
E.T.C.G.

Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica

**Desarrollo y aplicación de métodos avanzados
para la caracterización de la respuesta sísmica
del suelo a escala regional y local**

por

M^a del Mar Tapia Jiménez

Directoras:

Dra. Sara Figueras
Dra. Teresa Susagna

Tutor:

Dr. Lluís G. Pujades

Universitat Politècnica de Catalunya

Barcelona, Julio 2006

**Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor
por la Universitat Politècnica de Catalunya**

M^a del Mar Tapia Jiménez

DIRECTORES

Sara Figueras Vila

Teresa Susagna Vidal

TRIBUNAL DE TESIS

PRESIDENTE

(Nombre y apellidos)

SECRETARIO

(Nombre y apellidos)

VOCAL 1

(Nombre y apellidos)

VOCAL 2

(Nombre y apellidos)

VOCAL 3

(Nombre y apellidos)

CALIFICACIÓN:

Barcelona a _____ de _____ de 2006

Agradecimientos

Esta tesis ha sido el trabajo de 4 años de dedicación. Ha representado para mi un gran aprendizaje en todos los sentidos. A la vez que evolucionaba como persona he podido madurar y aplicar mis conocimientos académicos de forma que he adquirido un saber que de ninguna otra forma hubiera podido alcanzar. Alegrías, aprendizaje, intercambio de ideas, dedicación, esfuerzo son algunos sustantivos que describirían estos años.

Por esto, agradezco la confianza vertida en mi desde el principio por todo el Departamento de Sismología del Instituto Cartográfico de Catalunya, ahora Instituto Geológico de Catalunya. Desde que hace seis años entré como becario de colaboración antes de terminar la licenciatura en ciencias físicas, Xavier Goula, Antoni Roca, Teresa Susagna y Sara Figueras creyeron en mi y en mis aptitudes para desarrollar la presente tesis y dieron continuidad al camino que emprendí allí un septiembre del año 2000.

Quiero dar mis más sinceras y cariñosas gracias a Lluís Pujades, que ha sido un tutor de tesis excelente, siempre pendiente de mis necesidades y mostrando un trato humano insuperable. Así también, quiero destacar el importante papel que han desempeñado todo este tiempo mis directoras de tesis Sara y Teresa, y su interés y dedicación puestos en mi.

My best acknowledgement to Peter Moczo and his research team (Jozef Kristek, Peter Franek, Renata Tothova, Martin Galis, Sylvette Bonnefoy-Claudet, Andreas Skarlatoudis, Miriam Kristekova,...) for the 5 months that I spent in Bratislava learning about the finite difference method.

Also, my acknowledge to all researcher and institutes that have provide my thesis with data and have shown interest on my work during the research meetings (conferences, project meetings,...). For example, I would like to mention Philippe Gueguen, Carlos Sousa Oliveira, Jean-François Semblat, P.-Y. Bard and Nikos Theodulidis.

Para llegar a la obtención de esta tesis he seguido todo un camino de estudios, dedicación y apoyo que debo a mi madre, por su constante pasión en que desarrollara mis aptitudes. Siempre animándome a dedicar mis esfuerzos a aquello que me gustaba, aconsejándome con libertad y no dejando que descuidara ninguno de los otros aspectos que componen una educación completa, todo ello siempre acompañado de gran cariño y amor.

El resto de mi familia, mis tíos, Marian y Sergio, así como mis primos, Cristina y Lluís, siempre han estado ahí apoyándome, dispuestos a ayudar siempre que ha sido necesario.

Y Salva, esa persona que me acompaña, que me quiere tanto, a quien yo quiero tanto y que me ha ayudado determinadamente en la recta final de esta tesis. Sin ti no lo hubiera conseguido.

El resto de mis amigos también han estado presentes a lo largo de estos años, en los cuales, hemos estado en constante contacto, explicándonos nuestras batallas con las respectivas tesis y trabajos, ayudándonos si era posible. Me refiero a Míriam, a Toni, a Txell, a Albert, a Jany, a Tànit, a Josep...

También quiero recordar a los compañeros de departamento del instituto: Carne, Martu, Pere O., Pere V., Pere M., Bea, Teresa y Lali. También merecen mención todos los becarios de colaboración que han trabajado en el departamento a lo largo de estos años y con los cuales he compartido desayunos, comidas y cenas muy divertidas.

Como la memoria es limitada y probablemente me haya de olvidado de alguien, gracias a todos aquellos que en un momento u otro me habéis ayudado en conseguir este deseado logro en mi vida que es la consecución de esta tesis.

Gracia a todos.

Este trabajo ha sido realizado en el Institut Cartogràfic de Catalunya a través de una beca predoctoral de la Universitat Politècnica de Catalunya financiada por el proyecto Euroseisrisk de la Comunidad Europea bajo el contrato EVG1-CT-2001-00040.

El proyecto SPICE (***S**eismic wave **P**ropagation and **I**maging in **C**omplex media: a **E**uropean network*) es un proyecto *Marie Curie Research Training Network* en el marco del *6th framework program of the European commission* para la formación de jóvenes científicos en el campo de la computación de la propagación de las ondas sísmicas y ha permitido la realización de una estancia de 5 meses en la Universidad Comenius (Bratislava, Eslovaquia).

También, han contribuido a esta tesis facilitando datos de movimiento fuerte los siguientes institutos: Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Réseau Accélérométrique Pémanent (RAP, France), Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Institut d'Estudis Andorrans (CRECIT, IEA, Andorra), Servizio Sismico Nazionale-ENEL (SSN-ENEL, Italy).

Índice

	Pág.
<u>Capítulo 1: Introducción</u>	1
1.1 Generalidades: Fenómenos y riesgos naturales. Riesgo Sísmico,	3
1.2 Objetivos y Metodología,	7
1.3 Contenido,	9
<u>Chapter 1: Introduction (<i>english version</i>)</u>	13
1.1 Natural phenomena and risk. Seismic risk.	15
1.2 Objectives and Methodology	19
1.3 Contents	21
Parte I: Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional	
<u>Capítulo 2: Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea</u>	27
2.1. Introducción	29
2.2. Teoría básica	33
2.2.1. Conceptos generales	33
2.2.2. Expansión geométrica	34
2.2.3. Atenuación anaelástica	35
2.2.4. Relaciones predictivas del movimiento del suelo o relaciones de atenuación sísmica	37
2.3. Relaciones de atenuación sísmica existentes en el área del Mediterráneo	40
2.4. Los datos	43
2.4.1. Selección de acelerogramas	43

2.□2.	Información disponible de las variables explicativas.	□6
2.□3.	Pretratamiento y tratamiento de los datos	□9
2.5.	Análisis de los datos	51
2.5.1.	Análisis global	51
2.5.2.	Análisis regional	55
2.5.2.1.	Análisis de los datos italianos	55
2.5.2.2.	Análisis de los datos de la región Sureste de España	58
2.5.2.3.	Análisis de los datos pirenaicos y del sureste de Francia	60
2.5.3.	Conclusiones del análisis de los datos por regiones	63
2.5.□	Análisis de los datos a través de las ordenadas espectrales	65
2.6.	Análisis de la regresión de los datos	68
2.7.	Resultados: relaciones de atenuación sísmica	71
2.7.1.	Primer ajuste para la obtención de relaciones de atenuación sísmica	71
2.7.2.	Segundo ajuste para la obtención de relaciones de atenuación sísmica	7□
2.8.	Análisis de residuos.	79
2.9.	Discusión	82
2.10.	Conclusiones	88

Parte II: Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala local

<u>Capítulo 3:</u>	Validación de técnicas de simulación del movimiento sísmico del suelo	95
3.1.	Introducción	97
3.2.	Localización geográfica y descripción geológica del valle de Volvi (Grecia).	100

3.3.	El ejercicio Benchmark	105
3.3.1.	Instrumentación permanente y registros disponibles para la realización del ejercicio Benchmark.	105
3.3.2.	Métodos de simulación numérica utilizados	111
3.3.3.	Resultados disponibles de las simulaciones numéricas	113
3.3.4.	Establecimiento de una base de datos	115
3.3.5.	Parámetros para la realización de las comparaciones.	118
3.4.	Comparación de las simulaciones del ejercicio Benchmark	129
3.4.1.	Comparación para el caso del pulso de Ricker de 1Hz	131
3.4.2.	Síntesis de la comparación para el caso del pulso de Ricker de 1Hz.	147
3.4.3.	Comparación para el caso del sismo de Arnaia	148
3.4.4.	Síntesis de la comparación para el caso del sismo de Arnaia.	159
3.5.	Conclusiones del ejercicio Benchmark	160
3.5.1.	Conclusiones sobre la señal de entrada	160
3.5.2.	Conclusiones sobre la influencia de la definición del modelo de estructura	160
3.5.3.	Conclusiones obtenida a partir de las observaciones reales	161
Capítulo 4. Introducción a los métodos de diferencias finitas		163
4.1.	Introducción	165
4.2.	Generalidades de los métodos de simulación numérica	169
4.3.	Introducción al método de las diferencias finitas.	173
4.3.1.	La Malla (grid)	174
4.3.2.	Aproximación de las funciones	176
4.3.3.	Aproximación de las derivadas, formula de las diferencias finitas	176
4.3.4.	Esquema de diferencias finitas	178
4.3.5.	Propiedades de un esquema de diferencias finitas	181
4.4.	Esquema de diferencias finitas de la ecuación de ondas unidimensional	184
4.4.1.	La ecuación de ondas unidimensional	184

□.□.2. Construcción del esquema de diferencias finitas	185
□.□.3. Comprobación de la estabilidad y consistencia del esquema de diferencias finitas. Implicaciones y modificaciones en el esquema de diferencias finitas	187
□.□.□. Estudio de la dispersión de la malla	190
□.□.5. Tipos de malla	193
□.□.6. Esquemas de diferencias finitas heterogéneos	195
□.□.7. Simulación de contornos no reflejantes	196
□.□.8. Simulación de la superficie libre	197
□.□.9. Simulación de la fuente sísmica	198
□.□.10. Simulación de una reología realista	199
□.5. Simulación numérica 2D de la propagación de las ondas P-SV en medios heterogéneos viscoelásticos mediante el método de diferencias finitas.	200
<u>Capítulo 5: Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya</u>	215
5.1. Introducción	217
5.2. Preparación del modelo de estructura representativo del valle de la Cerdanya	218
5.2.1. Localización geográfica del valle de la Cerdanya	218
5.2.2. Descripción geológica del valle de la Cerdanya	220
5.2.3. Establecimiento de parámetros dinámicos	222
5.3. Aplicación del método 2D de diferencias en el valle de la Cerdanya.	2□5
5.3.1. Definición de la malla (grid)	2□7
5.□. Resultados de la modelización de la propagación de las ondas sísmicas en el valle de la Cerdanya.	252
5.□.1. Análisis de los resultados	255
5.5. Conclusiones y perspectivas de trabajo de futuro	262
5.5.1. Conclusiones	262
5.5.2. Perspectivas de trabajo futuro	263

<u>Capítulo 6: Conclusiones</u>	269
6.1 Conclusiones	271
6.2 Propuestas de trabajo futuro	276
<u>Capítulo 6: Conclusions (english version)</u>	279
6.1 Conclusions	281
6.2 Proposals of future work	285
<u>Referencias Bibliográficas</u>	289
<u>Apéndices</u>	305
Apéndice A: Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea	307
Apéndice B: Validación de técnicas de simulación del movimiento sísmico del suelo	329
Apéndice C: Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya	337

Capítulo 1:
Introducción

1.1 Generalidades: Fenómenos y riesgos naturales. Riesgo Sísmico.

La Tierra está en constante actividad siguiendo su proceso de formación y su funcionamiento, dando lugar a cambios en su faz exterior (Figura 1.1), atmósfera y corteza. Esta actividad es la que da lugar a los fenómenos naturales, que son elementos activos de la geomorfología terrestre, manifestaciones de la naturaleza como resultado de su funcionamiento interno. Se debe aceptar pues, que se está conviviendo con una naturaleza activa y viva, la cual tiene sus propias leyes de funcionamiento.

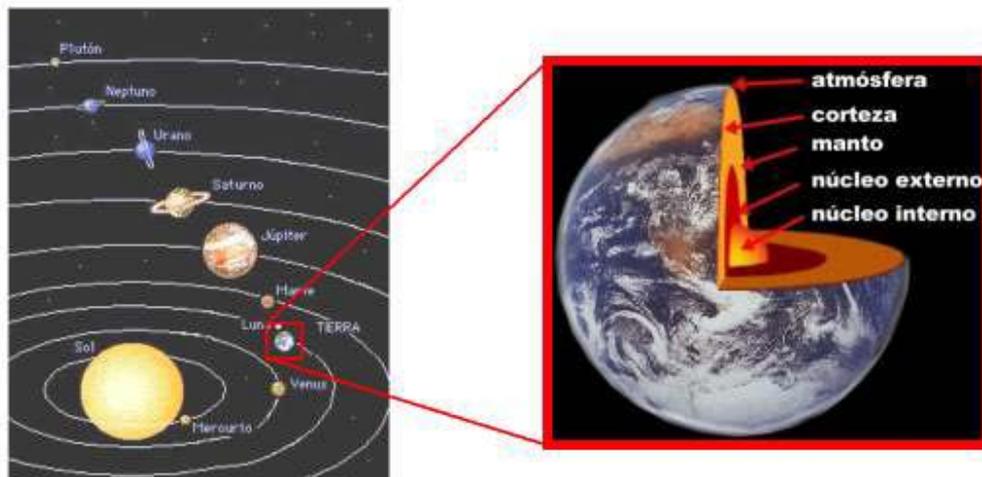


Figura 1.1. Sistema solar y la Tierra con su estructura interna y externa.

Los fenómenos naturales son esencialmente los meteorológicos/climáticos (temporales de viento, olas de frío/calor, tornados, huracanes, nevadas,...) y los geológicos: endógenos (terremotos, volcanes,...) y exógenos (erosión, deslizamientos de terrenos, la caída de piedras, aludes,...).

La ocurrencia de uno de estos fenómenos naturales no necesariamente provoca un desastre natural. Ahora bien, estos fenómenos naturales pueden liberar en pocos minutos energías destructoras de gran magnitud con lo que una sociedad expuesta a

ellos puede ver amenazadas vidas y bienes materiales, así como su propia organización.

La sociedad ha experimentado crecimientos demográficos importantes en todo el mundo. Por un lado, ha aumentado la densidad de población concentrada en núcleos urbanos con el consiguiente incremento de la complejidad de su organización, comunicaciones y redes de suministros (electricidad, agua, alcantarillado, gas, etc.). Por otro lado, el aumento demográfico en zonas económicamente desfavorecidas también provoca concentraciones de población en áreas que no son habitables y concentración de construcciones precarias lo cual conlleva a una falta de recursos para la propia recuperación en caso de ocurrencia de desastres.

En conclusión todo esto provoca que la sociedad sea muy susceptible y vulnerable a sufrir daños en caso de ocurrencia de un fenómeno natural, convirtiéndose este en un desastre natural.

Debido a esto es necesario realizar la predicción de estos fenómenos naturales, siempre y cuanto sea esta posible, así como la prevención de sus efectos para reducir los riesgos que conllevan a la sociedad adoptando las medidas de protección adecuadas a cada caso. Para ello, es necesario llevar a cabo estudios que permitan conocer los riesgos naturales, para identificar y caracterizar estas fuentes de desastres y poder así adoptar medidas de protección para mitigarlos.

Técnicamente, los estudios sobre riesgos naturales se realizan a través de la evaluación de la peligrosidad y de la vulnerabilidad (Ecuación 1.1).

$$\text{Riesgo} = \text{Peligrosidad} \times \text{Vulnerabilidad}$$

Ecuación 1.1

La peligrosidad o amenaza (en inglés *hazard*, en francés *aléa*) hace referencia a la probabilidad de que una determinada acción relativa al fenómeno natural, se produzca sobre un punto del territorio con una cierta extensión, intensidad y duración. El análisis de periodos de retorno o la representación de mapas de peligrosidad son objeto de esta evaluación.

La vulnerabilidad hace referencia al impacto del fenómeno sobre la sociedad (edificios, construcciones y posibles pérdidas económicas).

Según la Ecuación 1.1, un terremoto (peligrosidad sísmica) puede ser muy destructor si se produce en zonas muy habitadas y con construcciones de mala calidad (alta vulnerabilidad) y poco destructor si se produce en una zona deshabitada o en una zona habitada con buenas construcciones (baja vulnerabilidad).

No se puede llegar a predecir la ocurrencia de los terremotos. Por tanto, para mitigar los efectos de los terremotos se tiene que incidir fuertemente en la prevención y en la organización de la intervención inmediata en caso de ocurrencia del fenómeno. La prevención es entendida como la planificación para un futuro no inmediato, generando medidas de duración prolongada para la mitigación del riesgo sísmico, tales como una buena planificación del territorio, un buen diseño antisísmico y construcción antisísmica; y la intervención inmediata, como la gestión de la emergencia una vez desencadenado el fenómeno destructor.

Sin una buena estimación de la peligrosidad sísmica es imposible realizar estudios de riesgo sísmico con correctas medidas de prevención correctas, ya que, por ejemplo, la sismoresistencia de las edificaciones se tiene que adaptar al movimiento del suelo esperado.

Para la realización de buenos cálculos de peligrosidad sísmica se debe conocer bien la sismicidad de la zona (escala regional, Figura 1.2) y estudiar la influencia de los efectos locales de la zona (escala local, Figura 1.2) ya que estos efectos repercutirán en el aumento de los daños provocados sobre las construcciones, vías de comunicación, instalaciones de gas, agua, electricidad, etc.

La presente tesis es una contribución a la evaluación de la peligrosidad sísmica que, como ya se ha explicado, tiene una contribución muy importante en los estudios de riesgo sísmico. Se incide a nivel de las dos escalas, regional y local, en el estudio de la estimación del movimiento sísmico y estudio de la respuesta sísmica del suelo.

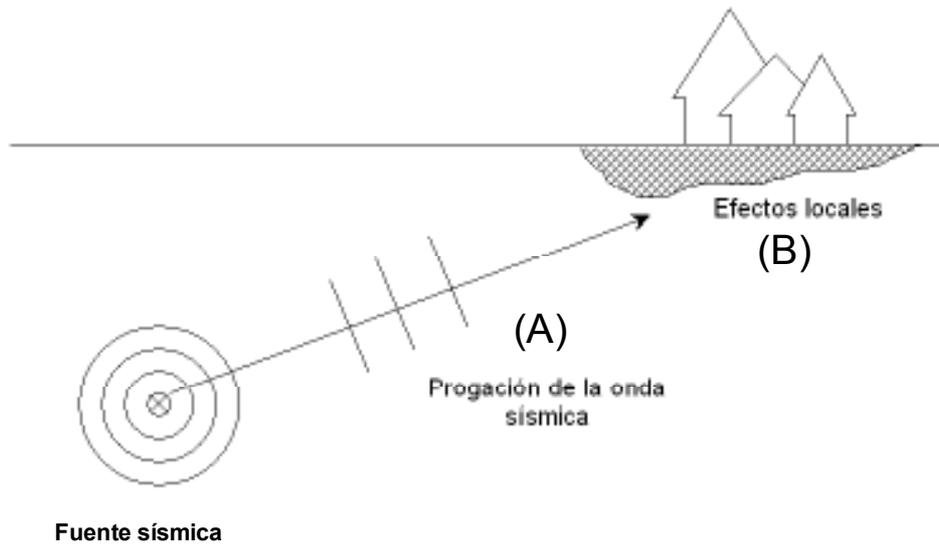


Figura 1.2. Esquema de la propagación de las ondas.

(A) Propagación de las ondas desde la fuente sísmica al emplazamiento, escala regional.

(B) Geología local generadora de efectos locales, escala local.

Por un lado se contribuye, en este trabajo, a la caracterización del movimiento sísmico de la zona aportando una nueva ley empírica que describe la propagación de las ondas sísmicas en función de la distancia y la magnitud del terremoto para el Oeste de la vertiente mediterránea. A nivel local, se contribuye a la estimación de los efectos locales mediante el cálculo de la propagación de las ondas sísmicas teniendo en cuenta las características geológicas locales mediante el uso de métodos numéricos.

1.2 Objetivos y Metodología

- *Escala regional*

El objetivo de este trabajo es contribuir en la mejora de los estudios de peligrosidad sísmica, a nivel regional, para la vertiente mediterránea oeste. Se obtienen nuevas leyes de atenuación sísmica que se tendrán en cuenta para la obtención de mapas de peligrosidad sísmica determinista y probabilista.

Estas leyes de atenuación sísmica se ofrecen en términos de la aceleración máxima (PGA), que se define como el valor máximo absoluto de un registro temporal de la aceleración sísmica del suelo, y también en términos de las ordenadas espectrales del espectro de aceleraciones (SA). Estas leyes de atenuación sísmica son curvas que predicen el PGA o SA del movimiento del suelo dada una distancia epicentral y una magnitud. De este modo, se ofrecen leyes empíricas del movimiento del suelo en base a la sismicidad conocida de la región y que se expresa en función de parámetros utilizados en normas de construcción sismoresistente, normas de la industria nuclear y en definitiva, parámetros útiles para la ingeniería sísmica.

La obtención de estas curvas que promedian el movimiento del suelo regionalmente se ha realizado empíricamente. El trabajo que se expondrá se compone de la elección de datos acelerométricos suficientemente actuales y poco explotados pertenecientes al SE y NE de la Península Ibérica, Pirineos y la costa SE de Francia e Italia. Los datos disponibles se han tratado homogéneamente y posteriormente se han analizado y comparado cuidadosamente entre ellos y junto con leyes de atenuación establecidas anteriormente. De las conclusiones de este análisis se escoge agrupar los datos provenientes del SE y NE de la Península Ibérica, de Pirineos y costa SE de Francia. De este modo, se describe el área como la vertiente mediterránea oeste. Con estos datos se ajusta, mediante el método de mínimos cuadrados, una ley empírica dependiente de la distancia epicentral y la magnitud local. Finalmente, los efectos locales no se han tenido en cuenta debido a la falta de calidad en la clasificación de los emplazamientos en el conjunto de datos escogidos.

- *Escala local*

Los efectos locales se definen como la variación de la señal sísmica entre dos puntos próximos debido a la configuración geológica, geometría, propiedades dinámicas de la formación superficial y la topografía. En concreto, la presencia de efectos de suelo significativos se produce por la presencia de materiales superficiales blandos, relieves y fuertes discontinuidades laterales del subsuelo. Los suelos blandos y capas superficiales poco consolidadas tienen propiedades dinámicas que contrastan con el substrato rocoso, lo que provoca la modificación de la señal sísmica. Estas formaciones superficiales también provocan que las ondas queden atrapadas y den lugar a fenómenos de resonancia que también modifican la señal sísmica.

Entre distintas metodologías para la estimación del movimiento del suelo a escala local se encuentran las metodologías teóricas. Consisten en solucionar la ecuación de ondas para estas condiciones geológicas locales. Ésto implica el conocimiento del terreno, las propiedades dinámicas de las litologías que conforman las geologías locales sensibles a modificar el movimiento del suelo. Por otro lado, solucionar exactamente la ecuación de ondas no es posible debido a la complejidad del medio por que se propaga la onda. Por este motivo, se utilizan métodos numéricos para la resolución aproximada de esta ecuación.

En esta parte del trabajo se utilizan estas metodologías teóricas. En primer lugar, se realiza un estudio paramétrico de los resultados obtenidos a partir de distintos tipos de simulaciones de la propagación de las ondas aplicadas en un valle con propiedades físicas bien conocidas situado en Grecia. De las conclusiones extraídas, se escoje el método de diferencias finitas para su aplicación a un perfil 2D de otro valle en el NE de la Península Ibérica que está siendo objeto de estudios de riesgo sísmico.

1.3 Contenido

Para la explicación de la consecución de los objetivos expuestos en el apartado anterior usando las metodologías descritas, esta memoria se compone de dos partes, cada una de ellas formada por capítulos.

El presente capítulo es el *Capítulo 1* el cual es la introducción de esta memoria donde se describen a grandes rasgos los objetivos de la tesis y los estudios realizados para conseguirlos. Sirve como marco introductorio general para encuadrar en qué tipo de investigación científica se basa el presente trabajo y para dar una idea general de la organización de todo el contenido.

En la Parte I (Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional) se incluye el trabajo relativo a la contribución realizada para los estudios de peligrosidad sísmica estimando el movimiento del suelo a nivel regional. En esta parte, sólo encontramos un capítulo, el "*Capítulo 2: Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea*". Es un solo capítulo ya que la metodología empírica utilizada es única y tiene un hilo conductor único. El trabajo se realiza escogiendo datos acelerométricos, analizándolos y finalmente, usándolos para la obtención de ajustes estadísticos que sirvan para la predicción del movimiento del suelo a escala regional. Finalmente, también se discute sobre su rango de validez, sobre las diferencias observadas con otros estudios previos y el porqué de estas diferencias. También se diserta sobre aspectos que pueden mejorar en general este tipo de ajustes que sirven como leyes de atenuación.

En la Parte II (Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala local) se incluye el trabajo relativo a la contribución realizada para los estudios de peligrosidad sísmica estimando el movimiento del suelo a nivel local. En esta parte encontramos tres capítulos.

El primer capítulo que encontramos es el "*Capítulo 3: Validación de técnicas de simulación numérica del movimiento sísmico del suelo*". En él se incluye todo un trabajo de análisis y comparación de estudios realizados usando los resultados de la aplicación

de distintos métodos de simulación numérica de la propagación de las ondas sísmicas en el valle de Volvi, Grecia, realizados por distintos equipos de investigadores.

En el capítulo se explica el planteamiento de un ejercicio comparativo propuesto para el estudio de efectos locales en el valle de Volvi, llamado ejercicio Benchmark (banco de pruebas), sus objetivos a conseguir, los datos que se tenían para su consecución y las distintas aplicaciones obtenidas en el marco de este ejercicio. También se presentan los registros reales obtenidos en el área del valle y la comparación entre los cálculos sintéticos y la realidad observada.

Posteriormente, se detalla como se realiza la comparación paramétrica de todo el gran volumen de aplicaciones numéricas sobre el valle de Volvi que se generaron por parte de los participantes este ejercicio.

Finalmente, se detallan las conclusiones que han de servir como orientación para las futuras aplicaciones numéricas en el cálculo de la propagación de las ondas sísmicas en valles y geologías locales.

El *“Capítulo 4: Introducción a los métodos de diferencias finitas”* es un capítulo teórico en donde se explica uno de los métodos numéricos usados en el capítulo anterior para la generación de movimientos del suelo sintéticos en el valle de Volvi. Las conclusiones del capítulo anterior llevan a la elección de este método para su posterior puesta a punto y aplicación en el valle pirenaico de la Cerdanya. En el *Capítulo 4* se realiza una introducción al método a la vez que se sintetizan varios trabajos recientes sobre el método de diferencias finitas (Moczo, 1998; Moczo et al., 2004; Moczo et al., 2006). De este modo, se explican con detalle las precisiones que se pueden alcanzar con este método, sus ventajas e inconvenientes. También, este capítulo pretende ser una aportación bibliográfica en idioma castellano para la divulgación de este método numérico que puede ser aplicado en la resolución de múltiples ecuaciones físicas de difícil solución analítica.

El *“Capítulo 5: Modelización sísmica 2D en el valle pirenaico de la Cerdanya”* es la aplicación del método de diferencias finitas, descrito en el capítulo anterior, al valle de la Cerdanya. En este capítulo, en primer lugar se describen las características dinámicas y geométricas del valle, haciendo un tratamiento adecuado a estas características para la

obtención final de dos modelos sencillos con los cuales realizar la simulación numérica. Posteriormente, se hace un análisis de la precisión escogida para el cálculo y finalmente, se presentan, comentan y discuten los resultados obtenidos para los diferentes casos generados.

En el “*Capítulo 6: Conclusiones generales*” se agrupan las distintas conclusiones expuestas ya en cada capítulo para tener una visión general de los objetivos alcanzados. También se exponen propuestas de trabajo futuro como continuación del presente trabajo para el avance, en un futuro próximo, de todos estos tipos de estudios o como complemento de los resultados aquí conseguidos sugiriendo la inclusión de nuevos datos o metodologías de las cuales aquí no se ha dispuesto.

Chapter 1:
Introduction
(English version)

1.1 Natural phenomena and risk. Seismic risk.

The Earth is in constant activity following its process of formation and its operation, giving rise to changes in its outer face (Figure 1.1), atmosphere and crust. This activity gives rise to the natural phenomena, which are active elements of the terrestrial geomorphology, expressions of the nature as result of its internal functioning. So, it is necessary to accept that we are coexisting with an active and alive nature, which has its own laws of functioning.



Figure 1.1. Solar system and the Earth with his internal and external structure.

The natural phenomena are essentially the meteorological / climatic ones (wind storms, cold spell, tornadoes, hurricanes, snowfalls...) and the geological ones: endogenetic (earthquake, volcanoes,...) and exogenetic (erosion, land subsidences, landslides, rockfalls and avalanches).

The occurrence of one of these natural phenomena not necessarily causes a natural disaster. Nevertheless, these natural phenomena can release in few minutes destructive energies of great magnitude. Then, a society exposed to them could see shaken material goods and lives, as well as its own organization.

The society has experienced important demographic growths in the whole world. On the one hand, the density of population concentrated in urban nuclei has increased with the consequent increase of the complexity of his organization, communications and lifelines (electricity, water, sewer system, gas, etc.). On the other hand, the demographic increase in economically disadvantaged zones also causes concentrations of population in areas that are not inhabitable and concentration of precarious constructions which entails to a lack of resources for the own recovery in case of occurrence of disasters.

In conclusion, all of these facts cause that the society is very susceptible and vulnerable to suffer damages in case of occurrence of a natural phenomenon, becoming a natural disaster.

So that, it is necessary to make the prediction of these natural phenomena, when it is possible, as well as the prevention of their effects to reduce the risks that entail to the society adopting the protection measurements adapted to every case. It is necessary to carry out studies that allow to know the natural risks, to identify and to characterize these sources of disasters and then, to adopt protection measurements to mitigate them.

Technically, the studies on natural risks are made through the evaluation of the hazard and the vulnerability (Equation 1.1).

$$\text{Risk} = \text{Hazard} \times \text{Vulnerability}$$

Equation 1.1

The hazard makes reference to the probability that a certain action induced by a natural phenomenon takes place in a part of the territory with a certain extension, intensity and duration. The analysis of return periods or the representation of hazard maps is object of this evaluation.

The vulnerability makes reference to the impact of the phenomenon on the society (buildings, infrastructures and economical losses).

According to the Equation 1.1, an earthquake (seismic hazard) can be very destructive if it takes place in very inhabited zones and with constructions of bad quality (high vulnerability) and slightly destructive if it takes place in an uninhabited zone or in a zone inhabited with good constructions (low vulnerability).

It is not possible to predict the occurrence of earthquakes. Therefore, to mitigate the earthquake effects it is necessary to touch strongly on the prevention and in the organization of the immediate intervention in case of occurrence of the phenomenon. The prevention is understood like the planning for a nonimmediate future, generating prolonged rules for the mitigation of the seismic risk, such as the territory planning and seismic design and construction; and the immediate intervention, like the management of the emergency once triggered the destructive phenomenon.

Without an accurate seismic hazard assessment it is impossible to make studies of seismic risk with correct prevention rules. For example, seismic codes must be adapted to the adequate local ground motion.

For the achievement of an accurate seismic hazard assessment, it is necessary to know the seismicity of the zone, the wave propagation (regional scale, Figura 1.2) and to study the influence of the local effects of the zone (local scale, Figura 1.2) since these effects will reverberate in the increase of the damages caused on the constructions, communication lines and lifelines.

The present thesis is a contribution to the seismic hazard assesment that, as already it has been explained, has a very important contribution in the studies of seismic risk. The contribution touches on the regional and local scales of the seismic response of the ground motion.

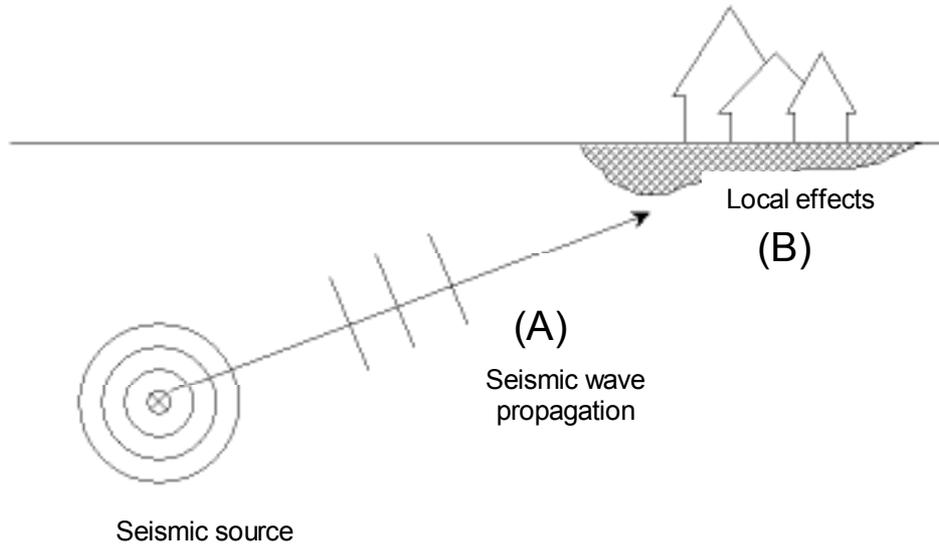


Figura 1.2. Wave propagation scheme.

(A) Wave propagation from the seismic source to the location, regional scale.

(B) Local geology generating local effects, local scale.

On the one hand, this work contributes to the regional characterization of the ground motion offering new empirical laws that describe the seismic waves propagation based on the distance and the earthquake magnitude for the West Mediterranean area. At local level, this work contributes to the estimation of the local effects by means of the computation of the seismic waves propagation in local geologies by means of the use of numerical methods.

1.2 Objectives and Methodology

- Regional scale

The objective of this work is to contribute in the improvement of the seismic hazard studies, regional scale, for the Mediterranean coast area. New ground motion predictive equations are obtained. These equations can be considered for the obtention of deterministic or probabilistic hazard maps.

These ground motion predictive equations are offered in terms of the peak ground acceleration (PGA), that it is defined as the absolute maximum value of the accelerometric time record, and also in terms of the acceleration spectral ordinates (SA). These curves predict PGA or SA of the ground motion given an epicentral distance and a magnitude. In this way, empirical ground motion predictive equations on the basis of the well-known seismicity of the region based on parameters used in seismic codes are proposed.

The obtention of these curves that average the regional ground motion has been made empirically. The work, that will be exposed, is consisted of the selection of sufficiently recent acelerometric data and slightly exploited pertaining to the SE and NE of the Iberian Peninsula, the Pyrenees and the SE of the Mediterranean French coast and Italy. The available data have been treated suitably and after that, they have been analyzed and carefully compared among them and along with previous established ground motion predictive equations. From the conclusions of this analysis it is chosen to group the data from the Iberian Peninsula, the Pyrenees and the SE of the Mediteranean French coast. In this way, the area is described as the Western Mediterranean Area. With these data it is adjusted, by means of the method of least squares method, a dependent empirical ground motion predictive equation depending on the epicentral distance and the local magnitude. Finally, the local effects have not been considered due to the lack of quality in the site classification in the selected data set.

- *Local scale*

The local effects are defined as the variation of the seismic signal between two next points due to the geologic configuration, geometry, dynamic properties of the superficial formation and the topography. In particular, the presence of significant soil effects takes place by the presence of soft shallow materials, reliefs and big lateral discontinuities of the subsoil. The soft soils and slightly consolidated superficial layers have dynamic properties that contrast with the rock basement. This fact causes modifications of the seismic signal. These shallow formations also cause that the waves are trapped in the geological formations and gives rise to resonance phenomena that also modify the seismic signal.

Theoretical methodologies are one of the options among different methodologies for the estimation of the local ground motion. They consist on solving the waves equation for these local geologies. This implies the knowledge of the subsoil, the dynamic properties of the lithologies that form the local geologies that modify the ground motion. On the other hand, the exact solution of the wave equation is not possible due to the complexity of the subsoil where the waves are propagating. For this reason, numerical methods for the approximated resolution of this equation are used.

In this part of the work, these theoretical methodologies are used. First of all, a parametric study of the results obtained from different wave propagation modellings is made in a valley with well-known physical properties located in Greece. From the extracted conclusions, it is selected the finite difference method for its application to a 2D profile of another valley in the Pyrenees that is being object of seismic risk studies.

1.3 Contents

For the explanation of the achievements of the exposed objectives in the previous section using the described methodologies, this report consists of two parts, each one formed by chapters.

The present chapter is the *Chapter 1* which is the introduction where a broad outline of the objectives of this thesis and the studies conducted to obtain them is described. It serves as introductory general frame to fit in what type of scientific investigation the present work is based on and to give a general idea of the organization of the whole content.

In Part I (Characterization of the seismic response of the ground motion at regional scale), the work is related to the contribution made for the studies of seismic hazard assesment considering the ground motion at regional level. In this part, we only found a chapter, *Chapter 2: Seismic attenuation in the Western Mediterranean Area*. It is a single chapter since the used empirical methodology is unique and has a unique thread. The work is made choosing accelerometric data, analyzing them and finally, using them for the obtention of statistical adjustments that are used for the prediction of the ground motion at regional scale. Finally, a discussion about its validity range, the observed differences with other previous studies and the reason of these differences is conducted. Also, it is expounded on aspects that can improve this type of adjustments that are useful like attenuation laws.

In Part II (Characterization of the seismic response of the ground motion at local scale), the work is related to the made contribution for the studies of seismic hazard assesment considering the ground motion at local level. In this part three chapters are found.

The first chapter in this part is the *Chapter 3: Validation of wave propagation modeling techniques*. There is included the whole work of analysis and comparison of previous modeling studies done in the Volvi valley, Greece by different research groups.

In this chapter, the exposition of a proposed comparative exercise (called Benchmark exercise) for the study of local effects in the Volvi valley is explained. Its objectives, the available data to achieve the objectives and the different applications obtained within the framework from this exercise are also explained. The real records obtained in the area of the valley are listed. The parametric comparison and the comparison between the synthetic calculations and the observed record is presented in a carefully and detailed way.

Finally, the found conclusions are detailed to serve as recommendations for future numerical applications in the seismic wave modeling in valleys and local geologies.

The *Chapter 4: Introduction to the finite differences method* is a theoretical chapter where it is explained one of the numerical methods used in the previous chapter for the generation of synthetic ground motion in the Volvi valley. The conclusions of the previous chapter lead to the election of the finite difference method for his later 2D modeling preparation and application in a valley located in the Pyrenees, the valley of Cerdanya. In *Chapter 4*, an introduction to the method is made at the same time that it is done a synthesis of several recent works on the finite differences method (Moczo, 1998; Moczo et al., 2004; Moczo et al., 2006). In this way, the precissions that can be reached, their advantages and disadvantages are explained with detail. Also, this chapter tries to be a bibliographical contribution in Spanish language for the spreading of the knowledge of this numerical method that can be applied in the resolution of multiple physical equations with difficult analytical solution.

The *Chapter 5: 2D seismic modeling in the Pyrenean valley of Cerdanya* is the application of the finite differences method, described in the previous chapter, to the Cerdanya valley. In this chapter, first of all, the dynamic and geometric characteristics of the valley are described. After, a treatment adapted to these characteristics for the final obtention of two simple models is done. And finally, an analysis about the precision of the modeling is done and the results obtained for the different generated cases are presented, commented and discussed.

In the final chapter, *Chapter 6: General conclusions*, is where the different conclusions showed in each chapter are grouped to have a general vision of the

achieved objectives. Also, proposals of future work are proposed like continuation of the present work for the advance of all these types of studies. Other propositions for the next future are as complement of the results obtained here suggesting the inclusion of new data or methodologies which here it has not been reached.

1. Introduction

Parte I

Caracterización de la respuesta sísmica del suelo a escala regional

Capítulo 2:
Atenuación sísmica en la parte
Oeste de la vertiente mediterránea

2.1. Introducción

Los resultados de toda evaluación de Peligrosidad Sísmica dependen del parámetro seleccionado para representar el movimiento del suelo de la región a la que se extiende el estudio. Un punto clave en esta evaluación es la estimación de relaciones que promedian el comportamiento del movimiento del suelo en función de la distancia y la magnitud de los eventos sísmicos, es decir, el establecimiento de lo que se conoce comúnmente como relaciones de atenuación sísmica.

Es importante que las relaciones que describan la atenuación sísmica no se extrapolen entre diferentes regiones sin tener en cuenta sus características. Su extrapolación indiscriminada más allá de su rango de validez y región de aplicación puede conducir a errores importantes en la predicción, dado que la estimación de parámetros del suelo es altamente sensible a la relación de atenuación sísmica escogida. La opción óptima es introducir relaciones de atenuación regionales que se formulen y establezcan de acuerdo con las características sísmicas regionales y con datos propios de la región en estudio. Si los datos son escasos se debería emplear solamente relaciones de atenuación de otras regiones que presentaran características sismotectónicas análogas. Estas relaciones adaptadas para un uso adecuado también deberían ser contrastadas con los datos disponibles de la zona de estudio a la que se va a aplicar aunque estos sean escasos.

El estudio presentado en este capítulo pretende analizar un conjunto de datos acelerométricos recopilados recientemente, con magnitud suficiente, distancia y calidad y que pertenecen a la parte Oeste de la vertiente mediterránea con el objetivo de conseguir finalmente una relación de atenuación sísmica en la región.

La comparación de estos datos con relaciones existentes para Europa u otras regiones muestra diferencias que justifican la necesidad de ajustar una nueva relación de atenuación a partir de este conjunto de datos hasta ahora poco explotado.

La relación predictiva del movimiento que se va a derivar de estos datos será una nueva relación de atenuación que proporcionará una alternativa a relaciones de atenuación promedio para Europa para la aplicación en la región de donde provienen

los datos. Hasta el momento no se dispone de ninguna relación de atenuación exclusiva para esta región y esta relación será una estimación más realista para su aplicación en estudios de Peligrosidad y Riesgo Sísmico en la vertiente oeste del Mediterráneo ya que hasta el momento son pocas las relaciones de atenuación que se han ajustado para los países del Mediterráneo occidental al oeste de Italia: España, Portugal, Marruecos, Francia y Argelia. Esto es causado por la sismicidad moderada de la región lo que implica que se disponga de pocos datos acelerométricos suficientes para la estimación de relaciones de atenuación. En parte la escasez de datos provenía de la escasez de instrumentación disponible, cosa que se ha superado en los últimos años en la mayoría de estos países.

La relación de atenuación que se presenta también representa un avance respecto a muchas de las relaciones de atenuación existentes ya que no sólo se propone una relación de atenuación para el parámetro estimatorio del movimiento del suelo habitual en estos casos, el valor de aceleración máximo, sino también para distintas ordenadas espectrales del espectro de aceleración.

Cabe puntualizar que, en esta área, sismos de magnitudes moderadas pueden causar daños no despreciables, lo cual da a los estudios de Riesgo Sísmico y Planes de Prevención Sísmica para esta zona un especial interés e importancia, razón de peso para la mejora en los aspectos que contribuyen de forma importante en estos estudios, como es en este caso el establecimiento de relaciones de atenuación sísmica para todo el espectro de aceleraciones y el pico de aceleración de la zona.

La disponibilidad de una relación de atenuación para la región será útil para su uso en proyectos de estimación del riesgo sísmico, como es el caso del proyecto ISARD (Información sísmica automática regional de daños) que es un proyecto Interreg III A entre Francia y España (FEDER). Este proyecto pretende alcanzar varios objetivos entre los cuales está conseguir una zonificación sísmica transfronteriza y unificada para los Pirineos, la realización de un escenario sísmico en dos zonas piloto (Andorra y la Cerdanya), y finalmente, el establecimiento de un sistema automático de daños producidos por un terremoto. Resultados preliminares del estudio que aquí se presenta han sido utilizados en este proyecto (Secanell et al., 2006).

La consecución del trabajo se ha realizado a través de los siguientes puntos básicos:

- Selección de datos acelerométricos

Se realiza una selección de los datos acelerométricos disponibles que sean adecuados en rango de magnitud, distancia y localización geográfica.

- Procesamiento de los datos

Los datos seleccionados se procesan de forma homogénea y se realiza una primera desestimación de aquellos datos que no cumplan los criterios de calidad e idoneidad corrientes en estos estudios.

- Análisis de los datos:

Se analizan los datos procesados comparándolos con relaciones establecidas con anterioridad en la zona y en Europa. De este análisis se observa la idoneidad de los datos para ajustar una nueva relación de atenuación.

- Elección de parámetros representativos del movimiento

Para la representación del movimiento del suelo se escogen el valor máximo de aceleración registrado (PGA) y las ordenadas del espectro de aceleraciones (SA(f)) a diferentes frecuencias o periodos a modo de parámetro en las ecuaciones que se propondrán para el ajuste de las relaciones de atenuación sísmica. Como parámetros explicativos más adecuados por su disponibilidad y posterior aplicación de las relaciones de atenuación que describen el PGA y los SA(f) se escogen la magnitud local y la distancia epicentral. Se opta por prescindir de la distinción entre tipos de suelo debido a que los datos no son abundantes y las especificaciones de muchas estaciones sísmicas de donde pertenecen los registros sísmicos no son muy claras. En general su inclusión aporta una mejoría en la predicción del movimiento del suelo pero es necesaria una descripción detallada de las condiciones geológicas del lugar, cuando no es el caso su inclusión introduce más error que mejoría en el establecimiento de las relaciones de atenuación sísmica.

- Definición de la función de atenuación sísmica:

Es la definición de una función adecuada que relacione los parámetros explicativos escogidos para que describan el movimiento del suelo de acuerdo con la propagación geométrica de las ondas y la atenuación anelástica, de forma que tenga un sentido físico.

- Ajuste de la relación de atenuación:

Con la forma funcional de la relación de atenuación y los datos que ajustarán esta relación, se aplican métodos de mínimos cuadrados para obtener la relación de atenuación para el PGA y para los SA(f).

- Discusión y conclusiones:

Se discuten los resultados que se obtienen. Un punto de discusión es el rango de validez de la relación obtenida. Otros puntos de discusión se refieren a la similitud y diferencias en el comportamiento de la atenuación sísmica entre diferentes regiones y para distintos rangos de magnitudes. Se apuntarán proposiciones de futuro para mejorar el resultado de este estudio.

2.2. Teoría básica

Una relación de atenuación es una expresión matemática que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo con otros parámetros sismológicos. Estos parámetros sismológicos caracterizan cuantitativamente la fuente sísmica, el trayecto de propagación de las ondas y el efecto local de suelo.

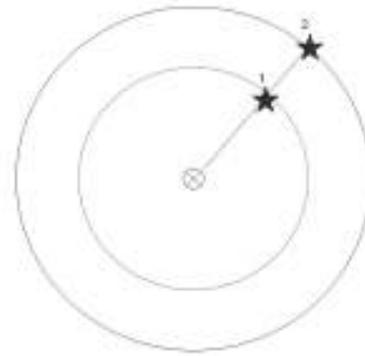
2.2.1. Conceptos generales

La ocurrencia de un terremoto implica la liberación de una gran cantidad de energía que, de forma inmediata, se propaga desde el hipocentro en todas direcciones en forma de ondas sísmicas. Estas ondas sísmicas se modelan típicamente como ondas elásticas. Los efectos que esta liberación de energía puede tener sobre el terreno se miden a través de parámetros que cuantifican el movimiento del suelo: aceleración, velocidad, desplazamiento del terreno, intensidad, etc. Estos parámetros cuantificadores de los efectos del terremoto variarán, entre otras cosas, en función de la distancia y el tamaño del terremoto. Su estudio a través de observaciones reales será lo que nos permita conocer las relaciones de atenuación. Las ondas sísmicas entendidas como ondas elásticas tienen su fundamento en los principios de la mecánica de medios continuos, y más concretamente, en la teoría de la elasticidad. Experimentalmente se comprueba que utilizar este marco teórico es una buena aproximación al fenómeno físico, ya que se consigue explicar lo que observamos en los registros sísmicos. Efectivamente, existen fenómenos por los cuales esa transmisión de energía en la propagación de las ondas no se realiza de forma neta, sino que se tiene una pérdida de energía en su transmisión. Estos fenómenos se han de añadir a la teoría inicial para conseguir un modelo más realista.

2.2.2. Expansión geométrica

De acuerdo con el marco teórico tendremos un primer fenómeno que provoca la atenuación de las ondas sísmicas (o de la energía recibida en un punto): la expansión geométrica o también llamada extensión geométrica.

Representa la disminución de la amplitud de las ondas en función de la distancia, debido a la variación de la energía por unidad de volumen provocada por la ampliación del frente de onda, es decir, debido a un cambio en la densidad y distribución de la energía total, ρ_E , la cual permanece constante (Figura 2.1).



$$\rho_E = \frac{dE_1}{dV_1} = \frac{dE_2}{dV_2} = cte.$$

Figura 2.1. Expansión geométrica del frente de ondas.

Se considera un modelo sencillo para el estudio de este fenómeno consistente en un foco puntual que genera ondas elásticas que se propagan en un medio isótropo, homogéneo y perfectamente elástico (Figura 2.2).

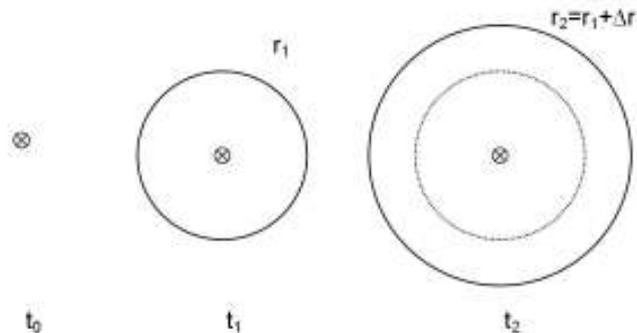


Figura 2.2. Expansión geométrica en evolución con el tiempo.

Matemáticamente se expresa como sigue en la Ecuación 2.1, donde n toma los valores 1 o 2 según si el frente de onda es cilíndrico o esférico respectivamente y donde r es la distancia hipocentral.

$$\frac{\Delta E_{e.g.}}{E} = -n \frac{\Delta r}{r} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Como ya se ha comentado, este es un fenómeno por el cual la energía detectada en puntos cada vez más lejanos disminuye con el aumento de la superficie del frente de onda. Es decir, la energía liberada se reparte entre todos los puntos.

Así una parte de la atenuación es causada por la naturaleza física de la propia propagación de las ondas elásticas.

2.2.3. Atenuación anaelástica

Hasta aquí se ha considerado la propagación de las ondas en el interior de la Tierra en un medio perfectamente elástico, es decir, sin pérdida de la energía total liberada en la fuente.

Es natural pensar que esta condición no se ajusta a la realidad, ya que no existen ese tipo de materiales. Así pues, en realidad las ondas sufren una atenuación o disminución de su energía, que por su origen distinto a la expansión geométrica se le llama atenuación anaelástica.

El fenómeno de atenuación anaelástica engloba dos efectos principales: la atenuación intrínseca, relacionada con la pérdida de energía de las ondas sísmicas en forma de calor a causa de fricciones; y la atenuación dispersiva que en sí no es un proceso de disipación de energía, sino más bien de redistribución de ella (cambios de

dirección y desfases), debido a la interacción entre las ondas y las heterogeneidades del medio atravesado.

A pesar de los dos tipos, nos referiremos como atenuación anaelástica a la atenuación intrínseca relativa al comportamiento no elástico de los materiales y se definirá como el decrecimiento de la energía debido a la fricción que presenta el material al ser atravesado por las ondas sísmicas.

Este comportamiento no elástico del material al paso de la onda se puede evaluar a través del coeficiente Q , llamado de disipación específica o más comúnmente, factor de calidad. Su inverso viene dado por la fricción interna, que representa la fracción de energía disipada durante un periodo.

Los factores Q de cada material y asociados a cada onda sísmica, son valores adimensionales que miden la fricción interna o anelasticidad del material si éste se somete a ciclos de esfuerzos a una frecuencia dada, ω (Aki y Richards, 1980).

Explícitamente son una medida de la energía perdida a cada frecuencia, ω , al cabo de cada ciclo. Matemáticamente, se expresa como se muestra en la Ecuación 2.2.

$$\frac{\Delta E_{a.a.}}{E} = -\frac{2\pi}{Q(\omega)} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

En la Ecuación 2.2, E expresa la energía almacenada en el volumen de material y $\Delta E_{a.a.}$, la energía perdida en cada ciclo debido a las imperfecciones en la elasticidad del material.

Así pues, valores altos de Q indican materiales elásticos y cuando se va hacia valores menores estamos acercándonos a materiales cada vez menos elásticos que producirán atenuación de la energía en la interacción con ella.

También, se trabaja con otro parámetro, γ , el factor de atenuación anaelástica que se relaciona inversamente con Q , con u , la velocidad de propagación de la onda y f , la frecuencia de la onda (Ecuación 2.3).

$$\gamma = \frac{\pi \cdot f}{u \cdot Q} = \frac{\pi}{Q \cdot \Delta r} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Si expresamos la Ecuación 2.2 en términos del parámetro γ (Ecuación 2.3) obtenemos la Ecuación 2.4.

$$\frac{\Delta E_{a.a.}}{E} = -2 \cdot \gamma \cdot \Delta r \quad \text{Ecuación 2.4}$$

2.2.4. Relaciones predictivas del movimiento del suelo o relaciones de atenuación sísmica

Una vez evaluados los dos fenómenos principales en la Ecuación 2.5 se plantea la relación global que regirá la atenuación de la energía

$$\Delta E = \Delta E_{e.g.} + \Delta E_{a.a.} = - \left(n \cdot \frac{\Delta r}{r} + 2 \cdot \gamma \cdot \Delta r \right) \quad \text{Ecuación 2.5}$$

La Ecuación 2.diferencial se puede solucionar integrándola, tal y como se muestra en la Ecuación 2.6, Ecuación 2.7 y la Ecuación 2.8.

$$\int \frac{dE}{E} = -\int \left(\frac{n}{r} + 2 \cdot \gamma \right) dr \quad \text{Ecuación 2.6}$$

$$\ln E = -n \cdot \ln(r) - 2 \cdot \gamma \cdot r + K \quad \text{Ecuación 2.7}$$

$$E(r) = K \cdot r^{-n} \cdot e^{-2 \cdot \gamma \cdot r} \quad \text{Ecuación 2.8}$$

La Ecuación 2.8 es una relación que describe la atenuación de la energía con la distancia, la cual sólo da cuenta del fenómeno de la atenuación en la fase de la propagación de las ondas sísmicas y esto lleva a una ecuación tipo como la que se muestra en la Ecuación 2.9 en donde los coeficientes α , β y δ se ajustan empíricamente a partir de datos experimentales y donde Ω representa un parámetro relacionado con la energía.

$$\ln \Omega = \alpha + \beta \cdot \ln(r) + \delta \cdot r \quad \text{Ecuación 2.9}$$

Sin embargo, es útil añadir términos que den cuenta de la fuente y de las condiciones locales en donde se registra el terremoto. De este modo se pueden encontrar distintas relaciones las cuales se ajustan para diferentes tipos de sismicidad, tipos de fallas y tipos de suelo.

Añadiendo estos términos la ecuación general se expresa como se muestra en la Ecuación 2.10, siendo ahora A , B , C , D y E los coeficientes a ajustar.

$$\ln \Omega = A + B \cdot M + C \cdot \ln(r) + D \cdot r + E \cdot S \quad \text{Ecuación 2.10}$$

Normalmente la energía no es un parámetro con el que se suele trabajar para la descripción de la atenuación sísmica y se opta por relacionarla con otros parámetros (representados en las ecuaciones hasta ahora como Ω) como por ejemplo, la máxima aceleración registrada, la máxima velocidad, el máximo desplazamiento, la intensidad u ordenadas espectrales de aceleración según sobre qué parámetro se quiere realizar la estimación de la peligrosidad sísmica.

Así, para estudios de peligrosidad las relaciones de atenuación se usan como una simplificación de los registros reales, en donde estos se evaluarán con parámetros como el valor máximo de aceleración (PGA), intensidad o espectros de aceleración.

De forma general la fuente se evalúa a través de la magnitud.

Las condiciones locales del suelo, cuando se consideran, se toman haciendo subdivisiones de tipos de suelo en 2, 3 o más categorías (roca dura, conglomerados, sedimentos,...) de acuerdo con las condiciones geológicas del emplazamiento.

En general, los distintos aspectos relativos a los términos que definen las relaciones de atenuación conllevan controversias.

Uno de ellos es la elección del tipo de magnitud a considerar (M_L , M_S , M_W ,...).

También se discute qué distancia es la que se tiene que tener en cuenta, la epicentral, la hipocentral, la menor de entre las dos u otras definiciones de distancia, como las distancias al plano de falla entre otras.

Cabe remarcar que la relación general que se propone está bajo la condición de una propagación isotrópica (frentes de onda esféricos o cilíndricos), pero mapas de isosistas observados claramente muestran efectos de directividad. Esto se podría tener en cuenta añadiendo un término azimutal, el cual teóricamente corregiría la aproximación de la isotropía. Sin embargo no es recomendable debido a la probable insuficiencia de datos.

2.3. Relaciones de atenuación sísmica existentes en el área del Mediterráneo

En esta sección se revisan brevemente estudios sobre las relaciones de atenuación sísmica realizados previamente en regiones que comprenden la vertiente mediterránea. Un resumen de todos ellos se muestra en la Tabla 2.1.

En lo que respecta a los estudios referentes al ajuste de relaciones de atenuación sísmica para la Península Ibérica se encuentra que son realmente escasos. Dos de ellos son Cabañas et al.(1999) y Cantavella et al. (2004).

En el trabajo de Cabañas et al.(1999) se establecen relaciones de atenuación del valor de aceleración máximo, PGA, para la Península Ibérica y para la vertiente mediterránea indistintamente. Los ajustes para la península ibérica se realizan principalmente usando datos pertenecientes al sureste de la península ibérica. Para la vertiente mediterránea, los datos usados provienen de distintas áreas, predominando los datos provenientes de Italia.

Los modelos matemáticos para realizar los ajustes que aplican son los usuales en este tipo de estudios (regresión multilineal, regresión no lineal, regresión en cadena,...). La ecuación funcional que escogen es ajustar el logaritmo del valor máximo de aceleración, PGA en función de un término independiente, un término dependiente de la magnitud y otro dependiente de la distancia.

Para la magnitud y la distancia escogen diferentes definiciones que combinan para ofrecer diferentes relaciones con diferentes variables. En particular, consideran la escala de magnitudes de ondas de superficie M_s y la escala de magnitudes locales M_L . Para la distancia tienen en cuenta la distancia epicentral y la hipocentral corregidas con parámetros constantes que toman valores entre 10 y 20 km. Las condiciones locales del suelo se consideran clasificando los emplazamientos en roca dura, roca sedimentaria y conglomerados, y finalmente, aluviones y sedimentos no consolidados.

El estudio propuesto por Cantavella et al. (2004) se centra en la caracterización de la atenuación sísmica en el sureste de la península ibérica usando registros de velocidad de banda ancha (*broad-band*). Presentan el ajuste de una relación de atenuación para

el valor máximo de aceleración (PGA) y algunas ordenadas espectrales del espectro de aceleraciones, así como la estimación de relaciones $Q = Q(\omega)$.

Otros estudios en el Sur de Francia (Marin et al., 2004) y en la región de los Pirineos (Drouet et al., 2005) se han realizado al mismo tiempo que este trabajo. Estos trabajos presentan coincidencias con el área de aplicación de sus relaciones de atenuación. El artículo de Drouet et al. (2005) presenta un estudio de parámetros sismológicos en el área de los Pirineos dando valores de Q y de patrones de propagación de ondas sísmicas, concluyendo que la propagación de las ondas sísmicas en la región es una expansión hiperesférica donde la atenuación anelástica no juega un papel importante.

Marin et al. (2004) propone una relación de atenuación sísmica con un número muy reducido de datos observacionales para ser aplicada en un estudio probabilista de estimación de la peligrosidad sísmica (PSHA) para áreas metropolitanas de Francia.

Para otras áreas mediterráneas, se pueden mencionar los trabajos de Theodulidis (1998), Theodulidis y Papazachos (1992), Skarlatoudis et al. (2003) para Grecia y Sabetta y Pugliese (1996), entre otros para Italia.

Últimamente, durante la finalización de la presente tesis han surgido nuevos resultados para áreas más generales, aplicables a Europa y a áreas europeas. Estos son Ambraseys et al. (2005a), Ambraseys et al. (2005b) y Bragato y Slejko (2005)

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

Tabla 2.1 Resumen de algunas relaciones de atenuación. Se muestra el tipo de distancia usado, la escala de magnitud, el tipo de variables Y y X, usadas, así como sus unidades, los coeficientes A (término independiente), B (coeficiente de la magnitud), C (coeficiente de expansión geométrica) y D (coeficiente de atenuación anaelástica); y finalmente, los rangos de validez en distancia y magnitud.

Función general de atenuación $Y = A + B \cdot M + C \cdot X + D \cdot r$									
Artículo	r	M	Y	A	B	C	D	Rango de r (km)	Rango de M
			X						
Ambraseys et al., 1996.	$r = \sqrt{D_{epicentral}^2 + 3.5^2}$	M_S	\log_{10} PGA, g	-1.48	0.266	-0.922	--	1- 200	4.0-7.5
			$\log_{10} r$						
Sabetta and Pugliese, 1996.	$r = D_{epicentral}$	$M = M_L$ If $M_L \leq 5.5$	\log_{10} PGA, g	-1.845	0.363	-1.0	--	1-200	4.6-6.8
			$\log_{10} r$						
Cabañas et al, 1999. (Mediterraneo)	$r = D_{epicentral} + 20$	M_L	\ln PGA, cm/s^2	8.463	0.699	-2.262	0.011	1-200	3.5-6.5
			$\ln r$						
Cabañas et al., 1999. (Península Ibérica)	$r = D_{epicentral} + 10$	M_{bLg}	\ln PGA, cm/s^2	0.003	1.611	-1.543	--	1-200	2.0-5.0
			$\ln r$						
Skarlatoudis et al., 2003.	$r = D_{epicentral}$	M , moment magnitud	\log_{10} PGA, cm/s^2	0.86	0.45	-1.27	--	1-160	4.5-7.0
			$\log_{10} r$						
Cantavella et al., 2004.	$r = \sqrt{D_{epicentral}^2 + 6^2}$	M_{bLg}	\ln PGA, cm/s^2	-2.25	1.95	-1.65	--	4-284	2.5-5.1
			$\ln r$						
Marin et al., 2004	$r = D_{hipocentral}$	M_L	\log_{10} PGA, g	-3.93	0.78	-1.5	--	3-50	2.5-5.6
			$\ln r$						
Este estudio	$r = \sqrt{D_{epicentral}^2 + 10^2}$	M_L	\log_{10} PGA, g	-1.8	0.45	-1.6	-0.0013	7.5-542	3.8-5.2
			$\log_{10} r$						

2.4. Los datos

2.4.1. Selección de acelerogramas

En este estudio se escogen de forma homogénea datos de componentes horizontales que provienen de registros de movimiento fuerte o, datos usados tradicionalmente para este tipo de estudios debido a que los registros sísmicos velocimétricos para sismos de magnitud elevada quedaban habitualmente saturados.

Los datos utilizados en este trabajo se han obtenido a través de distintas organizaciones: Réseau Accélérométrique Permanent (RAP, France), Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain), Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC, Spain), Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Institut d'Estudis Andorrans (CRECIT, IEA, Andorra), Servizio Sismico Nazionale junto con ENEL (SSN-ENEL, Italy).

La selección de los datos disponibles se ha realizado en base a varios criterios. El primer criterio es la localización geográfica de los sismos y las estaciones que los han registrado. La localización se estima inicialmente como NE de la Península Ibérica, el SE de la Península Ibérica, Italia, Pirineos, la costa mediterránea francesa entre España e Italia (costa de Niza) y el norte de África (Marruecos y N. Argel). De esta forma se está cubriendo una amplia región que comprende la vertiente occidental mediterránea (Figura 2.3).

Se escogen eventos en esta región que no sean inferiores a una magnitud 4.0, magnitud, considerada umbral para la observación de posibles daños en la región epicentral y por tanto, de interés ingenieril. Un límite inferior mayor que cuatro nos reduciría el número de sismos críticamente. El límite superior viene dado por el sismo mayor que se disponga.

Las distancias, en este caso epicentrales, tenidas en cuenta son básicamente las que hay disponibles y su límite superior está alrededor de los 600km. Se dispone de distancias tan lejanas debido a la sensibilidad que ofrece actualmente la instrumentación sísmica. Las distancias epicentrales más cercanas disponibles son de

alrededor 10 km, no siendo muy numerosas debido a la poca densidad de estaciones acelerométricas instaladas en el área de estudio.

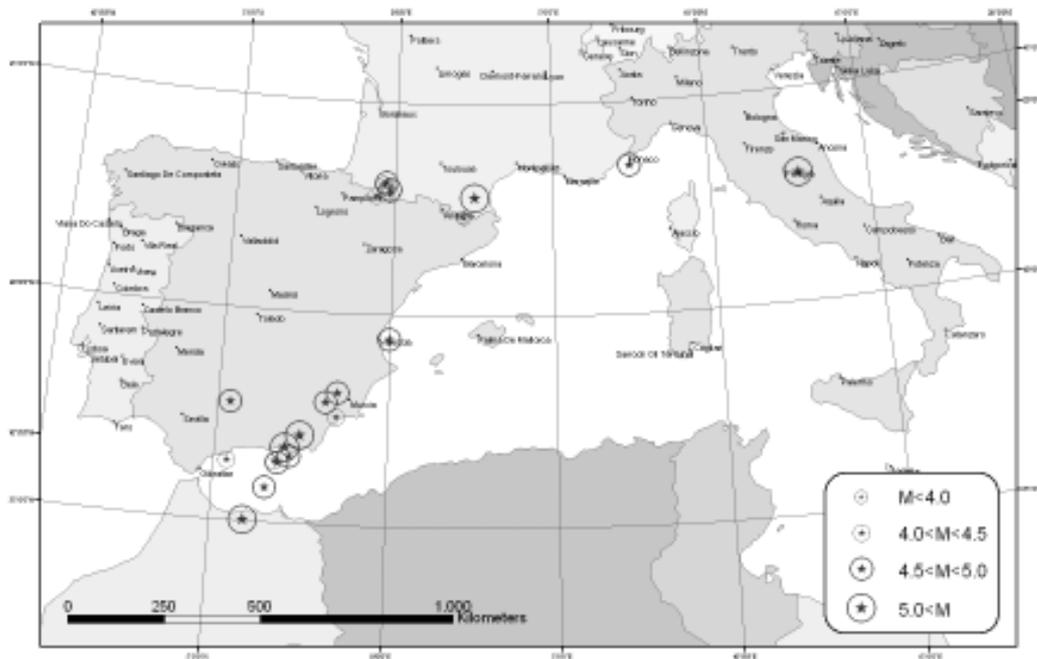


Figura 2.3. Mapa con los epicentros de los sismos seleccionados.

Finalmente, se han desechado aquellos registros que están saturados, los que no han superado en su totalidad la resolución del respectivo sistema de registro, los que tienen gaps y los que la señal no supera el ruido de fondo. Este último punto aunque se ha tratado de manera cualitativa en una primera fase, se comprueba que cumple con el criterio estándar que la señal supere tres veces el nivel de ruido de fondo.

En total después de la aplicación de los criterios comentados los registros acelerométricos que se obtienen en primera fase son 280, pertenecientes a 26 sismos con magnitudes entre 3.8 y 6.0 y distancias epicentrales entre 7.5 km y 542 km, cuyos epicentros se muestran en la Figura 2.3. La distribución del número de los registros existentes en función de la magnitud y de la distancia se muestra en la Figura 2.4.

En concreto de la región de Italia se escogen unos 90 registros pertenecientes a tres sismos de la crisis sísmica de Umbría-Marche del 1997. Para la región del SE de la Península Ibérica se tienen en cuenta 56 registros pertenecientes a 13 sismos. De la vertiente mediterránea cercana a Niza (S. de Francia) sólo se cuenta con el sismo de Niza de 25-Feb-2001, $M_L=4.7$, sismo ampliamente registrado por numerosas estaciones. En concreto se han seleccionado 32 de sus registros. De la región pirenaica (NE de la península) se cuenta con 9 sismos que dan lugar a 102 registros de aceleración.

En la Tabla A.1 del Apéndice A se adjunta un listado completo de los registros seleccionados, especificando los parámetros epicentrales, la distancia epicentral, el nombre de la estación que registró el evento y la agencia suministradora del registro.

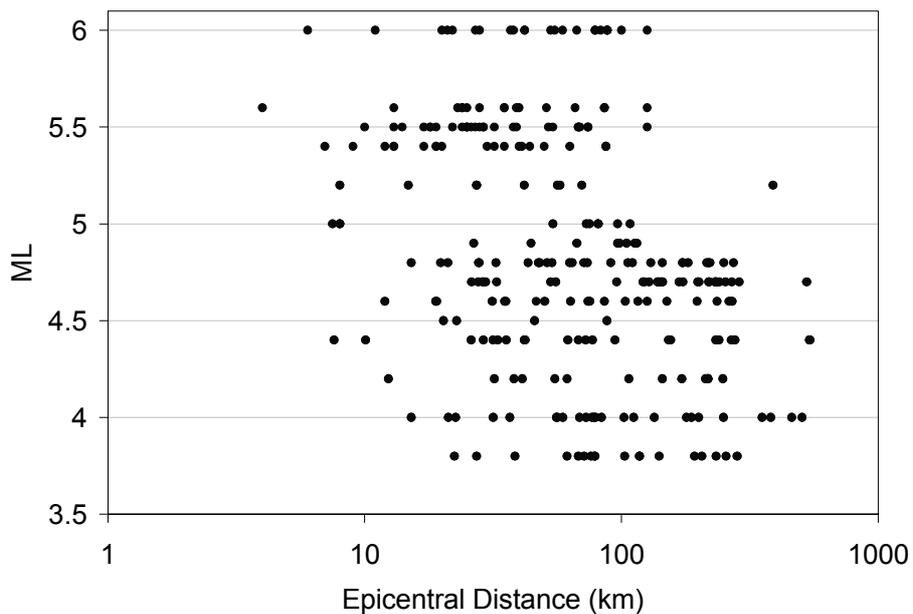


Figura 2.4. Distribución de los datos seleccionados en función de la magnitud y la distancia.

2.4.2. Información disponible de las variables explicativas.

Cada uno de los organismos proveedores de los registros seleccionados también facilita información sísmológica relativa al evento sísmico y al registro disponible. Esta información se ha recopilado para cada acelerograma (Tabla A.1, Apéndice A). En función de esta información disponible se escogen los parámetros explicativos del movimiento del suelo.

Si para un mismo evento se dispone de información en varios organismos, ésta se contrasta y se escogen los datos que se consideran más adecuados para la homogeneidad del estudio.

Los organismos suministran la información de la localización epicentral del evento correspondiente, así como las coordenadas de las estaciones que lo han registrado, lo cual permite obtener la distancia epicentral. La profundidad del sismo también se encuentra disponible pero la precisión con la que se da es dudosa en muchos casos. Por tanto, en este estudio se escoge trabajar con distancias epicentrales como parámetro explicativo de la atenuación sísmica. Para compensar el efecto de campo cercano se añade a la distancia un parámetro corrector que se establecerá adecuadamente según los ajustes que se realicen y las características sísmicas de la zona de estudio, la cual se caracteriza por sismicidad superficial.

Las magnitudes que se encuentran acostumbran a ser magnitudes locales. En concreto las magnitudes provistas por la Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) para sus registros seleccionados son magnitudes locales calculadas por Rénaiss. Los registros provenientes del Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) y del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Institut d'Estudis Andorrans (CRECIT; IEA, Andorra) se refieren a las magnitudes locales. Las magnitudes disponibles para los eventos italianos usados en este estudio del Servizio Sismico Nazionale junto con ENEL (SSN-ENEL, Italy) también se refieren a magnitudes locales. Es decir todos los registros seleccionados tienen sus magnitudes expresadas de forma homogénea en magnitudes locales excepto los registros que provienen del Instituto Geográfico Nacional que se expresan en M_{bLg} . Esta magnitud para el rango de magnitudes que estamos tratando se

asume similar a la magnitud local. Una apreciación que se puede observar en la Figura 2.5 donde se representan varias escalas de magnitud. Para magnitudes inferiores a 6.0 todas las escalas representadas son similares, excepto para la M_S . Por tanto, en este estudio se escoge trabajar las relaciones de atenuación sísmica con la magnitud local.

La elección de la escala de magnitudes locales dará lugar a que en la comparación con relaciones preestablecidas no se esté usando la misma escala de magnitudes. Este aspecto será convenientemente corregido para evitar deducciones erróneas de la comparación entre parámetros evaluados a partir de distintas escalas de magnitud.

La transformación que se realiza en este estudio para corregir esta diferencia es el paso de la magnitud M_S a M_L . Se usará una relación propuesta por Dufumier, 2000 para el Sur de Francia y Pirineos (Figura 2.6) entre M_S y M_b . Además, de acuerdo con la Figura 2.5, M_b es asimilable a M_L .

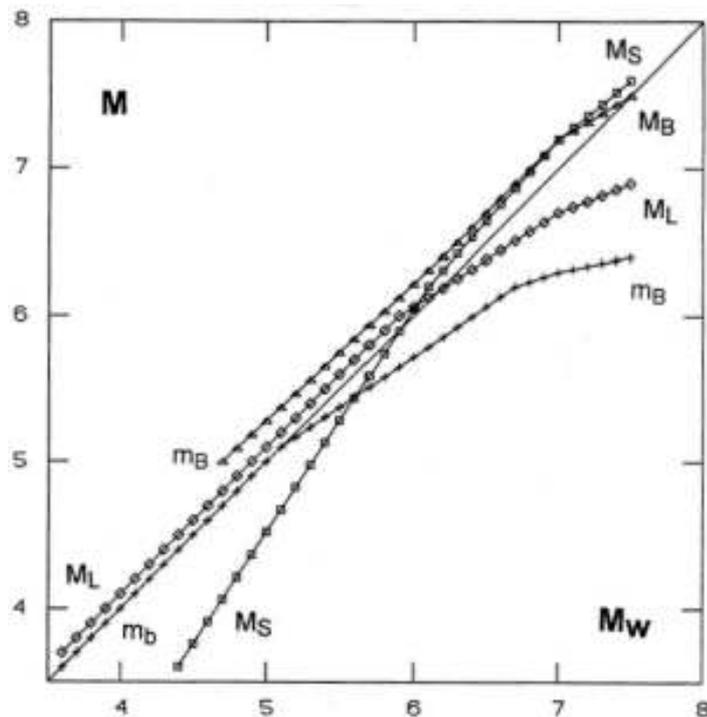


Figura 2.5. Líneas de tendencia entre escalas de magnitudes M_L (diamantes), m_b (triángulos) y M_S (cuadros) versus la magnitud momento M_w (Giardini et al, 1997, de acuerdo con Kanamori, 1983, Heaton et al., 1986).

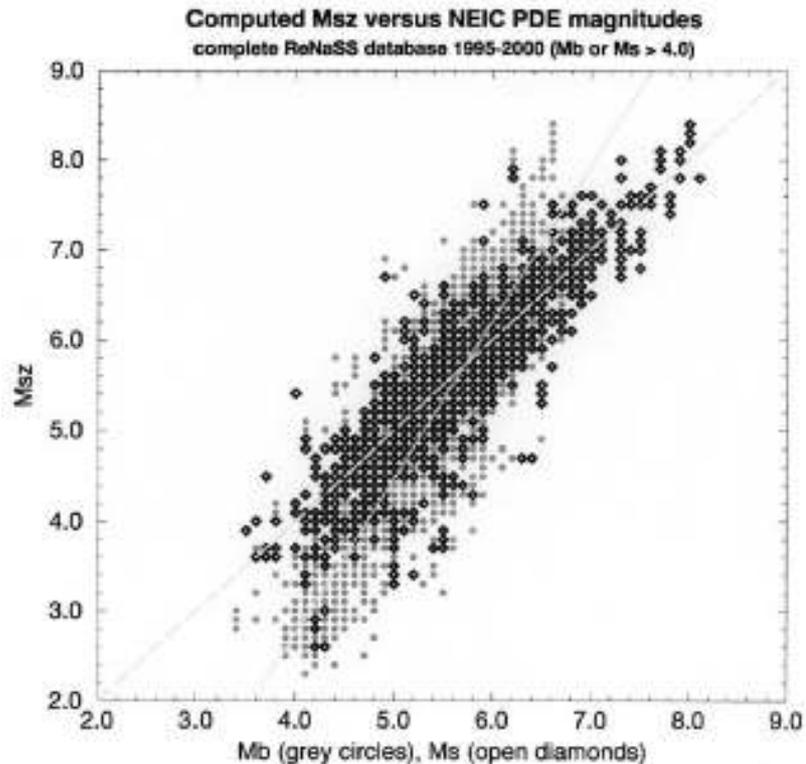


Figura 2.6. Valores de Msz calculados a partir de registros de banda ancha de la base de datos RéNaSS (1995-2000, 2500 valores), versus valores NEIC PDE Mb (círculos grises) y MS (diamantes). Las líneas que se aprecian corresponden a la bisectriz y a la regresión de Dufumier (2002) $Msz=1.75 Mb-4.3$.

Algunas de las agencias proveedoras de los datos de este estudio tienen las condiciones geológicas locales de sus estaciones bien definidas, otras no, o otras solamente describen la geología superficial. Debido a esta inhomogeneidad de criterios en la clasificación y los pocos datos que se disponen se decide no incluir la diferenciación entre las condiciones geológicas locales de las estaciones.

2.4.3. Pretratamiento y tratamiento de los datos

Los 560 registros (280x2 componentes horizontales) escogidos y que han superado los criterios de calidad se han tratado homogéneamente. La rutina establecida es encolumnar los registros y homogeneizar las unidades de aceleración en cm/s^2 . El pretratamiento escogido es la corrección de offset mediante mínimos cuadrados y la aplicación de un filtro pasabanda de 8 polos Butterworth entre 0.25 y 25Hz.

Una vez pretratados los registros se obtiene mediante integración la velocidad y el desplazamiento. Se extraen el PGA, PGV y PGD. Se calculan los espectros SD, SV y SA a un 5% de amortiguamiento y PSV también a un 5% de amortiguamiento. Todos estos cálculos conformarán una base de datos que se irá actualizando y que servirá para futuros ajustes de parámetros.

Para la realización en este estudio de los ajustes de las relaciones de atenuación sísmica en función de la magnitud local y la distancia epicentral se escoge como parámetros a ajustar y descriptivos del movimiento del suelo el PGA y los SA para 143 frecuencias con valores comprendidos entre 0.1 Hz y 34 Hz.

Como ejemplo de tratamiento de datos, se muestra en la Figura 2.7 el procesado de las formas de onda.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

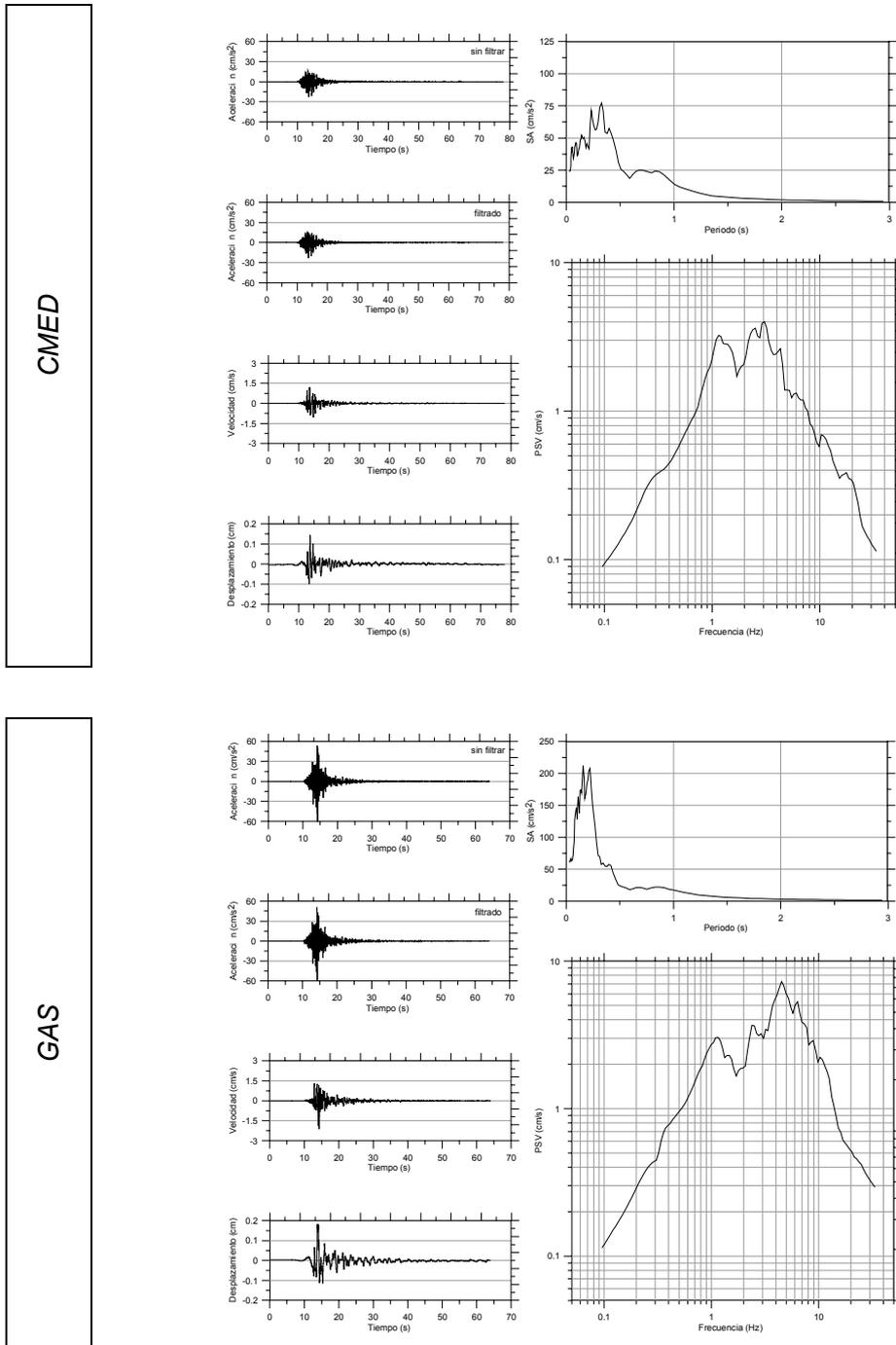


Figura 2.7. Ejemplo de registros tratados. Registros pertenecientes a una réplica del sismo de Alhucemas (07-marzo-2004) registrados por acelerógrafos de intervención instalados en el área afectada (Goula et al., 2004).

2.5. Análisis de los datos

En esta sección los valores máximos de aceleración y algunas ordenadas espectrales extraídos de los registros seleccionados anteriormente se comparan con relaciones predictivas del movimiento del suelo (o relaciones de atenuación sísmica), que se han aplicado recientemente en estudios de Riesgo Sísmico en Europa. El objetivo es discutir la validez del uso particular en la vertiente oeste del mediterráneo de algunas de estas relaciones, ya establecidas, que describen la atenuación sísmica en toda Europa.

Entre las ecuaciones usadas para realizar la comparación es destacable el trabajo de Ambraseys et al. (1996) que proporciona relaciones de atenuación para el valor máximo de aceleración (PGA) y algunas ordenadas espectrales (SA), las cuales se han usado para estudios de Riesgo Sísmico en distintas áreas de Europa o para toda Europa, como por ejemplo en el proyecto GSHAP (1999).

De las conclusiones que se extraigan de estas comparaciones, se evaluará la necesidad de establecer una nueva ecuación predictiva del movimiento del suelo usando el valor máximo de aceleración (PGA) y de varias ordenadas espectrales (SA) para su aplicación específica a la región de la vertiente oeste del Mediterráneo.

Parte de este análisis de datos acelerométricos mediterráneos se incluye en Goula y Susagna (2006).

2.5.1. Análisis global

Para iniciar el análisis de los datos representamos el conjunto de valores máximos de la aceleración de los registros seleccionados en función de la distancia y diferenciando entre intervalos de magnitudes (Figura 2.8).

Los datos muestran una clara tendencia en función de la distancia. El hecho de considerar distintos rangos de magnitud también permite observar que existe también una dependencia con la magnitud como era de esperar.

La dependencia con la magnitud muestra dispersión y cierto solapamiento entre grados de magnitud, así como se observa la presencia de algunos datos que pudieran ser anómalos o afectados por condiciones locales. Esto hará esperar que la mayor parte del error en el ajuste de una relación de atenuación sísmica con estos valores vendrá de la dependencia con la magnitud y la dificultad que ya se observa en resolver esta dependencia.

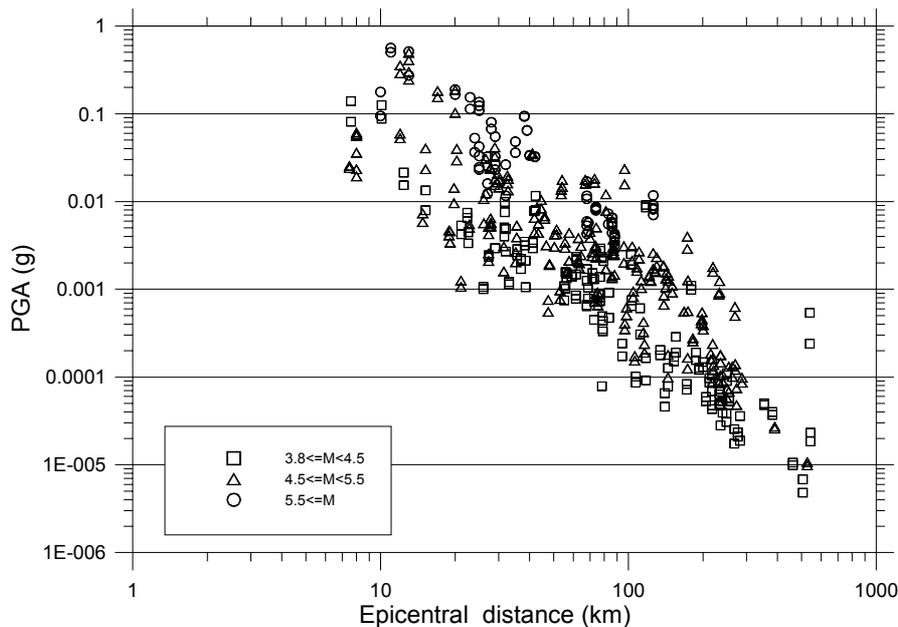


Figura 2.8. Distribución de los PGA en función de la distancia y la magnitud.

En la Figura 2.9 no sólo se muestran los valores experimentales encontrados distinguiendo entre intervalos de magnitud sino que se añade la relación original de Ambraseys et al. (1996). Esta relación usa como escala de magnitudes la escala M_S . Cabe comentar observando la Figura 2.5, que esta escala de magnitudes no es comparable con la escala de magnitudes (M_L) y el rango de magnitudes usados para los

datos experimentales. Están representadas las magnitudes M4.0, M5.0 y M6.0 con los márgenes equivalentes a una desviación estandar superior a la magnitud superior M6.0 y a una desviación estandar inferior a la magnitud inferior M4.0.

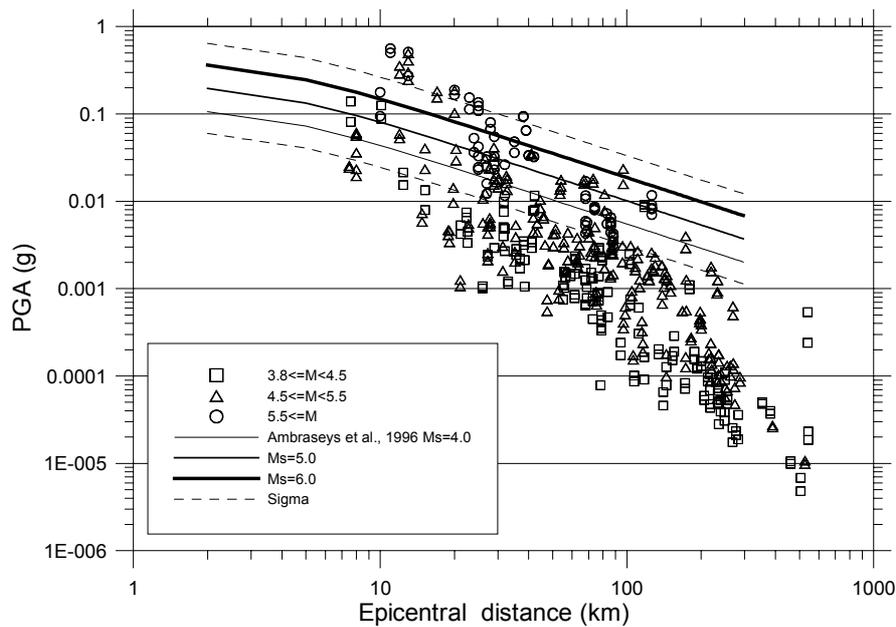


Figura 2.9. Datos junto con las relaciones de Ambraseys et al., (1996) para M_S 4.0, M_S 5.0 y M_S 6.0 y los márgenes de confianza (sigma).

La Figura 2.10 es la misma representación de datos y curvas que la Figura 2.9 con la diferencia fundamental que la escala de magnitudes de las curvas de Ambraseys et al. (1996) ha sido corregida de forma que ahora se expresan en magnitud local, M_L . Esta adaptación se ha podido realizar usando la relación propuesta por Dufumier (2002) que se mostró anteriormente en la Figura 2.6. La transformación en este caso es apropiada debido a que según el rango de magnitudes con las que se está trabajando (3.5-6.0 aproximadamente) es posible aproximar M_L por M_b con lo que la relación de Dufumier (2002) que transforma M_S en M_b se usa aquí para pasar directamente de la magnitud M_S , a la magnitud local, M_L . Si bien es cierto cuando nos vamos acercando a M6.0 la aproximación no es del todo válida, veremos más adelante que nos vamos a interesar

por un rango de magnitudes más reducido que no va a superar la M5.5 y esta transformación sólo se va a utilizar para el análisis comparativo de los datos con relaciones de atenuación sísmica preestablecidas.

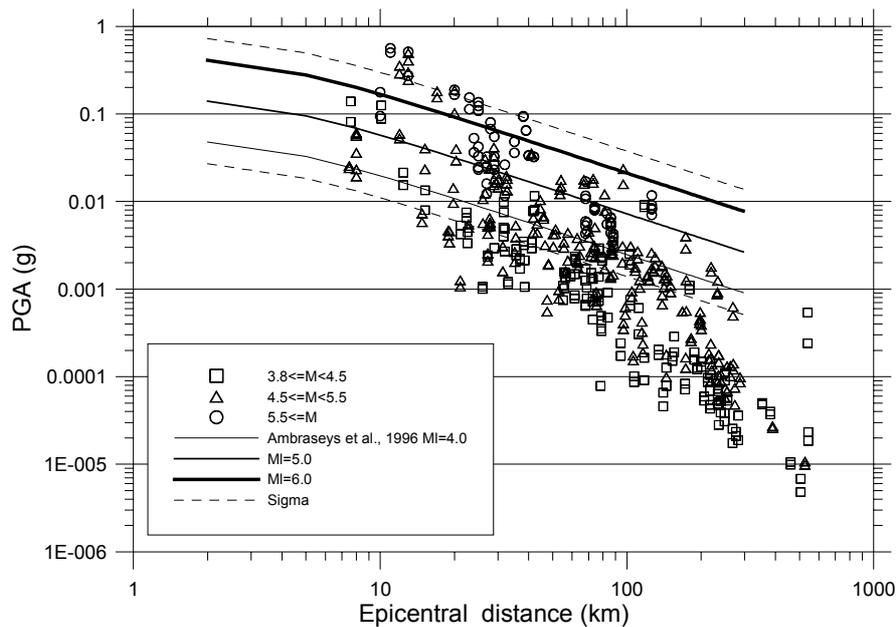


Figura 2.10. Datos junto con las relaciones adaptadas a M_L de Ambraseys et al., (1996) para M_L 4.0, M_L 5.0 and M_L 6.0 y los márgenes de confianza (sigma).

La Figura 2.10 representa una mejora en la visualización de los datos junto con las curvas Ambraseys et al. (1996) debido a la homogeneidad en las escalas de magnitud, ahora todas expresadas en magnitud local, M_L. Los cambios principales que se observan son el cambio en los niveles de las curvas. Para magnitudes menores a M_L 6.0 los valores predichos estaban sobreestimados y ahora se predicen movimientos del suelo con la distancia menores para las mismas magnitudes debido a que la dependencia en magnitud se ha visto incrementada con los cambios explicados en el párrafo anterior. De la misma manera el término independiente de la ecuación generadora de estas curvas predictivas se ha incrementado. Estos incrementos hacen que las curvas modificadas respecto a las originales muestren unas diferencias tales

que los movimientos predichos para una cierta magnitud ahora son los predichos para un grado de magnitud inferior.

Se pueden extraer más observaciones de la Figura 2.10. Respecto a los datos observacionales recopilados, la primera y más importante es que un gran porcentaje de ellos se sitúan por debajo de las curvas predictivas de movimientos del suelo a nivel europeo (Ambraseys et al., 1996) de su correspondiente magnitud. Se observan comportamientos de mayor atenuación del movimiento para distancias superiores a 50 km en adelante. Este fenómeno ya fue observado por el Réseau Accelero-métrique Permanent (RAP) con los datos recopilados y el análisis que realizaron para el sismo de Niza (GIS-RAP, 2003).

2.5.2. Análisis regional

El origen regional de los datos requiere de un análisis más detallado. Los datos todos pertenecen a la vertiente mediterránea occidental pero pueden dividirse en tres regiones más pequeñas que serían los registros procedentes de la región italiana, los procedentes del sureste de la península ibérica y los que pertenecen a la región pirenaica incluyendo en este grupo los sismos del sureste de Francia.

2.5.2.1. Análisis de los datos italianos

Los datos italianos pertenecen a los sismos de la crisis sísmica de Umbria-Marche del 1997. Sus valores de aceleración máximos, PGA, se representan junto con las curvas europeas de las magnitudes M5.0 y M6.0 en la Figura 2.11.

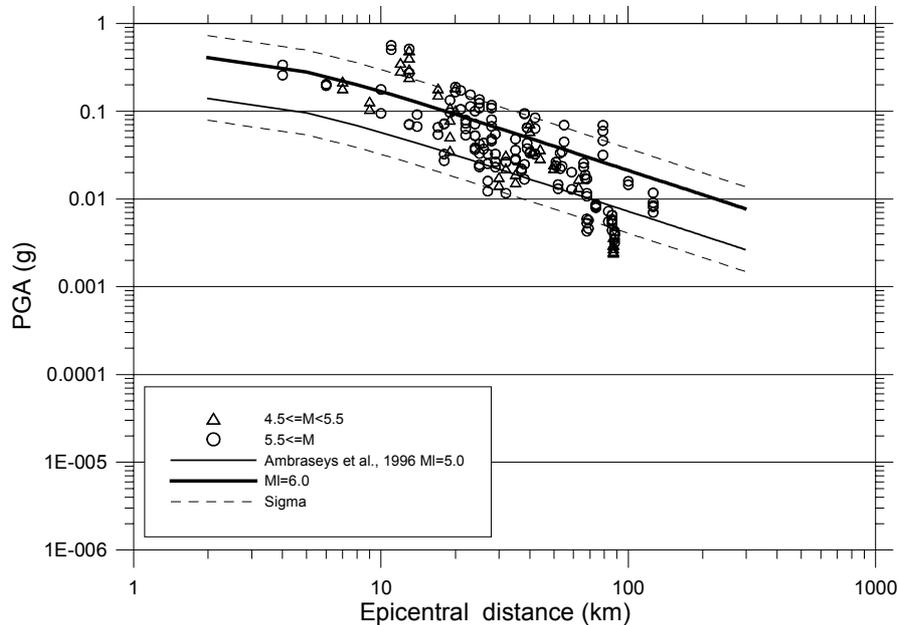


Figura 2.11. Datos italianos junto con las relaciones adaptadas a M_L de Ambraseys et al., (1996) para M_L 5.0 and M_L 6.0 y los márgenes de confianza (sigma).

De la observación de la Figura 2.11 se puede concluir que los datos italianos están predichos aceptablemente por las relaciones europeas representadas junto a ellos, ya que son anteriores a la ocurrencia de estos sismos.

Cabe comentar que en la base de datos usada para el establecimiento de estas relaciones de validez en el área europea propuestas por Ambraseys et al. (1996) un alto porcentaje de datos pertenecen a datos italianos, lo cual explica la buena predicción de estas relaciones para los datos seleccionados en este estudio pertenecientes a Italia.

En la Figura 2.12 es posible observar los datos experimentales comparados con otras relaciones de atenuación para Europa y regiones de Europa.

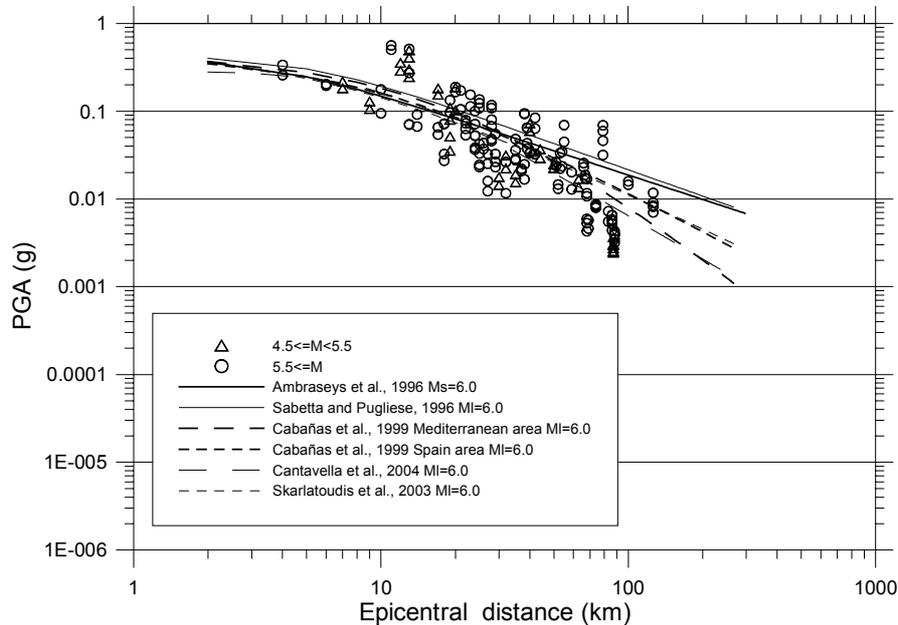


Figura 2.12. Datos italianos junto con varias relaciones de atenuación. La curva de Ambraseys et al (1996) curve representa la predicción europea. Sabetta y Pugliese (1996) representa la predicción regional italiana. Cabañas et al. (1999) predice el movimiento para el área mediterránea y de la Península Ibérica. Cantavella et al. (2004) representa la predicción del SE de la Península Ibérica. La curva de Skarlatoudis et al. (2003) representa al área N de Grecia.

La Figura 2.12 muestra como las relaciones propuestas por Ambraseys et al. (1996) y Sabetta y Pugliese (1996) para M6.0 son muy similares. También las relaciones propuestas por Cabañas et al. (1999) para España y Skarlatoudis et al. (2003) para Grecia coinciden en sus predicciones, quedando por debajo de las anteriores para las mayores distancias. Finalmente, Cabañas et al. (1999) para el Mediterráneo y Cantavella et al. (2004) también coinciden entre ellas quedando por debajo de todas las otras relaciones para las mayores distancias. Para distancias cortas todas las relaciones son similares para esta magnitud.

Con respecto a los datos experimentales representados, los datos de campo cercano o cortas distancias, están bien descritos por cualquiera de estas relaciones, hecho que no ocurre a medida que vamos a distancias mayores. Solamente un grupo de datos en campo próximo se separa de las curvas quedando por encima de ellas. Estos datos son

datos afectados por un fuerte efecto de amplificación local en el área de Colfiorito (Gaffet et al., 2000).

Incluso para distancias alrededor de los 50 km podríamos afirmar que cualquier relación de atenuación de las representadas en la Figura 2.12 ajustan bien los datos. Es a partir de 100 km, campo lejano, que los datos están más de acuerdo con las curvas de mayores pendientes y por tanto, de mayor tasa de atenuación del movimiento con la distancia.

2.5.2.2. Análisis de los datos de la región Sureste de España

Por el contrario, los datos pertenecientes a la región del sureste de la Península Ibérica están por debajo de las relaciones de Ambraseys et al. (1996) y superan los límites de confianza, de forma que no ajustan adecuadamente los datos (Figura 2.13).

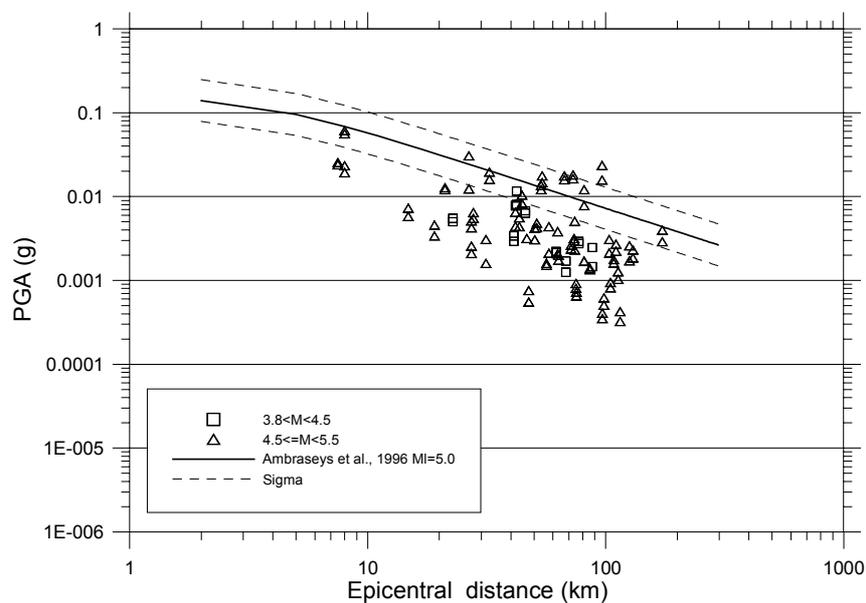


Figura 2.13. Datos del sureste de la Península Ibérica junto con las relaciones adaptadas a M_L de Ambraseys et al., (1996) para M_L 5.0 y los márgenes de confianza (sigma).

En la Figura 2.14 se muestran las varias relaciones ya mostradas anteriormente pero para M5.0 en comparación con los datos de la región sureste de la Península Ibérica. Hay varios aspectos destacables a comentar. El primero es que la relación de Ambraseys et al.(1996) y la de Sabetta y Pugliese (1996) para M5.0 otra vez ofrecen resultados similares, al igual que para las curvas de M6.0 comentadas previamente. La relación de Cabañas et al. (1999) para M5.0 para el Mediterráneo mantiene la misma tendencia con respecto a las otras dos relaciones, ajustando bien las distancias cercanas e intermedias, y mostrando mayores atenuaciones para mayores distancias. El resto de relaciones todas quedan por debajo, siendo la de Cantavella et al. (2004) la que ofrece niveles más bajos que el resto para todo el rango de distancias. De la Figura 2.15 poco se puede comentar debido a los escasos datos disponibles.

Debido a la dispersión de los datos experimentales no es posible escoger ninguna relación como la que mejor los ajusta, pero queda claro que quedan por debajo de las relaciones europeas e italiana. Las tasas de decrecimiento del movimiento con la distancia que muestran las relaciones para la Península Ibérica (Cabañas et al., 1999; Cantavella et al., 2004) y para Grecia (Skarlatoudis et al., 2003) parecen estar de acuerdo con la atenuación que muestran este conjunto de datos observados.

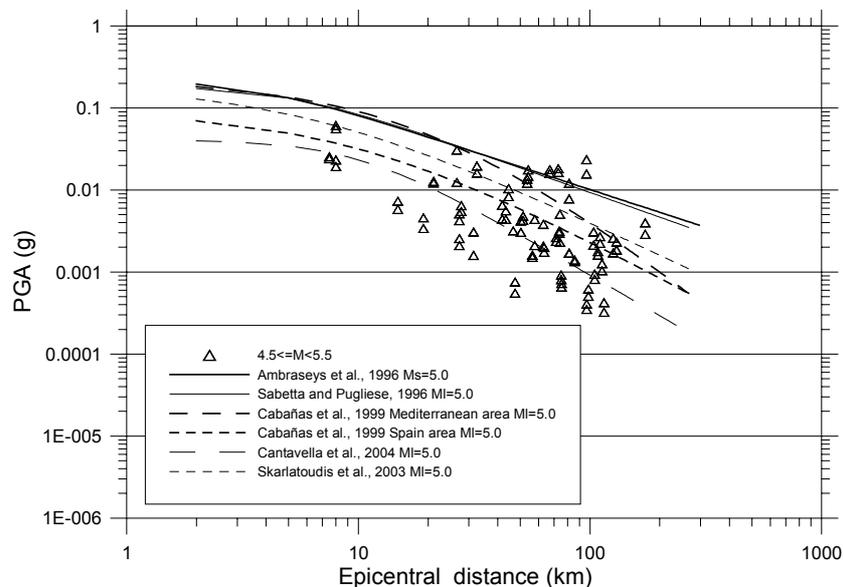


Figura 2.14. Datos del sureste de la Península Ibérica con magnitudes entre M4.5 y M5.5 junto con varias relaciones de atenuación para M5.0.

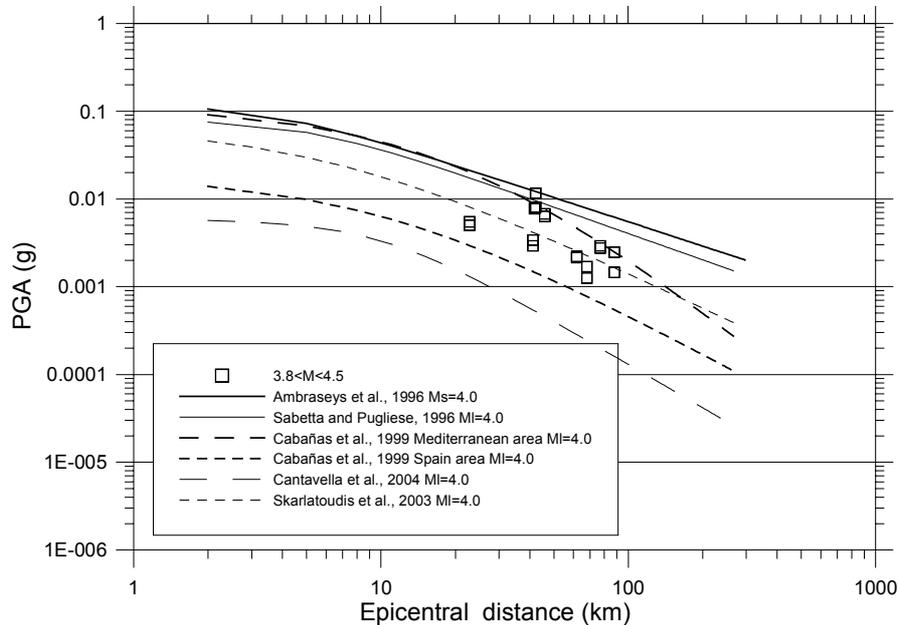


Figura 2.15. Datos del sureste de la Península Ibérica con magnitudes entre $M3.8$ y $M4.5$ junto con varias relaciones de atenuación para $M4.0$.

2.5.2.3. Análisis de los datos pirenaicos y del sureste de Francia

Los datos disponibles para la región pirenaica y del sur de Francia son bastante completos cubriendo un amplio rango de distancias de 10 km a 500 km, aproximadamente y magnitudes comprendidas entre 3.8 y 5.2.

De la observación de la Figura 2.16 se extrae la conclusión de que los datos de esta región esencialmente pirenaica presentan tasas de atenuación superiores a las propuestas por las relaciones que promedian el comportamiento del movimiento del suelo a nivel europeo. Se observa que a distancias de campo cercano quizás las relaciones europeas podrían describir adecuadamente el movimiento pero a distancias superiores a 30 km se observa la mayor tasa de atenuación del movimiento comentada.

Esto también se puede observar en la Figura 2.17 y en la Figura 2.18 donde se representan los datos divididos en dos rangos de magnitud junto con otras relaciones de atenuación, como en los casos anteriores.

La Figura 2.17 y la Figura 2.18 muestran como las relaciones de Cabañas et al. (1999) y Cantavella et al. (2004) son las que se ajustarían mejor a los datos en algunos rangos de distancias.

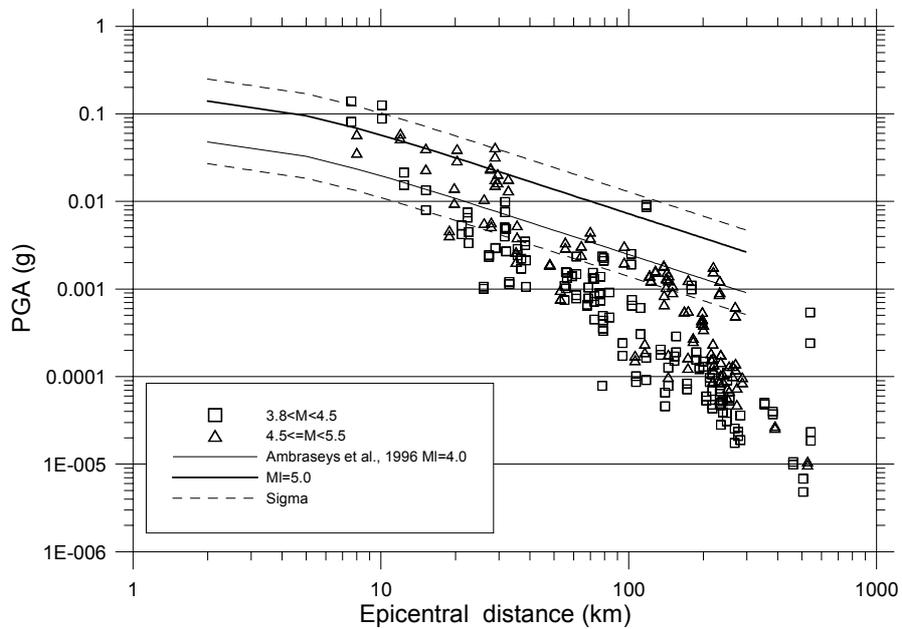


Figura 2.16. Datos pirenaicos y del SE de Francia junto con las relaciones adaptadas a M_L de Ambraseys et al., (1996) para M_L 4.0 y M_L 5.0 y los márgenes de confianza (sigma).

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

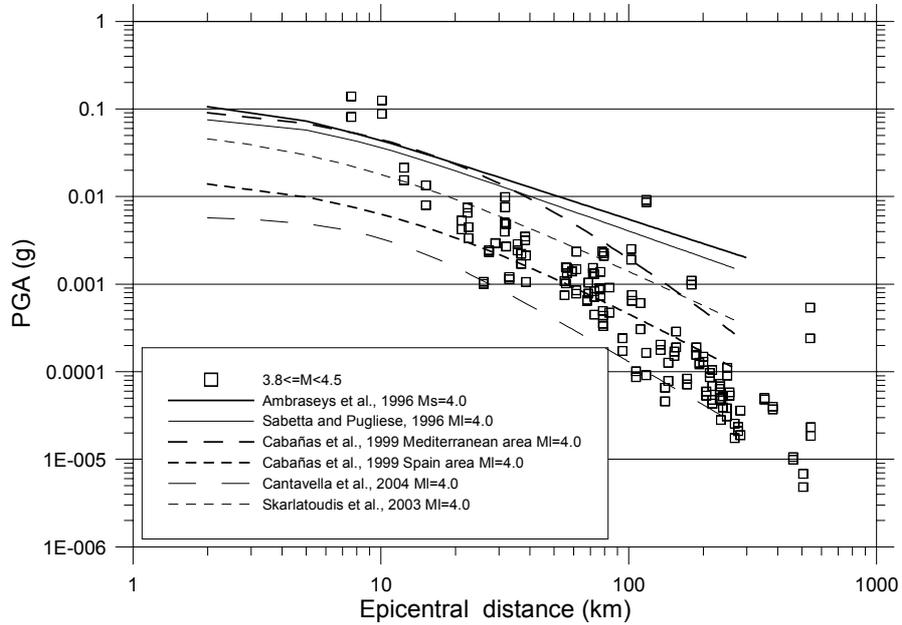


Figura 2.17. Datos pirenaicos y del SE de Francia con magnitudes entre M3.8 y M4.5 junto con varias relaciones de atenuación para M4.0.

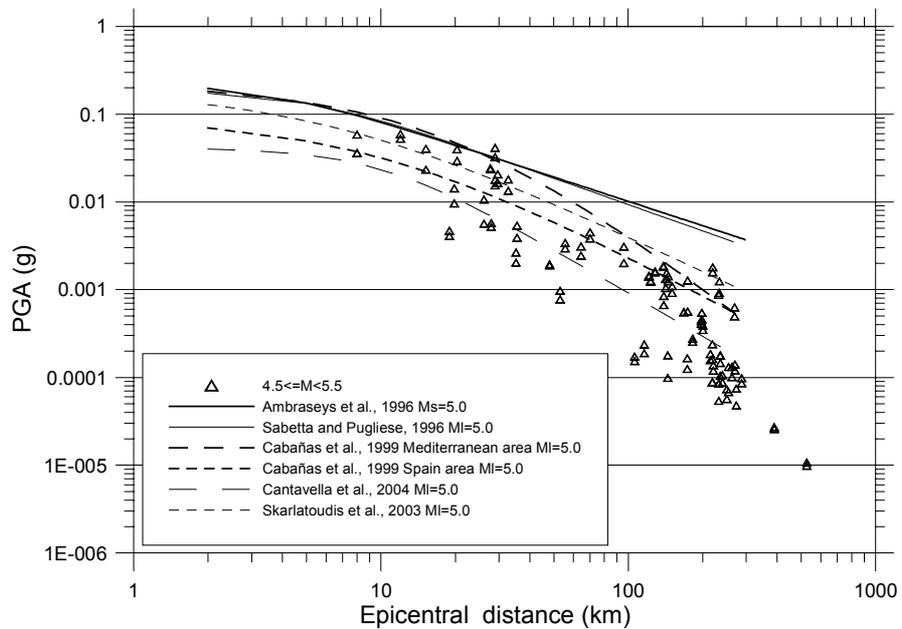


Figura 2.18. Datos pirenaicos y del SE de Francia con magnitudes entre M4.5 y M5.5 junto con varias relaciones de atenuación para M5.0.

2.5.3. Conclusiones del análisis de los datos por regiones

De todas estas comparaciones y de la observación por separado de las tres zonas geográficas, se concluye que los datos procedentes de los sismos italianos muestran un comportamiento diferente de las otras dos regiones del oeste de la vertiente mediterránea. Debido a esto no se cree adecuado agrupar estos datos italianos junto con los otros para el posterior ajuste de una relación de atenuación sísmica representativa del oeste de la vertiente mediterránea. Por tanto, sólo se agruparán los datos del sureste de la Península Ibérica, de la zona pirenaica y del sureste de Francia para tal efecto.

El ajuste de una nueva relación de atenuación está justificado debido a que ninguna de las relaciones usadas para las comparaciones ajustan adecuadamente los datos en todo su rango de distancias y magnitudes y la mayoría de ellas no ofrece relaciones para ordenadas espectrales, las cuales también se van a calcular en este estudio.

Es interesante observar un poco más los patrones de atenuación que presentan este conjunto de datos. En general se observan dos tendencias, una en el rango de distancias de 20 a 100 km y otra a partir de 100 km en adelante. Esto puede interpretarse de acuerdo con el marco teórico expuesto anteriormente: la atenuación anaelástica afecta de forma creciente a medida que nos encontramos cada vez en distancias mayores. El término de atenuación anaelástica en las relaciones de atenuación sísmica (Ecuación 2.10) hacen preveer un comportamiento de este tipo debido al tipo de dependencia lineal respecto al logaritmo del parámetro representativo del movimiento del suelo, estando presente el término de atenuación elástica o término de expansión geométrica.

De esta reflexión, se extrae la necesidad de no obviar el término de atenuación anaelástica en el momento de realizar los ajustes de los datos. Cabe comentar, que todas las relaciones preexistentes tratadas aquí, exceptuando Cabañas et al. (1999) para el Mediterráneo, desprecian el término de atenuación anaelástica.

En la Figura 2.19 se representan los datos de las dos regiones de comportamiento concordante (SE Península Ibérica, SE de Francia y Pirineos) junto con unas curvas

representativas de varias tasas de atenuación sísmica, la tasa esférica, $1/R^2$, la tasa cilíndrica, $1/R$, y una intermedia, $1/R^{1.5}$. La comparación de los datos con estas curvas muestra que los valores máximos de aceleración (PGA) muestran una atenuación algo mayor que la cilíndrica. Esto hace esperar que en el ajuste el coeficiente de expansión geométrica sea algo mayor a 1.0. También se observa como para las distancias mayores a 100 km es necesario considerar además otra tasa de atenuación que vendrá dada por el término de atenuación anelástica.

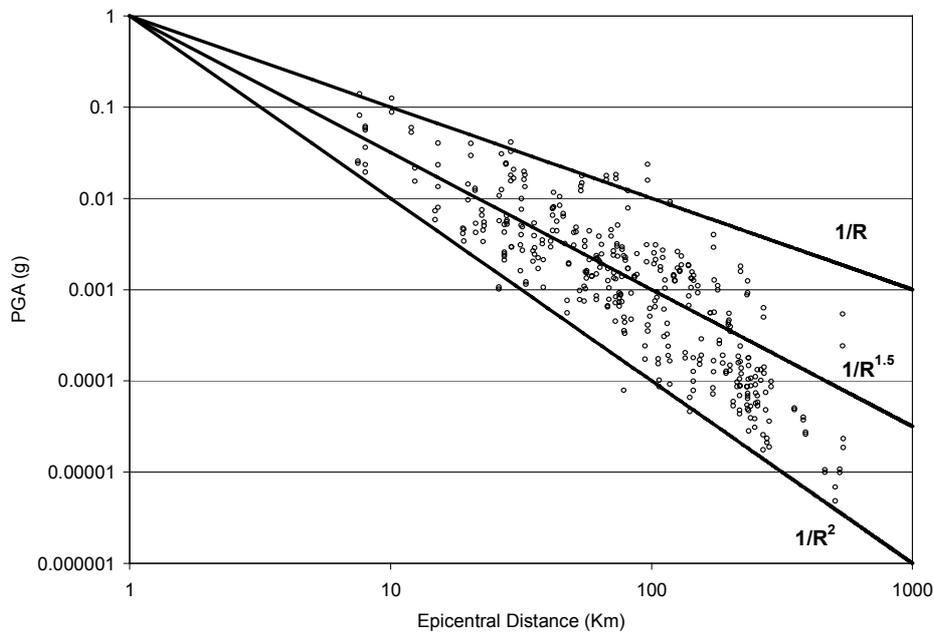


Figura 2.19. Datos del SE de la Península Ibérica junto con datos pirenaicos y del SE de Francia representados junto con diferentes expansiones geométricas, de la cilíndrica a la esférica.

Todas estas consideraciones conducen al ajuste de relaciones para los valores de aceleración máximos, PGA, y para ordenadas espectrales del espectro de aceleraciones, SA(f) para el Oeste de la vertiente mediterránea con el propósito de ofrecer nuevas expresiones de las relaciones de atenuación sísmica para esta región para el rango de magnitudes y distancia disponible.

2.5.4. Análisis de los datos a través de las ordenadas espectrales

Hasta el momento sólo se han enseñado comparaciones de las observaciones centrando el análisis en el valor máximo de aceleración, PGA. Por completitud y, ya que el trabajo de Ambraseys et al. (1996) sí ofrece curvas de atenuación para algunas ordenadas espectrales, se muestra en la Figura 2.20 y posteriores, hasta la Figura 2.24 una comparación de ellas junto con los datos observacionales de la zona sureste de la Península Ibérica, el sureste de Francia y la zona Pirineos. Estas figuras también se acompañan de las rectas que consideran los tres tipos de decaimiento, esférico, cilíndrico e intermedio.

La primera observación general que se extrae es la variación de las tasas de atenuación con la distancia a medida que vamos a periodos más largos.

La segunda es que los datos observacionales siguen situándose por debajo de las medias europeas representadas por Ambraseys et al. (1996).

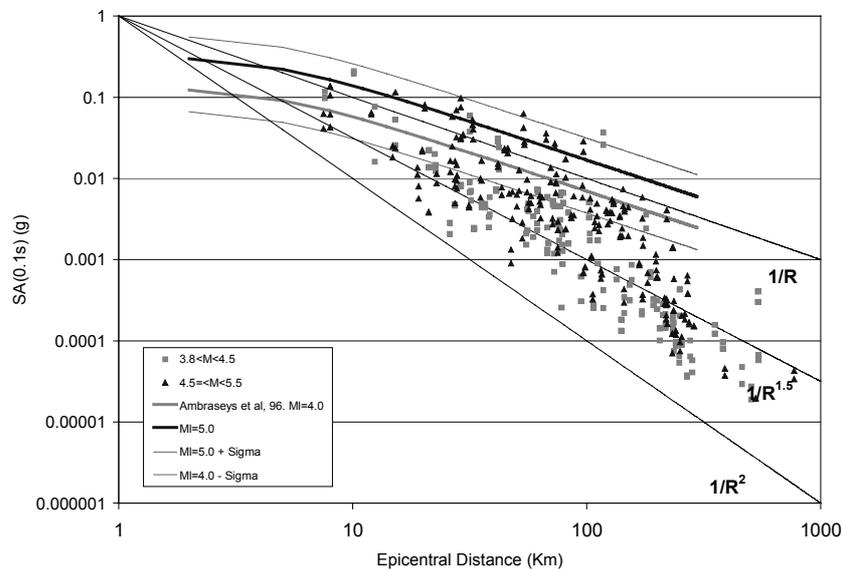


Figura 2.20. Aceleraciones espectrales observadas para SA correspondiente a $T = 0.1s$ junto con Ambraseys et al. (1996) para M4.0 y M5.0 y sus respectivos márgenes de confianza y junto con tres tipos de decaimiento.

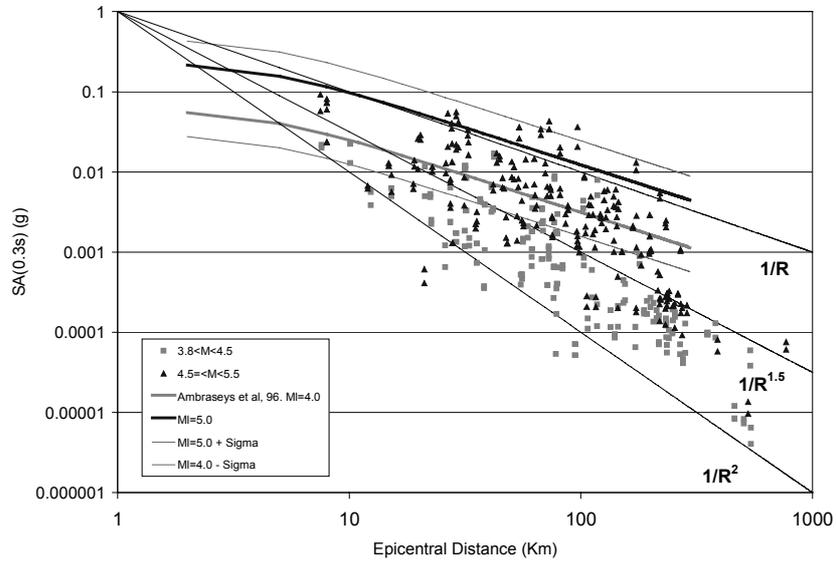


Figura 2.21. Aceleraciones espectrales observadas para SA correspondiente a $T = 0.3s$ junto con Ambraseys et al. (1996) para M4.0 y M5.0 y sus respectivos márgenes de confianza y junto con tres tipos de decaimiento.

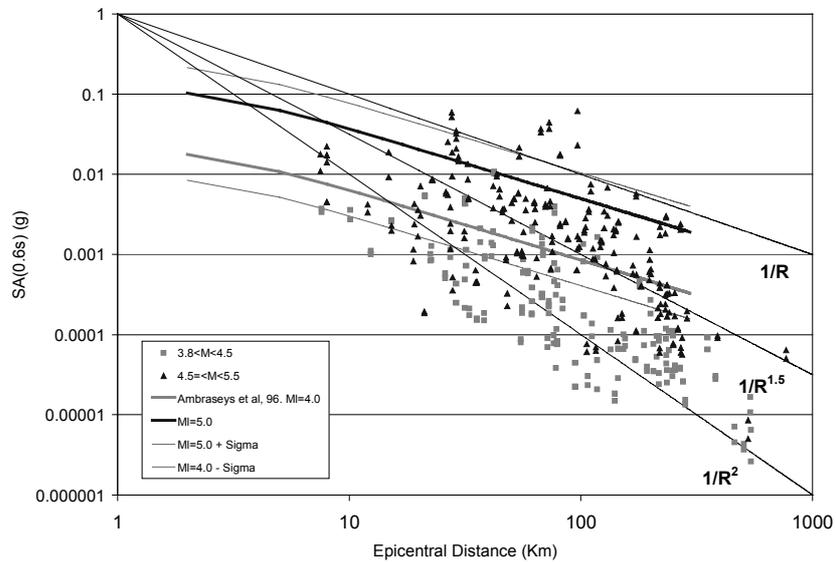


Figura 2.22. Aceleraciones espectrales observadas para SA correspondiente a $T = 0.6s$ junto con Ambraseys et al. (1996) para M4.0 y M5.0 y sus respectivos márgenes de confianza y junto con tres tipos de decaimiento.

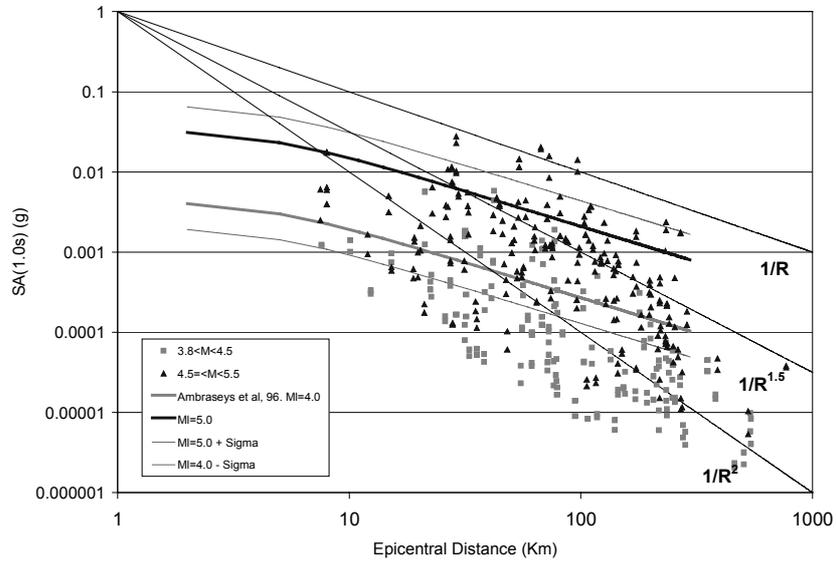


Figura 2.23. Aceleraciones espectrales observadas para SA correspondiente a $T = 1.0s$ junto con Ambraseys et al. (1996) para $M4.0$ y $M5.0$ y sus respectivos márgenes de confianza y junto con tres tipos de decaimiento.

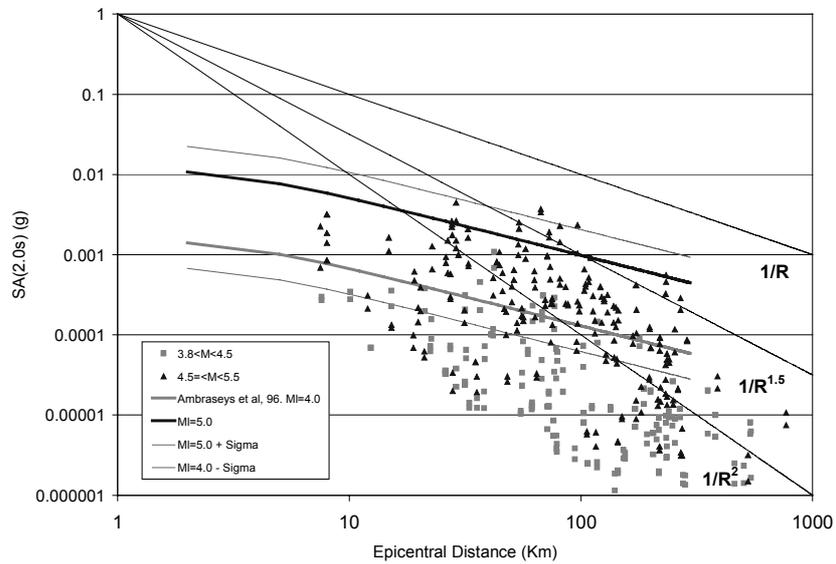


Figura 2.24. Aceleraciones espectrales observadas para SA correspondiente a $T = 2.0s$ junto con Ambraseys et al. (1996) para $M4.0$ y $M5.0$ y sus respectivos márgenes de confianza y junto con tres tipos de decaimiento.

2.6. Análisis de la regresión de los datos

El método adoptado para realizar el ajuste de los datos para la obtención de una relación de atenuación es el método de mínimos cuadrados como estimador de máxima verosimilitud. Esto permitirá encontrar los coeficientes del modelo de relación que se define a continuación en la Ecuación 2.11, la Ecuación 2.12 y la Ecuación 2.13.

$$\log_{10} PGA_H = C_1 + C_2 \cdot M_L + C_3 \cdot \log_{10} r + C_4 \cdot r \pm \sigma \quad \text{Ecuación 2.11}$$

$$\log_{10} SA_H(f) = C_1(f) + C_2(f) \cdot M_L + C_3(f) \cdot \log_{10} r + C_4(f) \cdot r \pm \sigma$$

Ecuación 2.12

$$r = \sqrt{D_{epi}^2 + h_o^2} \quad \text{Ecuación 2.13}$$

PGA_H es el valor de aceleración máximo de las componentes horizontales de los registros de aceleración y $SA_H(f)$ es la aceleración espectral de las componentes horizontales de los registros de aceleración, como variables dependientes.

Como variables independientes se cuenta con:

- M_L : escala de magnitud local.
- h_o : parámetro que corrige el término de la distancia a distancias próximas a la fuente

- r : distancia que considera la distancia epicentral y el parámetro corrector, h_o .

De acuerdo con el rango de distancias consideradas en este estudio, h_o adquiere diferentes significados. Para distancias cortas corrige el error cometido al usar solamente la distancia epicentral como distancia sin tener en cuenta la profundidad del foco, como lo haría otro tipo de definición de distancia como podría ser la definición de distancia-fuente (Kenneth y Campbell, 2003). Para distancias mayores este factor h_o toma menos importancia ya que la distancia al foco, la distancia hipocentral y epicentral son prácticamente equivalentes. Cabe comentar que los sismos seleccionados que se están tratando son sismos superficiales y tienen sus profundidades focales en los primeros 15 km de la corteza terrestre.

La desviación estándar del ajuste de la Ecuación 2.11 y la Ecuación 2.12, se añaden en la formulación de las ecuaciones como $\pm \sigma$.

Para validar el proceso de ajuste de los datos al modelo propuesto mediante mínimos cuadrados deben verificarse varias hipótesis.

La primera hipótesis es en sí mismo la construcción del modelo que se quiere ajustar. Este está respaldado por la teoría elástica de ondas, tal y como se ha comentado en apartados anteriores. Este hecho más la misma observación del comportamiento de los datos experimentales, hace preveer que la elección de las variables explicativas del fenómeno es correcta. No se espera, por tanto, que estas variables presenten ninguna dependencia entre ellas, lo cual produciría un modelo inestable y de altas varianzas.

La normalidad, la homocedasticidad, la independencia y la linealidad son otros aspectos que deben verificarse por ser conceptos generales sobre los cuales se apoya el método de regresión lineal.

La normalidad se cumple si la distribución de los errores es normal, la media cero y la varianza constante. La homocedasticidad se cumple si la varianza de la distribución de los errores es siempre constante, en otras palabras, que la varianza no depende de

las variables. La independencia se cumple si los errores son independientes entre ellos, lo cual se demuestra mediante la independencia de las observaciones. Finalmente, la linealidad se verifica si el modelo lineal se ajusta bien con el conjunto de los datos.

Además, debe realizarse la validación estadística del modelo para considerar si algún coeficiente del modelo puede ser dispensable o no, lo cual significaría que su respectiva variable independiente no tiene ninguna influencia en la estimación del valor de la variable dependiente.

Todos estos aspectos se comprueban a través del análisis de los residuos y del análisis ANOVA (*Analysis Of the Variance*) del ajuste. Estos análisis se mostrarán posteriormente al ajuste.

Así pues, la regresión se aplicará al valor máximo de aceleración PGA_H , y a los valores de aceleración espectral, $SA_H(f)$, para algunos periodos seleccionados: 0.1 s, 0.3 s, 0.6 s, 1.0 s y 2.0 s.

De los resultados obtenidos de estos ajustes, se realiza un segundo tipo de ajuste, también lineal, propuesto por Berge-Thierry et al. (2000) para todas las ordenadas espectrales $SA_H(f)$ para 143 frecuencias. En este caso, es conveniente reducir el número de coeficientes del ajuste. Del análisis de los primeros ajustes se fijará el coeficiente de expansión geométrica C_3 adecuadamente.

Los resultados obtenidos con el segundo ajuste, donde tendremos una relación de atenuación para todo el espectro $SA_H(f)$, permitirá el análisis del pseudo-espectro de velocidad $PSV_H(f)$ mediante la conversión $PSV_H(f) = SA_H(f) / 2 \cdot \pi \cdot f$.

2.7. Resultados: relaciones de atenuación sísmica

2.7.1. Primer ajuste para la obtención de relaciones de atenuación sísmica

El primer ajuste realizado mediante mínimos cuadrados ajusta la Ecuación 2.11 para la relación de atenuación sísmica del valor de aceleración máximo, PGA_H , y la Ecuación 2.12 para las ordenadas espectrales, $SA_H(f)$, correspondientes a los periodos 0.1 s, 0.3 s., 0.6 s, 1.0 s y 2.0 s. Los ajustes se realizan variando el parámetro h_o entre 0 km y 30 km, cada 10 km. La elección del mejor ajuste se escoge como el valor de h_o que proporciona una menor desviación estándar.

Los coeficientes resultantes, la desviación estándar y la correlación que se obtiene para cada caso se recoge en la Tabla 2.2. En la Figura 2.25 se muestra el resultado de los diferentes ajustes para el PGA_H variando h_o , junto con los datos correspondientes a magnitudes entre 4.5 y 5.5.

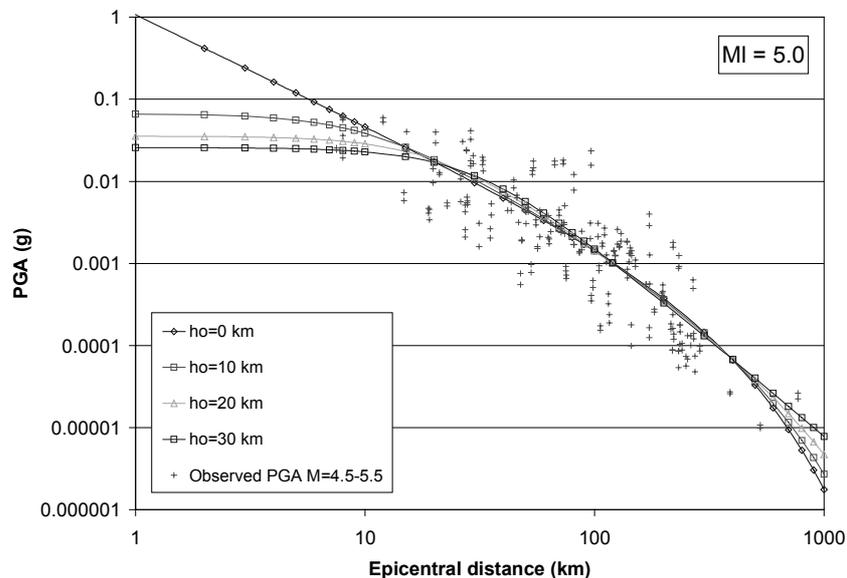


Figura 2.25. Conjunto de datos experimentales correspondientes a magnitudes entre 4.5 y 5.5 y las curvas de atenuación sísmica que ajustan para el PGA variando h_o de acuerdo con la Ecuación 2.11.

De la Tabla 2.2 se observa como las desviaciones estándar y correlaciones de los diferentes ajustes no difieren substancialmente los unos de los otros como para escoger uno de ellos como el mejor ajuste. Las características sísmicas de la zona y las profundidades, a pesar de su error en la determinación, de la mayoría de los sismos seleccionados para este estudio conducen a escoger un valor de $h_o = 10$ km.

De acuerdo con la discusión llevada a cabo en el apartado de análisis de los datos, en donde se concluía que para el pico de aceleración máxima, PGA, se esperaban tasas de atenuación superiores a 1.0 en función de la distancia, el resultado muestra un coeficiente de expansión geométrica de 1.6 ± 0.1 .

También se observa que para las ordenadas espectrales las tasas de atenuación sísmica, dadas por el valor del coeficiente de expansión geométrica, C_3 , son menos importantes si nos situamos a bajas frecuencias, o altos periodos. Lo cual también fue observado en las curvas de Ambraseys et al. (1996) y en la observación de los datos experimentales. En la Figura 2.26 se muestra la evolución del coeficiente de expansión geométrica en función del periodo. La media de estos coeficientes se sitúa alrededor de 1.0.

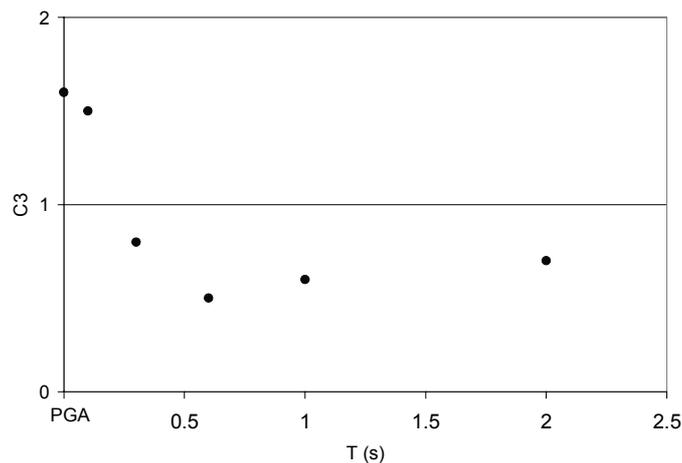


Figura 2.26. Variación del coeficiente de expansión geométrica, C_3 , en función del periodo para el ajuste con $h_o=10$ km.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

Tabla 2.2 Coeficientes de la Ecuación 2.11 y la Ecuación 2.12, ecuaciones predictivas del movimiento del suelo o relaciones de atenuación sísmica para diferentes valores de h_o . El valor de aceleración máximo, PGA, y las ordenadas espectrales están expresadas en unidades de g. La última columna, R^2 , expresa la correlación del ajuste.

$h_o=0 \text{ km}$						
$T(s)$	$C_1(f)$	$C_2(f)$	$C_3(f)$	$C_4(f)$	σ	R^2
0.0 (PGA)	-2.2 ± 0.3	0.44 ± 0.06	-1.4 ± 0.1	-0.0017 ± 0.0004	0.426	77%
0.1	-1.3 ± 0.3	0.31 ± 0.06	-1.3 ± 0.1	-0.0020 ± 0.0004	0.433	76%
0.3	-4.4 ± 0.4	0.72 ± 0.06	-0.7 ± 0.1	-0.0032 ± 0.0004	0.470	70%
0.6	-6.5 ± 0.4	1.00 ± 0.07	-0.4 ± 0.1	-0.0034 ± 0.0005	0.538	63%
1.0	-7.1 ± 0.4	1.07 ± 0.08	-0.5 ± 0.1	-0.0029 ± 0.0005	0.578	59%
2.0	-7.6 ± 0.4	1.05 ± 0.08	-0.6 ± 0.1	-0.0021 ± 0.0005	0.579	56%
$h_o=10 \text{ km}$						
0.0 (PGA)	-1.8 ± 0.3	0.45 ± 0.06	-1.6 ± 0.1	-0.0013 ± 0.0004	0.426	77%
0.1	-1.0 ± 0.3	0.31 ± 0.06	-1.5 ± 0.1	-0.0015 ± 0.0004	0.431	77%
0.3	-4.2 ± 0.4	0.73 ± 0.06	-0.8 ± 0.1	-0.0030 ± 0.0004	0.470	70%
0.6	-6.3 ± 0.4	1.00 ± 0.07	-0.5 ± 0.1	-0.0032 ± 0.0005	0.538	63%
1.0	-7.0 ± 0.5	1.08 ± 0.08	-0.6 ± 0.2	-0.0027 ± 0.0005	0.577	59%
2.0	-7.4 ± 0.5	1.05 ± 0.08	-0.7 ± 0.2	-0.0019 ± 0.0005	0.578	56%
$h_o=20 \text{ km}$						
0.0 (PGA)	-1.2 ± 0.4	0.45 ± 0.06	-1.9 ± 0.1	-0.0006 ± 0.0004	0.428	77%
0.1	-0.4 ± 0.4	0.32 ± 0.06	-1.8 ± 0.1	-0.0009 ± 0.0004	0.432	77%
0.3	-3.8 ± 0.4	0.73 ± 0.06	-1.0 ± 0.1	-0.0026 ± 0.0005	0.471	70%
0.6	-6.1 ± 0.5	1.01 ± 0.07	-0.7 ± 0.2	-0.0029 ± 0.0005	0.537	63%
1.0	-6.7 ± 0.5	1.08 ± 0.08	-0.7 ± 0.2	-0.0024 ± 0.0006	0.576	59%
2.0	-7.0 ± 0.5	1.05 ± 0.08	-0.9 ± 0.2	-0.0015 ± 0.0006	0.577	56%
$h_o=30 \text{ km}$						
0.0 (PGA)	-0.5 ± 0.4	0.46 ± 0.06	-2.3 ± 0.2	-0.0001 ± 0.0005	0.430	77%
0.1	0.4 ± 0.4	0.32 ± 0.06	-2.2 ± 0.2	-0.0003 ± 0.0005	0.432	76%
0.3	-3.4 ± 0.4	0.73 ± 0.06	-1.2 ± 0.2	-0.0022 ± 0.0005	0.471	70%
0.6	-5.7 ± 0.5	1.01 ± 0.07	-0.8 ± 0.2	-0.0026 ± 0.0006	0.537	63%
1.0	-6.3 ± 0.5	1.08 ± 0.08	-0.9 ± 0.2	-0.0020 ± 0.0006	0.575	60%
2.0	-6.6 ± 0.5	1.05 ± 0.08	-1.1 ± 0.2	-0.0012 ± 0.0006	0.576	56%

2.7.2. Segundo ajuste para la obtención de relaciones de atenuación sísmica

En este segundo ajuste se aplica el método de mínimos cuadrados a todo el espectro $SA_H(f)$ definido por 143 frecuencias con valores comprendidos entre 0.1Hz y 34Hz.

Después del análisis realizado a los coeficientes de expansión geométrica en la Figura 2.26 decidimos fijar este coeficiente al valor $C_3 = -1$. De este modo reducimos el número de coeficientes a ajustar y la multiregresión que se va a aplicar a todo el espectro va a ser más robusta. Asumimos pues, una expansión geométrica esférica para todo el espectro, aproximación que es adecuada después de ajustar las relaciones anteriores dejando libre este coeficiente y dando valores muy cercanos a la unidad. La descripción de las tasas de mayor atenuación las aportará el término de atenuación anaelástica. El objetivo de este ajuste es tener relaciones de atenuación en todo el espectro de aceleraciones para su uso ingenieril, por tanto, se ha primado sacrificar el ajuste del coeficiente C_3 frente a la obtención de las curvas en todo el espectro. El ajuste anterior que deja libre el coeficiente C_3 ofrece una descripción con más sentido físico que del segundo ajuste, al ajustar libremente este coeficiente y observar como la atenuación es superior a la esférica.

También se han calculado los ajustes para varios valores de h_o . En la Figura 2.27, se muestra el periodo menor obtenido (el más próximo al pico de aceleración máxima, PGA) para los distintos valores de h_o . De su observación se mantiene la misma elección anterior de $h_o = 10$ km por las características sísmicas de la región y por los valores que toma a distancias próximas a la fuente donde no se tienen valores experimentales y se estima como más adecuados los valores predichos por el ajuste con $h_o = 10$ km.

Los resultados de estos ajustes se muestran en el Tabla A.2, Apéndice A.

Si comparamos los resultados de ambos ajustes para los periodos 0.1 s, 0.3 s., 0.6 s, 1.0 s y 2.0 s, se observa que las diferencias de resultado son mínimas. Sólo allá donde no se dispone de datos experimentales, a cortas distancias y distancias superiores a 1000 km, y por tanto, fuera del rango de aplicación de la relación las diferencias son mayores (Figura 2.28).

En la Figura 2.29 y Figura 2.30 se muestran los resultados en tres dimensiones, es decir, el logaritmo del espectro de aceleraciones en función de la frecuencia y en función de la distancia para ambos ajustes. El resultado del primer ajuste está interpolado para cubrir el rango de frecuencias representado.

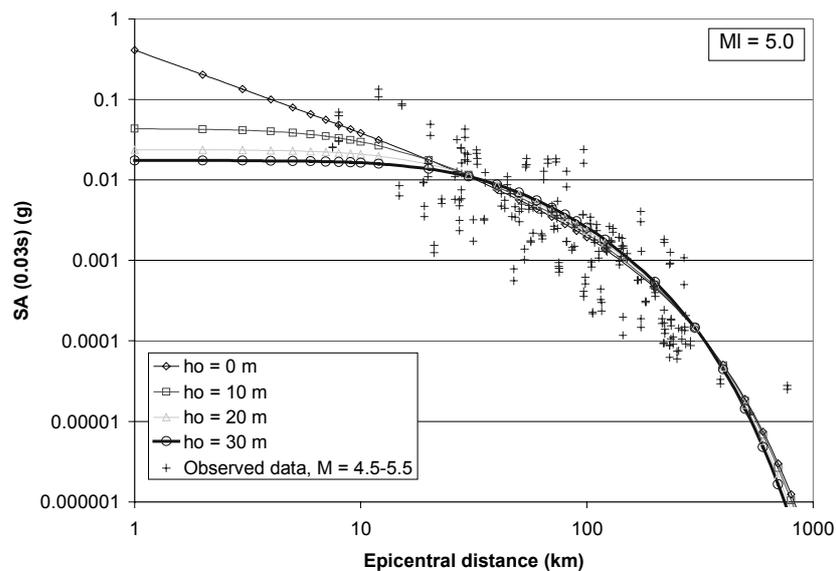
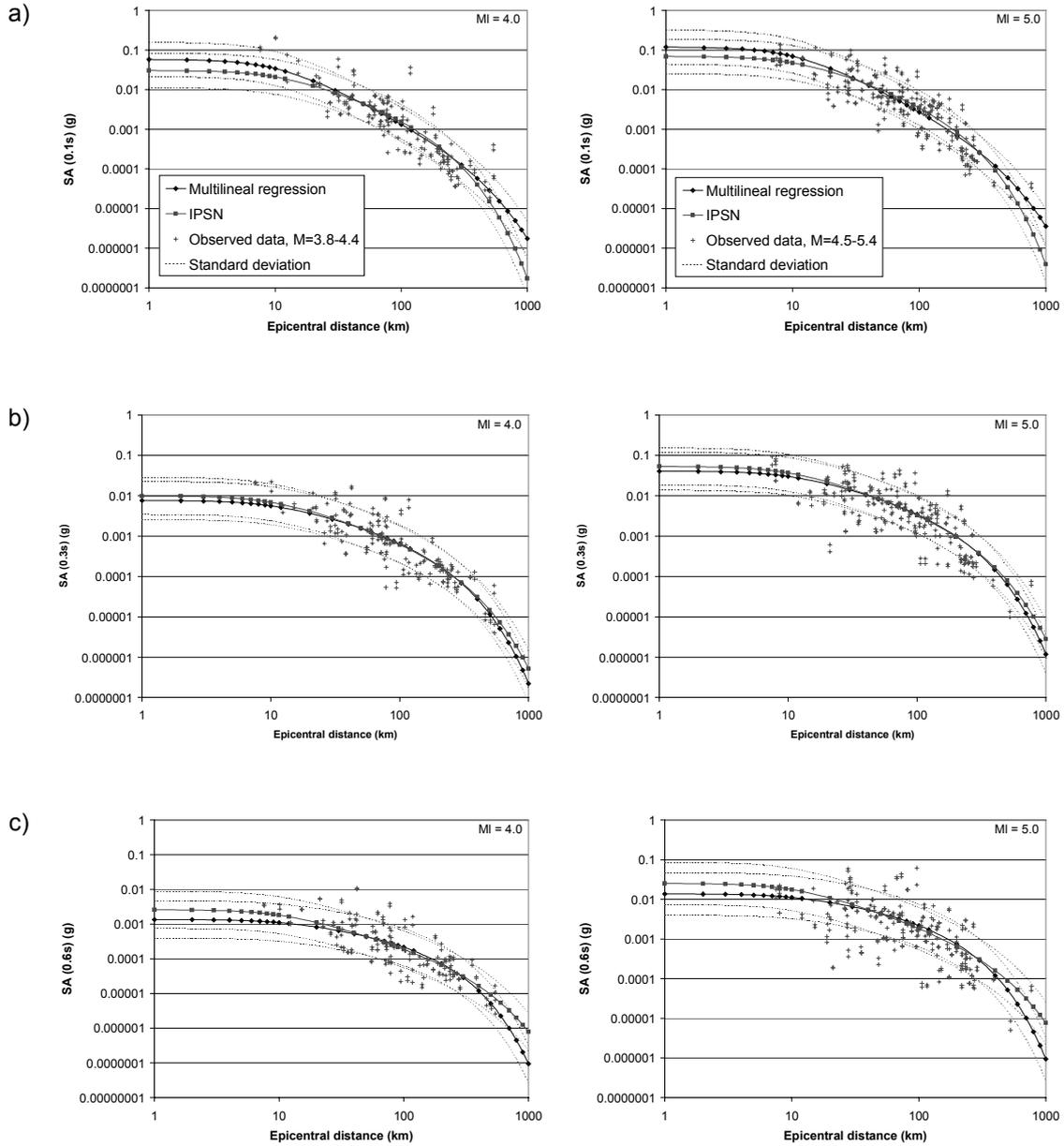


Figura 2.27. Conjunto de datos experimentales relativos a SA correspondiente a $T = 0.03s$ y a sismos de magnitud 4.5-5.5 junto con las curvas de atenuación sísmica que se ajustan variando h_o de acuerdo con la Ecuación 2.11 y $C3 = -1.0$.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea



2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

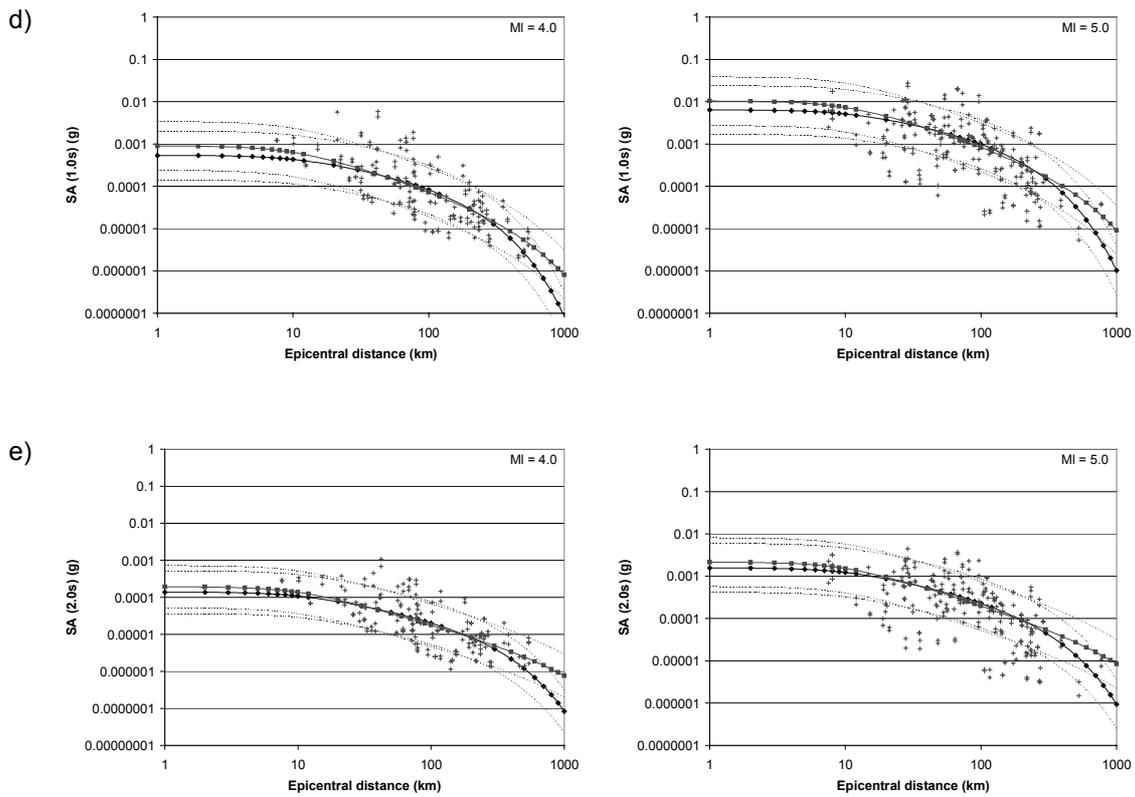


Figura 2.28. Relaciones de atenuación sísmica para las ordenadas espectrales junto con los datos experimentales. Curvas con cuadrados, son las curvas mostradas en la Tabla 2.2; las curvas con diamantes son las curvas mostradas en la Tabla A.2, Apéndice A. Las figuras de la izquierda corresponden a la M4.0 y las figuras de la derecha a M5.0.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

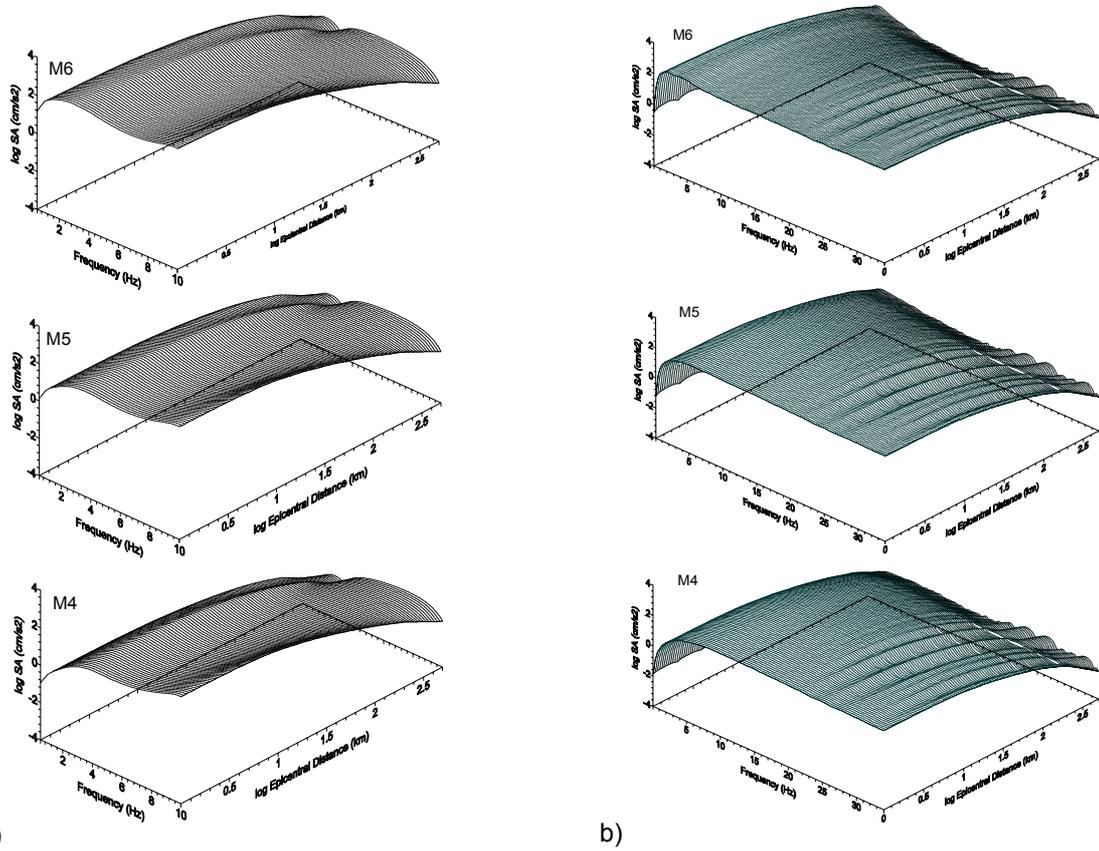


Figura 2.29. Representación de resultados para las ordenadas espectrales en función de la frecuencia y de la distancia para magnitudes 4.0, 5.0 y 6.0.a) Resultados del primer ajuste interpolados de periodo a periodo, b) Resultados del segundo ajuste.

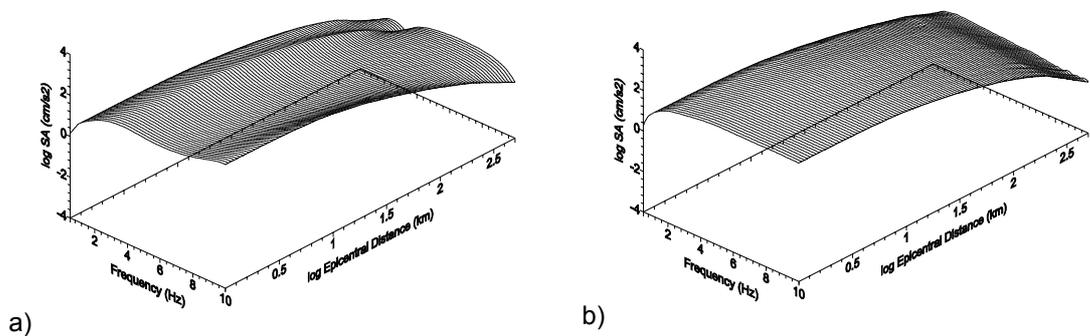


Figura 2.30. Comparación representando la misma escala de frecuencias para M=5.0. a) Resultados del primer ajuste interpolados de periodo a periodo, b) Resultados del segundo ajuste.

2.8. Análisis de residuos.

Los resultados del primer tipo de ajuste y del segundo, muestran un análisis residual muy similar. En la Figura 2.31 se observa como los residuos se sitúan alrededor de cero, lo cual es comprobado por las regresiones lineales de estos residuos que también se muestran en la figura. Las pendientes de estas regresiones son prácticamente nulas.

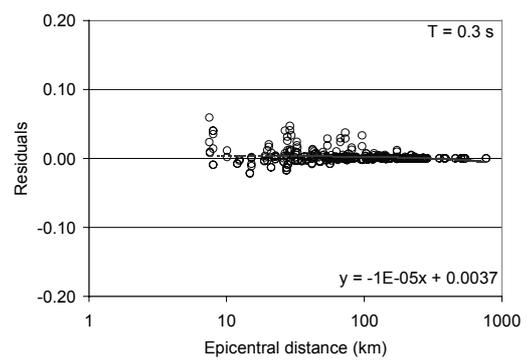
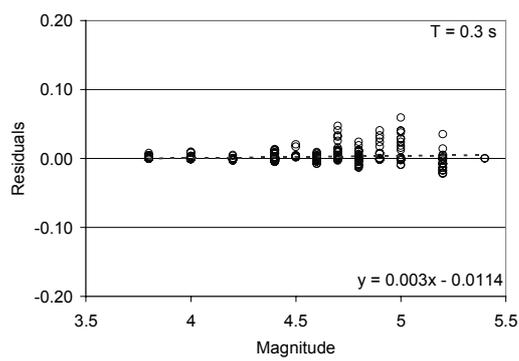
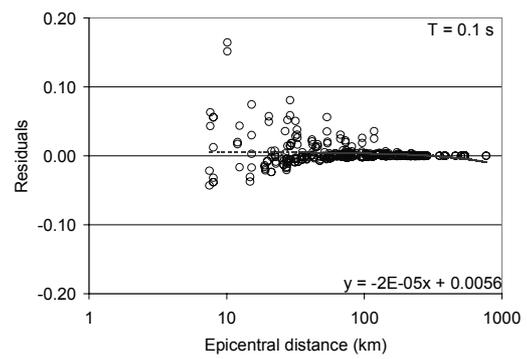
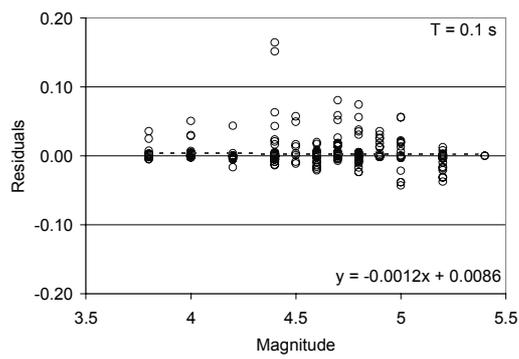
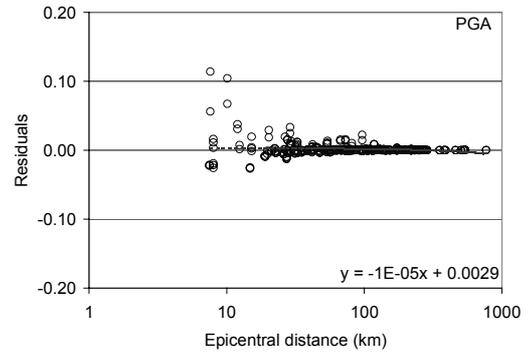
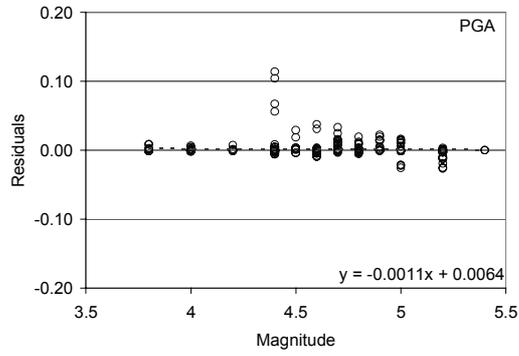
En algunos casos se detecta la presencia de algún dato atípico. En otros casos los residuos no están situados de forma simétrica alrededor de cero, pero su análisis no revela ningún patrón que pudiera indicar que el ajuste lineal no es adecuado, o que no esté bien calculado, o que exista alguna variable explicativa necesaria que esté omitida en el modelo o que alguna variable explicativa no esté bien tratada, ni que exista violación de alguna de las hipótesis de partida en la aplicación de los ajustes mediante la aplicación del método de mínimos cuadrados.

También, se debe verificar si el ajuste es estadísticamente válido. Se debe estudiar si alguno de los coeficientes pudiera ser nulo con una probabilidad aceptable, estadísticamente hablando, en la validación del modelo. Se debe interpretar si las correspondientes variables presentan o no influencia en la amplitud del movimiento. Esto se realiza a través del análisis ANOVA.

El análisis ANOVA muestra que el P-valor encontrado es menor que 0.01, lo cual indica que existe una relación significativa entre las variables del 99% de nivel de confianza. La estadística de Durbin-Watson (DW) testea los residuos para determinar si existe alguna correlación basada en el orden en el cual ocurren en el conjunto de datos. Ya que el P-valor es menor que 0.05, podría haber alguna indicación de correlación, pero en los gráficos de los residuos frente a las variables independientes no se observa ningún comportamiento especial.

En la determinación de si el modelo se puede simplificar, el mayor P-valor de las variables independientes es 0.0103, correspondiendo al término anelástico de la ecuación. Como el P-valor es menor que 0.05, este término es estadísticamente significativo con nivel de confianza del 95%. Consecuentemente, se puede concluir que no es necesario suprimir ninguna variable del modelo.

2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea



2. Atenuación sísmica en la parte Oeste de la vertiente mediterránea

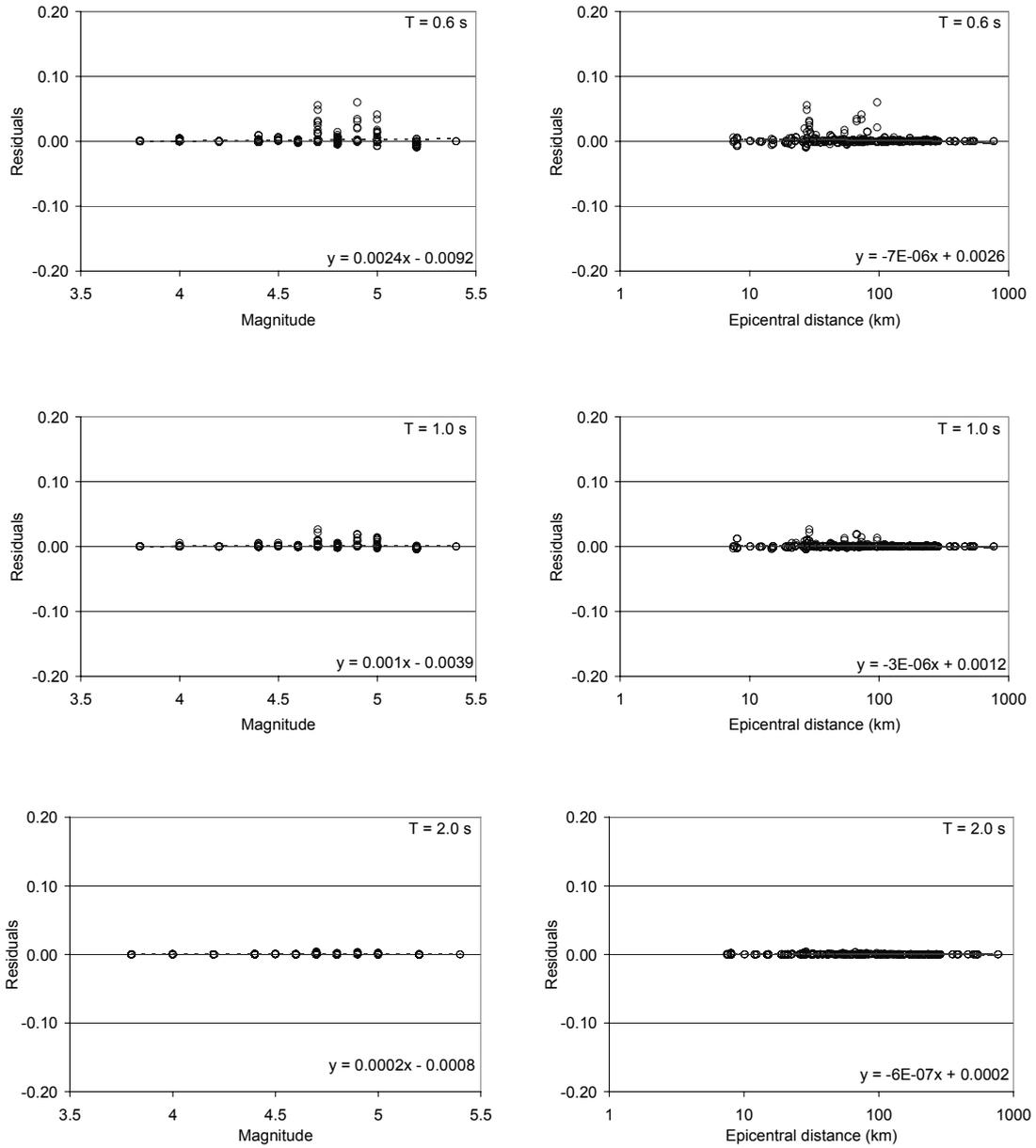


Figura 2.31. Residuos del $\log_{10} SA_H(f)$ a diferentes periodos en función de la magnitud y la distancia epicentral.

2.9. Discusión

En el apartado anterior se han encontrado varias curvas de atenuación sísmica para el valor de aceleración máximo, PGA y el espectro de aceleraciones, SA(f) con unos rangos de validez en magnitudes entre 3.8 y 5.2; y para distancias entre 7.5 y 542 km aplicados a la vertiente mediterránea al oeste de Italia. Estas nuevas propuestas de curvas predictivas del movimiento como resultado de todo el estudio y de la aplicación de métodos de regresión se analizarán teniendo en cuenta de forma separada ambas variables independientes, distancia y magnitud.

La dependencia con la distancia concierne los coeficientes de expansión geométrica y de atenuación anaelástica. Si prestamos atención a los resultados para las curvas ajustadas para el valor de aceleración máximo, PGA con $h_o = 10$ km (Tabla 2.2), se puede observar como el coeficiente de expansión geométrica adquiere el valor de 1.6. Esto significa que la forma en que se propagan las ondas está entre la expansión esférica y la cilíndrica. Las comparaciones hechas previamente en los apartados de análisis de datos entre los datos experimentales y curvas de atenuación, ya apuntaban hacia esta dirección. Entonces, este valor es bienvenido como descriptor de los datos y como predictor de la parte de expansión geométrica de las curvas predictivas del movimiento del suelo o curvas de atenuación sísmica.

Si seguimos fijando la atención en la curva para el PGA para $h_o = 10$ km de la Tabla 2.2, se observa que el valor del coeficiente de atenuación anaelástica parece ser muy pequeño y el valor de su error asociado algo elevado. Pero, esto no significa que este coeficiente se deba menospreciar. Primeramente, el análisis estadístico ANOVA de las regresiones lineales no ofrece signos de que la presencia de este factor no sea adecuada. En segundo lugar, si se analiza este coeficiente se puede ver cuan de importante es ya que contribuye con el 13% del movimiento total predicho por la curva de atenuación sísmica a una distancia alrededor de 100 km, y si nos vamos alejando en distancia este porcentaje va aumentando de forma relevante. Por ejemplo, en el límite de validez del rango de distancias para los ajustes, que se acerca a los 500 km, el

porcentaje de contribución del término de atenuación anelástica es del 45% del movimiento total que se predice. Por tanto, esta parte de la ecuación es una parte

importante y de hecho, es el factor que describe el segundo comportamiento observado a los datos experimentales para distancias de 100 km y superiores.

La Figura 2.32 ilustra toda la discusión anterior. En ella se representa la dependencia en distancia de la curva de atenuación sísmica sin tener en cuenta el término de magnitud y el término independiente. Se añaden dos regresiones lineales para mostrar los dos regímenes en la propagación de las ondas. El primer régimen proporciona una pendiente de 1.6 a la regresión lineal, que justamente es el valor del coeficiente de expansión geométrica indicando que hasta 100 km la atenuación anelástica no contribuye significativamente. En cambio, la pendiente de la segunda regresión es mucho más alta, y no representa ningún valor realista de expansión geométrica para asociarlo a un cambio en la expansión geométrica de las ondas (≈ 2.5). En consecuencia, la inclusión del término de atenuación anelástica en la formulación de las curvas de atenuación sísmica es necesario para la total descripción del movimiento y compensar esta alta tasa de atenuación sísmica observada y calculada que no se puede explicar solamente con la expansión geométrica.

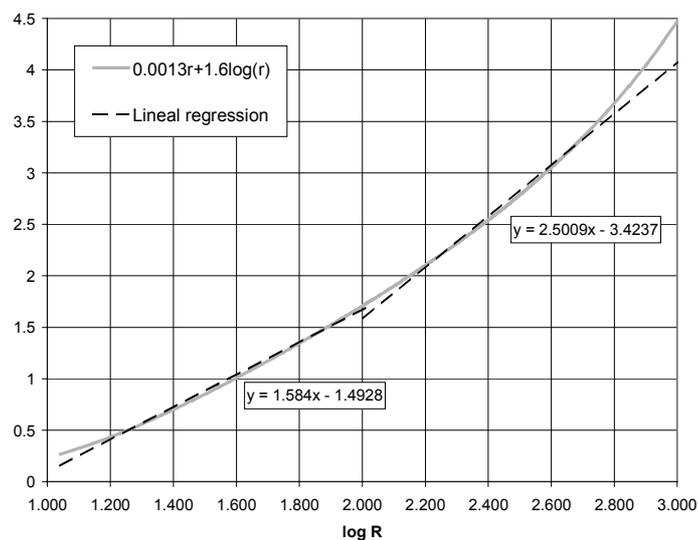


Figura 2.32. La línea continua muestra la dependencia con la distancia de la curva para el PGA propuesta en este estudio, $0.0013r + 1.6 \log r$. La línea discontinua muestra los dos ajustes lineales.

En la Tabla 2.1 se mostraba una síntesis de las curvas de atenuación sísmica preestablecidas que se han ido comentando a lo largo de este capítulo. Comparando los valores de los coeficientes de expansión geométrica que allí están reflejados como coeficiente C, se pueden destacar algunas observaciones.

El estudio de Ambraseys et al. (1996) y Sabetta y Pugliese (1996) ofrecen valores de expansión geométrica esférica sin tener en cuenta ninguna atenuación anaelástica.

El estudio de Cabañas et al. (1999) ofrece resultados similares a los obtenidos en este estudio para el pico de aceleración, PGA, para la Península Ibérica. Para el área mediterránea muestra un coeficiente de expansión geométrica, 2.2, muy superior a cualquier de los otros estudios, pero está de acuerdo con la descripción de las mayores atenuaciones para distancias superiores a 100 km, cuya tasa de atenuación está alrededor de 2.5 (Figura 2.32).

La relación propuesta por Cantavella et al. (2003) es similar a las curvas propuestas en este estudio para los primeros 100 km. Lo mismo le ocurre a la curva propuesta por Marin et al. (2004), relación que en su estudio compara con las curvas europeas preestablecidas y también concluye que estas últimas sobreestiman el movimiento del suelo obtenido.

El otro estudio dedicado a una subregión de la región aquí tratada, la región pirenaica, también propone comportamientos atenuantes superiores al esférico (Drouet et al., 2004). Sin embargo, no da importancia a la atenuación anaelástica debido a que en el rango de distancias tratado por Drouet et al. (2004), menor que 200km, la contribución de este término no es muy importante.

En lo que respecta a la dependencia en magnitud, esta dependencia siempre es la parte más delicada de este tipo de estudios. En la Tabla 2.1, se observa la falta de concordancia entre los estudios. Los resultados de este estudio se sitúan en un estrecho rango de magnitudes cosa que puede ocasionar algún problema en su aplicación a otras magnitudes.

Una comparación de todas las leyes incluidas en la Tabla 2.1 se muestra en la Figura 2.33 para las magnitudes M4.0 y M5.0.

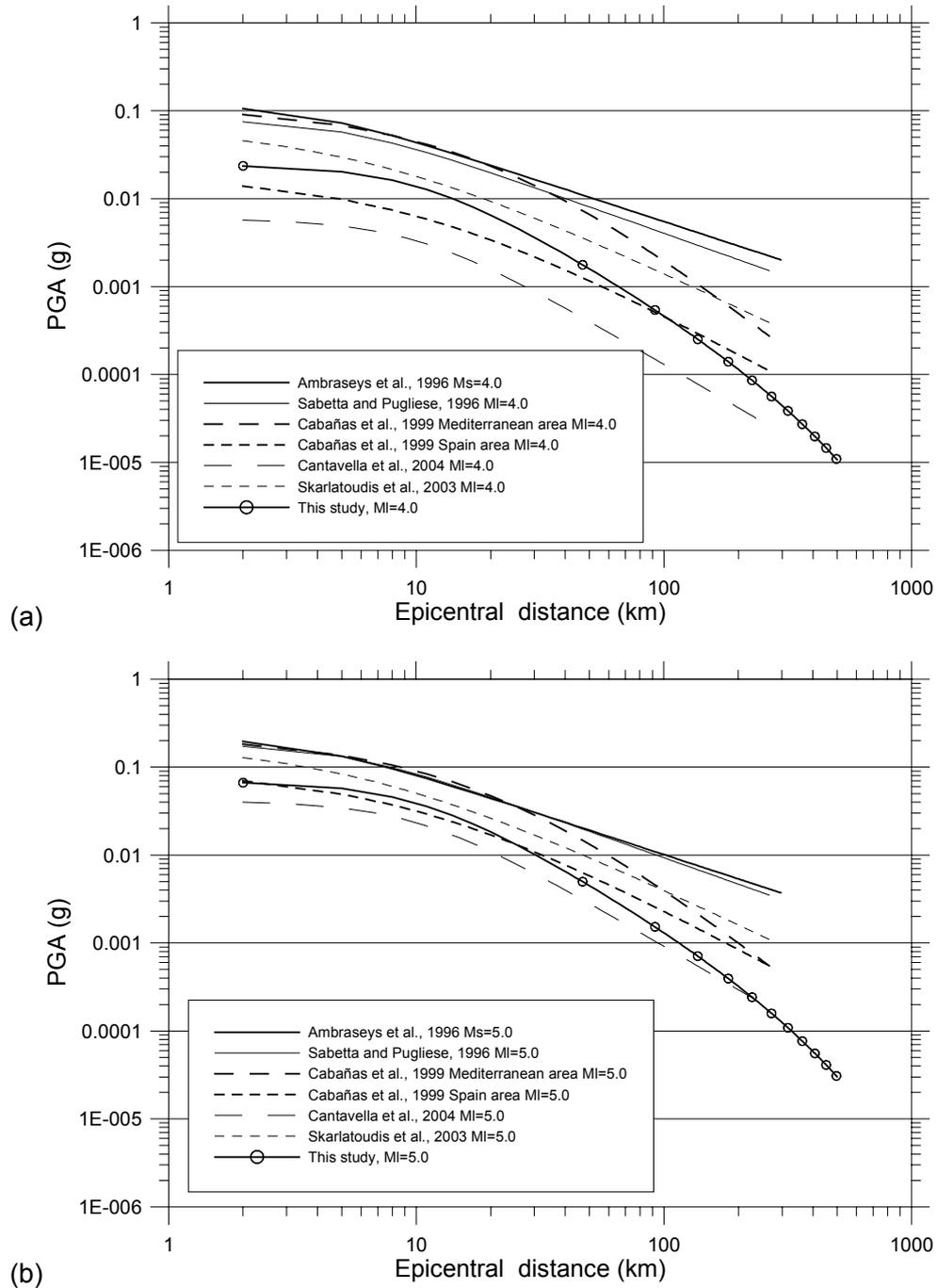


Figura 2.33. Curvas de atenuación de este estudio para el PGA comparadas con otras relaciones preestablecidas para M4.0 (a) y M5.0 (b).