

Proyecto DAÑOS

Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y
evaluación del daño potencial en estructuras

CSN

Colección
Otros Documentos
19.2000

CSN

CONSEJO DE
SEGURIDAD NUCLEAR

Proyecto DAÑOS

Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y
evaluación del daño potencial en estructuras

Coordinación:

M^a del Sol Ramírez Rayo (CSN)

Rafael Nuche del Rivero (Enresa)

Belén Benito Oterino (UPM)

Colección
Otros Documentos CSN
Referencia: ODE-04.11

La realización del Proyecto DAÑOS se ha llevado a cabo mediante la colaboración del Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (Enresa) y la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), a través de la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Topográfica (EUITTO).

Los autores desean expresar su agradecimiento en primer lugar, al CSN y a Enresa, que han financiado el proyecto, permitiendo así la dotación de infraestructura para su ejecución. El agradecimiento se hace extensivo al Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartográfica de la EUITTO, que ha facilitado los medios y recursos disponibles, y en particular a su directora Dña. Rosa Mariana Chueca, por el interés y apoyo brindados.

Así mismo queremos agradecer al Instituto Geográfico Nacional (IGN), su colaboración y ayuda en materia de datos de movimiento fuerte del suelo, así como la aportación de datos para el desarrollo de un Sistema de Información Geográfica.

Destacamos por último, la colaboración con otras instituciones (SSN-Italia, ENEA-Italia, Imperial College-Inglaterra, NORSAR-Noruega y otros), cuya experiencia en temas afines a los aquí tratados ha facilitado importante información para canalizar las actividades siguiendo las últimas tendencias en el campo de la Ingeniería Sísmica.

© Copyright 2000. Consejo de Seguridad Nuclear

Publicado y distribuido por:
Consejo de Seguridad Nuclear
Justo Dorado, 11. 28040 - Madrid
<http://www.csn.es>
Peticones@csn.es
Maquetación: Juan Canal
Imprime: Fareso

ISBN: 84-95341-10-7
Depósito Legal: 20.379-2000

Índice

Introducción.....	5
Objetivos.....	9
I. Infraestructura.....	15
I.1. Equipo de investigación.....	17
I.2. Equipo informático.....	18
II. Evaluación de la peligrosidad sísmica.....	21
II.1. Antecedentes.....	23
II.2. Estado actual del arte.....	25
III. Aplicabilidad del proyecto siguiendo la normativa nuclear de EEUU.....	29
III.1. Introducción.....	31
III.2. Aplicabilidad del proyecto.....	33
IV. Banco de datos de movimiento fuerte del suelo.....	35
IV.1. Introducción.....	37
IV.2. Banco de datos.....	40
IV.3. Base de datos.....	45
IV.4. Utilidades informáticas.....	57
IV.5. Configuración final.....	66
IV.6. Estadística descriptiva de los datos.....	66
V. Primeras aplicaciones del banco de datos.....	83
V.1. Deducción de leyes de atenuación de la aceleración pico PGA.....	85
V.2. Deducción de correlaciones intensidad-magnitud.....	93
VI. Metodología propuesta en el proyecto.....	97
VI.1. Introducción de un Sistema de Información Geográfica (SIG).....	100
VI.2. Estimación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) por métodos probabilistas.....	103

VI.3. Estimación de espectros de respuesta por métodos deterministas	107
VII. Revisión de modelos de movimiento fuerte del suelo.	
Estado del arte	111
VII.1. Modelos en regiones continentales estables	114
VII.2. Modelos realizados en Europa	117
VII.3. Modelos en zonas de subducción	120
VII.4. Modelos en régimen extensional	121
VIII. Aplicaciones de la metodología del proyecto	123
VIII.1. Cálculo de la peligrosidad sísmica utilizando un Sistema de Información Geográfica.....	125
VIII.2. Estimación de espectros de probabilidad uniforme (UHS) en emplazamientos del sur de España	143
VIII.3. Estimación de espectros específicos en un emplazamiento genérico del suroeste de España.....	148
VIII.4. Caracterización del movimiento fuerte del suelo para el terremoto de Mula (2 de febrero de 1999). Espectros de respuesta.....	156
IX. Cuantificación del efecto local	169
IX.1. Efecto local en el movimiento sísmico del suelo....	171
IX.2. Método de los elementos de contorno aplicado a la cuantificación del efecto de la topografía.....	185
X. Análisis de datos de daño. Selección de parámetros de daño potencial	197
X.1. Parámetros del movimiento estimativos del daño potencial	200
X.2. El terremoto de Irpinia (Italia 1980).....	202
X.3. El terremoto de El Salvador (1986).....	210
X.4. El terremoto de Mula (Murcia 1999)	219
XI. Conclusiones	223
Bibliografía	229

Introducción

Introducción

El fin último del presente trabajo se enmarca en el desarrollo de contribuciones para mejorar la evaluación de la peligrosidad y el riesgo sísmico en zonas como la Península Ibérica, de sismicidad moderada, donde la escasez de datos no permite aplicar técnicas desarrolladas en áreas de mayor sismicidad.

Para resolver el problema de escasez de datos *in situ*, en lo referente al cálculo de la peligrosidad, se ha desarrollado una metodología basada en el análisis de datos de movimiento fuerte del suelo, para diferentes configuraciones fuente-medio-estación, que concluirá con la deducción de modelos de movimiento. Éstos son después aplicados a un cierto emplazamiento para obtener aproximaciones al movimiento esperado en el mismo, con la consiguiente caracterización sísmica.

El desarrollo práctico de esta metodología ha requerido inicialmente, la recopilación de registros de todo el mundo –acelerogramas y espectros– y su organización en un banco de datos, cuya información sismológica se ha catalogado en una base de datos asociada. Paralelamente, se ha desarrollado el *software* necesario para la explotación de los datos y el procesado de los registros.

Por otra parte, en el campo del riesgo sísmico se han analizado relaciones entre datos macro-sísmicos, referentes a distribuciones de daños e intensidades, y parámetros del movimiento del suelo, con el fin de determinar cuáles de estos parámetros explican mejor la respuesta de las estructuras y pueden ser considerados representativos del daño potencial. Éstos pueden ser empleados para redefinir criterios de diseño, como última aplicación.

La evaluación de la peligrosidad lleva a estimar las características de los movimientos que pueden presentarse en un cierto emplazamiento, como consecuencia de terremotos que ocurran en su entorno. El movimiento que se predice será el máximo esperado en el emplazamiento o el asociado a un cierto periodo de retorno, dependiendo de que el método de cálculo sea determinista o probabilista. En cualquier caso la estimación de la peligrosidad tiene como objeto final, en diseño sísmorresistente, la obtención de un espectro de respuesta en el emplazamiento en cuestión, a introducir en los cálculos dinámicos de las estructuras, asentadas en el mismo.

Por su parte, la evaluación del riesgo sísmico requiere el análisis de la respuesta de esas estructuras, tomando como *input* el movimiento esperado en el emplazamiento. En la secuencia de actuación, este aspecto se aborda una vez conocido el anterior.

Las técnicas empleadas tradicionalmente para estimar, tanto la peligrosidad como el riesgo, se fundamentan en el uso de formas espectrales estándar y de correlaciones entre distintos parámetros, debido a la escasez de registros de movimiento fuerte antes de la década de los 80. Esto hace que los resultados se vean afectados de errores e incertidumbres que en los últimos años han tratado de ser reducidos, con el desarrollo de nuevas técnicas facilitado por el creciente número de acelerogramas registrados. El análisis de estos acelerogramas, que proporcionen toda la información necesaria para caracterizar completamente el movimiento, constituye el fundamento de los métodos actuales en materia de predicción, cuyo desarrollo es potenciado por la creciente instalación de acelerógrafos en las principales zonas sísmicas del mundo.

Aunque en España no existen aún suficientes registros para llevar a cabo estudios de modelización del movimiento, la información procedente de otras zonas puede aprovecharse para obtener un mayor conocimiento de los factores que intervienen, así como para deducir modelos de simulación, mediante análisis estadístico de los registros. En esto se basan las técnicas más recientes desarrolladas para el cálculo de acelerogramas de diseño y espectros de respuesta en zonas de sismicidad moderada. En concreto, este tipo de análisis ha sido recientemente empleado en aplicaciones destinadas al cálculo de la peligrosidad sísmica en instalaciones nucleares, a propuesta de la US NRC (1997), que ha modificado los criterios para toma de decisiones en nuevos emplazamientos de las mismas.

Por otra parte, en el campo del riesgo sísmico, se investiga actualmente en la búsqueda de parámetros representativos de la energía del movimiento que puede dañar a las estructuras. En esta línea tienden a proponerse parámetros que reflejen, además de la amplitud del movimiento, su duración y contenido espectral, sabiendo que éstos son determinantes en la respuesta. El presente proyecto ha pretendido también buscar soluciones al respecto.

En este contexto el Consejo de Seguridad Nuclear, en colaboración con la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A., Enresa, inició en diciembre de 1996 el proyecto de investigación **DAÑOS: Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y evaluación del daño potencial en estructuras**. Este proyecto ha sido desarrollado durante 1997 y 1998 por un equipo de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) y con la colaboración de diferentes instituciones españolas y extranjeras. En esta monografía se describen el estado del conocimiento sobre la materia, la metodología aplicada en el desarrollo del proyecto y los resultados alcanzados más relevantes.

Objetivos

Objetivos

El objetivo global del proyecto ha sido desarrollar una metodología, y proveer la información necesaria para su aplicación práctica, destinada a mejorar las estimaciones de peligrosidad y riesgo sísmico en emplazamientos españoles. Dicha metodología es acorde con el estado actual del arte y tiene especialmente en cuenta las limitaciones y condicionantes que se presentan en nuestro país, debidos esencialmente a la escasez de registros de movimiento fuerte del suelo por tratarse de un área de sismicidad moderada, donde los mayores terremotos ocurridos son históricos y disponen sólo de información macrosísmica.

El método desarrollado trata de solventar los problemas que se plantean en emplazamientos españoles, incorporando las técnicas idóneas más recientemente propuestas, y tiene como principal aplicación la caracterización sísmica de emplazamientos de instalaciones nucleares, siguiendo los criterios expuestos en la nueva normativa nuclear de EEUU.

La revisión reciente (US NRC, enero 1997) de esta normativa nuclear, ha incluido importantes cambios y nuevos aspectos, en particular, sobre criterios sísmicos para el emplazamiento de centrales nucleares, que en definitiva tratan de recoger y aplicar el estado de conocimiento actual en la materia.

La nueva regulación recomienda la utilización de métodos de estimación probabilista para la determinación del terremoto base de diseño (SSE), que permitan incorporar diferentes modelos y conjuntos de datos, y que faciliten la estimación de incertidumbres y sensibilidad de parámetros en la evaluación de los resultados. Así, la revisión del SRP (Standard Review Plan) determina que el terremoto SSE ha de estar definido por los espectros de respuesta del movimiento horizontal y vertical de campo libre, en el emplazamiento de la planta, y que éstos deberían ser obtenidos preferentemente a partir de los espectros de respuesta de registros de movimiento fuerte. Éstos se seleccionarán por tener características similares a las de los terremotos de control (obtenidos previamente del cálculo de la peligrosidad sísmica), o bien utilizando modelos de atenuación del movimiento del suelo apropiados para la fuente, región y emplazamiento bajo consideración, siempre que éstos estén bien documentados.

Así, en líneas generales la metodología del proyecto se basa en el análisis estadístico de acelerogramas y espectros, correspondientes a distintas configuraciones fuente-medio-estación, con la consiguiente revisión y deducción de modelos de movimiento para determinados rangos de magnitud, distancia y condiciones locales del suelo.

La aplicación de estos modelos a emplazamientos españoles facilitará el cálculo de acelerogramas y espectros de diseño con mayor precisión que la obtenida por métodos clásicos; siempre que los

datos de origen del modelo se ajusten a las características sismotectónicas del emplazamiento al que se aplican. De esta manera, es de esperar que se reduzcan las incertidumbres inherentes al cálculo.

Por estas razones, la recopilación y clasificación de registros de movimiento fuerte, en un banco de datos, atendiendo a sus características geológicas, geofísicas y sismológicas, es un requisito previo, necesario para el tratamiento de estos problemas, destinado a facilitar la utilización eficaz de la valiosa fuente de información que suponen tales registros.

Esta información resulta esencial, en primer lugar, para la caracterización y cuantificación del movimiento esperado en un emplazamiento. Si bien los datos de mayor importancia son siempre los de los registros de la propia región sísmica, en regiones de baja o moderada sismicidad, o con falta de instrumentación adecuada, los datos de otras regiones, adyacentes o lejanas pueden ser utilizables si es posible establecer afinidades tectónicas o de otro tipo. Esto se justifica porque el conocimiento que se extrae de los acelerogramas sobre el efecto de la fuente, la atenuación y la amplificación local, puede ser extrapolable a zonas análogas a las de los registros.

Éste es el caso de la Península Ibérica, donde se tienen hasta el momento pocos acelerogramas correspondientes a terremotos de baja magnitud, insuficientes para desarrollar cálculos de peligrosidad en función de parámetros instrumentales y para la deducción de espectros de respuesta en los emplazamientos del área. Por ello, la posibilidad de acceder a acelerogramas registrados en otras zonas cobra especial interés y aporta una vía de solución a este problema.

En lo referente a estimaciones de riesgo, se trata de realizar un análisis de parámetros indicativos del daño potencial, determinando cuáles son los parámetros del movimiento más representativos del daño causado en las estructuras, que expliquen por tanto la respuesta de las mismas. El objetivo último es poder emplear estos parámetros de forma complementaria con el espectro de respuesta como *input* sísmico en los cálculos dinámicos.

Teniendo en cuenta lo anterior, los objetivos parciales trazados inicialmente y cubiertos durante la ejecución del proyecto son:

- Creación de un Banco de Datos de Movimiento Fuerte del Suelo con registros de todo el mundo.
- Desarrollo de un sistema de explotación del banco de datos, incorporando o diseñando el *software* necesario para el fácil manejo de los registros.
- Recopilación de información macrosísmica referente a distribuciones de daños e intensidades, de terremotos de los que exista información instrumental, para desarrollar correlaciones entre ambos tipos de parámetros.

- Análisis estadístico de los datos y deducción de modelos de movimiento aplicables a la Península Ibérica.
- Estudio del efecto local del suelo en el movimiento.
- Desarrollo de una metodología para el cálculo de espectros específicos de respuesta en un emplazamiento dado, integrando los resultados parciales de los puntos anteriores.
- Obtención de correlaciones entre parámetros macrosísmicos e instrumentales, partiendo de datos de terremotos europeos, esencialmente de la cuenca del Mediterráneo.
- Estudio y selección de parámetros representativos del daño potencial en estructuras de diferente tipología.

I. Infraestructura

I. Infraestructura

I.1. Equipo de investigación

El Proyecto DAÑOS "Caracterización sísmica de emplazamientos de la Península Ibérica y evaluación del daño potencial en estructuras", que se describe en esta monografía, ha sido realizado por un equipo de investigadores de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), coordinado por la profesora Dña. Belén Benito Oterino, de la Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Topográfica (EUITTO). El grupo de trabajo ha estado configurado por diversos especialistas en las materias implicadas en la temática global del mismo. En total, han intervenido los siguientes investigadores:

Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Topográfica:

Doctora Belén Benito (Coordinación)
Sismología e Ingeniería Sísmica

Don Luis Cabañas
Sismología, Ingeniería Sísmica e Informática

Doña María Esther Jiménez
Ing. Topográfica, SIG aplicado a la Peligrosidad Sísmica

Don Carlos Cabañas
Informática

Don Julio Álvarez
Informática

Doctor Miguel Ángel Bernabé
Diseño Cartográfico

Doña Pilar Gómez
Informática

Doña Blanca Fernández
Informática

Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Industrial:

Doña Sonia Álvarez (Colaboración. Profesora UPM)
Sismología

Doña María López (Colaboración. Profesora UPM)
Estadística

Asesores:

Doctor Alfonso López Arroyo
Sismología, Ingeniería Sísmica

Doctora Rosa Lillo
Estadística

I.2. Equipamiento informático

Para la realización de este proyecto se ha dispuesto de dos estaciones de trabajo y cinco ordenadores personales que han sido conectados a la red local de la EUITTO. Ésta es una red Ethernet con topología en árbol que soporta los protocolos de comunicación IPX (Novell), Netbios (Microsoft) y TCP/IP. Dentro de esta Intranet se puede trabajar en varios sistemas operativos (entorno Unix, Windows'95 o Apple-Macintosh), y hacer uso de una amplia gama de periféricos instalados en la Escuela tales como impresoras, scanners, plotters, modems, fax, etc.

I.2.1. Hardware

De forma detallada, el equipamiento con el que ha contado el grupo de trabajo es el siguiente:

- Ordenador personal PC Pentium, 133 MHz, 1.2 Gb HD, 16 Mb RAM.
- Ordenador personal PC Pentium Pro, 200 MHz, 3 Gb HD, 32 Mb RAM.
- Ordenador personal PC Pentium II, 266 MHz, 4 Gb HD, 64 Mb RAM.
- Ordenador personal Macintosh-IIci, 76 Mb HD, 12 Mb RAM.
- Ordenador personal Macintosh-IIci, 76 Mb HD, 12 Mb RAM.
- Estación de trabajo Sun-Ultra1, 143 MHz, 4 Gb HD+ 4 Gb HD externo SCSI, 128 Mb RAM.

- Estación de trabajo Sun-Sparc 1+, 90 MHz, 500 Mb HD, 32 Mb RAM.
- Unidad de cinta DDS-2 Sun Sparc SCSI.
- Impresora color Canon BJC-4550.
- Impresora color HP Deskjet 720C Series.

La figura I.1 contiene un esquema de la infraestructura informática del proyecto.

I.2.2. Software

El *software* utilizado incluye herramientas, utilidades habituales de trabajo, y otros programas o códigos más específicos. Dentro de estos últimos cabe señalar:

- SAS (versión 6.12) desarrollado por SAS Institute Inc., : tratamientos estadísticos.
- MGE de Intergraph: entorno de SIG integrado para captura, georreferenciación, manipulación, análisis y visualización de información geográfica.
- GMT 3.0 (Generic Mapping Tools) de N.F.Smith y P. Wessel: gráficos y mapas.
- PITSA 4.5 (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis) de F. Scherbaum y J. Johnson: sistema interactivo para tratamiento de señales sísmicas.
- SAC2000 (Seismic Analysis Code) del Lawrence Livermore Nat. Lab.: tratamiento y procesamiento de señales sísmicas y series temporales en general.
- NONLIN, de F.A.Charney (Advanced Struct. Concepts Inc.) y distribuido por la FEMA (US. Federal Emergency Magnagement Agency): análisis dinámicos de sistemas estructurales de un grado de libertad.

A este *software* se han añadido los programas y bases de datos desarrollados por el grupo de trabajo durante la ejecución del proyecto, de los cuales se destacan:

- Base de Datos MFS, sistema de catalogación de los registros de movimiento fuerte.
- Programa MFSDaños, interfaz de la Base de Datos MFS, que facilita el acceso y explotación de la misma.
- Programa ITADaños, para tareas de procesamiento y corrección de acelerogramas
- Programas de cálculo de parámetros CAV e intensidad de Arias.

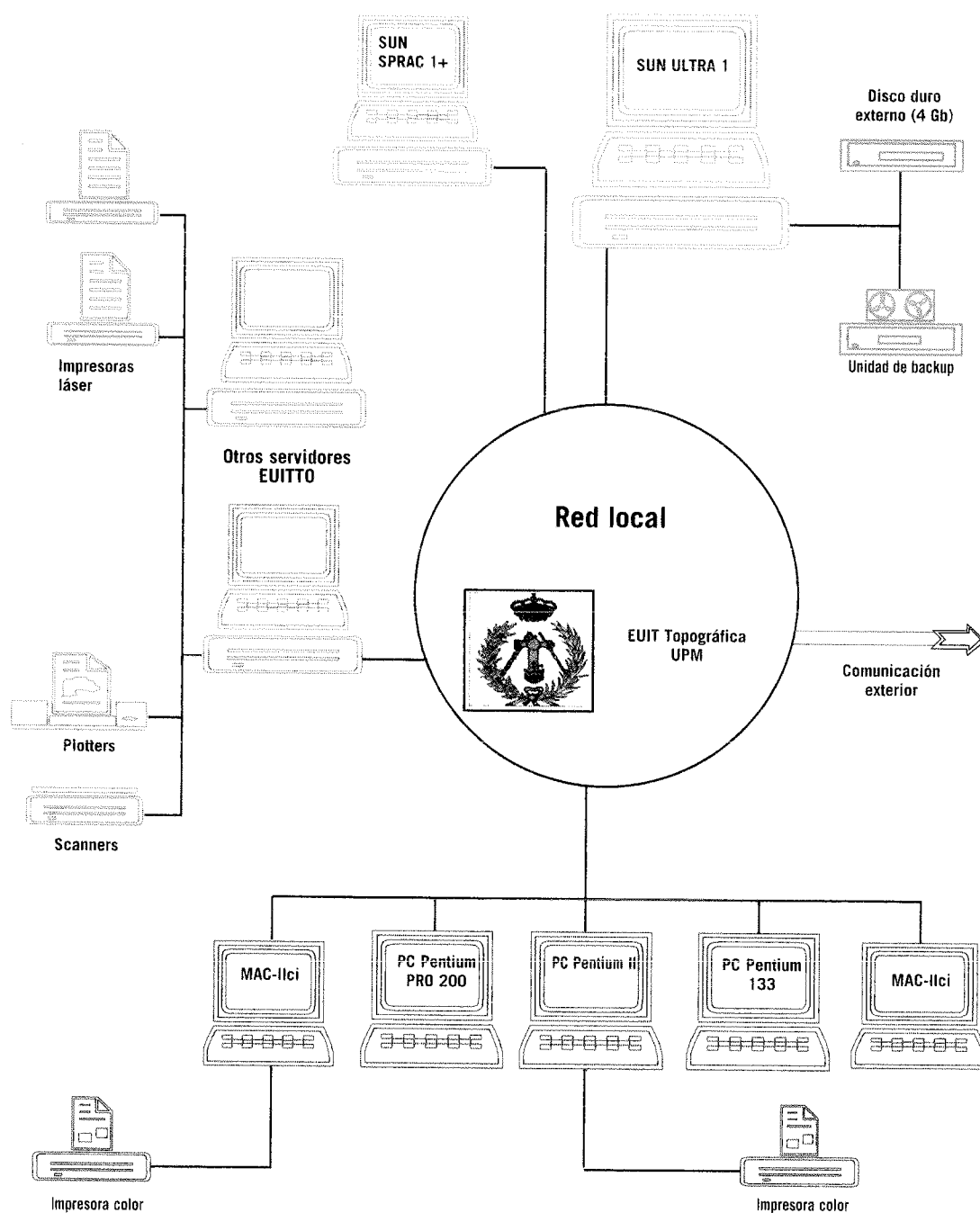


Figura. I.1. Esquema de la infraestructura informática del proyecto.

II. Evaluación de la peligrosidad sísmica

II. Evaluación de la peligrosidad sísmica

II.1. Antecedentes

Evaluar la *peligrosidad sísmica* en un emplazamiento supone estimar las intensidades que pueden presentarse, asociadas a sus periodos de retorno o probabilidades de excedencia, producidas por terremotos ocurridos en el propio emplazamiento o en áreas circundantes, así como determinar las amplitudes y frecuencias de los correspondientes movimientos. Este objetivo se ha cubierto, generalmente, obteniendo un espectro de respuesta para cada emplazamiento en cuestión, a introducir en los cálculos dinámicos de la estructura cuyo diseño se pretende.

Los métodos empleados tradicionalmente para estimar la peligrosidad conllevan una gran incertidumbre en los cálculos. Por ello, los espectros resultantes en un cierto emplazamiento no reflejan directamente las características particulares del mismo y la respuesta de las estructuras puede distar mucho de la esperada, como se ha venido demostrando en terremotos recientes (México, 1985; Loma Prieta, 1989; Kobe, 1995; Asís, 1997).

Exponemos a continuación, en síntesis, el proceso seguido con dichos métodos y la problemática planteada en las estimaciones de la peligrosidad. Seguidamente se indican las vías de solución propuestas en este proyecto, acordes con el estado actual del arte en la materia.

Para la deducción de los espectros buscados, los **métodos tradicionales** han comenzado con el análisis de la peligrosidad del emplazamiento en términos de intensidad macrosísmica, I , obteniendo valores que han sido después "traducidos" a otros característicos del movimiento, fundamentalmente aceleración pico, PGA, mediante la aplicación de correlaciones I -PGA deducidas, por lo general, desde regiones con abundante información de ambos parámetros. Los espectros de respuesta han sido estimados entonces "escalando" una forma espectral estándar con el valor de PGA calculado previamente, para lo que éste se hace coincidir con la ordenada espectral de periodo cero. Resulta así un espectro en el emplazamiento, cuya forma es independiente de las características particulares del mismo.

Ésta ha sido la práctica habitual impuesta por normativas como la Regulatory Guide 1.60 (1973) y el apéndice A de la 10CFR100 para el diseño de centrales nucleares, motivada fundamentalmente, por la escasez de registros de aceleración antes de la década de los ochenta, para la deducción directa de tales espectros. Sin embargo, dados los factores complejos que integran el movimiento (características de la fuente, medio de propagación y condiciones locales en la estación de registro), el procedimiento seguido en los últimos años, no conduce a estimaciones

muy fiables y precisas del mismo. Numerosas incertidumbres son introducidas por las siguientes causas:

- Empleo de correlaciones I-PGA, afectadas de alto grado de dispersión, y deducidas generalmente a partir de terremotos de EEUU y Japón, de características a veces muy diferentes a las de la zona de aplicación, lo que supone un error añadido por la extrapolación de datos.
- Adopción de un espectro estándar que difícilmente responderá a las características sísmicas del emplazamiento al que se aplica, es decir, a un modelo adecuado fuente-medio-estación.
- El efecto local del suelo no se tiene en cuenta explícitamente, hecho que constituye un indudable problema, dada la gran influencia del mismo en el movimiento.
- El movimiento es caracterizado inicialmente por medio de una aceleración pico que sólo proporciona información de la energía liberada en el rango de altas frecuencias y no es representativa de la contenida en el resto del espectro, que puede ser más perjudicial para la estructura a diseñar.
- En el espectro estimado, la probabilidad de excedencia asociada a las distintas ordenadas espectrales es diferente, por lo que un mismo espectro puede resultar conservador para modelizar estructuras de cierto periodo propio y poco conservador para otro orden de periodos. Ello supone una seria dificultad a la hora de adoptar espectros de diseño en estructuras con elementos de diferente grado de rigidez, como es el caso de centrales nucleares.

Una síntesis de las consideraciones y de la problemática hasta aquí planteadas se muestra esquemáticamente en la figura II.1. El problema es especialmente importante en el caso de instalaciones críticas, en las que se debe aceptar un riesgo muy bajo, siendo necesario adoptar criterios de diseño muy conservadores. Esta es una de las principales razones por las que recientemente se han desarrollado nuevas técnicas, que tienen como principal objetivo obtener estimaciones más fiables de la peligrosidad y que configuran el estado actual del arte.

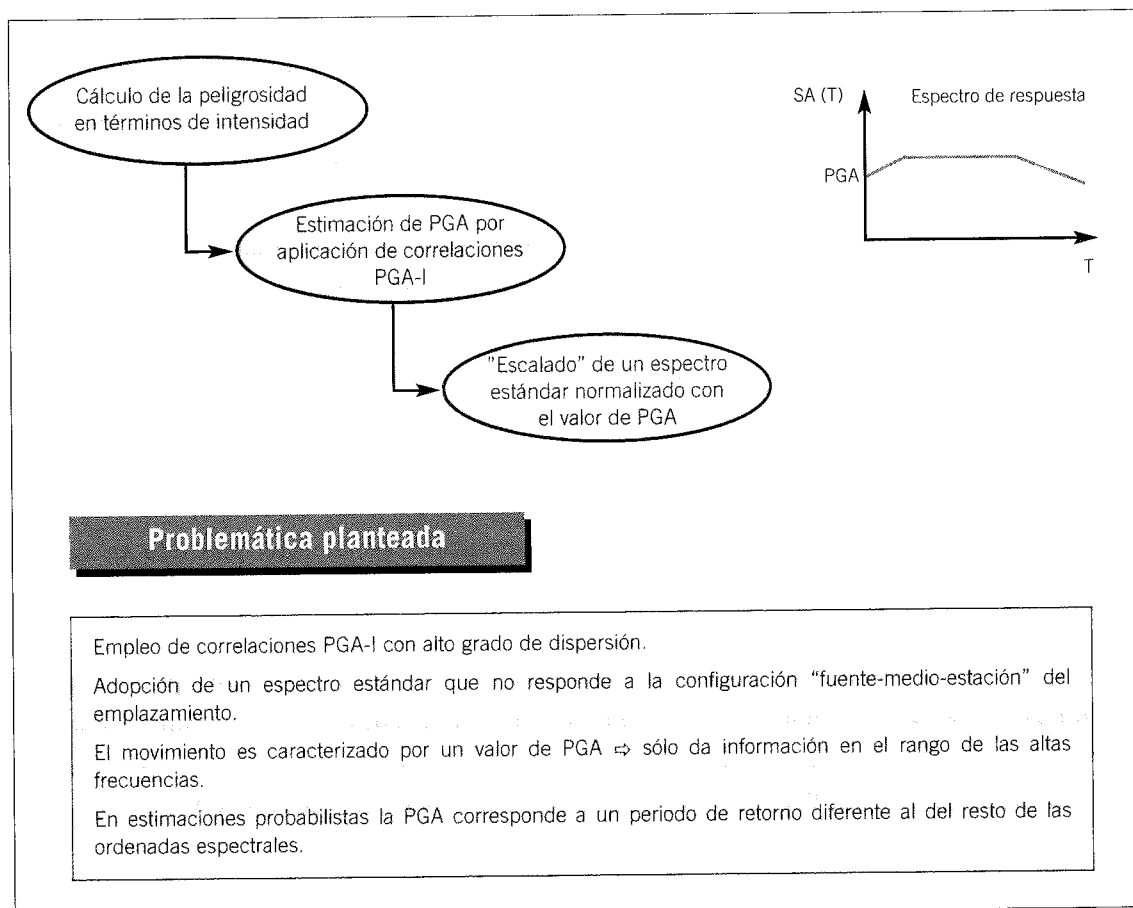


Figura II.1. Esquema del método tradicional de cálculo de la peligrosidad y problemática planteada.

II.2. Estado actual del arte

Teniendo en cuenta los problemas expuestos en el epígrafe anterior, las técnicas recientemente desarrolladas tratan de reducir las incertidumbres del problema y de obtener, como resultado más representativo de la peligrosidad de un emplazamiento, su espectro específico de respuesta, integrando todos los factores determinantes del movimiento esperado. Estas técnicas se fundamentan esencialmente en el análisis de acelerogramas, que son los registros de movimiento fuerte del suelo que contienen toda la información que lo caracteriza y permiten, además, un cálculo directo de los espectros de respuesta a introducir en el diseño de las estructuras.

En el estado actual del arte, la mayor parte de los estudios se dirigen a estimar las aceleraciones pico y los espectros por medio de técnicas de modelización, análisis estadístico y procedimientos empíricos.

Las *técnicas de modelización* teórica requieren la existencia de acelerogramas registrados en la zona donde se efectúa la predicción. Se basan en la interpretación de los mismos en campo próximo, para construir modelos del proceso de ruptura en la fuente, coherentes con las características de la radiación generada. A partir de estos modelos se predicen los picos de aceleración, velocidad o desplazamiento para distintas frecuencias del movimiento. Se obtienen así simulaciones teóricas de acelerogramas o sismogramas, siendo necesario para ello disponer de datos de una densa red de estaciones que vigile la estructura de la fuente que origina el movimiento. Algunos ejemplos de este tipo de análisis han sido desarrollados por Suhadolc (1990), Florsh *et al.* (1990), Costa *et al.* (1992). Otro tipo de modelo teórico, relativamente sencillo y muy empleado, es el de ruido blanco de banda limitada, basado en la teoría de vibración aleatoria (Band-limited-white-noise / Random-vibratory-theory, BLWN / RVT). Fue desarrollado por Hanks y McGuire (1981) y Boore (1983, 1986) y es útil para estimar movimientos en gran variedad de entornos tectónicos. Consiste en la obtención de un espectro a partir de parámetros característicos del modelo, teniendo en cuenta todos los parámetros que afectan a la amplitud y al contenido frecuencial.

Otro procedimiento muy empleado actualmente es el *análisis estadístico* de espectros de respuesta, registrados para terremotos de magnitudes y distancias análogas a las del máximo sismo potencial y en condiciones de suelo similares a las del emplazamiento cuyo movimiento se predice. Fue propuesto por la US Nuclear Regulatory Commission, Stándar Review Plan (US NRC, 1990).

Además, actualmente se ha generalizado el uso de *procedimientos empíricos*, que llevan a establecer modelos de movimiento en una zona por medio de regresiones de datos registrados en la misma o en otras tectónicamente afines. El movimiento en un punto se plantea como una suma de los tres factores que intervienen: fuente, medio y estación. Esta idea se concreta expresando el parámetro característico del movimiento, que denominamos genéricamente A, como una variable que es función de otras explicativas de esos efectos, que suelen ser la magnitud, M, la distancia a la falla o epicentral, R, y un factor indicativo del tipo de suelo, S. Con este enfoque el problema se resuelve tratando de encontrar la función $A = f(M, R, S)$ más adecuada a las características de una determinada zona. Dichas características deben examinarse previamente con el fin de establecer cuál es el rango de magnitudes de los terremotos que pueden afectar al emplazamiento, su distancia epicentral y el tipo de suelo y geología del mismo, caracterizando así los tres factores integrantes del movimiento. Con esta información se seleccionan acelerogramas y se formulan ecuaciones siguiendo un cierto modelo matemático en el que el parámetro A —normalmente identificado con aceleración, velocidad, desplazamiento u ordenadas espectrales— se plantea como variable dependiente, mientras que M, R y S actúan como variables independientes del modelo. Los coeficientes del mismo se estiman habitualmente por regresión estadística, ajustando los datos reales al modelo, con lo que éste queda determinado. Puede procederse entonces a calcular el valor esperado de A para las condiciones fijadas por los valores de M, R y S en la zona. Análisis de este tipo han llevado a la deducción de

los modelos incluidos en el apartado V y en ellos se basa la metodología propuesta en el proyecto, ya que, dada la escasez de acelerogramas de terremotos fuertes en la Península Ibérica, el método empírico constituye el más idóneo para la predicción de movimientos en nuestro país. La formulación matemática del mismo es descrita con detalle por Benito (1993).

Por otra parte, algunas metodologías recientes se dirigen al cálculo de espectros de peligrosidad uniforme, UHS (Uniform Hazard Spectra), cuyas ordenadas espectrales tienen la misma probabilidad de excedencia en todo el rango de frecuencias, a diferencia de los obtenidos por métodos tradicionales, en los que sólo se controla la probabilidad de la PGA, es decir, de la aceleración espectral de periodo cero. Esta cuestión es especialmente importante en el diseño de estructuras que no pueden ser modelizadas como sistemas de un solo grado de libertad, como es el caso de las centrales nucleares.

Para resolver este problema, la US NRC (1980) propuso el uso de los UHS, cuyo cálculo en un cierto emplazamiento requiere el conocimiento de la atenuación del movimiento en el trayecto de la fuente al emplazamiento, para diferentes rangos de frecuencia, derivado de registros de aceleración. Partiendo de esa propuesta algunos autores han desarrollado diferentes métodos de cálculo de los UHS (Wheaton y Von Dollen, 1981; Lee y Trifunac, 1985). Para regiones donde estos datos no son disponibles, como es el caso de la Península Ibérica, algunos métodos se han propuesto para obtener aproximaciones a tales espectros (Benito y López Arroyo, 1991; López Arroyo y Benito, 1991).

Por último, en el entorno nuclear, recientemente se han desarrollado metodologías destinadas al análisis probabilista de seguridad (APS). El estado del arte al respecto ha sido descrito en el documento NEA / CSNI / R(97)22, donde se sintetizan todas ellas en una metodología de cuatro pasos: caracterización de la fuente sísmica, determinación de las relaciones de recurrencia, cálculo de atenuación del movimiento fuerte y estimación de curvas de peligrosidad. Las dificultades en realizar este análisis, por la laguna de información causada por la ausencia de datos, tratan de resolverse mediante juicio de expertos, habiéndose realizado dos importantes casos de aplicación: EPRI 1989 y LLNL 1989.

III. Aplicabilidad del proyecto siguiendo la normativa nuclear de EEUU

III. Aplicabilidad del proyecto siguiendo la normativa nuclear de EEUU

III.1. Introducción

El diseño sísmico de las instalaciones nucleares en España, ha estado principalmente basado en la normativa americana (EEUU), por carecer nuestro país de normativa específica para este tipo de instalaciones.

Los criterios tanto para el diseño, como para el emplazamiento del reactor, incluyendo las consideraciones geológicas y sismológicas necesarias, están recogidos en los códigos federales (10CFR50 y 10CFR100 respectivamente) que contienen la normativa básica, y también en las guías reguladoras (RG) que la desarrollan, en las guías de evaluación (SRP) y en otros documentos (NUREG) relacionados.

La revisión de toda esta normativa, realizada recientemente (US NRC, enero 1997), incluye importantes cambios y nuevos aspectos, en particular, sobre los criterios sísmicos y de ingeniería sísmica para el emplazamiento de nuevas centrales nucleares. Éstos son los de mayor interés en el contexto del proyecto, y algunos de ellos ya se han venido contemplando en el mismo desde su planteamiento inicial.

Hasta ahora, la estimación del terremoto de parada segura (SSE, Safe Shutdown Earthquake Ground Motion), estaba basada en la metodología determinista del cálculo de la peligrosidad sísmica (Apéndice A del 10CFR100), que llevaba a estimar el máximo terremoto potencial que podría afectar al emplazamiento, y un espectro de diseño del mismo. Éste se obtenía, dada la escasez de registros de movimiento fuerte del suelo, escalando una forma espectral estándar (RG-1.60) con el valor de la aceleración pico (PGA) estimada, y realizando posteriormente las correcciones necesarias debidas al efecto local del suelo.

Aunque esta aproximación, según la NRC, parece haber funcionado razonablemente bien, e incluso haber resultado en general adecuadamente conservadora, siempre han existido diferencias de opinión e interpretación entre los distintos expertos, dada la gran cantidad de incertidumbres, no cuantificadas, arrastradas en los procesos de cálculo.

Como consecuencia de estas discrepancias, se han venido desarrollando métodos de estimación probabilista que permiten incorporar explícitamente diferentes modelos (zonación, terremoto máximo, atenuaciones, etc.) y conjuntos de datos, y hacen posible su ponderación en base a los juicios sobre su validez o calidad. Todo ello facilita la estimación de incertidumbres de los resultados, o bien la sensibilidad de éstos en determinados parámetros.

Es por ello que la nueva regulación, recomienda la utilización de métodos probabilistas para el cálculo de la peligrosidad sísmica (principalmente el método desarrollado por el Lawrence Livermore National Laboratory LLNL), o el método seguido por el Electric Power Research Institute (EPRI), u otros métodos de análisis de sensibilidad de parámetros, que puedan tener en cuenta y estimar todas las incertidumbres en los resultados finales.

Para la implementación de esta normativa básica, la NRC considera como métodos aceptables los recogidos en la nueva RG-1.165, cuyos elementos clave son:

1. Llevar a cabo investigaciones geocientíficas de carácter regional y específicas del emplazamiento.
2. Fijar una probabilidad de excedencia como referencia, a partir del examen de las bases de diseño de las centrales nucleares de reciente licenciamiento.
3. Realizar cálculos probabilistas de la peligrosidad sísmica y determinar el nivel del movimiento del suelo correspondiente a la probabilidad de excedencia de referencia tomada.
4. Determinar si la información procedente de los estudios geocientíficos realizados modifica los resultados probabilistas anteriores.
5. Determinar una forma espectral específica del emplazamiento y escalar esta forma al nivel de movimiento del suelo calculado anteriormente.
6. Someter a revisión los cálculos anteriores por parte de la NRC utilizando todos los datos empleados y todos los disponibles.
7. Actualizar datos y cálculos, al menos cada 10 años.

El proyecto desarrollado incide especialmente en los puntos 3 y 5, en los que explícitamente se habla de la determinación del nivel de movimiento del suelo y de una forma espectral específica del emplazamiento.

En los objetivos y metodologías propuestas dentro del proyecto, se ha puesto especial énfasis en la necesidad de desarrollar un banco de datos de movimiento fuerte del suelo que contenga una amplia colección de registros de terremotos fuertes. Con ellos se efectúan posteriormente, análisis estadísticos para obtener modelos empíricos de atenuación del movimiento y de amplificación local, que son aplicados, como objetivo final, al cálculo de espectros de respuesta en un emplazamiento dado y a la determinación de historias temporales del movimiento esperado en el mismo.

III.2. Aplicabilidad del proyecto

La metodología desarrollada y aplicada en el Proyecto DAÑOS está enmarcada en la línea definida por la nueva normativa nuclear de EEUU. Resumimos a continuación los aspectos más relevantes de ésta en los que incide el proyecto.

En general, la nueva normativa recomienda realizar cálculos probabilistas de la peligrosidad sísmica y determinar el nivel de movimiento del suelo correspondiente a la probabilidad de referencia tomada. La metodología que se expone en el apartado VI.2, es acorde con esta recomendación.

También se recomienda el uso de formas espectrales específicas de cada emplazamiento, en la línea de todas las propuestas y cálculos realizados en el proyecto. El desarrollo de un banco de datos, que recopile una amplia colección de registros de todo el mundo, tiene precisamente como principal objetivo reunir acelerogramas registrados bajo todas las posibles condiciones de fuente, medio y estación. Se trata así de poder obtener aproximaciones a espectros específicos en un emplazamiento dado, analizando estadísticamente los registros que resulten de la explotación del banco de datos incorporando las condiciones del emplazamiento.

Por otra parte, la Regulatory Guide, 1.165, en la orientación que da para análisis probabilista de la peligrosidad y determinación del SSE, establece un procedimiento de desagregación de la peligrosidad en términos magnitud-distancia, estimando las contribuciones de cada uno de estos pares para obtener los terremotos de control. La metodología propuesta, aborda precisamente este aspecto.

El procedimiento recomendado en el SRP (1997) para obtener formas espectrales específicas de emplazamiento, empleando modelos de movimiento apropiados para la fuente, región y emplazamiento, ha sido también seguido en todas las aplicaciones del proyecto.

Otra recomendación realizada en el SRP (1997), es obtener los espectros de respuesta específicos de un emplazamiento mediante análisis estadístico de registros seleccionados por tener características similares a los terremotos de control, asegurando la utilización de un número suficiente de historias temporales para poder obtener un amplio espectro que pueda tener en cuenta todas las incertidumbres. Éste ha sido uno de los objetivos perseguidos en el proyecto al recopilar una amplia colección de acelerogramas y espectros y desarrollar el Banco de Datos MFS.

Por último, el apéndice F de la RG-1.165, recomienda realizar un análisis específico de amplificación local para emplazamientos no asentados en roca, que permita introducir correcciones a los parámetros, así como las propiedades geotécnicas en el espectro de respuesta. En esta línea se han planteado los estudios destinados a cuantificación del efecto local.

IV. Banco de datos de movimiento fuerte del suelo

IV. Banco de datos de movimiento fuerte del suelo

IV.1. Introducción

El diseño sísmico de estructuras de especial importancia o de instalaciones críticas, requiere que éstas resistan las cargas sísmicas en caso de ocurrencia de un terremoto, y que además, todos los componentes y sistemas especialmente dedicados a la seguridad, mantengan una completa funcionalidad. Para ello, es necesario conocer con detalle tanto la naturaleza del movimiento del suelo producido por los terremotos, como el comportamiento de la estructura y sus materiales ante estas cargas dinámicas.

Sin embargo, el comportamiento y los efectos de las ondas sísmicas en campo cercano, donde tiene lugar el movimiento fuerte, depende de forma muy compleja de numerosos parámetros de la fuente, del medio, y del emplazamiento, que son generalmente difíciles de estimar y relacionar. Por esta razón, los estudios y aplicaciones de ingeniería sísmica, han tratado de buscar, leyes y relaciones referentes al movimiento del suelo y a sus efectos, de la mayor simplicidad posible, que estuvieran basadas en datos observados fiables, y en las que intervinieran variables con un significado directo en el cálculo y diseño de estructuras y componentes (Ambraseys, 1996). Los registros de movimiento fuerte (acelerogramas) son los datos de entrada básicos para la estimación de este tipo de relaciones.

Durante las últimas décadas, los avances en los campos de la instrumentación y las comunicaciones han favorecido la observación y registro de un gran volumen de datos de movimiento fuerte en todo el mundo, constituyendo una importante fuente de información para las investigaciones y aplicaciones prácticas relacionadas con la mitigación de desastres y riesgos sísmicos.

Aunque es evidente que los datos específicos de la zona son los más apropiados para la caracterización y cuantificación del movimiento esperado en un emplazamiento, en regiones con escasez de datos (baja o moderada sismicidad, falta de instrumentación adecuada), la información de otras regiones (adyacentes o lejanas), puede ser utilizable si se establecen afinidades tectónicas o de otro tipo. Por ello, la posibilidad de acceder a acelerogramas registrados en otras zonas cobra especial interés y aporta una vía de solución a problemas y aplicaciones como:

- Desarrollo de modelos empíricos de atenuación que permitan predecir aceleraciones y velocidades pico y espectrales (PGA, PGV, $SA(\omega)$, $SV(\omega)$) en función de la magnitud, distancia y condiciones locales.
- Selección de espectros de respuesta reales para construir o verificar espectros de diseño y de control.

- Selección de historias temporales del movimiento para la realización de análisis dinámicos de respuesta.
- Estudio empírico del efecto local del suelo.
- Realización de estudios empíricos de vulnerabilidad y daños (riesgo sísmico específico).
- Estudios estadísticos de correlación de parámetros macrosísmicos-instrumentales.
- Estudios comparativos del movimiento del suelo en diferentes regiones.
- Otros.

Todas estas razones hacen que, la recopilación y clasificación ordenada de registros de movimiento fuerte en un banco de datos, sea un requisito fundamental para utilizar eficazmente estos datos y la información que de ellos se deriva.

En otros países, la construcción de bancos de datos de movimiento fuerte ha sido abordada con anterioridad, por numerosas instituciones, a medida que se ha ido incrementando el número de registros existentes.

En general, el desarrollo de estos bancos de datos ha supuesto para cada institución un considerable esfuerzo y una labor continuada de bastantes años, en cuanto a programación, mantenimiento y actualización de sistemas y datos (Bommer, 1991; Brady, 1992).

EEUU es el país con mayor número de recopilaciones y bancos de datos, promovidos por diferentes instituciones, y en su mayor parte con gran facilidad de acceso a los mismos (Wald, 1997), como por ejemplo, SCEC (Southern Cal. Earthq. Center), NCEER (National Center for Earthq. Eng. Research, Lamont Doherty Obs.), CDMG (Cal. Division of Mines & Geology) y USGS (US Geological Survey).

En Europa cabe destacar el banco de datos tripartito ENEA-ENEL (Italia), CEA-IPSN (Francia) e Imperial College (Inglaterra), desarrollado desde 1987, en el que cada institución ha implementado sus propios sistemas de explotación y base de datos (Goula *et al.*, 1988; CEA/IPSN, 1989; Bommer, 1991; Bommer y Ambraseys, 1992; Mohammadioun, 1992); el realizado en Noruega por el NORSAR (Dhale *et al.*, 1990), y también el del CSEM (European-Mediterranean Seismological Centre) desarrollado desde 1994 por el CDGS (Center of

Geophysical Computer Data Studies, Rusia) y cuya base de datos posee un interfaz *wold wide web* (Mikoyan *et al.*, 1997).

En Japón, distintas organizaciones implicadas en la observación y registro de movimientos fuertes del suelo, formaron en 1991 una asociación (Association for Earthquake Disaster Prevention) para el desarrollo de una base de datos común SMARD (Sugito, 1992). Actualmente el NIED (Nat. Res. Inst. for Earth Science and Disaster Prevention) tiene en funcionamiento el sistema Kyoshin Net (K-NET) que organiza los datos obtenidos en 1.000 observatorios distribuidos por todo el país y que a su vez son enviados a Internet bajo petición.

Tras las consideraciones expuestas, la realización de un banco de datos de movimiento fuerte ha sido uno de los objetivos principales de este proyecto de dos años de duración. El Banco de Datos MFS (Movimiento Fuerte del Suelo), llevado a cabo a partir de recopilaciones y colecciones de acelerogramas de todo el mundo, constituye así una importante utilidad, destinada a facilitar la explotación eficaz de estos datos y la realización de estudios posteriores como los anteriormente expuestos.

La dificultad que supone englobar y estandarizar cantidades masivas de datos de tan diversas procedencias y con diferentes posibilidades de utilización posterior, ha requerido que una primera fase en la construcción de este banco de datos haya sido el diseño de un modelo adecuado para el almacenamiento y gestión de los datos.

Finalmente, en un primer nivel de concreción, en el modelo adoptado cabe distinguir tres partes bien diferenciadas:

- El *banco de datos* propiamente dicho, que consta de una extensa colección de acelerogramas y espectros de todo el mundo, registrados a diferentes distancias y en diferentes tipos de emplazamientos.
- Un sistema de catalogación o *base de datos* que contiene numerosas características y parámetros de los registros de movimiento.
- Una serie de *programas y utilidades informáticas* destinadas a la explotación y tratamiento de los datos.

En la figura IV.1, se muestra un esquema inicial de esta estructura general. Seguidamente se hace una descripción pormenorizada de cada uno de estos tres bloques.

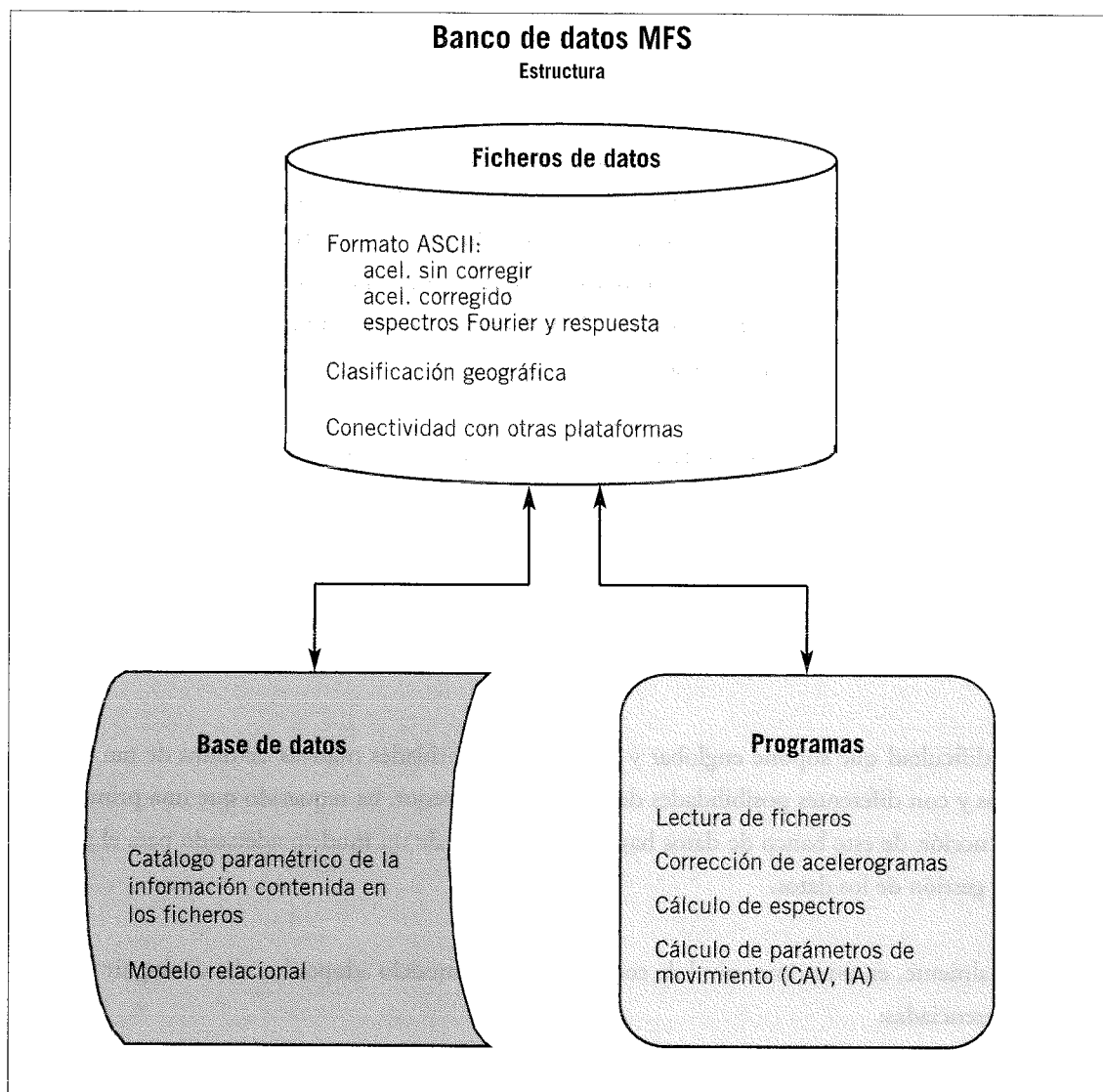


Figura IV.1. Esquema inicial de la estructura del Banco de Datos MFS.

IV.2. Banco de datos

Los ficheros de datos del movimiento fuerte del suelo tienen formato ASCII, y son historias temporales y espectros correspondientes al registro del movimiento. Estos han sido almacenados en el disco de una estación de trabajo (Sun, sistema operativo Solaris 2.7), que además dispone de una unidad de cinta para almacenamiento masivo y copias de seguridad.

Cada fichero contiene el registro de una sola dirección o componente y para ello ha sido necesario dividir todos los ficheros que inicialmente agrupaban las tres (o más) componentes correspondientes a una misma estación.

Estos archivos están compuestos generalmente, por una cabecera con información de los datos referentes al terremoto, la estación de registro y el acelerógrafo empleado, y después de la misma se tienen los datos correspondientes a las historias o series temporales, o bien a los espectros de Fourier y de respuesta.

La serie total de subproductos para una sola componente, como resultado de diferentes tratamientos, consta de: aceleración sin corregir, aceleración corregida junto con sus integrales: velocidad y desplazamiento, espectros de respuesta (para diferentes amortiguamientos) y espectros de amplitudes de Fourier. En principio, y dado que en nuestro caso no se trata de una agencia productora de datos, para un terremoto que haya sido registrado en una estación dada, puede tenerse únicamente alguno de estos productos o tipos de ficheros, o bien cualquier combinación de ellos. Por el momento, en los casos en que así se tengan, se consideran como aceptables las correcciones realizadas por la agencia productora de dichos datos.

Por acelerograma no-corregido debería entenderse, en el caso de registros inicialmente analógicos, aquel que ha sido digitalizado, ajustado al origen de tiempos, escalado en tiempo y aceleración y con un ajuste o corrección de línea base (Bommer, 1991).

Los acelerogramas corregidos contienen generalmente aceleración, velocidad y desplazamiento. Para su obtención, en el caso de registros analógicos, no es posible integrar directamente el acelerograma sin corregir, debido a los errores y/o ruido de baja frecuencia introducido por el proceso de corrección de línea base, el proceso de digitalización y otros factores como distorsiones en el copiado y extensión del registro analógico, y también ruido de alta frecuencia debido a las distorsiones en fase y amplitud introducidas por el transductor.

La base del proceso de corrección, está en el diseño y aplicación de un filtro que permita eliminar el ruido de alta y baja frecuencia, pero es imposible eliminar todo el ruido y retener exclusivamente la señal. Han de elegirse los límites del filtro que simultáneamente permitan, conservar el máximo de información posible dentro del rango de frecuencias de interés. Esto se hace generalmente, mediante algún procedimiento que permita determinar dónde la relación señal-ruido es aceptable o dónde no lo es.

Estrictamente hablando, la utilización de filtros en señales de corta duración es un procedimiento incorrecto, ya que una señal analógica (como son gran parte de los registros) no puede ser simultáneamente limitada en el tiempo y en la frecuencia, pero el método está aceptado como el

mejor posible para el ajuste de estas señales, con la excepción de aquellas que pudieran ser extremadamente cortas. En el caso de los registros digitales, el proceso se simplifica notablemente pues estos instrumentos poseen una memoria pre-evento que recupera el inicio de la señal, y permiten altas frecuencias de muestreo.

Después de esta breve explicación, ha de decirse que no existe una definición universal de acelerograma corregido y no-corregido y en algunos casos, registros clasificados como no-corregidos pueden haber sufrido algún tipo de procesamiento.

La clasificación de los ficheros, se ha basado en primer lugar en la procedencia geográfica de los datos. Se ha realizado una clasificación en forma de árbol de directorios con un primer nivel de agrupamiento por grandes regiones geográficas (ver tabla IV.1), dentro de éstas un segundo nivel por países, y finalmente en cada país un tercer nivel que contiene distintas carpetas. Los nombres de éstas incluyen un identificador del país de tres letras, seguidos de una numeración secuencial de dos dígitos (en caso de existir varias) y de un identificador de una letra para la clase de ficheros contenidos ('n' para acelerogramas no-corregidos, 'c' para corregidos, y 'e' para espectros). Dentro de las carpetas de este nivel se encuentran los ficheros de datos, cuyo nombre se compone del nombre de la carpeta a la que pertenece y una extensión formada por un número de tres dígitos, que simplemente corresponde al orden de incorporación al banco de datos. La serie completa (no-corregido, corregido y espectro) del registro de una componente de movimiento fuerte, tiene entonces ficheros que se corresponden en cada una de estas tres carpetas *n, *c, *e, que serán respectivamente, *n.001, *c.001, *e.001, para el primer fichero considerado.

En la figura IV.2 se muestra gráficamente esta clasificación, mediante la expansión del árbol de directorios descrito. Todos los ficheros han sido renombrados, siguiendo esta nomenclatura, que permite una identificación rápida de los mismos en cuanto a procedencia geográfica de los datos y a localización física en el banco de datos.

Los ficheros del banco de datos se mantienen en los formatos originales en que fueron recibidos. Sin embargo, la diversidad de procedencias de los datos, países y agencias, conlleva implícita la diversidad de formatos de estos ficheros. Esta variabilidad incide especialmente, en la dificultad de automatización de lectura de datos. Para resolver este problema se han elaborado programas que permiten la conversión a formatos uniformes. Todos los ficheros pueden ser leídos y convertidos, cuando así se precise, a otros formatos ya conocidos (programa ITADaños).

La recopilación inicial realizada, procede de diferentes colecciones de acelerogramas, IGN, España (Carreño *et al.*, 1998); ENEA, Italia; NGDC-NOAA, EEUU (Dunbar y Row, 1996); y de trabajos de recopilación previos realizados por algunos de los autores del trabajo (Cabañas, 1992; Benito, 1993).

Una vez realizada esta recopilación y clasificada la información, tanto en el banco como en la base de datos ha sido necesario, dadas las distintas procedencias, realizar minuciosas y sucesivas revisiones de los datos, con el fin de asegurar la unicidad y la calidad de los mismos. Como resultado de estas revisiones, se han corregido errores, detectado datos duplicados e identificado segundas correcciones (correcciones con distintos parámetros), y segundas digitalizaciones (digitalizaciones llevadas a cabo por otros equipos) y por último, se han completado datos de algunos otros campos considerados e inicialmente no disponibles.

En la actualidad se dispone (en los formatos originales) del orden de quince mil componentes (sin incluir segundas digitalizaciones o correcciones), que abarcan temporalmente desde el año 1933 hasta la actualidad, y de las cuales puede existir la serie procesada completa, (acelerograma no corregido, corregido y espectros), o tan sólo una parte. Esto supone aproximadamente una cantidad de más de 25.000 ficheros y 2 Gb de espacio en disco.

Tabla IV.1. Contribución de datos al Banco MFS en eventos y registros (porcentajes)

Región	Países	% Terremotos	% Registros (1 comp.)
ASI. <i>Región asiática</i>	China, India, Taiwan	10.8	27.1
AUS. <i>Región austral</i>	Australia, Fiji, Nueva Zelanda, Papúa	5.7	3.0
CAM. <i>Centroamérica</i>	Costa Rica, México, Nicaragua, Salvador	24.0	14.7
JAP. <i>Japón</i>	Japón	4.8	2.0
MED. <i>Región mediterránea</i>	Alemania, Argelia, Bulgaria, España, Grecia, Irán, Italia, Portugal, Rumanía, Turquía, Yugoslavia	20.2	12.8
NAM. <i>Norteamérica</i>	Canadá, EEUU	28.8	38.0
CEI. <i>Confederación de Estados Independientes</i>	Rusia y antiguas Repúblicas Soviéticas	4.4	1.2
SAM. <i>Sudamérica</i>	Argentina, Chile, Perú	1.3	1.2

En la tabla IV.1 se muestran las contribuciones, en porcentaje, al Banco de Datos MFS, en eventos y datos registrados, de cada una de las grandes regiones consideradas, junto con los países que las componen. Estas contribuciones pueden verse también representadas por un diagrama de barras sobre el mapa de la figura IV.3.

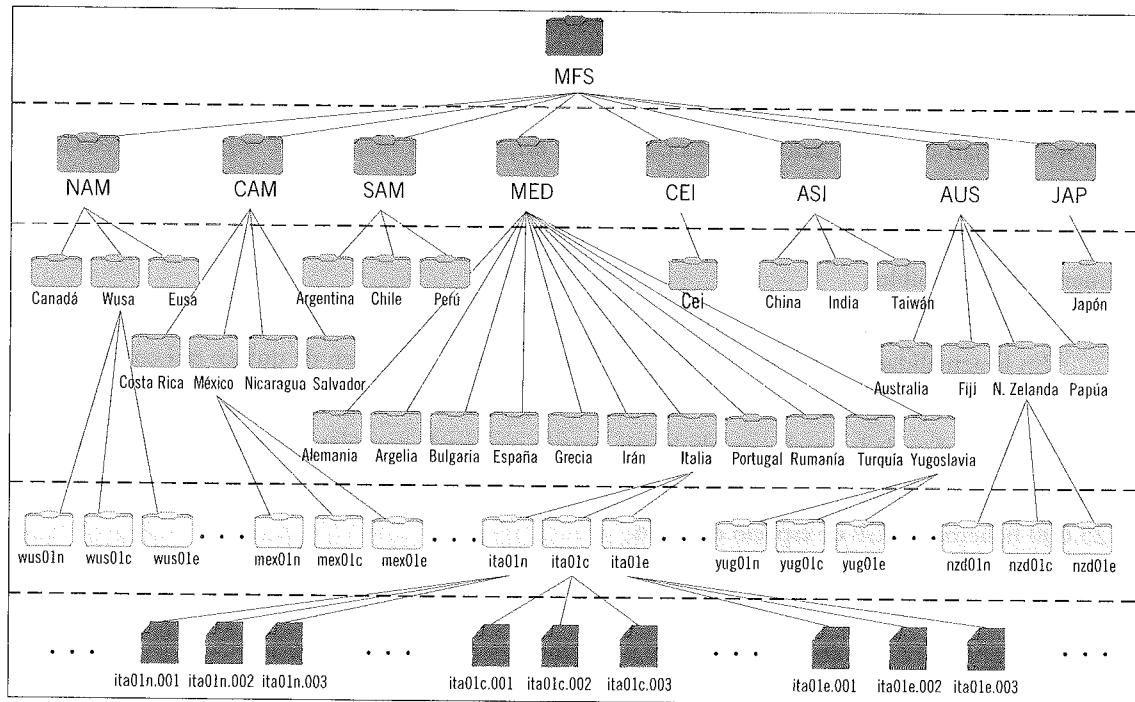


Figura IV.2. Clasificación de datos en estructura de árbol del Banco de Datos MFS.

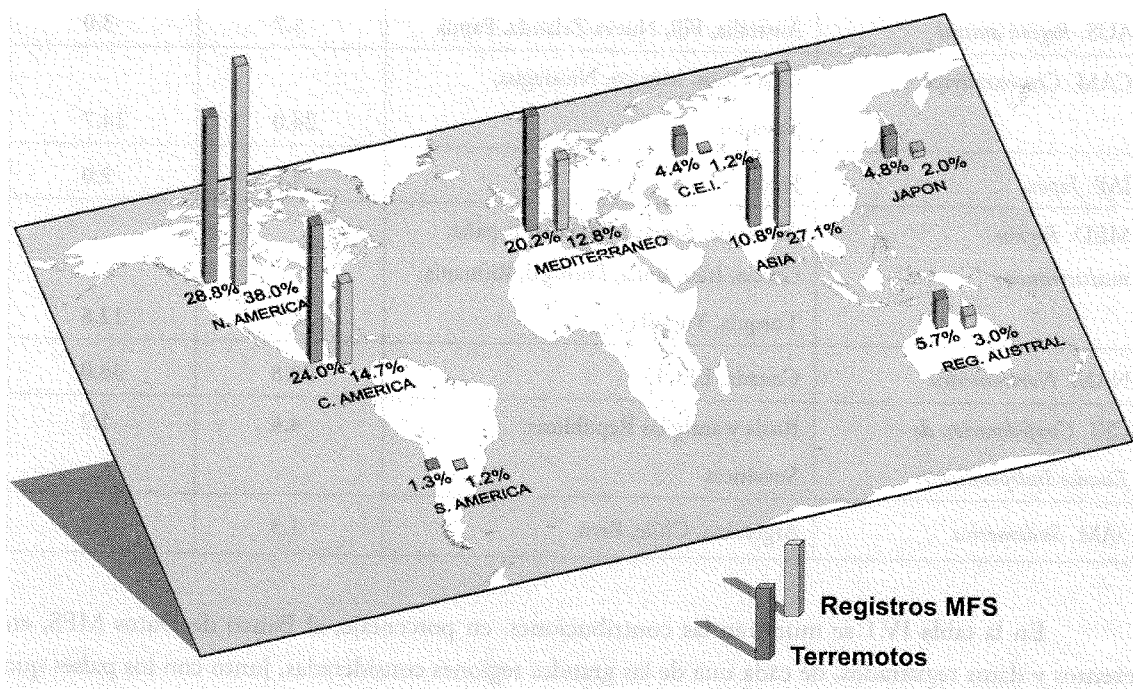


Figura IV.3. Distribución geográfica del banco de datos en eventos y registros de movimiento.

Esta distribución geográfica de datos da el mayor porcentaje de contribución a América del Norte, dado que los acelerógrafos comenzaron a instalarse aproximadamente unos 30 años antes que en Europa (Bommer y Ambraseys, 1992), y es una región de alta actividad tectónica, en particular, la zona oeste. La región asiática es la siguiente en porcentaje de contribución de registros (aunque no en número de eventos), fundamentalmente debido a la red densa Smart1 de Taiwán. Después siguen Centroamérica en la que se ha incluido México, país que aporta una gran cantidad de registros, la región denominada mediterránea, de la que Italia es el país que más datos aporta, la región austral, la región de Japón, la región denominada CEI que incluye a Rusia y las antiguas Repúblicas Soviéticas, las cuales no han sido desglosadas, y Sudamérica.

IV.3. Base de datos

La base de datos, es el sistema de catalogación de los registros del movimiento y de las características de interés asociadas a éstos. Constituye una herramienta fundamental para la selección y utilización de la información almacenada en el banco.

El diseño ha requerido especificar en primer lugar, qué tipo de información interesa ser almacenada, cómo puede organizarse o distribuirse y en virtud de esto qué tipos de relaciones deben establecerse. Formalmente, el proceso de diseño comprende un primer paso de desarrollo del esquema basado en el modelo entidad-interrelación (abstracción), un segundo paso de conversión de este esquema al modelo relacional (creación de tablas), y un tercer paso que consiste en la implementación del modelo en el sistema de gestión de datos elegido.

En este último aspecto, después de estudiar diferentes posibilidades en cuanto a viabilidad y costes de tiempo y esfuerzo, la base de datos ha sido desarrollada en el sistema Access de Microsoft. Este sistema ha sido considerado en principio suficiente para la implementación del modelo diseñado, y el *software* es además fácilmente adquirible y utilizable desde cualquier ordenador personal, para la explotación y gestión de los datos.

Una vez construida la base de datos en Access, se han insertado los datos, a partir de distintos ficheros-lista obtenidos de la lectura de los registros del banco de datos o de otras tablas o listas previas del mismo. Tras la inserción se han realizado sucesivas revisiones de la base de datos que han permitido corregir diferentes tipos de errores en los datos y completar información anteriormente no disponible a partir de catálogos y bibliografía.

El inventario actual de la base de datos, produce los resultados que se muestran en la tabla IV.2, en cuanto a número de terremotos, estaciones y componentes.

Tabla IV.2. Inventario de la base de datos

Nº Terremotos		
1.414		
Sin asignar	$M \leq 4.0$	$M > 4.0$
202	537	675

Nº Estaciones							
1.639							
Edificios			Campo libre	Instalaciones			Sin asignar
711			245	324			347
Sótano	Planta baja	Resto		Puentes	Presas	Otros	
177	214	320		25	131	168	

Nº Componentes (ndig < 2, ncorr < 2)		
15.742		
Sólo no-corr.	Sólo corr.	No corr. + Corr.
7.454	3.228	5.060

Este inventario, puede dar una idea del volumen de información manejado. El alto número de eventos (y por tanto componentes) con magnitudes pequeñas se debe a la inclusión en el banco de numerosos registros debidos a réplicas (por ejemplo de México), enjambres de eventos (Arkansas), y otros de zonas de sismicidad moderada (por ejemplo España). Los terremotos cuya magnitud no está asignada corresponden generalmente a réplicas y a pequeños terremotos que no han podido ser localizados en los catálogos manejados.

En cuanto a las componentes, se indican también los números de digitalización y corrección que sirven para distinguir cada grupo considerado. Estos grupos corresponden a las componentes de las que actualmente se tienen sólo ficheros no-corregidos (la obtención de ficheros corregidos y espectros podrá obtenerse mediante su procesado); sólo ficheros corregidos (los ficheros no corregidos no están disponibles); y la serie completa de ficheros no-corregido, corregido y espectros.

IV.3.1. Tablas y campos de la base de datos

Esencialmente, un determinado registro del movimiento queda identificado por el tiempo origen y la localización del terremoto, la estación en la que ha sido registrado, la dirección de la componente y el nombre del fichero donde dicho registro (de una componente) se guarda.

Siguiendo esta idea básica, para la elección de los atributos o campos que debe contener la base de datos se ha pensado sobre todo en posibles aplicaciones posteriores, a la vez que en la homogeneidad y uniformidad en la definición de cada uno de ellos.

Dada la dificultad que puede requerir documentar de forma completa toda la información a tratar, y teniendo en cuenta que se va a procesar una cantidad masiva de datos de todo el mundo, no sólo de ámbito local, se ha optado por una lista de parámetros, lo suficientemente amplia para poder contener la información considerada más importante.

Sin embargo, aún contando con estas premisas, la completitud de todos los campos especificados, necesariamente se convierte en una labor continua de larga duración.

Como resultado del planteamiento seguido se han propuesto las tablas que siguen a continuación, de las que se detallan algunas características de interés de los campos que las componen.

La composición y las relaciones de estas tablas se muestran en la figura IV.4. Una lista de campos completa, con otro tipo de características (nombre, formato y unidades) se muestra en la tabla IV.3.

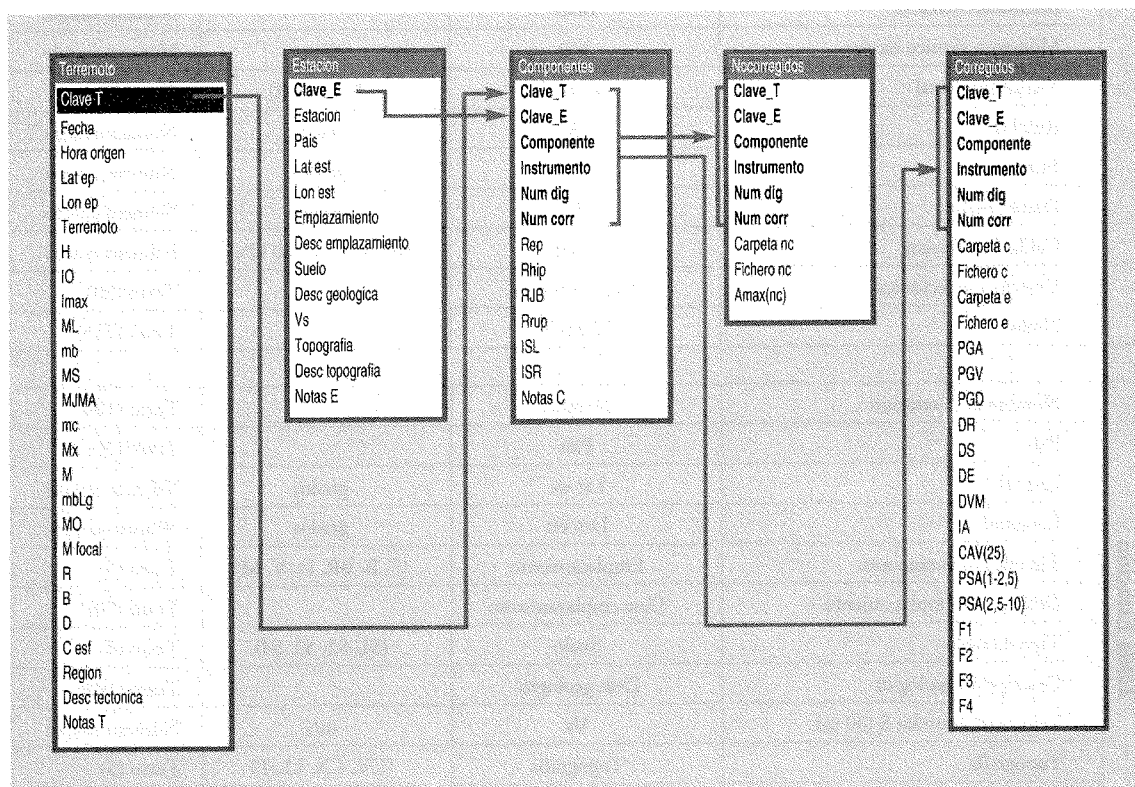


Figura IV.4. Tablas, campos y relaciones que componen la Base de Datos MFS.

Tabla IV.3. Lista de campos de la base de datos: nombres, unidades y formatos

Tabla Terremoto	Campo	Nombre	Unidades	Formato
	Terremoto	Terremoto		Texto (100)
	Región	Region		Texto (5)
	Fecha	Fecha	aaaammdd	Número largo
	Hora origen	Hora origen	hhmmss.s	Número simple
	Latitud epicentro	Lat ep	grados	Número simple
	Longitud epicentro	Lon ep	grados	Número simple
	Profundidad	H	km	Número entero
	Magnitud momento	M		Número simple
	Magnitud ondas superficiales	MS		Número simple
	Magnitud ondas internas	mb		Número simple
	Magnitud local	ML		Número simple
	Magnitud JMA	MJMA		Número simple
	Magnitud de coda	Mc		Número simple
	Magnitud ondas internas Lg	MbLg		Número simple
	Magnitud sin definir	Mx		Número simple
	Intensidad epicentral	I0		Número simple
	Intensidad máxima	Imax		Número simple
	Momento sísmico escalar	M0	Nm	Número simple
	Mecanismo focal	M focal	(N, I, D, R)	Texto (5)
	Rumbo	R	grados	Número entero
	Buzamiento	B	grados	Número entero
	Deslizamiento	D	grados	Número entero
	Caída de esfuerzos	C esf	bar (1 bar = 100 kPa)	Número entero
	Descripción tectónica	Desc tectonica		Texto (50)
	Notas	Notas T		Texto (255)
Tabla Estación	Nombre de la estación	Nombre		Texto (100)
	País	Pais		Texto (20)
	Latitud	Lat est	grados	Número simple
	Longitud	Lon est	grados	Número simple
	Tipo de emplazamiento	Emplazamiento	(F, B, BR, D, V, M)	Texto (5)
	Descrip. del emplazamiento	Desc emplazamiento		Texto (50)
	Tipo de suelo	Suelo	(S1, S2, S3, S4)	Texto (4)
	Descripción geológica	Desc geologica		Texto (100)
	Velocidad de ondas S (30 m)	Vs	m/s	Número simple
	Topografía	Topografia	(CV, CX, LL, P)	Texto (5)
	Descripción de la topografía	Desc topografia		Texto (50)
	Notas	Notas E		Texto (255)

Tabla IV.3. Lista de campos de la base de datos: nombres, unidades y formatos (continuación)

Tabla Componentes	Campo		Nombre	Unidades	Formato
	Componente		Componente		Texto (10)
	Instrumento		Instrumento		Texto (10)
	Número de digitalización		Num dig		Byte
	Número de corrección		Num corr		Byte
	Distancia epicentral		Rep	km	Número simple
	Distancia hipocentral		Rhip	km	Número simple
	Distancia J-B		RJB	km	Número simple
	Distancia de ruptura		Rrup	km	Número simple
	Intensidad sentida local		ISL		Número simple
	Intensidad sentida regional		ISR		Número simple
	Notas		Notas C		Texto (255)
No corregidos	Directorio datos no corregidos		Carpeta nc		Texto (7)
	Fichero no corregido		Fichero nc		Número entero
	Aceleración máxima (sin corregir)		Amax(nc)	cm/s ²	Número simple
Tabla Corregidos	Directorio datos corregidos		Carpeta c		Texto (8)
	Fichero corregido		Fichero c		Número entero
	Directorio datos de espectros		Carpeta e		Texto (8)
	Fichero de espectros		Fichero e		Número entero
	Aceleración pico		PGA	cm/s ²	Número simple
	Velocidad pico		PGV	cm/s	Número simple
	Desplazamiento pico		PGD	cm	Número simple
	Duración del registro		DR	s	Número simple
	Dur. signif. (Trifunac-Brady)		DS	s	Número simple
	Dur.efec.(Bommer, Martínez)		DE	s	Número simple
	Duración VM (VanMarcke)		DVM	s	Número simple
	Intensidad de Arias		IA	cm/s	Número simple
	CAV(25)		CAV(25)	cm/s	Número simple
	PSA 5% (1,2,5)		PSA(1-2,5)	cm/s ²	Número simple
	PSA 5% (2,5,10)		PSA(2,5-10)	cm/s ²	Número simple
	Frecuencia de filtrado	rolloff low	F1	Hz	Número simple
		cutoff low	F2	Hz	Número simple
		cutoff high	F3	Hz	Número simple
		rolloff high	F4	Hz	Número simple

Tabla Terremoto

Esta tabla contiene los parámetros referentes a la localización y tamaño (magnitudes y momento sísmico, intensidad epicentral) de cada uno de los terremotos de los que se tienen registros.

Los parámetros de localización de cada evento vienen dados por los campos fecha, hora origen, latitud y longitud epicentrales y profundidad del foco. La *fecha* está expresada como número entero en el formato año (cuatro dígitos), mes, día (aaaammdd). La hora origen se expresa como número real en el formato hora, minuto, segundo.decimas (hhmmss.s). Ambos parámetros de tiempo vienen dados en UTC (tiempo universal coordinado), salvo que se indique lo contrario. La *latitud* y *longitud* epicentrales se cifran como números reales (tres decimales) con la convención habitual, valores positivos N y E, negativos S y W, respectivamente. La *profundidad* del hipocentro está expresada en km, con formato de número entero.

Los parámetros de tamaño de la fuente están expresados por los diferentes tipos de magnitud, el momento sísmico escalar y la caída de esfuerzos. Se incluye también en este grupo la intensidad epicentral.

Dada la gran variabilidad en las escalas de medida de la magnitud, con el consiguiente problema que ello supone en el tratamiento unificado de los datos en relación con este parámetro, conviene hacer algunas observaciones sobre las escalas incluidas en la base de datos. El concepto de magnitud, una escala relativa de tamaños basada en las medidas de amplitud de fases sísmicas, fue desarrollado por K. Wadati y C. Richter en los años 30. Las escalas de magnitud se basan en dos consideraciones principales. Una es, que dada una geometría fuente-receptor y dos terremotos de diferente tamaño, el mayor de ellos producirá, en promedio, mayores amplitudes a la llegada de sus fases. La segunda consideración es que el comportamiento de tales llegadas (efectos de expansión geométrica y atenuación) puede ser conocido de manera estadística. La forma general de todas las escalas de magnitud está dada por:

$M = \log (A/T) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$, donde A es el desplazamiento del suelo de la fase en la que se basa la escala, T es el periodo de la fase medida, f es una corrección por distancia epicentral (Δ), y profundidad del foco (h), C_s es una corrección por el tipo de emplazamiento de la estación y C_r es una corrección por el tipo de región fuente (Lay y Wallace, 1995; Bommer, 1991).

La *magnitud local* fue definida por Richter (1935) como: $M_L = \log (A) - \log (A_0)$ específicamente para un sismógrafo de torsión Wood-Anderson de 0,8 s de periodo propio, 80% de amortiguamiento y magnificación estática 2.800 y para la región del sur de California. Un evento de magnitud cero produce una amplitud máxima de 0.001 mm en el Wood-Anderson a una distancia de 100 km. Los valores de A_0 fueron tabulados como una función de la distancia epicentral en esta región,

inicialmente en el intervalo 25-600 km y posteriormente extendidos al intervalo 0-1.000 km (Gutenberg y Richter, 1956). A partir de éstos, la expresión puede escribirse $M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta$. Fuera de esta región los valores de magnitud local no pueden considerarse como una estimación uniforme. M_L sigue siendo una escala de magnitud ampliamente usada, quizás por ser la primera que se definió. En general, es actualmente estimada mediante la deconvolución del instrumento utilizado y la convolución con la respuesta de un Wood-Anderson para obtener amplitudes equivalentes del mismo.

La *magnitud de ondas internas* proviene de la extensión de la escala de magnitud a telesismos. La definición básica dada por Richter (1945) es, $m_b = \log (A/T) + Q(\Delta, h)$, donde A se mide en μm en las fases P, PP o S. La práctica estándar para la determinación de la magnitud m_b es a partir de los instrumentos de la WWSSN de corto periodo, tomando la máxima razón amplitud-periodo de la fase P, medida dentro de un intervalo aproximado de 5 s después de la primera llegada, y en periodos del orden de un segundo. Otras estimaciones de la magnitud de ondas internas también utilizadas son: m_p determinada a partir de la máxima razón amplitud-periodo, registrada en instrumentos de medio periodo y medida en un intervalo de 20 s después de la primera llegada de la P; y m_b determinada utilizando las fases P, PP y S y periodos entre 5 y 15 s en instrumentos de largo periodo y de banda ancha. Estas definiciones no han sido consideradas en la base de datos.

También se ha incluido la *magnitud de ondas internas* m_{bLg} medida en la fase Lg (onda S canalizada en la capa granítica), que suele ser la llegada principal de alta frecuencia en zonas de gruesa corteza continental y en intervalos de distancias regionales (0-1.000 km). Esta magnitud ha sido incluida en la base de datos por ser la habitualmente utilizada por el IGN y otras agencias, aunque generalmente se cifra como magnitud m_b .

La *magnitud de ondas superficiales* fue definida originalmente por Gutenberg (1945), como $M_s = \log (A) + 1.656 \log (\Delta) + 1.818$, donde A es la máxima amplitud de las ondas superficiales de periodo 20 s, medida en μm . Fue posteriormente redefinida por sismólogos del este de Europa obteniéndose la ecuación: $M_s = \log (A) + 1.66 \log (\Delta) + 2.00$; aplicable para Δ entre 2° y 160° y para $T = 20$ s. En general, la amplitud utilizada en esta ecuación es la de la onda Rayleigh de la componente vertical (Bommer, 1991).

La *magnitud* M_{JMA} o M_J (Japan Meteorological Agency) fue definida y ha sido utilizada para la sismicidad regional de Japón. Normalmente ha sido calculada en instrumentos de periodo 5 s, en fases con periodos menores o iguales al del instrumento. Para terremotos a profundidades menores de 60 km, M_J se determina por la fórmula de Tsuboi (1954): $M_J = \log (A) + 1.73 \log (\Delta) - 0.83$. Para terremotos a profundidades mayores de 60 km, se utiliza la fórmula de Katsumata (1964): $M_J = \log (A) + K(\Delta, h)$, estando K tabulado. La diferencia promedio entre M_J y la magnitud momento, M , es menor de 0.1 en el intervalo [4.5 - 7.5]. En promedio M es mayor que M_J para

magnitudes mayores que 7.5. Algunos autores indican que M_j tiende a subestimar el tamaño de los terremotos frente a M_s para magnitudes mayores de 7 (Katsumata, 1996).

La *magnitud m_c* puede considerarse una de las magnitudes de duración dadas por la fórmula general $m_c = a \log t - bt + c\Delta$. Es una magnitud poco utilizada, basada en la duración de la coda para terremotos pequeños, pero ha sido incluida en la base de datos por existir una serie de terremotos de México para los que ésta viene dada.

La *magnitud momento, M* , fue definida por Kanamori (1977), $M = 2/3 \log M_0 - 10.73$, con la idea de proponer una escala sin problemas de saturación para grandes terremotos. Determinada a partir del momento sísmico escalar M_0 , no puede saturarse y es la escala que más sentido físico y estabilidad tiene. Por último, se ha incluido en la base de datos un campo de *magnitud sin especificar* o sin definir M_x , para aquellos casos en los que no queda claro la escala en la que el valor viene cifrado, por lo que será necesario revisar estos datos en fases posteriores.

El *momento sísmico escalar*, físicamente, es el momento del doble par de fuerzas equivalente, y es igual al deslizamiento final integrado sobre todo el área del plano de falla, multiplicado por la rigidez media de la región de la fuente. Es por tanto una medida del trabajo realizado en la propagación de la ruptura sobre la falla. En la base de datos, se expresa en formato exponencial en unidades Nm ($1 \text{ Nm} = 10^7 \text{ dinas cm}$). Uno de los métodos generalmente aceptado para el cálculo del momento sísmico se basa en la técnica del centroide del tensor momento (Dziewonski *et al.*, 1981), utilizando ondas internas de largo periodo. Este proceso de inversión ajusta simultáneamente dos señales de ondas internas de periodos 40 y 135 s.

La *caída de esfuerzos* es un parámetro de la fuente, cuyo interés en ingeniería sísmica es la medida del nivel de radiación de alta frecuencia. Se define como la diferencia del esfuerzo de cizalla antes y después del terremoto. La caída de esfuerzos usualmente determinada es la caída de esfuerzos estática, definida a partir de la ley de Hooke como una medida del deslizamiento final de la falla en relación a su dimensión característica $\Delta\sigma \sim u/r$. La determinación de $\Delta\sigma$ depende del modelo de fuente considerado. En el modelo de falla circular de radio R (Brune, 1970), $\Delta\sigma$ se relaciona con M_0 por la expresión $\Delta\sigma = 7M_0/16R^3$. Existe cierto acuerdo general sobre la estabilidad de $\Delta\sigma$ para un amplio rango de magnitudes. Kanamori y Anderson (1975) dan valores de aproximadamente 30 bar para terremotos interplaca y alrededor de 100 bar para terremotos intraplaca.

La *intensidad epicentral*, corresponde a la estimada para el área epicentral, mientras que la *intensidad máxima* ha de entenderse como la mayor sentida, ya que su determinación puede no coincidir con la que correspondería al área de la fuente (por ejemplo terremotos marítimos).

Los parámetros que se han elegido para expresar el tipo de fuente del evento caracterizan el mecanismo del mismo y la orientación del plano de falla. El *mecanismo* se indica como normal (N), inverso (I), o desgarre (D), y también posibles combinaciones de éstos y además se indicará si ha existido ruptura en superficie (R). Los campos que dan los ángulos de orientación del plano de falla, son el *rumbo*, el *buzamiento* y el *deslizamiento*. Se ha incluido además un campo de *descripción tectónica*, pensado para dar algún detalle sobre el entorno tectónico del terremoto.

Por último, también se incluye un campo de *notas T* en el que se pretende almacenar observaciones o comentarios acerca del evento.

Tabla Estación

La tabla “Estación” contiene las columnas referentes a la localización de la estación donde se registró el evento, su clasificación en cuanto a tipo de emplazamiento (campo libre, estructura, etc.) y en cuanto a tipo de suelo, con descripciones geológicas y geotécnicas cuando así sea posible. Se consideran estaciones diferentes, aquellas en las que aun siendo el mismo emplazamiento se dispusieron diferentes instrumentos, por ejemplo en distintas plantas de un edificio.

El *tipo de emplazamiento* se expresa mediante la siguiente clasificación:

B	todo tipo de edificios
BR	punto
D	presa
F	campo libre
M	miscelánea (torres, minas, túneles, plataformas, etc.)
U	utilidades (refinerías de petróleo, centrales térmicas, centrales nucleares, etc.)

A continuación del tipo se añade un número que indica el piso o nivel, en el caso que la estructura corresponda a un edificio (B). En este caso, los números negativos indican plantas sótano, los números 1 indican primer piso o bajo (planta de calle), y 99 indica tejado o azotea. Si la planta es indeterminada entonces se cifra como 0.

En el *campo descripción emplazamiento* se recogen los detalles de interés conocidos sobre dicho emplazamiento.

El *tipo de suelo* está clasificado en cuatro clases de la siguiente forma:

- | | |
|----|-------------------------------------|
| S1 | Roca dura, basamento |
| S2 | Roca sedimentaria y conglomerados |
| S3 | Suelo y sedimentos glaciares |
| S4 | Aluvión y sedimentos sin consolidar |

El *campo descripción geológica* da una breve descripción del tipo de geología en superficie, del emplazamiento de la estación. Para poder considerar de manera más cuantitativa el efecto local se ha incluido el campo de velocidad de ondas S en el promedio de los últimos 30 m (dato que no siempre es fácil de conocer). Además se ha incluido un campo *topografía* con la idea de poder codificar la situación topográfica de la estación de manera sencilla. La clasificación pensada inicialmente recoge cuatro tipos de accidentes topográficos, CV, CX, LL y P que corresponden respectivamente a cóncavo, convexo, llano y pendiente. Para poder incluir detalles más específicos al respecto se ha incluido otro campo denominado *descripción topográfica*, y cuyo fin sería concretar más sobre la clasificación básica dada, con vistas a la realización de otros estudios sobre el efecto topográfico. También se incluye un campo de *notas E* para observaciones o comentarios acerca de la estación.

Tabla Componentes

Esta tabla guarda la información común a cada componente del movimiento, como son, el modelo de instrumento y diferentes medidas de distancia entre la estación a la que pertenece la componente y el evento que produjo el registro.

El nombre de la *componente* indica la dirección de la misma, y puede estar dada en diferentes formatos, como por ejemplo:

L, T, V	componentes longitudinal, transversal y vertical
NS, EW, VER	componentes norte-sur, este-oeste y vertical
N90E	componente este
0, 90	componente norte y este.

El *instrumento* recoge tan sólo el modelo con el que se realizó el registro. Estos instrumentos, denominados acelerógrafos, han ido evolucionando con notables mejoras en los rangos de frecuencias.

La primera generación de estos instrumentos la forman los llamados óptico-mecánicos y en ellos se incluyen el primero introducido en 1931 por el USCGS denominado Montana, y otros como AR-240 (1963), RFT-250 (1967), SMA-1 de Kinematics (1970), SMAC (1952) utilizado en Japón, MO-2 desarrollado en Nueva Zelanda y las series SSRZ de la antigua Unión Soviética (Bommer, 1991). Otro instrumento más de este tipo es el CRA-1 que es multicanal y registra hasta 13 trazas en película fotográfica. Todos ellos son analógicos y requieren la conversión a formato digital y las posteriores correcciones. Hay una segunda generación de instrumentos denominados digitales, que producen registros en un medio magnético y que están basados en el transductor de equilibrio de fuerzas (servomecánico). Presentan notables ventajas sobre los analógicos, como es el hecho de disponer de una memoria pre-evento que permite recuperar el inicio de la señal y también el evitar los errores que conlleva la digitalización del registro. Estos instrumentos han sufrido en los últimos años una evolución muy rápida. Entre los primeros acelerógrafos digitales se encuentran el DSA-1, DCA-33, y PDR-1, todos ellos con conversores analógico-digital de 12 bits. Actualmente la mayoría de estos instrumentos, como el SSA-2 de Kinematics, llevan conversores de 18 bits.

Los campos *número de digitalización* y *número de corrección* han sido introducidos en la base de datos para poder identificar cada una de las posibles digitalizaciones y correcciones de un mismo registro, esto es, cuándo un mismo movimiento registrado (mismo evento y estación) corresponde a una segunda digitalización o una segunda corrección, por estar realizadas bien de distinta forma, o bien por equipos diferentes. Por ello, estos campos se incluyen también en las tablas que siguen a ésta, No-correctados y Correctados. La nomenclatura de los nombres de los ficheros (explicada en el apartado IV.2) que aparecen en estas tablas, está relacionada con el valor de estos dos números. Para entender mejor la función de estos dos campos, considérense los dos siguientes casos que a continuación se exponen a modo de ejemplo. En el primer ejemplo se tiene un acelerograma no corregido (una digitalización) y dos acelerogramas, del mismo registro, corregidos de forma diferente. Los números de digitalización y corrección de los pares correspondientes son 1, 1 (digitalización 1, corrección 1) y 1, 2 (digitalización 1, corrección 2). En este caso los ficheros no-correctado y los corregidos llevarán como sufijo del nombre correspondiente las letras 'n' y 'c' para el primer par y 'n' y 'c2' para el segundo par. En el segundo caso, se tienen dos digitalizaciones diferentes del mismo registro, cada una con su correspondiente corrección. Los números de digitalización y corrección de cada par serán 1, 1 (digitalización 1, corrección 1) y 2, 1 (digitalización 2, corrección 1). Ahora, los ficheros no-correctados y corregidos llevarán como sufijo del nombre correspondiente las letras 'n' y 'c' para el primer par y 'n2' y 'n2c' para el segundo par.

Los parámetros de distancia que se han considerado son, la *distancia epicentral*, la *distancia hipocentral*, y la distancia horizontal más corta a la proyección vertical de la ruptura, denominada distancia *Joyner y Boore*, por ser estos autores los primeros en definirla (Joyner y Boore, 1981), y también la distancia mínima a la superficie de ruptura denominada R_{rup} . Todas estas distancias están medidas en kilómetros. Una definición gráfica de estas distancias se muestra en la figura IV.5.

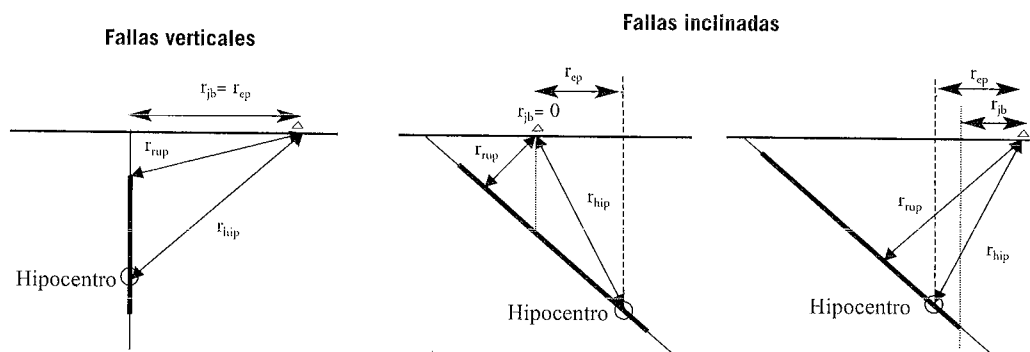


Figura IV.5. Definiciones de distancia fuente-emplazamiento.

Tabla No-corregidos

En esta tabla se almacenan los campos relativos al registro sin corregir, como son su aceleración máxima, la localización del fichero que contiene los datos, el número de digitalización al que corresponden, y el número de corrección en caso de que exista.

La aceleración máxima, corresponde a la aceleración pico del registro no corregido y las unidades en que se almacena son cm/s^2 . Los parámetros de localización del fichero están separados en *directorio* y *fichero* y ambos indican los nombres correspondientes a ficheros físicamente ubicados en el banco de datos (actualmente en la estación de trabajo).

Tabla Corregidos

La información contenida en esta tabla para cada componente del movimiento, corresponde básicamente a los valores máximos registrados, bandas de filtrado en la corrección, parámetros calculados tales como duración, intensidad de Arias, CAV, y aceleración espectral PSA, y también la localización del fichero de datos. Todos estos parámetros tienen un notable interés en la caracterización del registro, y por ello han sido considerados, si bien no ha sido posible el cálculo de muchos de ellos, previendo la realización de los cálculos necesarios en etapas posteriores.

Una vez corregido el acelerograma, pueden calcularse los espectros de Fourier y de respuesta correspondientes. Es por ello, que en esta tabla aparecen además de los campos de localización del *fichero corregido* (de forma similar a la tabla anterior), también los del *fichero de espectros*.

Los parámetros del movimiento, que pueden obtenerse directamente del registro son la duración del mismo (en s), y los valores máximos de la aceleración (en cm/s^2), la velocidad (cm/s) y el desplazamiento (en cm), llamados también valores pico.

Otros parámetros, de interés en la caracterización de los registros y en su posible relación con el daño potencial, son la intensidad de Arias y la velocidad absoluta acumulada (CAV). La definición e interpretación de estos parámetros puede verse en el apartado X.1 de esta publicación.

Los parámetros de duración, con interés en ingeniería sísmica, tratan de medir la duración de la fase fuerte del movimiento, por la importancia que ésta tiene en la respuesta dentro del rango inelástico, de cimentaciones, materiales y estructuras. Existen alrededor de treinta definiciones diferentes de duración. En la base de datos se han considerado las que a continuación se describen.

La *duración significativa* está basada en la acumulación de energía en el acelerograma, y está relacionada con la intensidad de Arias. Se define como el intervalo de tiempo, sobre el cual se acumula una proporción de la energía total. En la definición propuesta por Trifunac y Brady (1975), este intervalo está delimitado por los tiempos en los que se alcanza el 5% y el 95% del total de la intensidad de Arias.

La definición de la *duración efectiva*, propuesta por Bommer y Martínez (1996), puede considerarse genéricamente una duración significativa, pero a diferencia de ésta el comienzo y final de la fase fuerte se miden con criterios absolutos. De esta manera, se tiene una medida objetiva del intervalo de tiempo en el que se encuentra comprendida una cierta cantidad de energía (ver apartado X.1).

Los parámetros espectrales considerados son promedios de la *pseudoaceleración espectral* y tienen especial interés en el marco de la normativa nuclear de EEUU (ver apartado III) para la determinación de terremotos de control. Ambos están calculados para una fracción de amortiguamiento crítico del 5% y los promedios se realizan respectivamente en los intervalos de frecuencias [1, 2.5] y [2.5,10] Hz.

IV.4. Utilidades informáticas

Para facilitar la gestión, selección y análisis de los datos se han elaborado, en paralelo a las actividades de organización y clasificación de los mismos, diferentes programas y utilidades informáticas, que a continuación se describen.

IV.4.1. Programa MFSDaños

En primer lugar, se ha realizado un programa de interfaz de la base de datos MFS, cuyo objetivo es la consulta y explotación de ésta de forma amigable al usuario.

Este programa, denominado *MFSDaños*, permite por una parte realizar una consulta de tipo general en la que se relacionan e incluyen todas las tablas y campos de la base de datos, y por otra, realizar consultas variables, en las que se pueden elegir diferentes parámetros de búsqueda y rangos de valores de éstos, formando la combinación lógica que se precise.

En ambos tipos de consulta, los resultados pueden verse hojeando la ficha individual de cada componente, o en un listado en forma de tabla, y pueden ser grabados en fichero o imprimirse para su utilización en tareas posteriores. Desde las citadas fichas puede también obtenerse un gráfico preliminar de la componente corregida (aceleración, velocidad y desplazamiento). Un ejemplo del funcionamiento de este programa se muestra en la figura IV.6.

En una reciente revisión del programa se ha incluido como opción el cálculo y representación gráfica de los espectros y pseudoespectros de respuesta, para distintos amortiguamientos, de la componente de aceleración corregida seleccionada.

IV.4.2. Programa ITADaños

Para el procesado y tratamiento de los registros de movimiento, se ha preparado el programa denominado *ITADaños* (Interfaz de Tratamiento de Acelerogramas).

Este programa permite leer y convertir a distintos formatos los ficheros del banco de datos, realizar procesados de corrección y cálculo de espectros de acelerogramas mediante diferentes enlaces vía shell con el programa *BAP* (Basic Accelerogram Processing) desarrollado en el USGS (Converse 1992, 1995).

Permite también, producir salidas gráficas de los ficheros de entrada y de los diferentes ficheros resultantes, bien en el mismo programa (gráficos draft), o bien enlazando con gráficos Excel de Microsoft, más adecuados para la edición posterior. Un ejemplo del organigrama de funcionamiento del programa, que puede ser utilizado también como menú básico durante la ejecución, puede verse en la figura IV.7.

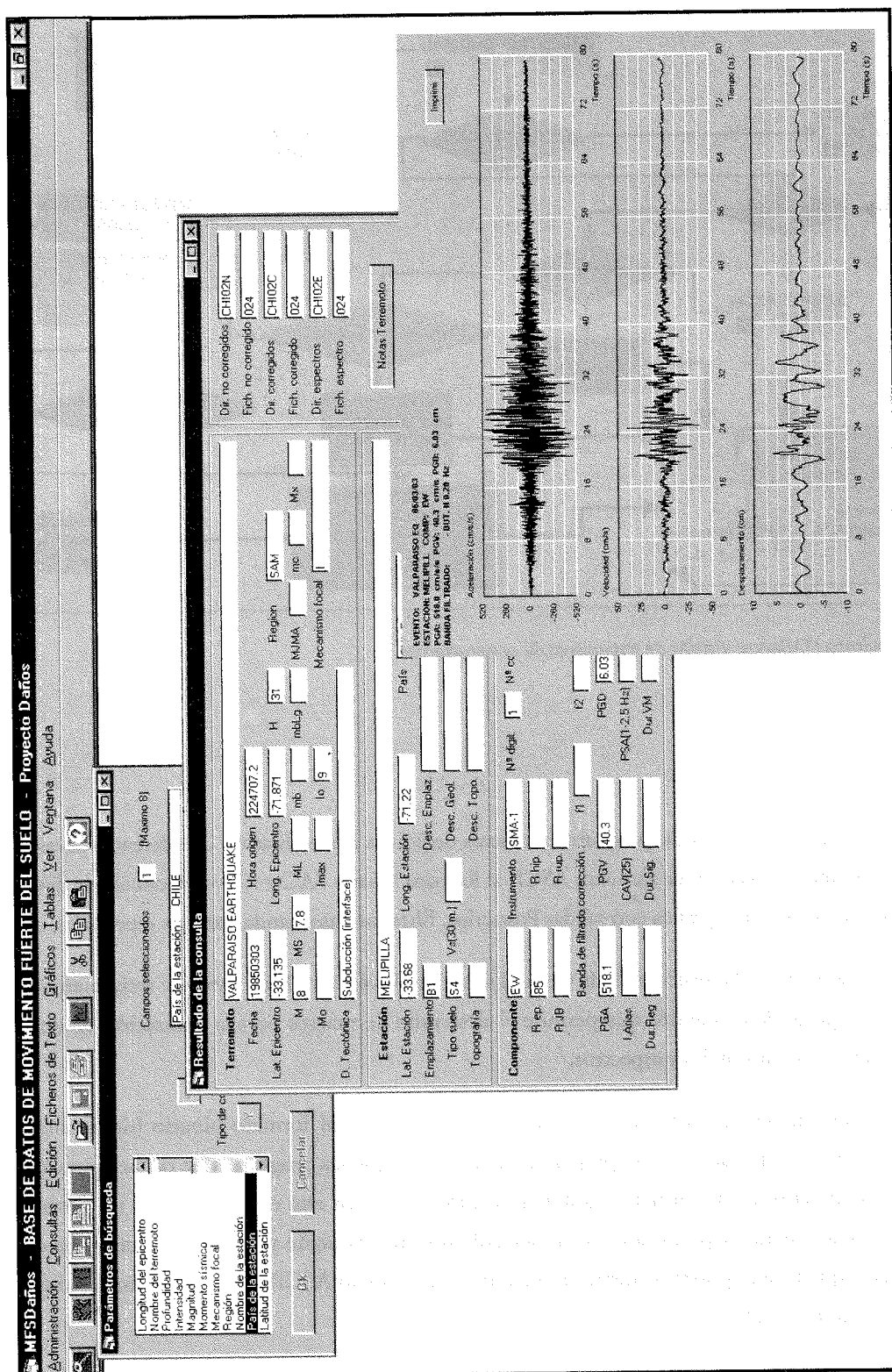


Figura IV.6. Ejemplo de explotación del programa MFSDaños. Interfaz de base de datos.

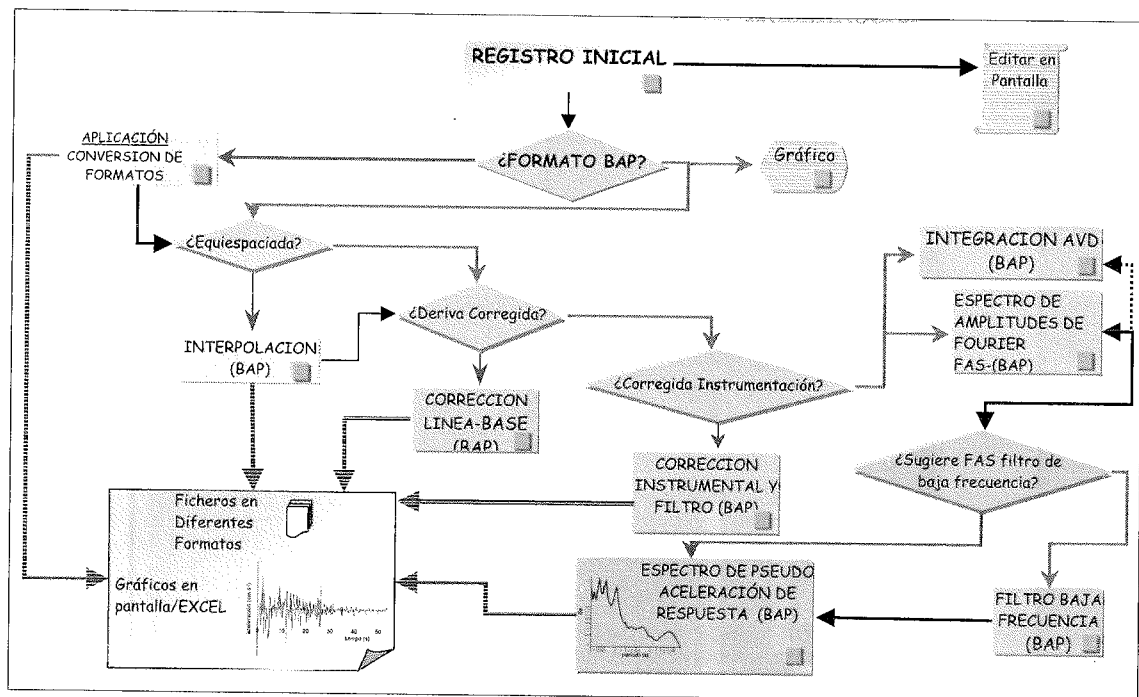


Figura IV.7. Programa ITADaños: interfaz de tratamiento de acelerogramas.

IV.4.3. Otros programas

También se han desarrollado programas y macros dedicados a la realización de diferentes tareas de interés, como lectura y conversión de formatos ASCII al formato binario SAC y viceversa, cálculo de distintos parámetros, representación gráfica con salidas Postscript, filtrados paso-banda, razones espectrales, etc.

El programa *SAC* (Seismic Analysis Code, Lawrence Livermore Nat. Lab.) de tratamiento de señales, es un lenguaje de comandos que permite el desarrollo de macros para la realización de tareas sistemáticas con series temporales y espectros.

Numerosos acelerogramas corregidos han sido convertidos al formato binario (denominado formato binario *SAC*) definido por este programa, mediante pequeños programas de conversión contruidos en lenguaje Fortran. La principal utilidad de esta conversión está en disponer de un formato uniforme que ocupa menor espacio, que puede ser utilizado directamente por *SAC* para tareas de cálculo y análisis, y que facilita posteriormente reconvertir a un formato ASCII homogéneo estos ficheros (programa Fortran leesac.f).

Los macros de *SAC* desarrollados están instalados en la estación de trabajo, para poder ser usados sistemáticamente, e incluyen tareas como:

- Gráficos de aceleración, velocidad y desplazamiento de acelerogramas corregidos.
- Cálculo y salida gráfica de los espectros de amplitudes de Fourier de la aceleración.
- Cálculo y salida gráfica de las razones espectrales entre la componente horizontal y la componente vertical.
- Cálculo y salida gráfica de filtrados paso-banda de la señal (aceleración, velocidad o desplazamiento). Se obtienen la señal original y filtrados diferentes de la misma, realizados con filtros paso-banda Butterworth.

En las figuras IV.8 y IV.9 se muestran como ejemplo las salidas gráficas (Postscript) de algunos de estos macros.

Se han desarrollado otros programas para el cálculo de algunos parámetros de interés. Corresponden al cálculo de la intensidad Arias a partir del registro completo de la aceleración corregida o bien filtrada en ciertas bandas de frecuencia, y al cálculo del CAV (velocidad absoluta acumulada), a partir de los ficheros de aceleración corregida (programas *aricav.f* y *arifil.f*).

Por último, otros programas que se han incorporado a este entorno informático, por su utilidad y sencillez de funcionamiento, son el programa *Pitsa* y el programa *Nonlin*.

El programa *Pitsa* (versión 4.5, entorno Unix) realizado por F. Scherbaum y J. Johnson (Universidad de Postdam), es también un programa de tratamiento de señales sísmicas, que a diferencia del anterior contiene un interfaz de usuario con menús para la realización de los distintos procesos. Un ejemplo de salida gráfica de este programa, en el que se ha calculado el espectro de respuesta de aceleración, velocidad y desplazamiento de una componente, se muestra en la figura IV.10. Este programa es una alternativa más para la corrección de acelerogramas, si bien a diferencia del programa *ITADaños*, no existe un menú guiado para esta tarea y el usuario ha de saber qué procesos de tratamiento de señales han de aplicarse en cada momento y por qué.

Nonlin, desarrollado por F. A. Charney (Advanced Struct. Concepts Inc.) es un programa para análisis dinámico de sistemas estructurales de un grado de libertad. El programa tiene un carácter fundamentalmente didáctico, y su utilidad principal es la obtención de los espectros de respuesta del movimiento y de los parámetros de respuesta estructural (energía, diagramas de histéresis, etc.). El programa está desarrollado para entornos PC-Windows. Un ejemplo de cálculo de espectros de respuesta realizado con el programa *Nonlin* se muestra en la figura IV.11.

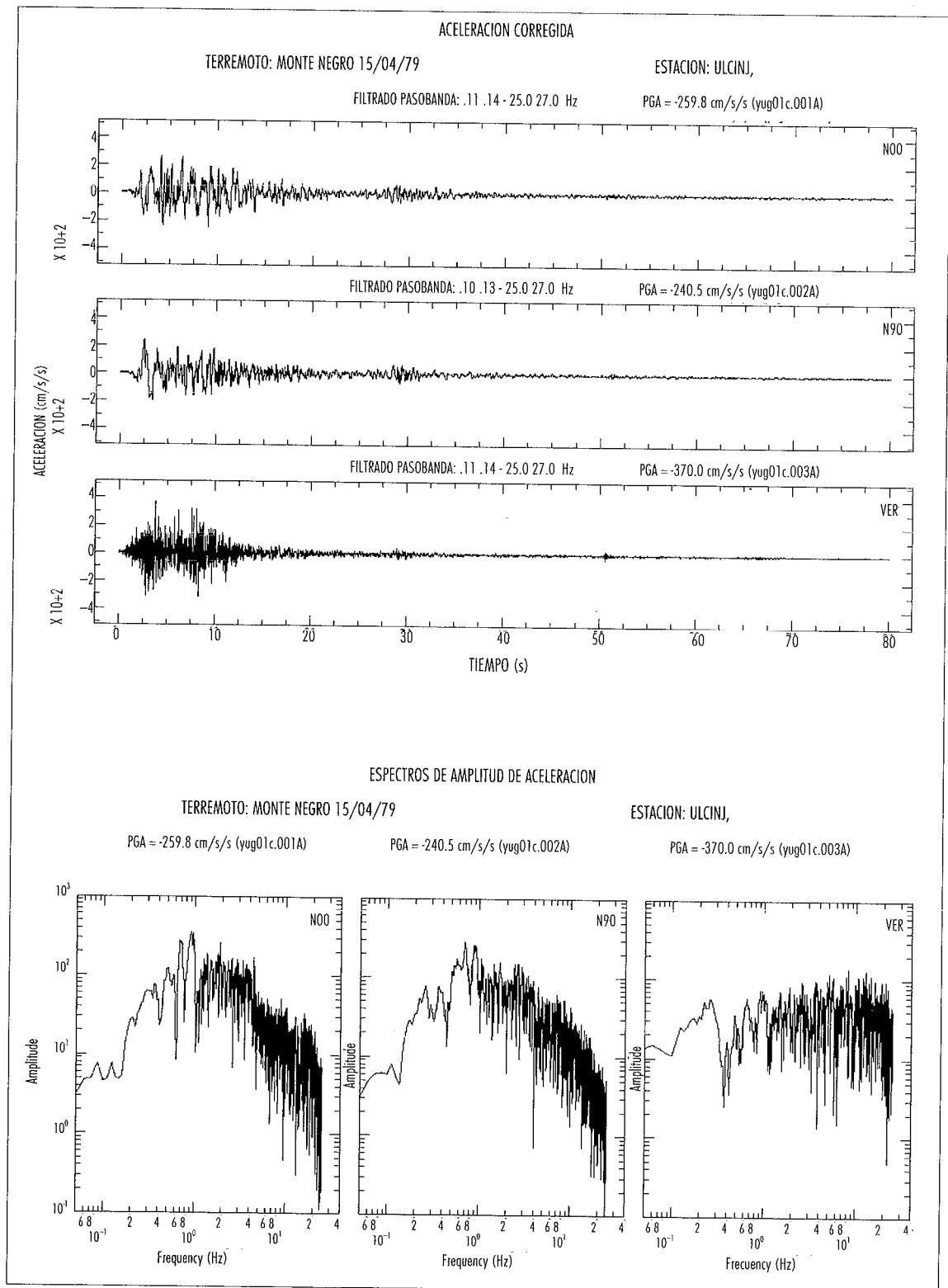


Figura IV.8. Salidas gráficas realizadas con macros SAC: aceleración y espectros de Fourier.

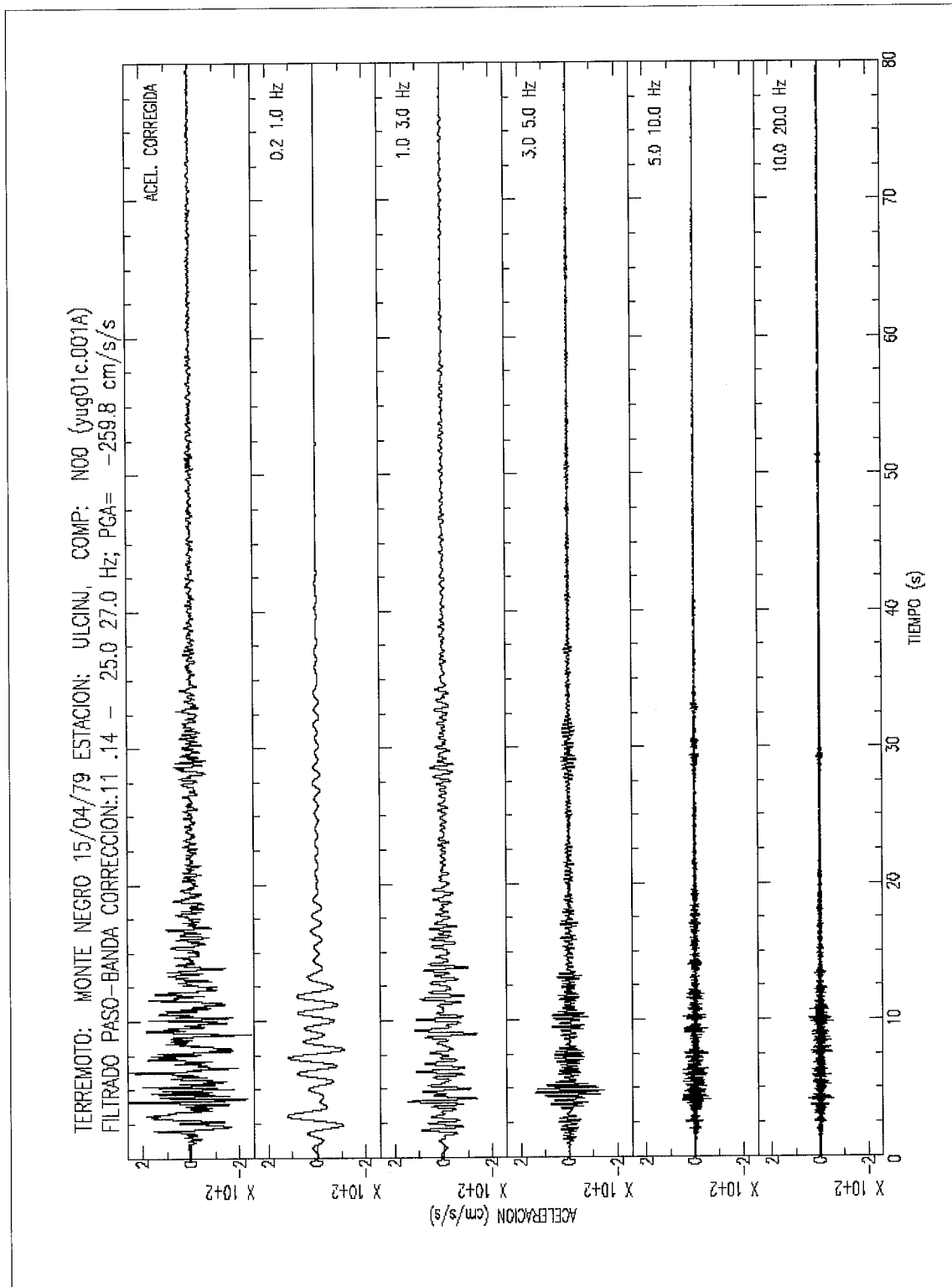


Figura IV.9. Salidas gráficas realizadas con macros SAC: filtros paso-banda.

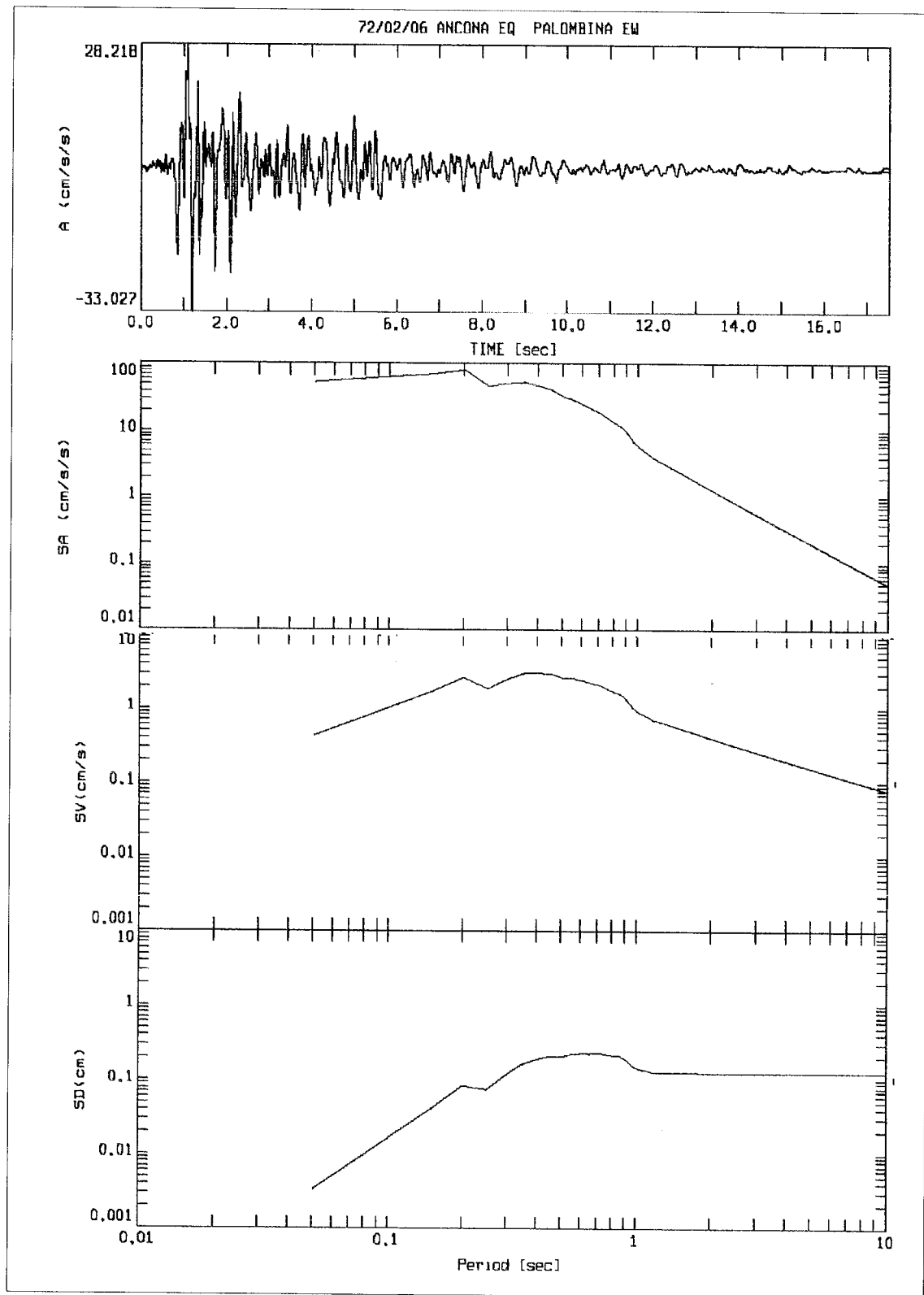


Figura IV.10. Salidas gráficas realizadas con el programa Pitsa: cálculo de espectro de respuesta: SA, SV, SD.

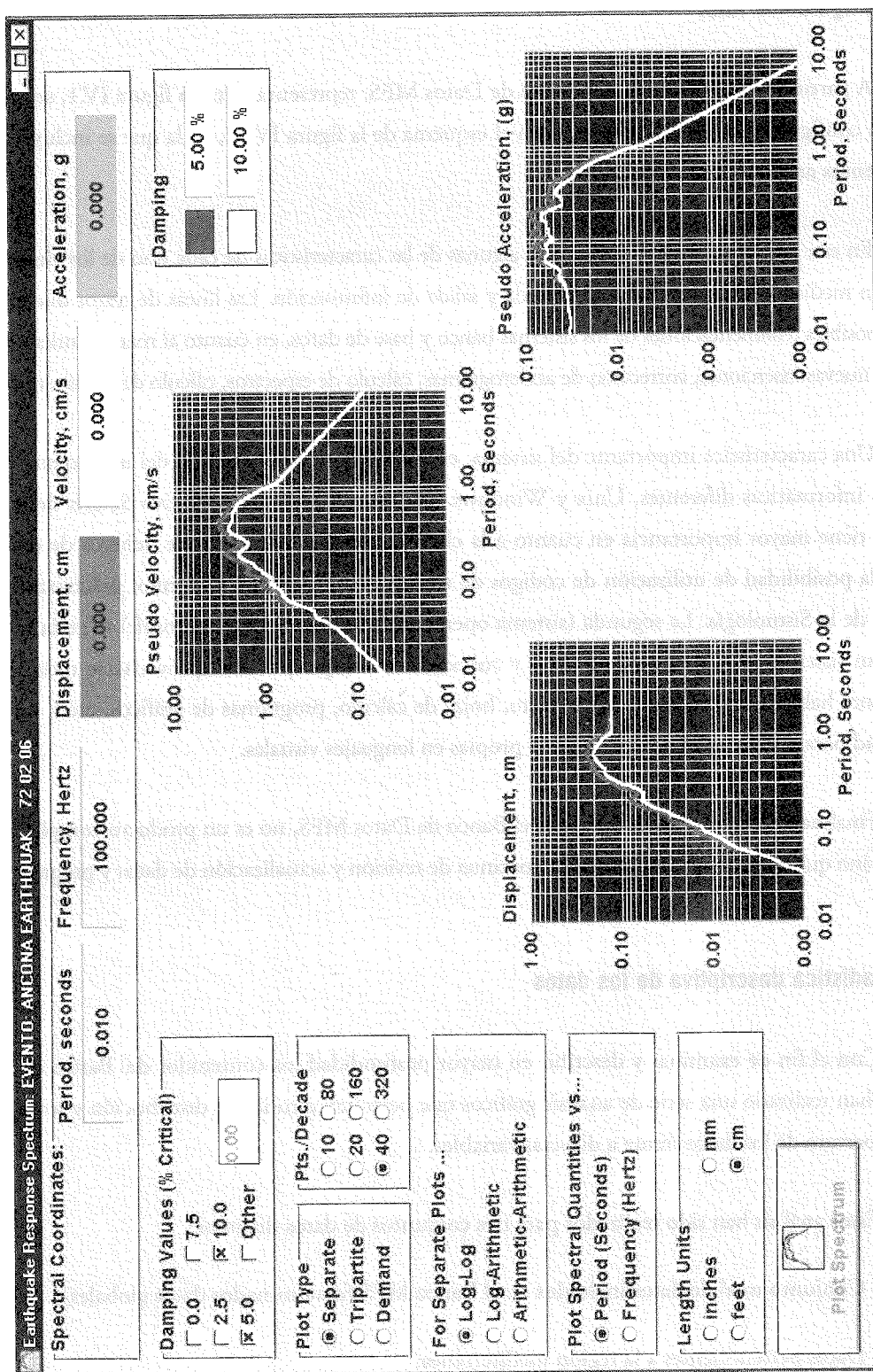


Figura IV.11. Ejemplo de aplicación del programa Nonlin: cálculo de espectros PSA, PSV, PSD.

IV.5. Configuración final

A partir del diseño básico del Banco de Datos MFS, representado en la figura IV.1, se ha llegado a una configuración final representada en el esquema de la figura IV.12, en la que se incluyen todos los elementos anteriormente explicados.

En este esquema, se dan brevemente algunas de las características de cada uno de los elementos y se indican mediante líneas los flujos de entrada y salida de información. Las líneas de trazos discontinuos señalan posibles realimentaciones de los sistemas banco y base de datos, en cuanto al mantenimiento de los mismos, nuevas inserciones, corrección de acelerogramas, cálculo de espectros, cálculo de parámetros etc.

Una característica importante del sistema, es la división y compartición del mismo en dos plataformas informáticas diferentes, Unix y Windows. La primera (sistema operativo Solaris de Sun) ha tenido y tiene mayor importancia en cuanto a la clasificación y movimiento de ficheros de datos, así como a la posibilidad de utilización de códigos de tratamiento de señales y cálculo, prácticamente específicos de la Sismología. La segunda (sistema operativo Windows-95 de Microsoft) tiene la versatilidad de un sistema ampliamente difundido y conocido, en el que pueden aprovecharse todo tipo de aplicaciones habituales (procesadores de texto, hojas de cálculo, programas de gráficos, etc.), así como la facilidad para el desarrollo de aplicaciones propias en lenguajes visuales.

Finalmente, hay que considerar que el Banco de Datos MFS, no es un producto completamente cerrado, sino que ha de tener una dinámica continua de revisión y actualización de datos y programas.

IV.6. Estadística descriptiva de los datos

Con el fin de examinar y describir en mayor profundidad los contenidos del Banco de Datos MFS, se han realizado una serie de análisis gráficos que permiten estudiar la distribución y los intervalos de cobertura de los datos frente a diversas variables.

Estos análisis han sido realizados para tres conjuntos de datos distintos:

- Conjunto total de datos incluidos en el Banco MFS (denominados datos globales).
- Datos pertenecientes a la región mediterránea.
- Datos españoles.

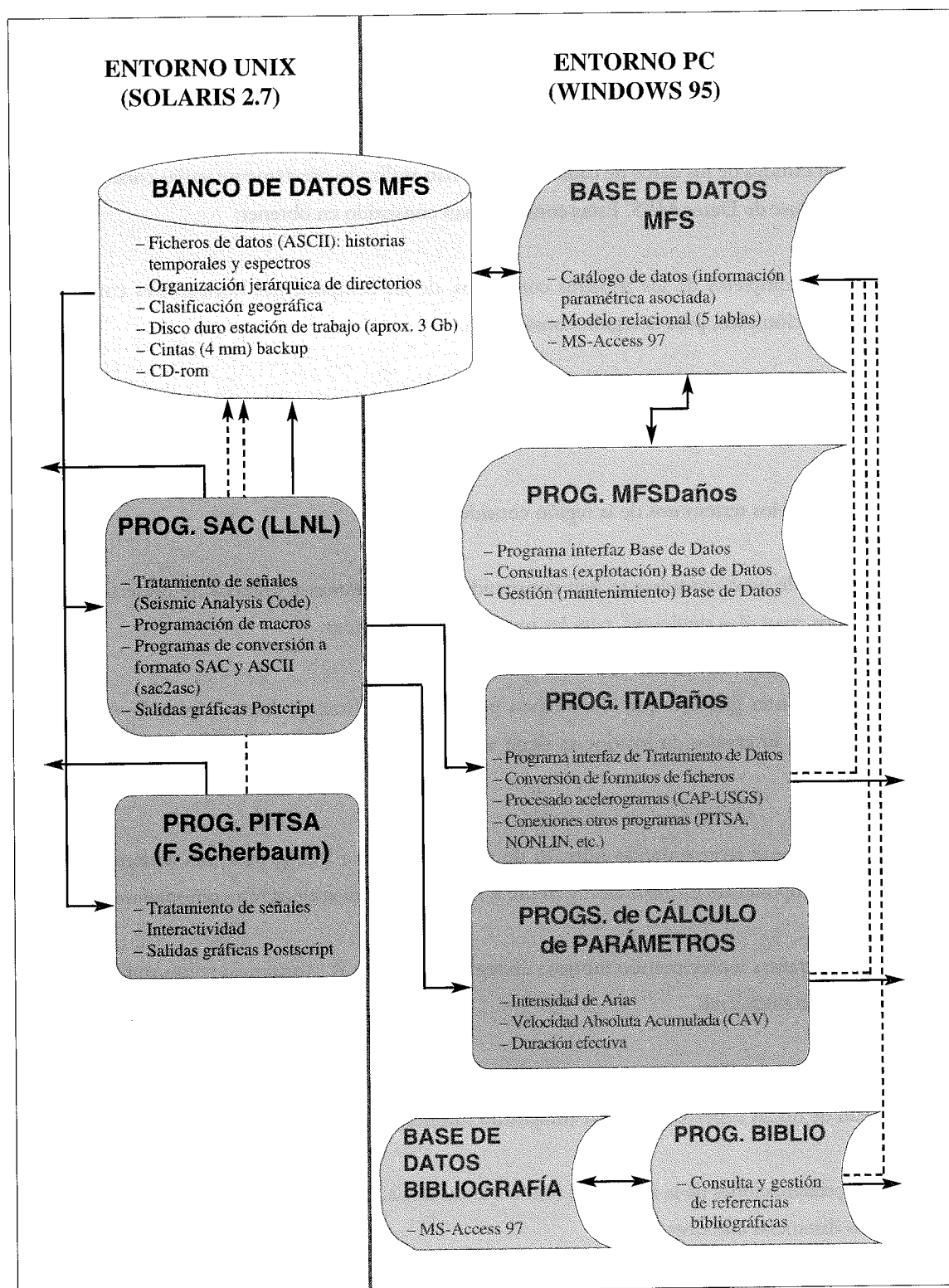


Figura IV.12. Banco de Datos MFS. Configuración final.

Las descripciones estadísticas que se incluyen en este apartado tienen conexión directa con el epígrafe siguiente sobre leyes de atenuación, al ser éstas deducidas de las mismas muestras de datos: global, región mediterránea y España.

Para el estudio de los datos de cada región, se han realizado previamente varias consultas de explotación de la Base de Datos MFS. Estas consultas han consistido en obtener:

- Datos completos de los registros corregidos, de las componentes horizontales con máxima aceleración pico, para la región considerada.
- Datos completos de los registros corregidos de las componentes verticales de la región considerada.
- Datos de los terremotos de la región considerada.

A partir de estas consultas se han construido los histogramas y gráficos de dispersión que se muestran en los apartados siguientes, para las tres regiones estudiadas.

Los diferentes gráficos que se obtienen permiten visualizar de forma rápida la variabilidad de los datos, y los intervalos en los que se tiene mayor o menor cobertura de éstos. Con este fin se han trazado:

- Histogramas representando número de registros frente a PGA_H (máxima aceleración de los dos componentes horizontales) y frente a PGA_V (máxima aceleración componente vertical).
- Histogramas representando número de registros frente a R_{ep} (distancia epicentral) y R_{hip} (distancia hipocentral).
- Histogramas representando número de terremotos frente a M_L (magnitud local), M_S (magnitud de ondas superficiales) y M (magnitud momento).
- Representaciones de la magnitud frente a la distancia, considerando las escalas de magnitud y las distancias anteriores.

Algunos de estos histogramas han sido además ampliados para determinados intervalos de valores de la variable representada, con el objeto de detallar más estas partes de la distribución.

IV.6.1. Datos globales del banco de datos MFS

En las figuras IV.13 y IV.14 se muestran los histogramas en número de registros, de aceleración pico, PGA, de la componente horizontal de máxima aceleración, PGA_H , y de la componente vertical, PGA_V , respectivamente. Por tanto, en cada caso sólo se representa una componente de las tres que generalmente se han registrado en la estación. También es importante destacar, que en este recuento se han filtrado o eliminado todos los emplazamientos que corresponden a puentes (BR) y a edificios con instrumentos en plantas segundas y superiores (B2, B3, etc.), con el objetivo de contabilizar sólo los datos que más se aproximan a las condiciones de campo libre. En ambos casos, se ha realizado una ampliación del histograma para valores menores que 200 cm/s^2 y menores que 2 cm/s^2 . De la observación de estos gráficos puede apreciarse que la mayor parte de aceleraciones pico se concentran por debajo de $200 \text{ cm/s}^2 \cong 0.2 \text{ g}$.

En las figuras IV.15 y IV.16 se han representado los histogramas en número de registros de distancia epicentral e hipocentral, respectivamente. Al igual que antes, el número de registros hace referencia a una sola de las tres componentes generalmente registradas. En ambas figuras se ha realizado una ampliación del histograma para valores menores que 200 km y menores que 50 km . Puede observarse que el intervalo de distancias entre 0 y 100 km es en el que se concentra el mayor número de registros, existiendo también un número de registros muy inferior, pero apreciable, hasta distancias de 200 y 400 km .

En la figura IV.17 se muestran los histogramas de la magnitud, en número de terremotos contenidos en la base de datos, con valores superiores a 3.5 . Dado que hasta el momento no se han realizado conversiones entre escalas de magnitud ni reevaluación de las mismas, se han calculado los histogramas para los tres tipos de magnitud más importantes: magnitud local, M_L , magnitud de ondas superficiales, M_S , y magnitud momento, M . En dicha figura puede apreciarse cómo las tres distribuciones presentan diferencias notables en cuanto a número de terremotos registrados, pero en cualquier caso, existe una buena cobertura de los intervalos de magnitud con interés en ingeniería sísmica.

Otra representación de la magnitud, en este caso en función de las distancias epicentral e hipocentral, a las que fueron registrados los eventos, puede verse en los gráficos de las figuras IV.18 y IV.19. Se observa cómo la magnitud momento, M , cubre mejor los rangos de magnitudes y distancias altas, mientras la magnitud local, M_L , tiene un corte bien definido para magnitudes superiores a 7 y distancias mayores que 200 km , a partir del cual apenas se encuentran datos. En los dos casos, la mayor concentración de puntos se encuentra en el entorno de magnitudes 5 a 6.5 y distancias entre 0 y 100 km .

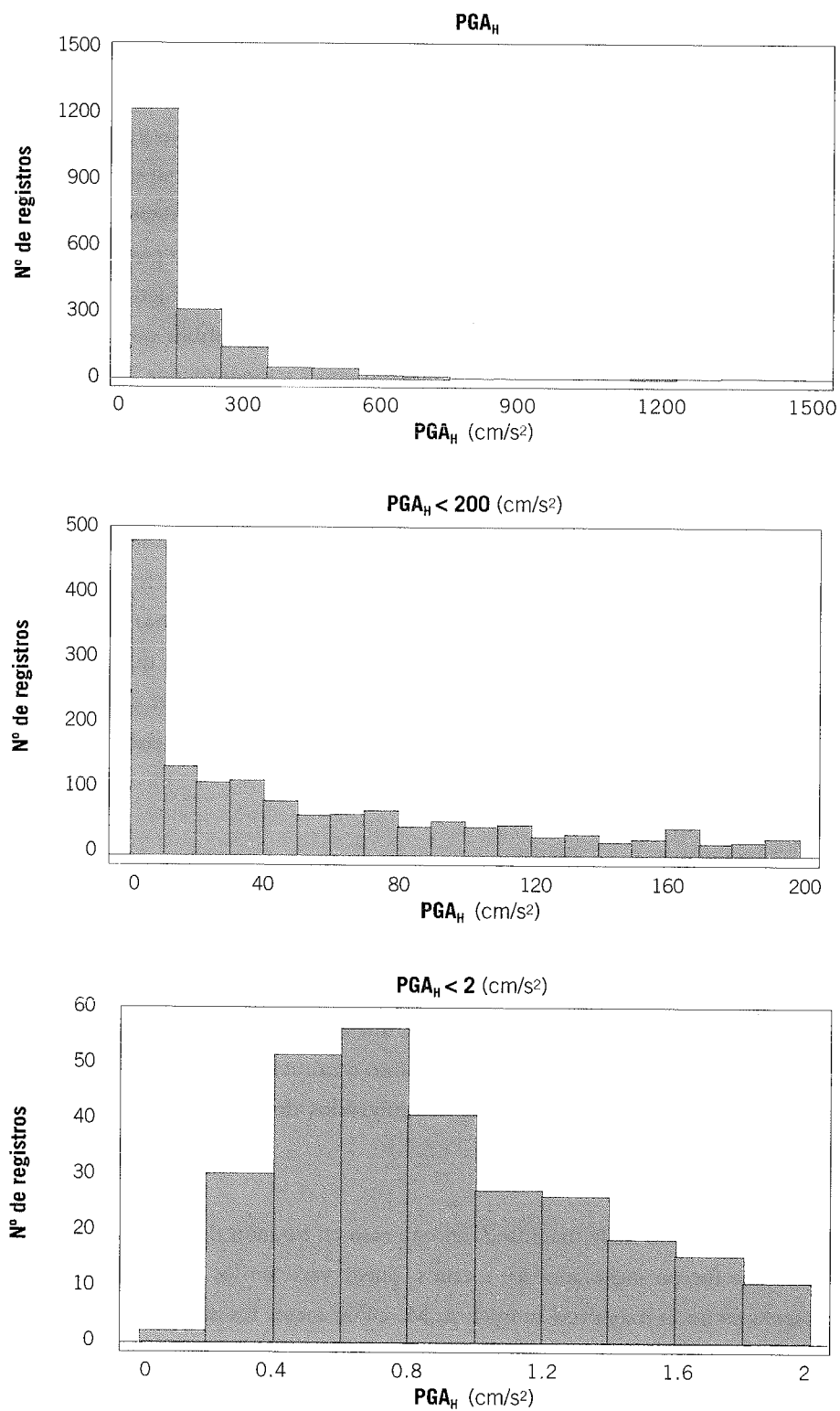


Figura IV.13. Datos globales. Histogramas PGA_H (comp. horizontal máxima).

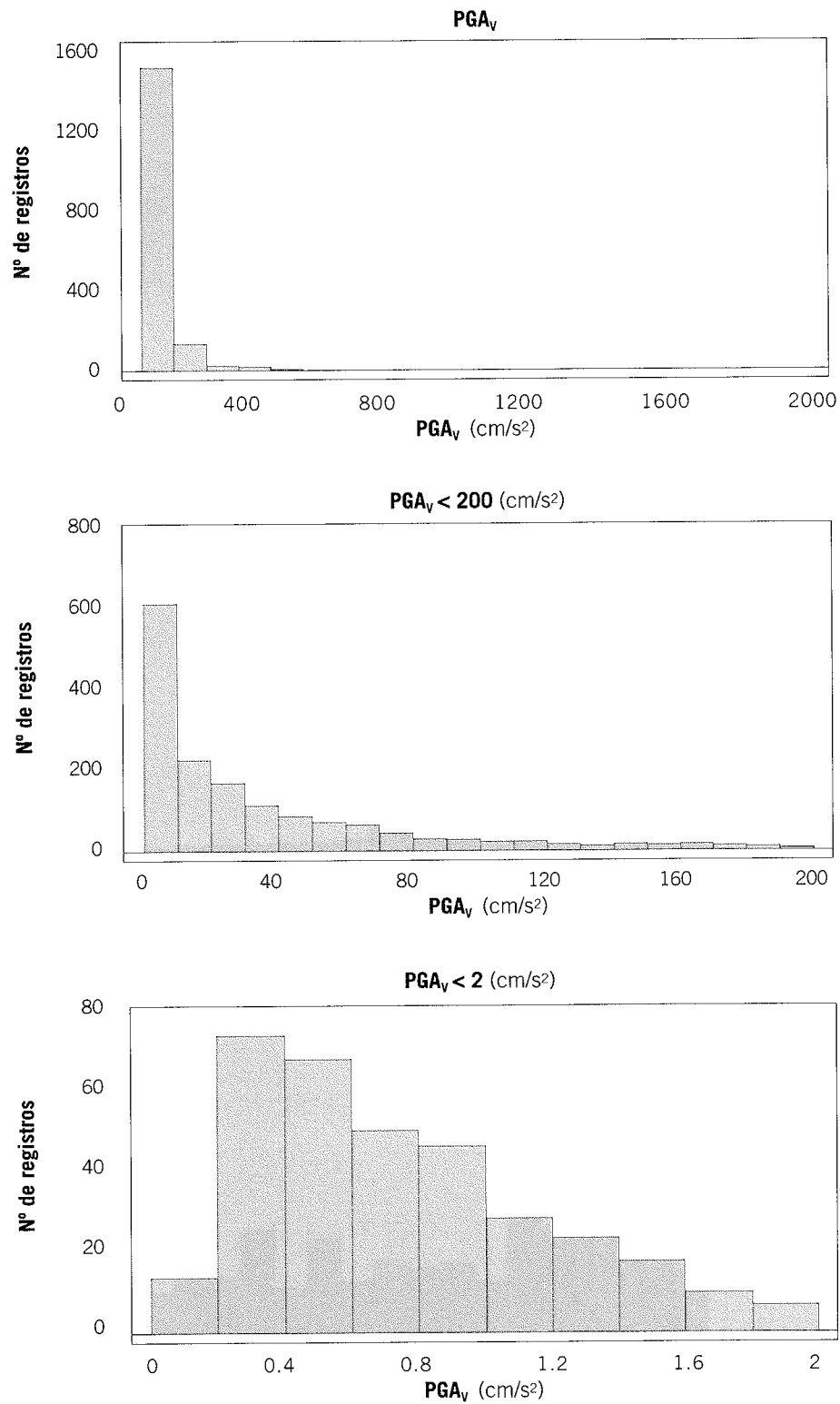


Figura IV.14. Datos globales. Histogramas PGA_v (comp. vertical).

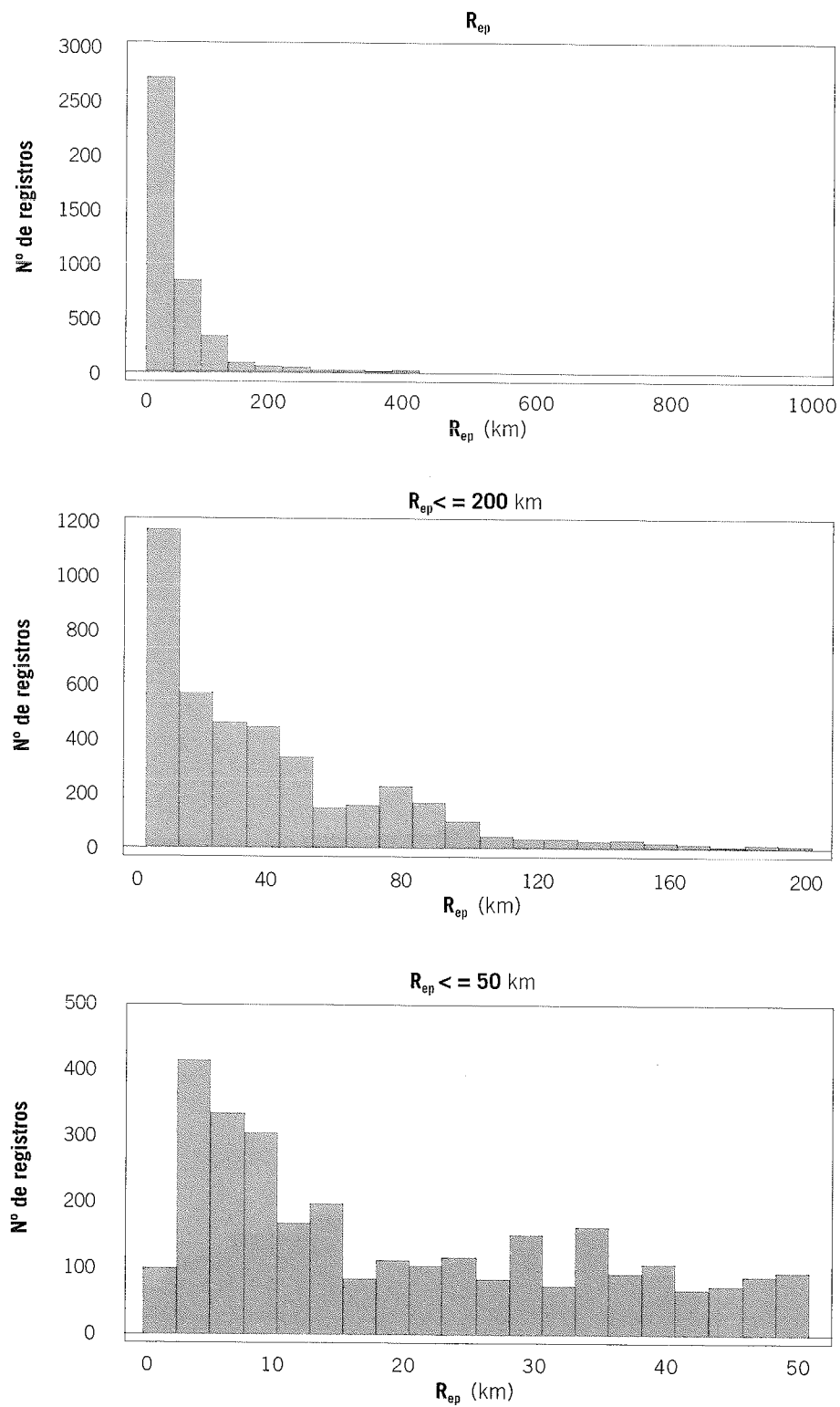


Figura IV.15. Datos globales. Histogramas R_{ep} (distancia epicentral).

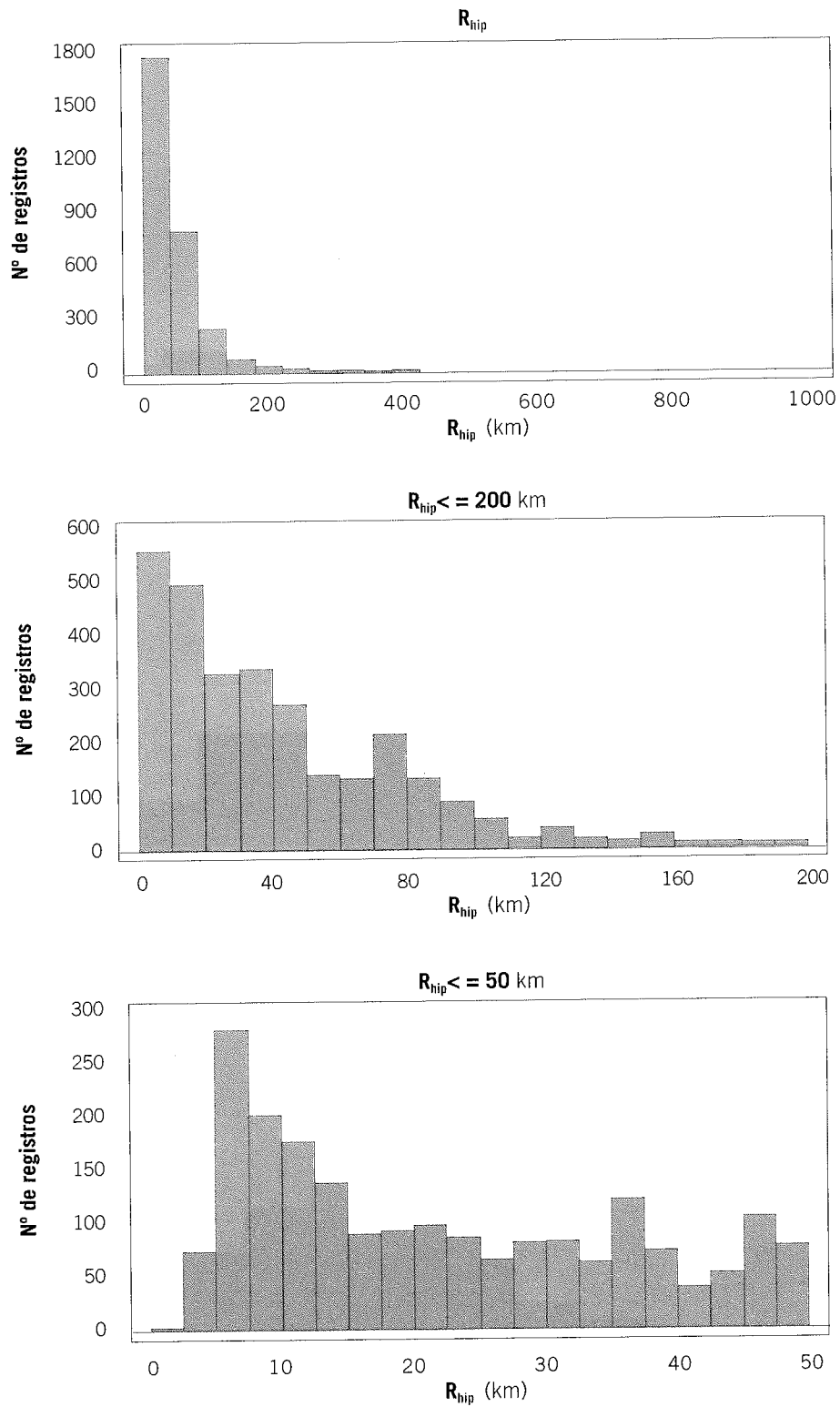


Figura IV.16. Datos globales. Histogramas R_{hip} (distancia hipocentral).

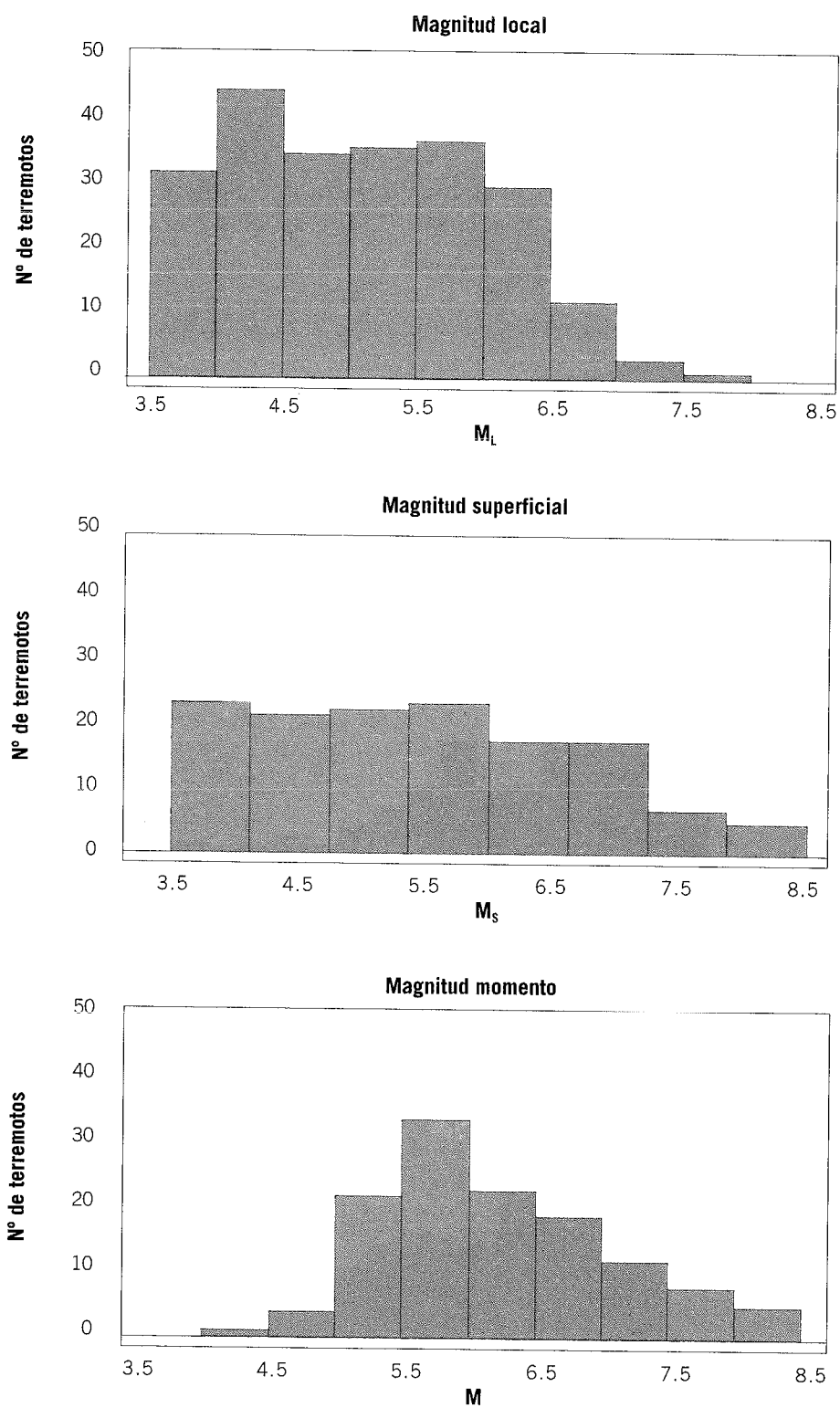


Figura IV.17. Datos globales. Histogramas para las magnitudes M_L , M_s y M .

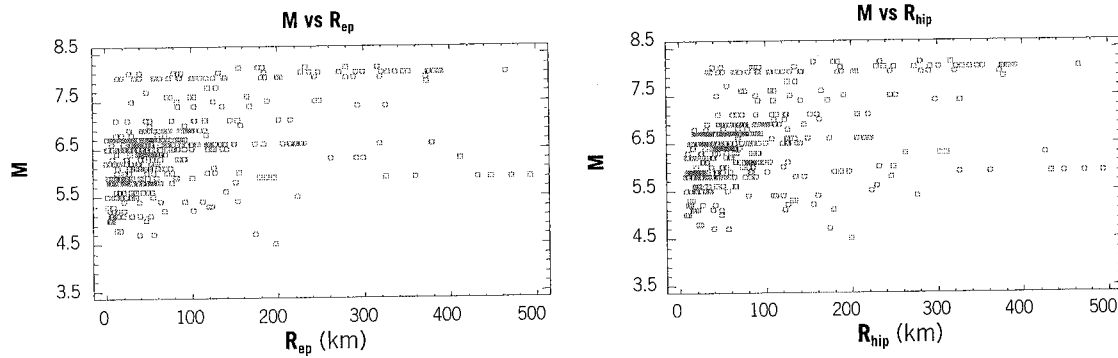


Figura IV.18. Datos globales. Distribuciones magnitud momento-distancia epicentral e hipocentral.

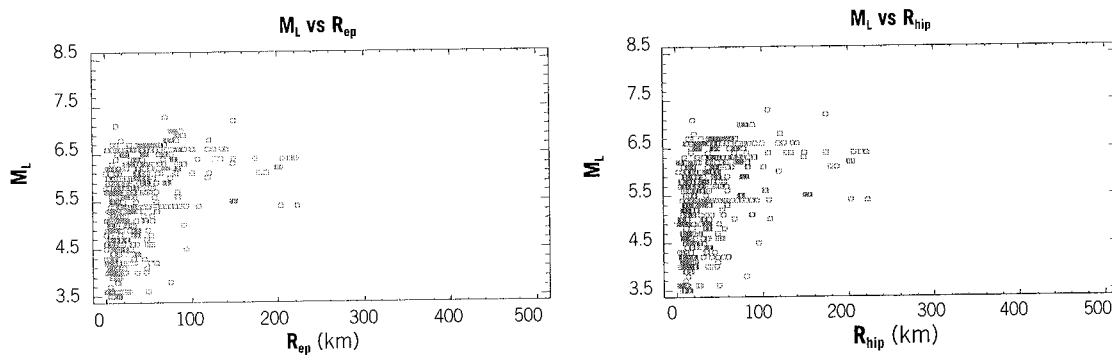


Figura IV.19. Datos globales. Distribuciones magnitud local-distancia epicentral e hipocentral.

IV.6.2. Datos de la región mediterránea

La región denominada mediterránea agrupa a todos los países de la cuenca del Mediterráneo y también a algunos próximos a ella, de los que se tienen registros.

Siguiendo el mismo esquema de análisis y representación gráfica que para los datos globales, se han construido los histogramas y gráficos de puntos que siguen.

En las figuras IV.20 y IV.21 se muestran los histogramas de las aceleraciones pico PGA_H (componente horizontal de máxima aceleración) y PGA_V (componente vertical), en número de registros. Las dos figuras incluyen un zoom o ampliación del histograma para valores menores que 100 cm/s^2 , y menores que 2 cm/s^2 . En estas figuras puede observarse, en primer lugar, cómo la forma de estas distribuciones es muy similar a la obtenida para los datos globales. En este caso la mayor parte de aceleraciones se encuentra en el intervalo $(0, 100) \text{ cm/s}^2$, si bien existen algunos pocos e importantes registros que alcanzan valores de PGA hasta $400 \text{ cm/s}^2 \cong 0.4 \text{ g}$.

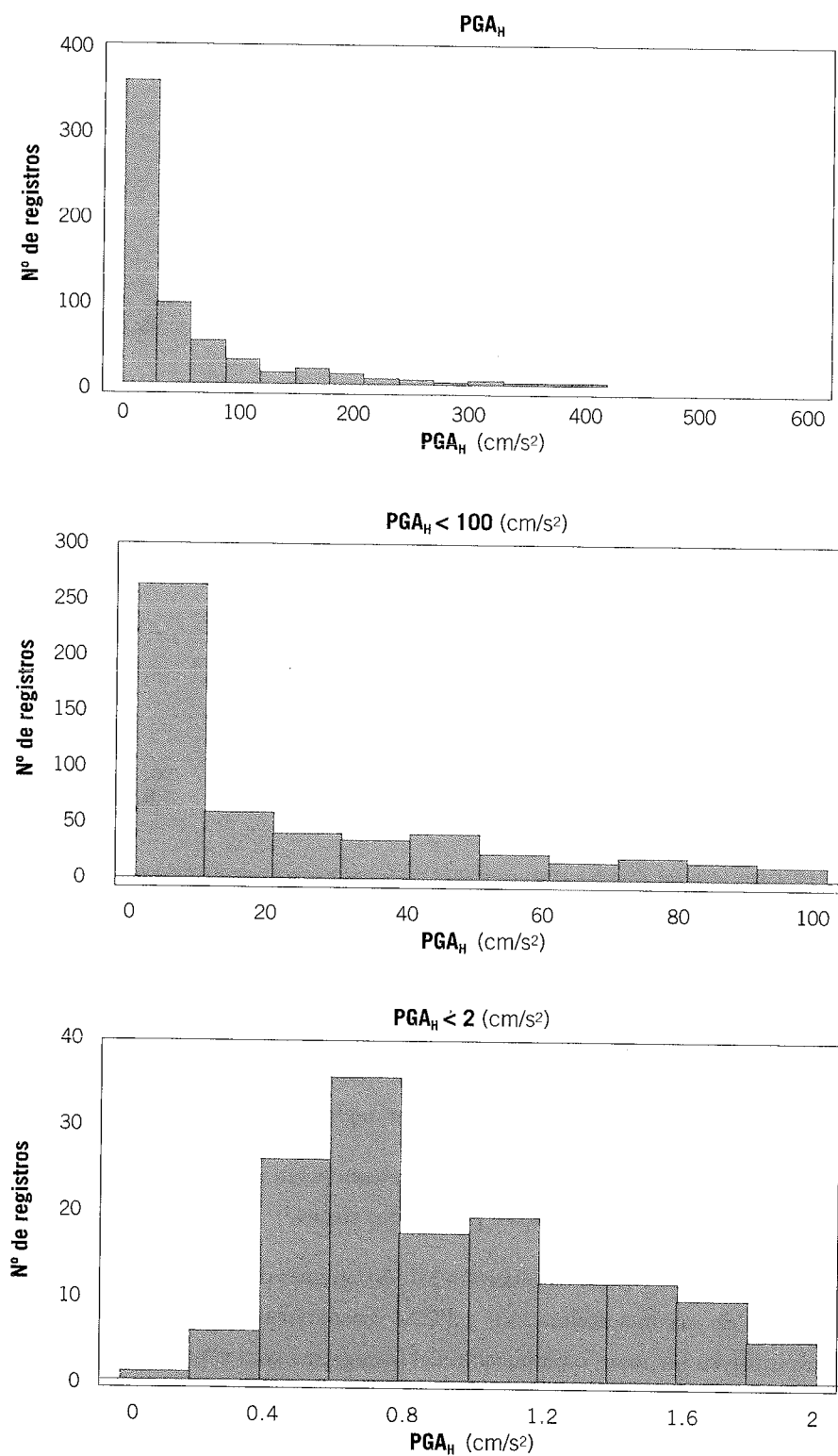


Figura IV.20. Datos región mediterránea. Histogramas PGA_H (componente horizontal máxima).

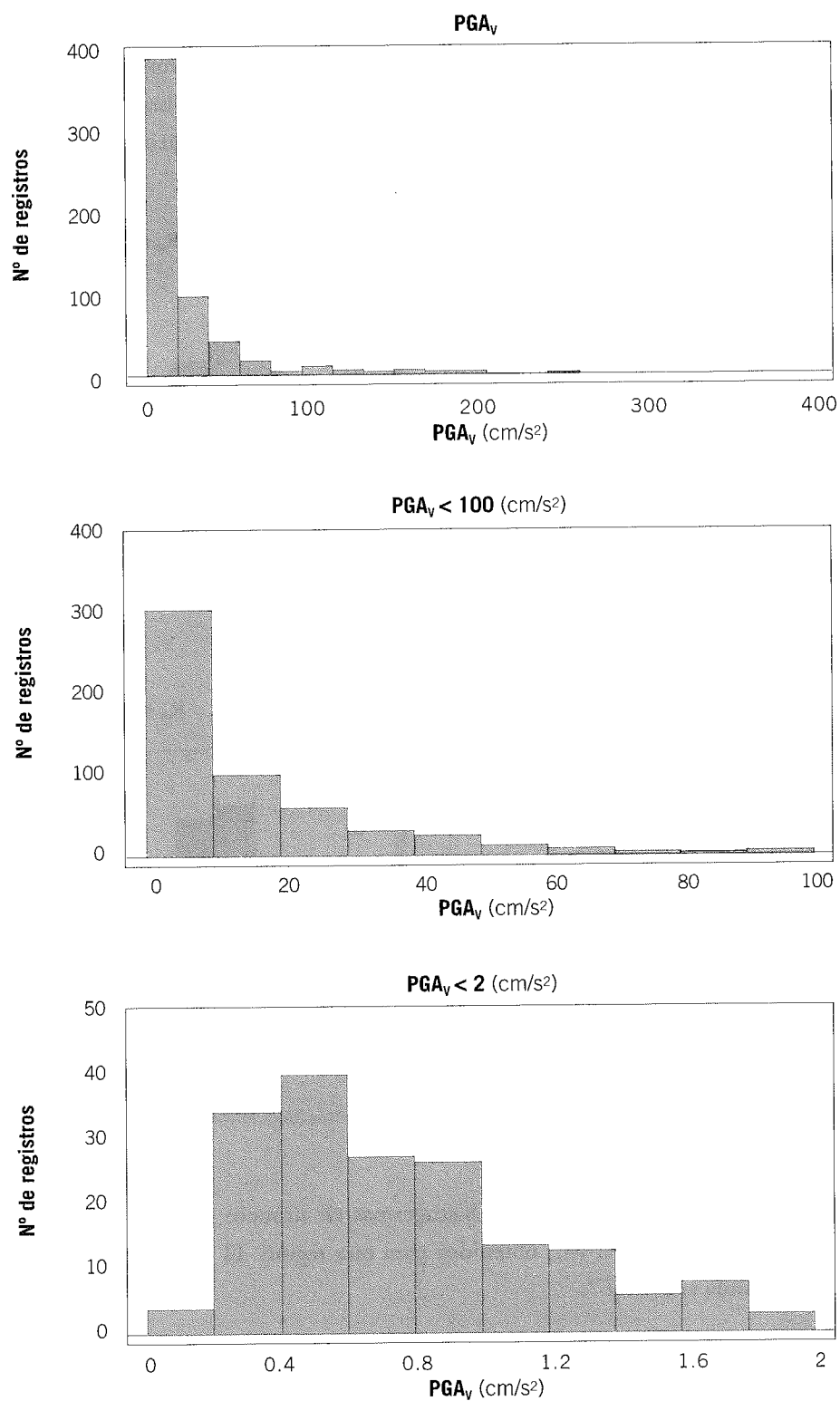


Figura IV.21. Datos región mediterránea. Histogramas PGA_v (componente vertical).

En las figuras IV.22 y IV.23 se han representado los histogramas en número de registros de distancia epicentral e hipocentral, respectivamente, incluyendo ampliaciones de los mismos para distancias menores que 50 km. Puede observarse que aunque existen pequeños picos para distancias altas (mayores que 150 km), la mayor parte de los datos se sitúa por debajo de 100 km, con un máximo en torno a 10 km.

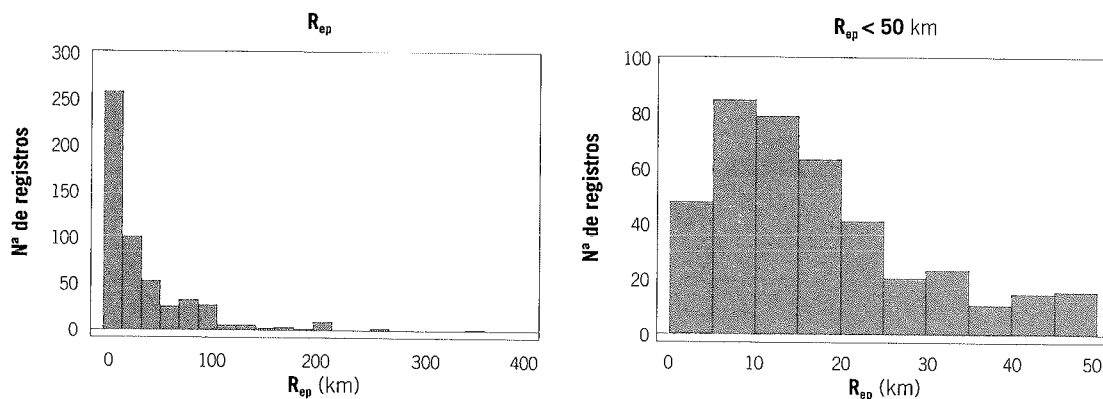


Figura IV.22. Datos región mediterránea. Histogramas R_{ep} (distancia epicentral).

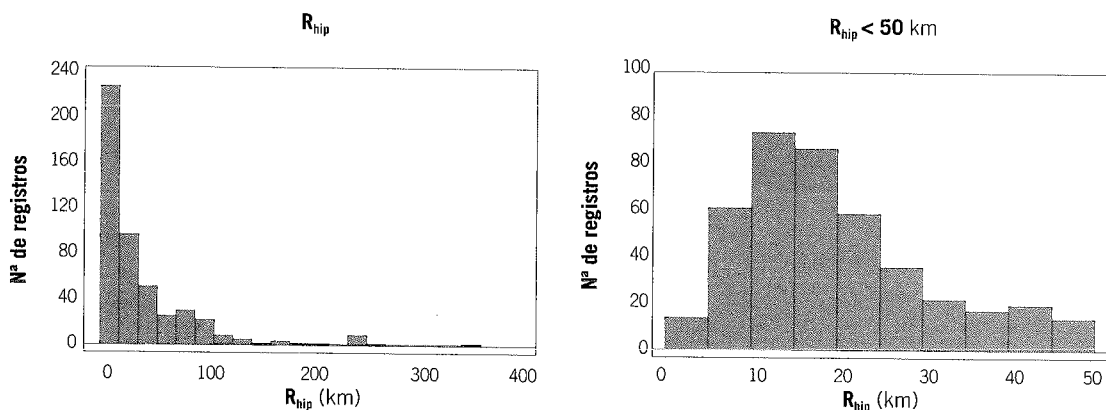


Figura IV.23. Datos región mediterránea. Histogramas R_{hip} (distancia hipocentral).

En la figura IV.24 se muestran los histogramas en número de terremotos, de magnitud local, M_L , y magnitud superficial M_S , obtenidos para esta región. El intervalo mejor cubierto por ambas variables se sitúa entre 4 y 7.

La distribución de estas magnitudes puede observarse, desde otro punto de vista, en las figuras IV.25 y IV.26, donde se representan los gráficos de puntos magnitud-distancia para las distancias epicentral e hipocentral, y en los que aparece una buena cobertura de datos para las magnitudes 4 a 7 y para las distancias de 0 a 150 km.

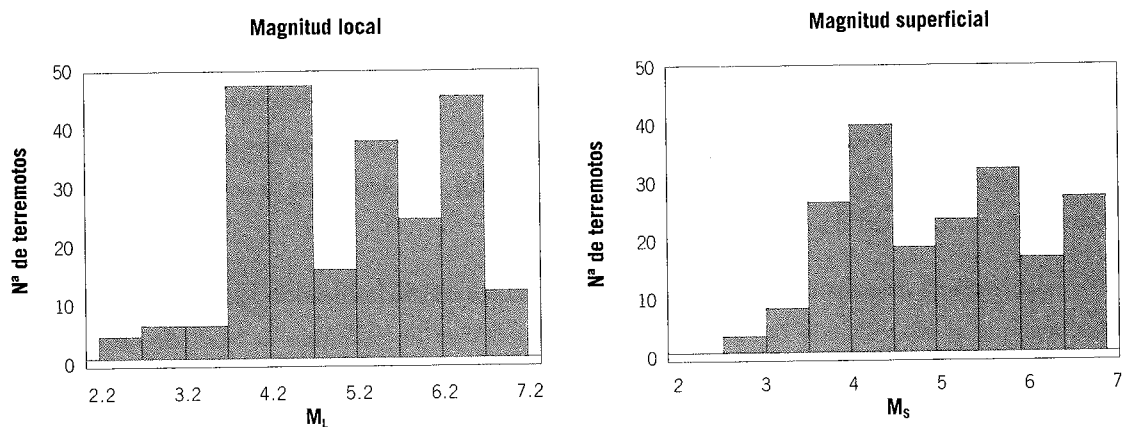


Figura IV.24. Datos región mediterránea. Histogramas para las magnitudes M_L y M_S .

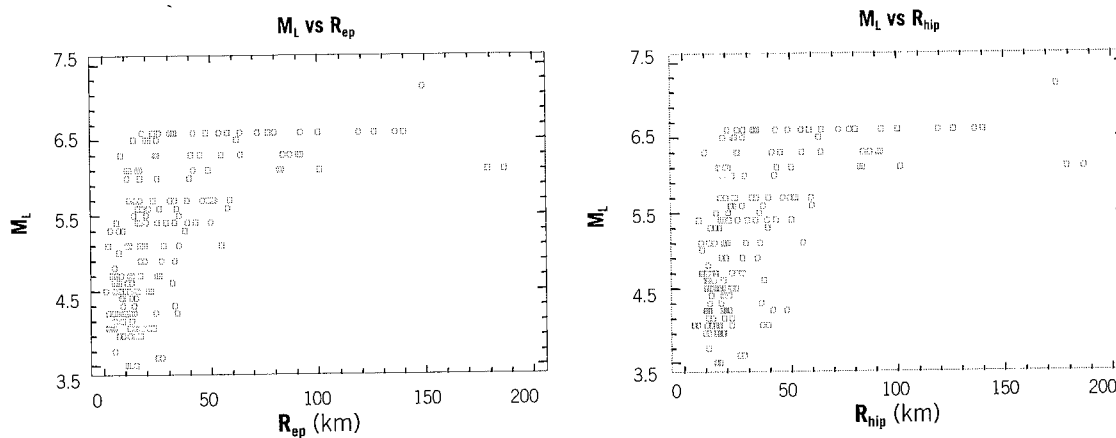


Figura IV.25. Datos región mediterránea. Distribuciones magnitud local-distancias epicentral e hipocentral.

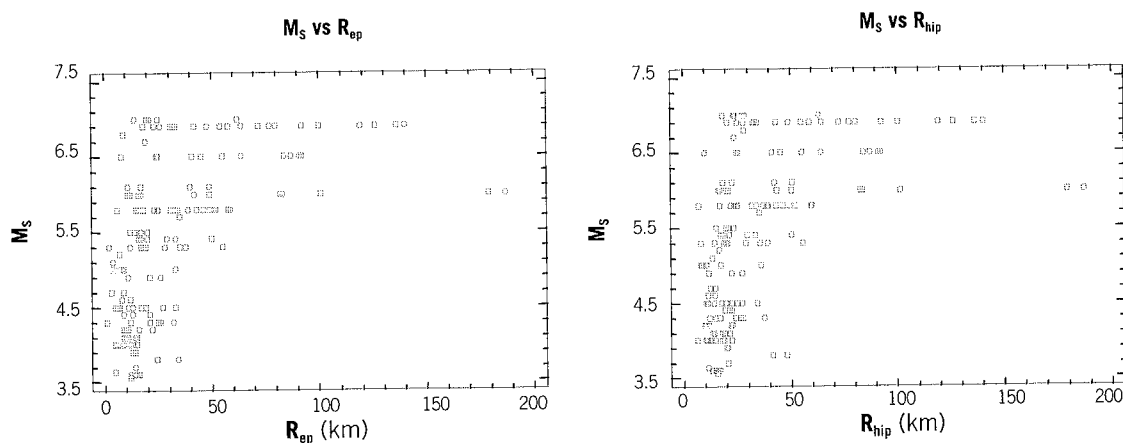


Figura IV.26. Datos región mediterránea. Distribuciones magnitud superficial-distancias epicentral e hipocentral.

IV.6.3. Datos de España

Idéntico esquema descriptivo se ha seguido para los datos de aceleraciones del suelo, registrados en España. Estos datos proceden en su totalidad del IGN (Instituto Geográfico Nacional), abarcando temporalmente desde los primeros registros obtenidos en 1984 hasta la actualidad, incluyendo el terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

La mayoría de estos datos se encuentran en el Banco MFS clasificados como ficheros no-corregidos, aunque se ha realizado la corrección instrumental y se ha obtenido la PGA de cada registro (A. Suárez, IGN, comunicación personal).

En las figuras IV.27 y IV.28 se muestran los histogramas, en número de registros, de PGA_H y PGA_V , respectivamente. En ambos gráficos se ha realizado una ampliación del histograma para aceleraciones menores que 11 cm/s^2 . Puede verse que la mayor parte de los datos se encuentra por debajo de este último valor, y sólo un escaso número de registros supera valores de 40 cm/s^2 , como consecuencia de los pocos y pequeños eventos registrados hasta la fecha.

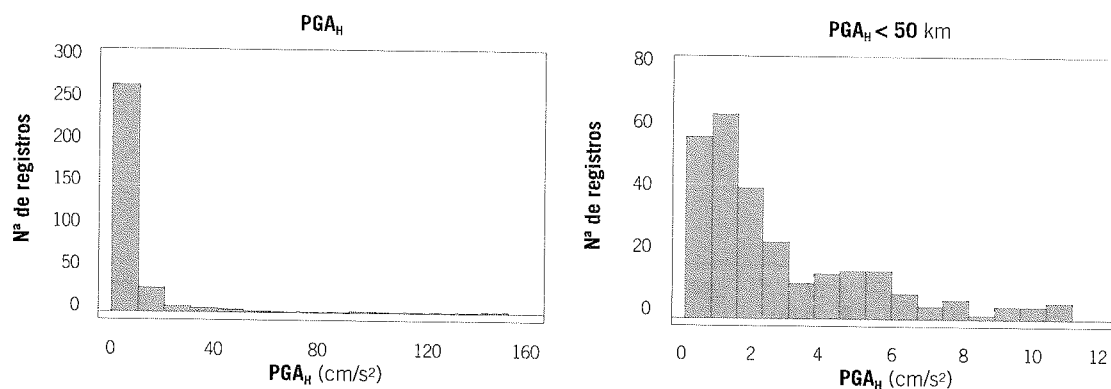


Figura IV.27. Datos de España. Histogramas PGA_H (componente horizontal máxima).

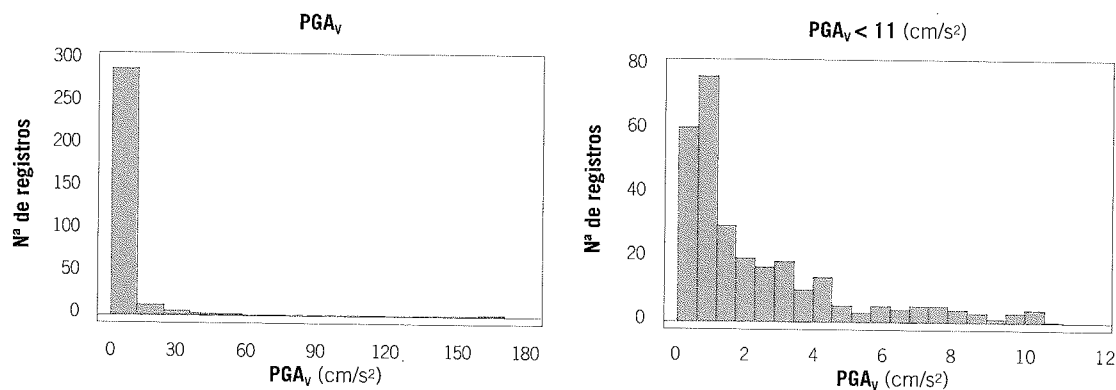


Figura IV.28. Datos de España. Histogramas PGA_V (componente vertical).

La figura IV.29 muestra el histograma de distancias epicentrales, en número de registros, con una ampliación del mismo para distancias menores que 24 km. Este histograma indica que, si bien la mayor parte de registros se sitúa en distancias menores que 30 km, existe una buena cobertura de datos hasta más de 100 km.

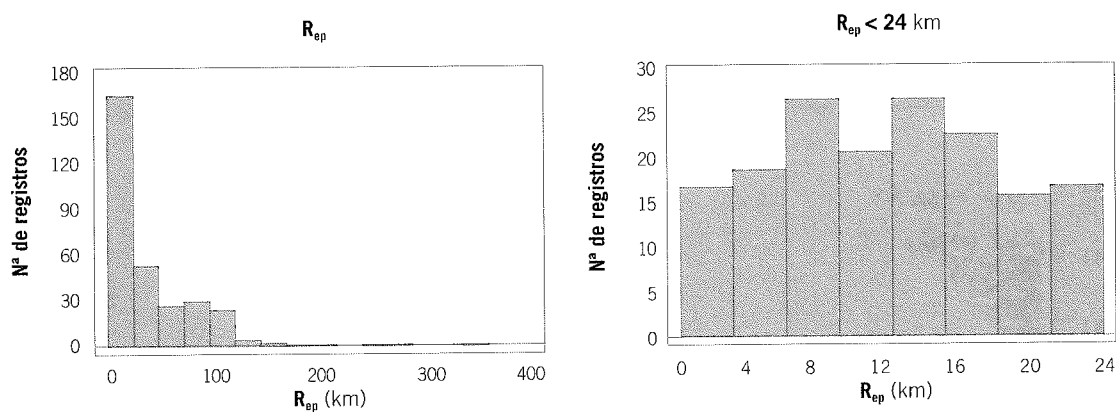


Figura IV.29. Datos de España. Histogramas R_{ep} (distancia epicentral).

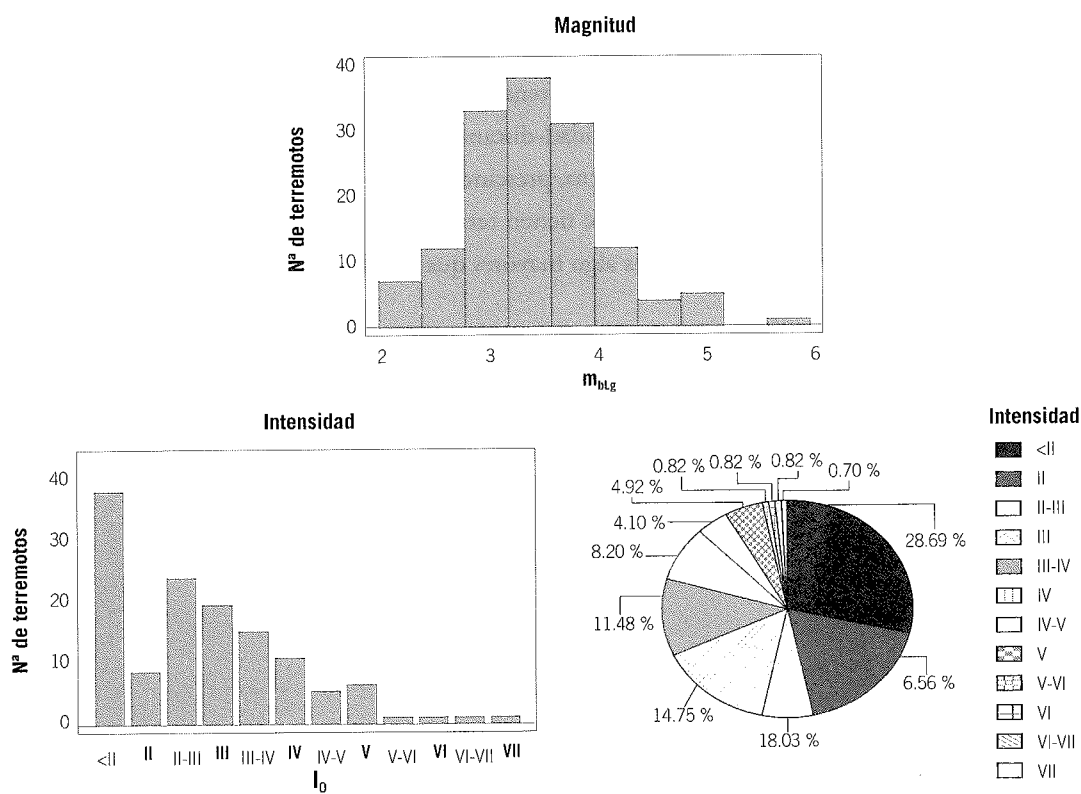


Figura IV.30. Datos de España. Histogramas de magnitud (m_{blg}) e intensidad epicentral (I_0).

En la figura IV.30 se han representado los histogramas de magnitud (m_{blg}) e intensidad epicentral (MSK) de los terremotos que han sido registrados. Para la magnitud puede observarse cómo el mayor número de eventos tiene magnitudes comprendidas entre 3 y 4, con algunos valores destacables entre 5 y 6. Para la intensidad epicentral, puede observarse cómo la mayor parte de eventos tiene valores menores que IV, y tan sólo muy pocos datos alcanzan el valor VII, que es en este caso el máximo encontrado.

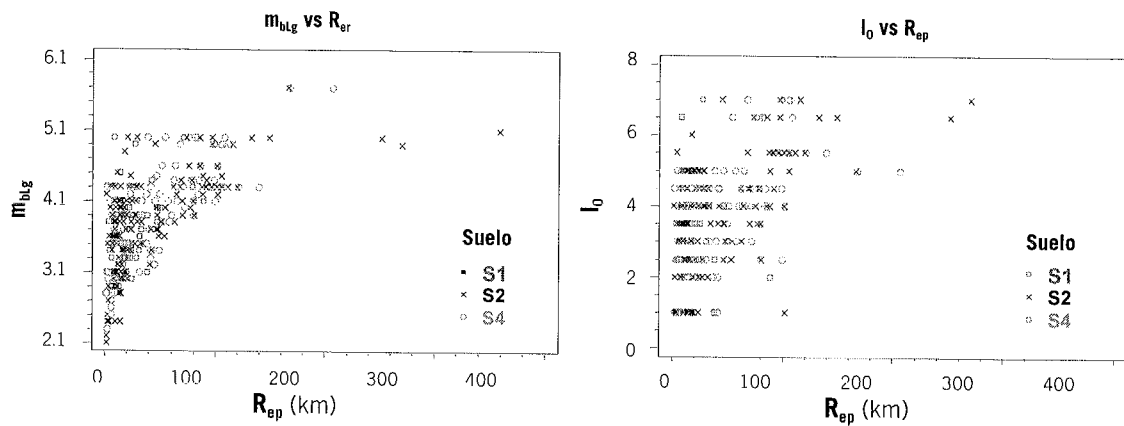


Figura IV.31. Datos de España. Distribuciones (m_{blg}) e intensidad epicentral frente a la distancia epicentral.

Otra representación de la magnitud y la intensidad puede observarse en la figura IV.31, que muestra los gráficos magnitud-distancia e intensidad-distancia. En ellos se han distinguido los tipos de suelo S1, S2 y S4, de las estaciones de cada registro, prescindiendo de la clase S3 por no existir datos de este tipo de suelo. De nuevo, aunque tan sólo se tienen terremotos pequeños y moderados, se aprecia una buena cobertura de datos hasta distancias algo mayores que 100 km.

V. Primeras aplicaciones del banco de datos

V. Primeras aplicaciones del banco de datos

Entre las primeras aplicaciones realizadas haciendo uso de los datos contenidos en el Banco de Datos MFS, cabe destacar los análisis de regresión para deducir leyes de atenuación de la aceleración pico (PGA) en función de la magnitud, la distancia y la clase de suelo, para dos regiones: Mediterráneo y España. Otra de las aplicaciones realizadas, destinada a completar la utilidad de los datos, ha sido el análisis de regresión para obtener leyes de correlación intensidad-magnitud para España a partir de datos del Catálogo Sísmico del IGN.

V.1. Deducción de leyes de atenuación de la aceleración pico PGA

La predicción del movimiento del suelo debido a terremotos, en función de la magnitud y la distancia, es un elemento clave en cualquier análisis de peligrosidad sísmica y diseño antisísmico. Esta predicción puede basarse en modelizaciones teóricas, análisis estadísticos de datos, o aplicación de modelos empíricos deducidos con datos de otras regiones afines a las de la predicción. Por los condicionantes del problema en emplazamientos españoles, la predicción empírica es la más adecuada. Se trata entonces de deducir o seleccionar modelos de movimiento fuerte, partiendo de datos de la propia zona (si son suficientes en los intervalos de magnitud y distancia para los que se realiza la predicción) o partiendo de datos de otras zonas tectónicamente afines, de modo que pueda justificarse la extrapolación.

Las bases teóricas y el fundamento matemático del proceso a seguir para la formulación de un modelo se exponen a continuación. Se trata de obtener expresiones que relacionen algún parámetro representativo del movimiento, que actúa como variable dependiente, en función de la magnitud M , distancia R , y tipo de suelo S , que intervienen como variables independientes. Para ello se realiza un análisis de regresión, partiendo de un conjunto de datos en los que se conozcan los valores de las variables que intervienen, y esos datos se ajustan a un modelo teórico determinando así los coeficientes de las expresiones buscadas. En nuestro caso, el modelo que se trata de ajustar parte de la expresión de una onda armónica en un semiespacio infinito:

$$A = A_0 \cdot e^{aM} \cdot e^{qr} \cdot r^{-b}$$

- donde:
- A_0 representa la amplitud en el foco.
 - M es la magnitud del terremoto que genera la radiación.
 - e^{qr} representa la atenuación anelástica.
 - a y q son coeficientes propios del medio.
 - r^{-b} representa la atenuación geométrica del frente de ondas.
 - b depende de las características del frente de ondas.
 - r es la distancia del foco al punto de registro.

Linealizando la expresión anterior se deduce:

$$\ln A = \ln A_0 + a \cdot M + q \cdot r - b \cdot \ln r$$

Que puede escribirse, identificando coeficientes, como:

$$\ln A = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot r + C_4 \cdot \ln r$$

Esta última ecuación representa la ley de atenuación que relaciona la amplitud del movimiento en el punto de registro con la magnitud y la distancia.

En ella aparecen dos términos en función de la distancia, que representan la atenuación anelástica ($C_3 \cdot r$) y la atenuación geométrica ($C_4 \cdot \ln r$). Si se quiere considerar además la influencia del suelo en el movimiento, debe introducirse una variable discreta, S , que identifica cada clase considerada, (en nuestro caso S_1 , S_2 , S_3 y S_4), añadiendo a la ecuación anterior el término $C_5 \cdot S$.

Una vez estimados los coeficientes, C_1 , C_2 , C_3 , C_4 , C_5 , a partir del ajuste de datos reales, quedará construido el correspondiente modelo, pudiendo entonces estimarse los valores esperados de $\ln(A)$ para una determinada configuración fuente-medio-estación, caracterizada por los correspondientes datos de magnitud, distancia y suelo.

La amplitud A puede expresarse en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento, o bien en términos de ordenadas espectrales en el rango de frecuencias de interés, dependiendo del tipo de ley que se quiera deducir. Por otra parte, a efectos de atenuación, es necesario introducir una constante R_0 , que se suma a la distancia epicentral o hipocentral R , y que representaría un término de atenuación para distancia nula. Así la variable r pasa a ser: $r = R + R_0$. Además hay que considerar una variable aleatoria, ε , llamada perturbación o error del modelo, que incluye el efecto de otros factores en la amplitud del movimiento no contemplados por las variables independientes.

Con las consideraciones previas el modelo final que se trata de ajustar está dado por:

$$\ln A = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot (R + R_0) + C_4 \cdot \ln (R + R_0) + C_5 \cdot S + \varepsilon$$

A su vez, en el proceso de ajuste de los datos al modelo se asumen una serie de hipótesis referentes a la distribución de errores que son las siguientes:

- Linealidad: la distribución de errores tiene media cero.
- Homocedasticidad: la varianza de la distribución de errores es siempre constante, es decir no es función de las variables independientes.
- Independencia: los errores son independientes entre sí, lo que se manifiesta por la independencia entre las observaciones.

- Normalidad: la distribución de errores es normal, con media cero y varianza constante.

Estas hipótesis deben ser contrastadas para cada modelo ajustado, con el fin de evaluar la validez de la ley configurada como modelo de predicción.

Por último, en la validación estadística del modelo debe estudiarse si alguno de los coeficientes C_i , o todos ellos, pueden ser nulos con probabilidad aceptable, en cuyo caso debe interpretarse, que la correspondiente variable (M, R, o S) no presenta influencia alguna en la amplitud del movimiento A. Si por ejemplo el coeficiente $C_2 = 0$, el término $C_2 \cdot M$ desaparecería de la expresión, indicando que la amplitud no depende linealmente de la magnitud. Este contraste se efectúa adoptando una hipótesis nula H_0 sobre uno o varios coeficientes y estimando una serie de estadísticos hasta llegar a aceptar o rechazar dicha hipótesis, bajo un nivel de significación fijado.

La formulación matemática de este modelo y la metodología a seguir para su estimación han sido descritos con detalle por Benito (1993).

Con las consideraciones previas, el análisis de regresión de leyes de atenuación ha sido realizado para las dos regiones consideradas en el epígrafe IV.6: región mediterránea y España. En ambas regiones se han considerado como variables dependientes, A, la aceleración pico de la componente vertical (PGA_V) y la aceleración pico máxima de las dos componentes horizontales (PGA_H). Tras la presentación de los modelos obtenidos para ambas zonas, se incluye un apartado de discusión de resultados en el que se comparan las características más destacables de los mismos.

V.1.1. Leyes de atenuación de PGA para la región mediterránea

Se realizaron ajustes combinando los dos tipos de distancia y de magnitud con cada uno de los valores tabulados de la constante R_0 (siguiendo el criterio habitual se tomaron valores 0, 5, 10, 15, 20, 25).

Tras un primer análisis se estudiaron los residuos y se eliminaron aquellos datos que tenían residuos muy grandes (datos anómalos o extremos). Después se volvió a realizar el ajuste para cada valor de R_0 y se eligió el que se consideró el mejor de los obtenidos.

En algunos de los casos el subconjunto de datos pertenecientes a la clase de suelo S3, se incluyó en la clase S4 o bien no se consideró por falta de datos.

En las tablas V.1 y V.2 se presentan las expresiones obtenidas para PGA_V y PGA_H , respectivamente, correspondientes al valor de R_0 que proporciona el mejor ajuste para cada uno de los

modelos (resultado de la combinación de los dos tipos de distancia, R_{cp} y R_{hip} , y los dos tipos de magnitud, M_L y M_S , para cada clase de suelo).

Tabla V.1. Leyes de atenuación PGA_V . Mediterráneo

Suelo	Leyes de atenuación $PGA_V = f(R_{cp}, M_S) — R^2 \text{ ajust} = 60.9\%$
S1	$\ln(PGA_V) = 7.693 + 0.658 M_S + 0.008 (R_{cp} + 20) - 2.174 \ln(R_{cp} + 20)$
S2	$\ln(PGA_V) = 7.915 + 0.658 M_S + 0.008 (R_{cp} + 20) - 2.174 \ln(R_{cp} + 20)$
S3	Datos S3 en la misma clase que S4
S4	$\ln(PGA_V) = 7.813 + 0.658 M_S + 0.008 (R_{cp} + 20) - 2.174 \ln(R_{cp} + 20)$
	Leyes de atenuación $PGA_V = f(R_{hip}, M_S) — R^2 \text{ ajust} = 60.4\%$
S1	$\ln(PGA_V) = 9.640 + 0.631 M_S + 0.011 (R_{hip} + 20) - 2.641 \ln(R_{hip} + 20)$
S2	$\ln(PGA_V) = 9.832 + 0.631 M_S + 0.011 (R_{hip} + 20) - 2.641 \ln(R_{hip} + 20)$
S3	Datos S3 en la misma clase que S4
S4	$\ln(PGA_V) = 9.778 + 0.631 M_S + 0.011 (R_{hip} + 20) - 2.641 \ln(R_{hip} + 20)$

Tabla V.2. Leyes de atenuación PGA_H . Mediterráneo

Suelo	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{cp}, M_S) — R^2 \text{ ajust} = 58.4\%$
S1	$\ln(PGA_H) = 8.365 + 0.664 M_S + 0.009 (R_{cp} + 20) - 2.206 \ln(R_{cp} + 20)$
S2	$\ln(PGA_H) = 8.644 + 0.664 M_S + 0.009 (R_{cp} + 20) - 2.206 \ln(R_{cp} + 20)$
S3	$\ln(PGA_H) = 8.470 + 0.664 M_S + 0.009 (R_{cp} + 20) - 2.206 \ln(R_{cp} + 20)$
S4	$\ln(PGA_H) = 8.565 + 0.664 M_S + 0.009 (R_{cp} + 20) - 2.206 \ln(R_{cp} + 20)$
	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{hip}, M_S) — R^2 \text{ ajust} = 56.3\%$
S1	$\ln(PGA_H) = 11.045 + 0.633 M_S + 0.015 (R_{hip} + 20) - 2.878 \ln(R_{hip} + 20)$
S2	$\ln(PGA_H) = 11.139 + 0.633 M_S + 0.015 (R_{hip} + 20) - 2.878 \ln(R_{hip} + 20)$
S3	Datos S3 en la misma clase que S4
S4	$\ln(PGA_H) = 11.143 + 0.633 M_S + 0.015 (R_{hip} + 20) - 2.878 \ln(R_{hip} + 20)$
	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{cp}, M_L) — R^2 \text{ ajust} = 46.6\%$
S1	$\ln(PGA_H) = 8.463 + 0.699 M_L + 0.011 (R_{cp} + 20) - 2.262 \ln(R_{cp} + 20)$
S2	$\ln(PGA_H) = 8.564 + 0.699 M_L + 0.011 (R_{cp} + 20) - 2.262 \ln(R_{cp} + 20)$
S3	Datos S3 no considerados
S4	$\ln(PGA_H) = 8.956 + 0.699 M_L + 0.011 (R_{cp} + 20) - 2.262 \ln(R_{cp} + 20)$
	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{hip}, M_L) — R^2 \text{ ajust} = 49.1\%$
S1	$\ln(PGA_H) = 10.676 + 0.662 M_L + 0.016 (R_{hip} + 20) - 2.790 \ln(R_{hip} + 20)$
S2	$\ln(PGA_H) = 10.751 + 0.662 M_L + 0.016 (R_{hip} + 20) - 2.790 \ln(R_{hip} + 20)$
S3	Datos S3 no considerados
S4	$\ln(PGA_H) = 11.711 + 0.662 M_L + 0.016 (R_{hip} + 20) - 2.790 \ln(R_{hip} + 20)$

Como ejemplo, en las figuras V.1 y V.2 se representan las leyes obtenidas para la aceleración pico vertical (PGA_V) y horizontal (PGA_H), respectivamente, en función de la distancia epicentral y los valores fijados de magnitud $M_S = 4, 5, 6$ y 7 , para las cuatro clases de suelo consideradas.

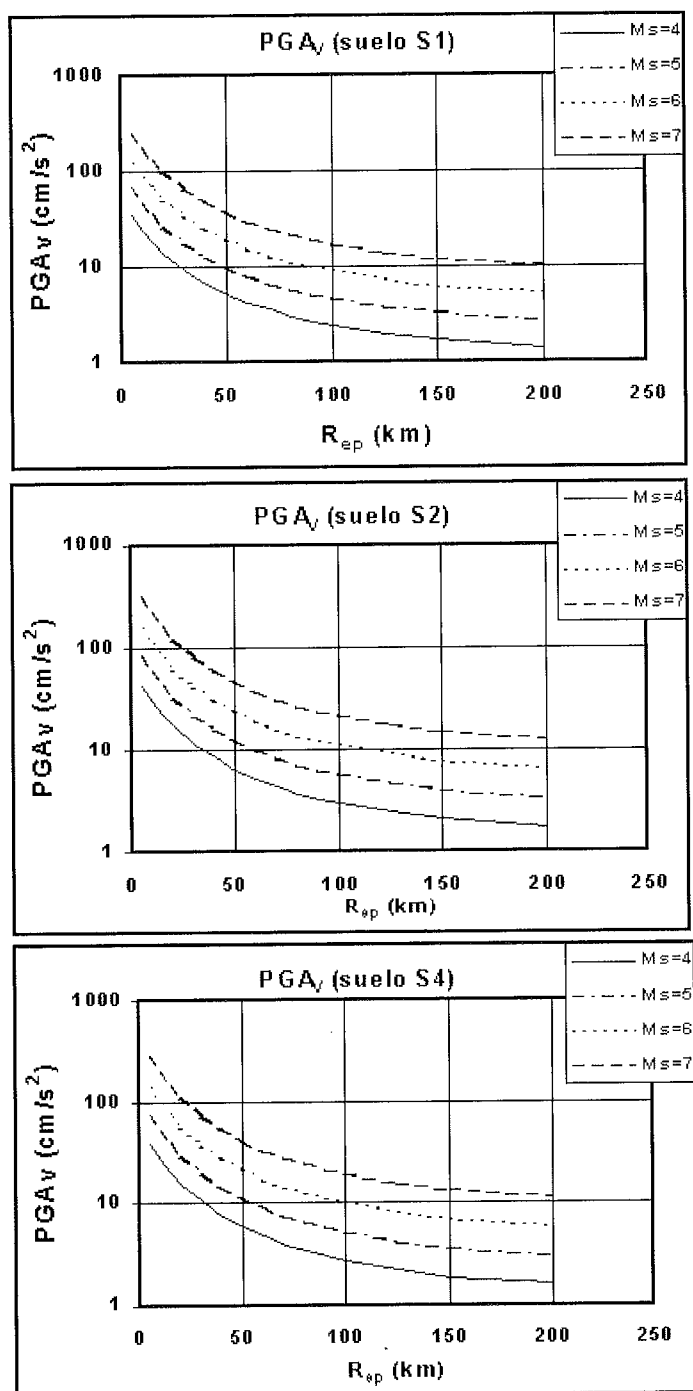


Figura V.1. Región mediterránea. Leyes de atenuación de PGA_V en función de M_S y R_{ep} .

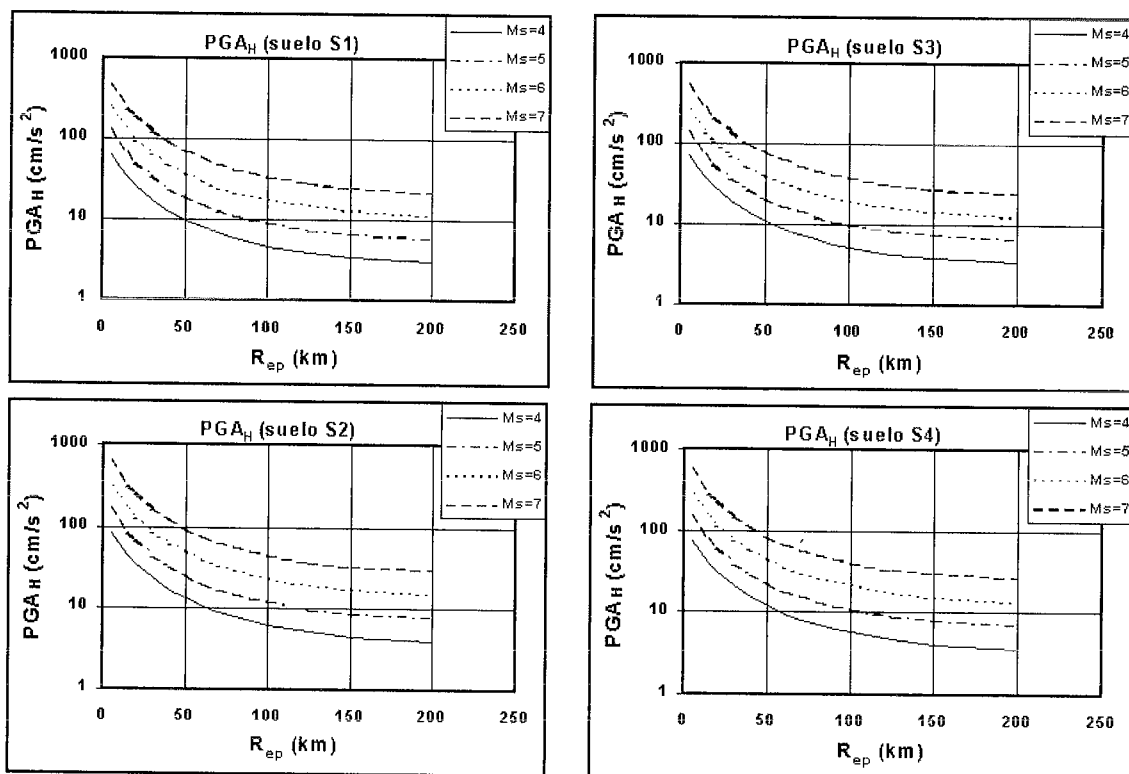


Figura V.2. Región mediterránea. Leyes de atenuación de PGA_H en función de M_s y R_{ep} .

V.1.2. Leyes de atenuación de PGA para España

Para el ajuste de los modelos de atenuación de PGA (horizontal máxima y vertical) de España, las variables independientes consideradas han sido las distancias epicentral e hipocentral, R_{ep} y R_{hip} , la magnitud de ondas internas, m_{blg} , y la clase de suelo, que en este caso se limita a los tipos S1, S2 y S4, ya que no existen suelos clasificados como S3 en este subconjunto de datos.

Para todas las posibles combinaciones de variables, se realizó siempre un primer ajuste con cada uno de los valores de la constante R_0 , se estudiaron las distribuciones de residuos y se eliminaron aquellos datos que tenían residuos muy grandes correspondientes a observaciones extremas. A continuación se volvió a realizar el ajuste para cada valor de R_0 , y se eligió el que se consideró mejor entre todos los obtenidos.

En las tablas V.3 y V.4 se muestran las expresiones deducidas para PGA_v y PGA_H , respectivamente, correspondientes al modelo que presenta el mejor ajuste.

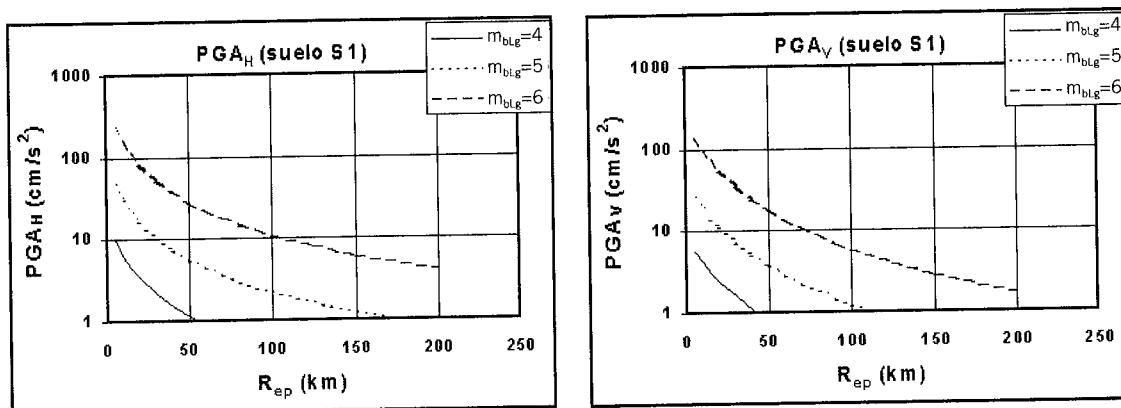
Tabla V.3. Leyes de atenuación PGA_V . España

Suelo	Leyes de atenuación $PGA_V = f(R_{ep}, m_{bLg})$ — R^2 ajust = 59.6%
S1	$\ln(PGA_V) = 2.827 + 1.573 m_{bLg} - 2.168 \ln(R_{ep} + 25)$
S2	$\ln(PGA_V) = 3.179 + 1.573 m_{bLg} - 2.168 \ln(R_{ep} + 25)$
S4	$\ln(PGA_V) = 3.294 + 1.573 m_{bLg} - 2.168 \ln(R_{ep} + 25)$
	Leyes de atenuación $PGA_V = f(R_{hip}, m_{bLg})$ — R^2 ajust = 58.1%
S1	$\ln(PGA_V) = 0.419 + 1.505 m_{bLg} - 1.631 \ln(R_{hip} + 10)$
S2	$\ln(PGA_V) = 0.659 + 1.505 m_{bLg} - 1.631 \ln(R_{hip} + 10)$
S4	$\ln(PGA_V) = 0.860 + 1.505 m_{bLg} - 1.631 \ln(R_{hip} + 10)$

 Tabla V.4. Leyes de atenuación PGA_H . España

Suelo	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{ep}, m_{bLg})$ — R^2 ajust = 56.9%
S1	$\ln(PGA_H) = 0.003 + 1.611 m_{bLg} - 1.543 \ln(R_{ep} + 10)$
S2	$\ln(PGA_H) = 0.280 + 1.611 m_{bLg} - 1.543 \ln(R_{ep} + 10)$
S4	$\ln(PGA_H) = 0.398 + 1.611 m_{bLg} - 1.543 \ln(R_{ep} + 10)$
	Leyes de atenuación $PGA_H = f(R_{hip}, m_{bLg})$ — R^2 ajust = 52.2%
S1	$\ln(PGA_H) = 0.461 + 1.538 m_{bLg} - 1.553 \ln(R_{hip} + 10)$
S2	$\ln(PGA_H) = 0.672 + 1.538 m_{bLg} - 1.553 \ln(R_{hip} + 10)$
S4	$\ln(PGA_H) = 0.911 + 1.538 m_{bLg} - 1.553 \ln(R_{hip} + 10)$

En la figura V.3 se representan estas leyes, en función de la distancia epicentral, para las tres clases de suelo consideradas y para valores fijos de magnitud m_{bLg} .


 Figura V.3. España. Leyes de atenuación de PGA_H y PGA_V en función de m_{bLg} y R_{ep} .

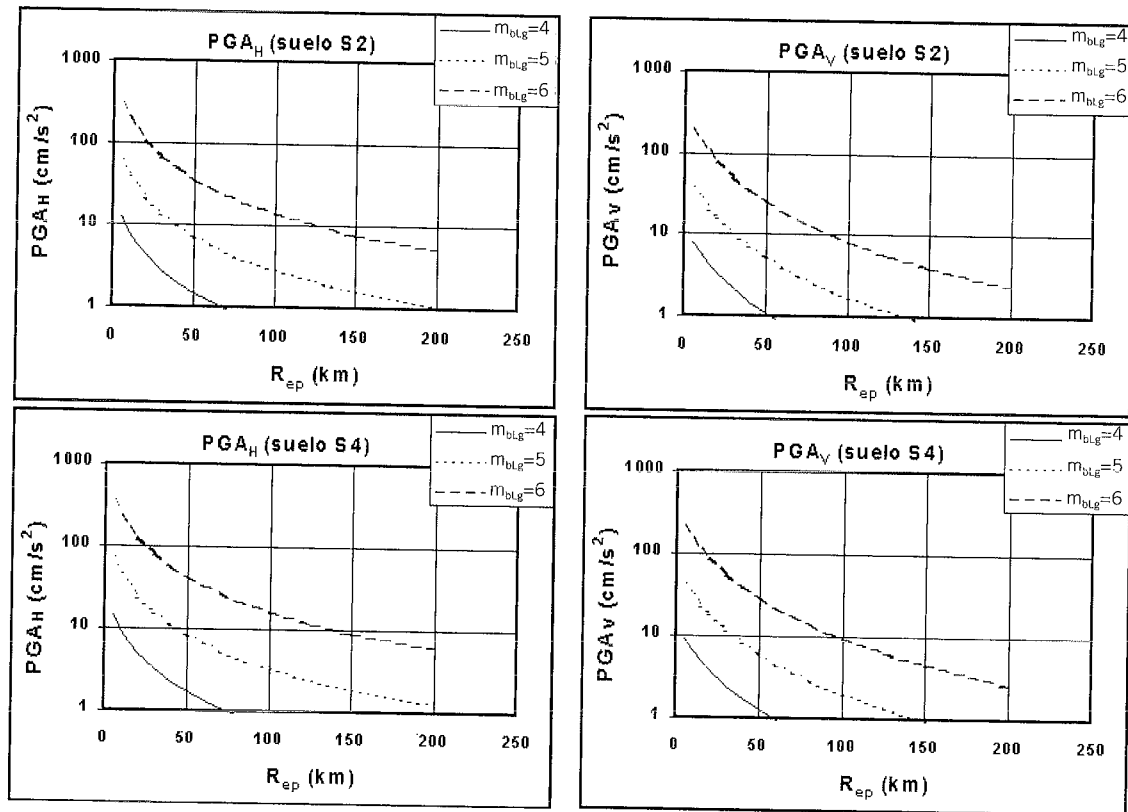


Figura V.3. España. Leyes de atenuación de PGA_H y PGA_V en función de m_{blg} y R_{ep} (continuación).

V.1.3. Discusión de resultados

Las leyes de atenuación deducidas en los dos apartados anteriores constituyen una primera fase en la deducción de modelos de movimiento.

Dichas leyes presentan en general unos ajustes moderadamente aceptables a los datos de partida, por lo que en su uso deberá tenerse en cuenta la incertidumbre que llevan asociada.

En esta primera aproximación, las leyes han sido calculadas combinando los distintos tipos de magnitud (M_L y M_S) y distancia (R_{ep} y R_{hip}) clasificados en el Banco de Datos MFS, lo que condiciona su uso posterior con estos mismos parámetros de entrada.

Dentro de cada región, Mediterráneo y España, puede observarse que no existen apenas diferencias significativas que supongan mayor o menor atenuación de la PGA entre los distintos modelos considerados, aunque sí parece ocurrir en ambas zonas, que la atenuación de las componentes verticales es algo más acusada.

No obstante, en la región mediterránea, los modelos de aceleración horizontal contruidos con la variable M_L , producen valores de aceleración, en general, mayores para todo el rango de distancias. Para cualquiera de los dos tipos de magnitud considerados, los valores de aceleración tanto horizontal como vertical, obtenidos por las ecuaciones, son mayores cuando se utiliza la distancia hipocentral, R_{hip} .

Para los datos de España, en los que sólo se ha utilizado una escala de magnitud, no parecen existir diferencias entre los valores que se obtienen de aceleración horizontal o entre los de aceleración vertical, cuando se compara entre distancia epicentral e hipocentral.

En cuanto a la comparación de los modelos de una región y otra se observa que la atenuación es mayor para el caso de España, y además en esta región existen diferencias relativas más grandes en los valores predichos de PGA, para distintas magnitudes.

Aunque las escalas de magnitud no son directamente comparables, los valores predichos por las ecuaciones en una y otra región son muy similares en distancias de 0 a 100 km para el valor de magnitud 6, mientras que difieren considerablemente para magnitudes menores que ésta, con valores de aceleración más pequeños en el caso español.

Por otra parte, por el método seguido y la forma funcional común adoptada, las variaciones dentro de cada modelo, para los diferentes tipos de suelo, están dadas por una constante en la ecuación que desplaza dicha forma funcional sobre el eje de aceleraciones, y que en algunos casos marca diferencias de amplificación notables, como por ejemplo, en los modelos del Mediterráneo: $PGA_H = f(M_L, R_{cp})$, $PGA_H = f(M_L, R_{hip})$; y de España: $PGA_H = f(m_{bLg}, R_{cp})$, y $PGA_H = f(m_{bLg}, R_{hip})$; mientras que en otros casos esta amplificación no parece ser importante.

V.2. Deducción de correlaciones intensidad-magnitud

En regiones de sismicidad moderada, como es el caso de la Península Ibérica, los terremotos más destructivos suelen pertenecer al periodo histórico y por tanto sólo tienen asignados valores de intensidad. El cálculo de la peligrosidad sísmica, se hace entonces partiendo de valores de intensidad, y es importante tener expresiones que permitan relacionar este parámetro macrosísmico con otros instrumentales, como la magnitud o la aceleración pico, para el cálculo final de espectros.

Con el objeto de poder tener una ley que relacione y permita convertir valores de intensidad epicentral a valores de magnitud, se han realizado ajustes de regresión de datos del Catálogo Sísmico del IGN, para los que existen valores de ambos parámetros. Para ello se han seleccionado del Catálogo, cuatro subconjuntos de datos, resultado de la combinación de dos filtros temporales y dos espaciales:

- Terremotos desde 1960 a junio 1998; catálogo completo (incluyendo terremotos de Portugal, Francia y Marruecos).
- Terremotos desde 1960 a junio 1998; sólo España.
- Terremotos desde 1980 a junio 1998; catálogo completo.
- Terremotos desde 1980 a junio 1998; sólo España.

En todos ellos se han filtrado los terremotos cuyos epicentros estuvieran situados en el mar, ya que en estos casos se desconoce la intensidad epicentral.

El modelo que se ha ajustado corresponde a una relación cuadrática de la magnitud en función de la intensidad epicentral, $M = f(I^2)$, siguiendo la tendencia habitual en este tipo de estudios. En los cuatro casos analizados se han probado otros modelos pero no resultan mejores que el propuesto.

Para llegar a los modelos obtenidos se realizó el ajuste $M = a + b \cdot I^2$, se estudiaron sus residuos y se eliminaron los datos para los que se tenían residuos muy grandes. También se probó un estudio eliminando los puntos más influyentes, pero al realizar los ajustes se obtuvieron modelos con coeficientes R^2 más pequeños.

En los cuatro casos, tras el análisis de los residuos se observa que falla la hipótesis de normalidad, aunque las técnicas gráficas no muestran evidencia para rechazar dicha hipótesis. Ésta es necesaria para realizar contrastes de significación y obtener intervalos de confianza para los parámetros del modelo. Cuando dicha hipótesis falla los estimadores ya no son máximo-verosímiles y dejan de ser eficientes, aunque sí son centrados.

En esta situación el estudio puede limitarse a la estimación de parámetros incluyendo una medida descriptiva con R^2 ajustado (para el número de grados de libertad).

En la tabla V.5 se presentan las ecuaciones obtenidas para cada caso.

Tabla V.5. Leyes I-M

Catálogo IGN	Ley I-M	R^2 ajust.	Error estándar
Completo (1960-1998)	$M=2.907+0.035 I^2$	0.53	0.35
Completo (1980-1998)	$M=2.820+0.044 I^2$	0.54	0.30
Sólo España (1960-1998)	$M=2.919+0.034 I^2$	0.37	0.34
Sólo España (1980-1998)	$M=2.842+0.044 I^2$	0.44	0.30

Puede observarse que en ninguna de las correlaciones el coeficiente R^2 es excesivamente alto, obteniéndose un ajuste algo mejor para los casos en los que se consideraron los datos del catálogo completo.

En las figuras V.4, V.5, V.6 y V.7 se muestran gráficamente los datos y la expresión resultante para cada uno de estos casos.

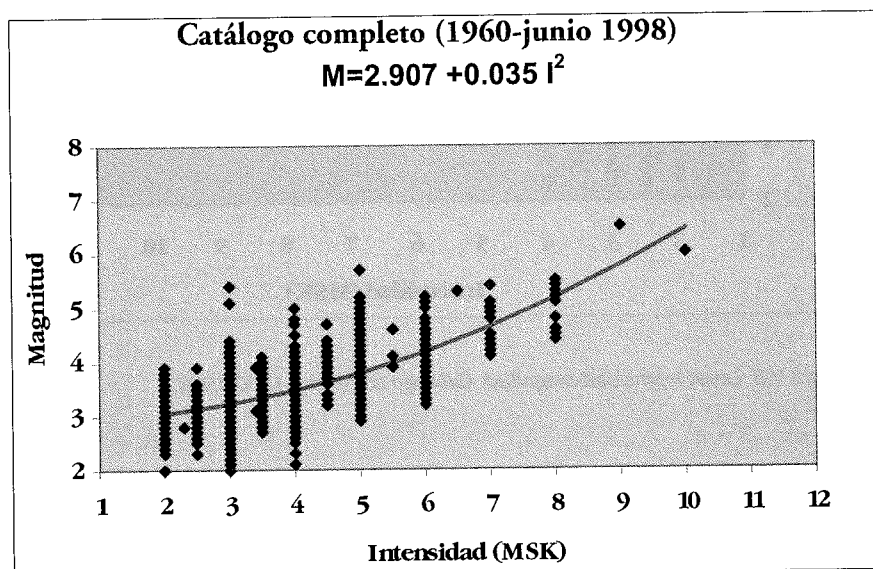


Figura V.4. Leyes intensidad-magnitud. Catálogo completo, 1960-1998.

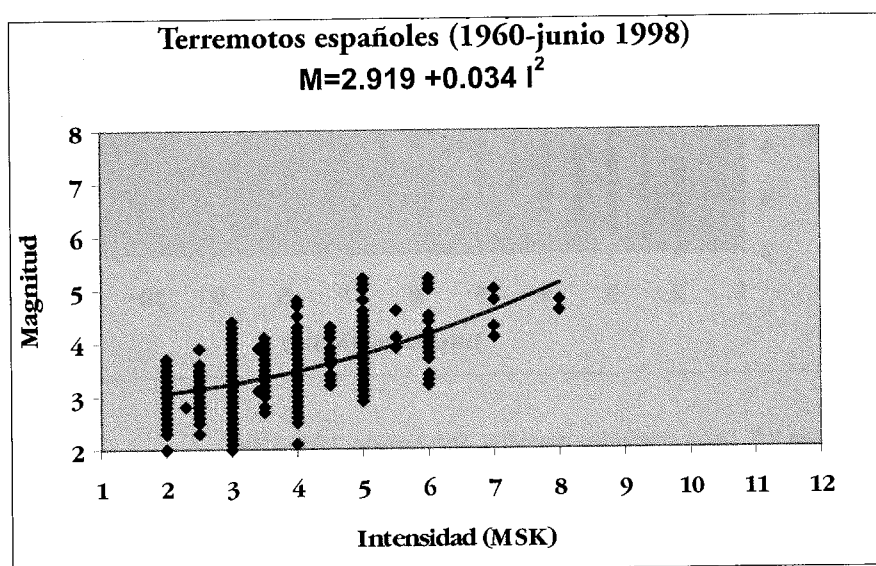


Figura V.5. Leyes intensidad-magnitud. Sólo España, 1960-1998.

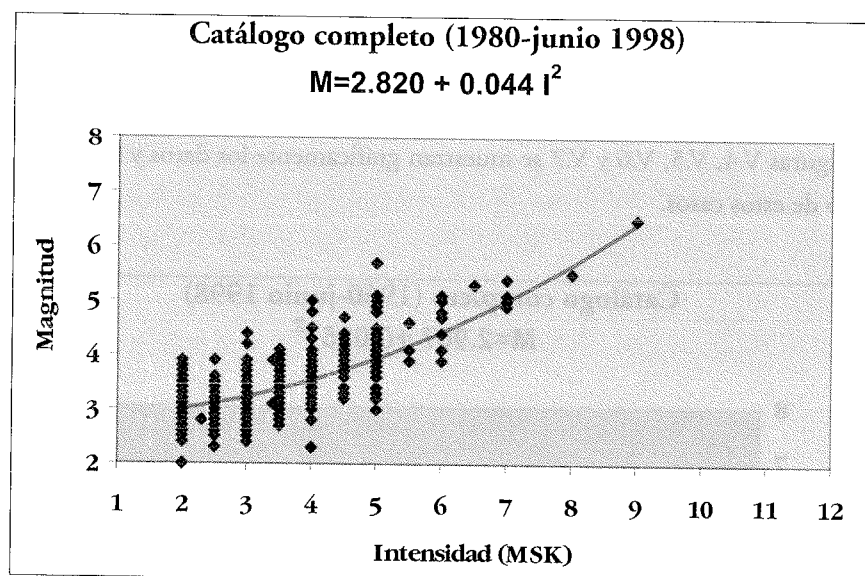


Figura V.6. Leyes intensidad-magnitud. Catálogo completo, 1980-1998.

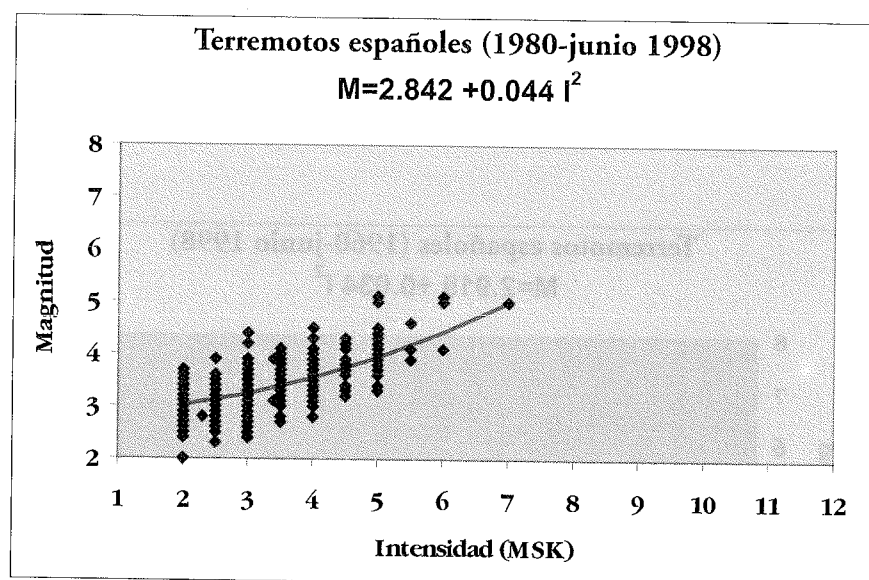


Figura V.7. Leyes intensidad-magnitud. Sólo España, 1980-1998.

VI. Metodología propuesta en el proyecto

VI. Metodología propuesta en el proyecto

La escasez de registros de aceleración en España impide realizar estudios de peligrosidad partiendo directamente de estos registros, como viene haciéndose en zonas de mayor sismicidad, ya que tan sólo disponemos de acelerogramas correspondientes a terremotos de magnitud inferior a 5.3, que no son suficientes para contemplar las características de los máximos movimientos esperados en las diferentes zonas del país. No es posible, por tanto, desarrollar estudios de modelización teórica con registros locales, pero sí aproximarnos a las características de esos movimientos partiendo de registros de otras zonas para las que pueda considerarse razonable la extrapolación.

En esto se fundamenta la metodología propuesta en el proyecto, basada en el análisis estadístico de acelerogramas y espectros correspondientes a distintas configuraciones fuente-medio-estación, con la consiguiente deducción de modelos de movimiento para determinados rangos de magnitud, distancia y condiciones locales del suelo, siguiendo el método empírico descrito en el apartado anterior. La posterior aplicación de estos modelos a un cierto emplazamiento permitirá obtener los espectros de respuesta acordes con la configuración fijada. El problema de ausencia de datos *in situ*, se resuelve entonces introduciendo modelos empíricos formulados con datos de otras zonas, siempre que exista afinidad tectónica entre la zona fuente del modelo y la de aplicación, y teniendo en cuenta además los rangos de magnitud y distancia cubiertos.

Este tipo de análisis ha sido recientemente empleado en aplicaciones destinadas a seguridad de centrales nucleares, a propuesta de la US Regulatory Commission Standard Review Plan (US NRC, 1990) y en esta línea de actuación se enmarca la metodología del proyecto, que es acorde al estado actual del arte para la caracterización del movimiento en zonas de sismicidad moderada, con una problemática similar a la de nuestro país (Trifunac, 1989; Bungum *et al.*, 1992; Chin y Aki, 1991; Benito, 1993; Caillot, 1993).

Otro factor importante en el cálculo de la peligrosidad en emplazamientos españoles es el hecho de que la mayoría de los terremotos que la determinan en cualquier zona son históricos (anteriores a 1950) y no disponen de dato de magnitud, lo que obliga a realizar los cálculos inicialmente en función de la intensidad macrosísmica.

La metodología que se propone, trata de resolver los dos problemas expuestos, basándose en el cálculo de la peligrosidad en términos de intensidad macrosísmica y en la posterior estimación de espectros, por medio de modelos que relacionen las amplitudes del movimiento con parámetros de la fuente, estimados a su vez a partir de la intensidad. Se calcularán así, las ordenadas espectrales para diferentes frecuencias, con la consiguiente construcción de espectros "punto a punto", en lugar de escalar formas espectrales estándar.

El método se plantea con dos acepciones, que contemplan respectivamente un procedimiento de estimación de la peligrosidad probabilista y otro determinista. En el primer caso, como resultado de esta metodología se obtienen espectros de probabilidad uniforme, UHS (Uniform Hazard Spectra), siguiendo las recomendaciones de la US NRC (1980). En el caso de evaluaciones deterministas lo que se obtienen son espectros específicos de respuesta, correspondientes a los máximos sísmos potenciales que caracterizan la peligrosidad del emplazamiento.

A su vez, se propone una innovación en el cálculo inicial de la peligrosidad, previo a la estimación de espectros, introduciendo la técnica de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) para relacionar toda la información necesaria –sísmica, geológica, tectónica–, lo que supone una agilización del proceso de cálculo y una mayor resolución en los resultados.

A continuación se expone en primer lugar la técnica desarrollada para estimación de la peligrosidad introduciendo un SIG y seguidamente el método propuesto para obtener los UHS, partiendo de estimaciones probabilistas de la peligrosidad. El apartado de metodología finaliza con la descripción del método desarrollado para obtener espectros específicos por un procedimiento determinista.

VI.1. Introducción de un Sistema de Información Geográfica (SIG)

Los Sistemas de Información Geográfica permiten almacenar, relacionar y georreferenciar información de distinta procedencia referida a una misma zona, por ello resultan herramientas muy adecuadas para evaluaciones de la peligrosidad en las que se requiere manejar datos sísmicos, geológicos, tectónicos, etc. Este hecho ha motivado el desarrollo, en el contexto del proyecto, de una línea metodológica para introducir los SIG en el cálculo de la peligrosidad, lo que ha supuesto en primer lugar generar un modelo de SIG adecuado al fin propuesto y seguidamente efectuar algunas aplicaciones prácticas con objeto de comprobar su utilidad. Se comenta en este apartado la metodología o esquema de trabajo desarrollado, dejando para el apartado VIII.1 las consideraciones prácticas.

La metodología se ha diseñado inicialmente para caracterizar el movimiento integrando todos los aspectos que lo determinan, incluyendo diferentes fases para contemplar la contribución de la fuente, el efecto de la trayectoria y el efecto local, respectivamente. Sin embargo, alguno de estos aspectos no han sido introducidos en aplicaciones posteriores –concretamente el efecto local no se requiere para emplazamientos en roca– por lo que la metodología se modifica en función de la aplicación práctica que se lleve a cabo.

El método general puede dividirse en tres fases fundamentales, recogidas en el organigrama de la figura VI.1. Explicamos a continuación de forma detallada cada una de ellas.

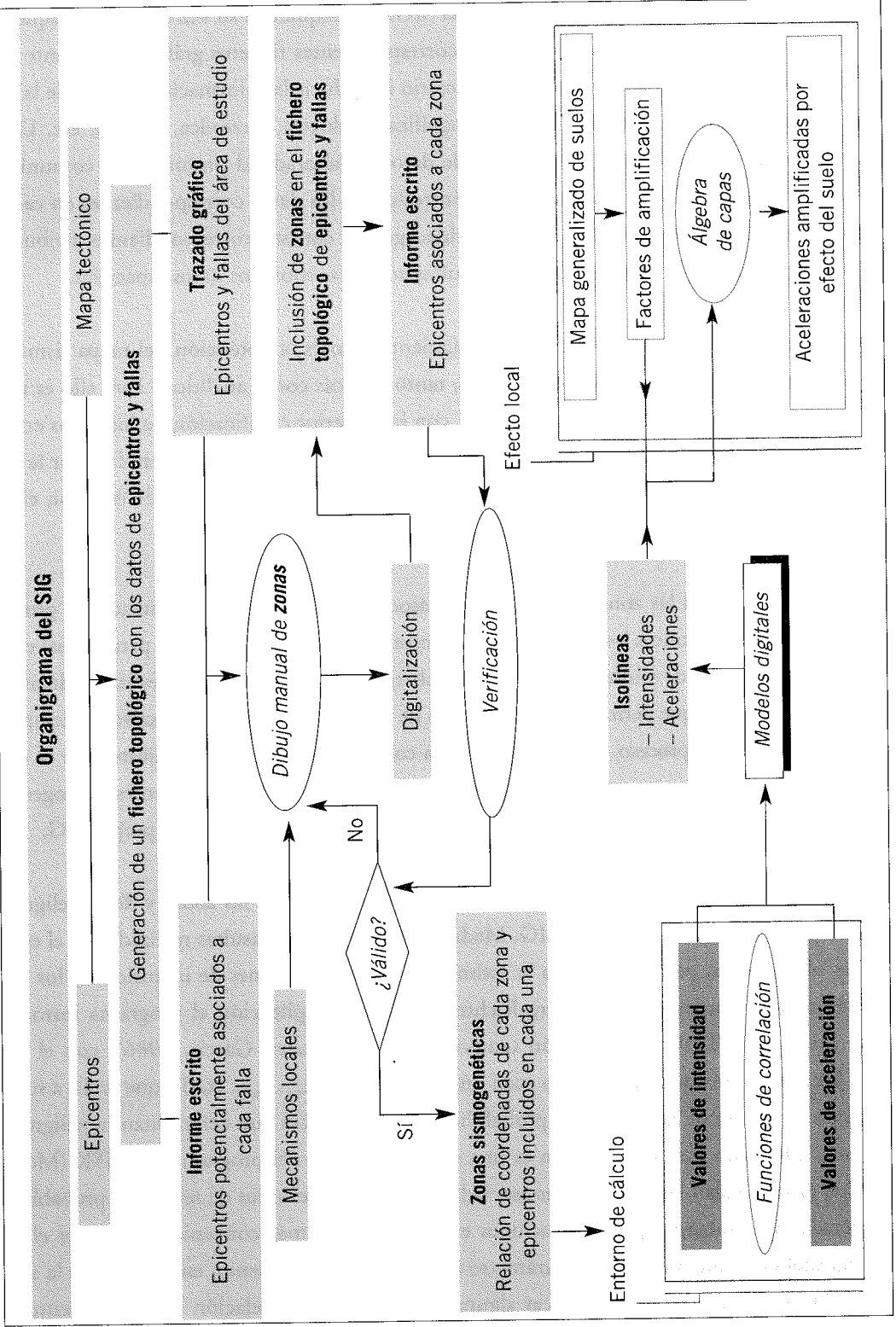


Figura VI.1. Organigrama del Sistema de Información Geográfica.

La primera fase consiste en la creación del SIG, que requiere a su vez definir un esquema de proyecto que relacione la base de datos con sus correspondientes ficheros gráficos, mediante un interface RIS (Relational Interface System). Es necesario introducir la información gráfica de la que se dispone, almacenándola en distintas capas: topográfica, geológica, tectónica, sísmica, etc. Una vez diseñada una estructura adecuada para la base de datos y elaborado el protocolo de comunicación entre la plataforma del SIG y dicha base, deben introducirse los datos correspondientes en cada una de las tablas, asociando posteriormente cada entidad gráfica con sus correspondientes atributos. Es la topología de nivel lo que permite realizar consultas analíticas sobre los datos espaciales.

Tras la recopilación de información, el siguiente paso es la obtención del mapa sismotectónico, que requiere realizar una serie de consultas, tanto gráficas como analíticas. Para ello es necesario realizar una explotación del catálogo sísmico, con la posterior clasificación de los datos en intervalos de intensidad y magnitud, asociando una simbología diseñada al efecto para facilitar la rápida visualización de los mismos, conformando así el mapa sísmico. La asociación de éste con el mapa tectónico da como resultado el mapa sismotectónico.

Sobre él se trazan las zonas sismogenéticas, asociando los epicentros a estructuras geológicas definidas. Se obtienen entonces los parámetros característicos de cada una de ellas, para lo cual es necesario verificar la hipótesis de ajuste a la Ley de Gutenberg-Richter. El trazado se realiza mediante digitalización en pantalla, lo que permite la modificación de las zonas de forma interactiva en tiempo real, aportando versatilidad al proceso. Este se repite hasta comprobar la bondad del ajuste, que es uno de los criterios que se siguen para verificar la correcta definición de las zonas o fuentes sismogenéticas. Una vez obtenida la zonificación definitiva, ésta pasa a formar parte integrante del propio SIG.

En una segunda fase se estiman parámetros característicos de las zonas y de la peligrosidad en un entorno de cálculo conectado al SIG. Mediante una serie de consultas realizadas en el entorno del SIG se obtienen los parámetros para la estimación de distribuciones de intensidad y los correspondientes ajustes a la ley de Gutenberg-Richter. En nuestra aplicación el programa introducido para este fin es el INTDIS (distribución temporal de intensidades, García, 1986), con el que se obtienen los parámetros que caracterizan cada una de las zonas ($I_{\max}$, $I_{\min}$, α , β), que serán a su vez la entrada para el cálculo de las curvas de probabilidad de excedencia que determinan la peligrosidad. El programa empleado para esta función es una versión revisada del programa EQRISK (McGuire, 1976). Con él se calculan las intensidades asociadas a diferentes periodos de retorno o probabilidades de excedencia. Sin embargo, para aplicaciones en ingeniería es más conveniente conocer el movimiento del suelo en función de algún parámetro representativo del mismo, esencialmente la aceleración pico, PGA. Es necesario pues, aplicar alguna de las leyes de correlación I/PGA existentes en la literatura y éstas son introducidas también en el entorno de cálculo, para estimar de forma secuencial los valores de este parámetro a partir de los estimados previamente en intensidad. La elección de

la correlación se efectuará en función de la aplicación que se desee realizar. Esta fase concluye con la representación de los resultados obtenidos en el entorno de cálculo, obteniendo así mapas de isólinas, tanto en términos de intensidad como de aceleración, para diferentes periodos de retorno.

Tradicionalmente las estimaciones de peligrosidad para un área extensa concluyen con este tipo de mapas, sin incluir expresamente el efecto local del suelo en el movimiento, debido a la dificultad de su cuantificación, especialmente cuando se trata de una zona extensa en lugar de un único emplazamiento. Sin embargo, entre las ventajas que ofrece el SIG, cabe destacar la posibilidad de realizar operaciones de álgebra de capas, lo que permite la cuantificación del movimiento incluyendo dicho efecto, si bien de forma aproximada. Para ello, el modo de actuación es el siguiente: en una capa se almacenan los valores de aceleración pico calculados en la fase anterior, y en otra un mapa generalizado con los tipos de suelo. La superposición de capas con distinta información permite aplicar los algoritmos matemáticos que representan las funciones de amplificación de los distintos suelos, sobre los valores de aceleración inicial que pueden considerarse estimados en roca. Se obtiene así una nueva capa de información, combinación de las anteriores, con los valores de aceleración amplificados por efecto local.

Todos los resultados parciales o finales obtenidos se integran en el propio SIG, y a partir de ahí pueden representarse gran variedad de salidas, ya sean gráficas, en informes o mediante visualizaciones en pantalla, todas ellas en formatos muy diversos.

En términos generales queda explicada la metodología desarrollada, pero es modificable en función del estudio que se pretenda llevar a cabo. Para probar el método se han realizado diversas aplicaciones que se describen en el apartado VIII.1, habiendo podido comprobar que resulta útil y adecuada a los objetivos del trabajo.

VI.2. Estimación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) por métodos probabilistas

Se presenta a continuación la metodología desarrollada para el cálculo de los UHS (definidos en el apartado II.2), adaptada a la problemática de los emplazamientos españoles, teniendo en cuenta la doble limitación de ausencia de registros acelerométricos y desconocimiento de la magnitud para los terremotos históricos. El método que ahora se propone, tiene como antecedentes otras aproximaciones desarrolladas previamente (Benito y López Arroyo, 1990, 1991; López Arroyo y Benito, 1991) dirigidas esencialmente a la estimación de tales espectros en la región suroeste de la Península Ibérica, cuya peligrosidad está condicionada por la actividad de fuentes en diferentes rangos de distancia. Además de la importante sismicidad local, en esta región ejerce una notable influencia la actividad de la falla de Azores-Gibraltar, localizada a unos 300 km del límite más

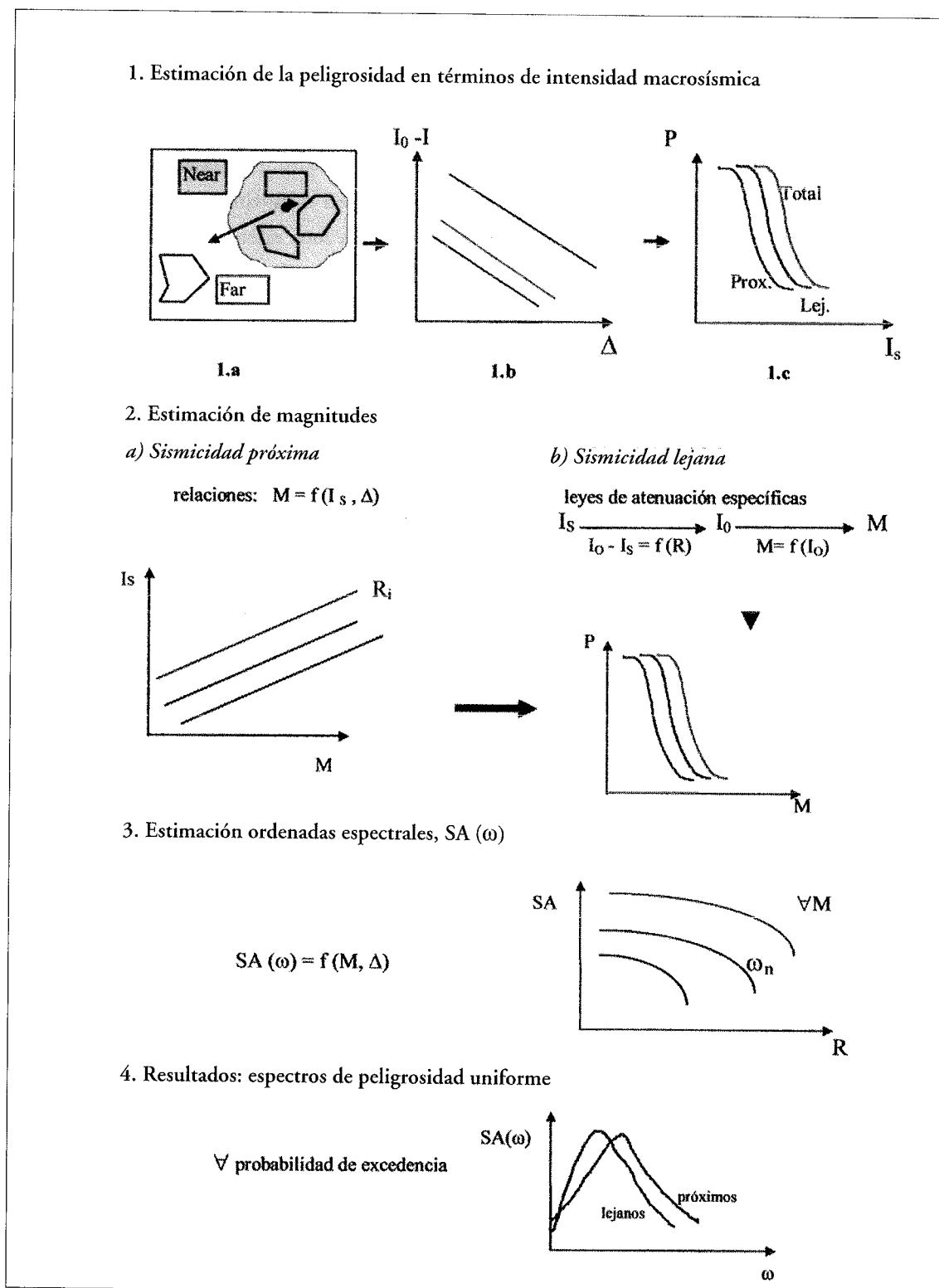


Figura VI.2. Esquema de la metodología propuesta para el cálculo de los UHS.

próximo de la costa española, que ha causado en terremotos pasados intensidades comparables a la de sismos próximos. En estas condiciones los UHS cobran mayor interés, ya que permiten combinar ambos tipos de movimientos de diferente contenido frecuencial, calculando las correspondientes aceleraciones espectrales con la misma probabilidad de excedencia.

La idea básica de esta metodología es separar la contribución de ambos tipos de sismos, próximos y lejanos, estimando curvas de peligrosidad en el emplazamiento procedentes de distintas fuentes y deducir después, para una probabilidad fijada, los espectros de ambos sismos independientemente. La envolvente de los dos espectros resultará ser el UHS y será, a su vez, el espectro más conservador para todo el rango de frecuencias. Por las limitaciones de la zona, los cálculos de peligrosidad deben hacerse introduciendo como parámetro de cálculo la intensidad macrosísmica. A partir de ésta se estima la magnitud, y se concluye calculando las ordenadas espectrales empleando modelos de movimiento en los que éstas son función de la magnitud, distancia y tipo de suelo.

El método que se propone es esquematizado en la figura VI.2, y las fases en las que se estructura se describen a continuación.

1. Estimación de la peligrosidad en términos de intensidad macrosísmica

Esto a su vez conlleva los siguientes pasos:

- a) Caracterización de la sismicidad que afecta al emplazamiento, identificando la localización y geometría de la zonas sismogénicas, z_i , y su respectiva actividad (espacio-temporal y distribuciones de intensidad).
- b) Recopilación de leyes de atenuación que controlen el movimiento del suelo en la región, $I_s^i = f(I_0, R)$; siendo I_s^i la intensidad sentida en el emplazamiento debida a la fuente z_i , I_0 la intensidad epicentral y R la distancia epicentral.

La principal cuestión en relación con este punto es identificar leyes que sean aplicables a diferentes rangos de distancia, estimando leyes particulares para sismos próximos y lejanos.

- c) Cálculo de la peligrosidad parcial, H_s^i , en el emplazamiento, derivada de la acción de cada fuente z_i .

$$H_s^i = \text{Prob} (I_s^i \geq I)$$

Esto supone estimar la probabilidad de que la intensidad sentida en el emplazamiento, debida a la acción de la fuente z_i , es decir, I_s^i , sea mayor o igual que la de referencia I fijada.

De esta forma, la contribución de diferentes zonas es calculada independientemente y esto permite separar la influencia relativa, en un mismo emplazamiento, de fuentes próximas y lejanas.

La peligrosidad total H_s será la suma de todas las contribuciones H_s^i .

- d) Identificación, en las curvas de peligrosidad, de los valores de intensidad, $I_s^i(p_j)$, correspondientes a varios niveles de probabilidad de excedencia, p_j .

2. Estimación de magnitudes M_j^i asociadas a las intensidades $I_s^i(p_j)$

Este paso implica la estimación de magnitudes M_j^i de terremotos con epicentro situado dentro de la zona z_i , que causarían en el emplazamiento un movimiento de intensidad $I_s^i(p_j)$, para todos los valores de i y p_j . Los máximos terremotos de cada zona se consideran localizados en el límite de la misma más próximo al emplazamiento, siguiendo el criterio conservador que se adopta habitualmente en este tipo de estudios. El propósito es obtener, para cada probabilidad de excedencia p_j , los pares magnitud-distancia que caracterizan la peligrosidad en el emplazamiento debidos a las zonas con mayor influencia.

En este paso se proponen diferentes procedimientos para sismos próximos y lejanos:

- a) Para sismicidad próxima, puede emplearse alguna relación entre intensidad sentida I_s , magnitud M y distancia epicentral, R , del tipo $I_s = f(M, R)$.
- b) Para sismicidad lejana, la relación previa no es aplicable, ya que es obtenida habitualmente a partir de datos de fuentes próximas donde la atenuación del movimiento con la distancia es muy diferente. La estimación de magnitudes en este caso conlleva, a su vez, dos pasos:
 - Estimación de la intensidad epicentral I_0 , por aplicación de una ley de atenuación específica para la zona, $I_s - I_0 = f(R)$.
 - Cálculo de la magnitud M por medio de una relación $I_0 = f(M)$.

Los resultados de este paso, por ambos procedimientos, son las curvas de peligrosidad, en términos de magnitud, por acción de fuentes en diferentes rangos de distancia.

3. Estimación de ordenadas espectrales $SA(\omega)$ para cada probabilidad de excedencia, p_j

El cálculo de amplitudes espectrales $SA_j(\omega)$ para cada frecuencia ω y probabilidad p_j , debido a la actividad de la zona z_i , se lleva a cabo por aplicación de modelos de movimiento, sobre los pares (M, R) determinados en el paso previo:

$$SA(\omega) = f(M, R)$$

Como principal criterio de selección de los modelos se toma la similitud de características sismotectónicas entre la zona de los datos y la zona de aplicación.

4. Estimación de espectros de respuesta de probabilidad uniforme (UHS)

En un paso final, el espectro de probabilidad uniforme de excedencia p_j se construye "punto a punto" para sismos próximos y lejanos independientemente, partiendo de los valores de $SA(\omega)$ obtenidos en el paso anterior para diferentes frecuencias en el rango de interés de la ingeniería. El espectro más conservador en el emplazamiento será el obtenido combinando los derivados para los diferentes rangos de distancia.

VI.3. Estimación de espectros de respuesta por métodos deterministas

Se desarrolla ahora una variante de la metodología descrita en el apartado anterior, enfocada al cálculo determinista de la peligrosidad, y a la obtención final de espectros específicos de emplazamiento representativos de los máximos terremotos esperados.

En una primera fase se trata de determinar escenarios de peligrosidad, desagregando la contribución de diferentes zonas y caracterizando los máximos terremotos que afectan al emplazamiento por medio de pares magnitud-distancia que los representan. Posteriormente, se aplicarán modelos de movimiento fuerte del suelo en los que las ordenadas espectrales son formuladas en función de la magnitud y la distancia, lo que llevará a construir los espectros asociados a los correspondientes movimientos.

Los pasos en que se estructura la metodología propuesta se describen a continuación.

1. Estimación de la peligrosidad en términos de intensidad macrosísmica

Se desarrolla en los siguientes pasos:

- a) Caracterización de la sismicidad que afecta al emplazamiento, identificando la localización y geometría de las zonas sismogénicas, z_i , y su respectiva actividad (distribución espacial de sismos e intensidades asociadas).
- b) Recopilación de leyes de atenuación que controlen el movimiento del suelo en la región, $I_s^i = f(I_0, R)$; siendo I_s^i la intensidad en el emplazamiento debida a la fuente z_i . Deben estimarse leyes particulares para sismos próximos y lejanos.
- c) Cálculo de las intensidades máximas esperadas en el emplazamiento, derivadas de la acción de fuentes sísmicas en diferentes rangos de distancia. Para cada rango considerado se determinará $I_{\max}^i$, que representa la intensidad máxima en el emplazamiento, debida a la actividad de cualquier fuente z_i , situada dentro de ese rango. Esto supone considerar un máximo sismo potencial en cada intervalo de distancia, con la consiguiente estimación de la intensidad que produce en el emplazamiento.

2. Estimación de magnitudes M^i asociadas a las intensidades $I_{\max}^i$ correspondientes a los máximos sismos potenciales

Este paso implica la estimación de magnitudes M^i de terremotos con epicentro situado dentro de la zona z_i , que causarían en el emplazamiento un movimiento de intensidad $I_{\max}^i$. El propósito es obtener los pares magnitud-distancia correspondientes a los máximos sismos potenciales, de cada rango de distancia considerado, que determinan la peligrosidad del emplazamiento. Siguiendo el criterio habitual los epicentros de cada zona se sitúan en el límite más próximo al emplazamiento.

En este paso se proponen diferentes procedimientos para sismos próximos y lejanos:

- a) Para sismicidad próxima, puede emplearse alguna relación entre intensidad sentida I_s , magnitud M y distancia epicentral, R , del tipo $I_s = f(M, R)$.
- b) Para sismicidad lejana, la relación previa no es aplicable, ya que es obtenida habitualmente a partir de datos de fuentes próximas, donde la atenuación del movimiento con la distancia es muy diferente. La estimación de magnitudes en este caso conlleva, a su vez, dos pasos:

- Estimación de la intensidad epicentral I_0 , por aplicación de una ley de atenuación específica para la zona, $I_s - I_0 = f(R)$.
- Cálculo de la magnitud M por medio de una relación $I_0 = f(M)$.

Los resultados de este paso, por ambos procedimientos, son pares de valores M-R desde diferentes rangos de distancia, representativos de los máximos sismos potenciales.

3. Estimación de ordenadas espectrales $SA(\omega)$ correspondientes a los movimientos de los máximos sismos potenciales

Se calculan en esta fase las amplitudes espectrales $SA(\omega)$, para cada frecuencia ω , correspondientes a cada uno de los sismos máximos determinados previamente y caracterizados, por los correspondientes pares (M, R). El cálculo se lleva a cabo por aplicación de modelos de movimiento:

$$SA(\omega) = f(M, R)$$

Como principal criterio de selección de los modelos se toma la similitud de características sismotectónicas entre la zona de los datos y la zona de aplicación.

4. Construcción de los espectros de respuesta específicos asociados a los máximos sismos potenciales

Partiendo de los valores $SA(\omega)$ para diferentes frecuencias calculados en el apartado anterior, se construyen "punto a punto" los correspondientes espectros, asociados a los movimientos producidos en el emplazamiento por los máximos sismos potenciales en los rangos de distancia considerados.

VII. Revisión de modelos de movimiento fuerte del suelo. Estado del arte

VII. Revisión de modelos de movimiento fuerte del suelo. Estado del arte

La aplicación de la metodología propuesta requiere, en primer lugar, revisar los modelos de movimiento fuerte del suelo propuestos en la literatura, a fin de determinar sus principales características y rangos de aplicabilidad. En estos modelos los parámetros de movimiento del suelo se ajustan a una forma funcional en la que intervienen, generalmente, la magnitud, distancia y un factor descriptivo del tipo de suelo. Estas son las variables independientes del modelo, mientras que la variable dependiente es el parámetro del movimiento que se quiere predecir, generalmente aceleración pico, PGA, velocidad pico, PGV, aceleración espectral, $SA(\omega)$ y velocidad espectral, $SV(\omega)$, estas últimas para diferentes frecuencias dentro del rango de interés en ingeniería sísmica.

Los coeficientes de estos modelos se pueden determinar mediante dos aproximaciones diferentes: empírica, basada en el análisis estadístico de registros o teórica, utilizando modelos sísmológicos que tengan en cuenta las condiciones de fuente, trayectoria y emplazamiento para generar movimientos sintéticos. En realidad existe cierto solape entre ambas aproximaciones, ya que en el método empírico los datos se ajustan a una forma funcional procedente de la teoría, y en el método teórico suelen usarse datos empíricos para determinar alguno de los parámetros necesarios (Abrahamson y Shedlock, 1997).

Una diferencia esencial entre los distintos modelos es la zona fuente de los datos, que condiciona su aplicación a zonas de características afines. Además, hay variaciones en las escalas de magnitud y distancia introducidas, así como en los criterios de clasificación del suelo.

Para introducir la magnitud, las escalas más usadas son la magnitud momento (no siempre disponible) y la magnitud de ondas superficiales.

Para la distancia fuente-estación, se utilizan diferentes medidas de esta variable, como la distancia epicentral, la distancia hipocentral, o la distancia horizontal más cercana a la proyección vertical de la ruptura, denominada distancia Joyner y Boore, entre otras.

La clasificación de las condiciones locales del emplazamiento, puede variar desde descripciones cualitativas del material próximo a la superficie, hasta definiciones cuantitativas basadas en la velocidad de ondas de cizalla v_s .

Por otra parte, la estimación de tales modelos suele hacerse de forma independiente para entornos tectónicos diferentes. Generalmente, se han distinguido terremotos superficiales (corteza)

en regiones activas, terremotos superficiales (corteza) en regiones continentales estables y terremotos en zonas de subducción. En este último caso, algunos autores distinguen entre terremotos denominados "interface" (más superficiales) e "intraslab" (más profundos).

Algunos autores han considerado también, como variables independientes del modelo, el tipo de falla causante del terremoto, separando los terremotos de falla inversa frente a terremotos de falla normal y de desgarre.

A continuación se describen brevemente algunos de los modelos recientemente publicados, cuyo interés se centra, bien en las zonas para las que han sido desarrollados, o bien, en las peculiaridades en cuanto a los métodos empleados para su construcción.

Estos modelos pueden servir después para la predicción de espectros en otros emplazamientos, siempre que reúnan las condiciones necesarias para considerar válida la extrapolación. Los principales aspectos, tanto sismológicos como metodológicos, concernientes a diferentes modelos son sintetizados a continuación, con el fin de facilitar posteriormente el análisis de influencia de las distintas variables que intervienen, la comparación de los modelos y su interpretación en función de las características de cada uno, la obtención de criterios para asumir la extrapolación y finalmente la aplicabilidad a posibles emplazamientos españoles.

VII.1. Modelos en regiones continentales estables

Debido a la escasez de registros de movimiento fuerte en esta región, los modelos se han basado generalmente en la simulación numérica del movimiento del suelo. En ésta se considera un modelo estocástico de fuente puntual, originalmente propuesto por Hanks y McGuire (1981), que a su vez se fundamenta en que las altas frecuencias observadas del movimiento del suelo, pueden ser caracterizadas por un ruido gaussiano de duración finita y banda limitada, en el que el espectro de amplitud es especificado por modelos sismológicos simples, tanto de fuente como de propagación. Los parámetros clave en el modelo estocástico son: la caída de esfuerzos, la estructura de velocidades de la corteza, la atenuación anelástica regional (Q), la atenuación anelástica próxima (k) y la profundidad focal.

Los dos modelos que en este apartado se describen corresponden a modelos estocásticos. El primero de los casos, utiliza relaciones empíricas previas (de la misma región) para la obtención de los parámetros del modelo de fuente y propagación, y el segundo, se basa en una modelización teórica.

Modelo de Atkinson y Boore (1995)

Para la obtención de los parámetros del modelo de fuente y de propagación, los autores realizaron previamente un análisis empírico, de registros digitales de sismógrafos (en emplazamientos de roca) y de isosistas de terremotos históricos, que incluye eventos de magnitudes 3 a 7 y distancias entre aproximadamente 10 y 1.000 km (Atkinson y Boore, 1995, 1997). Los parámetros obtenidos definen un modelo de espectro de amplitudes del movimiento, que a su vez es función de la magnitud momento, la distancia hipocentral y la frecuencia, y en el que también ha de incluirse un modelo de duración del movimiento, en este caso basado en un término fuente y otro dependiente de la distancia.

Se realizaron simulaciones de espectros de respuesta (amortiguamiento 5%) de pseudoaceleración (PSA) para frecuencias entre 0.5 y 20 Hz, de aceleración pico (PGA) y de velocidad pico (PGV); todos ellos para magnitudes en el intervalo [4, 7.25] en incrementos de 0.25 y para distancias hipocentrales [10, 500 km], en incrementos de 0.1 en unidades logarítmicas. Para cada combinación magnitud-distancia se realizaron cincuenta simulaciones y posteriormente se promediaron tanto los valores pico, como los espectrales. Los resultados finales están dados para emplazamientos en roca, para una componente horizontal arbitraria.

Además de los resultados (tabulados) obtenidos a partir de la simulación (modelo AB95simul), los autores realizan un ajuste de un subconjunto de estos datos mediante ecuaciones cuadráticas sencillas que pueden ser usadas en cálculos de peligrosidad (modelo AB95eccuad).

Modelo de Toro, Abrahamson y Schneider (1996)

El modelo está desarrollado mediante simulación numérica utilizando un modelo estocástico de fuente puntual y aplicando la teoría de propagación de rayos con una estructura de corteza estratificada horizontalmente (Toro *et al.*, 1997; EPRI, 1993). A diferencia del modelo anterior, estos autores asumen una atenuación con la distancia como R^{-1} y $R^{-1/2}$, en vez de obtenerla empíricamente, y dividen la región estudiada en dos subregiones, Continente Medio y Costa del Golfo.

El modelo es similar al del EPRI (1993), utilizado para emplazamientos de centrales nucleares en el este de USA, y añade a éste mejores estimaciones y una cuantificación más completa de incertidumbres y de su forma de propagación a los resultados.

En este modelo se utilizan dos escalas de magnitud: magnitud momento, M y magnitud de la fase L_g , m_{L_g} . La distancia considerada responde a la expresión $R_M = (R_{JB}^2 + c^2)^{1/2}$ donde R_{JB} es la distancia Joyner y Boore y c una constante que se determina en el ajuste y que contempla la

profundidad focal. La frecuencia de interés en el estudio se sitúa entre 1 y 35 Hz, distancias entre 1 y 500 km y magnitud momento entre 5 y 8.

Los resultados vienen dados para las dos subregiones y para las dos escalas de magnitud por lo que, en realidad, resultan cuatro conjuntos de ecuaciones, tanto para predicción de la aceleración pico (PGA) como de la aceleración pseudoespectral (PSA amortiguamiento crítico 5%) para 6 frecuencias en el rango de 1 a 35 Hz. Estos resultados son directamente aplicables para suelos de roca dura (v_s en superficie aproximadamente 2.000 m/s en promedio). Los valores para suelos blandos pueden obtenerse, a partir de estos resultados, aplicando los factores de amplificación del modelo EPRI 93.

La comparación de las predicciones resultantes en las dos subregiones consideradas, indica mayores amplitudes en el movimiento del suelo a cortas distancias en la zona del Golfo, debido a valores de velocidad de propagación de ondas S menores. Para distancias grandes este efecto es contrarrestado por una atenuación anelástica mayor en esa zona, resultando menores amplitudes.

En comparación con otros modelos para la misma zona (Boore y Atkinson, 1987; McGuire *et al.*, 1988, llamado EPRI 88), los autores destacan que existe en general consistencia. Algunas de las diferencias existentes en altas frecuencias son debidas a diferencias en la duración del movimiento, mientras que las de bajas frecuencias se deben a la combinación de los efectos de duración y forma espectral.

De la comparación de este modelo, con el modelo anterior (AB95simul) resulta lo siguiente (según Atkinson y Boore, 1997):

- Para frecuencias menores que 3 Hz las predicciones del modelo EPRI 93 exceden para todas las magnitudes y distancias a las del modelo AB95.
- Para frecuencias de aproximadamente 10 Hz, los dos modelos predicen prácticamente las mismas amplitudes en distancias cortas, y el modelo AB95 predice mayores amplitudes para $M > 6$ y distancias mayores de 100 km.
- Para frecuencias mayores que 10 Hz, el modelo AB95 predice mayores amplitudes (en general un 40% mayores) que el modelo EPRI 93 para casi todas las magnitudes y distancias.

Estas diferencias pueden explicarse fundamentalmente por la elección de modelos de duración del movimiento distintos, y también por el empleo de un modelo de fuente empírico (AB95) frente a otro teórico (EPRI), en los que las formas asumidas del espectro de amplitudes difieren, en particular, para terremotos grandes en la parte de bajas frecuencias.

VII.2. Modelos realizados en Europa

Modelo de Ambraseys, Simpson y Bommer (1996)

Se trata de un modelo empírico realizado a partir de 422 registros triaxiales procedentes de 157 terremotos en Europa y regiones adyacentes (Oriente Próximo), con magnitudes M_s entre 4.0 y 7.9, y profundidades hipocentrales menores que 30 km (el 81% de éstas se sitúan en el intervalo 5-15 km). Para la construcción del modelo, los autores revisaron y reevaluaron la mayor parte de las variables predictoras del mismo (profundidad focal, magnitud y condiciones locales del emplazamiento). Como distancia fuente-estación se tomó la que responde a la ecuación: $R = (R_{JB}^2 + h_0^2)^{1/2}$ siendo R_{JB} la distancia Joyner & Boore, y h_0 una constante que tiene en cuenta el hecho de que la fuente del movimiento no es necesariamente el punto más próximo a la proyección en superficie de la falla. Se considera que para terremotos de baja magnitud, la distancia epicentral es aproximada a la distancia R_{JB} , con una incertidumbre similar a la producida por posibles errores en la localización de tales eventos.

Los tipos de suelo de las estaciones de registro fueron clasificados, a partir de la información previa existente, en cuatro categorías siguiendo la clasificación de Boore *et al.* (1993), basada en el promedio de velocidades v_s en los 30 m más superficiales del emplazamiento:

R - roca -	$\Rightarrow$	$v_s > 750$ m/s (Clase A)
A - suelo duro -	$\Rightarrow$	$360 < v_s < 750$ m/s (Clase B)
S - suelo blando -	$\Rightarrow$	$180 < v_s < 360$ m/s (Clase C)
L - suelo muy blando -	$\Rightarrow$	$v_s < 180$ m/s (Clase D)

El modelo de atenuación fue calculado mediante un análisis de regresión en dos fases, para aceleración pico y para aceleración espectral absoluta (SA amortiguamiento crítico 5%), para periodos entre 0.1 y 2 s.

En aceleraciones pico, la comparación de este modelo con el realizado para la región oeste de Norteamérica (Boore *et al.*, 1993) indica que el modelo predice mayores picos de aceleración que el modelo americano para distancias muy cortas y magnitudes altas, pero sin embargo la atenuación es más rápida. Por otra parte, el modelo muestra mucha más independencia del emplazamiento, en particular para suelos blandos, que el modelo del oeste de Norteamérica.

Al comparar el modelo con el realizado para Italia (Sabetta y Pugliese, 1987), resulta que las ecuaciones predicen aceleraciones pico cercanas a las del modelo italiano, aunque de nuevo la dependencia de este último con las condiciones locales es mayor, si bien la clasificación de emplazamientos no es exactamente igual.

Modelo de Sabetta y Pugliese (1996)

En este modelo se han estimado ecuaciones para la predicción de aceleraciones y velocidades pico horizontales y verticales, y para pseudovelocidad espectral (PSV amortiguamiento crítico 5%), para 14 frecuencias distribuidas entre 0.25 y 25 Hz y para dos tipos de distancia (Sabetta y Pugliese, 1996). Se dan también ecuaciones de predicción de la intensidad de Arias (1970) y la duración de Vanmarcke y Lai (1980).

El conjunto de datos utilizado procede de acelerogramas de 17 terremotos italianos (190 componentes horizontales y 95 componentes verticales). La magnitud utilizada corresponde a magnitud de ondas superficiales M_S , cuando M_L y M_S son mayores o iguales que 5.5 y corresponden a magnitud local M_L , cuando están por debajo de este valor. Los autores optan por esta dualidad en la escala de magnitud, debido a que así se evitan efectos de saturación de la M_L . Además, en los rangos elegidos ambas magnitudes correlacionan linealmente con la magnitud momento, M , que resulta la medida más estable de este parámetro. El rango cubierto por las observaciones es $4.6 < M < 6.8$.

Para la distancia se utilizaron la distancia epicentral y la distancia Joyner & Boore, lo que dio lugar a dos conjuntos de ecuaciones. Los datos analizados están comprendidos entre 1 y 200 km.

Los emplazamientos fueron geológicamente clasificados en tres categorías: suelos duros (v_s promedio > 800 m/s), aluvión superficial ($H < 20$ m), y aluvión profundo ($H > 20$ m).

Los resultados obtenidos y comparados por sus autores, parecen estar en buen acuerdo con las predicciones de espectros de respuesta del oeste de Norteamérica (Boore *et al.*, 1993), excepto para frecuencias bajas (menores que 1 Hz). Los emplazamientos de suelos aluviales, muestran un efecto de amplificación de aproximadamente el 50% respecto a suelos duros, que es patente a bajas frecuencias (0.25 a 2 Hz) para aluvión profundo, y a altas (1 a 25 Hz) para aluvión superficial, lo que reafirma la necesidad de tener en cuenta la profundidad de tales depósitos en su clasificación.

Modelo de Benito (1993)

Los modelos son deducidos mediante análisis de regresión de 62 registros de movimiento fuerte del suelo pertenecientes a la red acelerométrica ENEA-ENEL, que corresponden a terremotos de la serie de Friuli de 1976. Las ecuaciones formuladas son leyes de atenuación de ordenadas espectrales de aceleración absoluta SA (en gal), para un 5% de amortiguamiento, y de amplitud máxima del espectro de Fourier, $F_{a_{max}}$ (en cm/s). Se obtienen ecuaciones independientes para tres categorías de suelo: roca, aluvión superficial y aluvión profundo. Para suelo duro o roca las ecuaciones de predicción de $SA(\omega)$ cubren el rango de frecuencias de 0.1 a 25 Hz, si bien los valores para frecuencias

inferiores a 0.5 Hz, no pueden considerarse fiables por cuestiones de filtrado de los registros. Para cada tipo de suelo las leyes se formulan expresando el parámetro de movimiento fuerte en función de la magnitud local M_L y la distancia hipocentral, R_{hip} . Los rangos cubiertos por las observaciones para estos parámetros son:

$$4.2 < M_L < 6.5 \quad \text{y} \quad 2 < R_{hip} < 194 \text{ km}$$

El estudio incluye, además, un análisis detallado de la influencia de la magnitud y la distancia en las aceleraciones espectrales para diferentes frecuencias del movimiento y para cada tipo de suelo.

Modelo de Tento, Franceschina y Marcellini (1992)

Se analizan 137 acelerogramas de la red acelerométrica ENEA-ENEL correspondientes a 40 terremotos registrados en Italia, con los que se deducen ecuaciones de predicción de la PGA, en gal, y de las ordenadas del espectro de respuesta en términos de pseudo velocidad relativa PSV, en cm/s. Estas se obtienen cubriendo el rango de periodos de 0.04 a 2.75 s y para un 5% de amortiguamiento crítico. La magnitud empleada es magnitud local, M_L , y la distancia, R , responde a la expresión $R = (d^2 + h^2)^{1/2}$, donde: d , es la distancia más próxima a la falla y h , la profundidad focal.

Los rangos cubiertos en las ecuaciones para ambos parámetros son: $4 < M_L < 6.6$ y $3.2 < R < 170 \text{ km}$. Las ecuaciones deducidas no contienen un término representativo de las condiciones locales, por lo que los parámetros predichos resultan valores promedio de diferentes suelos.

Modelo de Dahle, Bungum y Kvamme (1990)

En este estudio se analiza una muestra de 87 registros de movimiento fuerte correspondientes a 56 terremotos intraplaca ocurridos en Norteamérica, Europa, China y Australia. Mediante análisis de regresión en dos pasos se desarrollan modelos de atenuación de la aceleración pico, y de la pseudo-velocidad relativa para frecuencias de 0.25 a 40 Hz, y con un amortiguamiento crítico del 5%. También se deducen atenuaciones del espectro de Fourier de aceleración. Las ecuaciones para la predicción de estas variables se formulan únicamente en función de la magnitud y la distancia y no incluyen explícitamente un término de efecto local, sino que representan valores promedio de diferentes condiciones geológicas. La magnitud elegida es magnitud de ondas superficiales M_s , y como término de distancia, los autores introducen distancia hipocentral R_{hip} , matizando que para los terremotos de la muestra no es muy diferente de la distancia R_{JB} . Las ecuaciones resultantes incluyen términos que contemplan explícitamente la atenuación geométrica y la atenuación anelástica y son especialmente indicadas para la predicción de espectros de Fourier y respuesta correspondientes a terremotos intraplaca, en el rango de magnitudes $3 < M_s < 7$ y para distancias hipocentrales entre 10 y 1.000 km.

VII.3. Modelos en zonas de subducción

La mayoría de los modelos de atenuación para zonas de subducción están realizados, fundamentalmente, a partir de registros de Sudamérica y Japón. La mayor parte de estos terremotos son registrados a largas distancias porque los eventos tienden a ser muy profundos, o bien se localizan en el mar. En general, la escasez de datos a distancias menores de 30 km hace que cualquiera de estos modelos presente grandes incertidumbres en la extrapolación de los mismos a cortas distancias.

Entre los modelos más recientes para zonas de subducción cabe destacar los de Atkinson y Boore, 1997, para la región de Cascadia utilizando simulaciones (modelo preliminar); Anderson y Lei, 1994, que es un modelo no paramétrico a partir de datos de la red acelerográfica de México (Guerrero), y el de Youngs *et al.*, 1997, que a continuación se describe.

Modelo de Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1997)

En este modelo de atenuación se han considerado dos tipos de terremotos en zonas de subducción, terremotos *interface* y terremotos *intraslab*. Los primeros suelen estar producidos por fallas inversas de poco ángulo que ocurren en la interfase entre la placa subducente (oceánica) y la placa que cabalga (continental). Ejemplo de tales terremotos son: Alaska, 1964 ($M = 9.2$), Valparaíso, 1985 ($M = 8.0$) y Michoacán, 1985 ($M = 8.0$).

Los terremotos denominados *intraslab* en estas zonas, ocurren en el interior de la placa que subduce por encima de la lámina neutra y típicamente son de falla normal, debidos a las tensiones internas en esta placa. Como ejemplo se tienen los terremotos de Puget Sound 1949 y 1965 ($m_b = 7.1$ y $M_s = 6.5$, respectivamente).

La diferencia fundamental en la selección de ambos tipos de terremotos, está en el mecanismo y en la profundidad del foco. Los autores consideran que profundidades mayores que 50 km corresponden a terremotos *intraslab*. Los registros utilizados para el análisis incluyen eventos de Alaska, Chile, México, Perú, Japón, EEUU (Cascadia) y las Islas Salomón. El modelo se calcula a partir de un análisis de regresión aleatoria, equivalente al análisis de regresión en dos etapas (Joyner & Boore, 1993), utilizándose además como ayuda para la validación del modelo, un método de simulación numérica de terremotos *interface* de gran magnitud.

La magnitud utilizada es M , magnitud momento, con eventos $M \geq 5$. Cuando no se tienen datos del momento sísmico, se utiliza la magnitud M_s en el intervalo 6 a 7.5 como equivalente a M , o bien la magnitud m_b en el intervalo 5 a 6 mediante una fórmula de conversión:

$$M = M_s = 1.8 m_b - 4.3$$

La distancia utilizada es la denominada distancia a la ruptura, definida como la distancia mínima a la superficie de ruptura. En los terremotos pequeños esta distancia es aproximadamente, la distancia hipocentral. El intervalo de distancias considerado es de 10 a 500 km.

El tipo de emplazamiento, atendiendo a sus características geológicas se clasifica en tres categorías:

- Roca, equivalente en la clasificación de Boore a la clase A, pero muy cercano a B.
- Suelos aluviales profundos ($H > 20$ m), equivalente a la clase C.
- Suelos aluviales superficiales ($H > 20$ m).

Los acelerogramas utilizados son registros de campo libre o bien registros en sótanos y/o primeras plantas de edificios con menos de cuatro alturas.

Las ecuaciones obtenidas son para aceleración pico (media geométrica de las dos componentes horizontales) y también para la amplificación de espectros de respuesta (razón SA/PGA) para periodos entre 0.075 y 4 s.

Los resultados de estos autores parecen indicar que para grandes terremotos a grandes distancias, la atenuación de las aceleraciones pico de los terremotos de subducción es más lenta que la de los terremotos superficiales en zonas tectónicas activas, es decir, los valores pico de los primeros son mayores, y esta diferencia es mayor al aumentar la magnitud.

Por otra parte, para distancias fuente-emplazamiento pequeñas el modelo predice aceleraciones pico de los terremotos de *interface* menores que los predichos por otros modelos para terremotos superficiales. Sin embargo, los datos en esta banda de distancias son escasos y las simulaciones numéricas indican valores pico muy similares a los predichos para los terremotos superficiales. Por último, los datos de terremotos denominados *intraslab*, aunque menos numerosos, producen mayores amplitudes pico que los *interface*, para iguales condiciones de magnitud y distancia.

VII.4. Modelos en régimen extensional

Una región con un régimen tectónico extensional es aquella en la que la litosfera se expande en superficie. Esta expansión es el resultado de un estado de esfuerzos en el que los esfuerzos principales (orientados en la vertical y en dos direcciones horizontales ortogonales) mantienen una relación $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$. Generalmente, las regiones con régimen extensional presentan fallas

normales y de desgarre, vulcanismo reciente, características volcánicas alineadas, adelgazamiento litosférico y altos flujos de calor interno. Parece haber evidencias de que el estado de esfuerzos afecta a las amplitudes del movimiento del suelo (McGarr, 1984; Boore *et al.*, 1994). Por una parte parece ocurrir, que terremotos de falla normal producen amplitudes del movimiento menores que los de fallas de desgarre (McGarr, 1984). Por otra parte, el estado de esfuerzos puede afectar al movimiento registrado en características de la propagación, como la expansión geométrica de la onda S y con ello las distancias a las que son observadas las reflexiones en el Moho (Mooney y Meissner, 1992).

El único modelo de atenuación recientemente publicado para este tipo de zonas es el que a continuación se describe.

Modelo SEA (1996)

Este modelo fue desarrollado originalmente por Spudich *et al.* (1996, 1997), como parte de un proyecto de estimación de peligrosidad sísmica, en un emplazamiento propuesto para depósito de residuos radiactivos en Nevada (USA).

El modelo está calculado empíricamente a partir de terremotos de todo el mundo, en regímenes extensionales (mecanismos de falla normal y de desgarre) con magnitudes momento $M > 5.0$ y registrados a distancias menores de 105 km.

Los emplazamientos fueron clasificados en tan sólo dos tipos, roca y suelo. La distancia utilizada es de nuevo la distancia de Joyner y Boore.

Las ecuaciones resultantes predicen la media geométrica de la aceleración pico (PGA) horizontal y el espectro de respuesta de pseudoaceleración (PSA amortiguamiento crítico 5%).

Las relaciones resultantes pueden ser utilizadas en los intervalos de 5 a 7.7 para M , y de 0 a 70 km para la distancia. Aunque en el análisis fueron utilizados datos a distancias mayores, la escasez de éstos puede hacer que el modelo sobreestime valores para tales distancias.

VIII. Aplicaciones de la metodología del proyecto

VIII. Aplicaciones de la metodología del proyecto

VIII.1. Cálculo de la peligrosidad sísmica utilizando un Sistema de Información Geográfica

La aplicación práctica del uso de un SIG para estimaciones de peligrosidad ha requerido, en primer lugar, la instalación del *software* necesario, así como el diseño de modelos de SIG adecuados a las necesidades de los problemas que tratan de resolverse. En lo referente al *software*, se ha aprovechado la tecnología existente en la EUIT Topográfica, implementando el SIG en la plataforma MGE-V6 de Intergraph con el programa de diseño MicroStation 95. Además se ha establecido un esquema de comunicación adecuado para utilizar el gestor de base de datos Informix de forma remota.

Coincidiendo con la finalización del proyecto, la EUIT Topográfica ha adquirido una nueva versión MGE-V7 que presenta, como principal ventaja, la programación orientada a objetos, así como la posibilidad de trabajar con bases de datos sencillas, tipo Microsoft-Access. La implementación de este nuevo *software* permitirá la conexión del SIG a la base de datos acelerométrica desarrollada durante la ejecución del proyecto, facilitando así su posterior explotación.

En el SIG generado se ha almacenado información fundamentalmente sísmica, tectónica, geológica y topográfica, correspondiente a la Península Ibérica y Azores, conformando distintas capas de información, que han sido proporcionadas por el Instituto Geográfico Nacional, a escala 1:1.000.000. En las figuras VIII.1 y VIII.2 se muestran las capas de información sísmica y tectónica introducidas en el SIG. La información geológica suministrada ha sido revisada, consultando los mapas geológicos existentes en el Instituto Tecnológico y Geominero, a escala 1:50.000. Dicha información ha requerido cierto tratamiento, con objeto de uniformizar los distintos formatos. A través de uno de los módulos de la plataforma MGE (mspm: modular system project manager) se ha realizado de forma sencilla y prácticamente automática la transformación de toda la información al sistema de proyección primario elegido para el estudio, la proyección cónica conforme de Lambert.

Con el SIG creado se han desarrollado hasta el momento dos aplicaciones prácticas. Una destinada al cálculo de la peligrosidad en la provincia de Granada, incorporando el efecto local, y otra para la caracterización sísmica de la zona del Estrecho, incidiendo en el cálculo de espectros de peligrosidad uniforme en San Fernando (Cádiz). A continuación se describen ambas aplicaciones.

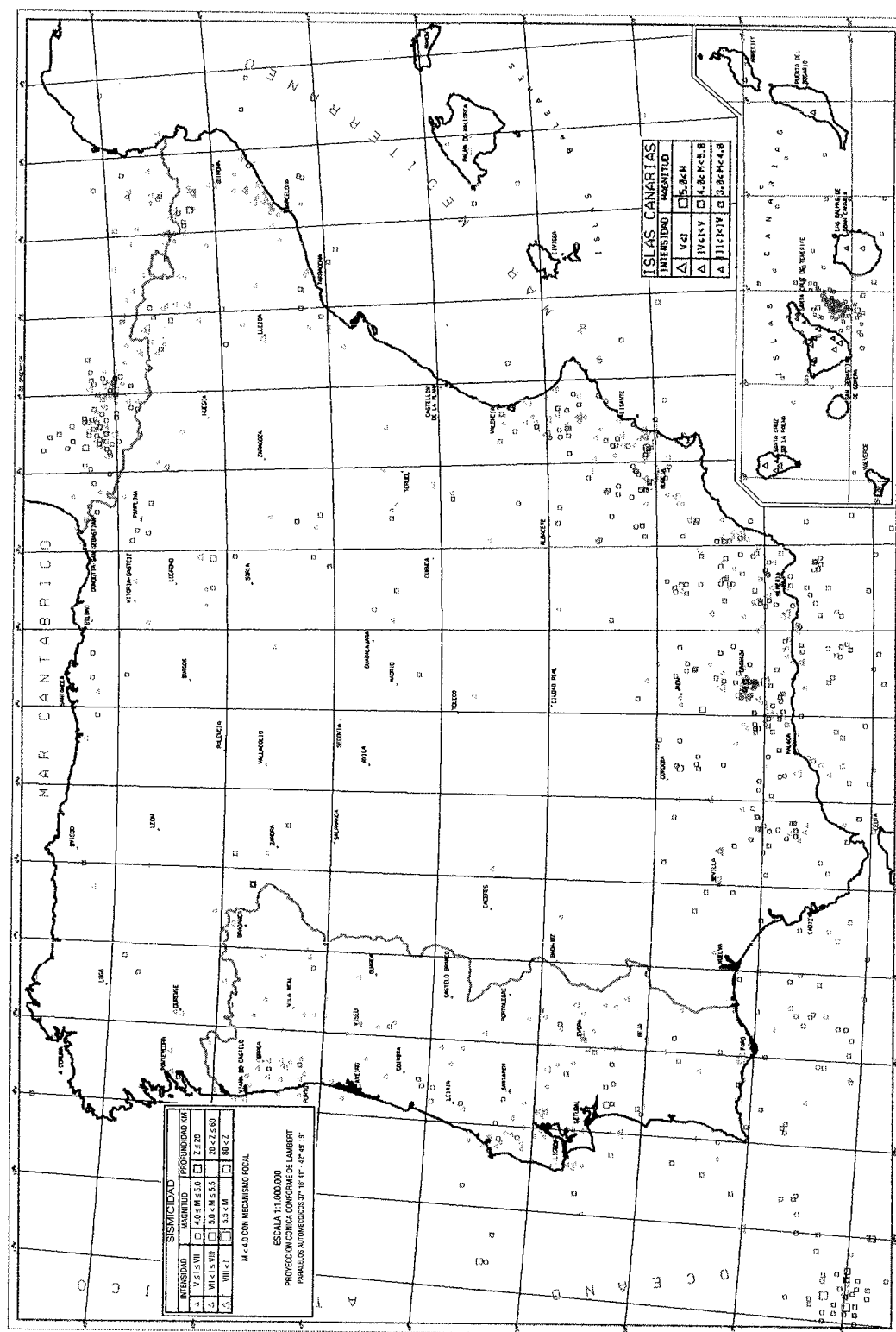


Figura VIII.1. Mapa sísmico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias.

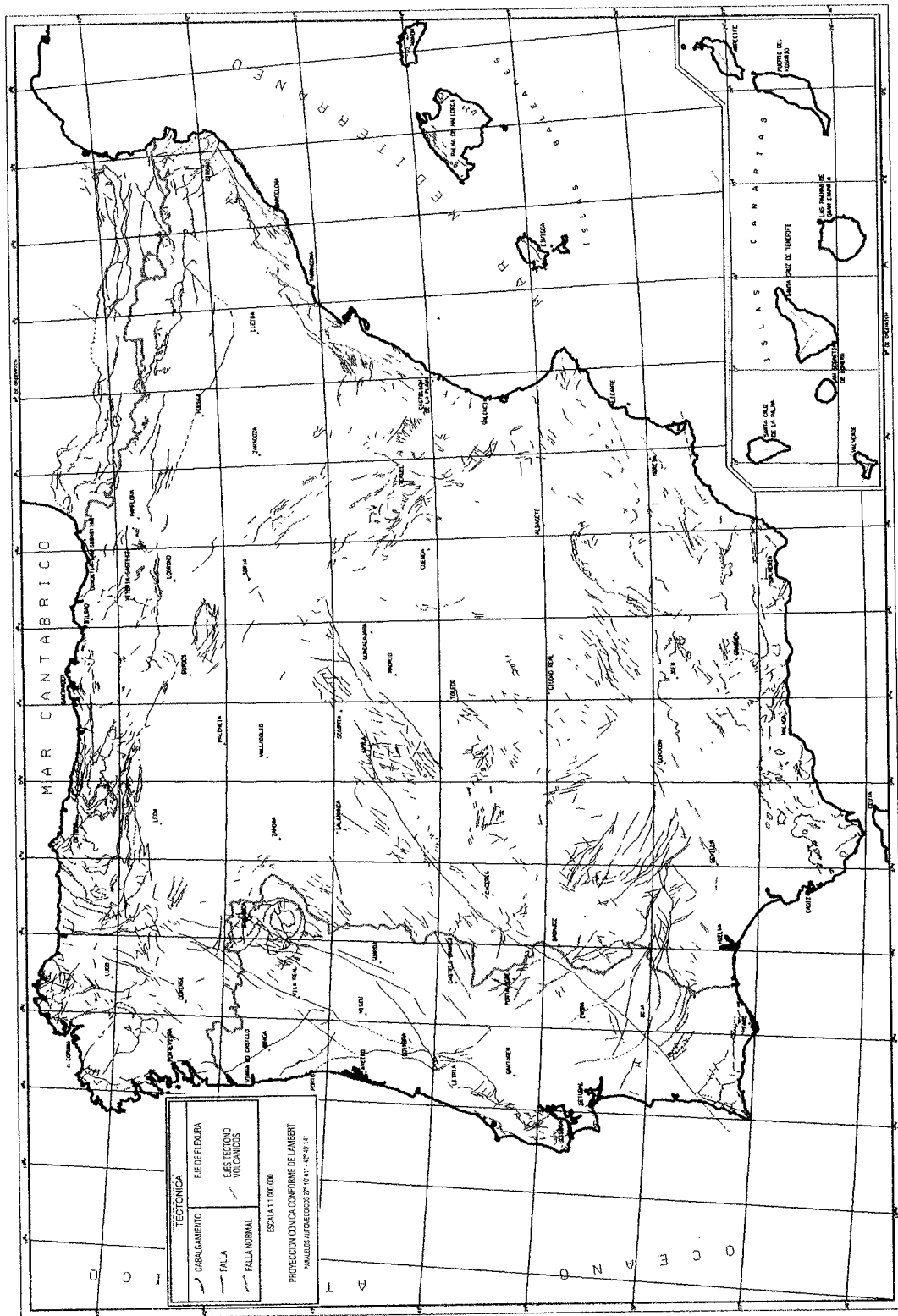


Figura VIII.2. Mapa tectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias.

VIII.1.1. Zona de Granada

Este trabajo fue inicialmente objeto de un proyecto fin de carrera de la EUIT de Topografía, titulado *Caracterización sísmica del sureste de la Península Ibérica, aplicando un Sistema de Información Geográfica* cuyos autores son M.E. Jiménez, E. Carrera y L. Terrasa y que fue dirigido por B. Benito y F.J. García Lázaro. Se realizó en estaciones de trabajo de Intergraph (Interpro 2000 e Interpro 3000 series, basado en el sistema operativo CLIX) con *software* MGE, gestor de base de datos Informix y programa de CAD, MicroStation V5.

Dicho SIG se implementó posteriormente en un ordenador Pentium II del Proyecto Daños, con objeto de continuar realizando aplicaciones en otras áreas de interés; aprovechando la información ya existente así como la estructura y metodología desarrollada.

La creación de este S.I.G. permitió por un lado, aplicar la metodología anteriormente explicada (apartado VI.1), y por otro realizar un análisis comparativo de los resultados obtenidos en el cálculo de la peligrosidad considerando o no el efecto del suelo en el emplazamiento.

La zona de estudio seleccionada para realizar el trabajo se encuentra comprendida en el cuadrante [2°00' - 4°00' W; 36°30' - 37°30' N], elegida por ser una de las áreas de mayor sismicidad de la Península Ibérica, abarcando la provincia de Granada. La situación del área de trabajo se muestra en la figura VIII.3.

Una vez establecido el esquema de trabajo, mostrado en la figura VIII.4, se uniformizaron formatos, escalas y sistemas de proyección de la información tectónica, sísmica y geológica. Así mismo se creó una base de datos con los datos sísmicos disponibles, que conforman los atributos de cada una de las entidades gráficas, lo que permite realizar una clasificación de los epicentros en intervalos de intensidad y magnitud, así como su representación en función de dicha clasificación con una simbología elaborada a tal efecto. Se presenta un ejemplo en la figura VIII.5.

Superponiendo la información sísmica a la tectónica se realiza una zonificación preliminar, a partir de la cual se asocian epicentros a estructuras geológicas definidas, pudiendo obtener, mediante una serie de consultas, los datos de entrada al programa INTDIS para el cálculo de la distribución temporal de intensidades en cada una de las fuentes sismogénicas. Los SIG facilitan la modificación interactiva de dichas fuentes hasta definir aquellas cuya sismicidad se ajuste mejor a la Ley Gutenberg-Richter, siendo éste uno de los criterios básicos para establecer la zonificación definitiva. Esta zonificación se representa en la figura VIII.6.

Una vez definida la zonificación en la primera fase, se pasa al cálculo de parámetros característicos de las zonas, que constituyen, a su vez, la entrada al programa de cálculo EQRISK con el

que se estima la peligrosidad. Esto se realiza en una segunda fase, por medio de un entorno de cálculo conectado al SIG.

De esta forma, se estiman primeramente valores de intensidad asociados a los periodos de retorno considerados, 100, 1.000 y 10.000 años. A partir de estos valores se obtienen después estimaciones de la aceleración pico, PGA, empleando correlaciones I/PGA deducidas al efecto. En la figura VIII.7 se muestran algunas de estas correlaciones propuestas en la literatura, habiendo sido seleccionada para esta aplicación la de Trifunac y Brady (1975), que como puede observarse es promedio entre todas las representadas. Dicha ley responde a la expresión:

$$\log \text{PGA} = 0.014 + 0.030 \cdot I$$

En la tercera y última fase se representan estos parámetros para los correspondientes periodos de retorno, mediante mapas de isóneas. Algunos ejemplos de ello pueden verse en las figuras VIII.8 a VIII.10.

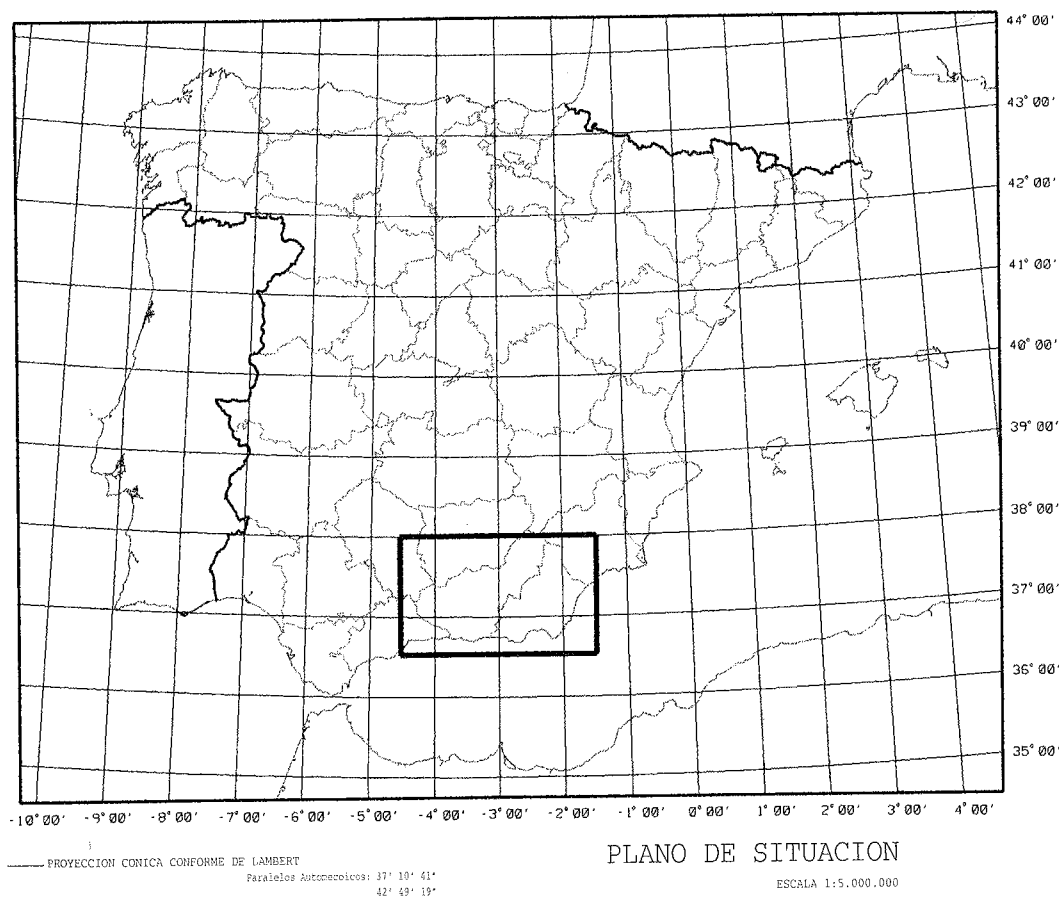


Figura VIII.3. Área de trabajo para el cálculo de la peligrosidad sísmica en el sureste de la Península Ibérica.

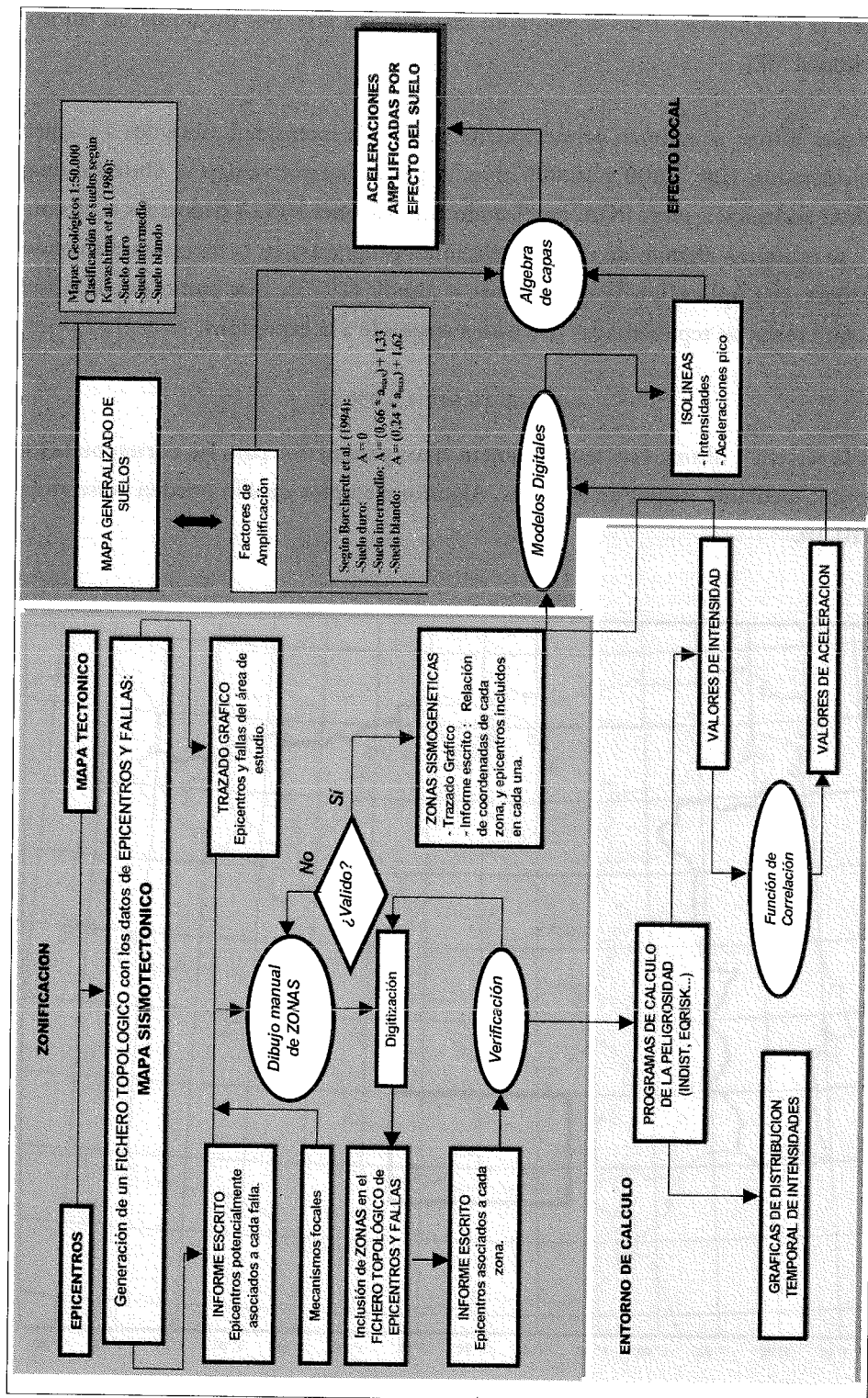


Figura VIII.4. Organigrama. Metodología establecida para el cálculo de la peligrosidad sísmica aplicando un SIG.

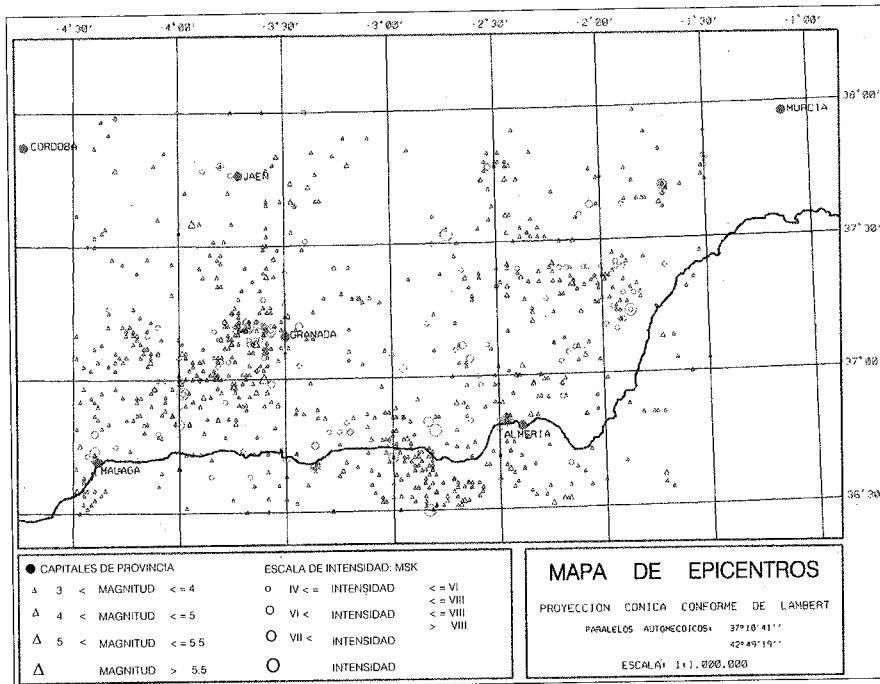


Figura VIII.5. Mapa de sismicidad, con la correspondiente simbología utilizada en la clasificación de los epicentros.

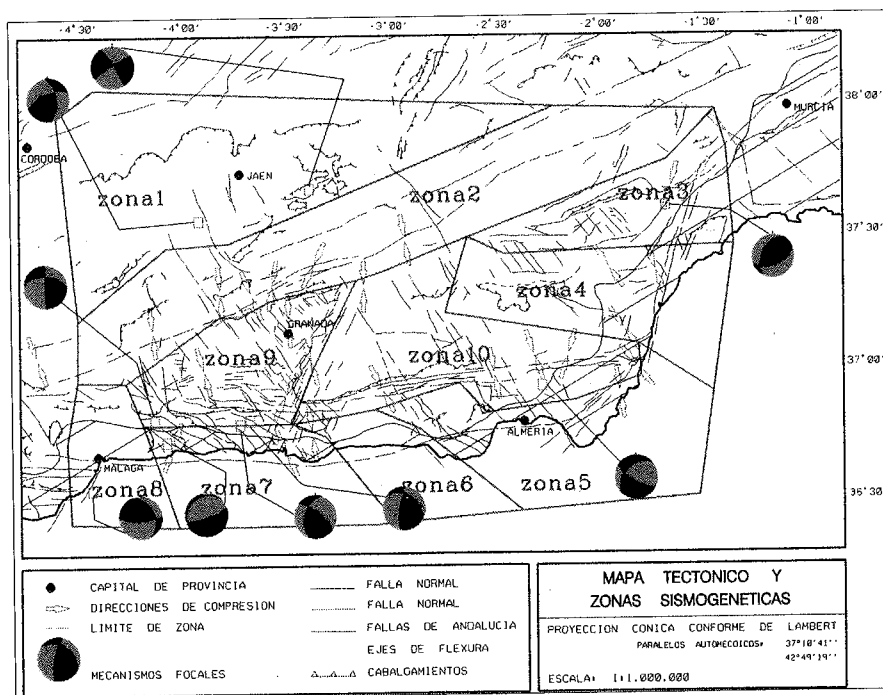


Figura VIII.6. Superposición del mapa de zonificación sismogénica con el mapa tectónico correspondiente al área de estudio.

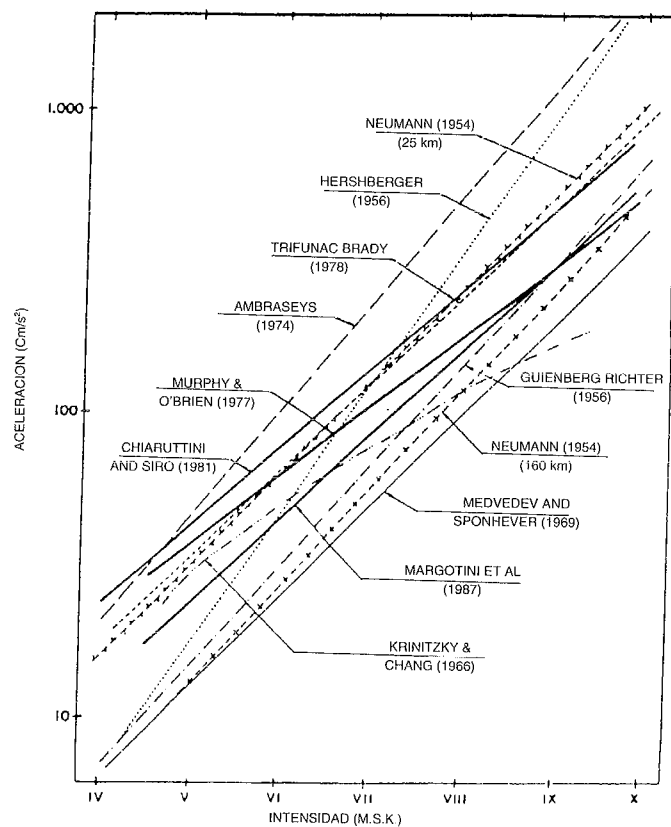


Figura VIII.7. Leyes de correlación I/PGA propuestas por distintos autores.

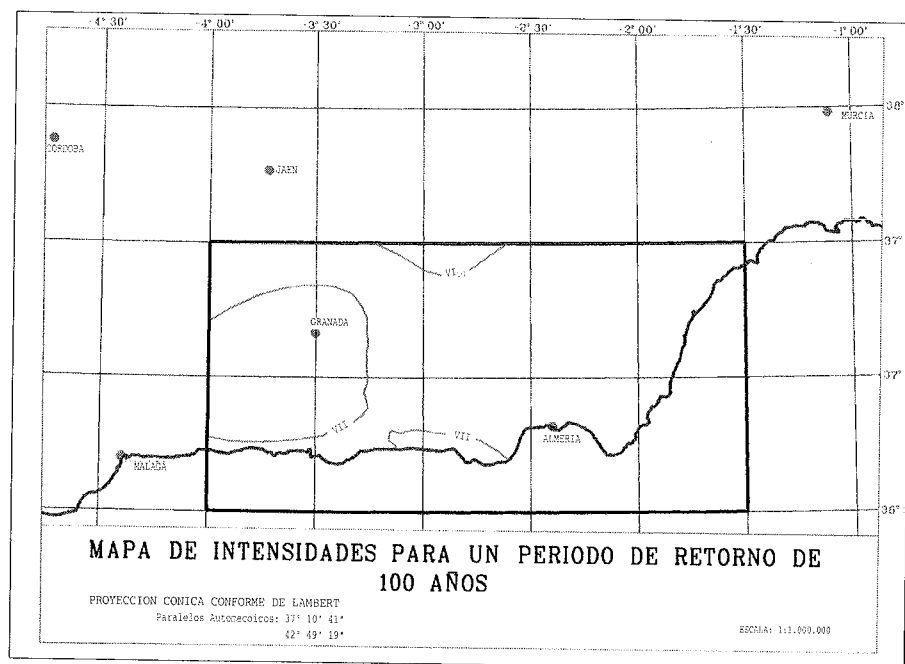


Figura VIII.8. Mapa de intensidades para un período de retorno de 100 años en el sureste de la Península Ibérica.

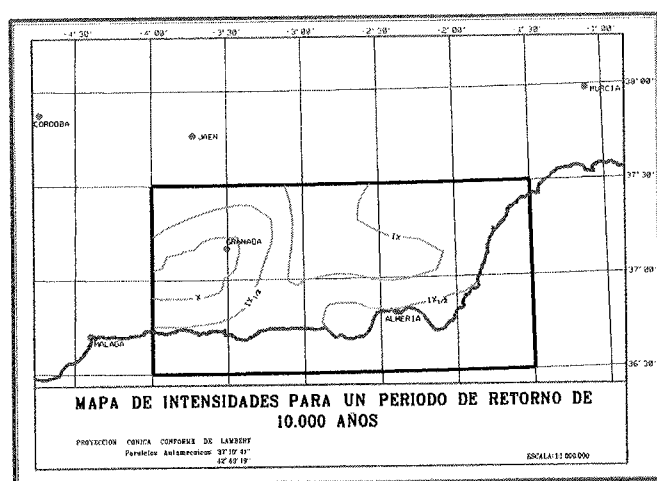
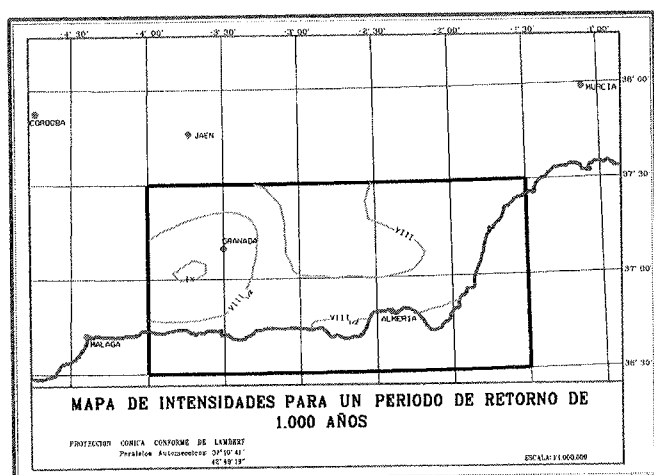


Figura VIII.9. Mapas de intensidades del sureste de la Península Ibérica, para periodos de retorno de 1.000 y 10.000 años, respectivamente.

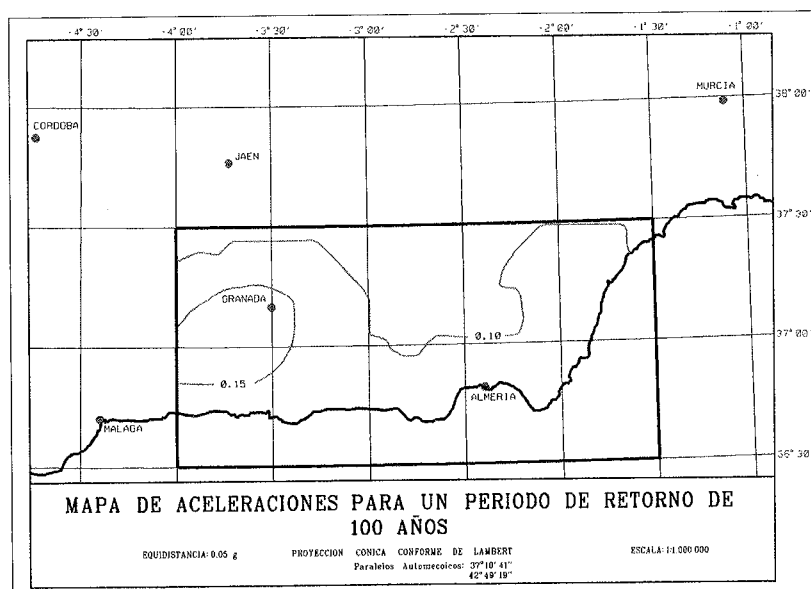


Figura VIII.10. Mapa de aceleraciones para un periodo de 100 años en el sureste de la Península Ibérica.

Como resultado de las fases anteriores se obtiene la peligrosidad sísmica en un área extensa, abarcando la provincia de Granada, sin considerar el efecto local, que queda promediado en el parámetro de intensidad. Hasta ahora se han considerado explícitamente tan sólo dos de los aspectos que intervienen en el movimiento del suelo: fuente y trayectoria. El SIG desarrollado permite, en una tercera fase, introducir el tercer aspecto que influye en el movimiento: el efecto local del emplazamiento, que se compone a su vez de un factor debido a la composición del suelo y otro que considera la influencia de la topografía.

El primero de estos factores, se cuantifica estimando la amplificación debida a los estratos situados sobre la base rocosa bajo el emplazamiento. Los espesores y composición de dichos estratos, son determinantes en el grado de amplificación que experimentará la radiación incidente.

En lo referente a la topografía, las ondas pueden ser amplificadas o atenuadas dependiendo de que el emplazamiento esté en la cima de una montaña, en un valle, o en cualquier otro accidente topográfico, en función del efecto de difracción que se produzca en cada uno.

Para contemplar el efecto de la geología local, se ha revisado la literatura especializada, con el fin de examinar las clasificaciones de suelo y los factores de amplificación propuestos por diferentes autores, y se ha elegido la clasificación acorde con la información disponible en nuestro trabajo, que resulta ser la propuesta por Kawashima *et al.*, 1986. Sobre esta clasificación se han aplicado los factores de amplificación estimados por Borchert *et al.*, 1994, para obtener finalmente el movimiento del suelo amplificado por efecto de su composición.

La introducción del efecto de la topografía resulta mucho más complicada que el de la geología superficial, ya que hasta el momento no se han desarrollado estudios suficientes para proponer factores de amplificación, determinados empíricamente, para diferentes accidentes topográficos. Esto hace que no sea viable la cuantificación de dicho efecto en un área extensa, aunque hay que señalar que existe mayor control para el caso de un emplazamiento concreto.

Centrándonos en el efecto de la geología superficial, la clasificación del suelo adoptada de Kawashima *et al.* (1986), distingue tres clases:

Suelo duro	⇒⇒⇒	dolomita, cuarcita, marmol.
Suelo intermedio	⇒⇒⇒	limos y arenas, limos, margas y areniscas, conglomerados y arenas, areniscas.
Suelo blando	⇒⇒⇒	aluvión, arcilla, arena, marga, relleno y yeso.

Esta clasificación se tiene en cuenta en nuestro estudio, efectuando una generalización sobre los mapas geológicos 1:50.000 del Instituto Tecnológico y Geominero, y estableciendo en ellos las clases pertinentes. A cada clase se le asigna un factor S indicativo, asociando S0 a suelo duro, S1 a

suelo intermedio y S2 a suelo blando, siendo éstos los valores que se introducen después para cuantificar el efecto. Esto se lleva a cabo por medio de los factores de amplificación, A, estimados empíricamente por Borchert *et al.*, 1994, en función de la velocidad de ondas de cizalla de los materiales que componen las diferentes clases. Dichos factores se aplican a los valores de PGA que representen la radiación incidente en cada tipo de suelo y son los siguientes:

S0	⇒	$A=1$	Suelo duro
S1	⇒	$A= (0.66 \cdot PGA) + 1.33$	Suelo intermedio
S2	⇒	$A= (0.24 \cdot PGA) + 1.62$	Suelo blando

Para obtener los valores de aceleración máxima considerando la amplificación por la geología local, se emplea el módulo de análisis raster, que permite integrar varias capas de información y obtener una nueva capa función de las anteriores. El proceso es el siguiente: sobre la capa con valores de aceleración obtenidos en la fase anterior, que supuestamente corresponden a la radiación en la base rocosa, se aplican los valores de amplificación arriba indicados en función del valor existente en la capa de geología, obteniendo como resultado una nueva capa con valores de aceleración ya amplificados.

Se procede, posteriormente, a la representación de estos últimos, figura VIII.11, con objeto de realizar una comparación de las isólineas de aceleración considerando o no el efecto de la geología local.

Para finalizar, pueden extraerse una serie de conclusiones, por un lado referentes a la utilización de los sistemas de información geográfica para estudios de peligrosidad sísmica y por otro concernientes a los resultados obtenidos de la aplicación en sí misma. Las más destacables son las siguientes:

a) Referentes a los sistemas de información geográfica:

- Permiten la adquisición, gestión y explotación de un gran volumen de datos georreferenciados, así como su actualización y corrección, manual o automática, de forma rápida.
- Permiten obtener nuevas capas de información, combinación de otras varias aplicando álgebra de capas.
- Facilitan la representación de la información en distintos soportes y variedad de formatos.
- Constituyen una herramienta muy adecuada para realizar estudios de peligrosidad sísmica.

b) Referentes a los resultados obtenidos del cálculo de la peligrosidad en el área de estudio:

- Para periodos de retorno de 10.000 años las aceleraciones pico resultantes son anormalmente altas. Esto puede cuestionar la validez del método, empleado en casos extremos,

ya que se hace uso de correlaciones I/PGA, y leyes de amplificación empíricas, deducidas a partir de datos en un rango intermedio de valores. Estas no deben extrapolarse fuera de su rango de validez.

- El cálculo de la aceleración pico amplificada se optimizaría partiendo de aceleraciones estimadas directamente en roca, evitando los cálculos intermedios en términos de intensidad, que incluye ya de forma promediada el efecto local.

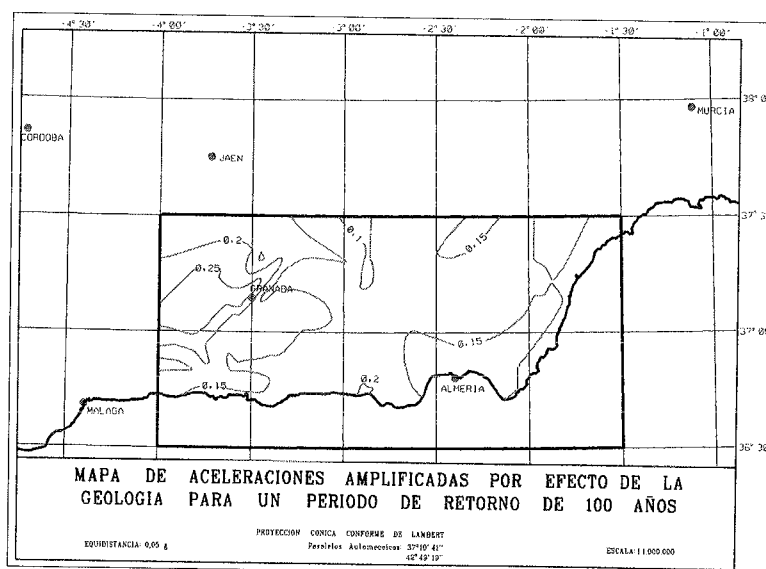


Figura VIII.11a. Mapa de aceleraciones amplificadas por efecto de la geología para un periodo de retorno de 100 años.

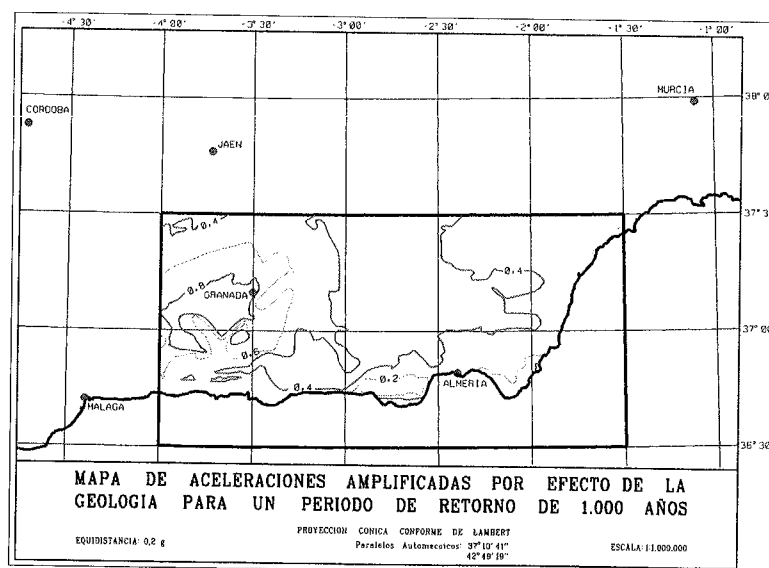


Figura VIII.11b. Mapa de aceleraciones amplificadas por efecto de la geología para un periodo de retorno de 1.000 años.

VIII.1.2. Zona del Estrecho

Esta aplicación ha sido realizada en la región sudoeste de Andalucía, incluyendo la zona del Estrecho y áreas circundantes. Dada la problemática de esta región, donde además de la sismicidad local ejercen una notable influencia los sismos ocurridos en la falla Azores-Gibraltar, los cálculos de peligrosidad se han realizado separando la contribución de sismos próximos y lejanos, siguiendo la metodología propuesta en el apartado IV.2. El fin último es obtener espectros diferentes para ambos tipos de sismos, teniendo en cuenta su diferente composición espectral y las implicaciones que esto tiene en el diseño sismorresistente de estructuras.

Como resultado del trabajo se obtienen inicialmente mapas de peligrosidad en términos de intensidad macrosísmica, I, para periodos de retorno de 500 y 1.000 años, cubriendo la zona de estudio. De éstos se deducen mapas de aceleración pico, PGA, por aplicación de distintas correlaciones I/PGA; lo que permite analizar la variabilidad de valores dependiendo de la correlación empleada.

Por último, se realiza una aplicación específica en un emplazamiento genérico en roca situado en San Fernando (Cádiz), donde se calculan espectros de respuesta correspondientes a sismos locales y a sismos de Azores independientemente.

En esta aplicación se ha adoptado la zonificación definida por la NCSE-94, con objeto de poder comparar después los espectros obtenidos en el estudio con los definidos por dicha norma. La superposición del mapa sismotectónico con el de las zonas sismogénicas adoptadas se muestra en la figura VIII.12.

Siguiendo el mismo proceso explicado en la aplicación anterior, se obtienen en primer lugar, estimaciones de la peligrosidad sísmica sobre el área comprendida en el cuadrante: [7°00' W - 5°00' W; 36°00' - 37°00' N] en términos de intensidad macrosísmica, para periodos de retorno de 500 y 1.000 años, y considerando, independientemente, la acción de sismos próximos y lejanos. Esta diferenciación hace que los mapas obtenidos sean aplicables a distintos tipos de estructuras, rígidas y flexibles, respectivamente.

Como ejemplo de los mapas resultantes la figura VIII.13 muestra la peligrosidad obtenida por contribución de sismos locales (excluyendo la zona de Azores), mientras que la figura VIII.14 recoge el mapa asociado sólo a la actividad de la zona de Azores. Posteriormente y aprovechando la versatilidad que ofrecen los SIG para operaciones de conversión de parámetros, se ha estimado la aceleración pico, mediante la aplicación de distintas leyes de correlación. Entre las existentes en la literatura especializada se han considerado como más idóneas para la zona de aplicación las de Ambraseys (1975), Margottini *et al.* (1992), Murphy y O'Brien (1977) y Krinitzsky y Chang (1988), representadas todas ellas en la figura VIII.15. Algunos ejemplos de los mapas de aceleración pico resultantes pueden verse en la figura VIII.16. Su utilidad dependerá de la aplicación requerida y del carácter más o menos conservador de la misma.

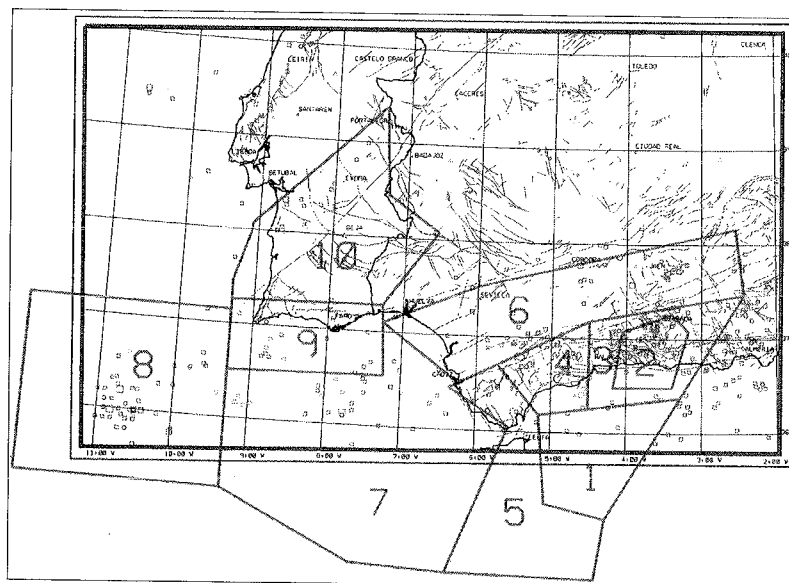
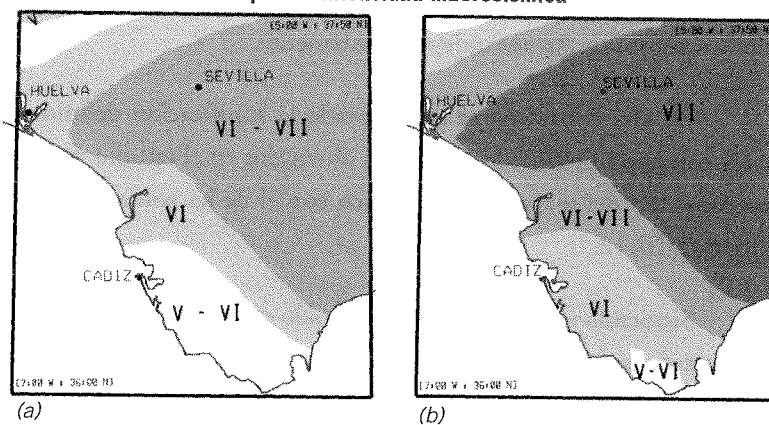


Figura VIII.12. Superposición de mapas de sismicidad, tectónica y zonas sismogénicas adoptadas en el estudio (NCSE-94).

Mapas de intensidad macrosísmica

Figura VIII.13 a), b). Mapas de intensidad resultantes de la contribución de zonas próximas a la peligrosidad, para periodos de retorno de 500 años (a) y 1.000 años (b).



Mapas de intensidad macrosísmica

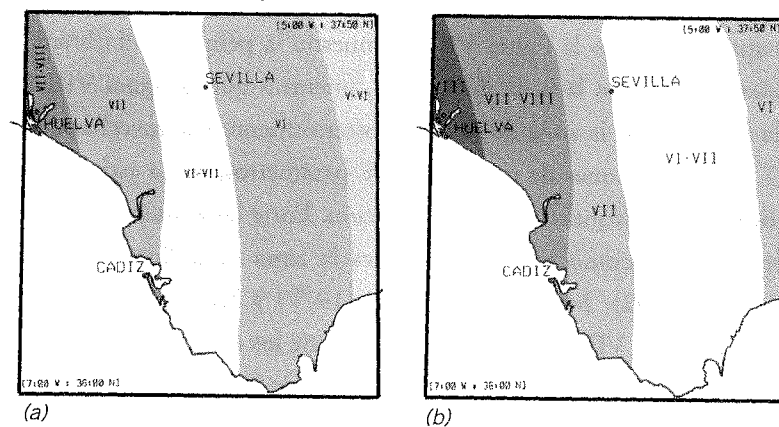


Figura VIII.14 a), b). Mapas de intensidad resultantes de la acción de sismos lejanos de Azores-Gibraltar, para periodos de retorno de 500 años (a) y 1.000 años (b).

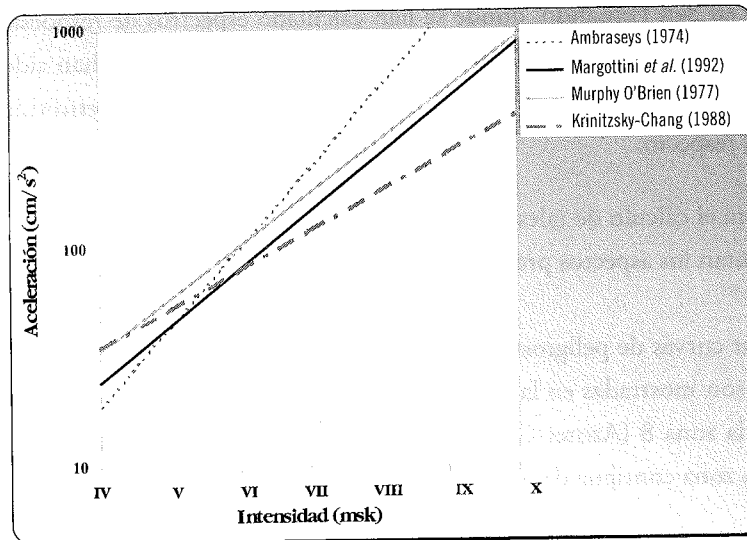
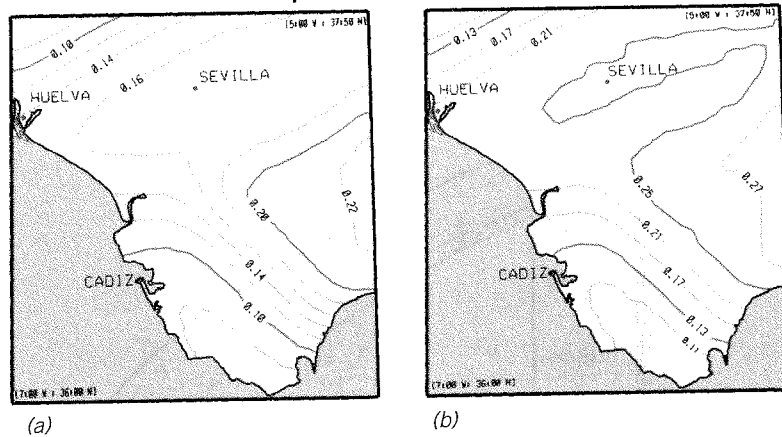
Correlaciones I/a propuestas por distintos autores

Figura VIII.15. Leyes de correlación I/A_{max} propuestas por diferentes autores y empleadas en este estudio.

Mapas de aceleración pico

Figura VIII.16 a), b). Mapas de aceleración pico resultantes de la contribución de zonas próximas, para periodos de retorno de 500 años (a) y 1.000 años (b), obtenidos con la correlación I/A_{max} de Ambraseys (1975).



Posteriormente se ha realizado una aplicación más específica para un emplazamiento genérico en suelo duro o roca localizado en San Fernando, donde se han calculado espectros de respuesta de peligrosidad uniforme, separando la contribución de sismos próximos y lejanos. Estos han sido después comparados con los de la Norma Sismorresistente Española NCSE-94, lo que ha permitido extraer una serie de conclusiones al respecto.

La metodología seguida para el cálculo de tales espectros se ha expuesto en el apartado VI.2, por lo que a continuación se comentan los aspectos prácticos referentes a su aplicación.

Se obtienen en primer lugar curvas de peligrosidad correspondientes a la actividad de las diferentes zonas sismogénicas, que son mostradas en la figura VIII.17. En ella puede observarse que la mayor contribución la presenta la zona 8 (Azores-Gibraltar), seguida de las zonas 5 y 7, que corresponden al emplazamiento y a la zona contigua del Golfo de Cádiz, respectivamente.

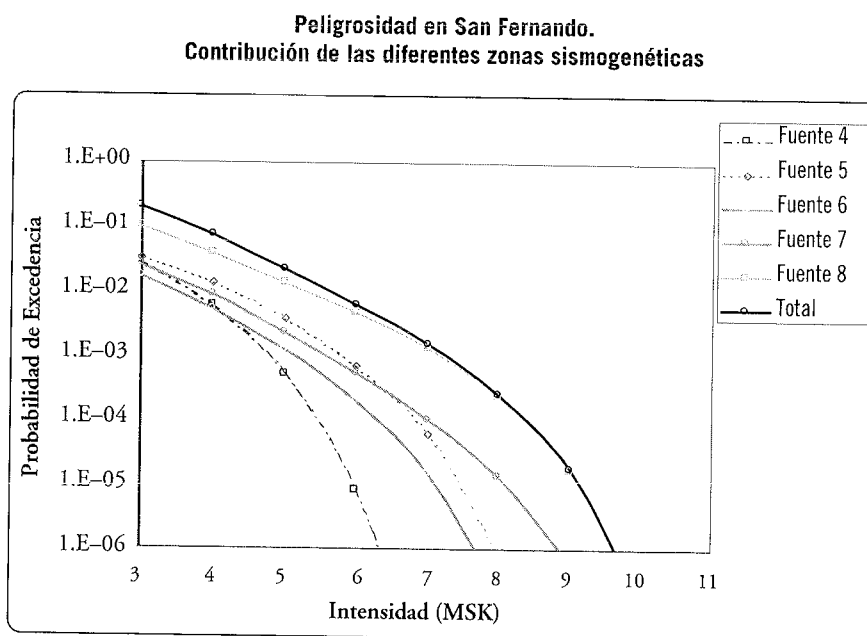


Figura VIII.17. Curvas de peligrosidad separando la contribución de las diferentes zonas.

De estas curvas se obtienen las intensidades en el emplazamiento para periodos de retorno de 500 y 1.000 años y, a partir de ellas, se estiman las magnitudes asociadas en dos pasos:

- Aplicación de leyes de atenuación específicas para cada zona, con el fin de obtener la intensidad epicentral correspondiente a cada valor de intensidad sentida. Las leyes empleadas han sido las deducidas por Martín (1984) para el sur de España y para Azores.

- Estimación de la magnitud asociada al valor de la intensidad epicentral obtenida en el paso previo, aplicando las correlaciones I_0/M deducidas por Martín (1984) y Benito (1993).

Se ha estimado asimismo, la distancia hipocentral correspondiente a los sismos característicos de cada zona, considerando éstos situados en el límite más próximo al emplazamiento y con una profundidad aproximada de 10 km, dado que la actividad de todas las zonas es superficial. Los valores obtenidos de intensidad, magnitud y distancia por el procedimiento descrito se incluyen en la tabla VIII.1.

Tabla VIII.1. Valores de intensidad-magnitud obtenidos aplicando las correlaciones I_0/M para cada una de las distancias consideradas

		I_s		I_0		M (A. Martín, 1984)		M (B. Benito, 1993)	
		T_{500}	T_{1000}	T_{500}	T_{1000}	T_{500}	T_{1000}	T_{500}	T_{1000}
Sismicidad cercana	Zona 5 $R_{hip}=10$ km	5	6	5	6	4.3	4.5	2.9	3.4
	Zona 7 $R_{hip}=11$ km	5	6	5	6	4.1	4.4	2.5	3.1
Sismicidad lejana	Zona 8 $R_{hip}=277$ km	7	7	8	8	5.6	5.9	5.9	6.6

A partir de ellos se han construido los correspondientes espectros, aplicando dos modelos de movimiento fuerte del suelo. El primero es el desarrollado por Benito (1993) a partir de datos de terremotos italianos, y el segundo es el deducido por Ambraseys *et al.* (1996), con datos de terremotos europeos.

Las figuras VIII.18 y VIII.19 recogen los espectros obtenidos con el modelo de Benito (1993) para las tres zonas de mayor contribución, junto con el espectro que establece la norma NCSE-94 para un emplazamiento de suelo duro (coeficiente de suelo $C=1.0$) localizado en San Fernando (coeficiente de contribución de sismicidad lejana, $K=1.4$). Dichos espectros se han representado para periodos de retorno de 500 y 1.000 años. Las figuras VIII.20 y VIII.21 representan los espectros deducidos con el modelo de Ambraseys *et al.* (1996) sólo para sismos próximos, y éstos son también comparados con el de la Norma Sismorresistente Española.

Del estudio realizado pueden extraerse una serie de conclusiones, referentes tanto al uso de un SIG para el cálculo de la peligrosidad, como a los resultados obtenidos, reflejados en los mapas y en los espectros de respuesta estimados. En lo referente al SIG se concluye lo mismo que en el estudio anterior, por lo que se exponen a continuación sólo las referentes a los mapas y espectros de respuesta resultantes:

- Los mapas de aceleraciones muestran una gran variabilidad dependiendo de la correlación elegida. Los valores más bajos se obtienen con la correlación de Krinitzsky-Chang (1988) y los más altos con la de Ambraseys (1975).

Espectros de respuesta para un emplazamiento de San Fernando

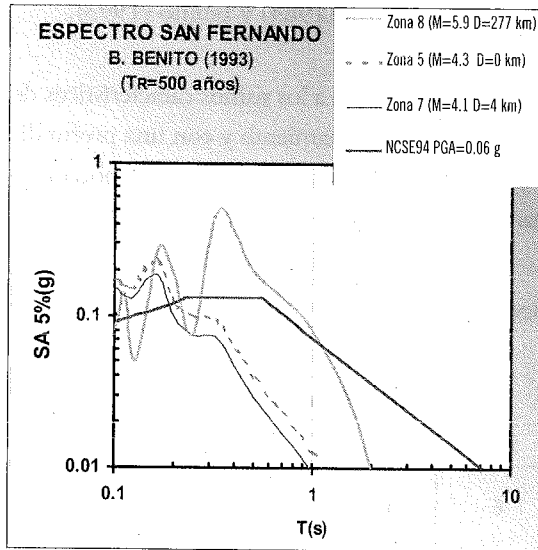


Figura VIII.18. Espectro de respuesta a partir de los modelos de movimiento fuerte de Benito (1993) para T=500 años. Comparación con el espectro de la NCSE-94.

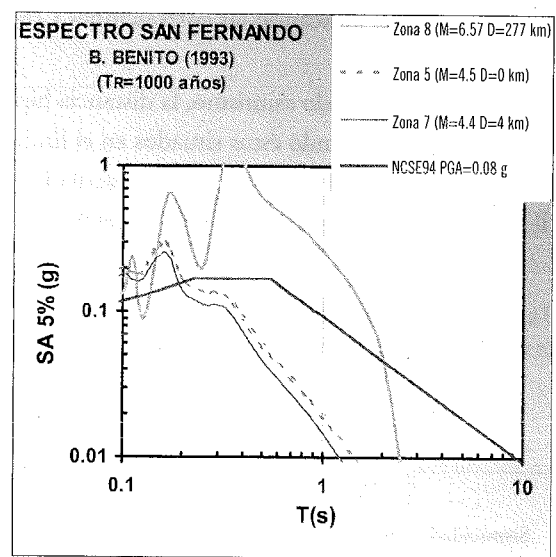


Figura VIII.19. Espectro de respuesta a partir de los modelos de movimiento fuerte de Benito (1993) para T=1.000 años. Comparación con el espectro de la NCSE-94.

Espectros de respuesta para un emplazamiento de San Fernando

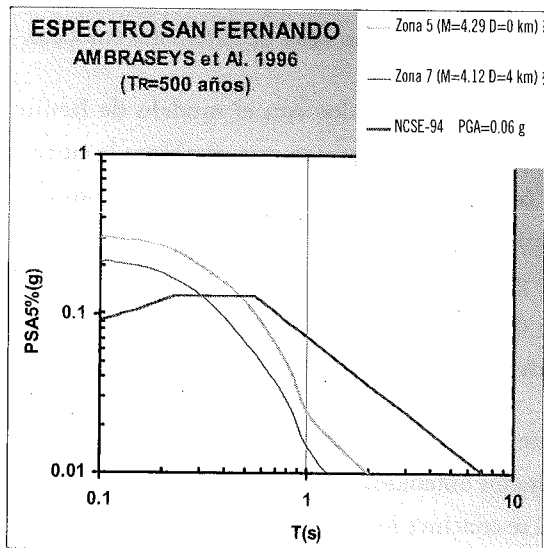


Figura VIII.20. Espectro de respuesta a partir de los modelos de movimiento fuerte de Ambraseys et al. (1996) para T=500 años. Comparación con el espectro de la NCSE-94.

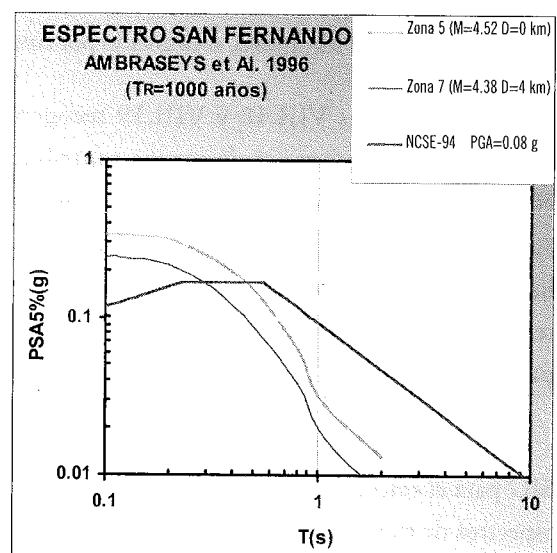


Figura VIII.21. Espectro de respuesta a partir de los modelos de movimiento fuerte de Ambraseys et al. (1996) para T=1.000 años. Comparación con el espectro de la NCSE-94.

- Por el método desarrollado se han calculado espectros de sismos próximos y lejanos independientemente, para periodos de retorno de 500 y 1.000 años, cada uno de ellos con probabilidad uniforme de excedencia. Los resultados ponen de manifiesto que para periodos inferiores a 0.2 s los espectros de sismos próximos son dominantes, mientras que para periodos superiores a 0.3 s presentan mayores amplitudes los de sismos lejanos. Las diferencias son aún más marcadas para periodos de retorno de 1.000 años, para los que los sismos lejanos son claramente dominantes a partir de 0.2 s lo que puede explicarse por la elevada intensidad de estos sismos unido a sus largos periodos de recurrencia.

VIII.2. Estimación de espectros de probabilidad uniforme (UHS) en emplazamientos del sur de España

Otra aplicación se ha dirigido al cálculo de espectros de probabilidad uniforme (UHS) en tres emplazamientos localizados en el sur de España en los que se tienen registros acelerométricos. La línea metodológica seguida para la deducción de tales espectros ha sido descrita en el apartado IV.2.

Los emplazamientos elegidos son Beznar y Alhama, ámbos en la provincia de Granada, y Cartaya, en Huelva. La localización de los mismos se muestra en el mapa de la figura VIII.22, donde aparecen también las zonas sismogénicas adoptadas para el cálculo de la peligrosidad. Es importante, de cara a los resultados esperados, la diferente situación geográfica de estos emplazamientos relativa a la zona de Azores-Gibraltar, lo que supondrá diferente contribución de la sismicidad lejana en la peligrosidad de los mismos.

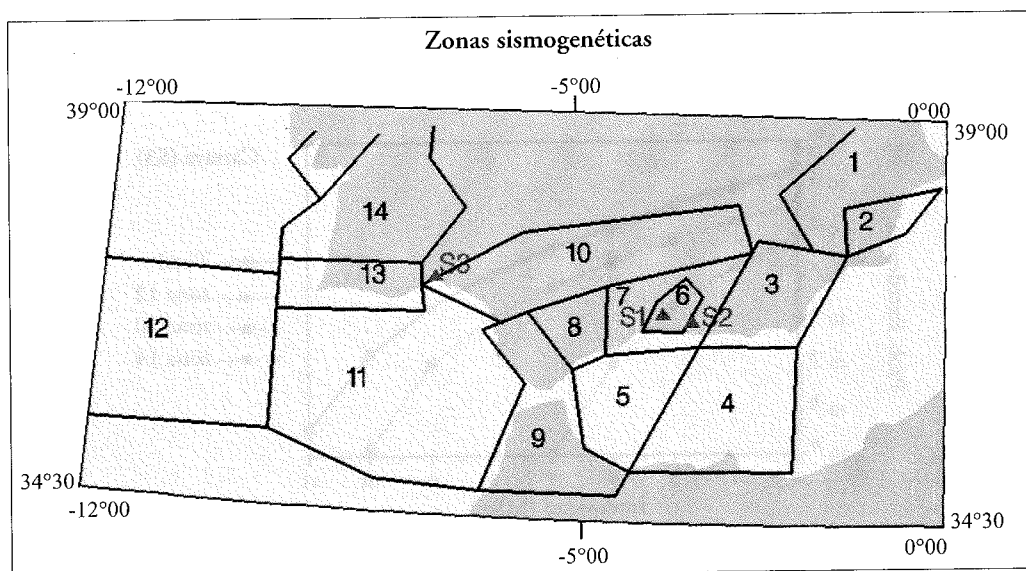


Figura VIII.22. Zonas sismogénicas consideradas en el estudio de peligrosidad (IGN, 1991), junto con la ubicación de los emplazamientos: S1 Alhama; S2 Beznar; S3 Cartaya.

Siguiendo la metodología expuesta, en primer lugar se han calculado, en cada emplazamiento, las curvas de peligrosidad parcial H_s^i procedentes de las zonas con mayor contribución, que se representan en la figura VIII.23.

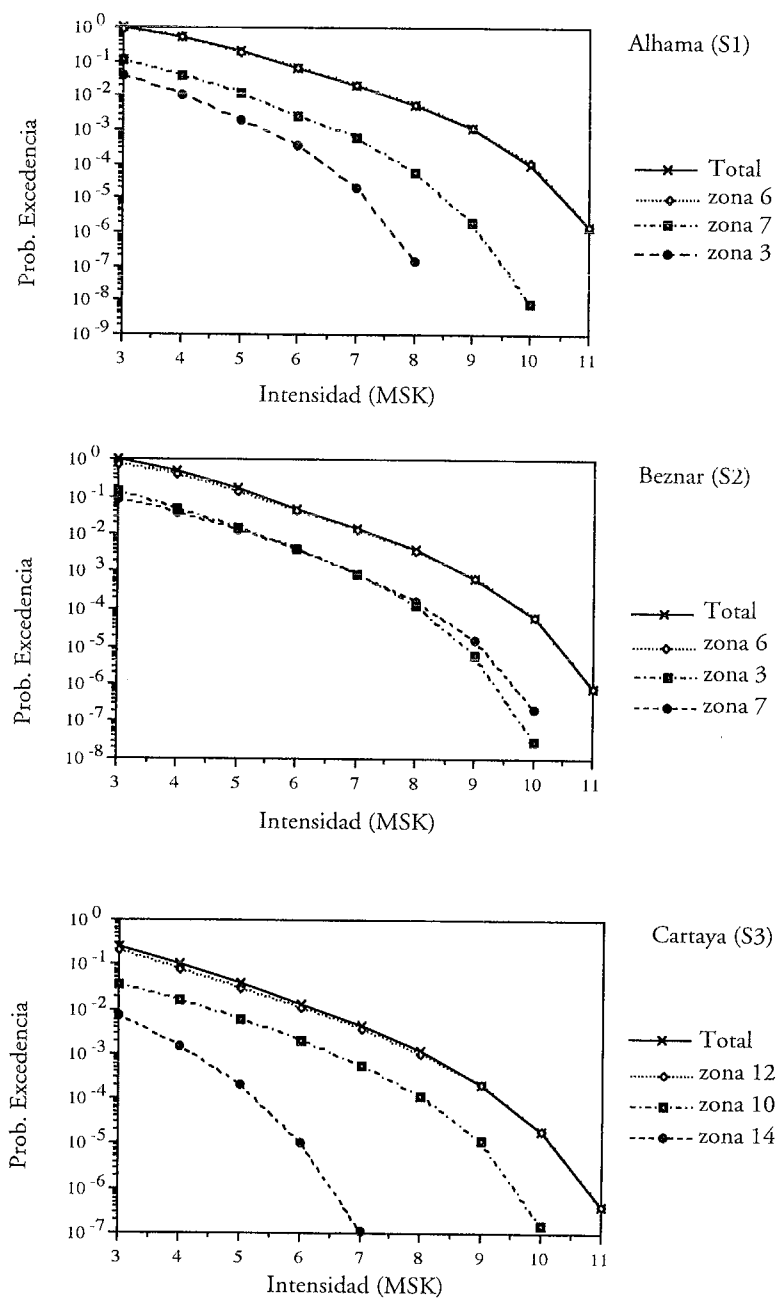


Figura VIII.23. Curvas de peligrosidad de los tres emplazamientos de estudio, se parando la contribución de las diferentes zonas.

Puede observarse que la principal contribución a la peligrosidad en Alhama y Beznar corresponde a la zona más próxima, zona 6, siendo prácticamente despreciable la influencia de la zona de Azores, zona 12. Sólo las fuentes vecinas 3 y 7 tienen alguna contribución, dando valores de intensidad menores que los procedentes de la zona 6. La peligrosidad es prácticamente similar en ambos emplazamientos y vendrá representada, para cada probabilidad de excedencia, por un único valor de intensidad, asociado a la sismicidad próxima.

Sin embargo en Cartaya la mayor influencia la presenta la zona distante de Azores, zona 12, aunque también tiene una importante contribución la zona 10, que contiene al emplazamiento. En la representación de la peligrosidad en este caso es necesario considerar, para cada periodo de retorno, dos valores de intensidad correspondientes a la acción de sismos próximos y lejanos, que darán como resultado final dos espectros de respuesta.

Mediante un proceso similar al seguido en el apartado anterior (VIII.1.2) se han llegado a deducir los UHS asociados a probabilidades de excedencia, p , de 10^{-2} , 10^{-3} y 10^{-4} , partiendo de los valores de intensidad, $I_s(p)$, deducidos en el paso previo y aplicando los modelos de movimiento fuerte de Benito (1993). Los espectros resultantes en Beznar y Alhama son similares y se muestran en la figura VIII.24. En el caso de Cartaya resultan espectros independientes para sismos próximos y lejanos y ambos son mostrados, para los tres periodos de retorno, en las figuras VIII.25, VIII.26 y VIII.27.

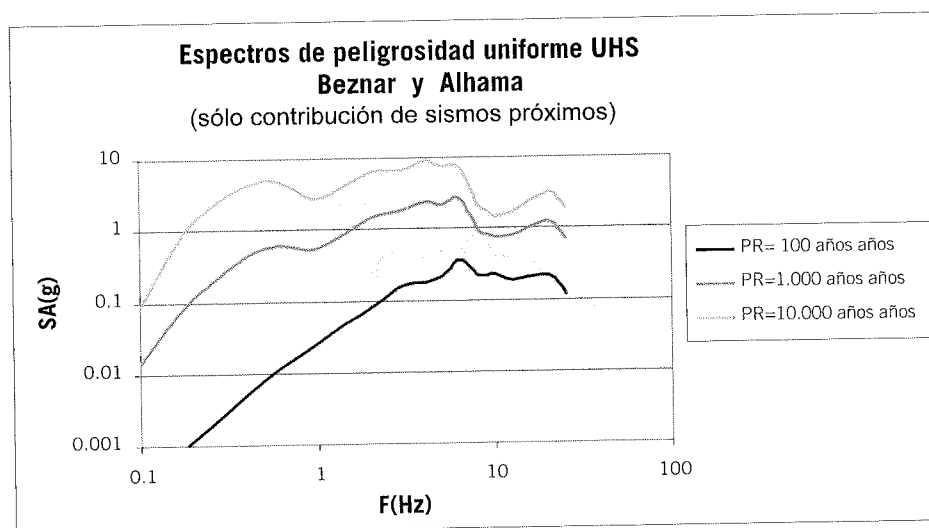


Figura. VIII.24. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) calculados en Beznar y Alhama, asociados a la sismicidad de zonas próximas. La contribución de sismos de Azores en estas localidades es despreciable.

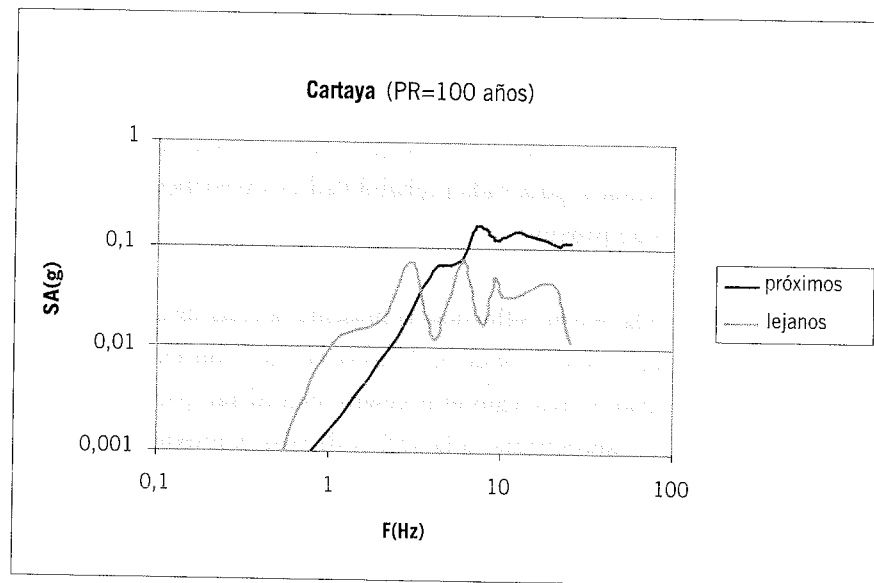


Figura VIII.25. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) calculados en Cartaya, para un período de retorno de 100 años, considerando la contribución de sismos próximos y lejanos en la peligrosidad de forma independiente.

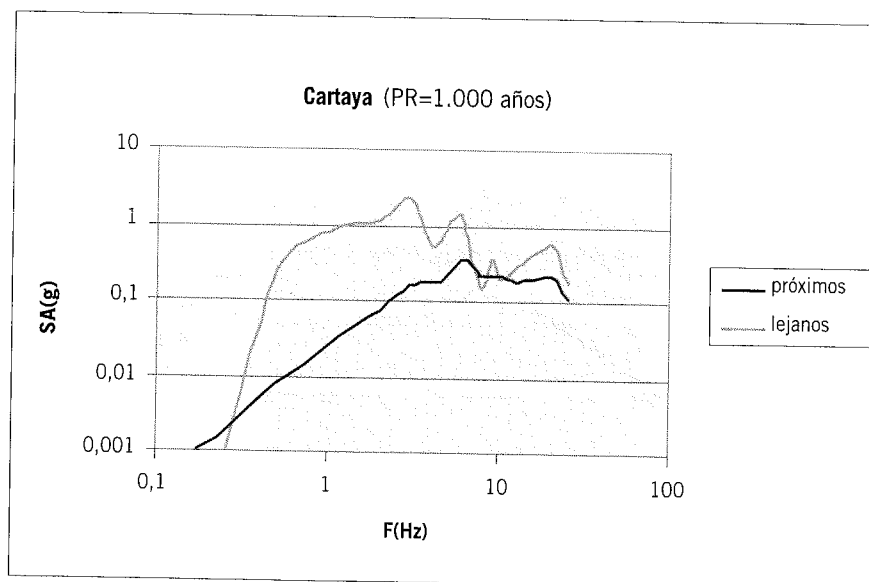


Figura VIII.26. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) calculados en Cartaya, para un período de retorno de 1.000 años, considerando la contribución de sismos próximos y lejanos en la peligrosidad de forma independiente.

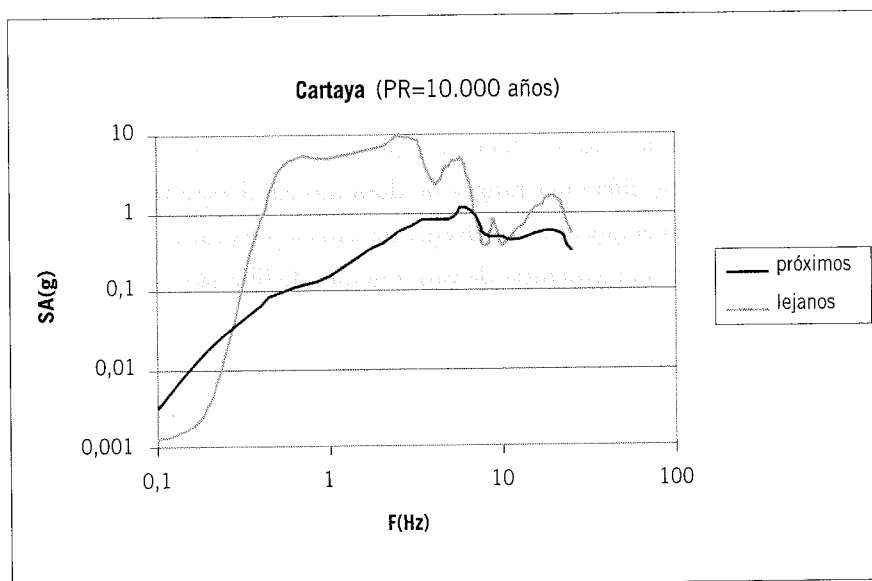


Figura VIII.27. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) calculados en Cartaya, para un periodo de retorno de 10.000 años, considerando la contribución de sismos próximos y lejanos en la peligrosidad de forma independiente.

Las principales conclusiones que se extraen de este estudio son:

- En emplazamientos distantes de la falla de Azores-Gibraltar, como son Beznar y Alhama en Granada, los UHS resultantes se deben exclusivamente a la influencia de sismos próximos en todo el rango de frecuencias y para todos los periodos de retorno. La influencia de los sismos lejanos en estos emplazamientos es prácticamente despreciable.
- En el emplazamiento de Cartaya (Huelva), situado a unos 250 km de la zona de Azores, la peligrosidad sísmica está gobernada tanto por la influencia de sismos próximos como por la de sismos lejanos ocurridos en aquella zona. Esto se refleja en los espectros resultantes de la siguiente forma:
 - Para periodos de retorno de 100 años el espectro de sismos lejanos es dominante sobre el de sismos próximos para frecuencias inferiores a 4 Hz. Para frecuencias superiores a este valor el espectro de estos últimos es dominante.
 - Para periodos de retorno de 1.000 y 10.000 años el espectro de los sismos de Azores está por encima del de los sismos próximos para todo el rango de frecuencias, aunque la diferencia de ambos es mínima más allá de los 10 Hz.

- Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que la adopción de una forma espectral estándar en emplazamientos situados al suroeste de la Península, puede conducir a representaciones erróneas de la peligrosidad. En esta zona debe tenerse en cuenta la influencia de sismos ocurridos a diferentes distancias y con distinto contenido frecuencial, lo que se refleja en diferentes rangos de dominio en el espectro. Para un determinado periodo de retorno el espectro envolvente de sismos próximos y lejanos puede resultar el más conservador para estructuras de varios grados de libertad.

Conviene señalar, no obstante, que el principal interés de este estudio es la puesta en práctica de la metodología desarrollada, más que los resultados alcanzados en sí. Estos podrían ser cuestionados, ya que los modelos de movimiento fuerte empleados para modelizar los sismos de Azores no son del todo adecuados, pues han sido deducidos con datos de terremotos de Friuli (1976), de características diversas a los que son aplicados. Una mejora en la precisión de los resultados podría obtenerse deduciendo modelos más idóneos para la zona de Azores, lo que puede ser objeto de estudios posteriores.

VIII.3. Estimación de espectros específicos en un emplazamiento genérico del suroeste de España

Un caso práctico de aplicación de la metodología determinista al cálculo de espectros se ha llevado a cabo en un emplazamiento genérico, situado en roca y localizado en la provincia de Cáceres. La elección de este emplazamiento ha sido motivada por el hecho de que su peligrosidad está condicionada por terremotos a distintas distancias, incluidos los lejanos de la zona de Azores-Gibraltar; cobrando así mayor interés el análisis comparativo de los correspondientes espectros, que, al igual que en el caso anterior reflejan movimientos de distintas características espectrales. A su vez, todos ellos son comparados con los que establecen diversas normativas, escalados al valor de PGA que representa la peligrosidad total del emplazamiento. A través de la comparación se pretende analizar si los espectros de estas normativas resultan o no conservadores en todo el rango de frecuencias de interés para la ingeniería, o si por el contrario se encuentran intervalos que no sean cubiertos por éstos.

VIII.3.1. Resultados del análisis de peligrosidad

El cálculo de espectros aplicando los diferentes modelos o escalando una forma estándar, requiere realizar previamente un estudio de peligrosidad en el emplazamiento. Este debe concluir con un valor de la aceleración pico esperada en el mismo, junto con los pares magnitud-distancia (M , R) correspondientes a los terremotos característicos que determinen su peligrosidad. Con el fin citado,

el estudio de peligrosidad puede ser determinista o probabilista, siendo las principales diferencias en cuanto a los resultados que los primeros proporcionan valores máximos esperados, mientras que los segundos estiman valores asociados a diferentes probabilidades de excedencia. En cualquier caso, la aplicación que se realiza en este estudio requiere estimar, además de la peligrosidad total, la asociada a la ocurrencia de terremotos en diferentes rangos de distancia.

En esta aplicación, se ha partido de un estudio de peligrosidad determinista, que concluye estableciendo las intensidades máximas esperadas en el emplazamiento, correspondientes a los rangos de distancia significativos. Para cada uno de estos rangos se ha estimado el máximo terremoto registrado y el máximo creíble, caracterizados por una intensidad epicentral y una distancia epicentral, R_{ep} . A partir de esa intensidad se han estimado las magnitudes M_L , m_b y M_S , empleando diferentes correlaciones adecuadas para la zona de estudio. Por otra parte, se ha estimado la distancia hipocentral R_{hip} , asumiendo una profundidad focal de 10 km en todos los casos, dado que todos los terremotos que afectan al emplazamiento son superficiales. Ambos tipos de distancias, R_{ep} y R_{hip} son prácticamente coincidentes más allá de los 100 km. Con todo ello se obtienen los pares (magnitud-distancia) que representan los escenarios de peligrosidad en el emplazamiento, y que van a servir de punto de partida para el cálculo de espectros. La tabla VIII.2 es un sumario de los diferentes valores resultantes siguiendo el procedimiento descrito. Como conclusión de este análisis se tienen cuatro pares (M, R) representativos de los escenarios de peligrosidad, si bien para cada uno de ellos se tienen tres estimaciones de magnitud (M_L , M_S y m_b) y dos de distancia (R_{ep} y R_{hip}). La intensidad máxima en el emplazamiento que refleja la peligrosidad total es VII (MSK) y el valor correspondiente deducido para la PGA es 0.1 g.

Tabla VIII.2. Parámetros característicos de los escenarios de peligrosidad en el emplazamiento de estudio

Rango de distancia	I_{max} creíble ⁽¹⁾	$R_{min}(z_i-s)$ ⁽²⁾	$I_{max}(s)$ ⁽³⁾	M_L	M_S	m_b	R_{hip}
$R < 50$ km	VI	0	VI	4.1	3.5	4.3	10 km
$50 \text{ km} < R < 200$ km	IX	188 km	VI	6.3	6.0	6.1	188 km
$200 \text{ km} < R < 300$ km	X	223 km	VI 1/2	7.2	7.0	6.9	223 km
$R > 300$ km	XII	480 km	VII	8.5	8.5	8.7	480 km

(1) En zonas z_i incluidas en el rango de distancia; (2) Distancia mínima de la fuente z_i al emplazamiento s ; (3) Intensidad máxima sentida en el emplazamiento.

VIII.3.2. Selección de modelos de movimiento fuerte del suelo

La estimación de espectros por el método expuesto requiere previamente la selección de modelos de movimiento fuerte aplicables a los máximos sismos potenciales que determinan la peligrosidad del emplazamiento. La aplicabilidad de los modelos viene condicionada por dos aspectos.

Por una parte se requiere afinidad entre las características sismotectónicas de la zona fuente de los modelos y de la zona de aplicación. Por otra, los rangos de magnitud y distancia de los datos con los que se deducen los modelos, deben incluir los pares M-R correspondientes a los sismos a los que se aplican.

Basándonos en estas consideraciones, en este estudio se han seleccionado todos los modelos publicados con datos de terremotos ocurridos en Europa, que en principio responderán a una tectónica más afín a la de la Península Ibérica que los de otras regiones geográficas. Estos son los desarrollados por Ambraseys, Simpson y Bommer (1996); Benito (1993), Sabetta y Pugliese (1996), Tiento Franceschina y Marcellini (1992) y Dahle, Bungum y Kvamme (1990). Además se han incluido dos modelos realizados con datos del este de Norteamérica, región que posee una sismicidad moderada y una problemática similar a la nuestra, cuyos autores son Atkinson y Boore (1996) y Toro, Abrahamson y Schneider (1996). Por otra parte, para modelizar movimientos de la zona de Azores, con distancias epicentrales superiores a 300 km, se requieren modelos de atenuación lenta, que incluyan datos registrados a muy largas distancias. Con esta característica sólo se han encontrado modelos en zonas de subducción, diferentes a la zona de Azores pero que, al menos, cubren el rango de distancias de interés. En nuestra aplicación se incluye el desarrollado por Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1996).

Las principales características de estos modelos se han expuesto en el apartado VII, y los aspectos determinantes de su aplicabilidad se recogen, en síntesis, en la tabla VIII.3.

VIII.3.3. Espectros resultantes

Introduciendo los pares magnitud-distancia deducidos en los modelos de movimiento citados anteriormente, se han estimado los espectros específicos del emplazamiento. Además se han construido los espectros establecidos por diferentes normativas, cuya comparación con los anteriores permite extraer las conclusiones del trabajo.

Espectros calculados por aplicación de diferentes normativas

Un primer cálculo de espectros en el emplazamiento se ha realizado escalando las formas espectrales estándar propuestas por la Norma Sismorresistente Española NCSE-94, el Eurocode 8 y la Nuclear Regulatory Commission (NRC), incluido en la Regulatory Guide 1.60. El valor tomado de PGA para escalar los tres espectros es 0.1 g. En todos los casos los cálculos se realizan en suelo duro o roca y en la aplicación de la NCSE-94 se toma un factor $k=1.4$, para contemplar

Tabla VIII.3. Sumario de las características de los diferentes modelos de movimiento fuerte analizados

Modelo	Zona fuente	Magnitud		Distancia		Clasificación S	Parámetro predicho
		Tipo	rango	Tipo	rango		
Ambraseys <i>et al.</i> (1996)	Europa y Oriente Medio (422 ac.)	M_s	4.0-7.5	R	< 200 km	roca suelo rígido suelo blando suelo muy blando	SA (g) (0.5-10 Hz)
Benito (1993)	Friuli (Italia) (62 ac.)	M_L	4.2-6.5	R_{hip}	(2-194 km)	roca aluvión superficial aluvión profundo	SA (gal) (0.1-25 Hz)
Sabetta y Pugliese (1996)	Italia (95 ac.)	M_L (< 5.5) M_s ($\geq$ 5.5)	4.6-6.8	R_{sp} R_{jb}	(1-200 km)	roca aluvión superficial aluvión profundo	PGA (g) IA (cm^2/s^3) t Van Mark & Lai (s) PSV (cm/s) (0.25-25 Hz)
Tento <i>et al.</i> (1992)	Italia (137 ac.)	M_L	4.0-6.6	R	(3.2-170 km)	no clasificación condiciones promedio	PGA (gal) PSV (cm/s) (0.36-25 Hz)
Dahle <i>et al.</i> (1990)	Norteamérica Europa China y Australia (87 ac.)	M_s	3-7	R_{hip}	(10-1000 km)	no clasificación condiciones promedio	(PGA (m/s) ²) PSV (m/s) FA (m/s) (0.25-10 Hz)
Atkinson y Boore (1996)	Este de Norteamérica	M	4-7.25	R_{hip}	(10-500 km)	roca	PGA (g) PGV (cm/s) SA (g) (0.5-20 Hz)
Toro <i>et al.</i> (1996)	Centro y Este de Norteamérica	M m_{tg}	5-8	RM	(1-500 km)	roca	PGA (g) SA (g) (1-35 Hz)
Youngs <i>et al.</i> (1996)	Z. de subducción: interfase e intraslab	M	5-8.1	R_{trip} ó R_{hip}	(10-500 km)	roca aluvión profundo aluvión superficial	PGA (g) SA (g)

la acción de Azores-Gibraltar en el emplazamiento de estudio. La figura VIII.28 representa los tres espectros citados. Como puede observarse, el más conservador es el de la NRC en el rango de frecuencias $f < 10$ Hz, mientras que para frecuencias superiores a este valor son mayores las aceleraciones espectrales del Eurocode 8. El espectro de la NCSE-94 coincide prácticamente con éste para $f < 2$ Hz.

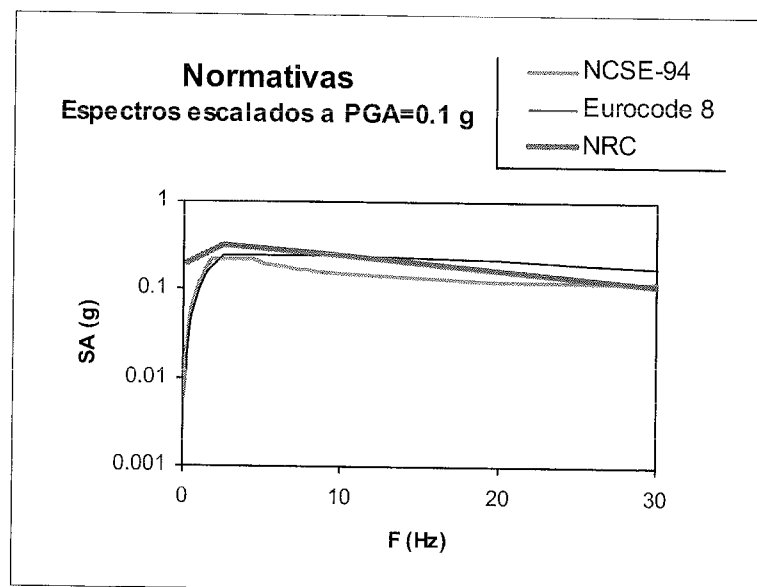


Figura VIII.28. Espectros de respuesta de aceleración según las normativas NCSE-94, NRC (RG 1.60) y Eurocode nº 8, escalados al valor de aceleración pico 0.1 g.

Espectros calculados con los diferentes modelos analizados

Las figuras VIII.29 y VIII.30 muestran los espectros calculados con los diferentes modelos de movimiento fuerte, comparados todos ellos con los de la NCSE-94 y la NRC, escalados a 0.10 g, que se toman como referencia. En todos los casos los modelos han sido únicamente aplicados para magnitudes y/o distancias dentro de su rango de validez, lo que ha supuesto una restricción en los espectros resultantes. Ninguno de los modelos ha sido válido para los cuatro pares (M, R) representativos de la peligrosidad en el emplazamiento de estudio. El tipo de magnitud y distancia se ha elegido en cada caso compatible con las escalas adoptadas por el modelo en cuestión. La magnitud es M_L o M_S , dependiendo de éste. Para aquellos modelos que introducen la magnitud momento, M, se ha adoptado el mismo criterio de Sabetta y Pugliese (1996): M_L cuando es menor que 5.5 y M_S para valores superiores, debido a la correlación lineal de ambas escalas con M en estos rangos. La distancia tomada en todos los casos es hipocentral, que se aproxima a todas las definiciones incluidas en los modelos, especialmente para distancias superiores a 100 km, donde se realizan la mayor parte de

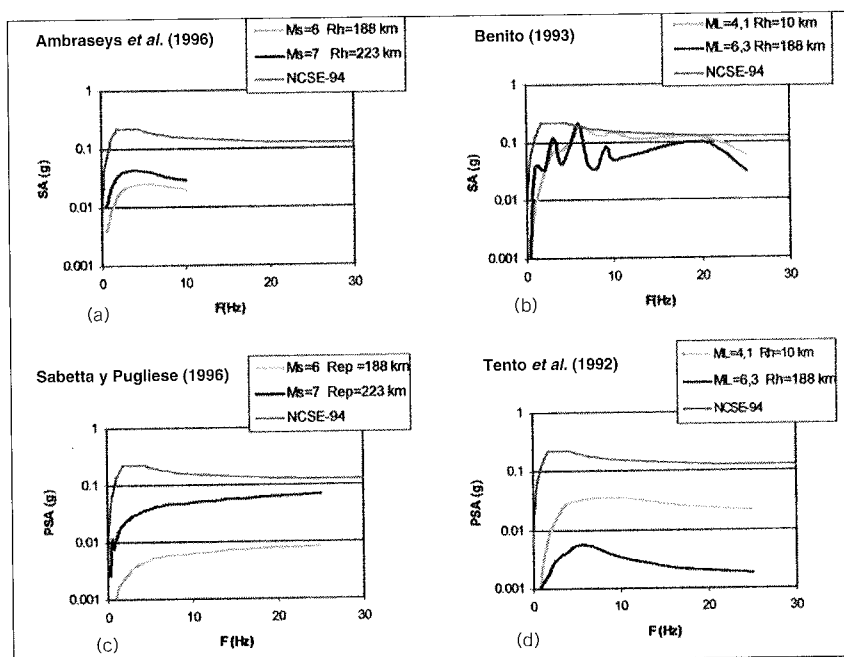


Figura VIII.29. Espectros de respuesta en el emplazamiento de estudio, correspondientes a diferentes escenarios de peligrosidad aplicando los modelos de movimiento fuerte: a) Ambraseys et al. (1996); b) Benito (1993); c) Sabetta y Pugliese (1996); d) Tenta et al. (1992).

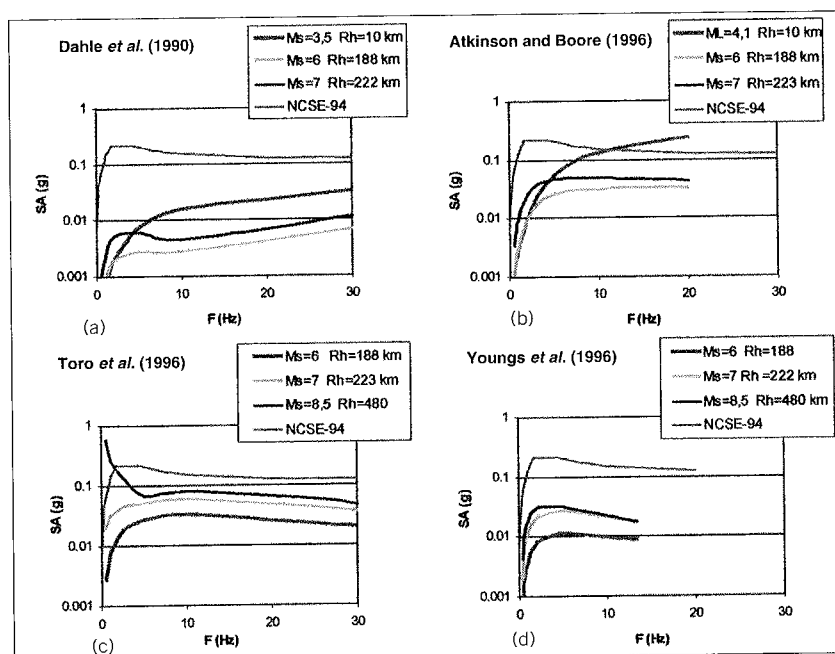


Figura VIII.30. Espectro de respuesta en el emplazamiento de estudio, correspondientes a diferentes escenarios de peligrosidad aplicando los modelos de movimiento fuerte: a) Dhale et al. (1990); b) Atkinson y Boore (1996); c) Toro et al. (1996); d) Youngs et al. (1992).

las predicciones. Una excepción es el modelo de Sabetta y Pugliese (1996), para el que se toma distancia epicentral por ser la elegida por los autores.

Comentamos brevemente a continuación los resultados encontrados con cada uno de los modelos, para los pares (M, R) compatibles con los mismos.

- **Ambraseys *et al.* (1996).** Los correspondientes espectros se representan en la figura VIII.29 a y son notablemente más bajos que el de las dos normativas escalados a 0.1 g, por lo que estos últimos resultan conservadores.
 - **Benito (1993).** Los espectros representados en la figura VIII.29 b para dos escenarios de peligrosidad, presentan valores pico entorno a 6 Hz, que son prácticamente cubiertos por el espectro de la NCSE-94. Para frecuencias superiores a ese valor el espectro de la Norma coincide bastante bien con el obtenido para terremotos próximos ($M_L = 4.1$, $R_{hip} = 10$ km). Para frecuencias inferiores a 6 Hz el espectro de la NCSE-94 resulta conservador, comparado con los del modelo. El espectro de la NRC es conservador en todo el rango de frecuencias.
 - **Sabetta y Pugliese (1996).** Los espectros predichos, en términos de pseudo-aceleración espectral, PSA, son inferiores a los de las normativas, en todo el rango de frecuencias y aparecen representados en la figura VIII.29 c.
 - **Tento *et al.* (1992).** Al igual que en el caso anterior, los espectros de la NCSE-94 y NRC resultan conservadores, comparados con los obtenidos con estos modelos para los pares (M, R) comprendidos en su rango de validez, como se muestra en la figura VIII.29 d.
 - **Dahle *et al.* (1990).** Los espectros en este caso son calculados para tres pares (M, R), representados en la figura VIII.30 a, siendo todos ellos más bajos que los de las normativas.
 - **Atkinson y Boore (1996).** Los espectros de las normativas cubren los deducidos para los diferentes pares (M, R), exceptuando los correspondientes a $M_L = 4.1$ y $R_{hip} = 10$ km, en determinados rangos de frecuencia.
- El espectro correspondiente al modelo excede al de la NCSE-94 para $f > 10$ Hz, y también al de la NRC para $f \geq 15$ Hz. Según este modelo los espectros de las dos normativas no resultan conservadores para altas frecuencias, si bien hay que tener en cuenta que el modelo es deducido por simulación de datos del este de Norteamérica (figura VIII.30 b).
- **Toro *et al.* (1996).** Este modelo y el siguiente son los únicos que pueden emplearse para magnitudes grandes y largas distancias, permitiendo el cálculo de espectros para el par $M_S = 8.5$ y $R_{hip} = 480$ km, no cubierto con los otros modelos. Los espectros se representan en la figura

VIII.30 c, en la que puede observarse que el correspondiente a este par, que en nuestro caso representa los movimientos generados por sismos de Azores Gibraltar, presenta ordenadas espectrales SA más altas que las predichas por la NCSE-94 y NRC para frecuencias bajas, inferiores a 2 Hz. Este resultado no es, en principio, sorprendente, ya que es de esperar que los movimientos generados por sismos lejanos tengan mayor contenido de bajas frecuencias que los de sismos próximos. Es en este rango donde pueden ser más cuestionables las aceleraciones espectrales predichas por formas estándar y donde éstas pueden resultar menos conservadoras para sismos lejanos. El resultado merece especial atención, dada la problemática de la sismicidad de Azores-Gibraltar y su influencia en todo el suroeste de la Península Ibérica.

- **Youngs *et al.* (1996).** Todos los espectros calculados con estos modelos son enteramente cubiertos por los de las dos normativas, como puede verse en la figura VIII.30 d. Hay que tener en cuenta que son modelos para zonas de subducción, con un régimen tectónico muy diferente al de la zona de aplicación, por lo que parece más fiable el resultado encontrado con los modelos anteriores.

De los resultados obtenidos podemos extraer, en síntesis, las siguientes conclusiones:

- Los espectros calculados para diferentes escenarios de peligrosidad en el emplazamiento de estudio con diferentes modelos de movimiento fuerte, resultan generalmente más bajos que los obtenidos con las formas espectrales estándar de la NCSE-94 y NRC (RG-1.60), escalados a 0.1 g; siendo éste el valor que representa la peligrosidad total del emplazamiento.
- Una excepción a la afirmación anterior se presenta con los espectros predichos con el modelo de Atkinson y Boore (1996) para $M_L = 4.1$ y $R_{hip} = 10$ km y para frecuencias superiores a 10 Hz. Para terremotos próximos, según este modelo, el espectro de la NCSE-94 no cubre el rango de frecuencias superiores a ese valor, y lo mismo sucede con el de la NRC para $f > 15$ Hz.
- Otra excepción se presenta con los espectros asociados a sismos lejanos ($M_S = 8.5$, $R_{hip} = 480$ km), aplicando el modelo de Toro *et al.* (1996), en el rango de las bajas frecuencias, $f < 2$ Hz. Las correspondientes aceleraciones espectrales no están tampoco cubiertas por las formas espectrales estándar. Este resultado cuestiona la validez de las mismas en el rango de bajas frecuencias para los sismos de Azores-Gibraltar en todo el suroeste de la Península. Parece conveniente continuar la investigación a este respecto, proponiendo tal vez modelos más afines a la zona a tratar.
- De los tres espectros analizados propuestos por normativas, resulta más conservador el de la NRC (RG-1.60) en el rango de frecuencias $f < 10$ Hz, y el del Eurocode para frecuencias superiores a este valor. El espectro de la NCSE-94 coincide prácticamente con éste para $f < 2$ Hz.

VIII.4. Caracterización del movimiento fuerte del suelo para el terremoto de Mula (2 de febrero de 1999). Espectros de respuesta

El 2 de febrero de 1999 tuvo lugar un terremoto de magnitud 5, con epicentro localizado a 8 km de Mula (Murcia), que causó notables daños en esta población, así como en otras próximas. Los pueblos más afectados, además de Mula, fueron la pedanía de Puebla de Mula, Campos del Río y Albudeite. El terremoto fue precedido por un premonitor y seguido por una serie de réplicas de menor magnitud. La intensidad evaluada por el IGN para la zona epicentral es de VI-VII, en la escala MSK y el grado de daño de las estructuras afectadas está siendo evaluado, entre otros por el grupo del Proyecto DAÑOS.

El estudio del movimiento fuerte de este terremoto presenta fundamentalmente el problema de que no existen registros acelerométricos del terremoto principal en la zona del epicentro ni en las poblaciones afectadas. El acelerograma más próximo fue registrado en Lorquí, a 20.7 km del epicentro, existiendo también registros en las estaciones algo más alejadas de Jumilla, a 43.4 km de distancia epicentral y en Orihuela, localizada a 47 km del epicentro.

La aplicación que aquí se presenta se ha dirigido al estudio del movimiento fuerte de este terremoto, analizando por una parte, las características del movimiento registrado en las tres estaciones y estimando por otra, el posible movimiento en la zona epicentral. Para ello se ha realizado una predicción de los espectros asociados al par magnitud-distancia correspondiente, aplicando modelos de movimiento fuerte que han permitido construir los espectros buscados. Estos se han calculado en la localidad de Mula y, a falta de registros reales, constituyen una aproximación al conocimiento, tanto de las características espectrales, como de la aceleración pico que pudo alcanzarse en el terremoto.

Comenzamos evaluando las características de los movimientos registrados en las tres estaciones, para finalizar con los resultados de la predicción en la zona epicentral.

En las figuras VIII.31, VIII.32 y VIII.33 se muestran los acelerogramas, espectros de amplitudes de Fourier para la aceleración y espectros de respuesta respectivamente, en la estación de Lorquí, situada a 20.7 km del epicentro.

Puede verse que el mayor valor de la aceleración pico se presenta en las dos componentes horizontales, y es prácticamente de 0,013 g.

Los espectros de Fourier presentan una frecuencia esquina entre 1 y 2 Hz para las tres componentes y una amplitud máxima entre 10^{-3} y 10^{-2} g.s.

Los espectros de respuesta muestran las máximas aceleraciones espectrales aproximadamente de 0,08 g en las dos componentes horizontales, para frecuencias predominantes en torno a 8 Hz.

Acelerogramas
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 20,7 km

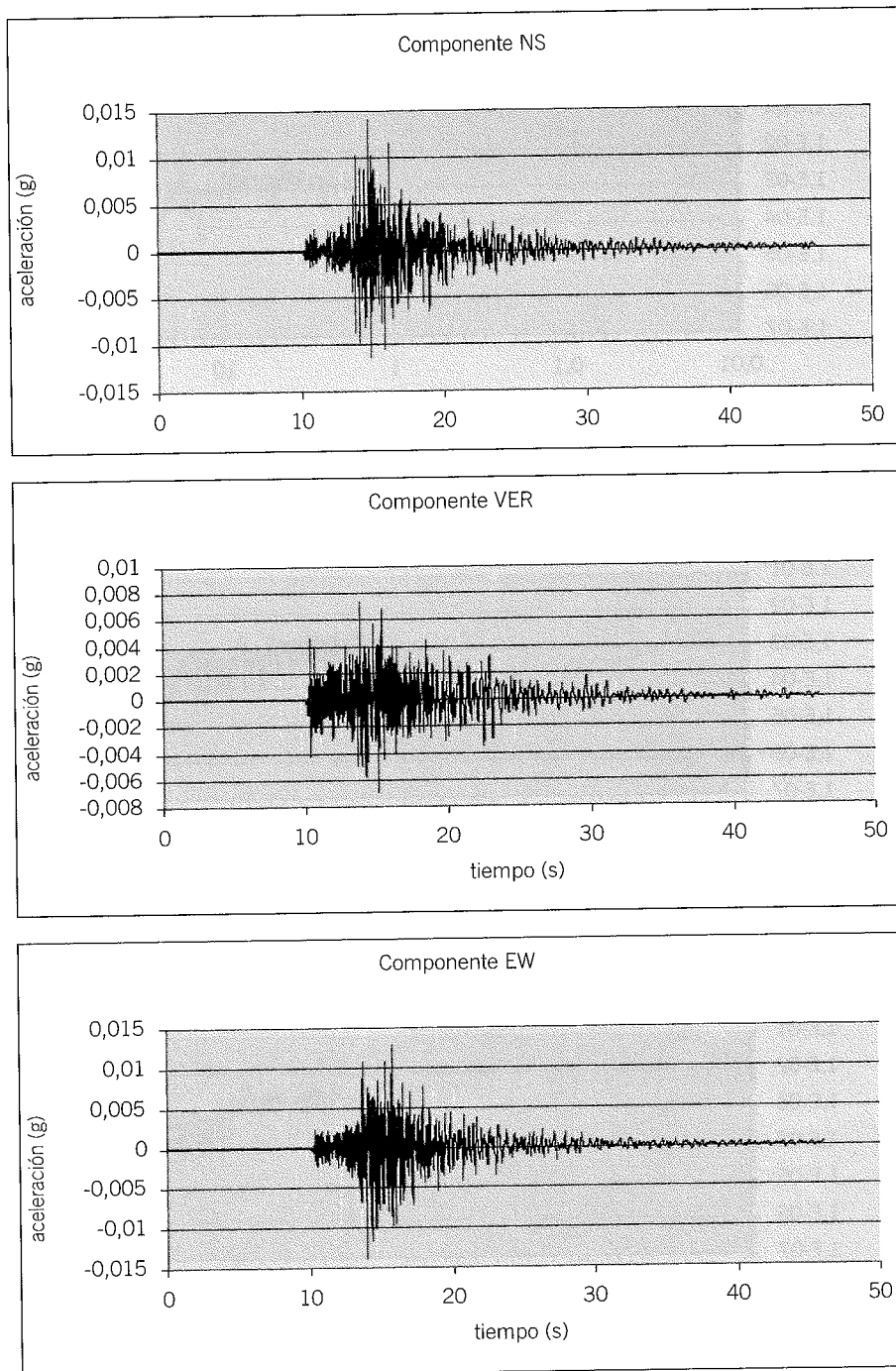


Figura VIII.31. Acelerogramas registrados en la estación de Lorquí. Correspondientes al terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Espectros de Fourier
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 20,7 km

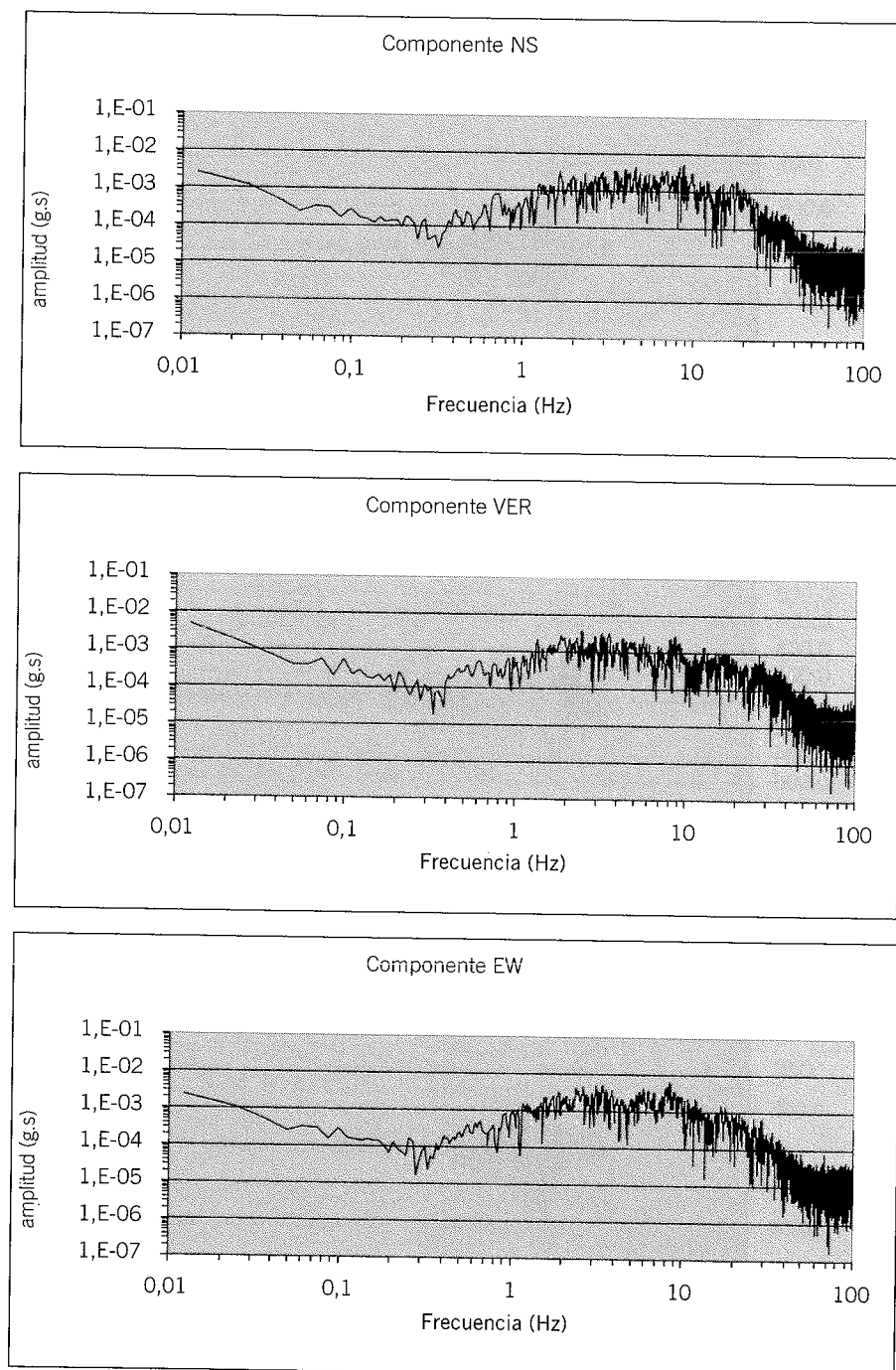


Figura VIII.32. Espectros de Fourier correspondientes al movimiento registrado en Lorquí del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Espectros de respuesta en aceleración
Terremoto de Mula. 2/2/99. $M = 5$, Rep = 20,7 km

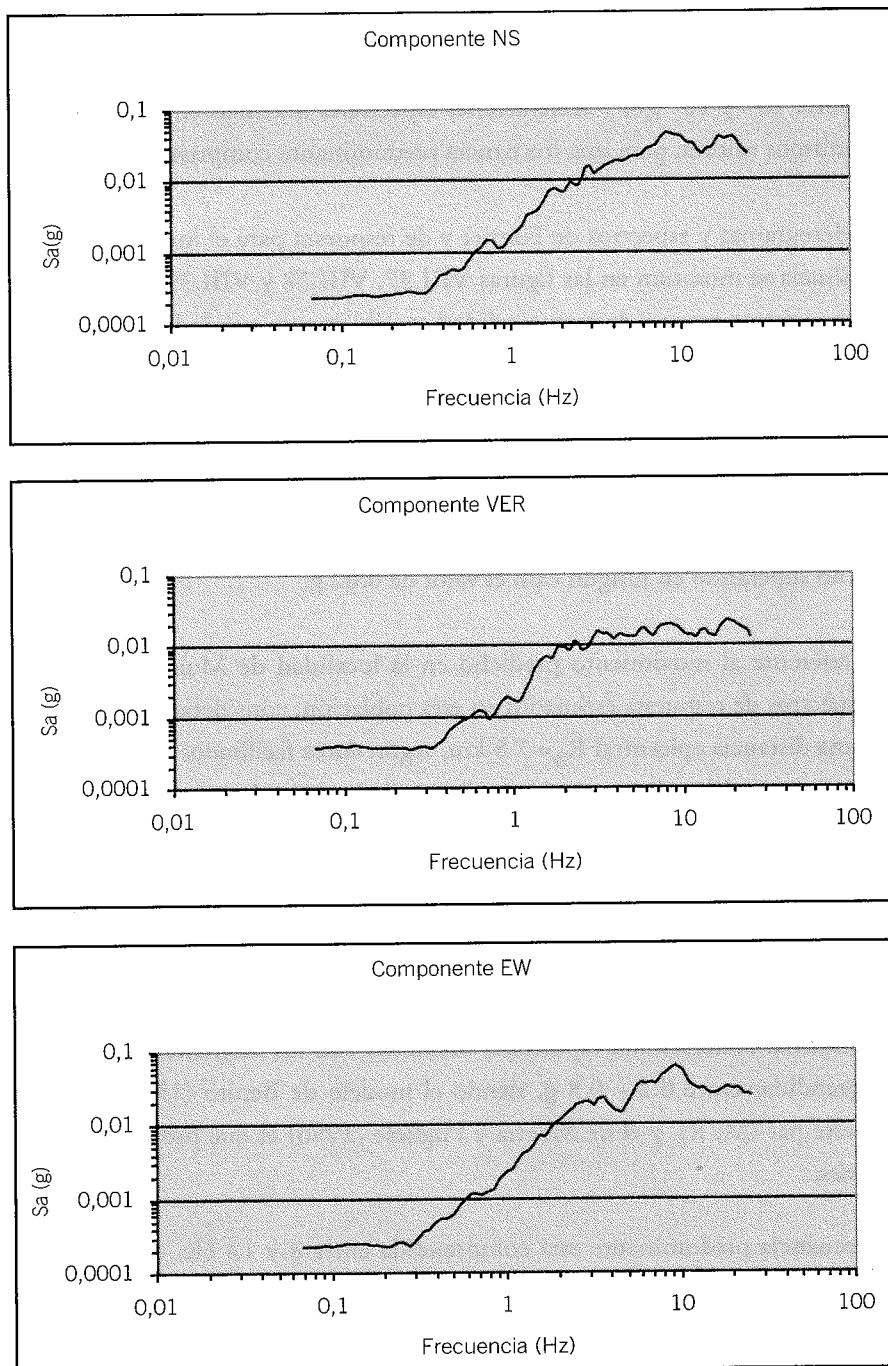


Figura VIII.33. Espectros de respuesta de aceleración con amortiguamiento crítico del 5% correspondientes al movimiento registrado en Lorquí del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Los acelerogramas registrados en la estación de Jumilla se muestran en la figura VIII.34, los correspondientes espectros de Fourier se incluyen en la figura VIII.35 y los de respuesta en la VIII.36. Puede observarse que el mayor valor de la aceleración pico, $PGA=0.006$ g se alcanzó en la componente NS. Como características más relevantes de los espectros destacamos un valor de la frecuencia esquina del espectro de Fourier comprendido entre 1 y 2 Hz en las tres componentes, con una amplitud entre 10^{-3} y 10^{-2} g-s, y aceleraciones espectrales máximas en los espectros de respuesta en torno a los mismos valores, para una frecuencia predominante comprendida entre 2 y 3 Hz.

Los acelerogramas y espectros de Fourier y de respuesta para el movimiento registrado en la estación de Orihuela se muestran en las figuras VIII.37, VIII.38 y VIII.39, respectivamente. Como puede verse, los registros no son de buena calidad, posiblemente por la baja resolución del instrumento, pero es posible observar un valor máximo de la aceleración pico en la componente EW de $PGA=0.00075$ g. La frecuencia esquina del espectro de Fourier está alrededor de 2 Hz en las tres componentes y las máximas aceleraciones espectrales se presentan a frecuencias entre 3 y 5 Hz.

Resumiendo sobre los datos registrados en las tres estaciones, el movimiento en éstos fue de baja amplitud, no superando en ningún caso el valor de 0.02 g.

En lo referente al movimiento predicho en la localidad de Mula, en la figura VIII.40 se muestran los espectros de respuesta estimados en esta población, considerando la magnitud del terremoto $M=5$ y una distancia epicentral $R_{ep}=7.8$ km, según datos facilitados por el IGN. Para el cálculo se aplican cuatro modelos de movimiento desarrollados con datos europeos: Ambraseys *et al.* (1996), Benito (1993), Dahle *et al.* (1990) y Sabetta y Pugliese (1996). Esta primera estimación se ha efectuado en emplazamientos situados en roca, si bien en sucesivas aplicaciones sería conveniente realizar la transferencia a suelos más blandos, para contemplar otras condiciones locales. Observando la figura pueden destacarse, como principales características de los espectros estimados, las siguientes:

- Las máximas aceleraciones espectrales obtenidas con los diferentes modelos se encuentran comprendidas entre 0.2 y 0.8 g, siendo el modelo de Benito (1993) el más conservador para este par (M, R), y el de Sabetta y Pugliese (1996) el que proporciona menores aceleraciones.
- La frecuencia predominante está comprendida entre 8 y 12 Hz, si bien hay que tener en cuenta, en la interpretación de este resultado, que la predicción se ha hecho en roca, y el valor de este parámetro cambiará notablemente en otro tipo de suelos.
- La aceleración pico del movimiento, que coincidiría con la ordenada espectral de periodo $T=0$, puede estimarse en torno a 0.10 - 0.15 g, teniendo en cuenta la tendencia asintótica de todos los modelos hacia un valor en este intervalo, para los más bajos periodos.

Acelerogramas
Terremoto de Mula. 2/2/99. $M = 5$, Rep = 43,4 km

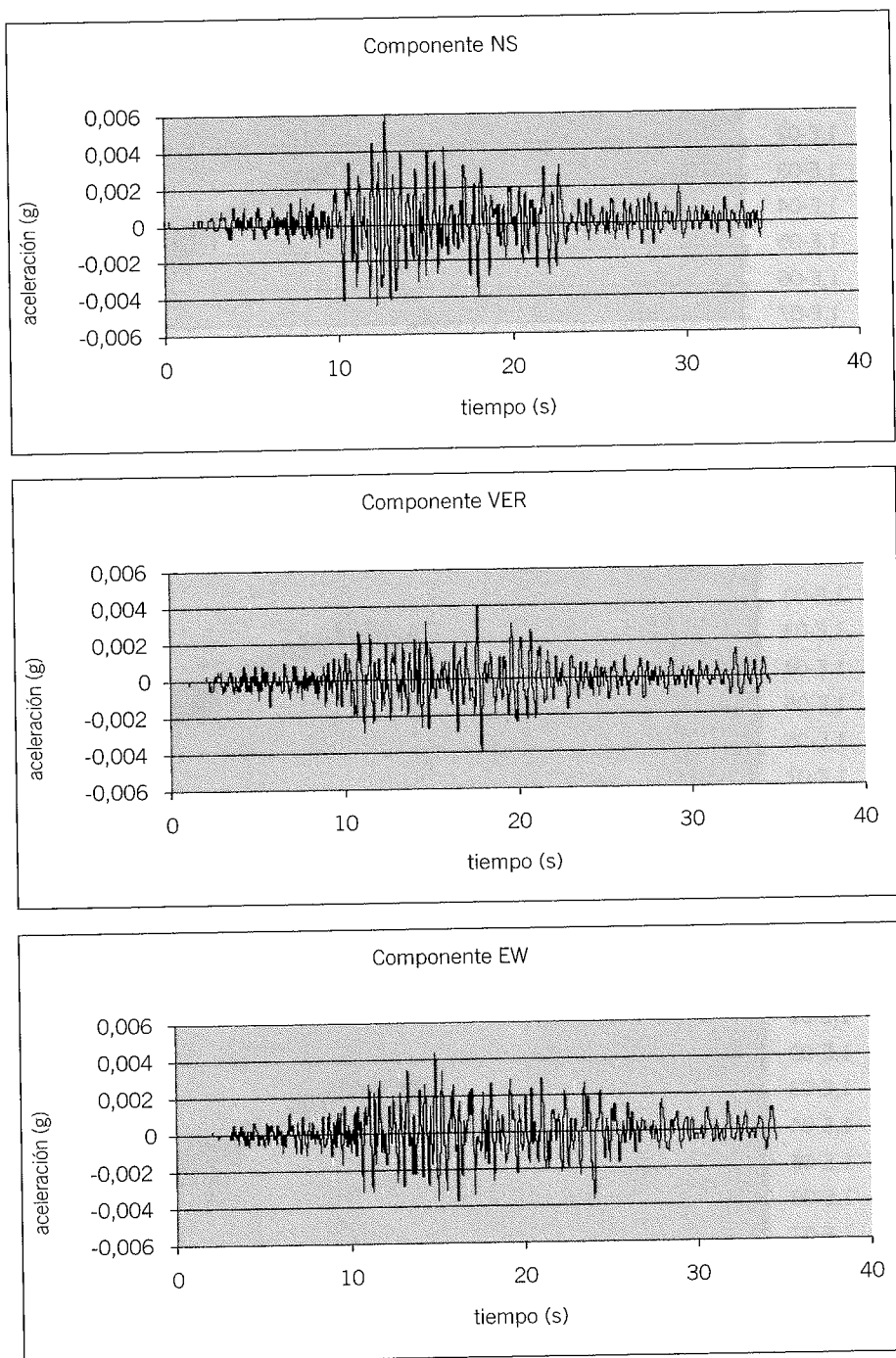


Figura VIII.34. Acelerogramas registrados en la estación de Jumilla. Correspondientes al terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Espectros de Fourier
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 43,4 km

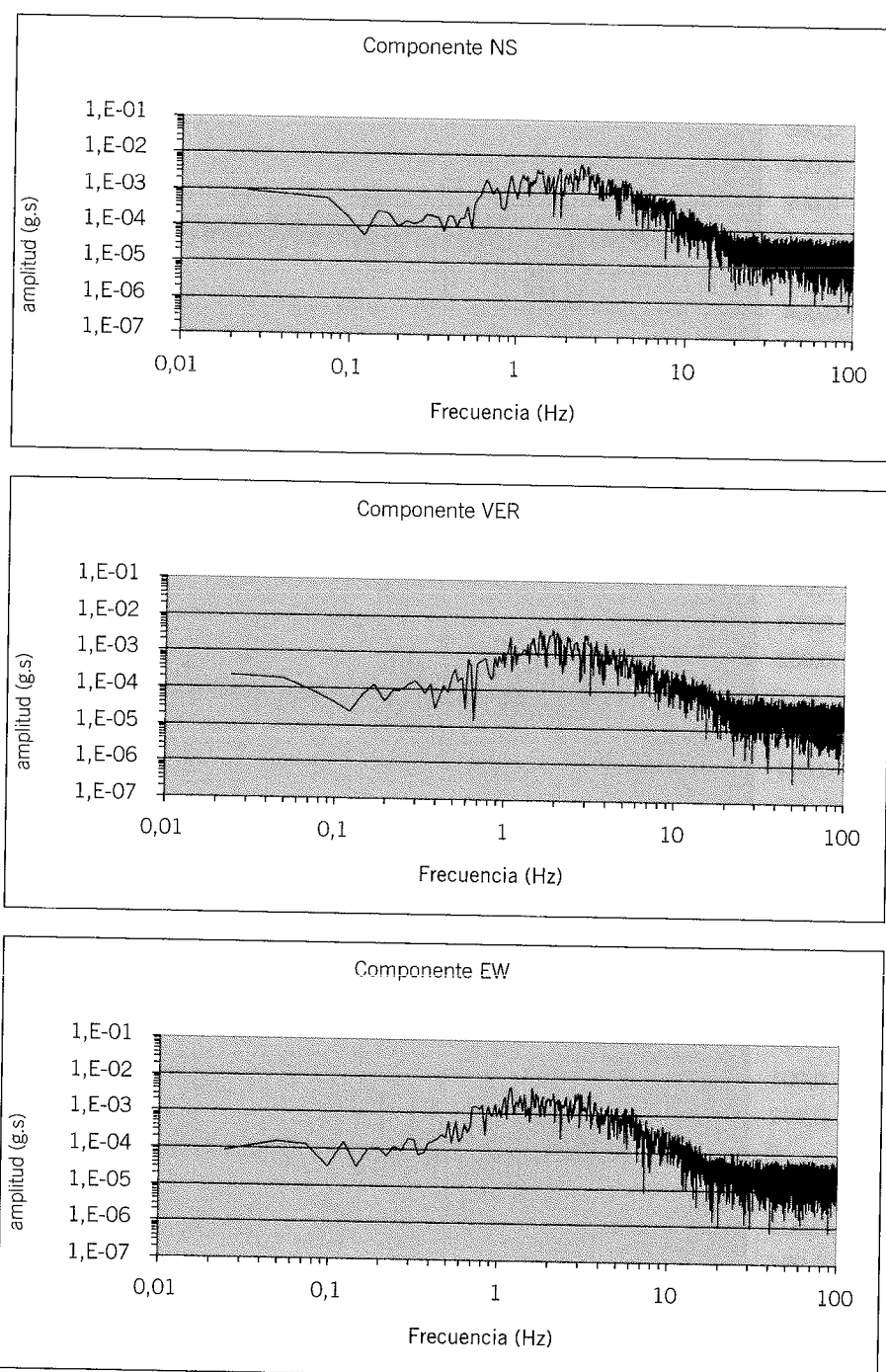


Figura VIII.35. Espectros de Fourier correspondientes al movimiento registrado en Jumilla del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Espectros de respuesta en aceleración
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 43,4 km

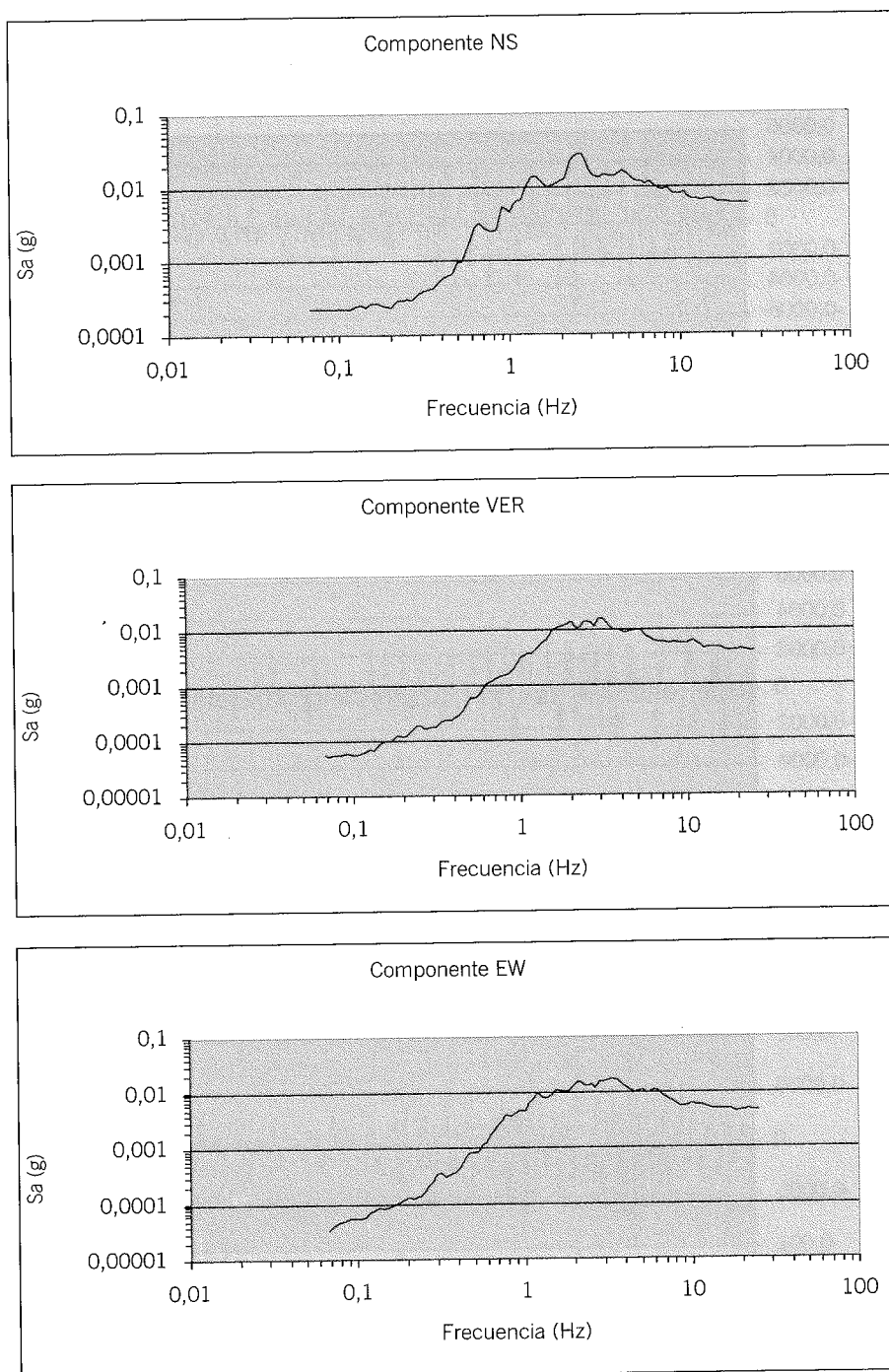


Figura VIII.36. Espectros de respuesta de aceleración con amortiguamiento crítico del 5% correspondientes al movimiento registrado en Jumilla del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Acelerogramas
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 47,2 km

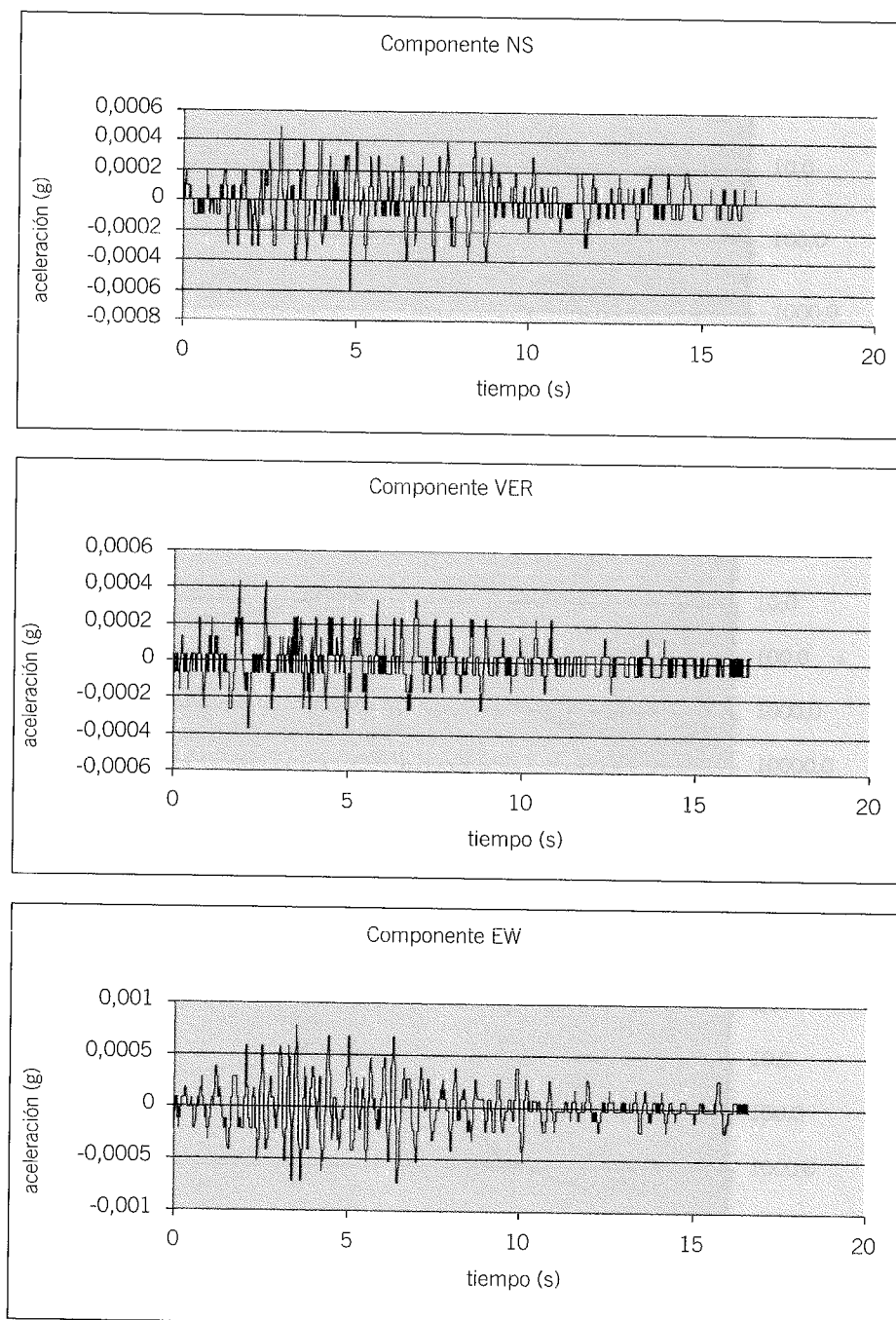


Figura VIII.37. Acelerogramas registrados en la estación de Orihuela, correspondientes al terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

Espectros de amplitudes de Fourier
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 47,2 km

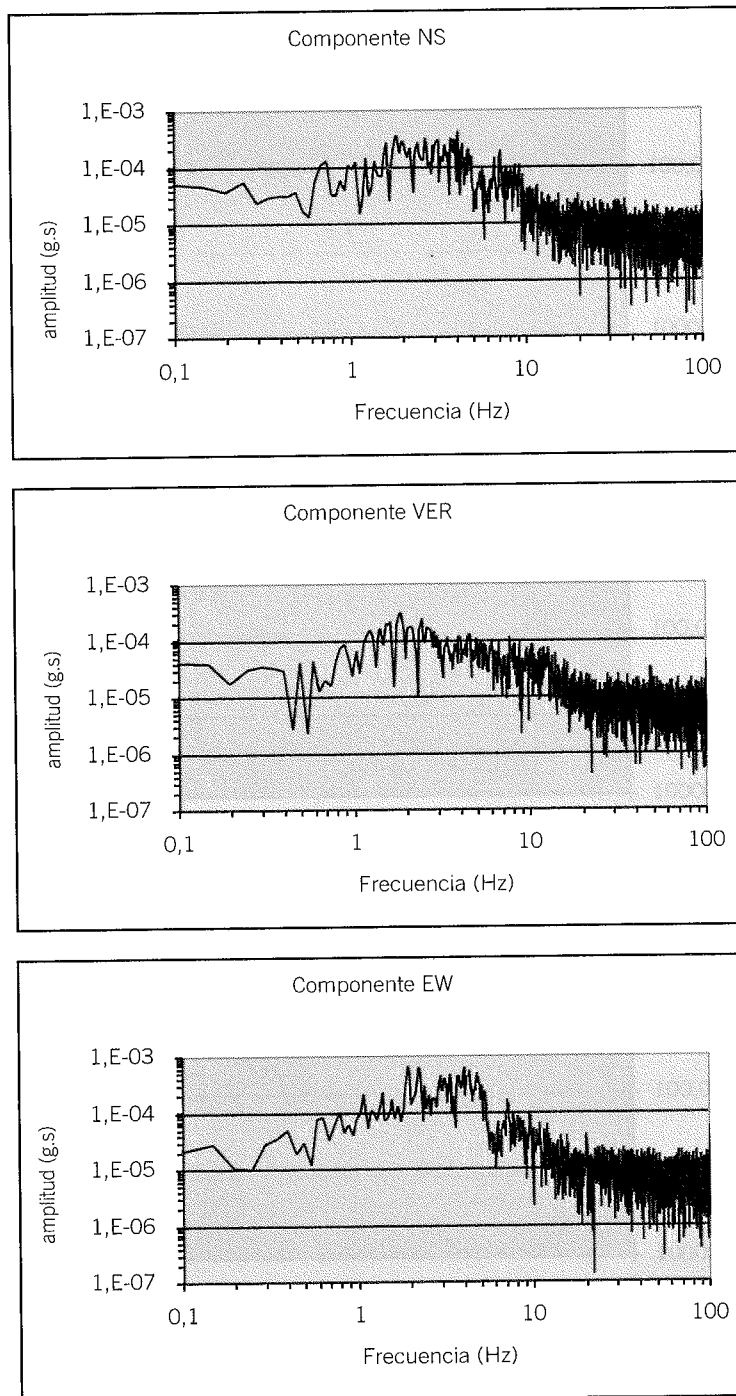


Figura VIII.38. Espectros de Fourier correspondientes al movimiento registrado en Orihuela del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

**Espectros de respuesta en aceleración
Terremoto de Mula. 2/2/99. M = 5, Rep = 47,2 km**

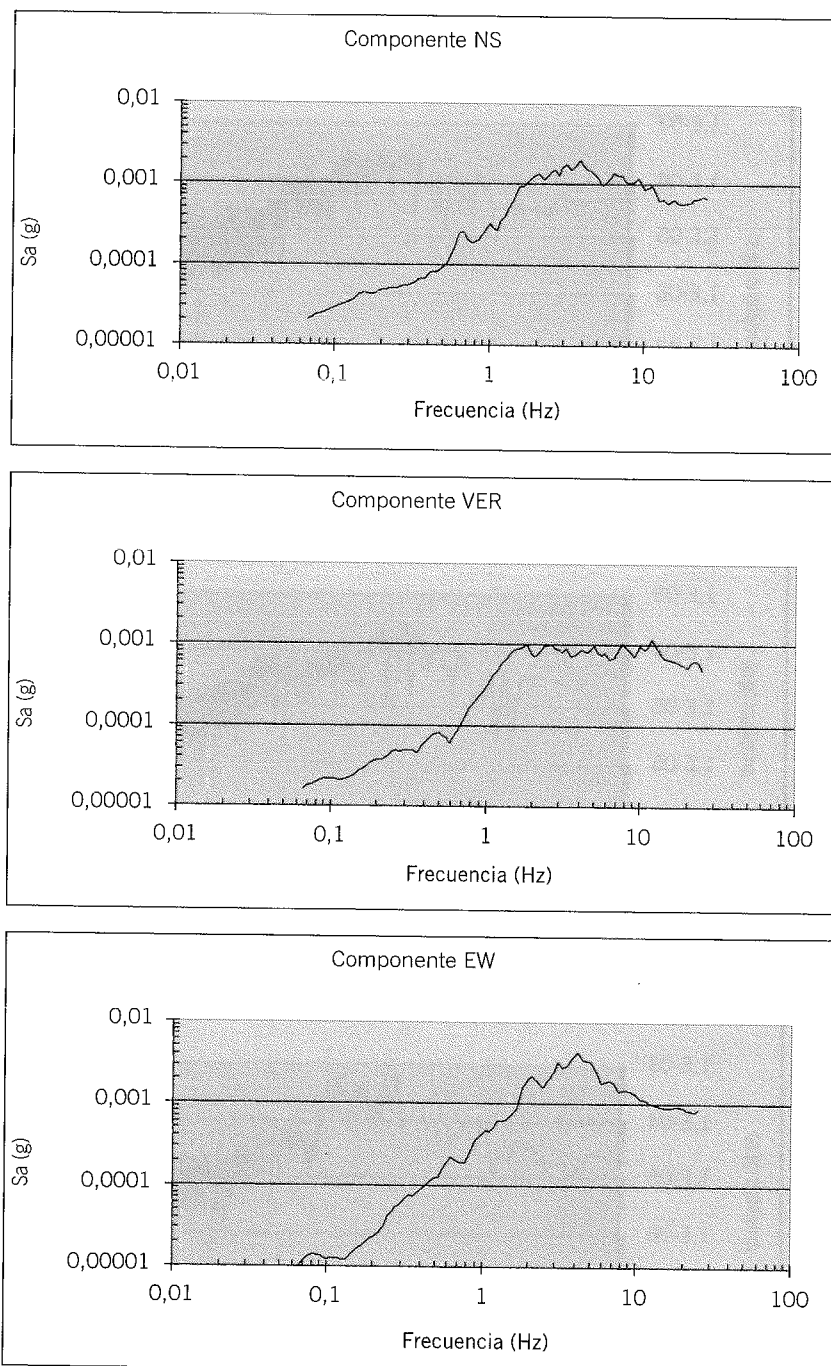


Figura VIII.39. Espectros de respuesta de aceleración con amortiguamiento crítico del 5% correspondientes al movimiento registrado en Orihuela del terremoto de Mula del 2 de febrero de 1999.

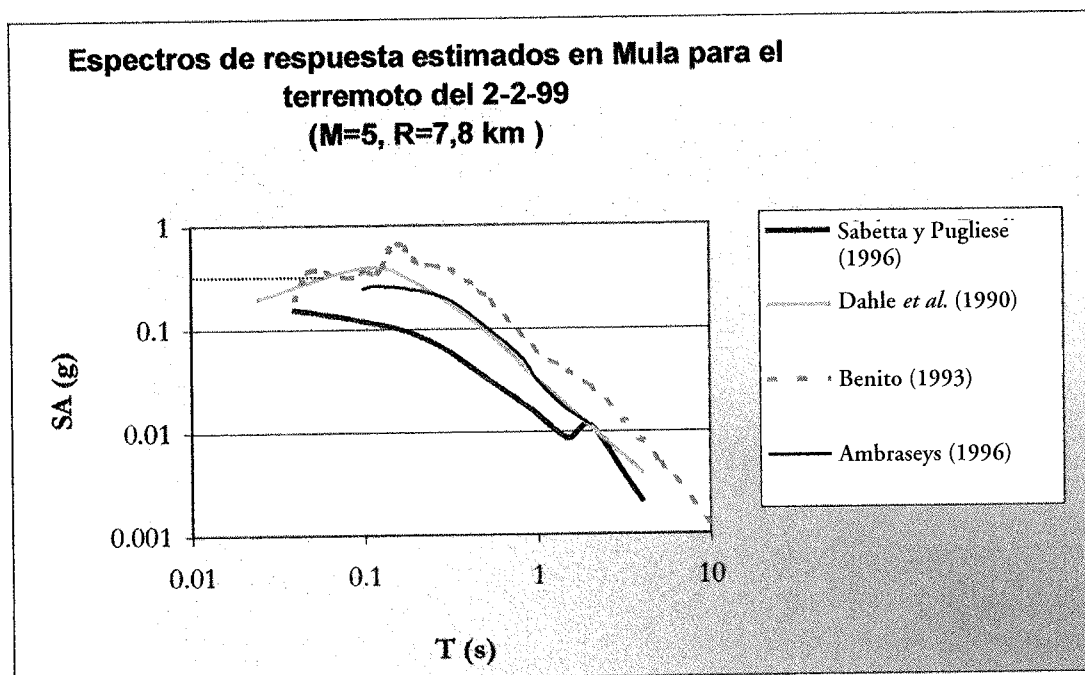


Figura VIII.40. Espectros de respuesta estimados en la localidad de Mula para el terremoto de 2 de febrero de 1999 a partir de diferentes modelos de movimiento fuerte del suelo.

IX. Cuantificación del efecto local

IX. Cuantificación del efecto local

La caracterización y cuantificación del efecto local o de emplazamiento en el movimiento sísmico tiene una importante repercusión en el diseño sismorresistente de estructuras. Debido al interés del tema, en los últimos años se han desarrollado numerosas técnicas y métodos, que van siendo contrastados a medida que se dispone de mayor número de datos reales. La variedad de la metodología desarrollada combinada con la complejidad intrínseca del fenómeno en sí, hacen que la estimación del efecto del suelo sea una tarea complicada de acometer. Con el fin de facilitar la aproximación al problema, se presenta un resumen de algunos de los resultados más sobresalientes aparecidos en la literatura y que tienen relación directa con los estudios realizados que posteriormente se presentarán. Este breve estado del arte expone un panorama general de gran parte de la problemática del efecto de emplazamiento, quedando encuadradas las actuaciones llevadas a cabo, a este respecto, en la caracterización del movimiento del suelo.

El objetivo perseguido en este trabajo es la presentación de la adaptación y aplicación del *método numérico de elementos de contorno*, a la estimación de la amplificación local debida al emplazamiento.

IX.1. El efecto local en el movimiento sísmico del suelo

En la propagación de las ondas a través de la capa más superficial del terreno, se producen distintos fenómenos físicos que dan lugar a una composición final del movimiento formado por: ondas directas y reflejadas P y S, un grupo de ondas que son el producto de la dispersión y difracción de las anteriores (donde se incluye la coda) y las ondas superficiales. Como consecuencia de estos fenómenos la radiación que llega a la base rocosa experimenta amplificación o atenuación, contribuyendo a ello muchos aspectos del terreno, que clasificamos en tres grupos:

- Propiedades geológicas y dinámicas del material en el emplazamiento.
- Topografía.
- Composición y dirección de la radiación incidente en la base rocosa.

Un estudio completo del efecto local o de emplazamiento supone considerar todos los aspectos descritos. Sin embargo, dada la complejidad del problema, en muchas ocasiones los estudios se realizan considerando solamente alguno de los apartados anteriores, o una combinación de ellos. Los efectos de todas estas características locales que se acaban de exponer se manifiestan en el movimiento sísmico registrado, pudiendo producir alguna de las siguientes manifestaciones:

- Se producen amplificaciones o deamplificaciones del movimiento ondulatorio.
- Modificación del contenido frecuencial.
- Variación de los parámetros característicos del movimiento del suelo, como pueden ser: las amplitudes máximas, la duración.
- En ciertas condiciones puede haber un comportamiento no lineal del suelo.
- Puede haber una gran variabilidad del movimiento en lugares muy próximos entre sí.

Es difícil delimitar hasta qué punto estos comportamientos son debidos a una determinada estratigrafía geológica o a una topografía del terreno. En algunos trabajos se infieren resultados debidos a distintos tipos de suelo y a la geometría de la superficie, por separado. Estos análisis se realizan a partir de modelos de suelos y de accidentes topográficos que reflejen, en la medida de lo posible, las situaciones reales más interesantes. El desarrollo de éstos se realiza sobre la base de distintas clasificaciones, de tipo de suelos e irregularidades topográficas. Mientras la obtención de datos para el establecimiento de estas clasificaciones resulta relativamente asequible en el caso de la topografía, el conocimiento de la geología superficial es un objetivo difícil en la mayoría de los casos, debido a que el coste del conocimiento de la misma, en general es elevado.

IX.1.1. Efecto de la topografía superficial

Los estudios relacionados con el efecto local debido a las irregularidades topográficas del terreno se han desarrollado posteriormente a los dedicados al estudio de la geología superficial. En parte este desfase puede ser debido a que una de las líneas de estudio importante de este problema, como es la de la simulación numérica, ha avanzado paralelamente a la evolución de la capacidad de cálculo de los ordenadores. Existen algunos resultados hasta la fecha que estiman, cualitativa y cuantitativamente, el efecto local en las irregularidades topográficas más interesantes que se pueden encontrar en la naturaleza. Para obtener estos resultados se han realizado estudios sobre distintos modelos que intentan reflejar estos accidentes del terreno. En la actualidad, estos modelos se pueden clasificar en:

- *Topografías convexas*: cualquier elevación sobre la superficie libre como dorsales y montañas.
- *Topografías cóncavas*: se incluyen depresiones como valles y cañones.

Dentro de las distintas topografías la situación del emplazamiento es importante. Son destacables por las peculiaridades del efecto que se produce, las siguientes situaciones: *los bordes y el fondo*

de los cañones o valles, las cimas y los pies de las montañas. Las distintas geometrías que se han aplicado para estos estudios están caracterizadas por algunos parámetros. Por ejemplo, en el caso de las topografías convexas, el contorno de la superficie libre sobre un medio homogéneo, se ha descrito frecuentemente mediante el modelo de Sills (1978), ver figura IX.1:

$$f(x) = h(1 - c^2) \exp(-3c^2) \text{ donde } c = x/l \quad (\text{IX.1})$$

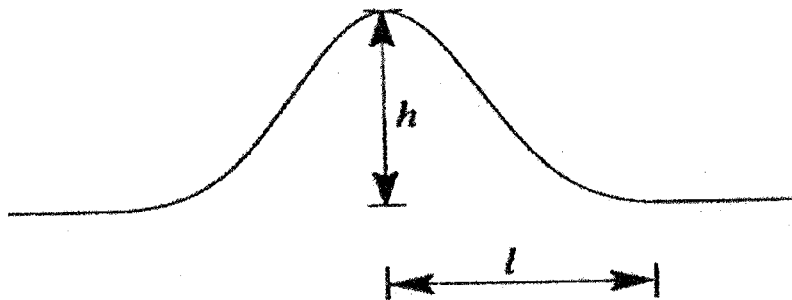


Figura IX.1. Modelo 2-D de elevación sobre la superficie libre, Sills (1978). Los parámetros característicos son la semianchura l , y la altura h .

Por otro lado, en la figura IX.2 se ilustra la geometría de algunos estudios realizados en topografías cóncavas, como es el caso de los cañones semiélticos sobre un medio homogéneo.

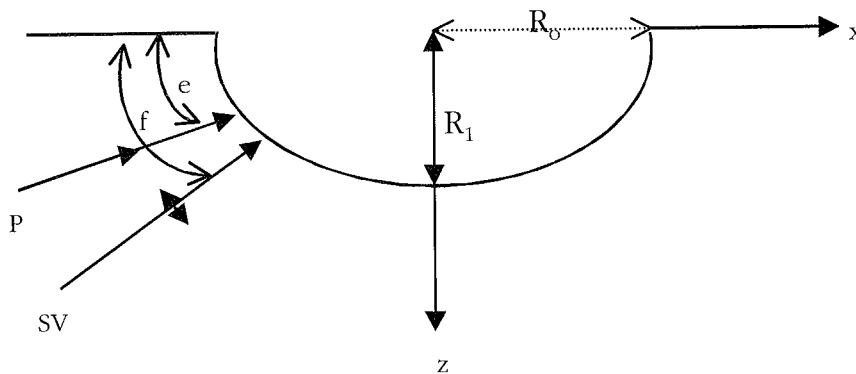


Figura IX.2. Modelo 2D de cañón semiéltico. La geometría del problema viene definida en función de los radios R_0 y R_1 .

Pero no sólo afecta la forma de la irregularidad de la superficie a la hora de evaluar el efecto local. Se ha comprobado que el efecto de la topografía es sensible a la radiación incidente en cuanto a: *tipo de onda, ángulo de incidencia y azimuth de la misma*. Esta nueva componente del problema suele estar contemplada en los estudios, realizando los análisis para distintos tipos de onda: P, SV, SH y ondas superficiales, así como, para distintos ángulos de incidencia, y azimuth. En la figura IX.3 se describe un modelo de irregularidad topográfica y el movimiento ondulatorio implicado en el estudio.

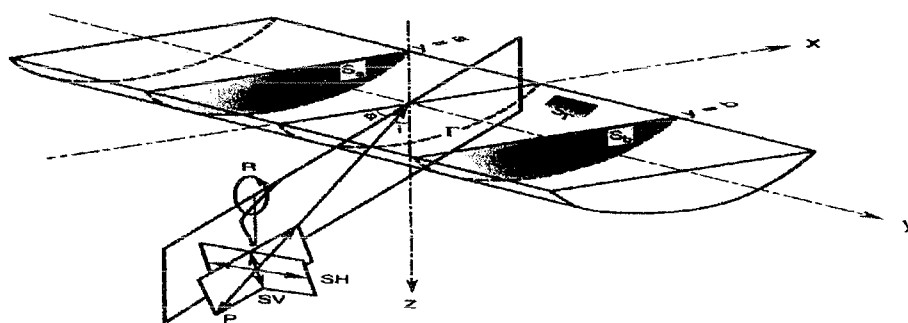


Figura IX.3. En la figura se ilustra la geometría y las características de la radiación incidente, en el análisis del efecto local sobre el contorno de un cañón semicircular (de Zhang, 1998).

Los fenómenos físicos que se han detectado en la incidencia del movimiento de las ondas sobre irregularidades topográficas se pueden clasificar, según su naturaleza, en tres tipos:

- *Difracción* de las ondas de volumen y superficiales, produciéndose interferencias entre las ondas directa y difractada. Las amplitudes de estas últimas son inferiores a las primeras, por lo menos en el caso de topografías de pendiente suave.
- *Focalización o desfocalización (focusing o defocusing)* de las ondas sísmicas reflejadas a lo largo de la superficie topográfica.
- *Variaciones del movimiento* en función de la pendiente de la topografía, debido, a la sensibilidad del mismo respecto al ángulo de incidencia. Este fenómeno es especialmente importante en el caso de las ondas SV cuando inciden con un ángulo cercano al crítico.

Algunos de los resultados cualitativos de tipo general donde la observación y la teoría presentan una cierta convergencia son:

- Se produce una amplificación del movimiento en las cimas de las montañas (en general, de las topografías convexas), y una deamplificación en el fondo de los valles, (en general de las topografías cóncavas). Estas amplificaciones se ven afectadas por el tipo de onda, siendo mayor el efecto para las ondas S que para las ondas P.
- Las amplificaciones son sensibles a la pendiente de la topografía en una relación directa.
- El fenómeno depende del contenido frecuencial de la onda, produciéndose las mayores amplificaciones para las longitudes de onda del movimiento comparables con las dimensiones características de la topografía.

IX.1.1.1. Algunos resultados sobre la cuantificación del efecto de la topografía

En los estudios teóricos y basados en la observación, de estimación del efecto de la topografía, se han obtenido resultados cuantitativos del efecto para distintas irregularidades del terreno y distintos campos incidentes. En Zhang *et al.* (1998), mediante un método híbrido numérico desarrollado para resolver el denominado problema 2.5-D en elastodinámica (el planteamiento 2.5-D se basa en que, las irregularidades del terreno geológicas o topográficas pueden ser estructuras que normalmente se aproximan a estructuras bidimensionales con simetría cilíndrica, donde las variaciones del movimiento registrado fuera del plano son despreciables), se corroboran algunos de los resultados conocidos del efecto local sobre cañones semicirculares, debido a la incidencia de las ondas SH, SV, P o Rayleigh, ver figura IX.3. En el caso de incidencia de ondas SH, se validan los resultados obtenidos en Trifunac (1973), donde se resuelve analíticamente el estudio de las amplitudes en la superficie de un cañón semicircular de radio a en función de la frecuencia adimensional:

$$\eta = \frac{\omega a}{\pi c} = \frac{2a}{\lambda} \quad (\text{IX.2})$$

Este parámetro, que combina la geometría del problema mediante el radio a con, algunas de las propiedades dinámicas de la radiación como es la frecuencia angular, ω , y la velocidad de las ondas sísmicas, c , representa la razón entre la anchura del cañón y la longitud de onda, λ , del campo ondulatorio. Algunos de los resultados inferidos son:

- El mayor valor del factor de amplificación para los distintos ángulos de incidencia se aproxima a 2.
- A medida que el ángulo de incidencia aumenta, el patrón de las amplitudes de los desplazamientos se complica. En la incidencia normal existe simetría respecto del centro del

cañón, mientras que al aumentar el ángulo, se produce un efecto de barrera o escudo sobre el margen del cañón expuesto a la llegada de la onda, generando una zona sombra en la vertiente opuesta, ver figura IX.4.

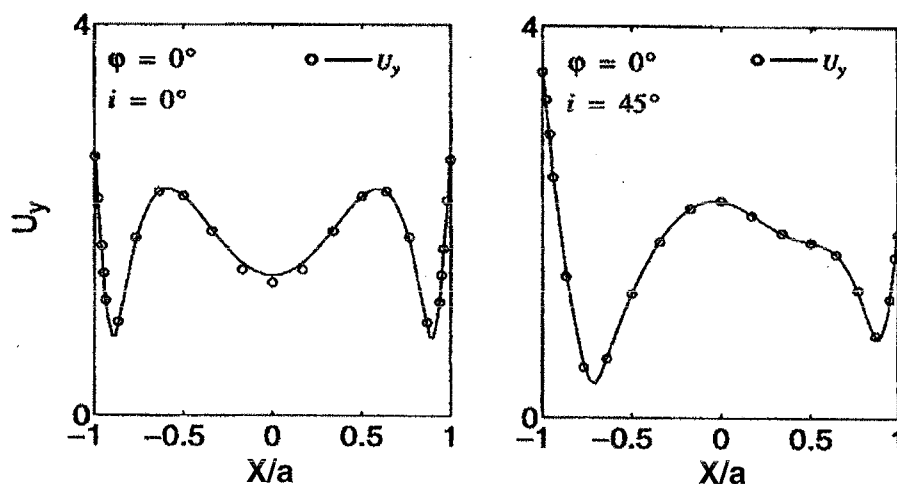


Figura IX.4. Factores de amplificación registrados en un cañón semicircular de radio a , Zhang (1998), según el modelo de la figura IX.3, bajo la incidencia de ondas SH con amplitud unidad. La frecuencia adimensional es 1.

En este mismo trabajo se comprueban los resultados obtenidos por Luco *et al.* (1990) en la estimación del efecto local para el caso de ondas incidentes SV y P, así como, el realizado por Wong (1982) mediante un procedimiento basado en un método inverso generalizado (figuras IX.5, IX.6).

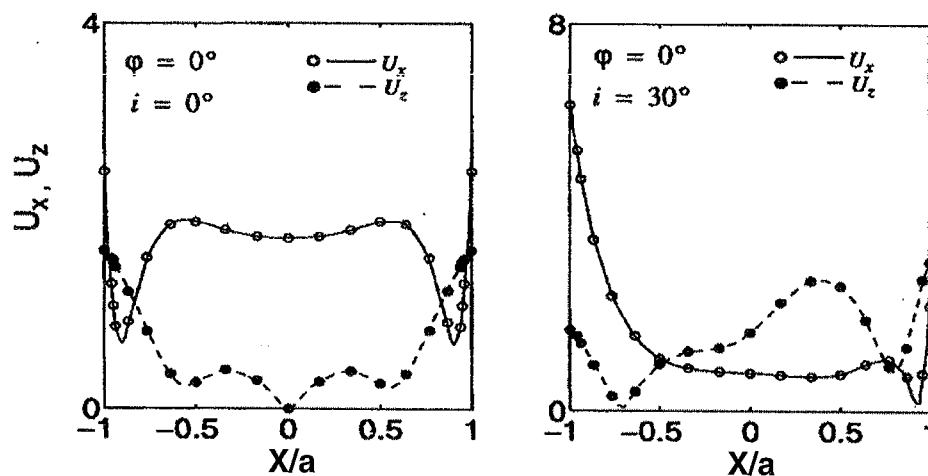


Figura IX.5. Amplitudes registradas en un cañón semicircular de radio a , Zhang (1998), según el modelo de la figura IX.3, bajo la incidencia de ondas SV de amplitud unidad. La frecuencia adimensional es 1.

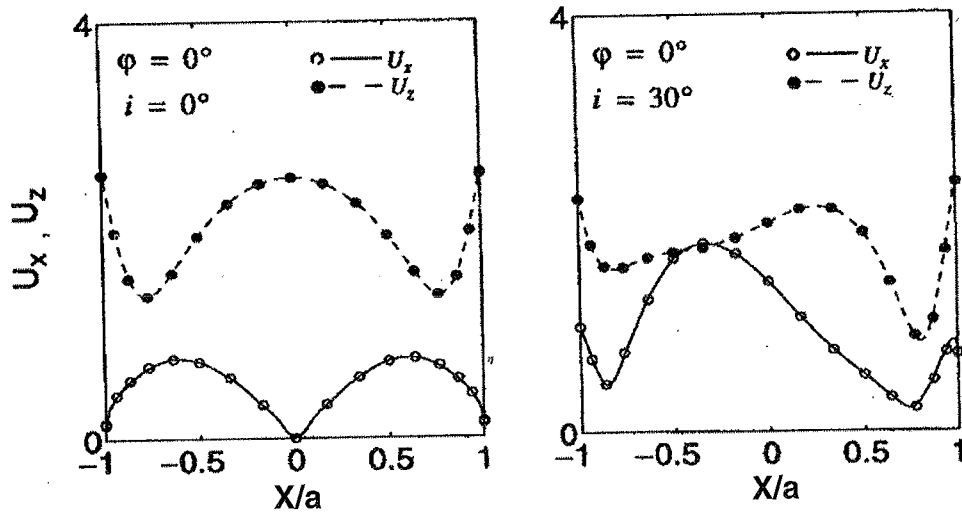


Figura IX.6. Amplitudes registradas en un cañón semicircular de radio a , Zhang (1998), según el modelo de la figura IX.3, bajo la incidencia de ondas P de amplitud unidad. La frecuencia adimensional es 1.

Algunos de los rasgos más sobresalientes resaltados a la luz de las estimaciones obtenidas se resumen en:

- La amplificación de las amplitudes es menor que dos veces las amplitudes en la superficie libre sin topografía.
- Las amplitudes en la vertiente sobre la que incide el movimiento ondulatorio pueden llegar a ser inferiores a las registradas en la vertiente opuesta. Este fenómeno puede ser debido a conversiones de las ondas originales. En el caso de las ondas SV, este efecto es más importante.

En cuanto a los resultados del efecto de la incidencia de ondas Rayleigh, las amplitudes en algunos casos son prácticamente el doble de las incidentes en el contorno del cañón. Además se observa un efecto escudo muy pronunciado, ver figura IX.7.

Otras muchas geometrías 2-D y 3-D (cañones triangulares, montañas triangulares y semielípticas), han servido para inferir funciones de transferencia referentes a la topografía. En algunos casos estos resultados han ayudado a validar métodos posteriormente desarrollados.

La representación de las amplitudes totales sobre el contorno de la irregularidad se suele realizar en el dominio de la frecuencia, o bien en el dominio del tiempo. En Luzón *et al.* (1997) se

realiza, entre otros estudios, la estimación de los desplazamientos generados sobre una montaña en tres dimensiones, ver figura IX.8, debido a la incidencia de ondas P y S.

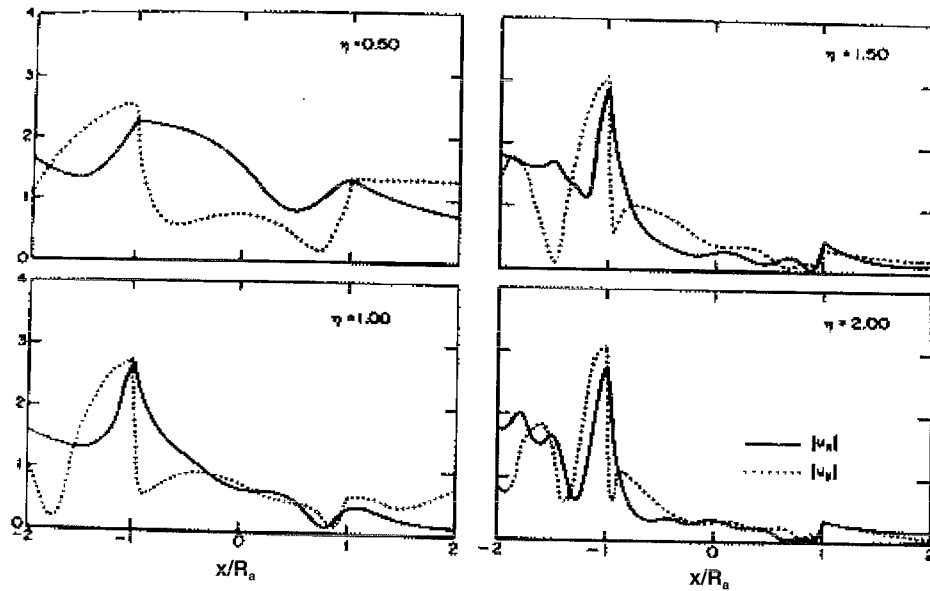


Figura IX.7. Patrón de amplificación de la incidencia de las ondas Rayleigh sobre un cañón semicircular, Wong (1982).

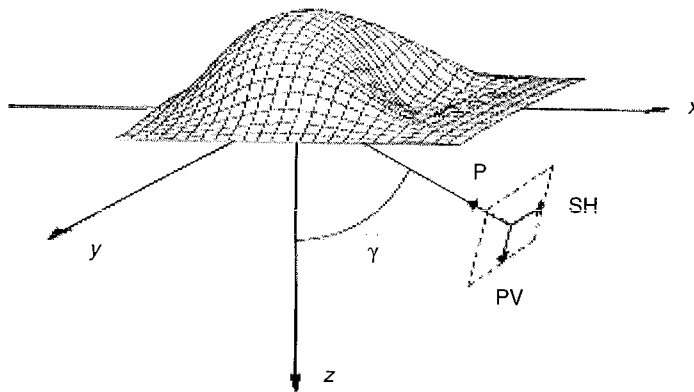


Figura IX.8. Perspectiva de la montaña 3-D aplicada al estudio del efecto de la topografía en Luzón et al. (1997). Las ondas P y S inciden con ángulo de incidencia respecto de la vertical γ un azimuth $\phi = \pi$.

En el análisis de los sismogramas sintéticos obtenidos en este trabajo, para distintos emplazamientos, en planos ortogonales entre sí correspondientes al plano de incidencia (x, z) y al normal a éste (ver figura IX.8) se observa una emisión de ondas Rayleigh generadas en la irregularidad. Ésta es debida a la incidencia de ondas P y SV, que se propagan con mayor energía en el plano perpendicular al de incidencia. La emisión de ondas generadas por conversiones de otras en la topografía es un fenómeno a tener en cuenta.

De los distintos estudios sobre modelos de topografía se infiere, por tanto, una gran variabilidad del efecto local en función de las distintas variables a las que se ha hecho referencia. Además, se observa que la presencia de la irregularidad topográfica afecta, no sólo al movimiento sobre la propia estructura, sino también a los alrededores de la misma. Para valorar los resultados obtenidos en los trabajos teóricos, se han realizado estudios en los que se comparan las estimaciones experimentales y teóricas correspondientes a distintas topografías del terreno. Desde el punto de vista cualitativo, las dos aproximaciones convergen en los rasgos más característicos del efecto. Sin embargo, a la hora de cuantificarlos surgen algunas discrepancias. En el trabajo presentado en Chávez-García *et al.* (1997) se realiza una comparación entre resultados teóricos y experimentales. Los métodos utilizados son: en el plano teórico, una técnica de inversión generalizada, y, en el plano experimental el método de las razones experimentales entre las componentes horizontales y la vertical (HVSR). En este trabajo se evita la necesidad de una estación de referencia, que pueda contaminar el análisis con otros factores ajenos al mismo. La irregularidad estudiada es una elevación moderada de aproximadamente 200 m sobre la cual se despliegan 10 sismógrafos en un perfil E-O. Entre las conclusiones cabe destacar las amplificaciones máximas estimadas por debajo de 10 para el estudio individual de sismos, y, por debajo de 4 en el caso del estudio promediado para los distintos sismos. Estos resultados son consistentes con los obtenidos teóricamente para el modelo utilizado. Los autores apoyan el método HVSR para este tipo de estudios. Además se destaca la independencia del efecto estimado con respecto al azimuth y a la distancia epicentral y la estimación de máxima amplificación cerca de la base de la elevación en vez de en la cima.

IX.1.2. Efecto de la geología superficial

La respuesta local, en la mayoría de las ocasiones, no se puede explicar a través de modelos 2D, basados en superficies con una geometría superficial determinada, sobre un medio homogéneo. Sobre los registros sísmicos influye de forma muy importante la estructura geológica local, en cuanto a su composición, geometría, propiedades dinámicas, etc. Los primeros estudios, donde se considera la composición y propiedades dinámicas de la geología local en el emplazamiento, apuntan hacia el fenómeno de la resonancia, como principal causa de la variabilidad del movimiento del suelo en función de los distintos emplazamientos. En estos últimos años, algunos métodos numéricos han resaltado la importancia que tiene la denominada topografía subsuperficial en valles o cuencas sedimentarias, por la posible generación de ondas superficiales locales que son atrapadas en las capas más superficiales del suelo. En algunos estudios asociados a grandes estructuras de este tipo, se han observado ciertos efectos inducidos por la difracción de estas ondas localmente generadas, como: una duración más larga del movimiento, fases generadas en el borde de la cuenca con amplitudes mayores que las de la onda S directa, etc. Para acometer el estudio del movimiento del suelo, considerando la influencia de su composición, se requiere en primer lugar, una caracterización del mismo en los distintos emplazamientos, en función de la información disponible. En el siguiente apartado se presentan algunas de las caracterizaciones más utilizadas en la literatura especializada.

IX.1.2.1. Caracterización local del suelo

A medida que se ha ido avanzando en el conocimiento geológico, geotécnico, geofísico, y, en el estudio del efecto de emplazamiento, las clasificaciones de los distintos tipos de suelo han evolucionado introduciendo nuevos parámetros cualitativos y cuantitativos. Las primeras clasificaciones, se establecieron en función de la composición y espesores de los estratos. Así en general se distinguen tres tipos de suelo: suelo duro o roca, suelo intermedio y suelo blando. Por ejemplo en Seed *et al.* (1976) se establece la clasificación:

- *Roca*: caracterizada por una velocidad de cizalla superior a 750 m/s.
- *Suelo medio*: compuesto por arcilla, arena o lava, de espesor aproximado de 45 m, yaciendo sobre roca similar a la anterior.
- *Depósito cohesional profundo*: de al menos 75 m de espesor sobre roca.

La relación sistemática entre amplificación local y geología subyacente queda reflejada en la clasificación reseñada en el trabajo de Aki (1988) que consiste en cuatro tipos de suelos: *granítico, formaciones mesozoicas, sedimentos en zonas de fallas y fuera de ellas*. En el trabajo de Su *et al.* (1992) donde se analiza el efecto local a través del estudio de la coda de microterremotos registrados por una red sísmica localizada en la región central de California, se establece una clasificación más detallada que la anterior debido a un mejor conocimiento de la geología del emplazamiento. En este trabajo se señala, de nuevo, la relación inversa entre amplificación local y edad geológica, que se ve afectada por el contenido frecuencial. En las condiciones en las que se desarrolla el trabajo se infiere que la razón de decrecimiento de la amplificación con el aumento de la edad geológica, en las frecuencias bajas es más rápida que en las altas (el análisis se realiza entre 1.5 y 12 Hz). Otro ejemplo es la descripción geotécnica del suelo utilizada por Ligorria y Atakan (1997), donde se realiza un estudio de estimación empírica de la respuesta local en la ciudad de Guatemala, ver tabla IX.1:

Tabla IX.1. Clasificación del tipo de suelo presentada en Ligorria y Atakan (1997)

Tipo de perfil	Descripción
S ₁	<i>Terciario volcánico</i> : fundamentalmente compuesto por roca cristalina de origen volcánico con una velocidad de cizalla superior a 750 m/s.
S ₂	<i>Cuaternario Purnice</i> : un perfil con depósitos consistentes profundos de pirocástos, en su mayoría compuestos de cenizas y purnice con profundidades que superan los 60 m.
S ₃	<i>Sedimentos de transición</i> : perfil sedimentario de 5 a 50 m de profundidad, conteniendo capas de arena con una consistencia de grado suave a intermedia, sobre depósitos de purnice o cenizas y grava gruesa, con o sin la intervención de capas de arcilla sin cohesión.
S ₄	<i>Depósito aluvial cuaternario</i> : un perfil caracterizado por una velocidad de cizalla inferior a 150 m/s, compuesto de depósito aluvial cuaternario con espesor de más de 15 m.

Sin embargo, en una misma unidad geológica se pueden observar variaciones en el efecto de emplazamiento. El comportamiento de distintos tipos de suelo no puede caracterizarse sólo por su composición o los espesores de los estratos. Se requieren otros parámetros de tipo geotécnico y geofísico que nos permitan conocer mejor el problema, como son: la velocidad de las ondas de compresión y de cizalla, el módulo de rigidez o de elasticidad transversal, el coeficiente de Poisson, la densidad, el amortiguamiento del medio, etc. La clasificación publicada en el estudio de Borcherdt (1994) es un buen ejemplo. En el trabajo se propone una caracterización de las condiciones locales del emplazamiento en función de: las propiedades físicas del material, espesor mínimo de los estratos y la velocidad media de las ondas de cizalla definida como:

$$v = 30 \text{ m/tiempo de llegada (s) de la onda S a una profundidad de 30 m}$$

La clasificación propuesta se describe en la tabla IX.2. Para la realización de la tabla se ha recopilado la información, existente en mapas o en perfiles locales en distintos emplazamientos, de las propiedades de los materiales más superficiales, la velocidad media y la amplificación del movimiento del suelo. El autor define las cuatro clases de suelo: *SC-I*, *SC-II*, *SC-III* y *SC-IV*, compatibles con otras clasificaciones existentes.

Tabla IX.2. Clasificación del suelo propuesta por Borcherdt (1994)

Tipo de suelo		Criterio de clasificación								
Nombre		Descripción general	Velocidad media de cizalla						Espesor	
			Mínima		Promedio		Máxima		Mínimo	
			ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft/s	m/s
SC-I		Roca firme y dura								
		Roca dura								
SC-Ia	A	(ejemplo: roca metamórfica con fracturas muy extendidas)	4600	1400	5200	1320				
		Roca firme a dura								
SC-Ib	B	(ejemplo: granito, roca ígnea, conglomerados, arenisca y esquistos con fracturas cercanas y más espaciadas entre sí)	2300	700	3500	1050	4600	1400		
		Suelos pedregosos y roca de blanda a dura								
SC-II	B	Roca blanda sedimentaria ígnea, areniscas y esquistos, gravilla, suelos con > 20% gravilla	1230	375	1800	540	2300	700	20	10
		Arcillas consistentes y suelos arenosos								
SC-III	C	(ejemplo: arenas de consistencia suave a densa, margas, y arcilla arenosa, y arcillas de consistencia suave a dura, y arcillas sedimentarias) (N>50 blows/ft)	660	200	950	290	1230	375	20	5
SC-IV	D	Suelos blandos	330	100	500	150	660	200		
		Suelos blandos no estudiados específicamente								
SC-IVa	D1	(relleno suelto sumergido, arcillas muy blandas (N<1 blows/ft) y arcillas sedimentarias de espesor <37 m)							19	3
		Suelos blandos específicamente estudiados								
SC-IVb	E	(suelos bajo licuefacción, arcillas altamente orgánicas, arcillas de un grado alto de plasticidad y suelos blandos con más de 37 m)							10	3

Cuanto mayor sea el conocimiento cuantitativo de parámetros característicos del suelo, más se ajustará el modelo de suelo a la realidad. En esta línea cada vez son más los métodos geotécnicos, geofísicos y de laboratorio desarrollados con estos fines. En los trabajos de Raptakis *et al.* (1996), Pitilakis *et al.* (1998) se presentan resultados obtenidos en un valle sedimentario cerca de la ciudad de Thessaloniki (Grecia) con algunos de estos métodos como son:

- Las técnicas geofísicas de refracción sísmica (SR) o inversión de las ondas superficiales (SWI).
- Los métodos de campo denominados *cross-hole* (CH), *down-hole* (DH) o el test *seismocone*.
- Los tests geotécnicos SPT, CPT.
- El método de laboratorio de la columna de resonancia (RC), etc.

IX.1.2.2. Algunos resultados sobre la cuantificación del efecto de la geología superficial

La obtención de las funciones de transferencia puede realizarse de forma empírica o numérica, basadas en una caracterización geológica y geométrica de la capa más superficial. Se persigue, fundamentalmente, obtener unos rangos de frecuencia donde se produzca la máxima amplificación o deamplificación, localizando así la denominada frecuencia predominante del suelo. Los trabajos de Ligorría y Atakan (1997) y Atakan (1997), son una muestra de estudio empírico de la respuesta local, donde se producen continuas referencias a otros estudios en esta línea de trabajo. En ellos, los autores presentan los resultados obtenidos sobre la cuantificación de la frecuencia predominante y la amplificación en distintos emplazamientos, dada la incidencia de movimientos débiles y fuertes, para regiones todas ellas localizadas en América Central. Algunas observaciones de tipo general recogidas en estos trabajos, corroboran conclusiones de otros autores [Lermo y Chávez-García (1993), Hartzell (1992), Atakan y Torres (1997), Beresnev *et al.* (1995)...]. Entre ellas cabe destacar:

- Las amplificaciones espectrales dependen de la frecuencia. En el caso de cuenca sedimentaria la frecuencia predominante está muy relacionada con la geometría de la misma y con las características de los depósitos sedimentarios.
- El comportamiento no lineal de las razones espectrales en sedimentos, se puede observar, bien mediante la comparación de las amplificaciones espectrales de sismos de diferentes tamaños, o bien a través de la respuesta del emplazamiento dependiente de la frecuencia y de las características de los sedimentos. En altas frecuencias, se ha observado que normalmente se producen deamplificaciones.

Sin embargo, todavía muchos de los resultados que se obtienen en este tipo de trabajo son locales. Por ejemplo, en el caso de los trabajos citados anteriormente, [Ligorría y Atakan (1997), Atakan (1997)], se observa:

- Salvo en condiciones especiales, en promedio los factores de amplificación espectral no exceden un factor seis.
- En cualquier diseño sísmico en la región, es aconsejable considerar un factor mínimo de amplificación de dos a tres.
- Las frecuencias predominantes varían en los distintos emplazamientos, dependiendo del tipo del suelo. Sin embargo, la mayoría de la amplificación ocurre en una banda de frecuencias de 1 a 8 Hz.

Por tanto, a pesar de los muchos esfuerzos que se han dedicado al estudio de las características del movimiento del suelo debido a la geología local, existen muchos temas sin resolver, como pueden ser: la extrapolación de los resultados a otros emplazamientos, la fiabilidad de las estimaciones realizadas con algunas técnicas, la aplicabilidad de modelos unidimensionales de propagación de ondas, o por el contrario la necesidad de utilizar modelos bidimensionales o de grado superior, etc. Para dar alguna respuesta a estos interrogantes, se han realizado experimentos en distintas áreas, seleccionadas específicamente como emplazamientos patrón para el estudio del efecto local. Un ejemplo, en esta línea de trabajo, es el proyecto EURO-SEISTEST [Jongmans *et al.* (1998), Riepl *et al.* (1998) y Dimitriu *et al.* (1998)], llevado a cabo en el valle de Volvi, cerca de la ciudad de Thessaloniki (Grecia), ver figura IX.9, dotado de instrumentos de alta resolución. Parte del proyecto se dedicó a un estudio geofísico y geotécnico de la cuenca, obteniéndose una exhaustiva información sobre la estructura superficial (composición y geometría) y de otras propiedades (velocidades de las ondas P y S, coeficientes de atenuación...). En el estudio se aplican técnicas empíricas (como la estimación de razones espectrales estándar y de razones entre las componentes horizontales y vertical, el método de Nakamura...), y técnicas analíticas (el método de la matriz de Thomson-Haskell, el método del coeficiente de reflectividad de Kennet...). Entre las conclusiones, se encuentran algunas directamente relacionadas con el campo de aplicación de las distintas técnicas, así como, aspectos más relacionados con el diseño de una función de transferencia. Cabe citar:

- Se encuentran importantes amplificaciones en el centro del valle. Hay cambios bruscos en la amplificación a través de las fallas que bordean al valle.
- La compleja estructura más superficial suaviza las curvas de amplificación de tal manera, que dificulta enormemente la determinación de modos específicos de resonancia.

- Las variaciones a lo largo de la dirección paralela al eje del valle son pequeñas. Por tanto una primera aproximación a la geometría de la cuenca, puede realizarse mediante un modelo bidimensional.
- En una buena cobertura azimutal, los valores medios de amplificación calculados para 10 sismos locales son tan representativos como los obtenidos para un número mayor de eventos locales.
- El uso de telesismos mejora la resolución en bajas frecuencias.
- Se encuentra una asimetría en las amplificaciones locales, a lo largo del perfil perpendicular al eje del valle. En el borde sur de la estructura, donde se encuentra una de las fallas principales, se estiman valores mayores en una banda de frecuencia de hasta 5 Hz.

Por tanto, con la contrastación de la fiabilidad de los resultados que van apareciendo en la literatura especializada, se pone de manifiesto que para avanzar en el conocimiento del efecto local, el desarrollo de técnicas aplicadas al estudio, el conocimiento integral de las condiciones locales de la capa superficial, el avance en la instrumentalización, etc., deben ir acompañados de un estudio profundo del fenómeno físico que subyace bajo el efecto.

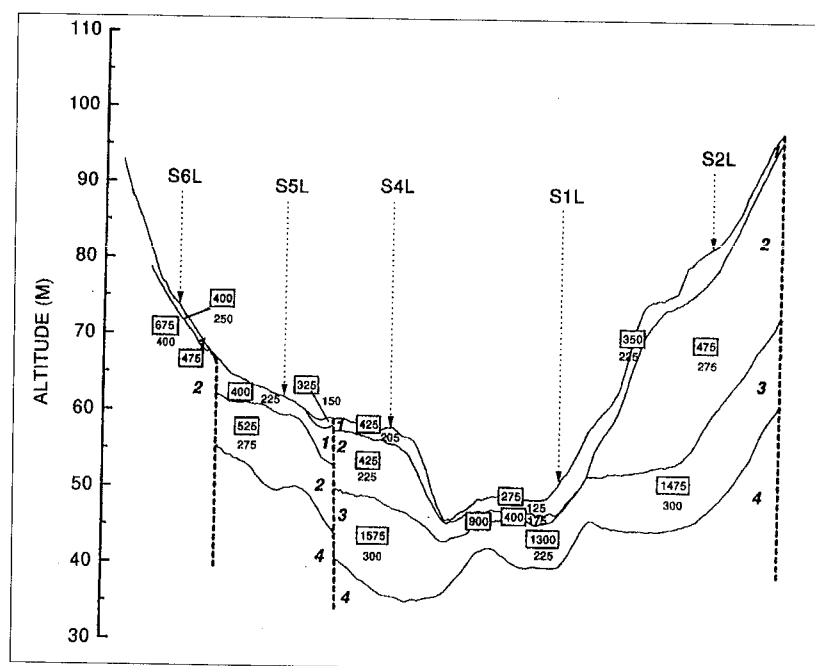


Figura IX.9 a. Perfil de la cuenca Volvi, determinado mediante prospección geofísica. Detalle de las tres capas más superficiales (1, 2, 3).

IX.2. Método de los elementos de contorno aplicado a la cuantificación del efecto de la topografía

185

cuales se conoce el efecto local bajo las mismas condiciones de la simulación. De esta forma se valida la utilización del método para posteriores contribuciones a la cuantificación del efecto local.

IX.2.1. Incidencia de las ondas sísmicas sobre la superficie libre

En la estimación numérica mediante el MEC, de los desplazamientos correspondientes a la incidencia de ondas sísmicas sobre la superficie libre de un espacio semi-infinito, en unas determinadas condiciones locales, se requiere, como se verá posteriormente, conocer el denominado campo libre, compuesto por la onda incidente y las reflexiones de la misma. En los siguientes apartados se formulan las expresiones de este campo en el caso de onda incidente P y SV.

Ondas P

Considérese la incidencia de una onda P de amplitud A_p con un ángulo de emergencia e , sobre la superficie libre del semiespacio $z \leq 0$ definido por las velocidades de las ondas longitudinales y transversales c_p y c_s respectivamente, así como por la densidad ρ , siendo el plano de incidencia xz (ver figura IX.10).

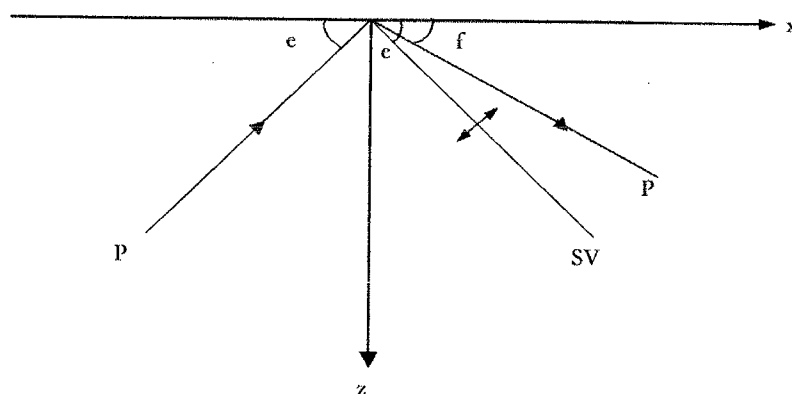


Figura IX.10. Incidencia de onda P con un ángulo de emergencia e sobre la superficie libre del espacio semi-infinito.

Sobre la superficie se produce, la reflexión de las mismas dando lugar, en general, a ondas P y SV reflejadas. Los desplazamientos denominados de campo libre, $\vec{u}^d$, son el resultado de la superposición de todos estos movimientos, esto es:

$$\vec{u}^d = \vec{u}^i + \vec{u}^r \quad (\text{IX.3})$$

donde $\vec{u}^i$ es el desplazamiento de la onda incidente y $\vec{u}^r$ el desplazamiento de las ondas reflejadas.

Las componentes del desplazamiento de campo libre según los ejes OX y OZ se expresan en función de las características dinámicas del medio y de los ángulos de emergencia y reflexión como:

$$\begin{aligned} u_x^{cl} &= (A_p \cos(e) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) + A_p' \cos(e) \exp\left(\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) - \\ &\quad - A_{SV}' \sin(f) \exp\left(\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_p} \cos(e)x\right) \exp(i\omega t) \\ u_z^{cl} &= (A_p \sin(e) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) + A_p' \sin(e) \exp\left(\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) - \\ &\quad - A_{SV}' \cos(f) \exp\left(\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_p} \cos(e)x\right) \exp(i\omega t) \end{aligned} \quad (IX.4)$$

donde ω es la frecuencia angular, A_p' la amplitud de la onda reflejada P, A_{SV}' la amplitud de la onda reflejada SV y la relación entre los ángulos es la denominada ley de Snell:

$$\frac{\cos(e)}{c_s} = \frac{\cos(f)}{c_s} \quad (IX.5)$$

Mediante el tensor de tensiones y conocidos los desplazamientos sobre la superficie libre, se obtiene el vector de tensiones sobre la superficie libre $\vec{t}^{cl}$:

$$\vec{t}^{cl} = (t_x^{cl}, t_z^{cl}) = T \vec{n} \quad (IX.6)$$

donde $\vec{n}$ es el vector normal a la superficie.

Ondas SV

De forma análoga, supóngase en las mismas condiciones, la incidencia de una onda SV de amplitud A_{SV} y ángulo de emergencia f sobre la superficie libre del semiespacio infinito, ver figura IX.11. De nuevo las amplitudes del campo libre sobre la superficie son debidas, en general, a la superposición de las ondas reflejadas SV y P con amplitudes A_{SV}' y A_p' , respectivamente, y la incidente. Las expresiones de las componentes del vector desplazamiento en campo libre en este caso son:

$$\begin{aligned}
u_x^{cl} &= (A_{SV} \sin(f) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) + A_p' \cos(e) \exp\left(\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) - \\
&\quad - A_{SV}' \sin(f) \exp\left(\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_p} \cos(e)x\right) \exp(i\omega t) \\
u_z^d &= (-A_{SV} \cos(f) \exp\left(-\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) - A_p' \sin(e) \exp\left(\frac{i\omega}{c_p} \sin(e)z\right) - \\
&\quad - A_{SV}' \cos(f) \exp\left(\frac{i\omega}{c_s} \sin(f)z\right) \exp\left(\frac{i\omega}{c_p} \cos(e)x\right) \exp(i\omega t)
\end{aligned} \tag{IX.7}$$

El vector de tensiones sobre la superficie libre se obtiene como se ha descrito en el apartado anterior.

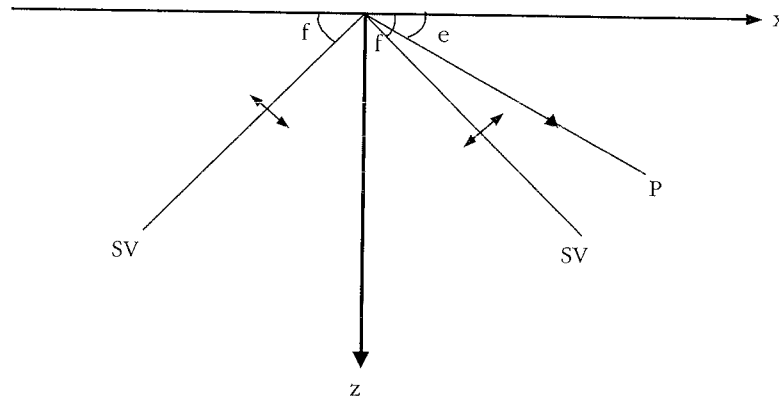


Figura IX.11. Incidencia de onda SV con un ángulo de emergencia f sobre la superficie libre del espacio semi-infinito.

IX.2.2. El método de los elementos de contorno

Las ecuaciones de campo que gobiernan el problema elasto-dinámico de la propagación de las ondas sísmicas desde la fuente hasta la superficie terrestre, se pueden representar, como muchos otros problemas de la ingeniería y la física, a través de una ecuación general, definida por un operador diferencial lineal A , de la forma:

$$Au = X \quad \text{en } D \tag{IX.8}$$

donde u y X son campos escalares o vectoriales definidos en un dominio D . Conocidas las condiciones de contorno sobre la frontera de D (∂D), el problema está completamente definido. Existen trabajos donde la resolución de la ecuación (IX.8) se ha realizado analíticamente. Sin embargo, el número de casos en los que es posible este procedimiento es muy limitado. En algunas situaciones la dificultad

radica en la compleja expresión del propio operador A , en otras, es la geometría la que complica la solución, incluso, las condiciones de contorno y las fuerzas externas (X) actuando sobre el dominio, pueden dificultar la misma. Cuando esto ocurre, el problema puede resolverse de manera aproximada, mediante la aplicación de algún método numérico. Para resolver de forma numérica la ecuación de gobierno (IX.8), se pueden tomar dos alternativas. La primera de ellas afecta directamente al operador de la ecuación, ya que éste se reemplaza por uno aproximado, al mismo tiempo que se produce una aproximación coherente en los operadores que definen las condiciones de contorno; el método de diferencias finitas forma parte de este tipo de resoluciones numéricas.

En otro enfoque del problema, al que pertenece el MEC y el método de elementos finitos (MEF), es la solución u del problema, la que es reemplazada por una solución, u^* , aproximada de la ecuación de gobierno. Esta nueva solución se expresa en términos de una base de funciones. La ecuación inicial de gobierno aplicada a u^* , se proyecta sobre un subespacio auxiliar de funciones, de manera que se obtiene una ecuación integral, dando lugar a un sistema de ecuaciones, donde aparecen: las funciones que conforman la base de funciones generadoras de u^* , las funciones auxiliares del subespacio de proyección y las variables naturales y esenciales del problema en cuestión. En la ecuación integral aparecen integrales sobre el dominio y su contorno.

En el MEC esta ecuación se simplifica definiendo un problema auxiliar que verifique tanto la ecuación de gobierno como las condiciones de contorno. La elección de este problema modifica la ecuación integral de tal manera, que las incógnitas vienen asociadas a integrales extendidas sobre el contorno del dominio. Esto lleva a una de las ventajas, anteriormente mencionadas del MEC frente a otros métodos; la reducción en una dimensión en la modelización del problema, ya que el método requiere modelizar sólo el contorno del dominio. Otra ventaja es que la precisión con que los valores de las incógnitas son calculados, tanto en el contorno como en el interior del dominio, es alta.

En el problema del efecto local, como un problema en superficie libre que es, se dan varias de las circunstancias que hacen del MEC un método adecuado para la resolución: la necesidad de trabajar con dimensiones infinitas y la reducción de la formulación del problema al contorno. El MEC permite resolver la ecuación integral representativa del problema elasto-dinámico de un medio sometido a unas determinadas fuerzas exteriores, una vez conocidas las propiedades de dicho medio, la estructura 2-D ó 3-D y las condiciones de contorno a las que está sometida la región de estudio. Las fases básicas de la aplicación del método son:

- Formulación integral de la ecuación de gobierno del problema.
- Representación y discretización del contorno de la región de estudio.
- Discretización de la ecuación integral básica.
- Planteamiento de las condiciones de contorno y propiedades dinámicas y geológicas de la región.
- Resolución numérica del problema.

A través de los teoremas de reciprocidad, el problema dinámico se formula mediante una ecuación integral donde se combinan, la variable esencial (los desplazamientos) y la variable natural (las tensiones), de dos estados: el correspondiente al problema en estudio y el denominado problema auxiliar. El MEC está basado en el segundo teorema de reciprocidad de Betti, donde las variables en juego son las fuerzas de volumen (X_i), las tensiones (t_i) y los desplazamientos (u_i) sobre el dominio (D) y su contorno (∂D), que son solución del problema definido por las variables auxiliares X_i^ψ , $T_i^{b\psi}$, ψ_i^b en la expresión:

$$\int_D X_i \psi_i d_v + \int_{\partial D} t_i^b \psi_i^b ds = \int_D X_i^\psi u_i d_v + \int_{\partial D} t_i^{b\psi} u_i^b ds \quad (\text{IX.9})$$

Si se toma como solución auxiliar la solución de la ecuación de Navier a la aplicación de una fuerza unitaria puntual (solución de Kelvin), se obtiene la identidad de Somigliana:

$$u_i(x) + \int_{\partial D} T_{ji}^\psi(x, y) u_j(y) ds(y) = \int_{\partial D} \psi_{ji}(x, y) t_j(y) ds(y) + \int_D X_j(z) \psi_{ji}(x, z) d_v(z) \quad (\text{IX.10})$$

$x, z \in D \text{ y } \in \partial D$

Los valores de los desplazamientos y las tensiones, además de obtenerse sobre el contorno, también se pueden calcular sobre el dominio. Una vez conocida la ecuación integral que representa el problema y la solución fundamental, el siguiente paso es la discretización de la misma y del contorno, ver figura IX.12:

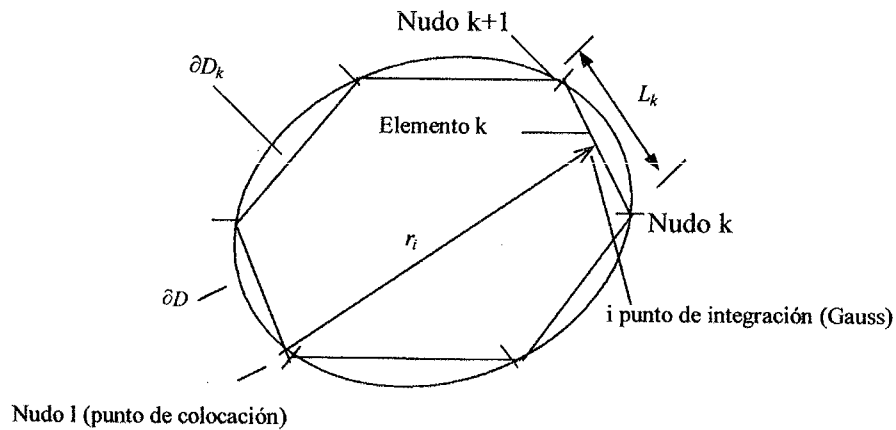


Figura IX.12. Representación de la integración a lo largo del contorno discretizado.

La ecuación discretizada adopta la expresión matricial:

$$\sum_{k=1}^K H_{ji}(l, k) u_i(k) = \sum_{k=1}^K G_{ji}(l, k) t_i(k) \quad (\text{IX.11})$$

donde calculadas las matrices H y G (los elementos de éstas se hallan numéricamente cuando el nudo de colocación no pertenece al elemento sobre el que se está integrando y analíticamente en caso contrario ($l=k$)), se obtienen los valores de los desplazamientos y de las tensiones en determinados puntos del contorno discretizado y en el interior, en función de la geometría de la región y de la discretización realizada sobre el contorno. En este trabajo el estudio se ha realizado mediante elementos de contorno constantes y en su formulación 2-D.

IX.2.3. Aplicación del MEC al efecto de la topografía superficial

La aplicación del MEC al estudio del efecto de las irregularidades topográficas de la superficie ha permitido obtener las amplitudes sobre la superficie libre, en el dominio de la frecuencia, debidos a la incidencia de ondas planas armónicas de la forma, $f(x,t) = Ae^{j\omega t}$. Los resultados han sido contrastados y validados con otros aparecidos en la literatura especializada: Wong (1982), Zhang *et al.* (1998). Según la formulación matricial obtenida (IX.11), la relación entre los desplazamientos ($\vec{u}$) y las tensiones ($\vec{t}$) correspondientes es:

$$G\vec{t} = H\vec{u} \quad (IX.12)$$

Los desplazamientos totales en la superficie libre ($\vec{u}^t$), son el resultado de la superposición de los desplazamientos en campo libre ($\vec{u}^{cl}$) y la difracción de los mismos ($\vec{u}^d$). Esto es:

$$\vec{u}^t = \vec{u}^{cl} + \vec{u}^d \quad (IX.13)$$

De forma análoga, la tensión total en la superficie ($\vec{t}^t$) es debida a la superposición de la tensión de la onda en campo libre ($\vec{t}^{cl}$) y la difractada ($\vec{t}^d$):

$$\vec{t}^t = \vec{t}^{cl} + \vec{t}^d \quad (IX.14)$$

La tensión generada por la onda difractada sobre la superficie libre se obtiene a partir de las condiciones de contorno en esta superficie, es decir:

$$\vec{t}^t = \vec{0} \Rightarrow \vec{t}^d = -\vec{t}^{cl} \quad (IX.15)$$

por tanto, conocidas las tensiones correspondientes al campo libre, el campo difractado es según (IX.12):

$$H\vec{u}^d = G\vec{t}^d = G(-\vec{t}^{cl}) \quad (IX.16)$$

Para calcular la tensión de la onda difractada, primero se hallan los desplazamientos en campo libre de la onda incidente y reflejada sobre la irregularidad de la superficie, a partir de las ecuaciones correspondientes [(IX.4), (IX.7)], considerando la misma variación en la dirección x para

los desplazamientos. Posteriormente, y según la expresión (IX.15), se obtienen las tensiones en campo libre, que son iguales y de signo contrario a las tensiones del campo difractado. Al aplicar el MEC a la tensión del campo difractado, según la formulación anterior (IX.16), se obtienen los desplazamientos de Fourier correspondientes a una determinada frecuencia, debidos a la difracción de la onda incidente y reflejada sobre la irregularidad. El desplazamiento total será la suma de los desplazamientos en campo libre más los obtenidos del campo difractado. Las amplitudes de Fourier de las componentes de los desplazamientos totales son:

$$|u_x^t| = \sqrt{(\text{Re}u_x^t)^2 + (\text{Im}u_x^t)^2} \quad (\text{IX.17})$$

$$|u_z^t| = \sqrt{(\text{Re}u_z^t)^2 + (\text{Im}u_z^t)^2}$$

Donde $\text{Re}u_i^t$ y $\text{Im}u_i^t$ son las partes reales e imaginarias, respectivamente, de las componentes de los desplazamientos totales.

Para ilustrar la aplicación del MEC a la cuantificación del efecto local, se presentan algunos de los resultados del estudio de la difracción de ondas incidentes sobre irregularidades topográficas del terreno, como es el caso de la incidencia de ondas P y SV sobre un cañón semicircular 2D, ver figura IX.2. En este tipo de estudios, las amplitudes se suelen calcular en función de la frecuencia adimensional definida en la expresión (IX.1). Una de las mallas de elementos de contorno utilizadas para obtener los resultados se muestra en la figura IX.13, donde se observa el reducido número de elementos necesarios para obtener buenos resultados.

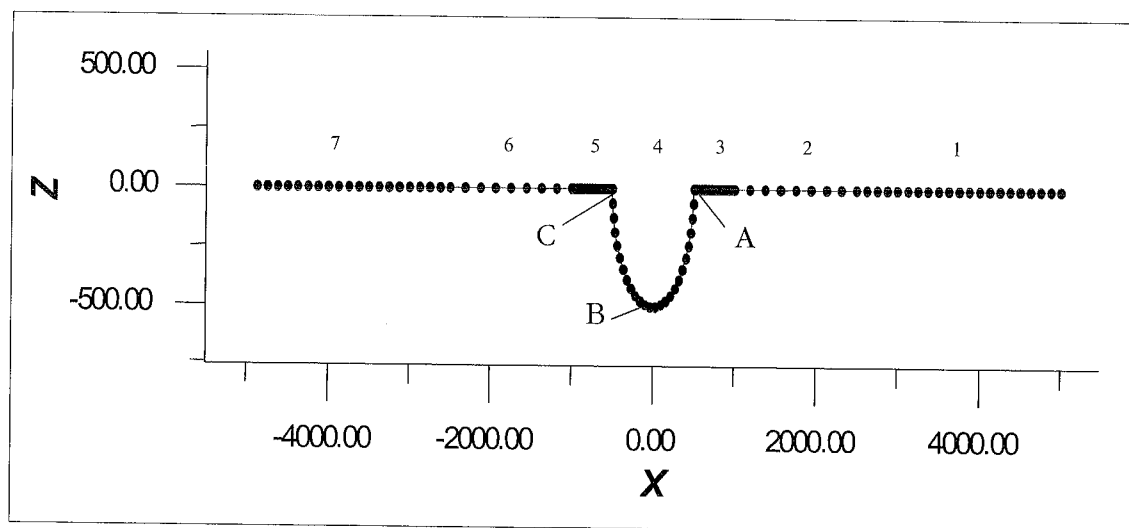


Figura IX.13. Ilustración de uno de los discretizados del contorno realizado. Consiste en siete tramos con un número total de 113 nudos, que coincide con el número de elementos (la aproximación utilizada es la discretización en elementos constantes). Las coordenadas de los nudos A, B, C son respectivamente: (515.62, 0), (-515.62, -495.07), (-1000, 0).

En las figuras IX.14 y IX.15 se observan los resultados obtenidos en el caso de incidencia de una onda SV y P para distintos ángulos de emergencia e , con un plano de incidencia coincidente con el plano xz, sobre un cañón de radio $a = 500$ m y en el caso en que $\eta = 1$. La amplitud de las ondas incidentes es $A_p = A_{sv} = 1$. Las características del medio son: amortiguamiento del medio ($\zeta = 1\%$), módulo de Poisson ($\nu = 1/3$), densidad ($\rho = 2800$ Kg/m³) y módulo de elasticidad transversal ($G = 3.63 \cdot 10^{10}$ N/m²).

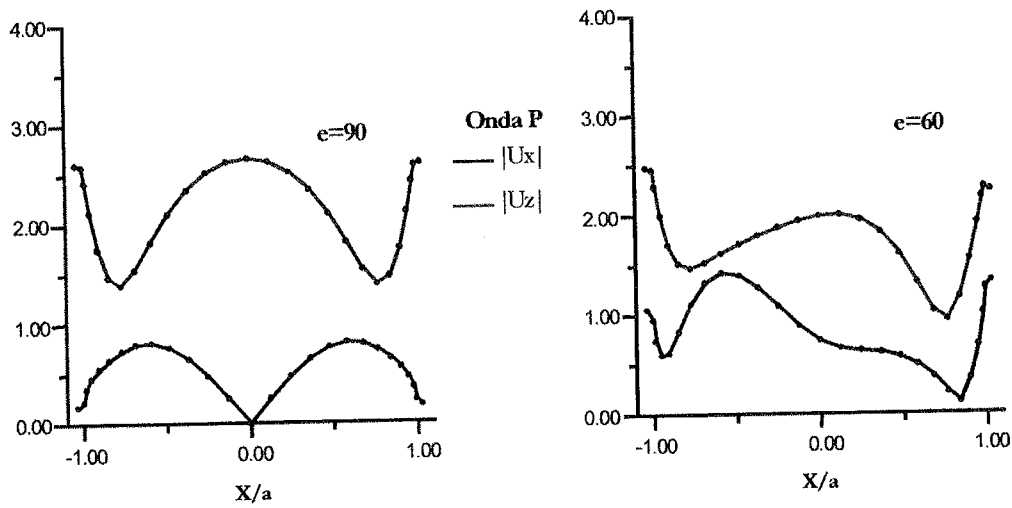


Figura IX.14. Amplitudes totales debidas a la incidencia de una onda P sobre un cañón semicircular bajo las condiciones descritas en el párrafo anterior.

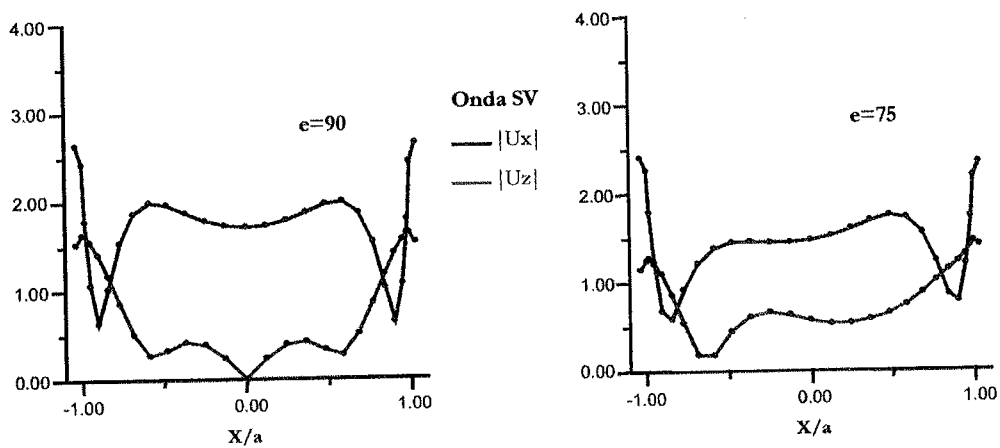


Figura IX.15. Amplitudes totales debidas a la incidencia de una onda SV sobre un cañón semicircular bajo las condiciones descritas en el párrafo anterior.

En las figuras IX.16, IX.17, se representan los desplazamientos calculados en los bordes y el fondo del cañón (nudos A, B, C, ver figura IX.13), para distintos ángulos de emergencia.

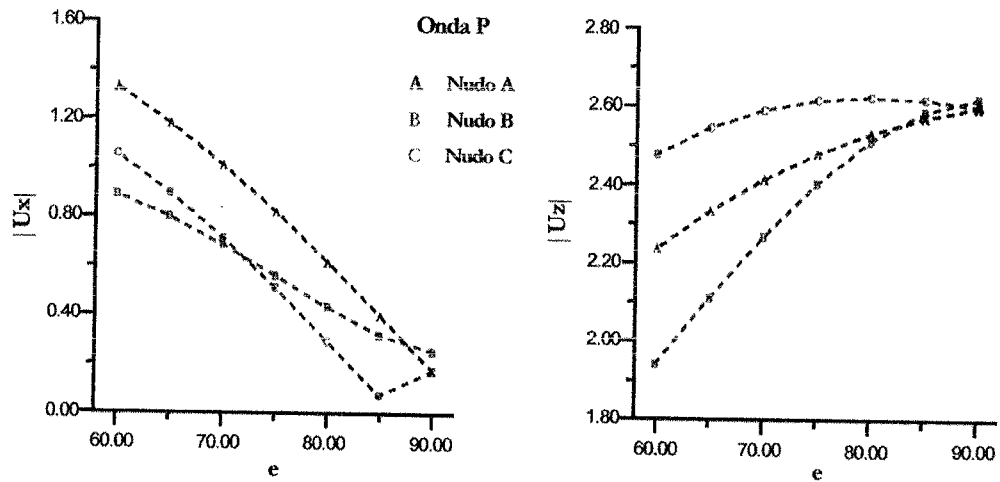


Figura IX.16. Desplazamientos $|U_x|$ y $|U_z|$ hallados en los nudos A, B y C del contorno del cañón semicircular (figura IX.13) debidos a la incidencia de la onda P bajo distintos ángulos de emergencia (e), en las condiciones descritas.

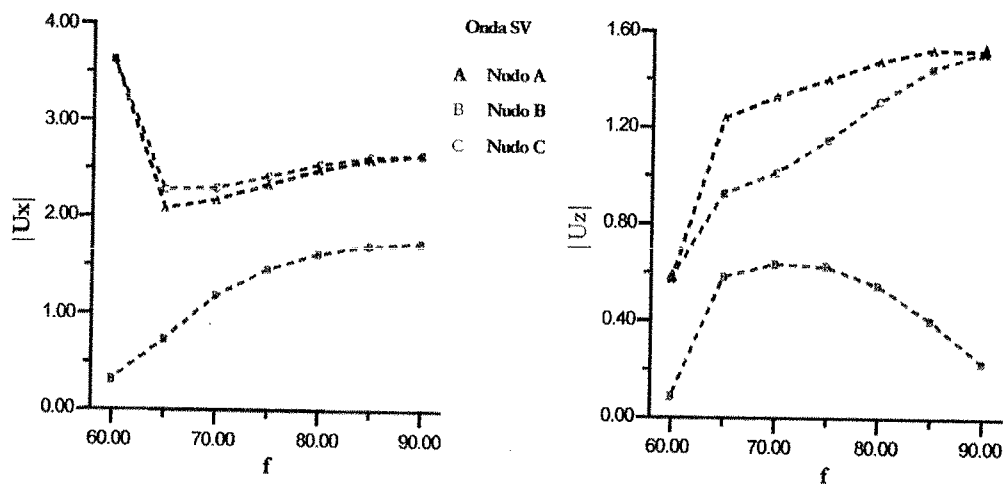


Figura IX.17. Desplazamientos $|U_x|$ y $|U_z|$ hallados en los nudos A, B y C del contorno del cañón semicircular (figura IX.13) debidos a la incidencia de la onda SV bajo distintos ángulos de emergencia (f), en las condiciones descritas.

Con los resultados obtenidos, se comprueba que el MEC ofrece la posibilidad de cuantificar las amplitudes sobre la superficie libre debidas a la difracción de las ondas incidentes, para distintos

modelos que representen irregularidades topográficas significativas. Además, el estudio permite analizar este aspecto del efecto local en función de las distintas características de la radiación incidente.

Frente a otros métodos numéricos, el MEC presenta una reducción en la dimensión del problema que supone una mayor agilidad a la hora de la computación obteniendo un alto grado de precisión. Además, respecto de las soluciones, éstas cumplen las condiciones en el infinito.

Una extensión inmediata al estudio del efecto local en medios estratificados bajo irregularidades topográficas, es la combinación del método de los elementos de contorno con el método teórico denominado Thomson-Haskell. Mediante éste último se puede obtener la matriz de transferencia que nos proporciona los coeficientes de reflexión y refracción de las ondas sísmicas incidentes en un medio estratificado, compuesto por capas planas homogéneas.

Como bibliografía específica de este apartado se recomiendan algunas referencias directamente relacionadas con el MEC como son: Domínguez (1978), Alarcón *et al.* (1979), Alarcón y Reyer (1983), Brebbia (1978 y 1981), París y Cañas (1997).

**X. Análisis de datos de daño.
Selección de parámetros
de daño potencial**

X. Análisis de datos de daño. Selección de parámetros de daño potencial

Otro de los objetivos del presente trabajo, relacionado con la caracterización sísmica de un emplazamiento, se ha ocupado de la cuantificación y predicción del daño debido a acciones sísmicas en estructuras de diferente tipología.

Los estudios realizados tratan de definir las distribuciones de daños observados en todo el área afectada y de cómo estos daños se correlacionan con valores del movimiento y con la medida de la destructividad del terremoto.

Esto requiere la selección y estimación de parámetros indicativos de la energía del movimiento susceptible de dañar a las estructuras, que serán por tanto considerados parámetros de daño potencial.

El interés de la determinación de estos parámetros se centra en el diseño antisísmico de estructuras, ya que pueden sustituir o ser complementarios con las amplitudes pico PGA y PGV, aportando información más completa que incluya el contenido frecuencial.

Por otra parte, la recopilación de datos de daño se ha centrado en tres casos de terremotos bien conocidos, en los que de alguna forma se ha podido tener acceso a esos datos:

- El terremoto de Irpinia de 1980, en el que se ha dispuesto de información directamente procedente de los levantamientos de daños llevados a cabo.
- El terremoto de El Salvador de 1986, en el que los datos de daño se han obtenido de la bibliografía.
- El terremoto de Mula (Murcia) de febrero de 1999, en el que los datos (procesados sólo preliminarmente) han sido recogidos directamente *in situ*, en las poblaciones más afectadas, por el equipo del proyecto.

Estos tres casos suponen distintas formas de aproximación al tratamiento de este tipo de datos, dada su distinta procedencia.

En los tres casos se dispone además, en el Banco de Datos de Movimiento Fuerte MFS, de los registros de aceleración existentes de cada terremoto, lo que facilita en principio, la posible correlación entre el daño ocurrido y el movimiento del suelo. Sin embargo, estos registros no siempre están obtenidos en los mismos emplazamientos o poblaciones en las que se tienen los datos de daño,

lo que supone un problema añadido de predicción del movimiento en dichos emplazamientos, para la obtención de las relaciones buscadas.

X.1. Parámetros del movimiento estimativos del daño potencial

Para poder relacionar el daño ocurrido con el movimiento del suelo, se han seleccionado en primer lugar parámetros que pueden considerarse característicos del movimiento y representativos del daño.

Tras una revisión de parámetros propuestos en la literatura especializada, se han seleccionado para este fin, la intensidad de Arias (IA), la velocidad absoluta acumulada (CAV), la duración efectiva (DE) y los valores pico PGA y PGV.

Seguidamente se incluyen las definiciones de la intensidad de Arias, la velocidad absoluta acumulada y la duración efectiva.

La *intensidad de Arias* es una medida de la capacidad de daño basada en la energía, por unidad de peso, del movimiento del suelo, disipada por una población de estructuras (sistemas lineales de un grado de libertad) cuyas frecuencias propias están uniformemente distribuidas en todo el rango de frecuencias (Arias, 1970).

Su expresión viene dada por:

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

siendo D la duración del registro. Este parámetro tiene carácter tensorial (nueve componentes) aunque en aplicaciones prácticas se utilizan valores escalares simplificados, como I_{xx} –intensidad en una dirección– o $I_h = I_{xx} + I_{yy}$ –intensidad horizontal–. La intensidad de Arias caracteriza de este modo la energía contenida en un registro.

La *velocidad absoluta acumulada (CAV)*, fue un parámetro propuesto por el EPRI (1988), como un criterio complementario para determinar la excedencia del terremoto base de operación (OBE) en centrales nucleares de EEUU. Básicamente, se define como el área bajo el acelerograma en valor absoluto y puede identificarse con el área bajo la curva de la aceleración frente a la duración del registro (ver figura X.1). De este modo el CAV contempla la contribución tanto de la amplitud como de la duración del movimiento.

Velocidad Absoluta Acumulada (CAV)

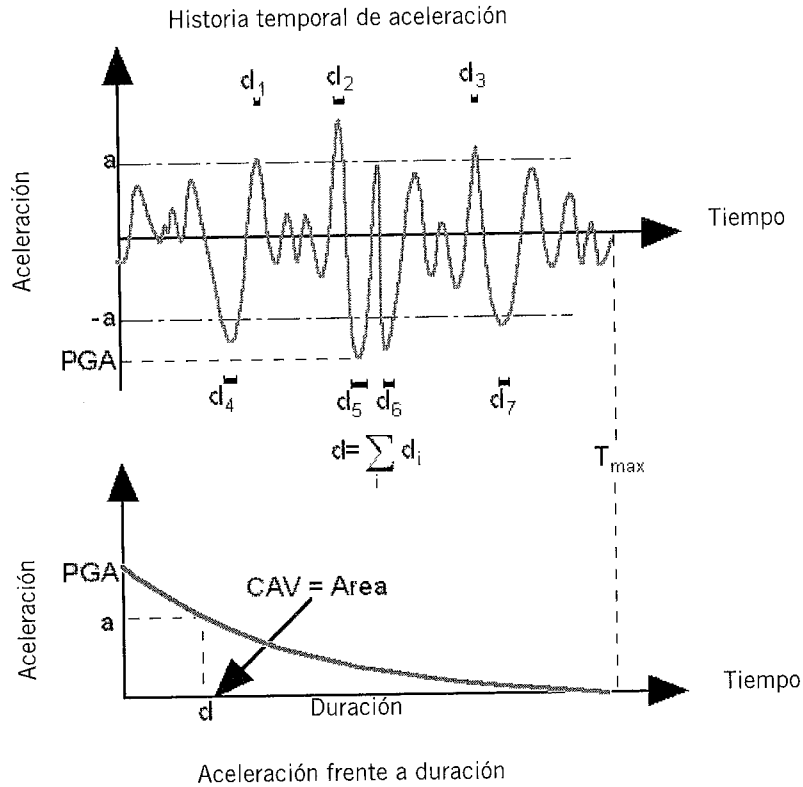


Figura X.1. Esquema de la interpretación física del CAV.

El parámetro fue redefinido (EPRI, 1991) y el cálculo se realiza como una suma discreta de integrales calculadas en ventanas de 1s de duración. Cada ventana contribuye a la suma, tan sólo si en ella existe algún pico que supera la cota de cálculo fijada:

$$CAV_{et} = \sum_i^n \int_{t_{i-1}}^{t_i} |a(t)| dt$$

siendo $a(t)$ valores de aceleración dentro de una ventana de tiempo de 1s, donde al menos un valor excede una determinada cota de aceleración prefijada ($0,025 \text{ g} \approx 25 \text{ cm/s}^2$ habitualmente). $i = 1, 2, \dots, n$; n es la duración del registro en segundos.

En el estudio realizado por el EPRI se concluía que el OBE había sido excedido si el espectro de respuesta del movimiento en el emplazamiento (amortiguamiento crítico 5%) en la banda entre 2 y 10 Hz, excedía el espectro de respuesta del OBE y si además el valor del CAV era mayor que un valor umbral de 0,16 g·s (obtenido a partir de los datos analizados).

Los parámetros de duración, con interés en ingeniería sísmica, tratan de medir la duración de la fase fuerte del movimiento. La definición de la *duración efectiva*, propuesta por Bommer y Martínez (1996), puede considerarse genéricamente una duración significativa, pero a diferencia de ésta el comienzo y final de la fase fuerte se miden con criterios absolutos (ver figura X.2).

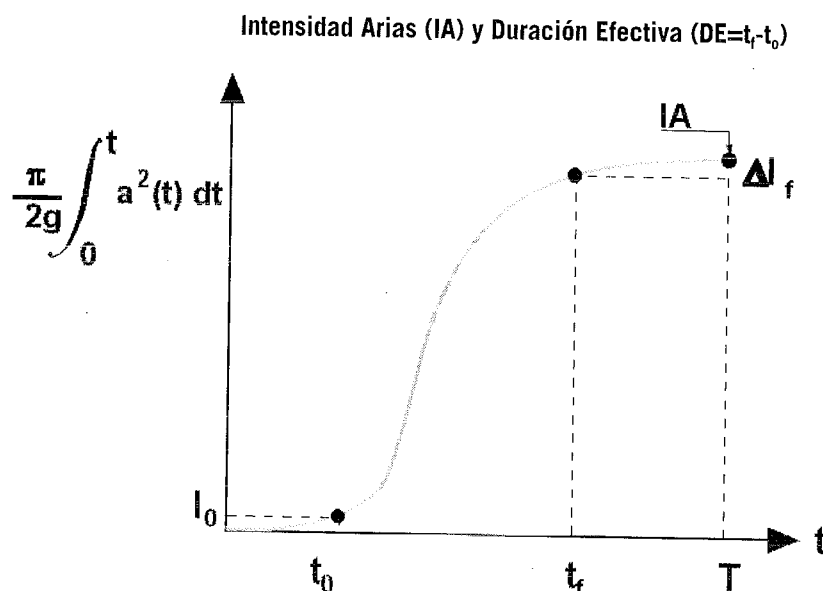


Figura X.2. Esquema de la interpretación física de la intensidad de Arias y de la duración efectiva.

Para ello, en el diagrama de Husid, en el que se representa la intensidad de Arias frente al tiempo, se toma el intervalo $t_0 - t_f$ como duración efectiva; siendo t_0 el tiempo para el cual esta intensidad alcanza un umbral de 0,01 m/s y t_f el tiempo para el cual la energía remanente del registro es 0,125 m/s. De esta manera se tiene una medida objetiva del intervalo de tiempo en el que se encuentra comprendida una cierta cantidad de energía.

X.2. El terremoto de Irpinia (Italia 1980)

El terremoto de Irpinia (23 de noviembre de 1980), tuvo una magnitud $M_S = 6.9$. Los estudios posteriores de su mecanismo (Giardini, 1993; Bernard *et al.*, 1993) dan una función temporal de la fuente compuesta por un evento principal y dos subeventos aproximadamente a 20 y 40 segundos del primero.

El evento principal, de momento sísmico escalar, $M_0 = 2.6 \times 10^{19}$ Nm, fue producido por un mecanismo de falla normal casi puro (dip-slip) con rumbo 305° - 330° y buzamiento 53° - 63° en dirección NE.

La profundidad del hipocentro se situó entre 8 y 13 km, y se observaron rupturas en superficie de aproximadamente 15 km (fallas Marzano y S. Gregorio) y 20 km (fallas Carpineta y Picenti).

X.2.1. Datos y distribuciones de daño

A partir de la inspección de daños inicial del GNDT (Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti), una primera evaluación de la intensidad macrosísmica, dio para la zona epicentral $I_0 = X$ (MSK), siendo reducida a $I_0 = VIII$ (MSK) tras una revisión posterior (Braga *et al.*, 1982, Braga *et al.*, 1986).

Los datos de daño han sido facilitados por el Servizio Sismico Nazionale de Italia (SSN). El conjunto de datos disponible se compone de un total de 32.537 observaciones de daños en edificios para usos de vivienda, localizados en 41 municipios dentro del área macrosísmica afectada.

Dichos datos están clasificados en ocho niveles de daño (desde D1 no dañado hasta D8 destrucción total) y 15 tipos de edificaciones diferentes. La tipología de edificio en esta clasificación es el resultado de la combinación del tipo de estructura vertical y horizontal.

En la tabla X.1 se indica el número de edificios distribuidos según el tipo de estructura vertical y horizontal, junto con la clase correspondiente a cada combinación (en negrita, del 1 al 15).

Tabla X.1. Tipos estructurales (Irpinia)

Estructura horizontal	Estructura vertical			
	Piedra	Sillar	Fábrica de ladrillo	Hormigón armado
Bóvedas	1 1540	5 617	9 17	—
Madera	2 8996	6 3322	10 137	—
Acero	3 5375	7 2584	11 535	—
H. Armado (1-3)	4 945	8 3555	12 819	13 3186
H. Armado (4-6)	—	—	—	14 869
H. Armado (>6)	—	—	—	15 40

Por municipios, el número de observaciones oscila entre 122 (Atrani) y 2.130 (S. Angelo). Un primer análisis de las frecuencias observadas en cada nivel de daño (1-8) y para cada tipo

de edificio (1-15), en cada uno de los municipios afectados, muestra la variedad de distribuciones de daño y también las diferencias de tipos constructivos existente entre unos municipios y otros.

El tipo 2 es el más numeroso con un total de 8.996 observaciones y es el único que está presente en la mayor parte de los municipios, observándose diferentes distribuciones de daño de unos a otros. Los tipos 8, 13 y 14 son prácticamente no vulnerables en todas las zonas donde existen, presentando sus distribuciones picos estrechos en el nivel inferior de daño.

Aunque la clasificación inicial dada (15 tipos y ocho niveles de daño) supone una clasificación de vulnerabilidad más fina, la muestra es también más heterogénea. Por ello se han agrupado los 15 tipos en clases de vulnerabilidad A, B, C y en cinco niveles de daño según la escala MSK. La agrupación realizada tanto para tipos de edificios, como para niveles de daño es una de las propuestas por Braga *et al.*, 1982, 1986 y está resumida en la tabla X.2.

Tabla X.2. Conversión de tipologías de edificios y niveles de daño

Tipos de edificios		Total	Niveles de daño	
GNDT	MSK		GNDT	MSK
T1,T2,T5,T6,T9,	A	14492	1	0
T3,T7	B	7959	2-3	1
T4,T8,T10,T11,T12,T13	C	9177	4-5	2
T14,T15	Posible D (no utilizados, escala EMS-92)	909	6	3
		7	4	
		8	5	

Con la nueva clasificación de los datos, se han obtenido las distribuciones condicionadas del daño para los tipos de edificios A, B, C, es decir la matriz de daños de cada uno de los municipios.

Como ejemplo, en la figura X.3 se muestran estas distribuciones (en % de edificios) para cuatro de las 41 poblaciones, para los cinco niveles de daño considerados.

El análisis de las distribuciones de daños de las zonas afectadas, indica en primer lugar una variabilidad geográfica del daño, no condicionada exclusivamente por la distancia al epicentro, sino que evidencia posibles efectos de amplificación local y de directividad. La distribución de daños promedio de las 41 poblaciones, (obtenida también con la clasificación MSK) se muestra en la

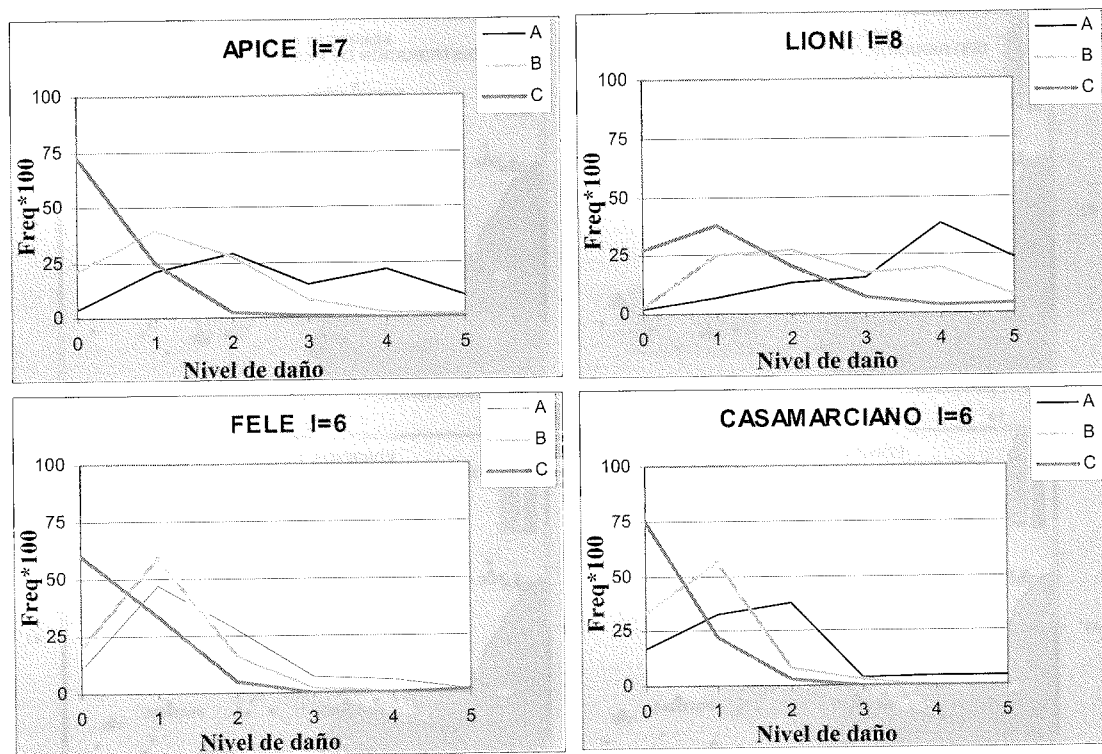


Figura X.3. Ejemplos de distribuciones de daño (en % de edificios) a partir de la clasificación de vulnerabilidades A, B y C; para 5 niveles de daño (escala MSK).

figura X.4, y da una idea del comportamiento medio de estas tres clases de vulnerabilidad. Puede observarse que la distribución media de daños para el tipo C es muy diferente de las correspondientes a A y B, apreciándose una notable disminución del daño de la clase A a la C.

Las frecuencias de estas distribuciones condicionadas se han representado también sobre un mapa de la zona para mostrar la extensión y distribución geográfica del daño. En la figura X.5 se muestran los mapas correspondientes a los niveles de daño acumulado $D \geq 3$ y $D \geq 4$, para cada uno de los tipos A, B, C.

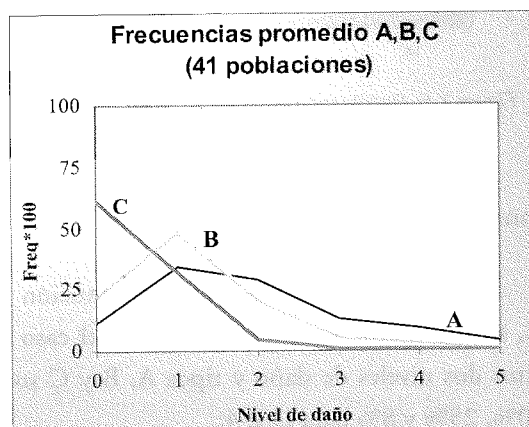


Figura X.4. Distribuciones de daño promedio (en % de edificios) para las 41 poblaciones estudiadas; para las clases A, B y C, en los 5 niveles de daño.

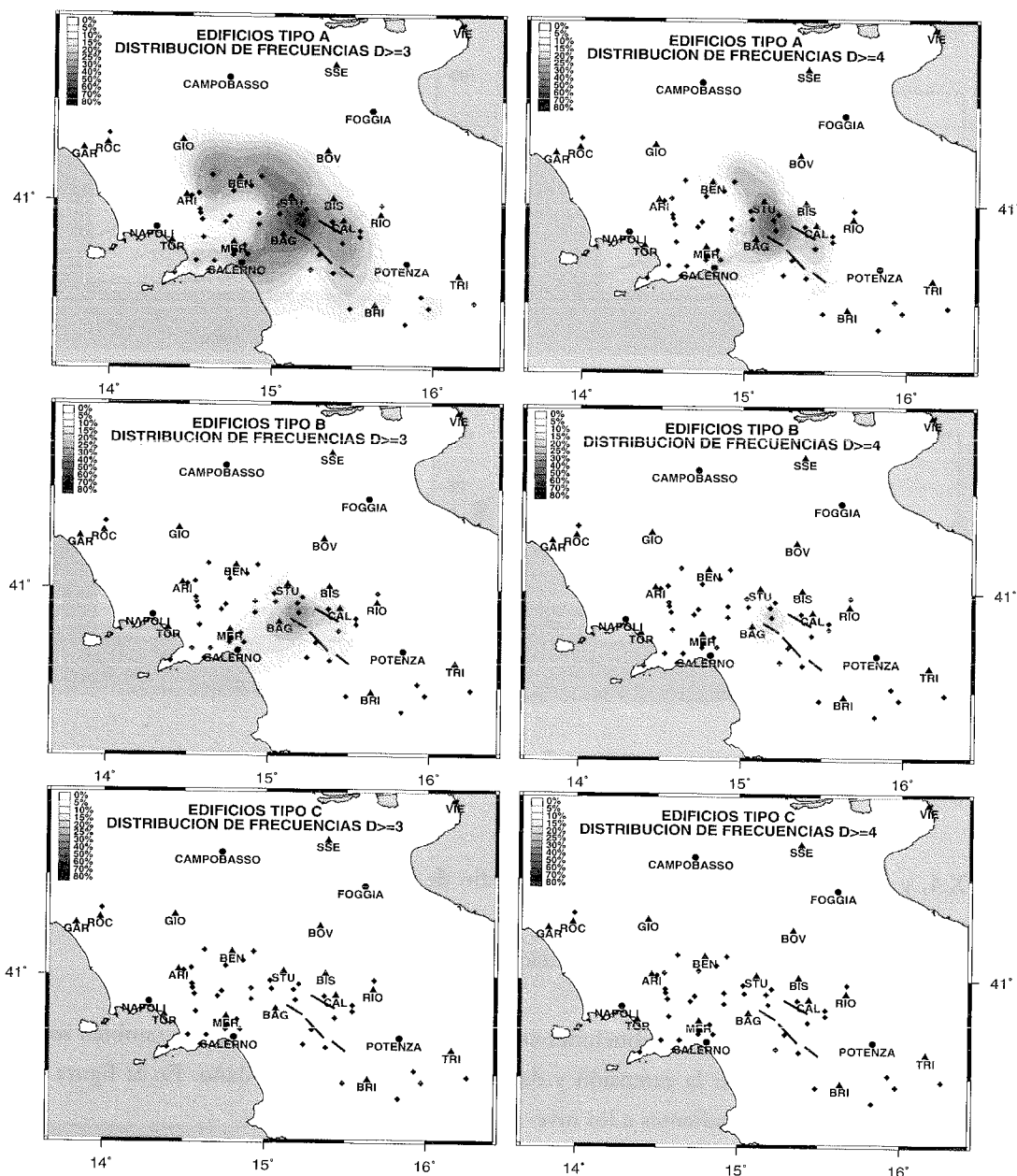


Figura X.5. Distribución geográfica del daño. Daño acumulado $D \geq 3$ y $D \geq 4$.

Puede observarse en ellos cómo la zona de máximo daño se sitúa en un núcleo en torno a la zona norte de las trazas de falla representadas.

De nuevo se destaca una disminución notable de zonas dañadas según se pasa del tipo A al C, siendo mayor esta disminución en el caso de $D \geq 4$. Las frecuencias máximas alcanzadas para estos dos niveles de daño y tipos A, B y C son respectivamente, 70%, 40% y 15% para $D \geq 3$ y 60%, 25% y 8% para $D \geq 4$.

X.2.2. Relaciones daño – movimiento del suelo

Aunque la calidad de los datos de daño puede considerarse muy notable, sin embargo, no existen datos de movimiento registrado en los municipios en los que se llevaron a cabo estas inspecciones de daños, sino tan sólo en algunos municipios próximos. Por ello se han utilizado los datos de movimiento fuerte correspondientes a 17 de las 19 estaciones acelerométricas del ENEA-ENEL, dotadas de instrumentos analógicos SMA-1, que registraron el terremoto.

Dado que en los municipios donde existen datos de daño no hay registros, ha sido necesario calcular previamente los valores de las variables del movimiento analizadas (PGA, PGV, IA y CAV) en dichas localizaciones. Para ello se utilizaron inicialmente leyes de atenuación, obtenidas por regresión (Sabetta y Pugliese, 1987) y en una segunda fase también se han calculado estos valores mediante un método de interpolación (método integral de mínima curvatura modificado; Smith y Wessel, 1990; Wessel y Smith, 1995). Las isolíneas resultado de estas interpolaciones se muestran en la figura X.6. En ella pueden observarse diferentes comportamientos de las variables consideradas, generalmente muy condicionadas por el máximo que se da en la estación STU.

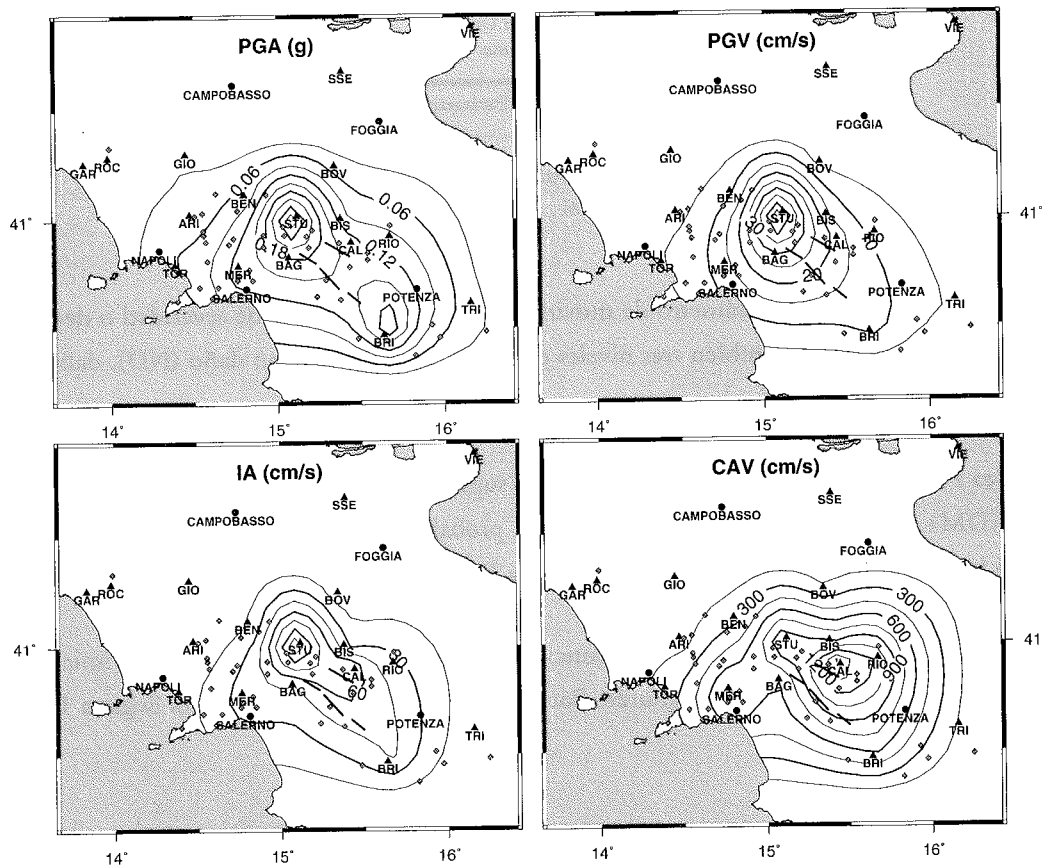


Figura X.6. Datos del movimiento del suelo. Datos interpolados PGA, PGV, IA y CAV.

Después de estimar los valores del movimiento en cada población, se ha pasado a construir para cada uno de los parámetros analizados, una función de evaluación de su comportamiento como indicador del daño, según el esquema de la figura X.7. Esta metodología, que ha sido utilizada anteriormente en estudios de sistemas de control antisísmico (Iwata *et al.*, 1992), se ha utilizado ahora para definir valores umbrales de los parámetros del movimiento a partir de los cuales comienza a ser significativo el daño en las estructuras. A continuación se presenta un resumen de esta metodología.

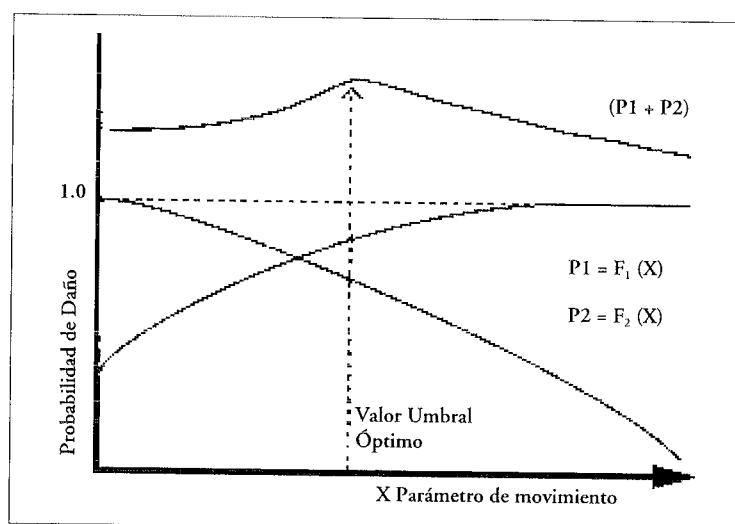


Figura X.7. Funciones de probabilidad de daño P_1 , P_2 y función de evaluación P_1+P_2 (de Iwata *et al.*, 1992).

Consideremos X un parámetro de movimiento posible indicador de severidad o destructividad sísmica. Consideremos también tres niveles de daño, daño ligero o no daño (ND), daño moderado (DM) y daño fuerte (DF).

Sea $P_1=F_1(X)$ la probabilidad de sufrir daño superior o igual al nivel de daño moderado fijado $P_1= P(\text{DM}+ \text{DF}) = P(D \geq \text{DM})$. Sea $P_2= F_2(X)$ la probabilidad de no sufrir daño o tan solo daño inferior o igual al nivel de daño moderado fijado $P_2= P(\text{ND}+ \text{DM}) = P(D \leq \text{DM})$.

Por su definición, P_1 ha de ser una función creciente con el parámetro de movimiento y ha de tender a 1 cuando X se hace muy grande. Por el contrario, P_2 debe crecer hasta llegar a 1 cuando X tiende a 0.

Dado que las dos funciones son monótonas ha de existir un valor crítico en el que las probabilidades P_1 y P_2 alcanzan simultáneamente el mayor valor, por lo que la función $F(X)= a P_1 + b P_2$ alcanza un máximo.

Los pesos a y b pueden variarse en función del grado de conservadurismo que se desea asumir ($a > b$ más riesgo; $a < b$ más conservador). En nuestro caso hemos tomado pesos similares ($a=b=1$).

La interpretación del máximo de esta función de evaluación, puede hacerse teniendo en cuenta que $P_1 + P_2 = 1 + DM$ indica el comportamiento del daño moderado elegido, es decir de la zona de intersección entre P_1 y P_2 . Así, antes de alcanzar el máximo, puede decirse que predomina el daño ligero o no daño y después de éste comenzará a predominar el daño fuerte. Por tanto, el máximo es un valor umbral que separa ambas zonas y que puede ser importante estimar para la toma de decisiones (como ocurre en control antisísmico) o bien para el conocimiento del orden de magnitud en el que se halla cada parámetro de movimiento analizado.

Para la aplicación de este método a los datos de daño, se ha tomado, para cada una de las clases de vulnerabilidad A, B, C, como nivel de no daño (o daño ligero, ND) los niveles $d0+d1$, como nivel de daño moderado (DM), el grado $d2$ y como nivel de daño fuerte (DF), los grados $d3+d4+d5$. De esta forma se tiene que $P_1 = F_1(X) = P(D \geq d2)$ y $P_2 = F_2(X) = P(D \leq d2)$.

Los resultados obtenidos respectivamente para los parámetros PGA, PGV, IA y CAV indican que puede distinguirse un comportamiento diferente de las estructuras A, B y C. En la figura X.8 se muestran las curvas construidas para uno de estos parámetros.

El análisis de los resultados para cada parámetro indica en general, un comportamiento oscilante y similar de las funciones P_1 y P_2 .

Las estructuras tipo A presentan un cruce entre P_1 y P_2 y un máximo en $P_1 + P_2$. Ello implica, según lo visto, que existe una separación entre zonas de dominio de P_1 y P_2 , es decir probabilidad de daño y de no daño y puede estimarse un valor umbral en cada uno de los parámetros. Para las estructuras tipo B, aunque puede apreciarse la tendencia convergente de ambas curvas, no parece existir un cruce entre ambas funciones de probabilidad para ninguno de los parámetros analizados. Esto quiere decir que la probabilidad de daño fuerte es siempre más pequeña que la probabilidad de daño ligero o no daño y por ello no se alcanza en ninguno de los parámetros, un umbral en el que comience a distinguirse un comportamiento predominante del daño. Para las estructuras tipo C, dado el poco daño fuerte registrado en estos edificios, la convergencia de ambas funciones es poco apreciable y el umbral indicando el cambio de tendencia esperado, con los datos que se tienen, parece estar lejos de alcanzarse.

Pueden estimarse los siguientes valores umbrales de inicio del daño fuerte, sólo para las estructuras tipo A, dados por los máximos de la función P_1+P_2 : aceleración máxima (PGA) $\cong 0.14$ g,

velocidad máxima (PGV) $\cong 15$ cm/s, intensidad de Arias (IA) $\cong 35$ cm/s y velocidad absoluta acumulada (CAV20) $\cong 725$ cm/s (este último valor parece ser extremadamente alto).

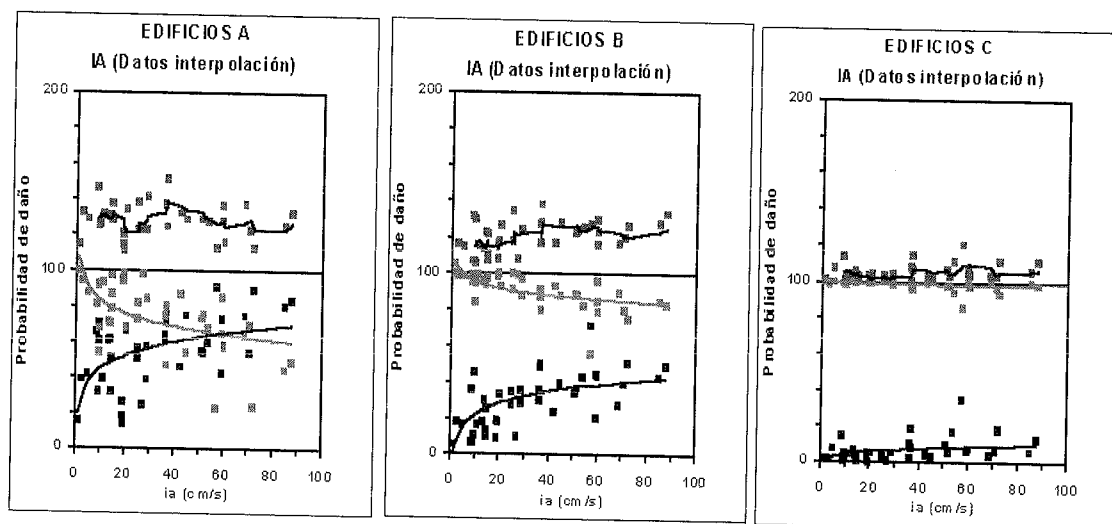


Figura X.8. Resultados de la función de evaluación para Intensidad Arias (IA). En cada gráfico se muestra P_1 y P_2 en la parte inferior y P_1+P_2 en la superior.

X.3. El terremoto de El Salvador (1986)

Este terremoto, ocurrido el 10 de octubre de 1986, fue un terremoto de cadena volcánica, cuyo epicentro fue localizado al sur de San Salvador con foco superficial, de profundidad menor que 8 km. Aunque la magnitud fue moderada, $M_s = 5.4$, el sismo se registró en la ciudad con una energía similar a la del sismo de subducción ocurrido en la costa de El Salvador el 19 de junio de 1982, con magnitud $M_s = 7.3$; algo que se comprueba comparando los diagramas de Intensidad de Arias de ambos sismos (Bommer *et al.*, 1997). Sin embargo este último tuvo una duración de algo más de 30 segundos y causó daños mucho menores que el primero, lo que resulta relevante en el contexto del presente trabajo.

El movimiento fuerte del sismo de 1986, fue registrado en seis estaciones acelerométricas distribuidas por la ciudad, comprendidas en un radio de 8 km alrededor del epicentro. Los registros no sobrepasaron los 5 segundos de duración en ninguna de ellas. A pesar de su moderada magnitud, se registraron altas aceleraciones pico, que oscilaron entre 0,32 y 0,72 g para la componente horizontal en las diferentes estaciones. La componente vertical llegó a ser importante en casi todos los registros, variando entre 0,15 y 0,46 g. Los acelerogramas registrados varían notablemente de una zona a otra de la ciudad, hecho que puede explicarse por la variedad de suelos dentro de la ciudad y la consiguiente influencia de las condiciones locales en el movimiento.

X.3.1. Datos de daño y asignación de vulnerabilidades

En lo que se refiere a respuesta de las estructuras, se ha revisado la documentación existente sobre los daños producidos por el citado terremoto en el área metropolitana de San Salvador; información que concierne fundamentalmente a edificios de hormigón armado.

Entre las principales fuentes de información cabe citar los trabajos de Anderson (1987), Lara (1987), Durkin y Hopkins (1987) y Sauter (1987).

Los datos bibliográficos examinados han permitido asignar clases de vulnerabilidad y niveles de daño a un total de 33 edificios de hormigón armado, a partir de las descripciones encontradas sobre su tipología, detalles constructivos y daños experimentados en elementos estructurales y no estructurales.

Estos edificios fueron construidos en diferentes épocas, algunos con cierto nivel de diseño sismorresistente. También conviene mencionar que parte de las construcciones habían sufrido daños en terremotos anteriores (como los de 1965 y 1982), lo que debe tenerse en cuenta en la asignación de vulnerabilidad. La relación de estos edificios se muestra en la tabla X.3.

Para la asignación de vulnerabilidad y niveles de daño se han seguido los criterios de la escala europea EMS-92. A diferencia de la escala MSK que incluye todas las estructuras de hormigón en una única clase C, sin tener en cuenta el diseño, esta nueva escala europea desglosa cuatro clases para estas estructuras: C, D, E y F. La tipología C se reserva para estructuras de hormigón sin diseño sismorresistente, mientras que las tres clases restantes corresponden a diseño antisísmico ligero, moderado y fuerte, respectivamente.

La asignación de vulnerabilidad se realiza por tanto, dependiendo del estado de la estructura y de su nivel de diseño sismorresistente. Así, para ciertas estructuras se establece la clase más verosímil de vulnerabilidad, el intervalo probable y el rango menos probable (casos excepcionales). Esto da cierta flexibilidad a la asignación, que se realiza no sólo atendiendo al diseño, sino también a la calidad de la ejecución y al estado actual de los edificios.

En cuanto a la asignación de daños en edificios se establecen cinco grados de daño, desde ligero a colapso total y éstos se asignan teniendo en cuenta la proporción de daño en elementos estructurales y no estructurales.

Después de un análisis minucioso de la información correspondiente a los 33 edificios que componen la muestra de observaciones, se han asociado a los mismos las clases de vulnerabilidad C y D, siguiendo los criterios especificados.

Tabla X.3. Relación de edificios analizados en el estudio

San Salvador 1986. Edificios estudiados					
N	Edificio	Tipo constructivo	Observaciones	Nº pisos	Piso daños
1	Sheraton H. Main	HA pórticos y pantallas de cortante	Daño estructural en planta baja. Dañado tb. 1965, 1982	7(+1)	1,2
1B	Sheraton H. Vip	HA pórticos	Sin daño estructural	6	
2	Edificio Panamericano	HA pórticos	Planta en L. Armaduras mal calculadas en columnas	4(+1)	2
3	Edificios Modelo-Regis Cond.	HA muros	Daños en escaleras exteriores de conexión	5-6	
4	Edificios Balam-Quitze Cond.	HA postensado y pretensado	Errores constructivos	3	
5	G.H. San Salvador	HA pórticos muros de mampostería	Dañado 1965	7	1,2
6	Seccs. Hospital Benjamín Bloom	HA pórticos	Efecto columna corta. Mala ejecución	3	
6B	Torre Hospital Benjamín Bloom	HA pórticos y pantallas de cortante		11	
7	Biblioteca Nacional		Efecto columna corta	?	
8	Ins. Tec. Ricaldone	HA	Efecto columna corta. Mala calidad diseño y ejecución	3	1
8B	Lab. Ins. Tec. Ricaldone	HA, tejado estruct. de acero	Efecto columna corta, mal diseño en dimensionado de vigas	2	1
9	Edif. C.C. Económicas		Planta ligera o diáfana. Mala ejecución (falta confinamiento de hormigón)	4	1
10	Aptos. S. Francisco (Pete's)	HA	Planta ligera o diáfana	4	
11	Gran Logia Cuzcatlán	HA	Planta ligera o diáfana, edificio de esquina	5	
12	Edificio Dueñas	HA pórticos, forjado aligerado placa plana	Edificio de esquina	5	
13	C.C. Rubén Darío	HA pórticos forjado aligerado placa plana	Forjados placa plana, planta en U (efectos torsionales), evidencias de martilleo	7,5	
14	Ministerio de Planificación	HA pórticos losa aligerada	Planta diáfana. Forjados placa plana	5	
15	Escuela El Bosco (edif. Prim.)		Mala ejecución. Falta de confinamiento de hormigón	2?	
16	Escuela Sec. Ext. S. José	HA pórticos	Forjados placa plana (planta cuadrada patio central)	3	1
17	Ministerio de Educación	HA		4	
18	Fac. de Medicina Univ. Nac.	HA pórticos	7 plantas 3 secciones	7	
19	Hospital Seguridad Social	HA pórticos	Tabiquería no separada de estructura	8	
19B	Secc. Hosp. Seguridad Social			3	
20	Hospital Rosales	Estructura prefabricada de acero		3,4?	
21	Edif. Dirección ANTEL	HA pórticos		8	
22	H. Camino Real	HA pórticos	Daño estructural pequeño. Dano no estructural moderado	8	
23	Embajada EE UU	HA pórticos losas aligeradas	Diseño 1963, código UBC, zona 4. Efecto columna corta. Planta en L.	5	3, 4, 5
24	Edificio El Roble	HA pórticos, núcleo rígido	Cristales rotos	11	
25	Escuela Sta. Catalina	HA pórticos, muros de mampostería	1ª planta sin daños aparentes	2	2
26	Hospital Psiquiatría ISSS	HA pórticos, muros de mampostería	Torre esbelta	8	
26B	Anexo Hospital Psiquiatría ISSS		Anexo de 3 plantas. Efecto columna corta. Mal dimensionado de columnas	3	
27	Fac. Odontología, Univ. Nac.	HA pórticos, muros de mampostería		?	
28	Edificio cercano Rubén Darío	HA		5	
29	Hotel Presidente	HA pórticos, pantallas de cortante		4	

La tabla X.4 recoge la clase asignada para cada edificio, así como el grado de daño más probable y la estación de registro del movimiento que se asocia, con los criterios que posteriormente se indican.

La mayor parte de las estructuras asignadas están dentro de la zona de mayores daños, incluida en la isosista de intensidad VIII, como puede verse en la figura X.9 que muestra el mapa de San Salvador con la localización de los edificios dañados (indicando la clase de vulnerabilidad y grado de daño) superpuesto al mapa de distribución de daños realizado previamente por Atakan y Torres (1993; 1997).

Tabla X.4. Asignación de clase de vulnerabilidad, daño probable y estación asociada

San Salvador 1986. Edificios Clase C			
N	Edificio	Daño probable	Estación asociada
2	Edificio Panamericano	3	IV U
3	Edificios Modelo-Regis Cond.	2	C IG
4	Edificios Balam-Quitze Cond.	1	H S H
5	G.H. San Salvador	4	C IG
6	Seccs. Hospital Benjamín Bloom	4	IV U
7	Biblioteca Nacional	3	C IG
8	Ins. Tec. Ricaldone	3	IV U
8B	Lab. Ins. Tec. Ricaldone	4	IV U
9	Edif. C.C. Económicas	4	IV U
10	Aptos. S. Francisco (Pete's)	4	IV U
11	Gran Logia Cuzcatlán	4	C IG
12	Edificio Dueñas	4	C IG
13	C.C. Rubén Darío	5	C IG
14	Ministerio de Planificación	5	C IG
15	Escuela El Bosco (Edificio Prim.)	2	C IG
16	Escuela Sec. Ext. S. José	3	H C R
17	Ministerio de Educación	3	C IG
19	Hospital Seguridad Social	2	H C R
19B	Secc. Hospital Seguridad Social	3	H C R
23	Embajada EE UU	4	IV U
25	Escuela Sta. Catalina	4	C IG
26B	Anexo Hospital Psiquiatría ISSS	3	C IG
27	Fac. Odontología, Univ. Nac.	3	IV U
28	Edificio cercano Rubén Darío	3	C IG
San Salvador 1986. Edificios Clase D			
N	Edificio	Daño probable	Estación asociada
1	Sheraton H. Main	2	H S H
1B	Sheraton H. Vip	1	H S H
6B	Torre Hospital Benjamín Bloom	1	IV U
18	Facultad de Medicina Universidad Nacional	1	IV U
20	Hospital Rosales	1	H C R
21	Edificio Dirección ANTEL	1	H C R
22	H. Camino Real	2	H C R
24	Edificio El Roble	1	H C R

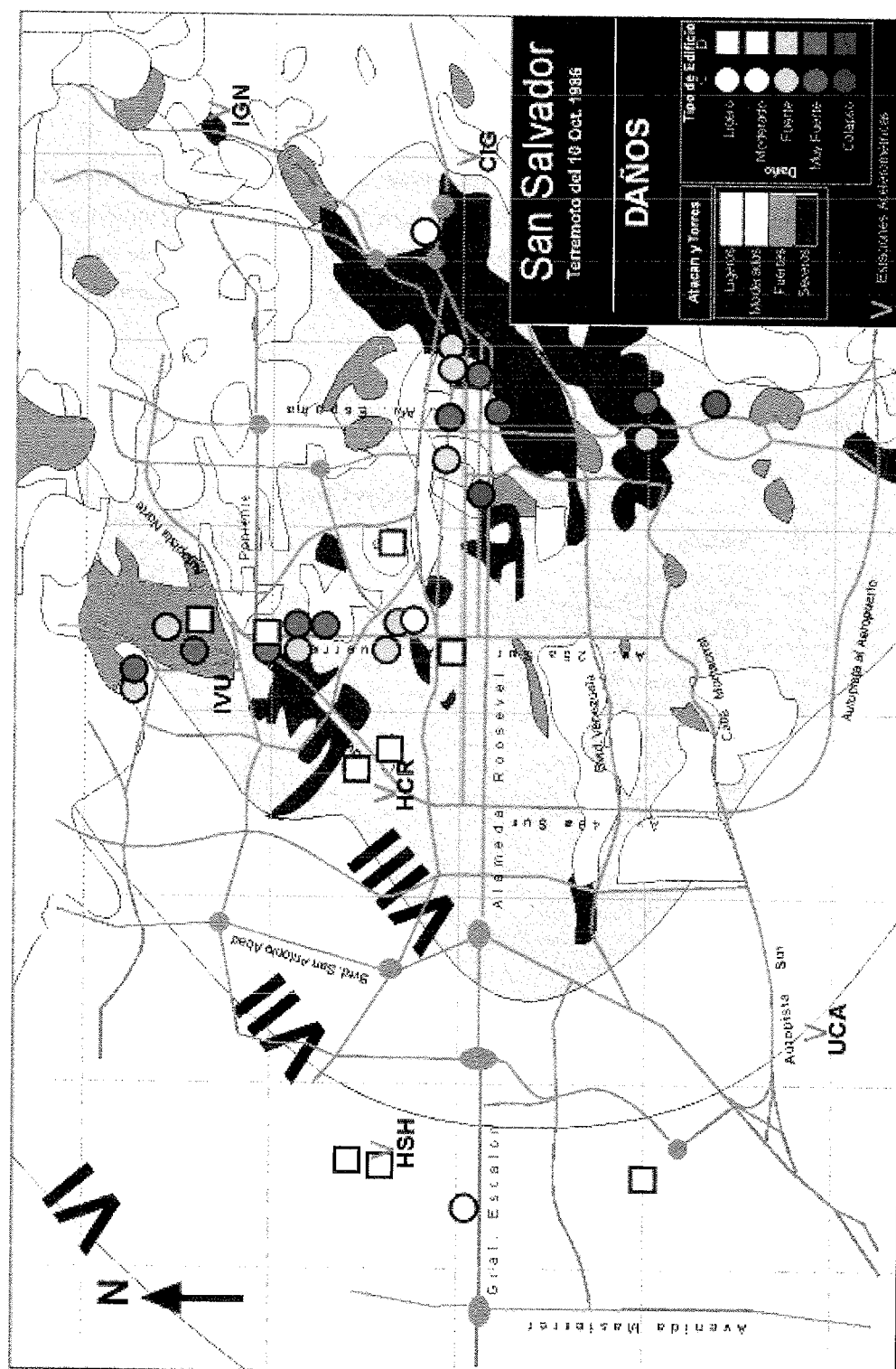


Figura X.9. Mapa indicando la posición, vulnerabilidad y grado de daño de los edificios analizados, superpuesto al mapa de daños de Atakán y Torres 1997.

X.3.2. Relaciones daño – movimiento del suelo

Un factor importante a tener en cuenta en estudios de correlación entre parámetros del suelo y daños es la necesidad de introducir registros obtenidos en idénticas condiciones geológicas y geomorfológicas que los emplazamientos de las estructuras cuyos daños se evalúan. Los datos instrumentales y macrosísmicos que se relacionan deben responder a las mismas condiciones locales, ya que de no ser así pueden despreciarse importantes efectos de amplificación, dificultando la explicación del daño observado.

Para realizar esta asignación, datos instrumentales-datos macrosísmicos, se ha tenido en cuenta el tipo de suelo sobre el que se asientan, tanto las estaciones de registro, como los edificios. Prácticamente todos los emplazamientos yacen sobre dos tipos de formación: arenas limosas y limos arenosos de origen volcánico, que son los depósitos más recientes conocidos como "tierra blanca" y "tobas color café". Sólo hay una estación, la del Hotel Sheraton, que se encuentra sobre lavas basálticas y está próxima a dos de los edificios estudiados. Teniendo en cuenta lo anterior, la asignación de registros a cada edificio se ha realizado siguiendo un criterio combinado de proximidad de la correspondiente estación y afinidad de suelo.

Por este motivo, los valores de los parámetros calculados proceden de cuatro registros, ya que tan solo ese número de estaciones se ha asociado a los emplazamientos del conjunto total de edificios. Esto hace que todas las observaciones de daño estén distribuidas en cuatro valores discretos del parámetro de movimiento, lo que en principio dificulta la obtención de buenas correlaciones.

El rango de valores podría aumentar disponiendo de más estaciones, o bien efectuando alguna extrapolación que permitiera asignar valores puntuales a los edificios. En nuestro caso, la distribución de estaciones en relación con la situación de las estructuras analizadas no permite realizar dicha extrapolación de forma fiable, por lo que se ha optado por mantener los valores extraídos directamente de los registros, aún con los inconvenientes citados.

Se ha procedido entonces a analizar correlaciones entre cada uno de los parámetros del movimiento estudiados y el grado de daño observado, tomando aquellos como variables independientes y el daño como variable dependiente, ya que es la que se trata de explicar en función del movimiento de entrada. Además, considerando que la duración es un parámetro complementario importante para explicar el daño observado, se han estimado correlaciones multilineales, combinando cada parámetro con la duración efectiva calculada.

Tras un primer estudio gráfico, se han buscado ajustes entre las variables por análisis de regresión.

En la figura X.10 se muestra la distribución de dos de los parámetros incluidos en el análisis –IA, CAV– frente al daño observado, distinguiendo en la representación las clases de vulnerabilidad

C y D a las que pertenecen las estructuras. El tamaño del símbolo en cada gráfico es relativo al número de observaciones, algo que es necesario considerar dado que éstas se agrupan en torno a un número discreto de valores del parámetro del movimiento. El análisis de los gráficos permite establecer ciertas matizaciones.

Un primer hecho destacable es que las estructuras de tipo D experimentan siempre menor daño para un mismo valor del parámetro que las de tipo C, algo que puede verse con las dos variables analizadas. Esto supone una constatación de que para la muestra estudiada, resulta adecuado separar las estructuras en dos clases de vulnerabilidad, además de la evidencia de que la clase D es menos vulnerable.

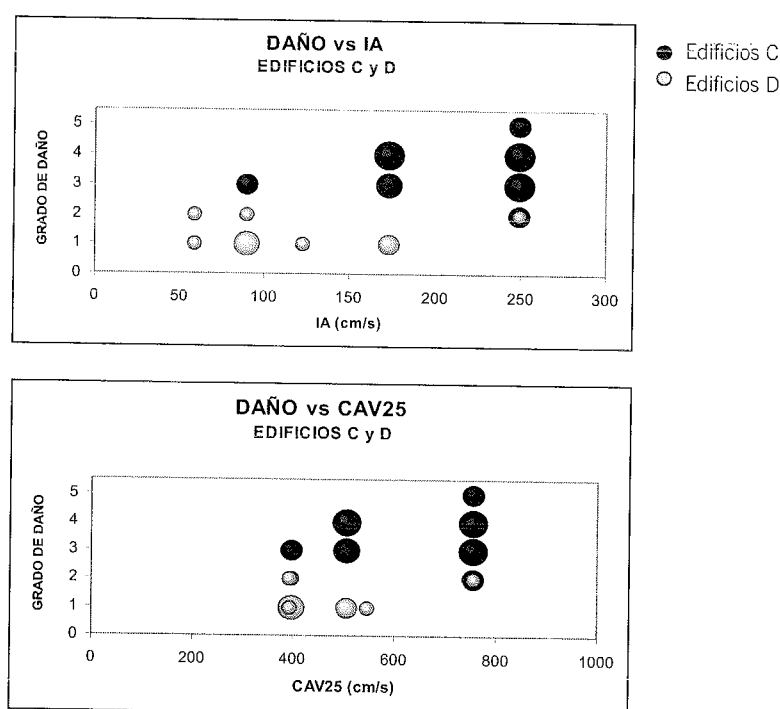


Figura X.10. Distribuciones de daño observado frente a IA y CAV, diferenciando estructuras tipos C y D.

Para los parámetros IA y CAV vemos que existe una tendencia evidente a aumentar el daño a medida que aumenta el valor del parámetro. IA parece ser el parámetro que presenta mejor correlación.

Sin embargo, es importante resaltar la dispersión en el daño para valores altos de estos parámetros (también observado para los parámetros PGA y PGV).

Por otra parte, la duración por sí sola no explica el daño observado. Sin embargo, algunas observaciones de corta duración (2 s) y daño fuerte (3 ó 4) coinciden con altos valores de los restantes parámetros.

Además, la misma cantidad de energía distribuida en una menor duración puede producir mayores daños, ya que supone mayor demanda de ductilidad en pocos ciclos, impidiendo a la estructura disipar energía en forma elástica. Esto se pone de manifiesto al comparar los espectros del sismo de subducción de 1982 con el de 1986, objeto de este estudio. La energía fue prácticamente la misma, pero en este último estuvo confinada en 5 segundos, mientras que en el anterior la fase fuerte duró prácticamente 30 segundos (Bommer *et al.*, 1997). Como ya se ha indicado, el sismo de 1986 fue mucho más destructor, corroborando lo expuesto.

Todo ello induce a pensar que la duración pueda ser un parámetro complementario a los demás, a la hora de explicar el daño. Con esta idea se ha procedido a analizar la bondad de los ajustes, efectuando en primer lugar regresiones lineales de cada parámetro con el daño y después regresiones bilineales combinando cada parámetro con la duración.

Con todos los parámetros se observa una mejora en la correlación bilineal, al introducir la duración como variable regresora, lo que se manifiesta por mayores coeficientes R^2 y residuos menores. En la figura X.11 se muestran, para la clase C, las distribuciones de daños observados frente a IA y CAV, junto con los valores predichos que resultan de las correlaciones bilineales, al incluir la duración efectiva (DE). La correlación obtenida en el ajuste por análisis de regresión está indicada en cada gráfico, respondiendo a las expresiones: Daño = $c_0 + c_1(\text{CAV}) + c_2(\text{DE})$; Daño = $c_0 + c_1(\text{IA}) + c_2(\text{DE})$.

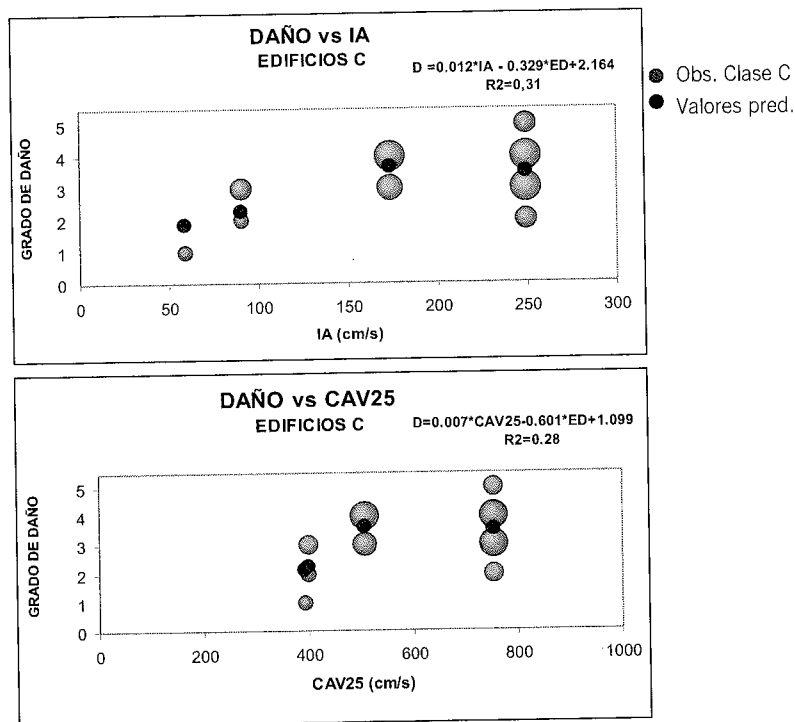


Figura X.11. Representación de los valores observados y predichos del daño frente a IA y CAV, empleando correlaciones bilineales con la duración, para estructuras tipo C.

Aunque ninguna de las correlaciones es aceptable como modelo de predicción, dados los bajos valores del coeficiente R^2 encontrados, la interpretación cualitativa de los resultados permite establecer algunos puntos de interés, como conclusión del estudio:

- Las estructuras de tipo D experimentan siempre menor daño para un mismo valor del parámetro que las de tipo C. Esto supone una constatación de que para la muestra analizada es adecuado separar las estructuras en dos clases de vulnerabilidad, además de la evidencia de que la clase D es menos vulnerable.
- En las correlaciones analizadas se observa un incremento gradual del daño al aumentar cualquiera de los parámetros examinados, exceptuando la duración. Las mejores correlaciones se tienen con la Intensidad de Arias.
- La duración por si sola no explica el daño, pero contribuye a mejorar las correlaciones con cualquiera de los demás parámetros.
- La escala europea EMS-92, permite la asignación de vulnerabilidad de estructuras atendiendo a su diferente diseño, calidad y estado, lo que avala su idoneidad en estudios como el realizado.
- Todos los parámetros del movimiento presentan un posible valor umbral, a partir del cual hay fuerte dispersión del daño observado.

Finalmente, cabe decir que en este estudio, dadas las limitaciones encontradas en la muestra de observaciones, no se pueden alcanzar resultados concluyentes, sino que más bien se propone una línea de actuación encaminada al estudio de los daños en relación con el movimiento fuerte.

De cara a futuros estudios en la misma línea, sería conveniente conseguir mejorar los ajustes en el análisis de relaciones movimiento-daño, lo que requeriría muestras de observaciones más completas y disponibilidad de datos de movimiento en los mismos emplazamientos de las estructuras.

Esto hace que sea recomendable, tras la ocurrencia de un terremoto, realizar inspecciones completas de daños en el entorno próximo a las estaciones de registro. Una solución alternativa sería mejorar la predicción o estimación de parámetros en las ubicaciones de los edificios, partiendo de los registros existentes y considerando adecuadamente las condiciones locales del suelo.

Tras la experiencia adquirida en este tipo de estudios, también se destaca la conveniencia de emplear en ellos, como herramienta, un sistema de información geográfica (SIG), por la utilidad que presenta para almacenar y referenciar geográficamente distintos tipos de datos y relacionarlos entre sí, lo que en definitiva facilita notablemente los cálculos y puede añadir resolución al estudio.

X.4. El terremoto de Mula (Murcia, 1999)

El denominado terremoto de Mula (Murcia) tuvo lugar el 2 de febrero de 1999 a las 13:45 horas (GMT) alcanzando una magnitud m_b inicialmente estimada como 5. Su localización al norte, próxima al municipio de Mula, tiene coordenadas 38.11° N y 1.49° W.

El terremoto principal fue precedido de uno premonitorio que ocurrió a las 13:22 (GMT) de magnitud $m_b = 3.6$. Posteriormente se registraron sucesivas réplicas de magnitudes menores, destacando la de las 17:13 horas (GMT) con $m_b = 3.8$.

La intensidad máxima, asignada por el IGN (todavía preliminar) es de VI-VII para el área epicentral que comprende los pueblos de Albudeite, Baños de Mula (pedanía), Campos del Río, Puebla de Mula (pedanía) y Mula. Otros pueblos conocidos de la zona como Archena, Bullas, Abaran, Alhama de Murcia, Cieza, etc., tuvieron una intensidad entre V y VI. El terremoto fue sentido en una extensa zona (incluyendo algunos distritos y edificios altos de Madrid).

Los acelerogramas registrados durante este evento han sido cedidos por el IGN y actualmente están archivados en el Banco de Datos MFS. Estos corresponden a cinco estaciones (Lorquí, Jumilla, Lorca, Orihuela y Torrevieja) que registraron el evento principal, más los registros de una estación (Lorquí) del terremoto premonitorio y la replica de las 17:13. Aunque estos acelerogramas están en proceso de corrección actualmente, los mayores valores de PGA alcanzados se sitúan en el orden de los 10 cm/s^2 .

X.4.1. Inspección de daño

El equipo del proyecto se desplazó a la zona epicentral los días 6 y 7 de febrero, con el objeto de realizar sobre el terreno una inspección y recopilación de daños producidos. Como resultado de esta inspección, se recogieron datos de 40 edificios de los municipios de Mula, Puebla de Mula (pedanía), Albudeite y Campos del Río, así como abundante material fotográfico, vídeo y publicaciones locales. Para recopilar y almacenar ordenadamente toda la información de daños, se diseñó un modelo de ficha donde se recogen la situación geográfica de cada edificio, los detalles estructurales, el material y tipo de construcción, así como los daños sufridos. El diseño fue enfocado hacia la posterior asignación de vulnerabilidad y grado de daño, siguiendo los criterios de la escala europea EMS-98, de modo que la ficha de cada edificio facilitará toda la información necesaria para su correcta evaluación. Al mismo tiempo se asocia la correspondiente documentación gráfica, quedando así organizada toda la información recabada durante la inspección de daños, para su posterior tratamiento.

Los datos recogidos están siendo actualmente procesados, para la asignación de vulnerabilidad y grado de daño, así como para el análisis de correlación con los parámetros del movimiento.

La labor realizada por el equipo del proyecto en este terremoto ha permitido establecer un procedimiento a seguir para recoger y procesar información ante la ocurrencia de un sismo. Ha supuesto una experiencia "piloto" que puede ser aplicada en caso de ocurrencia de terremotos futuros, capacitando al equipo para continuar desarrollando acciones en la línea de estudio de los daños en relación con el movimiento registrado. Esto permitirá avanzar en el conocimiento de la temática desarrollada en este capítulo.

X.4.2. Evaluación preliminar del daño

Una primera evaluación de daños realizada *in situ* en las cuatro localidades visitadas, ha llevado a establecer algunas generalidades sobre su distribución, que servirán de punto de partida para una posterior evaluación más detallada.

Mula

Los mayores daños se han producido en las zonas más alejadas del epicentro, pero situadas junto al río, lo que evidencia posibles efectos de amplificación local. La zona norte, que corresponde a la parte más antigua del pueblo y que está situada sobre un terreno más duro, apenas ha sufrido daño. Algunos edificios datan de 100 ó 150 años y han experimentado fundamentalmente caída de cornisas y grietas en muros. La zona sur (desde la carretera) alberga casas de 30 a 60 años de construcción y está sobre terreno acuífero.

Los daños en general dependen del tipo de estructura. En muros de mampostería se observan fuertes daños en las juntas, chimeneas muy deterioradas (90-95%) y desplazamiento de tejas, sobre todo en casas orientadas NS donde el desplazamiento se ha producido en dirección EW. Los aleros, sin embargo, no se han movido. En estructuras de hormigón se han marcado sobre los cerramientos las vigas y los pilares, pero no hay apenas daños estructurales. La tabiquería ha resultado muy dañada, con numerosas fisuras y grietas. Los daños, en general, han sido mayores en el interior de las viviendas que en fachadas exteriores.

Puebla de Mula

Las viviendas de esta localidad son, en general, muy antiguas, en su mayoría construidas de tapial (conglomerado de argamasa y piedra), con techos de vigas de madera y teja.

Se han experimentado daños moderados y fuertes, tanto en el interior como en el exterior de las viviendas. Numerosos testeros se han derrumbado por completo. Las estructuras de los techos

se han mantenido, pero los recubrimientos han caído. También se han derruido muros de mampostería. El colegio ha sufrido daño grave, tanto en el tejado, como en los encuentros entre muros de carga, produciéndose separaciones en los mismos; por lo que finalmente deberá ser demolido. En la vecindad de esta localidad se han observado daños en el terreno, con algún posible deslizamiento de ladera y movimiento de bloques de piedra.

Campos del Río

El pueblo alberga alrededor de 600 viviendas, de las cuales, prácticamente 300 han sufrido daños de distinta consideración. Algunas experimentan daños estructurales y otras fuertes daños no estructurales que suponen ruina económica. Numerosas casas son relativamente nuevas, con menos de 30 años de construcción. La zona más dañada se extiende desde la carretera principal hacia el río. En general se observa mayor daño en el interior que en el exterior de las viviendas y en casas con estructuras irregulares (con voladizo) o con planta baja diáfana (garajes, locales comerciales o soportales). Una chimenea de 30 metros ha experimentado una grieta escalonada transversal y daños en la corona superior. La iglesia, situada en la parte alta del pueblo, tiene importantes grietas verticales y en la explanada adyacente se observa una grieta que ha sufrido un desplazamiento vertical de unos 4 cm. Todo parece indicar que ha habido una fuerte componente vertical del movimiento. Las estructuras construidas con diseño sismorresistente, según la norma NCSE-94, como la guardería y el asilo, no han sufrido daños.

XI. Conclusiones

XI. Conclusiones

Las conclusiones generales obtenidas en las diferentes fases del trabajo, que pueden tener mayor relevancia para aplicaciones de diseño sismorresistente, fundamentalmente en el campo nuclear, se comentan de forma resumida, seguidamente:

Referentes al Banco de Datos de Movimiento Fuerte del Suelo, MFS

El banco de datos desarrollado en el proyecto se compone de una amplia colección de registros correspondientes a distintas configuraciones fuente-medio-estación, lo que permitirá aplicar las recomendaciones del Standard Review Plan (1997) para el cálculo de espectros específicos de respuesta en un emplazamiento dado.

La estructura seguida para almacenamiento de registros en el banco de datos y el *software* desarrollado para su explotación, facilitan el proceso de selección de registros bajo determinadas condiciones de magnitud, distancia y suelo, permitiendo el posterior tratamiento de datos orientado a la obtención de modelos de movimiento fuerte.

Referentes al análisis estadístico de datos y deducción de modelos

Las leyes de atenuación de la aceleración pico, PGA, en función de la magnitud, distancia y suelo, para las regiones mediterránea y España, permiten observar que no existen diferencias significativas de atenuación con los distintos modelos, dependiendo del tipo de distancia (R_{ep} , R_{hip}) y magnitud (M_L , M_S) empleadas. Sin embargo, la atenuación de la componente vertical es más acusada que la de la horizontal.

Comparando los modelos de PGA deducidos para España y región mediterránea, se observa que la atenuación es mayor para el caso de España. Los valores predichos con ambos modelos para distancias de 0 a 100 km y magnitud 6, son prácticamente similares, sin embargo difieren notablemente para magnitudes menores que ésta, con valores de aceleración más pequeños para España.

Algunas leyes de atenuación obtenidas muestran una dependencia notable con el tipo de suelo, poniendo de manifiesto un efecto de amplificación, que puede ser así estudiado empíricamente.

Se han deducido leyes de correlación magnitud-intensidad, a partir de datos del catálogo español, que tienen una importante utilidad en la conversión de ambos parámetros para estimaciones de peligrosidad.

Referentes al procesamiento de datos de daño y selección de parámetros de daño potencial

Las distribuciones de daños en las zonas afectadas por el terremoto muestran una variabilidad geográfica, no condicionada exclusivamente por la distancia del epicentro, sino que evidencian posibles efectos de amplificación local y de directividad.

En una clasificación de tipologías constructivas en clases A, B, C, según la escala MSK, la distribución media de daños para el tipo C es muy diferente de las correspondientes a A y B, observándose una disminución notable del daño de la clase A a la C.

Los parámetros del movimiento *intensidad de Arias*, IA , y *velocidad absoluta acumulada*, CAV , son buenos indicadores de la energía susceptible de dañar a las estructuras, por lo que pueden ser considerados característicos del daño potencial. La *duración efectiva* por sí sola no explica el daño, pero contribuye a mejorar las correlaciones con cualquiera de los parámetros anteriores, pudiendo considerarse complementaria a la IA y al CAV .

Para el terremoto de Irpinia (1980) y estructuras tipo A se han encontrado valores umbrales de los parámetros del movimiento a partir de los cuales la probabilidad de sufrir daño moderado o fuerte es mayor que la de sufrir daño moderado o débil, pudiendo considerarse indicativos de los niveles de movimiento en los que comienza el daño apreciable. Estos umbrales son:

$$PGA \cong 0,14 \text{ g}; \quad IA \cong 35 \text{ cm/s}; \quad PGV \cong 15 \text{ cm/s}; \quad CAV \cong 725 \text{ cm/s}$$

En una clasificación de estructuras siguiendo los criterios de la escala EMS-92, las estructuras tipo D (hormigón con diseño antisísmico) experimentan menor daño para un mismo valor del parámetro de movimiento que las de tipo C, evidenciando que es adecuado separar ambas clases, así como que la clase D es menos vulnerable.

Se ha establecido un procedimiento para recoger y almacenar información de daños ante la ocurrencia de un terremoto, que facilita la inspección de daños *in situ*, así como la posterior asignación de vulnerabilidad y grado de daño para estudios de correlación con parámetros del movimiento. Este procedimiento se ha aplicado en el terremoto ocurrido en Mula, el 2 de febrero de 1999.

Referentes a la metodología desarrollada

Siguiendo las recomendaciones de la US NRC (1980), se ha desarrollado en el proyecto una metodología para el cálculo de espectros de peligrosidad uniforme (UHS), que permite resolver los

problemas que se plantean en emplazamientos españoles por la doble limitación de escasez de registros acelerométricos y desconocimiento de la magnitud para terremotos históricos. La aplicación de dicha metodología a emplazamientos del suroeste de España lleva a cuestionar el grado de conservadurismo de las formas espectrales estándar propuestas por normativas, en relación con los espectros de terremotos lejanos ocurridos en la zona de Azores-Gibraltar, en el rango de las bajas frecuencias.

La línea metodológica seguida en el proyecto propone separar la contribución de fuentes en diferentes rangos de distancias en la estimación de la peligrosidad de un emplazamiento. Se establece así un procedimiento para caracterizar diferentes escenarios de peligrosidad, por medio de pares (M, R), coherente con el propuesto en la Regulatory Guide 1.165, para caracterizar terremotos de control.

El procedimiento anterior ha sido aplicado a un emplazamiento genérico del suroeste, introduciendo también las recomendaciones dadas en el SRP (1997) para obtener formas espectrales empleando modelos de movimiento fuerte apropiados para la zona. Se concluye de este estudio que los espectros obtenidos en general son cubiertos por los de las normativas, exceptuando los de algunos modelos que superan el deducido según la Regulatory Guide 1.60:

- Para terremotos próximos, representados por el par ($M_L = 4.1$, $R_{hip} = 10$ km), en el rango de altas frecuencias $f > 15$ Hz.
- Para terremotos lejanos ocurridos en la falla Azores-Gibraltar, representados por el par ($M_S = 8.5$, $R_{hip} = 480$ km), en el rango de las bajas frecuencias $f < 2$ Hz.

Se cuestionan así los extremos del espectro para casos de influencia de fuentes sísmicas en intervalos de distancia también extremos.

La metodología desarrollada ha sido aplicada a la deducción de espectros de respuesta en Mula (Murcia), correspondientes al terremoto ocurrido el 2 de febrero de 1999, que causó serios daños en esa población. Se obtienen aceleraciones espectrales comprendidas entre 0,2 y 0,8 g, y una aceleración pico, PGA, entre 0,10 y 0,15 g; aceleraciones que podrían explicar el daño causado por este terremoto. A falta de registros reales en la zona del epicentro, estos resultados aportan una aproximación al posible movimiento sentido en la región.

Se ha comprobado la utilidad de los sistemas de información geográfica en estudios de peligrosidad sísmica, por la facilidad que aportan para almacenar información de distinta procedencia —sísmica, tectónica, geológica, etc.—, así como para georreferenciar datos, unificar escalas y combinar capas de información. Una aplicación de un SIG para el cálculo de la peligrosidad se ha realizado en

la zona de Granada y en la del Estrecho, concluyendo con la obtención de los correspondientes mapas de intensidades y aceleraciones.

Referentes a la caracterización del efecto local

Se ha desarrollado una aproximación teórica dentro de la cuál, en una primera fase se ha realizado una adaptación del método numérico de elementos de contorno (MEC) para la cuantificación del movimiento total sobre la superficie en presencia de irregularidades topográficas. El método (MEC) presenta la ventaja de la reducción de una dimensión en la formulación integral del problema dinámico. Tras la aplicación del mismo, se han contrastado los resultados obtenidos sobre algunas topografías concretas, con resultados aparecidos en la literatura especializada bajo las mismas condiciones, y se ha puesto de manifiesto su aplicabilidad para la estimación teórica del movimiento total en la superficie. Una segunda fase, que se ha iniciado en esta línea, consiste en el desarrollo de una aproximación híbrida mediante la combinación del MEC y el método teórico de Thomson-Haskell, la cual permitirá la introducción en el modelo de emplazamiento de un medio estratificado de capas bajo diferentes irregularidades topográficas.

Bibliografía

Bibliografía

- A.E.I.S. *25 años de Normativa Sismorresistente en España (1969-1994)*.
- Abrahamson, N.A. y Shedlock, K.M. (1997). *Overview*. Seismol. Res. Let., Vol. 68, No 1, pp. 9-23.
- Aki, K. (1988). *Local Site Effects on Strong Ground Motion in Earthquake Eng. Soil Dynamics II, Recent Advances in Ground Motion Evaluation*. Am. Soc. Civil Eng/ Geotechnical Special Publication 20, pp. 103-155.
- Alarcón, E.; Martín, A. y París, F. (1979). *Boundary Elements in Potential and Elasticity Theory*. Computers & Structures, Vol. 10, pp. 351-362.
- Alarcón, E. y Rejero, P. (1983). *Guía de Introducción al Método de los Elementos de Contorno*. Sección de publicaciones de la ETSI Industriales, UPM, Madrid.
- Ambraseys, N.N. (1975). *The Correlation of Intensity with Ground Motion*. Proc. 14th Assem. ESC.
- Ambraseys, N.N.; Simpson, K.A. y Bommer J.J. (1996). *Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe*. Earthq. Engin. & Str. Dyn., Vol. 25, pp. 371-400.
- Anderson, R.W. (1987). *The San Salvador Earthquake of October 10, 1986 –Review of Building Damage*. Earthquake Spectra Vol. 3, pp. 497-536.
- Anderson, J.G. y Lei, Y. (1994). *Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance, and Site in Guerrero, Mexico*. BSSA, Vol. 84, pp. 1003-1017.
- Arias, A. (1970). *A Measure of Earthquake Intensity*. En *Seismic Desing for Nuclear Power Plants* (Ed. R.J. Hansen)., MIT Press, Cambridge, MA, 1970, pp. 438-469.
- Atakan, K. y Torres, R. (1993). *Local Site Response in San Salvador based on the October 10, 1986 Earthquake*. Report N° 1-06 under teh project 'Reduction of Natural Disaters in Central America: Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation'. Institute of Solid Earth Physiscs, University of Bergen, Norway.
- Atakan, K. y Torres, R. (1997). *Local Site Effects on the October 10, 1986 Earthquake San Salvador, El Salvador*. (Comunicación personal). Submitted to Geophys. J. Int.
- Atakan, K. y Torres, R. (1997). *Local Sitte Response in San Salvador, El Salvador, Based on the October 10, 1986 Earthquake. Special Issue: Engineering Geology*.
- Atakan, K. (1997). *Empirical Site Response Studies in Central America: Present Status*. Proccedings of the seminar on Assesment and mitigation of seismic risk in the Central American Area, September, 1997, El Salvador.

- Atkinson, G. y Boore, D. (1995). *New Ground Motion Relations for Eastern North America*. BSSA, Vol. 85, pp. 17-30.
- Atkinson, G. y Boore, D. (1997.a). *Some Comparisons between Recent Ground-Motion Relations*. Seismol. Res. Let., Vol. 68, No 1, pp. 24-40.
- Atkinson, G. y Boore, D. (1997.b). *Stochastic Point-Source Modeling of Ground Motions in the Cascadia Region*. Seismol. Res. Let., Vol. 68, N° 1.
- Bard, P.Y. (1995). *Effects of Surface Geology on Ground Motion: Recent Results and Remaining Issues*. 10th European Conference on Earthquake, Duma, pp. 305-319.
- Benito, B. y López Arroyo, A. (1990). *Approximation to the Uniform Hazard Spectrum for sites in Southwest of Spain, Proceedings of Seminar on the Prediction of Earthquakes*, Lisboa, 1988, pp. 405-423.
- Benito, B. y López Arroyo, A. (1991). *Uniform Hazard Applied to Southwest Spain*. Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region, Monografía N° 8, IGN, Madrid, pp. 313-324.
- Benito, B. (1993). *Estimación de Parámetros Sísmicos y Espectros Específicos de Respuesta Característicos del Movimiento del Suelo en Emplazamientos de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, pp. 349.
- Beresnev, I.A.; Wen, K.; e Yeh, Y.T. (1995). *Nonlinear Soil Amplification: its Corroboration in Taiwan*. BSSA, Vol. 85, pp. 496-515.
- Bernard, P.; Zollo, A.; Trifu, C.I. y Herrero, A. (1993). *Details of the Rupture Kinematics and Mechanisms of the 1980 Irpinia Earthquake: New Results and Remaining Questions*. Annali di Geofisica, Vol. 36, No 1, pp. 71-80.
- Bommer, J.J. (1991). *The Design and Engineering Application of an Earthquake Strong-Motion Database*, Tesis Doctoral, Imperial College, Dep. Civil Engineering. July 1991.
- Bommer, J.J. y Ambraseys, N.N. (1992). *An Earthquake Strong-Motion Databank and Database*, Proc. of 10th WCEE. Vol. 2, pp. 207-210. Madrid 1992.
- Bommer, J.J. y Martínez-Pereira, A. (1996). *The Prediction of Strong-Motion Duration for Engineering Desing*. 11th WCEE, Paper No 84, pp. 8.
- Bommer, J. y Martínez-Pereira, A. (1997). *The Prediction of Earthquake Strong-Motion Duration*. Submitted to The Journal of Earthquake Engineering.
- Bommer, J.; Udías, A.; Cepeda, J.M.; Hasbun, J.C.; Salazar, W.M.; Suárez, A.; Ambraseys, N.N.; Buforn, E., Cortina, J.; Madariaga, R., Méndez, P., Mézcua, J y Papastamatiou, D. (1997). *A New Digital Accelerograph Network for El Salvador*. En: Seismological Research Letters, Vol. 68, No 3, pp. 426-437.

- Bommer, J.J.; Scott, S.G. y Sarma, S.K. (1998). *Time – History Representation of Seismic Hazard*. (Enviado al 11th ECEE, París 1998). Comunicación personal.
- Boore, D. y Atkinson, G. (1987). *Stochastic Prediction of Ground Motion and Spectral Response Parameters at Hard-Rock Sites in Eastern North America*. BSSA, Vol. 77, pp. 440-467.
- Boore, D.; Joyner, W.B. y Fumal, T.E. (1993). *Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North American Earthquakes*. Open File Report 93-509. USGS 1993.
- Borcherdt, R.D. y Wentworth (1995). *Strong Ground Motion Generated by the Northridge Earthquake of January 17, 1994: Implications for Seismic Design Coefficient and Seismic Zonation*. Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation, October 17-19, 1995, Niza.
- Borcherdt, R.D. (1994). *Estimates of Site-Dependent Response Spectra for Design (Methodology and Justification)*. Earthquake Spectra, Vol. 10, No 4, pp. 617-673.
- Brady, A.G. (1992). *USGS Strong-Motion Database*. Proc. of 10th WCEE. Vol. 11, pp. 6919-6922. Madrid 1992.
- Braga, F.; Dolce, M. y Liberatore, D. (1982). *A Statistitical Study on damaged Buildings and an Ensuing Review of the MSK-76 Scale*. Proc. of the 7th ECEE, Athens. September 1982.
- Braga, F.; Dolce, M. y Liberatore, D. (1986). *Assessment of the Relationships between Macroseismic Intensity Type of Building and Damage, Based on the Recent Italy Earthquake Data*. Proc. of the 8th ECEE, Lisbon 1986.
- Brebbia, C.A. (1978). *The Boundary Element Method for Engineers*. Pentech Press, London.
- Brebbia, C.A. (1981). *Progress in Boundary Element Methods*. Pentech Press, London, Vol. 1.
- Bungum, H.; Dahle, A.; Toro, G.; Mcguire, R. y Gudmestad, O.T. (1992). *Ground Motions from Intraplate Earthquakes*. 10th WCEE, July 19-24 1992, Madrid, Vol. 2, pp. 611-617.
- Cabañas, L. (1992). *Banco de Acelerogramas. Informe Final*. Informe Beca CSN. Sept. 1992.
- Caillot, V. (1993). *Quantification Statistique et Étude Expérimentale des Mouvements Sismiques. Application a l'Evaluation du Risque*. Études et Recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées, Série Géotechnique GT 51, pp. 192.
- Carreño, E.; Suárez, A. y Tordesillas, J.M. (1998). *Base de Datos de Aceleración 1984-1997*, CD-Rom, Ministerio de Fomento, Inst. Geográfico Nacional (IGN).

- Chapman, M.C. (1995). *A Probabilistic Approach to Ground Motion Selection for Engineering Design*. BSSA, Vol. 85, No 3, pp. 937-942.
- Chávez-García, F.J.; Rodríguez, M.; Field y Hatzfeld, D. (1997). *Topographic Site Effects. A Comparison of two Nonreference Methods*. BSSA, Vol. 87, pp. 1667-1673.
- Chin, B.H. y Aki, K. (1991). *Simoltaneous Study of the Source, Path and Site Effects on Strong Motion During the 1989 Loma Prieta Earthquake: a Preliminary Results on Pervasive Nonlinear Site Effects*. BSSA, Vol. 81, pp. 1854-1884.
- Coloquios AEIS 1997/98. Notas de la conferencia: A. Jiménez. *Recientes Cambios en la Normativa Sísmica Aplicable al Campo Nuclear*. AEIS (Asoc. Esp. de Ing. Sísmica). Madrid, Junio 1998.
- Converse, A.M. (1992). *BAP: Basic Strong-Motion Accelerogram Processing Software. Version 1.0*, USGS, Open-File Report 92-296^a.
- Converse, A.M. (1995). *BAP version 1.1*, USGS, Open-File Report 92-296B.
- Dahle, A.; Bungum, H. y Kvamme, L.F. (1990). *Attenuation Models Inferred from Intraplate Earthquake Recordings*. Earthquake Eng. Struct. Dyn., Vol. 19, pp. 1125-1141.
- Dimitriu, P.P.; Papaioannou, C.A. y Theodulidis, N.P. (1998). *EURO-SEISTEST Strong Motion Array Near Thessaloniki, Northern Greece: a Study of Site Effects*. BSSA, Vol. 88, pp. 862-873.
- Domínguez, J. (1978). *Response of Embedded Foundations to Travelling Waves*. MIT, Department of Civil Engineering, Publication No R78-24, Massachusets.
- Dunbar, P. y Row, L.W. III (1996). *SMCAT. An Earthquake Strong Motion Catalog for Personal Computers (Version 3)*, NOAA, Boulder, Colorado, USA.
- Durkin, M.E. y Hopkins J. (1987). *The San Salvador Earthquake of October 10, 1986- Architecture and Urban Planning*. Earthquake Spectra Vol. 3, pp. 609-620.
- EPRI (1988). *A Criterion for Determining Exceedance of the Operating Basis Earthquakes*. EPRI NP-5930, Electrical Power Research Institute, Palo Alto, CA, 1988.
- EPRI (1989). *Probabilistic Seismic Hazard Evaluations at Nuclear Plant Sites in the Central and Eastern United States: Resolution of the Charleston Earthquake Issue*. Report EPRI-NP6395D, Electric Power Research Institute, 1989.
- EPRI (1991) *Standardization of the Cumulative Absolute Velocity*, EPRI TR-100082 (Tier 1). Electrical Power Research Instute, Palo Alto, CA, 1991.
- EPRI (1993). *Guidelines for Determining Design Basis Ground Motions*, Report TR-102293 Vol. 1-4, Electric Power Research Institute, May 1993.

- Eurocode 8 (1994). *Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures*. ENV 1998 1-1/2/3 CEN Comité Européen de Normalisation Brussels.
- European Seismological Commission ESC (1993). *European Macroseismic Scale 1992 (up-dated MSK-scale)* Conseil de L'Europe. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Vol. 7. Editor G. Grunthal. Luxembourg 1993.
- European Seismological Commission ESC (1998). *European Macroseismic Scale 1998* Conseil de L'Europe. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Vol. 15. Editor G. Grunthal. Luxembourg 1998.
- Giardini, D. (1993). *Teleseismic Observation of the November 23 1980, Irpinia Earthquake*. Annali di Geofisica, Vol. 36, N° 1, pp. 17-25.
- Goula, X.; Rinaldis, D.; Bommer, J.J. y Mohammadioun, B. (1988). *Developpments Recents en matiere de Creation d'une banque de donness de mouvements forts, comune au CEA/IPSN (France), à l'ENEA (Italie) et l'Imperial College (G. Bretagne)*. AFPS 1988.
- Hanks, T. y McGuire, R. (1981). *The Character of High-Frequency Strong Ground Motion*. BSSA, Vol. 71, pp. 2071-2095.
- Hartzell, S.H. (1992). *Site Response Estimation Form Earthquake Data*. BSSA, Vol. 82, pp. 2308-2327.
- Higuera, G. y Sánchez, F. (1997). *Estudio de los Efectos del Suelo y la Topografía en el Movimiento Sísmico. Análisis de Datos de Terremotos del Sur de España*. Proyecto fin de carrera, EUITTO, noviembre 1997.
- Higuera, G.; Sánchez, F.; Álvarez, S. y Benito, B. (1998). *Evaluación del Efecto Local a Partir de Datos de Terremotos de la Serie de Adra (1993 y 1994)*. IX Asamblea Española de Geodesia y Geofísica, Aguadulce (Almería), febrero 1998.
- Ishikawa, Y. y Kameda, H. (1998). *Hazard – Consistent Magnitude and Distance for Extended Seismic Risk Analysis*. Proc. 9th WCEE, Tokyo 1988, Vol. 2, pp. 89-94.
- Iwata, T.; Nakane, H.; Tazo, T.; Shimizu, K. y Kataoka, S. (1992). *Demonstrative Evaluation of Variables indicating Severity of Earthquake Applicable to Earthquakes Sensors for Control*. Proc. of the 10th WCEE. 1992. Balkema. Rotterdam. Vol. 1 pp. 381-385.
- Jiménez, M.E.; Carrera, E. y Terrasa, L. (1996). *Caracterización Sísmica del Sureste de la Península Ibérica, Aplicando un Sistema de Información Geográfica*. Proyecto fin de carrera, EUITTO, noviembre 1996.

- Jongmans, D.; Pitilakis, K.; Demanet, D.; Raptakis, D.; Riepl, J.; Horrent, C.; Tsokas, G.; Lontzetidis, K. y Bard, P.Y. (1998). *EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Basin and Validation of the Basin Response*. BSSA, Vol. 88, pp. 473-487.
- Joyner, W.B. y Boore, D.M. (1981). *Peak Acceleration and Velocity from Strong-Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake*. BSSA, Vol. 71, pp. 2011-2038.
- Kawashima, K.; Aizawa, K. y Takahashi, K. (1986). *Attenuation of Peak Ground Acceleration, Velocity and Displacement Based on Multiple Regression Analysis of Japanese Strong Motions Records*. Earth. Eng. Struc. Dyn, Vol. 14, pp. 199-215.
- Krinitzsky, E.L. y Chang, F.K. (1988). *Intensity-Related Earthquake Ground Motions*. BSSA, Vol. 4, pp. 425-435.
- Lara, M.A. (1987). *The San Salvador Earthquake of October 10, 1986- History of Construction Practices in San Salvador*. Earthquake Spectra, Vol. 3, pp. 491-497.
- Lara, M.A. (1987). *The San Salvador Earthquake of October 10, 1986- Detailed Evaluation of the Performance of Eight Engineered Structures*. Earthquake Spectra, Vol. 3, pp. 543-562.
- Lee, V.W. y Trifunac, M.D. (1985). *Uniform Risk Spectra of Earthquake Ground Motion: NEQRISK*. Civil. Eng. Dept. Report 8505, Univ. South California. Los Angeles and USNRC, NUREG/CR-4903, V2.
- Lermo, J.F. y Chávez-García, F.J. (1993). *Site Effect Evaluation using Spectral Ratios with only One Station*. BSSA, Vol. 83, pp. 1574-1594.
- Ligorria, J.P. y Atakan, K. (1997). *Empirical Site Response Estimation in Guatemala City*. Proceedings of the seminar on Assessment and mitigation of seismic risk in the Central American Area, September, 1997, El Salvador.
- LLNL (1989), Bernreuter, D.L.; Savy, J.B.; Mensing, R.W. y Chen, J.C. *Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Plant Sites East of the Rocky Mountains*, Report NUREG/CR5250, Lawrence Livermore National Laboratory and U.S. Nuclear Regulatory Commission (1989).
- López Arroyo, A. y Benito, B. (1991). *Hazard Zonation for Distant and Near Activity in Southern Spain*. Proceedings of IV International Conference on Seismic Zonation, Stanford, August 1991, pp. 11-18.
- Luco, J.E.; Wong, H.L. y De Barros, F.C.P. (1990). *Three-Dimensional Response of a Cylindrical Canyon in a Layered Half-Space*. Earthq. Eng. Struc. Dyn., Vol. 19, pp. 799-817.
- Luzón, F.; Sánchez-Sesma, F.J.; Rodríguez-Zúñiga, J.L.; Posadas, A.M.; García, J.M.; Martín, J.; Romacho, M.D. y Navarro, M. (1997). *Diffraction of P, S and Rayleigh Waves by the Three-Dimensional Topographies*. Geophys. J. Int., Vol. 129, pp. 571-578.

- Margottini, C.; Molin, D. y Serva, L. (1992). *Intensity Versus Ground Motion: A New Approach Using Italian Data*. Eng. Geo., Vol. 33, pp. 45-58.
- McGarr, A. (1984). *Scaling of Ground Motion Parameters, State of Stress, and Focal Depth*. Journal of Geophys. Res 89, pp. 6969-6979.
- McGuire, R.K. (1976). *EQRISK Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis*, U.S. Geological Survey, Open File report 76-67, p. 90.
- McGuire, R.K.; Toro, G.R. y Silva, W.J. (1988). *Engineering Model of Earthquake Ground Motion for Eastern North America*. EPRI NP-6074, October 1988.
- McGuire, R.K. (1995). *Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop*. BSSA, Vol. 85, No 5, pp. 1275-1284.
- Mikoyan, A.; Burstev, A.; Gvishiani, A. y Zhizhin, M. (1997). *ESMC Strong-Motion Database: www Interface*, CSEM, Newsletter No 11, July 1997.
- Mohammadioun, B. (1992). *Characteristics of strong ground motion records obtained in Europe and adjacent Countries*, Proc. of 10th WCEE, Vol. 11, pp. 6919-6922. Madrid 1992
- Murphy, J.R. y O'Brien, L.J. (1977). *The Correlation of Peak Ground Acceleration Amplitude with Intensity and other Physical Parameters*. BSSA, Vol. 67, pp. 877-915.
- NCSE-94. (1995). *Normativa Sismorresistente Española. Parte general y de edificación*. Publicación técnica IGN.
- NEA/CSNI/R(97)22 (1998). *State of the Art Report on the Current Status of Methodologies for Seismic PSA*, Nuclear Energy Agency, Committee on the Safety of Nuclear Installations.
- París, F. y Cañas, J. (1997). *Boundary Element Method. Fundamentals and Applications*. Oxford University Press.
- Pedersen, B; Le Brun, B.; Hatzfeld, M.; Campillo, M. y Bard, P.Y. (1994). *Ground-Motion Amplitude Across Ridges*. BSSA, Vol. 84, pp. 1786-1800.
- Pitilakis, K.; Lontzetidis, K.; Raptakis, D. y Tika, T.H. (1998). *Geotechnical and Seismic Field Surveys for the Site Characterization*. First International Conference on Site Characterization, ISC'98, Atlanta, USA.
- Raptakis, D.; Lontzetidis, K. y Pitilakis, K. (1996). *Surface Waves Inversion Method: a Reliable Method for the in Situ Measurements of Shear Wave Velocity*. Proc. 4eme Coll. Nat. De Genie Paras et Aspects Vibratoires dans le Genie Civil, Vol. 1, pp. 160-169. AFPS 10-12 Avril.

- Riepl, J.; Bard, P.Y.; Hatzfeld, D.; Papaioannou, C. y Nechtschein, S. (1998). *Detailed Evaluation of Site-Response Estimation Methods Across and Along the Sedimentary Valley of Vol.vi*. BSSA, Vol. 88, pp. 488-502.
- Sabetta, F. y Pugliese, A. (1987). *Attenuation of Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Italian Strong-Motion Records*. BSSA Vol. 77, N° 5, pp. 1491-1513.
- Sabetta, F. y Pugliese, A. (1996). *Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions*. BSSA, Vol. 86, No 2, pp. 337-352.
- Sánchez-Sesma, F.J. y Campillo, M. (1993). *Topographic Effects for Incident P, SV and Rayleigh Waves*. Tectonophysics, 218, pp. 113-125.
- Sauter, F. (1987). *The San Salvador Earthquake of October 10, 1986- Structural Aspects of Damage*. Earthquake Spectra, Vol. 3, pp. 563-584.
- Savy, J.B. (1993). *Eastern Seismic Hazard Characterization Update*. Lawrence Livermore National Laboratory. UCRL-ID-115111. June 1993.
- Sawada, T.; Hirao, K.; Yamamoto, H. y Tsujihara, O. (1992). *Relation Between Maximum Amplitude Ratio ($a/v, ad/v^2$) and Spectral Parameters of Earthquake Ground Motion*. Earthquake Engineering 10th World Conference.
- Seed, H.B.; Murarka, R. y Lysmer, J. (1976). *Relationships of Maximum Acceleration, Maximum Velocity, Distance from Source and Local Site Conditions for Moderately Strong earthquakes*. BSSA, Vol. 66, pp. 1323-1342.
- Sills, L.B. (1978). *Scattering of Horizontally Polarized Shear Waves by Surface Irregularities*. Geophys. F. R. Astr. Soc, 54, pp. 319-348.
- Smith, W.H.F. y Wessel, P. (1990). *Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension*. Geophysics, Vol. 55, No 3, pp. 293-205.
- Spudich, P.; Fletcher, J.B.; Hellweg, M.; Boatwright, J.; Sullivan, C.; Joyner, W.B.; Hanks, T.C.; Boore, D.; McGarr, A.; Baker, L.M. y Lindh, A.G. (1996). *Earthquake Ground Motions in Extensional Tectonic Regimes*. Open File Report 96-292. USGS 1996.
- Spudich, P.; Fletcher, J.B.; Hellweg, M.; Boatwright, J.; Sullivan, C.; Joyner, W.B.; Hanks, T.C.; Boore, D.; McGarr, A.; Baker, L.M. y Lindh, A.G. (1997). *SEA 96- A New Predictive Relation for Earthquake Ground motions in Extensional Tectonic Regimes*. Seismol. Res. Let., Vol. 68, N° 1, pp. 190-198.
- Su, F.; Aki, K.; Teng, T.; Zeng, Y.; Koyanagi, S. y Mayeda, K. (1992). *The Relation Between Site Amplification Factor and Superficial Geology in Central California*. BSSA, Vol. 82, pp. 580-602.

- Suárez, A.; Blázquez, R. y Carreño, E. *Parámetros Ingenieriles de los Acelerogramas de la Serie de Adra 1993-1994*. IGN.
- Sugito, M. (1992). *Recent Activities in Development of Strong Motion Array Record Database in Japan*, Proc. of 10th WCEE, Vol. 11, pp. 6923-6925. Madrid 1992
- Tento, A.L.; Franceschina, L. y Marcellini, A. (1992). *Expected Ground Motion Evaluation for Italian Sites*, Proc., 10th World Conf. Earthq., Madrid, Vol. 1, pp. 489-494.
- Toro, G.R.; Abrahamson, N.A. y Schneider, J.F. (1996). *Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties*. Seismological Research Letters, Vol. 68, pp. 41-57.
- Toro, G.R.; Abrahamson, N.A. y Schneider, J.F. (1997). *Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern north America: Best Estimates and Uncertainties*. Seismol. Res. Let., Vol. 68, N° 1, pp. 41-57.
- Trifunac, M.D. (1973). *Scattering of Plane SH Waves by a Semi-Cylindrical Canyon*. Earthquake Eng. Struct. Dyn., Vol. 1, pp. 267-28
- Trifunac, M.D. y Brady, A.G. (1975). *On the Correlation of Seismic Intensity Scales with the Peaks of Recorded Strong Ground Motion*. BSSA, Vol. 65, pp. 139-162.
- Trifunac, M.D. y Brady, A.G. (1975). *A study on the duration of strong earthquake ground motion*, BSSA, Vol. 65, pp. 581-626.
- Trifunac, M.D. (1989). *Dependence of Fourier Spectrum Amplitudes of Recorded Earthquakes Accelerations on Magnitude, Local Soil Conditions and on Deph of Sediments*. Earth. Eng. Struc. Dyn., Vol. 18, pp. 999-1016.
- Tso, W.K., Zhu, T. J. y Heidebrecht, A.C. (1992). *Engineering Implication of Ground Motion A/V Ratio*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 11, pp. 133-144.
- US NRC Apéndice A, 10 CFR 100 (1973). *Seismic and Geology Siting Criteria for Nuclear Power Plants*. Parte 100 del CFR (Code of Federal Regulations). Reactor Site Criteria, Noviembre, 1973.
- US NRC Regulatory Guide 1.60 (1973). *Design Response Spectra for Seismic Design of Nuclear Power Plants*. Revisión 1, Nuclear Regulatory Commission, Diciembre, 1973.
- US NRC (1980). *Seismic Hazard Analysis. A methodology for the Eastern United States*. NUREG-CR-1582, Vol. 2.
- US NRC (1990). *Standard Review Plan, Office of Nuclear Reactor Regulation*. NUREG-0800, Rev 2, 2.5.2., Vibratory Ground Motion, pp15.

- US NRC. 10 CFR Parts 21, 50, 52, 54, 100. *Reactor Site Criteria Including Seismic and Earthquake Engineering Criteria for Nuclear Power Plants*. December 1996.
- US NRC. (1997). *Standard Review Plan*. NUREG – 0800 Rev. 3, March 1997.
- US NRC. Regulatory Guide 1165. *Identification and Characterization of Seismic Sources and Determination of Safe Shutdown Earthquake Ground Motion*. March 1997.
- Vanmarcke, E.H. y Lai, S.P. (1980). *Strong-Motion Duration and RMS Amplitude of Earthquake Records*. BSSA, Vol. 70, pp. 1293-1307.
- Wald D. (1997). *Surfing the Internet for Strong-Motion Data*, Seismol. Research Let., Vol. 68 No 5, pp. 766-769
- Wessel, P. y Smith, W.H.F. (1995). *New Version of the Generic Mapping Tools released*. EOS Trans. Amer. Geophys. U., Vol. 76, pp. 329.
- Wheaton, R.D. y Von Dollen, F.S. (1981). *A Direct Approach to Uniform Probability Response Spectra*. Earthquake Notes, Vol. 52, No 1, pp. 79.
- Wong, H.L. (1982). *Effect of Surface Topography on the Diffraction of P, SV, and Rayleigh Waves*. BSSA, Vol. 72, pp. 1167-1183.
- Yokoi, T. y Sánchez-Sesma, F.J. (1998). *A Hybrid Calculation Technique of the Indirect Boundary Element Method and the Analytical Solutions for Three-Dimensional Problems of Topography*. GJI, 133, pp. 121-139.
- Youngs, R.R.; Chion, S.J.; Silva, W.J. y Humphrey, J.R. (1993). *Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes Based on Empirical Data and Numerical Modelling*. Seismol. Res. Let., Vol. 64.
- Youngs R.R.; Chiou S.J.; Silva W.J. y Humphrey J.R. (1996). *Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes*, Seismological Research Letters, Vol. 68, pp. 58-73.
- Zhang, B.; Papageorgiou, A.S. y Tassoulas, J.L. (1998). *A Hybrid Numerical Technique, Combining the Finite-Element and Boundary Element Methods, for Modelling the 3D Response of 2D Scatterers*. BSSA, Vol. 88, pp. 1036-1050.



BANCO DE DATOS DE MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO MFS DESARROLLADO EN EL PROYECTO DAÑOS

L. Cabañas ⁽¹⁾, B. Benito ⁽¹⁾, C. Cabañas ⁽¹⁾, M.E. Jiménez ⁽¹⁾, P. Gómez ⁽¹⁾, M. López ⁽²⁾, S. Álvarez ⁽²⁾, M.S. Ramírez ⁽³⁾, R. Nuche ⁽⁴⁾



(1) EUIT Topográfica. UPM, (2) EUIT Industrial. UPM, (3) CSN, (4) ENRESA



INTRODUCCIÓN

El diseño sísmico de estructuras de especial importancia o de instalaciones críticas, requiere que éstas resistan las cargas sísmicas en caso de ocurrencia de un terremoto, y que además, todos los componentes y sistemas especialmente dedicados a la seguridad, mantengan una completa funcionalidad. Para ello, es necesario conocer detalladamente tanto la naturaleza del movimiento del suelo producido por los terremotos, como el comportamiento de la estructura y sus materiales ante estas cargas dinámicas.

Sin embargo, el comportamiento y los efectos de las ondas sísmicas en campo cercano, donde tiene lugar el movimiento fuerte, depende de forma muy compleja de numerosos parámetros de la fuente, del medio, y del emplazamiento, que son generalmente difíciles de estimar y relacionar.

Por esta razón, los estudios y aplicaciones de ingeniería sísmica, han tratado de buscar siempre, leyes y relaciones, que estuvieran basadas en datos observados fiables, y en las que intervinieran variables con un significado directo en el cálculo y diseño de estructuras y componentes.

Los registros de movimiento fuerte (acelerogramas) son los datos de entrada básicos para la estimación de este tipo de relaciones, referentes al movimiento del suelo causado por terremotos y a sus efectos.

La realización de un Banco de Datos de Movimiento Fuerte del Suelo (MFS), ha sido uno de los objetivos principales del Proyecto Daños.

El Banco de Datos MFS, realizado a partir de recopilaciones y colecciones de acelerogramas de todo el mundo, es una importante herramienta encaminada a facilitar estudios y aplicaciones en el campo de la ingeniería sísmica, tales como:

Desarrollo de modelos empíricos de atenuación para la predicción de aceleraciones y velocidades pico y espectrales.

Selección de espectros de respuesta reales para construir o verificar espectros de diseño y de control.

Selección de historias temporales del movimiento para la realización de análisis dinámicos de respuesta.

Estudio empírico del efecto local del suelo.

Realización de estudios empíricos de vulnerabilidad y daños.

Estudios estadísticos de correlación de parámetros macrosísmicos e instrumentales.

Una primera fase en la construcción de este Banco de Datos ha sido el diseño del modelo adecuado para el almacenamiento y gestión de los datos.

En el modelo adoptado cabe distinguir tres partes bien diferenciadas:

- El banco de datos propiamente dicho, que consta de una extensa colección de acelerogramas y espectros de todo el mundo, registrados a diferentes distancias y en diferentes tipos de emplazamientos.

- Un sistema de catalogación o base de datos que contiene numerosas características y parámetros de los registros de movimiento.

- Una serie de programas y utilidades informáticas destinadas a la explotación y tratamiento de los datos.

ESTRUCTURA DEL BANCO DE DATOS

BANCO DE DATOS

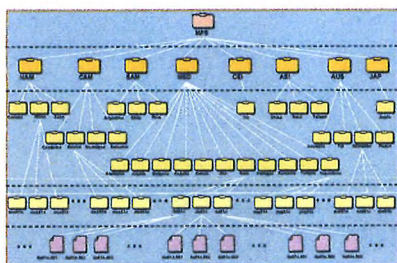
Los ficheros de datos tienen formato ASCII, y son historias temporales y espectros correspondientes al registro del movimiento. Cada fichero contiene el registro de la sola componente. Estos archivos están compuestos por una cabecera con información de los datos del terremoto, la estación de registro y el acelerógrafo empleado, y después de la misma se tienen los datos correspondientes a las series temporales, o bien a los espectros de Fourier y de respuesta.

Los datos han sido almacenados en el disco de una estación de trabajo (Sun) con sistema operativo Unix (Solaris).

La clasificación de los ficheros, se ha basado en la precedencia geográfica de los datos. Se ha realizado una clasificación en forma de árbol de directorios con un primer nivel de agrupamiento por grandes regiones geográficas, dentro de éstas un segundo nivel por países, y finalmente en cada país un tercer nivel que contiene distintas carpetas. Los nombres de éstas incluyen un identificador del país de 3 letras, seguidos de una numeración secuencial de 2 dígitos (en caso de existir varios) y de un identificador de una letra para la clase de ficheros contenidos ("n" para acelerogramas no-correctados, "c" para correctados, y "e" para espectros).

Dentro de las carpetas de este nivel se encuentran los ficheros de datos, cuyo nombre incluye el nombre de la carpeta a la que pertenece y una extensión formada por un número de tres dígitos, que corresponde al orden de incorporación al banco de datos.

Una explicación gráfica de esta clasificación se muestra en la figura inferior.



BASE DE DATOS

La base de datos, es el sistema de catalogación de los registros del movimiento y de sus características de interés. Constituye una herramienta fundamental para la utilización de la información almacenada en el Banco.

Para su diseño se ha especificado previamente, qué tipo de información interesa ser almacenada, cómo organizarla y qué tipos de relaciones deben establecerse. Formalmente el proceso de diseño comprende un primer paso de desarrollo del esquema basado en el modelo Entidad-Relación (abstracción), un segundo paso de conversión de este esquema al modelo relacional (creación de tablas), y un tercer paso que consiste en la implementación del modelo en el sistema de gestión de datos elegido.



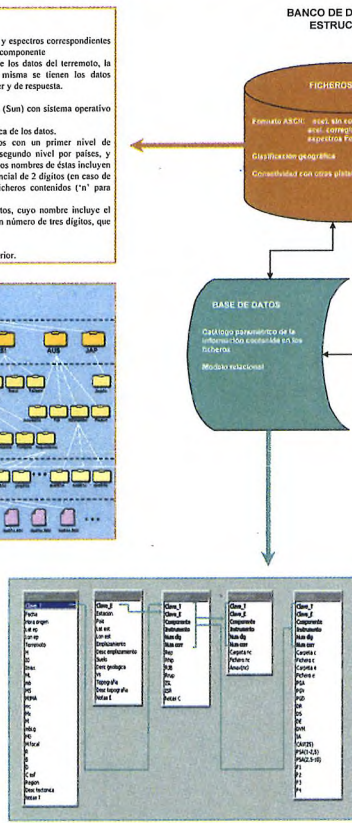
Tabla Estación: columnas referentes a la localización de la estación donde se registró el evento, clasificación en cuanto a tipo de emplazamiento y en cuanto a tipo de suelo.

Tabla Componentes: información común a cada componente como son, el modelo de instrumento y diferentes medidas de distancia entre la estación-fuente.

Tabla No-correctados: almacena los campos relativos al registro sin corregir (aceleración max, ficheros).

Tabla Correctados: información del registro corregido (valores pico, parámetros calculados, ficheros).

Tabla Estación:	Columnas:
Terremoto	IN
Estación	IN
Componentes	IN
Tabla No-correctados	IN
Tabla Correctados	IN



La base de datos ha sido desarrollada en el sistema Access de Microsoft, considerado en principio suficiente para la implementación del modelo diseñado. Este software es además fácilmente adaptable y utilizable desde cualquier ordenador personal, para la explotación y gestión de los datos.

Tabla Estación:	Columnas:
Terremoto	IN
Estación	IN
Componentes	IN
Tabla No-correctados	IN
Tabla Correctados	IN

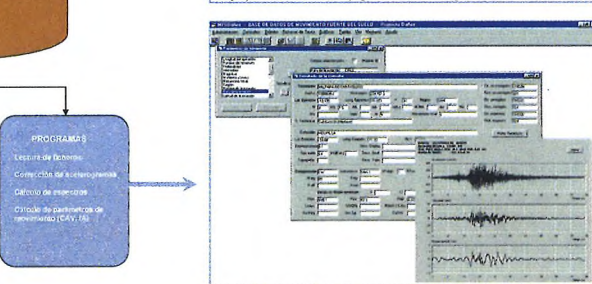
UTILIDADES INFORMÁTICAS

Para facilitar la gestión, selección y análisis de los datos se han elaborado, en paralelo a las actividades de organización y clasificación de los mismos, diferentes programas y utilidades informáticas.

MFSData, es un programa de interfaz de la base de datos MFS que permite, realizar consultas de tipo general en la que se seleccionan e incluyen todas las tablas y campos de la base de datos, y también realizar consultas variables, en las que se pueden elegir diferentes parámetros de búsqueda y rangos de valores de éstos, formando la combinación lógica que se precise.

En ambos tipos de consulta, los resultados pueden verse hojando la ficha individual de cada componente, o en un listado en forma de tabla. Desde las fichas puede también obtenerse un gráfico preliminar de la componente corregida (aceleración, velocidad y desplazamiento).

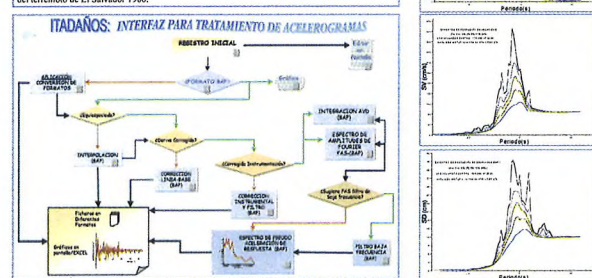
Un ejemplo del funcionamiento del programa se muestra en la figura inferior.



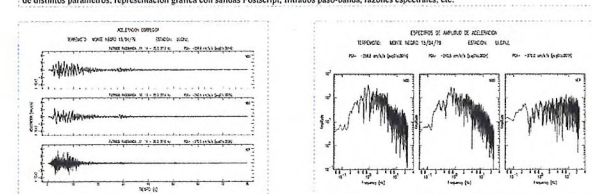
ITADaños (Interfaz de Tratamiento de Acelerogramas) para el procesamiento y tratamiento de los registros de movimiento permite leer y convertir a distintos formatos los ficheros del banco de datos, realizar procesos de corrección y cálculo de espectros de acelerogramas mediante diferentes enlaces via shell con el programa BAP (Basic Accelerogram Processing) desarrollado en el USGS (Converse 1992, 1995).

Permite también, producir salidas gráficas de los ficheros de entrada y de los diferentes ficheros resultantes, bien en el mismo programa (gráficos draft), o bien enlazando con gráficos Excel de Microsoft, más adecuados para edición posterior.

El organigrama de funcionamiento del programa, utilizado como menú básico durante la ejecución, se muestra en la siguiente figura. Junto a ésta se representan los espectros de respuesta de un registro del terremoto de El Salvador 1986.



Otros programas y macros (SAC-LNL) han sido desarrollados para la realización de diferentes tareas como lectura y conversión de formatos, cálculo de distintos parámetros, representación gráfica con salidas Postscript, filtros paso-banda, razones espectrales, etc.



CONTENIDOS DEL BANCO DE DATOS

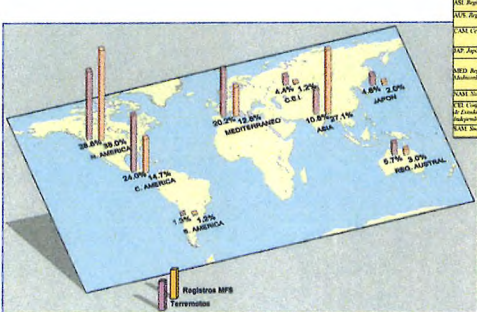
La recopilación inicial realizada, procedió de diferentes colecciones de acelerogramas, IGN, España (Cereño et al. 1988); ENEA, Italia; NGDC-NOAA, EEUU (Dunbar, Row, 1996); y de trabajos de recopilación previos realizados por algunos de los autores del trabajo (Cabañas 1992, Benito 1993).

El inventario actual del Banco de Datos recoge los resultados mostrados en las siguientes tablas y figuras.

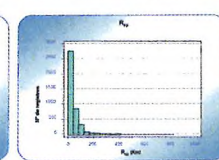
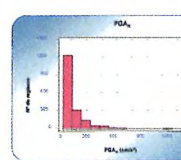
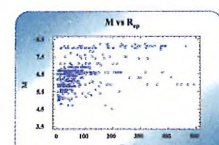
Nº TERREMOTOS			
1441			
SIN ASIG.	M < 4.0	M > 4.0	
202	537	675	

Nº ESTACIONES			
1639			
EDIFICIOS	CAMPO	INSTALACIONES	SIN ASIG.
711	248	324	347
Sólo Plata	Peso	Peso	Peso
177	214	320	25

Nº COMPONENTES (indig-2, no-corr-2)			
1242			
SOLO NO-CORR	SOLO CORR	NO-CORR + CORR	
(indig-2, no-corr-2)	(indig-2, no-corr-2)	(indig-2, no-corr-2)	
244	3278	5669	



REGION	PAISES	Nº Terremotos	Nº Estaciones
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171
EEU	Reino Unido	109	171



Proyecto DAÑOS

Colección
Otros Documentos CSN