Fletcher, J. B., and Fumal, T. E. (1991). A General Inversion Scheme for Source, Site, and Propagation Characteristics Using Moderate-Sized Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81:1754–1782.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Model of the Radiated Spectra. Bull. Seism. Soc. Am., 73(6):1865–1894.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. *Pure appl. geophys.*, 160:635–676.
- Boore, D. M. and Joyner, W. B. (1997). Site Amplification for Generic Rock Sites. Bull. Seism. Soc. Am., 87:327–341.
- Brune, J.N. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquaes. J. Geophys. Res., 75:4997–5009.
- Brune, J.N. (1971). Correction. J. Geophys. Res., 76:5002.
- Buforn, E., Coca, P., Udías, A., and Lasa, C. (1997). Source Mechanism of Intermediate and Deep Earthquakes in Southern Spain. J. Seism., 1:113–130.
- Burger, R. W., Somerville, P. G., J. S. Barker, R. B. H., and Helmberger, D. V. (1987). The Effect of Crustal Structure on Strong Ground Motion Attenuation Relations in Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 2:420–439.
- Calvert, A., Sandvol, E., D. Seber, M. B., Vidal, F., Alguacil, G., and Jabour, N. (2000). Propagation of Regional Seismic Phases (Lg and Sn) and Pn Velocity Structure along the Africa-Iberia Plate Boundary Zone: Tectonic Implications. *Geophys. J. Int.*, 142:384–408.

- Campbell, K. W. (1991). An Empirical Analysis of Peak Horizontal Acceleration for the Loma Prieta, Califonia, Earthquake of 18 October 1989. Bull. Seism. Soc. Am., 81:1838–1858.
- Campbell, K. W. (2002). Strong Motion Attenuations Relations: Commentary and Discussion of Selected Relations, chapter 60. In IASPEI Centennial International Hankbook of Earthquake and Engineering Seismology. Elsevier Academic press.
- Campbell, K. W. (2003). Prediction of Strong Ground Motion Using Hybrid Empirical Method and Its Use in the Development of Ground Motion (Attenuation) Relations in Eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(3):1012–1033.
- Canas, J. A., Egozcue, J. J., Pujades, L., and Pérez, J. A. (1987). Crustal Coda-Q in the Iberian Peninsula. Ann. Geophysicae, 5B:657–662.
- Canas, J. A., Pujades, L., Badal, J., Payo, G., de Miguel F. Vidal, F., Alguacil, G., nez, J. I., and Morales, J. (1991). Lateral Variation and Frequency Dependence of Coda-Q in the Southern Part of Iberia. *Geophys. J. Int.*, 107:57–66.
- Cartwright, D. E. and Longuet-Higgins, M. S. (1956). The Statistical Distribution of the Maxima of a Random Function. Proc. Roy. Soc. London, Ser., A257:212–232.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., and Singh, S. K. (1990). Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone. Bull. Seism. Soc. Am., 80:1481–1503.
- Chung, W. and Kanamori, H. (1976). Source Process and Tectonic Implications of the Spanish Deep-Focus Earthquake of March 29,1954. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13:85–96.
- Coleman, T. and Li, Y. (1994). On the Convergence of Reflective Newton Methods for Large-Scale Nonlinear Minimization Subject to Bounds. *Mathematical Programming*, 67:189–224.
- Coleman, T. and Li, Y. (1996). An Interior, Trust Region Approach for Nonlinear Minimization Subject to Bounds. SIAM Journal on Optimization, 6:418–445.
- de Miguel, F., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Canas, J. M., Vidal, F., Morales, J., Peña, J. A., Posadas, A. M., and Luzón, F. (1992). 1-18 Hz Lg Attenuation in the Granada Basin (Southern Spain). *Geophys. J. Int.*, 111:270–280.
- Douglas, J. (2003). Earthquake Ground Motion Estimation Using Strong-Motion Records: a Review of Equations for the Estimation of Peak Ground Acceleration and Response Spectral Ordinates. *Earth Science Reviews*, 61:43–104.

- Douglas, J., Bungum, H., and Scherbaum, F. (2006). Ground-Motion Prediction Equation for Southern Spain and Southern Norway Obtained Using the Composite Model Perspective. J. Earthquake Engineering, 10:33–72.
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L., and Cranswick, E. (1990). Attenuation of High-Frequency Shear-Waves in the Crust: Measurements from New York State, South Africa, and Southern California. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11):17441–17457.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, and Aldaya, F. (1997). Crustal Structure of the Central Sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16:18– 37.
- García, M. J. (1989). Atenuación Espectral de Ondas Lg y Pseudoaceleración Máxima del terreno en la Península Ibérica. PhD thesis, Universidad de Barcelona.
- García García, J. M., Romacho, M. D., and Jiménez, A. (2004). Determination of Near-Surface Attenuation, with κ Parameter, to Obtain the Seismic Moment, Stress Drop, Source Dimension and Seismic Energy for microearthquakes in the Granada Basin (Southern Spain). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 141:9–26.
- Haddon, R. (1996). Earthquake Source Spectra in Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 86:1300–1313.
- Hanks, T. C. and McGuire, R. K. (1981). The Character of High-Frecuency Strong Ground Motion. Bull. Seism. Soc. Am., 71(6):2071–2095.
- Harmsen, S. C. (1997). Estimating the Disminution of Shear-Wave Amplitud with Distance: Aplication to the Los Angeles, California, Urban Area. Bull. Seism. Soc. Am., 87(4):888–903.
- Herrmann, R. B. (1985). An Extension of Random Vibration Theory Estimates of Strong Ground Motion to Large Distances. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(5):1447–1453.
- Hoshiba, M. (1994). Simulation of Coda Wave Envelope in Depth-dependent Scattering and Absorption Structure. *Geophys. Res. Lett.*, 21:2853–2856.
- Ibáñez, J. M. (1990). Atenuación de Ondas Coda y L_g en el Sur de España y de Italia a Partir de Sismogramas Digitales. PhD thesis, Universidad de Granada.
- Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Alguacil, G., de Miguel, F., Morales, J., de Martino, S., Sabbarese, C., and Posadas, A. M. (1993). Geometrical Spreading Function for Short-Period S and Coda Waves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 80:25–36.

- Ibáñez, J. M., del Pezzo, E., de Miguel, F., Harraiz, M., Alguacil, G., and Morales, J. (1990a). Depth Dependent Seismic Attenuation in the Granada Zone (Southern Spain). Bull. Seismol. Soc. Am., 80:1232–1244.
- Ibáñez, J. M., Morales, J., de Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., and Posadas, A. M. (1990b). Effect of a Sedimentary Basin on Estimations of Q_c and Q_{L_g} . *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66:244–252.
- Jiménez Pastor, J., Galindo-Zaldivar, J., Ruano, P., and Morales, J. (2002). Anomalías Gravimétricas y Magnéticas en la Depresión de Granada (Cordilleras Béticas): Tratamiento e Interpretación. Geogaceta, 31:143–146.
- Juliá, J., Mancilla, F., and Morales, J. (2005). Seismic Signature of Intracrustal Magmatic Intrusions in the Eastern Betics (Internal Zone), SE Iberia. Geophys. Res. Lett., 32:L16304.
- Kato, K., Aki, K., and Takemura, M. (1995). Site Amplification from Coda Waves: Validation and Application to S-wave Site Response. Bull. Seism. Soc. Am., 85:467– 477.
- Kennett, B. (2002). The Seismic Wavefield. Cambridge University Press.
- Malagnini, L. and Herrmann, R. B. (2000a). Ground-Motion Scaling in the Apennines (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(4):1062–1081.
- Malagnini, L. and Herrmann, R. B. (2000b). Ground-Motion Scaling in the Region of the 1997 Umbria-Marche Earthquake (Italy). Bull. Seism. Soc. Am., 90(4):1041–1051.
- Mancilla, F., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Morales, J. (2002). Faulting Parameters of the 1999 Mula Earthquake, Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354:139–155.
- Martínez-Díaz, J. J. and Hernández-Enrile, J. L. (2004). The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a Seismogenic Fault in a Diffuse Plate Boundary: Seismotectonic Implications for the ibero-Magrebian region. J. Geophys. Res., 109:B01301–.
- Martínez-Martínez, J. M. and Azañón, J. M. (1997). Mode of Extensional Tectonics in the Southeastern Betic (SE Spain): Implication for the Tectonics Evolution of the Peri-Alboran Orogenic System. *Tectonics*, 16:205–225.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J. J., and Hernández-Enrile, J. L. (2004). A Seismogenic Fault in a Diffuse Plate Boundary; Seismotectonic Implication for the Ibero-Maghrebian Region. J. Geophys. Res., 109:1–17.

- Morales, J., Alquacil, G., Martín, J., and Martos, A. (2006). The Instituto Andaluz de Geofísica Universidad de Granada Seismic Network in Southern Spain. Submitted to Orfeus Electronic Newsletter, -:---.
- 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*, 7:175–193.
- Morales, J., Ibáñez, J. M., Vidal, F., de Miguel, F., Alguacil, G., and Posadas, A. M. (1991). Qc Site Dependence in the Granada Basin (Southern Spain). Bull. Seism. Soc. Am., 81(6):2486–2492.
- Morales, J., Serrano, I., Vidal, F., and Torcal, F. (1997). The Depth of the Earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain). *Geophys. Res. Lett.*, 24:3289–3292.
- Morales, J., Singh, S. K., and Ordaz, M. (1996). Analysis of the Granada (Spain) Earthquake of 24 June, 1984 (M=5) with emphasis on seismic hazard in the Granada Basin . *Tectonophysics*, 257:256–263.
- Morales, J., Vidal, F., de Miguel, F., Alguacil, G., Posadas, A. M., nez, J. M. I., Guzmán, A., and Guirao, J. M. (1990). Basement Structure of the Granada Basin: Betic Cordilleras (Southern Spain). *Tectonophysics*, 177:337–348.
- Ou, G.-B. and Herrmann, R. B. (1990a). A Statistical Model for Ground Motion Produced by Earthquakes at Local and Regional Distance. Bull. Seism. Soc. Am., 80(6):1397– 1417.
- Ou, G.-B. and Herrmann, R. B. (1990b). Estimation Theroy for Peak Ground Motion. Seism. Res. Let., 61(2):99–107.
- Payo, G., Badal, J., Canas, J. A., Corchete, V., Pujades, L., and Serón, F. J. (1990). Seismic Attenuation in Iberia Using the Coda-Q Method. *Geophys. J. Int.*, 103:135–145.
- Pujades, L. G., Canas, J. M., Egozcue, J. J., Puigví, M. A., Gallart, J., Lana, X., Pous, J., and Casas, A. (1990). Coda-Q Distribution in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 100:285–301.
- Raoof, M., Herrmann, R. B., and Malagnini, L. (1999). Attenuation and Excitation of Three-Component Ground Motion in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am., 89(4):888–902.
- Reicherter, K. R., Galindo-Zaldivar, J., Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J., and Gonzalez-Lodeiro, F. (2003). Repeated Paleoseismic Activity of the Ventas de
Zafarraya Fault (S. Spain) and its relation with the 1884 Andalusian Earthquake. *Int. J. Earth sci.*, 93:912–922.

- Rodríguez-Fernández, J. and Sanz de Galdeano, C. (2006). Late Orogenic Intramontane Basin Development: the Granada Basin, Betics (Southern Spain). Basin Res., 18:85– 102.
- Rogers, A. M., Harmsen, S. C., Herrmann, R. B., and Meremonte, M. E. (1987). A Study of Ground Motion Attenuation in the Southern Great Basin, Nevada-California, Using Several Techniques for Estimates of Q_s, logA₀, and Coda Q. J. Geophys. Res, 92:3527–3540.
- Saccorotti, G., Carmona, E., nez, J. M. I., and Del Pezzo, E. (2002). Spatial Characterization fo Agron, Southern Spain, 1988-1989 seismic series. *Physic. Earth Planet. Inter.*, 129:13–29.
- Sato, H. and Fehler, M. C. (1998). Seismic Wave Propagation and Scattering of the Heterogneous Earth. Springer-Verlag New York, Inc.
- Shapiro, N. M., Olsen, K. B., and Shingh, S. K. (2002). On the Duration of Seismic Motion Incident onto the Valley of Mexico for Subdution Zone Earthquakes . *Geophys. J. Int.*, 151:501–510.
- Stich, D., Ammon, C. J., and Morales, J. (2003a). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. J. Geophys. Res., 108:2148.
- Stich, D., Batlló, J., Maciá, R., , and Dineva, D. (2003b). Source parameters of the 1910 $M_w = 6,1$ Adra earthquake (Southern Spain). *Geophys. J. Int.*, 155:539–546.
- Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D., and Morales, J. (2005a). Source analysis of the MW 6.3, 2004, Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. J. Geophys. Res., 110:B06306–.
- Stich, D., Mancilla, F., and Morales, J. (2005b). Crustal-mantle coupling in the Gulf of Cadiz (SW-Iberia). *Geophys. Res. Lett*, 32:L13306.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., and Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb Plate Contact from Seismic Moment Tensors and GPS Observations. Submitted to Tectonophysics.
- Torné, M. and Banda, E. (1992). Crustal Thinning from the Betic Cordilleras to the Alboran Sea. *GeoMar. lett.*, pages 76–81.
- Tsujiura, M. (1978). Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes. Bull Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 53:1–48.

- Vanmarcke, E. H. and Lay, S. P. (1977). Strong-Motion duration of Earthquakes. Technical report, Dept. of Civil Eng. Pub. No. R77-16, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Vidal, F. (1986). Sismotectónica de la Región Béticas-Mar de Alborán. PhD thesis, Universidad de Granada.
- Wang, C. Y. and Herrmann, R. B. (1980). A Numerical Study of P-, SV-, and SH-Wave Generation in a Plane Layered Medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70:1015–1036.
- Yazd, M. R. S. (1993). Ground Motion Studies in the Southern Great Basin of Nevada and California. PhD thesis, Saint Louis University.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., and BIGSETS Team (2004). Neogene through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure appl. Geophys.*, 161:565–587.