



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Atenuación espectral de ondas L_g y pseudoaceleración máxima del terreno en la Península Ibérica

Mariano J. García Fernández



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – CompartirIgual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – CompartirIgual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

**Atenuación espectral de ondas *Lg*
y pseudoaceleración máxima del terreno
en la Península Ibérica**

Mariano J. García Fernández

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DINÁMICA
GEOFÍSICA Y PALEONTOLOGÍA
UNIVERSIDAD DE BARCELONA

Memoria presentada en el Departamento de Geología Dinámica,
Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona para
optar al grado de Doctor en Física.

Barcelona 5 de Septiembre de 1989

Visto bueno

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'J. A. Canas', enclosed within a hand-drawn oval.

José Antonio Canas Torres
Director de la tesis

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Mariano García', written in a cursive style.

Mariano García Fernández

Resumen

El objetivo de este trabajo de investigación ha sido determinar, en el marco geográfico de la Península Ibérica, valores regionales de la atenuación anelástica espectral de las ondas *Lg* en función de la frecuencia; así como fórmulas regionales de pseudoaceleración en función de la magnitud, la distancia epicentral y la atenuación anelástica.

La menor atenuación corresponde al conjunto de la Península Ibérica. La atenuación en la región NE es intermedia, y la más elevada aparece en las regiones SSE y Granada. La dependencia frecuencial de la atenuación es más acusada en la región NE, mientras que en el resto los valores son semejantes entre sí. Los valores del coeficiente de atenuación anelástica son consistentes, en general, con otros resultados obtenidos para diversas zonas de la Península, así como con los calculados para otras áreas geográficas, a partir de métodos diferentes; guardando una relación estrecha con las características geotéctónicas de la zona y con el resto de los parámetros geofísicos conocidos.

Se han determinado fórmulas empíricas regionalizadas de pseudoaceleración máxima en función de la magnitud, la distancia epicentral y la atenuación anelástica de las ondas *Lg*, para la frecuencia característica de 5 Hz. Estas relaciones permiten distinguir, para distancias epicentrales mayores de unos 50 km y terremotos de características idénticas, zonas de pseudoaceleración alta (P. Ibérica), media (NE) y baja (SSE y Granada). Comparando con los cuatro registros de aceleración máxima vertical disponibles en la Península Ibérica, se puede afirmar que las predicciones empíricas propuestas proporcionan una estima adecuada de la aceleración máxima del terreno, por lo que pueden considerarse representativas de las regiones estudiadas.

Esta memoria es el resultado de un trabajo en el que han colaborado diversas personas e instituciones. Desde las líneas que siguen quiero agradecer su ayuda incondicional y desinteresada, incluyendo a aquellas que no aparecen mencionadas expresamente.

Al Dr. J. A. Canas, catedrático de la ETSECCP/UPC y director del trabajo, por su continuo interés, orientación, sugerencias y consejos.

Al Dr. D. Mayer-Rosa, jefe del Servicio Sismológico Suizo, por su apoyo y estímulo constantes, y sus valiosos comentarios.

A los Drs. A. M. Correig y J. Pous, del Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Univ. de Barcelona, por las facilidades prestadas para la realización y presentación del trabajo.

A Dn. C. Blay y al Dr. L. Pujades, de la ETSECCP/UPC, que han aportado su valiosa colaboración en la parte informática y han contribuido con datos y figuras.

A los Drs. J.J. Egozcue, de la ETSECCP/UPC, y W.W. Hays, del U.S. Geological Survey, por sus sugerencias y comentarios críticos.

Al Dr. E. Banda, del Inst. J. Almera del CSIC, por la información sobre datos geofísicos y sus útiles comentarios.

A la Dra. C. Olivera y a Dn. A. Roca, del Servei Geològic de Catalunya, por sus informaciones y comentarios.

A los Drs. J. Badal, de la Univ. de Zaragoza, y M. Herráiz, de la Univ. Complutense de Madrid, que han aceptado amablemente formar parte del tribunal.

Al Institut für Geophysik/ETH-Zürich, donde desarrollo mi actividad profesional desde 1986, por su extraordinaria acogida y por haberme facilitado la posibilidad de poder compaginar este trabajo con los diferentes proyectos en que he participado.

Al Instituto Geográfico Nacional, al Observatorio Universitario de Cartuja y a los responsables de los diversos observatorios geofísicos que han proporcionado los sismogramas utilizados en el trabajo.

Al Dpto. de Ingeniería del Terreno, Minera y Cartográfica de la ETSECCP/UPC donde se ha realizado el delineado de algunas figuras y parte de la redacción e impresión; y en particular a Dn. J. Clapés.

Al Centro de Cálculo y al Dpto. de Matemática Aplicada III de la ETSECCP/UPC, especialmente a Dn. J. Sarrate y Dn. A. Huerta, donde se ha llevado a cabo la mayor parte del análisis de datos.

Por último, y de modo muy especial, quiero agradecer a María José y a Ana María su paciencia finita pero continua.

Parte del trabajo se encuadra dentro del proyecto PB87-0854 de la DGICYT.

Índice

| | |
|--|-----------|
| Introducción | 1 |
| 1 Marco geológico y geofísico: La Península Ibérica | 5 |
| 1.1 Rasgos geológicos y tectónicos | 6 |
| 1.1.1 Principales unidades geotectónicas | 6 |
| 1.1.2 La Placa Ibérica: Evolución geodinámica | 15 |
| 1.2 Sísmicidad | 20 |
| 1.3 Otros parámetros geofísicos | 24 |
| 1.4 Resumen | 37 |
| 2 Movimiento sísmico del terreno: Generalidades | 39 |
| 2.1 Introducción | 40 |
| 2.2 Atenuación de ondas sísmicas | 42 |
| 2.3 Parámetros del movimiento del terreno | 44 |
| 2.3.1 Aceleración, velocidad y desplazamiento | 45 |
| 2.3.2 Duración | 46 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 2.3.3 | Contenido espectral: Espectro de respuesta | 47 |
| 2.3.4 | Contenido espectral: Espectro de Fourier | 58 |
| 2.3.5 | Relación entre los espectros de respuesta y de Fourier . . . | 60 |
| 2.3.6 | Energía | 66 |
| 2.3.7 | Relaciones empíricas | 67 |
| 2.4 | Resumen | 71 |
| 3 | Movimiento sísmico del terreno: Ondas L_g | 73 |
| 3.1 | L_g | 74 |
| 3.2 | Atenuación de ondas L_g : Dominio del tiempo | 77 |
| 3.3 | Atenuación de ondas L_g : Dominio de la frecuencia | 79 |
| 3.4 | Pseudoaceleración máxima del terreno, PSA | 81 |
| 3.5 | Resumen | 83 |
| 4 | Datos | 85 |
| 4.1 | Estaciones, terremotos y regiones de estudio | 86 |
| 4.2 | Digitalización de sismogramas | 94 |
| 4.3 | Curvas de calibración | 96 |
| 4.4 | Análisis espectral | 98 |
| 4.5 | Resumen | 103 |
| 5 | Atenuación espectral de ondas L_g en la Península Ibérica | 105 |
| 5.1 | Cálculo del coeficiente de atenuación $\gamma(f)$ | 106 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5.2 | Resultados y discusión | 113 |
| 5.3 | Resumen | 123 |
| 6 | <i>PSA</i> máxima del terreno en la Península Ibérica | 125 |
| 6.1 | Cálculo de pseudoaceleraciones máximas | 126 |
| 6.2 | Resultados y discusión | 129 |
| 6.3 | Resumen | 136 |
| | Conclusiones | 138 |
| | Apéndices | 145 |
| A | La transformada de Fourier: Aplicación a señales sísmicas | 146 |
| B | Lista de terremotos utilizados | 152 |
| C | Ejemplos de sismogramas utilizados | 162 |
| D | Ejemplos de espectros de Fourier calculados | 179 |
| E | Ajustes Amplitud espectral-Distancia epicentral | 185 |
| F | Ejemplos de distribución de <i>PSA</i> en función del período | 198 |
| G | Curvas Pseudoaceleración máxima-Distancia epicentral | 208 |
| | Referencias | 217 |

Lista de Tablas

| | | |
|-----|---|-----|
| 4.1 | Estaciones sísmicas y registros seleccionados | 88 |
| 5.1 | Valores regionales de $\gamma(f)$ | 119 |
| 5.2 | Valores regionales del coeficiente N en $\gamma = \gamma_0 f^N$ | 120 |
| 6.1 | Coefficientes de la regresión lineal de PSA | 128 |
| B.1 | (i) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE | 154 |
| B.1 | (ii) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE | 155 |
| B.1 | (iii) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE | 156 |
| B.1 | (iv) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE | 157 |
| B.1 | (v) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE | 158 |
| B.2 | (i) Lista de terremotos. Región de Granada | 159 |
| B.2 | (ii) Lista de terremotos. Región de Granada | 160 |
| B.2 | (iii) Lista de terremotos. Región de Granada | 161 |

Lista de Figuras

| | | |
|------|--|----|
| 1.1 | Península Ibérica: Unidades geotectónicas principales | 7 |
| 1.2 | Pirineos: Unidades geotectónicas principales | 10 |
| 1.3 | Béticas: Unidades geotectónicas principales | 13 |
| 1.4 | Rotación de la Placa Ibérica | 17 |
| 1.5 | Situación actual de la Placa Ibérica | 18 |
| 1.6 | Sisnicidad en la región Ibérica (1384–1984) | 21 |
| 1.7 | Terremotos destructores en la Península Ibérica desde 1400 | 23 |
| 1.8 | Mecanismos focales de terremotos en la región Ibérica | 25 |
| 1.9 | Mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica | 27 |
| 1.10 | Estructura cortical de la Península Ibérica | 28 |
| 1.11 | Mapa de gradiente geotérmico de España | 30 |
| 1.12 | Isosistas del terremoto del 19 de Mayo de 1951 | 32 |
| 1.13 | Mapa de peligrosidad sísmica de la P. Ibérica | 33 |
| 1.14 | Mapa de peligrosidad sísmica del Sur de España | 34 |
| 1.15 | Mapa de peligrosidad sísmica de Cataluña | 35 |

| | | |
|------|---|-----|
| 1.16 | Mapa de isóneas Q_0 de la P. Ibérica | 36 |
| 2.1 | Sistema físico amortiguado de un grado de libertad | 48 |
| 2.2 | Ejemplo de espectros de respuesta, SV | 52 |
| 2.3 | Representación tripartita del espectro de respuesta | 57 |
| 2.4 | Ejemplo de espectro de Fourier de aceleración, FA | 61 |
| 2.5 | Relación entre los espectros de respuesta y de Fourier | 65 |
| 2.6 | Ejemplos de relaciones aceleración-intensidad | 70 |
| 4.1 | Península Ibérica: Estaciones sísmicas utilizadas | 89 |
| 4.2 | Granada: Estaciones sísmicas y terremotos utilizados | 90 |
| 4.3 | Ejemplos de sismogramas. Estación GUD | 92 |
| 4.4 | Recorridos epicentro-estación considerados | 93 |
| 4.5 | Estación LGR: Ajuste analítico de la respuesta instrumental | 99 |
| 4.6 | Estación EBR: Ejemplos de espectros de Fourier | 102 |
| 5.1 | Amplitud espectral-Distancia. Región P. Ibérica. 1 Hz | 109 |
| 5.2 | Amplitud espectral-Distancia. Región P. Ibérica. 2 Hz | 110 |
| 5.3 | Amplitud espectral-Distancia. Región P. Ibérica. 4 Hz | 111 |
| 5.4 | Amplitud espectral-Distancia. Región P. Ibérica. 5 Hz | 112 |
| 5.5 | Dependencia frecuencial de γ . Región P. Ibérica | 114 |
| 5.6 | Dependencia frecuencial de γ . Región NE | 115 |
| 5.7 | Dependencia frecuencial de γ . Región SSE | 116 |
| 5.8 | Dependencia frecuencial de γ . Región Granada | 117 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.9 | Dependencia frecuencial de γ . Todas las regiones | 118 |
| 6.1 | Estación LGR: Ejemplos de distribución de <i>PSA</i> -período | 127 |
| 6.2 | Relación <i>PSA</i> - γ (5 Hz) para $m_bLg = 3$ | 131 |
| 6.3 | Relación <i>PSA</i> - γ (5 Hz) para $m_bLg = 5$ | 132 |
| 6.4 | Comparación <i>PSA</i> - aceleración observada (24.06.86) | 134 |
| 6.5 | Comparación <i>PSA</i> - aceleración observada (06.01.89) | 135 |
| C.1 | Ejemplos de sismogramas. Estación ALI | 163 |
| C.2 | Ejemplos de sismogramas. Estación ALM | 164 |
| C.3 | Ejemplos de sismogramas. Estacion CRT1 | 165 |
| C.4 | Ejemplos de sismogramas. Estacion EBR | 166 |
| C.5 | Ejemplos de sismogramas. Estacion LGR | 167 |
| C.6 | Ejemplos de sismogramas. Estacion LIS | 168 |
| C.7 | Ejemplos de sismogramas. Estacion MAL | 169 |
| C.8 | Ejemplos de sismogramas. Estacion MLS | 170 |
| C.9 | Ejemplos de sismogramas. Estacion PTO | 171 |
| C.10 | Ejemplos de sismogramas. Estacion SFS | 172 |
| C.11 | Ejemplos de sismogramas. Estacion TOL | 173 |
| C.12 | Ejemplos de sismogramas. Estacion CRT2 | 174 |
| C.13 | Ejemplos de sismogramas. Estacion LOJ | 175 |
| C.14 | Ejemplos de sismogramas. Estacion PHE | 176 |
| C.15 | Ejemplos de sismogramas. Estacion SMO | 177 |

| | | |
|------|--|-----|
| C.16 | Ejemplos de sismogramas. Estacion TEJ | 178 |
| D.1 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 180 |
| D.2 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 181 |
| D.3 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 182 |
| D.4 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 183 |
| D.5 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 184 |
| E.1 | Amplitud espectral-Distancia. Región NE. 1 Hz | 186 |
| E.2 | Amplitud espectral-Distancia. Región NE. 2 Hz | 187 |
| E.3 | Amplitud espectral-Distancia. Región NE. 4 Hz | 188 |
| E.4 | Amplitud espectral-Distancia. Región NE. 5 Hz | 189 |
| E.5 | Amplitud espectral-Distancia. Región SSE. 1 Hz | 190 |
| E.6 | Amplitud espectral-Distancia. Región SSE. 2 Hz | 191 |
| E.7 | Amplitud espectral-Distancia. Región SSE. 4 Hz | 192 |
| E.8 | Amplitud espectral-Distancia. Región SSE. 5 Hz | 193 |
| E.9 | Amplitud espectral-Distancia. Región Granada. 1 Hz | 194 |
| E.10 | Amplitud espectral-Distancia. Región Granada. 2 Hz | 195 |
| E.11 | Amplitud espectral-Distancia. Región Granada. 4 Hz | 196 |
| E.12 | Amplitud espectral-Distancia. Región Granada. 5 Hz | 197 |
| F.1 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 199 |
| F.2 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 200 |
| F.3 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 201 |

| | | |
|-----|---|-----|
| F.4 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 202 |
| F.5 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 203 |
| F.6 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 204 |
| F.7 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 205 |
| F.8 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 206 |
| F.9 | <i>Explicación al principio del apéndice</i> | 207 |
| G.1 | P. Ibérica. <i>PSA-Distancia epicentral</i> | 209 |
| G.2 | Región NE. <i>PSA-Distancia epicentral</i> | 210 |
| G.3 | Región SSE. <i>PSA-Distancia epicentral</i> | 211 |
| G.4 | Granada. <i>PSA-Distancia epicentral</i> | 212 |
| G.5 | <i>PSA-Distancia epicentral, $m_bLg = 2$</i> | 213 |
| G.6 | <i>PSA-Distancia epicentral, $m_bLg = 3$</i> | 214 |
| G.7 | <i>PSA-Distancia epicentral, $m_bLg = 4$</i> | 215 |
| G.8 | <i>PSA-Distancia epicentral, $m_bLg = 5$</i> | 216 |

Introducción

...¿cómo queréis vos que no me tenga confuso el qué dirá el antiguo legislador que llaman vulgo cuando vea que, al cabo de tantos años como ha que duermo en el silencio del olvido, salgo ahora, con todos mis años auestas, con una leyenda seca como un esparto, ajena de invención, menguada de estilo, pobre de concetos y falta de toda erudición y doctrina, sin acotaciones en las márgenes y sin anotaciones en el fin del libro, como veo que están otros libros, aunque sean fabulosos y profanos, tan llenos de sentencias de Aristóteles, de Platón y de toda la caterva de filósofos, que admiran a los leyentes, y tienen a sus autores por hombres leídos, eruditos y elocuentes?...

M. DE CERVANTES. *El Ingenioso Hidalgo don Quijote de la Mancha*

La aceleración del terreno debida a un terremoto es un parámetro de gran importancia en Sismología y en Ingeniería Sísmica, especialmente en los estudios de riesgo sísmico.

El conocimiento del comportamiento del terreno sometido a una excitación sísmica, en términos de aceleración, es posible, fundamentalmente, a partir de la medida de la misma durante sucesos reales, mediante el empleo de acelerómetros.

En regiones con pocos instrumentos en servicio la dificultad de disponer de acelerogramas en número suficiente resulta obvia. Si además, como es el caso en la Península Ibérica, la sismicidad es de moderada a baja, esa dificultad aumenta de modo notable.

De hecho, y según los datos disponibles, hasta la fecha sólo existen cuatro registros de aceleración en la Península Ibérica, tres de ellos correspondientes al mismo terremoto (Carreño *et al.*, 1989; A. Roca, comunicación personal).

En estas circunstancias, cuando se trata de conocer la aceleración máxima que puede experimentarse en un punto como consecuencia de un terremoto, se acude a relaciones empíricas, basadas en aceleraciones observadas, que en función de la magnitud y la distancia epicentral o en función de la intensidad permiten asignar un valor de aceleración máxima.

Aparte de la incertidumbre derivada de la dispersión de los datos en este tipo de relaciones, en general, éstas se refieren a regiones concretas, lo que hace muy delicada su aplicación directa en otras zonas de características no siempre semejantes. Los errores derivados del empleo inadecuado de una de estas leyes empíricas pueden afectar negativamente a la seguridad de las estructuras construidas y, en consecuencia, a la de los usuarios de las mismas.

La obtención y utilización de relaciones empíricas del tipo de las mencionadas se ha generalizado desde las primeras publicaciones en los años 40 y 50 (p.e. Gutenberg y Richter, 1942, 1956; Neumann, 1954) hasta nuestros días, habiéndose producido un significativo aumento de los trabajos publicados a partir de la década de los 70, debido, fundamentalmente, al número de observaciones obtenidas durante el terremoto de San Fernando, California, en 1971 y otros posteriores (p.e. Schnabel y Seed, 1973; Donovan, 1973; Joyner y Boore, 1981).

Un factor importante íntimamente relacionado con el nivel que un determinado parámetro del movimiento del terreno (p.e. la aceleración) puede alcanzar en un punto, a consecuencia de un terremoto, es la atenuación anelástica. Por lo tanto, para una determinación adecuada del movimiento sísmico del terreno es de gran interés conocer el valor del coeficiente de atenuación anelástica, γ , en la región de

estudio, así como su dependencia frecuencial, experimentalmente observada (p.e. Dwyer *et al.*, 1983; Hasegawa, 1985).

Para distancias epicentrales medias — de 25 a 1000 km — y terremotos de pequeños a moderados — magnitudes (m_bLg) entre 2 y 5 — la contribución mayor al movimiento del terreno procede, generalmente, de las ondas *Lg* (Dwyer *et al.*, 1983; Hasegawa, 1985); especialmente en el rango de frecuencias donde están comprendidas las frecuencias propias de vibración de las estructuras más comunes — entre 1 y 10 Hz — (Nuttli, 1978). Estas observaciones justifican la importancia de los estudios sismológicos en los que se consideran las ondas *Lg*, particularmente en el campo del riesgo sísmico y de la Ingeniería Sísmica.

En el presente trabajo se propone y se aplica una metodología alternativa para la obtención de aceleraciones máximas del terreno en una región, mediante el análisis espectral de las ondas *Lg* de sismogramas de período corto. Los objetivos básicos perseguidos son tres, circunscritos al ámbito geográfico de la Península Ibérica:

1. Determinación de coeficientes de atenuación anelástica a partir de las amplitudes espectrales de ondas *Lg* de sismogramas de corto período, así como la dependencia frecuencial de los mismos.
2. Determinación de fórmulas de pseudoaceleración máxima en función de la magnitud, la distancia epicentral y el coeficiente de atenuación anelástica, para su utilización como aproximaciones a los valores reales de la aceleración del terreno.
3. Regionalización de la atenuación anelástica y de la pseudoaceleración máxima del terreno.

La realización práctica de estos objetivos se inicia en el Capítulo 1 donde se

resumen las principales características geológicas y tectónicas de la Península Ibérica, su sismicidad y otros parámetros geofísicos conocidos en la misma.

En los Capítulos 2 y 3, se introducen los conceptos básicos más importantes sobre el movimiento sísmico del terreno y se describen la teoría y metodologías a utilizar.

El Capítulo 4 se dedica a la descripción de las estaciones sísmicas y los terremotos que constituyen la base de datos del trabajo, incluyendo la discusión de las técnicas de digitalización y análisis de señal que han sido aplicadas.

Los Capítulos 5 y 6 contienen la aplicación práctica de las técnicas descritas con anterioridad para la obtención de la atenuación anelástica espectral y de la pseudoaceleración máxima del terreno. Los resultados se muestran regionalizados y se comparan con los obtenidos mediante métodos diferentes y con los diversos parámetros geofísicos conocidos que aparecen en el Capítulo 1.

Por último, se establecen las conclusiones del trabajo y las posibilidades de continuar y complementar el mismo.

Con los objetivos de este trabajo se ha pretendido contribuir al conocimiento sobre la atenuación anelástica en la Península Ibérica y, al mismo tiempo, facilitar la obtención práctica de valores regionales de aceleración máxima del terreno. La metodología desarrollada es suficientemente general y flexible como para permitir su aplicación en otras regiones en donde no se disponga de medidas de aceleración o éstas sean escasas.

Capítulo 1

Marco geológico y geofísico: La Península Ibérica

1.1 Rasgos geológicos y tectónicos de la Península Ibérica

La situación de la Península Ibérica, flanqueada por el Atlántico y el Mediterráneo y localizada en el límite entre dos grandes placas litosféricas (la Euroasiática y la Africana), la convierte en una zona de gran interés para el estudio de sistemas geológicos interplaca e intraplaca; constituyendo un escenario donde se han desarrollado una amplia variedad de procesos tectónicos.

1.1.1 Principales unidades geotectónicas

La Península Ibérica está formada por una gran variedad de unidades geotectónicas, a pesar de ser un ente geográfico de tamaño relativamente pequeño. Estas unidades, que aparecen esquematizadas en la Figura 1.1, pueden agruparse, básicamente, en dos clases: las del dominio Hercínico y las del dominio Alpino. Esta simplificación, válida para un esquema puramente descriptivo, no refleja la gran heterogeneidad y complejidad que presentan, a nivel de detalle, la geología y la tectónica de la Península Ibérica, tal como demuestran los diferentes mapas geológicos y tectónicos disponibles (p.e. García-Loygorri, 1980; Julivert *et al.*, 1980a; Alvarado, 1983).

El dominio Hercínico

El dominio Hercínico está representado, fundamentalmente, por los afloramientos de terrenos paleozoicos deformados durante la orogenia Hercínica y comprende gran parte de la mitad occidental de la Península, constituyendo el denominado Macizo Ibérico o Hespérico (Figura 1.1); así como núcleos aislados que afloran

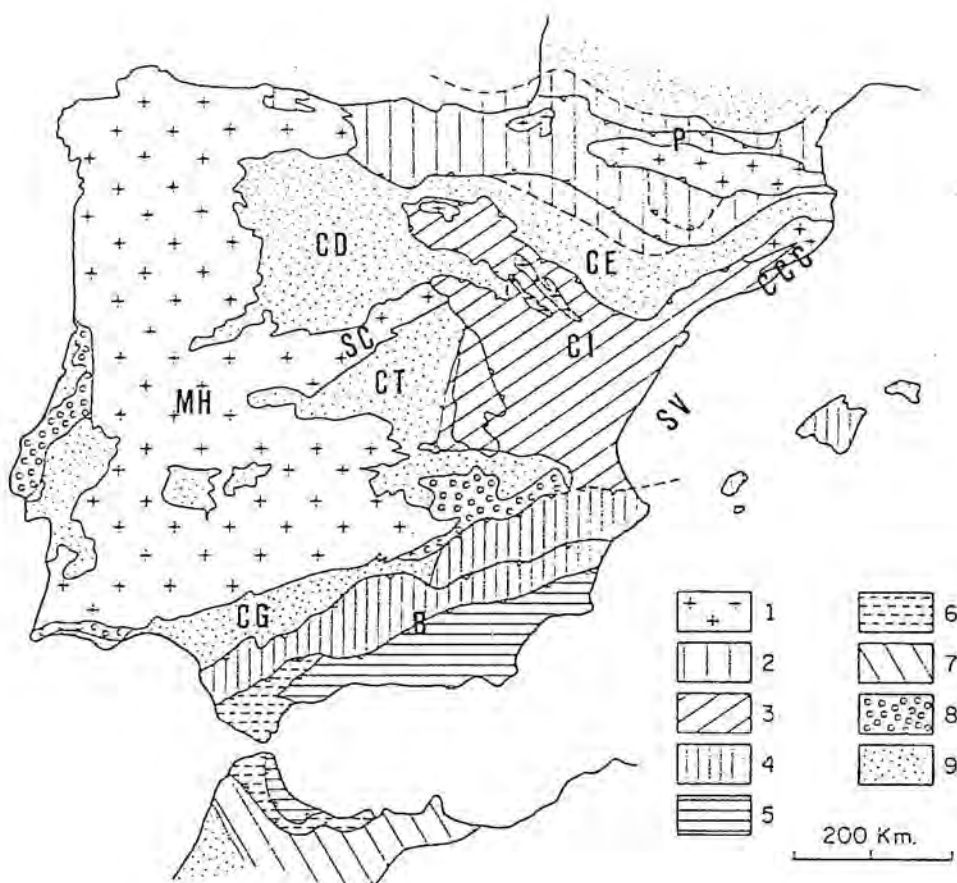


Figura 1.1: *Península Ibérica: Unidades geotectónicas principales.* (1) Zócalo Hercínico; (2) Cobertura mesozoica deformada del dominio Pirenaico; (3) Área aulocógena mesozoica; (4) Zonas externas mesozoicas del dominio Bético; (5) Zonas internas (Mesozoico y Paleozoico) del dominio Bético; (6) Unidades de flysch intermedias del arco de Gibraltar; (7) Mesozoico del margen africano; (8) Cobertura mesozoica no deformada; (9) Cuencas terciarias. MH, Macizo Hespérico; P, Pirineos; B, Béticas; CI, Cordillera Ibérica; CCC, Cadenas Costeras Catalanas; SC, Sistema Central; CE, Cuenca del Ebro; CD, Cuenca del Duero; CT, Cuenca del Tajo; CG, Cuenca del Guadalquivir; SV, Surco de Valencia. (Vegas y Banda, 1982).

en la Cordillera Ibérica, en las Cadenas Costeras Catalanas, en la zona Axial pirenaica y en las Béticas internas (Julivert *et al.*, 1980b). Dentro de este grupo se pueden incluir, por su relación indirecta con el mismo, los afloramientos de terrenos precámbricos deformados con anterioridad al Paleozoico, así como los reducidos afloramientos de terrenos paleozoicos postorogénicos que no fueron deformados por la orogenia Hercínica.

El Macizo Hespérico, que constituye el mayor exponente en Europa occidental de la antigua cadena Hercínica, es la parte de la Península que permaneció emergida desde el final del Carbonífero, no habiendo sido cubierta por los mares mesozoicos. Está formado principalmente por rocas graníticas y metamórficas de edad paleozoica. Los extremos norte y sur de este fragmento continental han sido fuertemente deformados durante la orogenia Alpina, sufriendo los efectos de desplazamientos horizontales de varios cientos de kilómetros. El borde este del Macizo Hespérico queda dentro del área afectada por la apertura de las cuencas mediterráneas, por lo que las prolongaciones hacia el Este del mismo se encuentran en la actualidad ocultas bajo las aguas del Mediterráneo. El borde oeste, a lo largo de la costa portuguesa, ha permanecido, sin embargo, formando parte de la misma zona extensional desde principios del Mesozoico (Julivert *et al.*, 1980b; Vegas y Banda, 1982).

El dominio Alpino

Dentro del dominio Alpino, se pueden considerar todos los afloramientos de terrenos mesozoicos y terciarios, tanto aquellos que fueron deformados por la orogenia Alpina, como los que no sufrieron deformación. Este grupo comprende, por un lado, las cordilleras alpinas situadas en los bordes de la Península: los Pirineos y las Béticas; y por otro, las unidades correspondientes a la deformación alpina en

el interior de Iberia: la Cordillera Ibérica, el Sistema Central y un conjunto de cuencas terciarias (las cuencas del Ebro, del Guadalquivir, del Duero y del Tajo) (Figura 1.1).

Los Pirineos

Los Pirineos presentan algunas peculiaridades respecto al resto de las cadenas alpinas de Europa, entre las que se pueden destacar: un trazado rectilíneo rígido, un desarrollo muy localizado del metamorfismo con características específicas y una débil actividad magmática. La extensión física de la cadena pirenaica va más allá de su definición orográfica como separación entre la Península Ibérica y el resto de la Europa continental. Los pliegues de su parte norte pueden seguirse hacia el Este por el Languedoc hasta la Provenza. Hacia el Oeste, continúa por el País Vasco hasta el golfo de Vizcaya, extendiéndose oblicuamente bajo el mar Cantábrico. Clásicamente se han distinguido tres zonas estructurales, que de Norte a Sur son: La Zona Subpirenaica Septentrional (o Zona Nor-pirenaica), la Zona Axial paleozoica y la Zona Subpirenaica Meridional (o Zona Surpirenaica). Las zonas externas, la Septentrional y la Meridional, muestran una asimetría clara en extensión y presentan diferentes tipos de deformación (Figura 1.2). La Zona Subpirenaica Septentrional está formada por terrenos del Mesozoico y de inicios del Terciario. El Frente Subpirenaico Septentrional (o Cabalgamiento Nor-pirenaico) señala el límite de los cabalgamientos de la cadena sobre el antepaís norte. En las proximidades de la frontera entre la Zona Septentrional y la Zona Axial, la deformación aumenta de intensidad, estando los sedimentos mesozoicos afectados por fallas verticales profundas, de las que la más importante es la Falla Nor-pirenaica, cuya traza puede seguirse durante más de 100 km hacia la parte este de la cadena y que puede interpretarse como la línea base de una zona transformante de importancia fundamental para explicar la propia formación de la cadena.

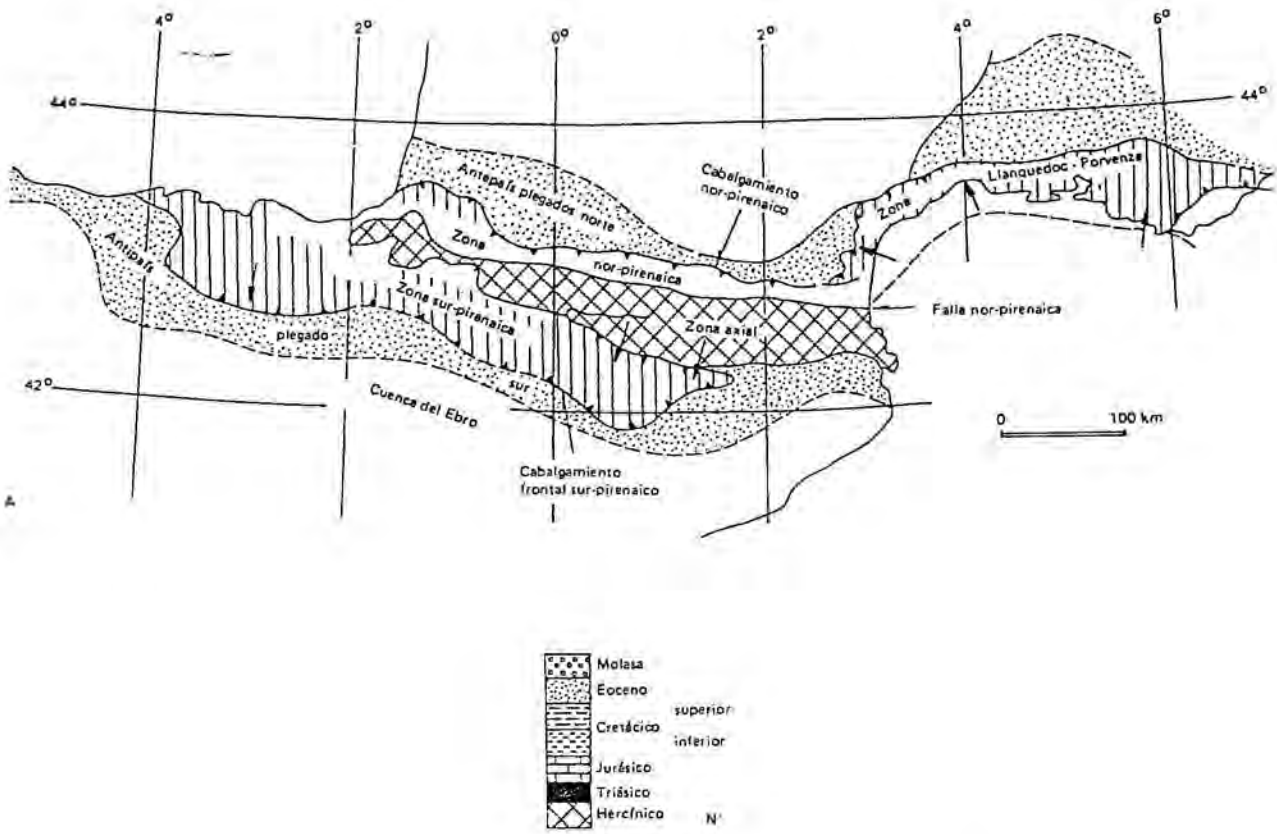


Figura 1.2: Pirineos: Unidades geotectónicas principales (Muñoz et al., 1983).

La Zona Axial es un importante conjunto de rocas paleozoicas, donde se encuentran las mayores alturas de la cordillera (por encima de los 3000 m). Esta zona se compone de corteza hercínica cuyo recubrimiento ha sido erosionado y sometido a una deformación alpina superpuesta. La Zona Axial tiene continuidad en su parte central y este, mientras que hacia el Oeste se presenta en macizos aislados.

La Zona Subpirenaica Meridional está compuesta, al igual que la Zona Septentrional, por terrenos del Mesozoico y de inicios del Terciario, pero su extensión es mucho mayor. Se extiende hacia el Sur, adentrándose en la cuenca del Ebro, donde su límite constituye el Frente Subpirenaico Meridional (o Cabalgamiento frontal Surpirenaico).

Las deformaciones alpinas que han afectado el zócalo hercínico de los Pirineos no son en general muy penetrantes, por lo que la estructura hercínica ha permanecido bien conservada en amplios sectores. Este hecho indica que la orogenia Alpina no ha alcanzado en el Pirineo la importancia que tiene en las cordilleras alpinas típicas (p.e. los Alpes o las Béticas) (Julivert *et al.*, 1980b).

Las Béticas

La Cordillera Bética es el rasgo más característico de la orogenia Alpina en la Península Ibérica. Se extiende desde las costas de Cádiz hasta la zona sur de la región valenciana, prolongándose hacia el Este en las islas Baleares. Su prolongación SO ha sido discutida, pero parece confirmado que las zonas internas tienen su continuación a través del estrecho de Gibraltar enlazando con las zonas internas de la cordillera del Rif en el Norte de Africa (p.e. Didon *et al.*, 1973).

Al igual que en otras cordilleras alpinas, las unidades principales de las Béticas se agrupan en unidades *externas* y unidades *internas*, en función de la intensidad de deformación y de metamorfismo. Las zonas externas se subdividen a su

vez en Prebética y Subbética (Figura 1.3). En las zonas externas (Prebética y Subbética) las estructuras de plegamiento y de mantos de corrimiento de edad alpina sólo afectan a los materiales de la cobertera de edad posterior al Paleozoico. En las zonas internas (la zona Bética propiamente dicha), las estructuras alpinas afectan tanto a los materiales mesozoicos como a los de edad anterior; además, se han desarrollado procesos de metamorfismo de edad post-paleozoica. En función de la naturaleza del zócalo pre-alpino y de la cobertera mesozoica, así como del grado de metamorfismo, se han distinguido tres unidades en las zonas internas: los complejos Nevadofilábride, Alpujárride y Maláguide. El metamorfismo es elevado en el complejo Nevadofilábride y bajo en el Alpujárride, mientras que el complejo Maláguide no ha sufrido metamorfismo. Algunos autores sugieren la subdivisión de las zonas internas en sólo dos dominios, en base a su diferente evolución magmática (p.e. Torres-Roldán, 1979).

Las zonas internas no forman parte de la placa Ibérica, sino que, o bien pertenecen al margen africano del Tetis, o son un bloque desprendido del antepaís africano. Por tanto, el borde sur de la placa Ibérica debe encontrarse en alguna parte bajo el contacto entre las zonas internas y las externas; por lo que su frontera en superficie no representa necesariamente la situación en profundidad del contacto entre las unidades ibéricas y las unidades africanas (Vegas y Banda, 1982).

En las Béticas, además de las unidades fundamentales mencionadas, existen otros elementos estructurales, más o menos autóctonos, que, según Julivert *et al.* (1980b), corresponden a: (a) el complejo del Campo de Gibraltar y otras unidades afines situadas más al Este, que son un conjunto de mantos de corrimiento cuyo origen está en discusión, (b) la depresión de la cuenca del Guadalquivir, que con características de antifosa bordea la Cordillera Bética y

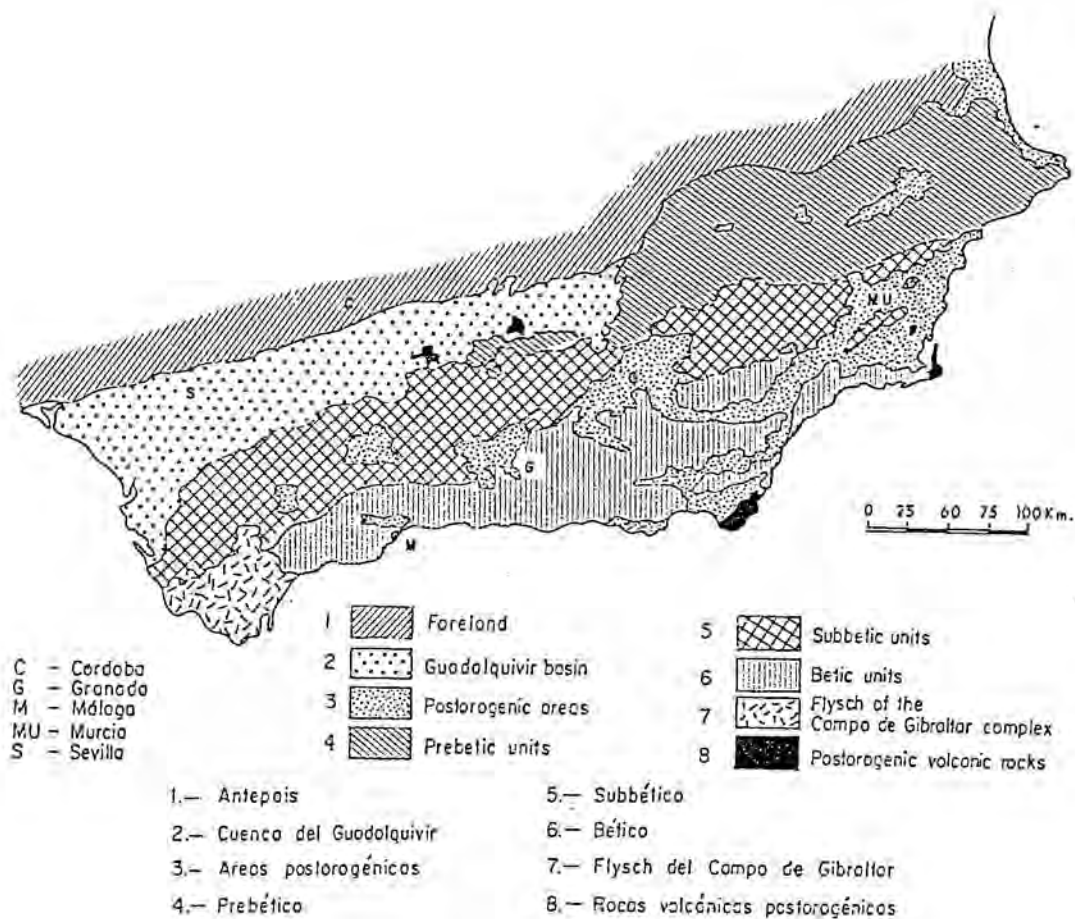


Figura 1.3: *Béticas: Unidades geotectónicas principales (Alvarado, 1989).*

la separa del Macizo Hespérico, y (c) las depresiones interiores, cuya individualización tiene origen tectónico, pero cuyo desarrollo es de edad más tardía que las estructuras de plegamientos y de mantos de corrimiento presentes en la cadena (p.e. las depresiones de Granada, de Guadix, y las del Bajo Segura).

Deformación alpina intraplaca

La deformación compresional alpina ha afectado también el interior de la Península, aunque de forma menos espectacular que en sus bordes.

La Cordillera Ibérica (Figura 1.1) corresponde a lo que se conoce como una cordillera intermedia. Aunque contiene sedimentos mesozoicos de gran espesor y existen zonas intensamente deformadas, ni la evolución sedimentaria ni el estilo tectónico son los típicos de una cordillera del sistema alpino; a esto se añade la ausencia de metamorfismo y la prácticamente no existencia de actividad magmática post-hercínica. Es una cordillera plegada, compuesta por materiales de cobertura pre-orogénicos sobre un zócalo hercínico formado por rocas precámbricas, que afloran en poca extensión, y por rocas paleozoicas (Juli-vert *et al.*, 1980b).

El Sistema Central es un relieve constituido por bloques elevados del zócalo hercínico que separa las dos grandes cuencas del interior de la Península, la del Duero y la del Tajo (Figura 1.1). Está limitado por fallas inversas originadas por un fenómeno compresional transmitido a través del Macizo Hespérico; durante el cual, probablemente, se formaron las cuencas del Duero y del Tajo (Vegas y Banda, 1982). El relleno de ambas cuencas lo forman materiales continentales y lacustres terciarios, los cuales hacia el E y SE se apoyan sobre los del Mesozoico de la orla oriental del Macizo Hespérico, mientras que hacia el Oeste rebasan el límite occidental del Mesozoico para apoyarse directamente sobre el zócalo (Juli-vert *et al.*, 1980b).

Las otras dos cuencas terciarias importantes se encuentran, una limitando las Béticas en su parte norte (la cuenca del Guadalquivir) y la otra rodeada por los Pirineos y la Cordillera Ibérica (la cuenca del Ebro). Ambas corresponden a cuencas de tipo molásico (Vegas y Banda, 1982).

Otro relieve importante de la Península, las Cadenas Costeras Catalanas (Figura 1.1), se ha diferenciado como unidad estructural y morfológica independiente a consecuencia, fundamentalmente, de la tectónica de movimientos de distensión de edad neógena (Julivert *et al.*, 1980b).

1.1.2 La Placa Ibérica: Evolución geodinámica

Los procesos tectónicos que han predominado en la Península Ibérica durante su historia geológica se incluyen en el contexto de la evolución del área Ibero-Mogrebí, y en general de la de toda el área mediterránea, la cual se puede expresar en función del acontecimiento geodinámico que supone la apertura del Atlántico, que se ha producido en forma escalonada en el tiempo. Esta evolución es resumida por Vegas (1985) mediante las siguientes etapas : (1) Ruptura de Pangea mediante un sistema complicado de rifts durante el Triásico (230 Ma). (2) Apertura del Atlántico Central separándose Africa de América del Norte en el Jurásico (180 Ma). (3) Apertura del Atlántico y del golfo de Vizcaya entre Terranova e Iberia en el Cretácico Inferior (130–80 Ma). (4) Convergencia y colisión entre Africa e Iberia (Europa), del Eoceno al Mioceno Medio (40–9 Ma). (5) Ruptura de la soldadura entre Africa e Iberia (Europa), con la creación de los fondos marinos del Mediterráneo Occidental, desde el Mioceno Medio hasta la actualidad (9–0 Ma).

Diversas evidencias geológicas y geofísicas (p.e. Argand, 1924; Van der

Voo, 1969; Le Pichon *et al.*, 1971; Williams, 1975; Ries, 1978) confirman el movimiento independiente de la Península Ibérica respecto a las macroplacas circundantes durante la fase de ruptura continental, lo que significa que ha constituido, al menos durante una parte de su historia geológica, una microplaca independiente que se conoce como placa Ibérica, de la que la Península representa su parte continental y emergida (Anguita y Vegas, 1980).

Este movimiento independiente se concreta en la rotación antihoraria de la placa Ibérica, que da lugar a la apertura del golfo de Vizcaya, y que coincide, aproximadamente, con el comienzo de la formación del Atlántico Norte, al separarse las placas Euroasiática y Norteamericana; el cual puede situarse entre los 135 y los 110 Ma (finales del Jurásico o Cretácico inferior) (Anguita y Vegas, 1980). El mecanismo de apertura del golfo de Vizcaya ha sido explicado como una rotación simple (Ries, 1978), un desplazamiento lateral sinistral (Le Pichon *et al.*, 1971) o como un proceso mixto desarrollado en tres etapas (Williams, 1975).

La posterior convergencia entre las placas Euroasiática y Africana acaba con la fase de ruptura continental, dando lugar a la colisión de la placa Ibérica con la Euroasiática en la zona oriental de la actual cadena pirenaica, lo cual bloquea el movimiento independiente de la placa Ibérica, transformándolo en otro puramente compresivo, que incluye incluso un pequeño giro en sentido horario (Figura 1.4). La placa Ibérica pasa así a ser el escenario de la formación de cadenas montañosas durante la orogenia Alpina, cuyo resultado son las dos cordilleras principales de la Península, los Pirineos y las Béticas (Anguita y Vegas, 1980).

Algunos bordes de la placa Ibérica han permanecido activos, mientras que otros se han fosilizado (Figura 1.5). En la parte norte, puede observarse una continuación hacia el Oeste de la sutura pirenaica, que transcurre a lo largo del margen cantábrico, extendiéndose hacia la dorsal centro-atlántica. Este borde quedó in-

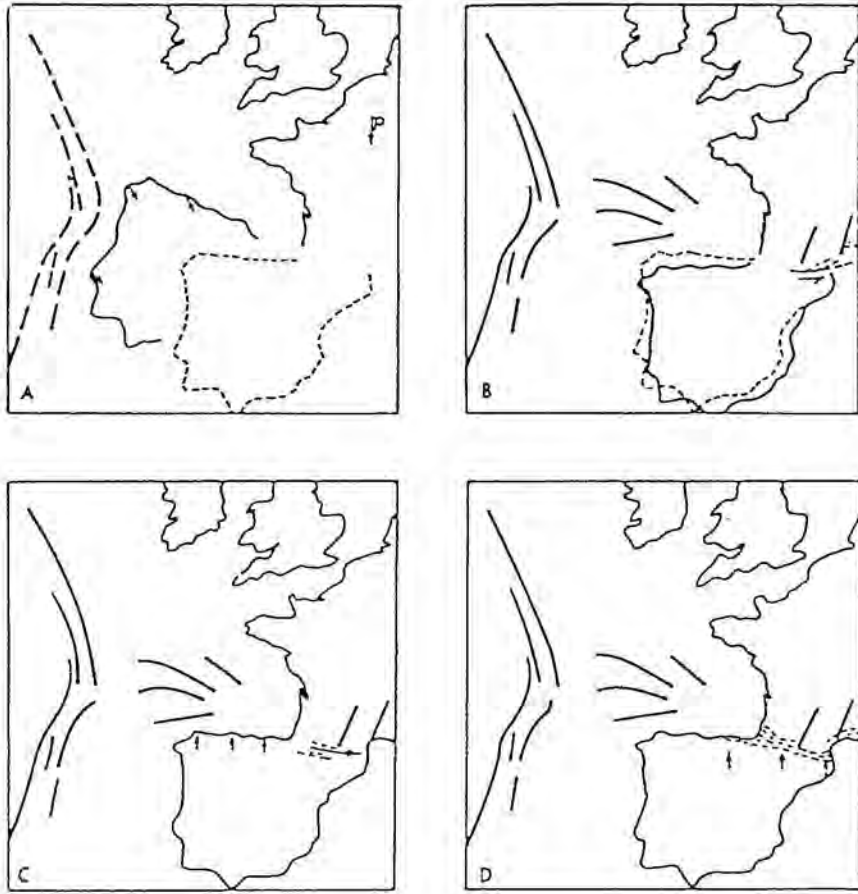


Figura 1.4: Rotación de la Placa Ibérica. A: Entre el Trías y el Cretácico Superior. B: Al fin del Cretácico. C: En el Eoceno Medio. D: Eoceno Superior-Oligoceno. (Choukroune et al., 1979).

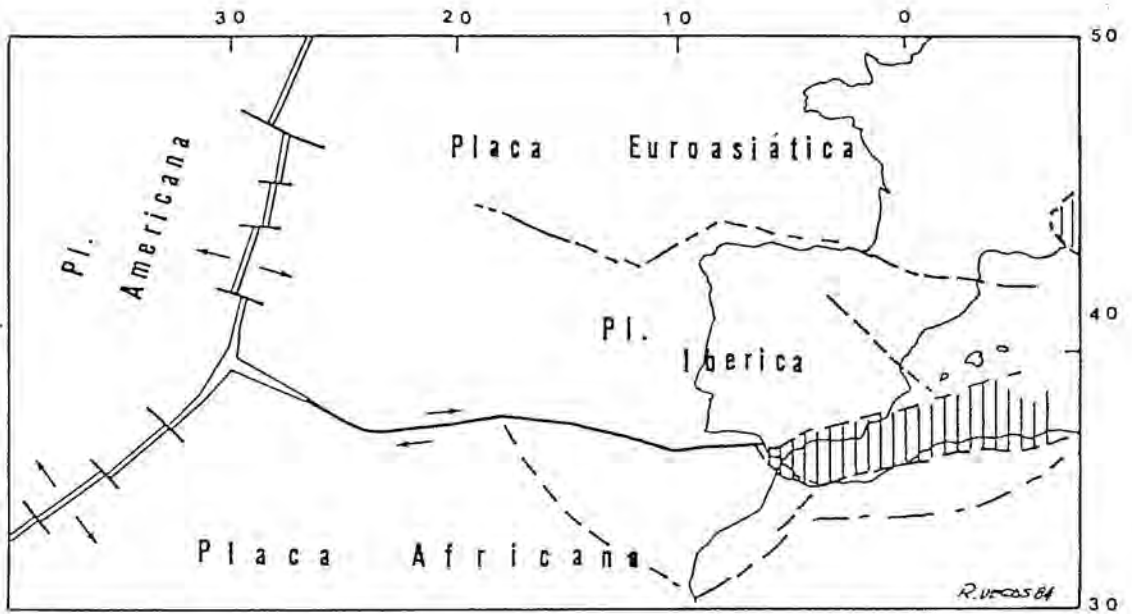


Figura 1.5: *Esquema de la situación actual de la Placa Ibérica (Pl. Ibérica) (Vegas, 1985).*

activo tras la formación de los Pirineos y puede considerarse como un borde fósil. En el Sur, existe un segmento considerado como el mayor borde de placa entre Africa y Eurasia, originado como consecuencia de la apertura progresiva del Atlántico a lo largo de las zonas de debilidad existentes en la litosfera continental. En la actualidad, éste es un borde activo, como lo demuestra la actividad sísmica de la línea Azores-Gibraltar, que se continúa, con mayor dispersión, de Gibraltar hasta Sicilia, extendiéndose hacia el Este (Udías, 1980). El borde oeste de la placa Ibérica ha evolucionado desde la apertura del Atlántico Central, hasta convertirse en un margen pasivo. Por su parte, el borde este integraba el margen europeo del Tetis, convirtiéndose en una amplia zona de colisión continental, desmembrada posteriormente por la formación de las cuencas del Mediterráneo Occidental (Vegas y Banda, 1982).

Un esquema que trata de explicar las principales características geológicas y geofísicas de la Península Ibérica ha sido propuesto por Vegas y Banda (1982), los cuales dividen la evolución geodinámica de Iberia, que culmina en el ciclo Alpino, en tres etapas fundamentales:

1. EL PERÍODO EXTENSIONAL. Abarca aproximadamente desde finales del Pérmico (230 Ma) hasta el Cretácico Medio-Superior (80 Ma). Está dominado por la ruptura continental en los bordes de placa donde se asentaba la actual Península Ibérica, con formación de corteza oceánica en el Atlántico, golfo de Vizcaya y posiblemente en el margen de las Béticas actuales. La apertura del golfo de Vizcaya da lugar a unas características específicas de sedimentación en las cuencas ibéricas diferentes de las de otras cuencas atlánticas. El final del proceso de expansión en el golfo de Vizcaya y la separación de Norteamérica y Eurasia dan lugar a un cambio en el movimiento relativo entre Iberia y Africa, lo que acaba con el régimen extensional.

2. EL PERÍODO COMPRESIONAL. Se extiende desde el Cretácico Medio-Superior hasta mediados del Mioceno (15 Ma). La colisión entre Africa y Eurasia se refleja en el levantamiento de las cadenas alpinas (los Pirineos al Norte y las Béticas al Sur), así como en diversos procesos intraplaca en el interior de Iberia.
3. EL PERÍODO POST-ALPINO. Corresponde al proceso extensional del Neógeno, claramente registrado en las zonas sur y este de la Península, que da lugar a la formación de las cuencas del Mediterráneo Occidental. Este proceso extensional se concreta en la Península Ibérica con la apertura del surco de Valencia y del mar de Alborán.

1.2 Sismicidad de la Península Ibérica

La sismicidad de la región Ibérica está condicionada por su situación respecto a las grandes placas litosféricas de Eurasia y Africa. Los rasgos generales de la sismicidad están relacionados con el contacto de las dos macroplacas, mostrando una actividad alineada en dirección Oeste-Este, que prolonga la línea principal Azores-Gibraltar a lo largo del Norte de Africa y Sur de España, hasta las costas de Túnez, donde enlaza con los sismos del arco de Sicilia-Calabria (Udías *et al.* 1983, Udías y Buforn, 1985).

Fijando la atención en la actividad sísmica en la región peninsular (ver Figura 1.6) — aproximadamente de 35°N a 45°N y de 11°O a 5°E — se observa una concentración en la zona meridional, al sur de la línea definida por la depresión del Guadalquivir, extendiéndose hacia el Este hasta Alicante. La densidad mayor de epicentros corresponde a las regiones de Granada-Málaga, Almería y Murcia-Alicante. La zona estable del Macizo Hespérico está limitada al Oeste

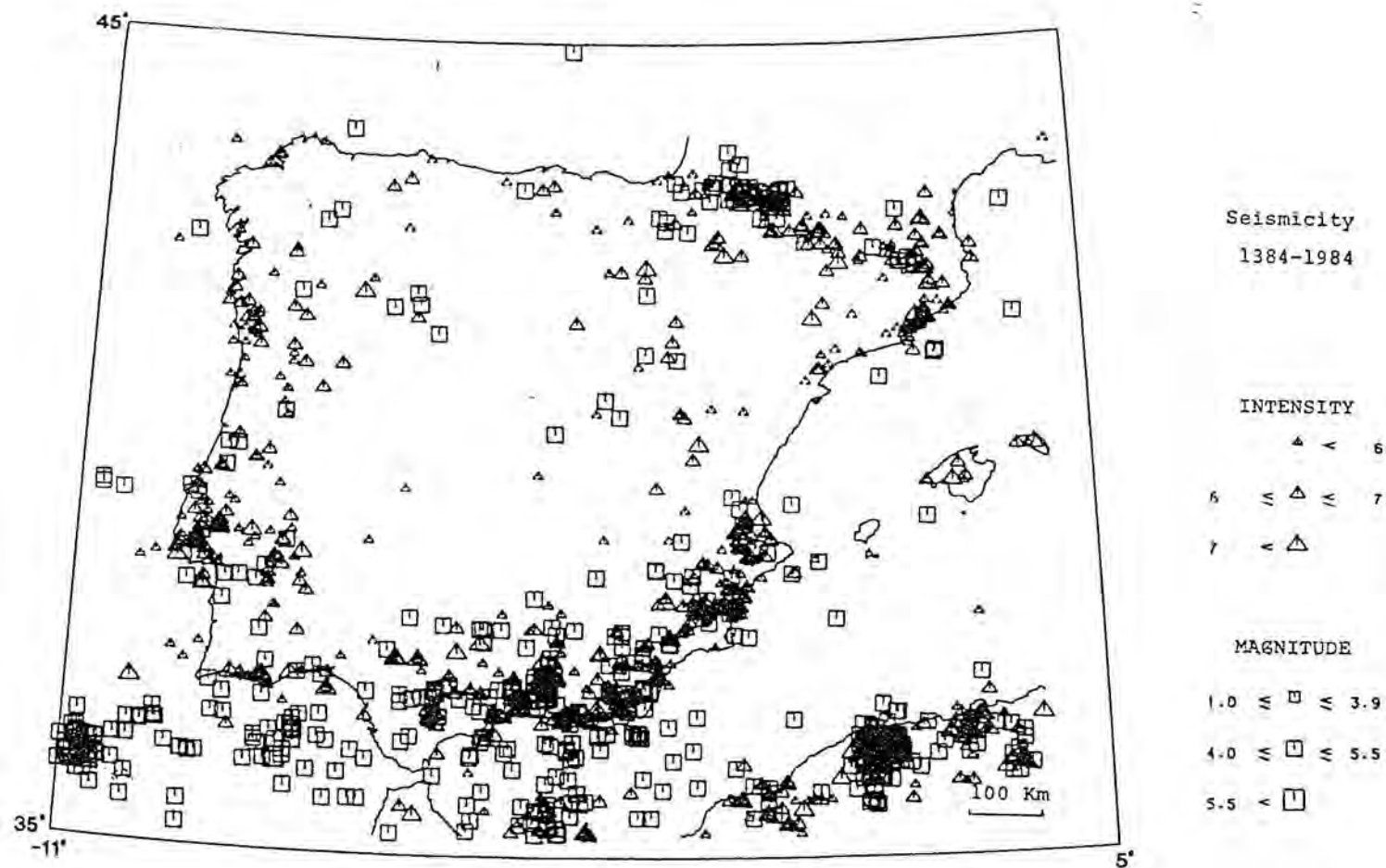


Figura 1.6: Sismicidad en la región Ibérica (1384-1984). Intensidad (MSK) ≥ 5 (1384-1950), Magnitud local ≥ 4.0 (1951-1984) (Base de Datos del Instituto Geográfico Nacional).

por los terremotos de la costa portuguesa y al Norte y Nordeste por la escasa actividad en Galicia y la costa cantábrica, y por la más abundante de los Pirineos. En esta última región, existe dos concentraciones, una al Oeste, posiblemente relacionada con la Falla Norpirenaica, y otra al Este de la cordillera, en el límite sur de la Zona Axial, donde se produjo el episodio sísmico más importante, el conocido como serie Olotina en 1427-1428. A lo largo de la cordillera Ibérica, se puede distinguir una alineación que parece separar la cuenca del Ebro del Macizo Hespérico. (Udías *et al.*, 1983, Udías y Buforn, 1985).

La zona del golfo de Cádiz es de especial interés, pues en ella han ocurrido grandes terremotos seguidos de maremotos, de los que el más importante es el conocido como terremoto de Lisboa del 1 de Noviembre de 1755, que marcó, de alguna manera, el comienzo de los estudios científicos sobre sismicidad en la Península Ibérica. Estos sismos se concentran en una zona de confluencia de fracturas de dirección NE y SE, aproximadamente en torno a los $36^{\circ}\text{N}-11^{\circ}\text{O}$, donde los terremotos más destacados, aparte del de 1755, han ocurrido en 1356, 1531, 1722 y 1969 (Udías *et al.*, 1983).

Respecto a la profundidad focal de los sismos en la región Ibérica, éstos son, en su mayoría, superficiales, pero existe evidencia de actividad profunda esporádica (alrededor de 600 km) en la zona próxima a Granada, al menos en dos casos conocidos (1954 y 1973) (Udías *et al.*, 1976).

La moderada sismicidad que, en cualquier caso, caracteriza a la Península Ibérica, hace que sea de gran interés el estudio detallado de los terremotos históricos, pues, en algunos casos, supone la única fuente de información sobre las características y distribución de los sismos destructores. En la Figura 1.7 aparecen los ocho terremotos de mayor importancia ocurridos en la región Ibérica desde el año 1400. Todos ellos alcanzaron intensidades máximas de grado 9 (MSK)

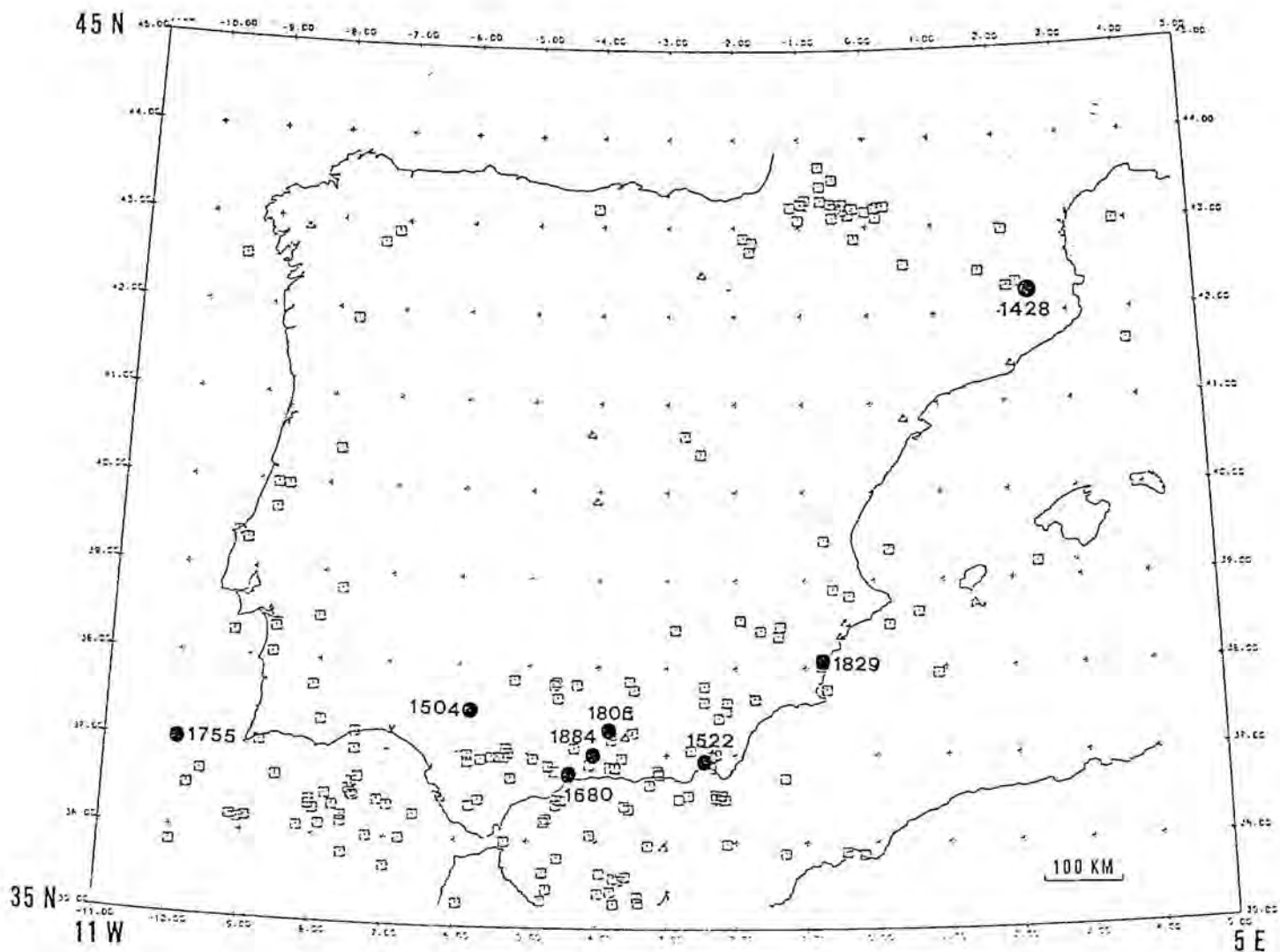


Figura 1.7: Terremotos destructores en la Península Ibérica, desde 1400 (puntos negros), representados sobre un mapa de sismicidad (1964-1984) de terremotos con magnitud $m_b Lg \geq 4$ (Base de Datos del Instituto Geográfico Nacional).

o superior, y, como puede observarse, excepto el terremoto de Olot de 1428, todos han tenido lugar en la región sur-sureste, lo que pone en evidencia la acumulación de grandes esfuerzos en la zona, que puede tener relación con la colisión entre la placa Ibérica y la placa Africana (Udías *et al.*, 1983).

Las características del estado de los esfuerzos tectónicos que actúan en una región pueden establecerse mediante el cálculo del mecanismo focal de los terremotos que ocurren en la misma. De los parámetros que definen el mecanismo de un terremoto los que, en principio, tienen mayor interés son aquellos que definen la orientación de los ejes principales de esfuerzos. La deducción de estos ejes es relativamente sencilla, a partir de la determinación de los planos nodales de los primeros impulsos de las ondas P; estos planos representan los dos posibles planos de fractura relacionados con el sistema de esfuerzos en la región focal, por lo que el problema se presenta en resolver la ambigüedad sobre cuál es el plano de fractura real. Udías *et al.* (1983) presentan una compilación de mecanismos focales en la región Ibero-Mogrebí, reproducida en la Figura 1.8. Como puede observarse, la moderada sismicidad hace que la información sobre mecanismos en el área peninsular sea limitada, por lo que por el momento no es posible dar una visión clara y detallada de la distribución de esfuerzos existente (Udías y Buforn, 1985).

1.3 Otros parámetros geofísicos de la Península Ibérica

De forma no exhaustiva se intentará resumir la información disponible, a nivel de la Península Ibérica, acerca de diferentes parámetros geofísicos susceptibles de ser correlacionados con los resultados del presente estudio.

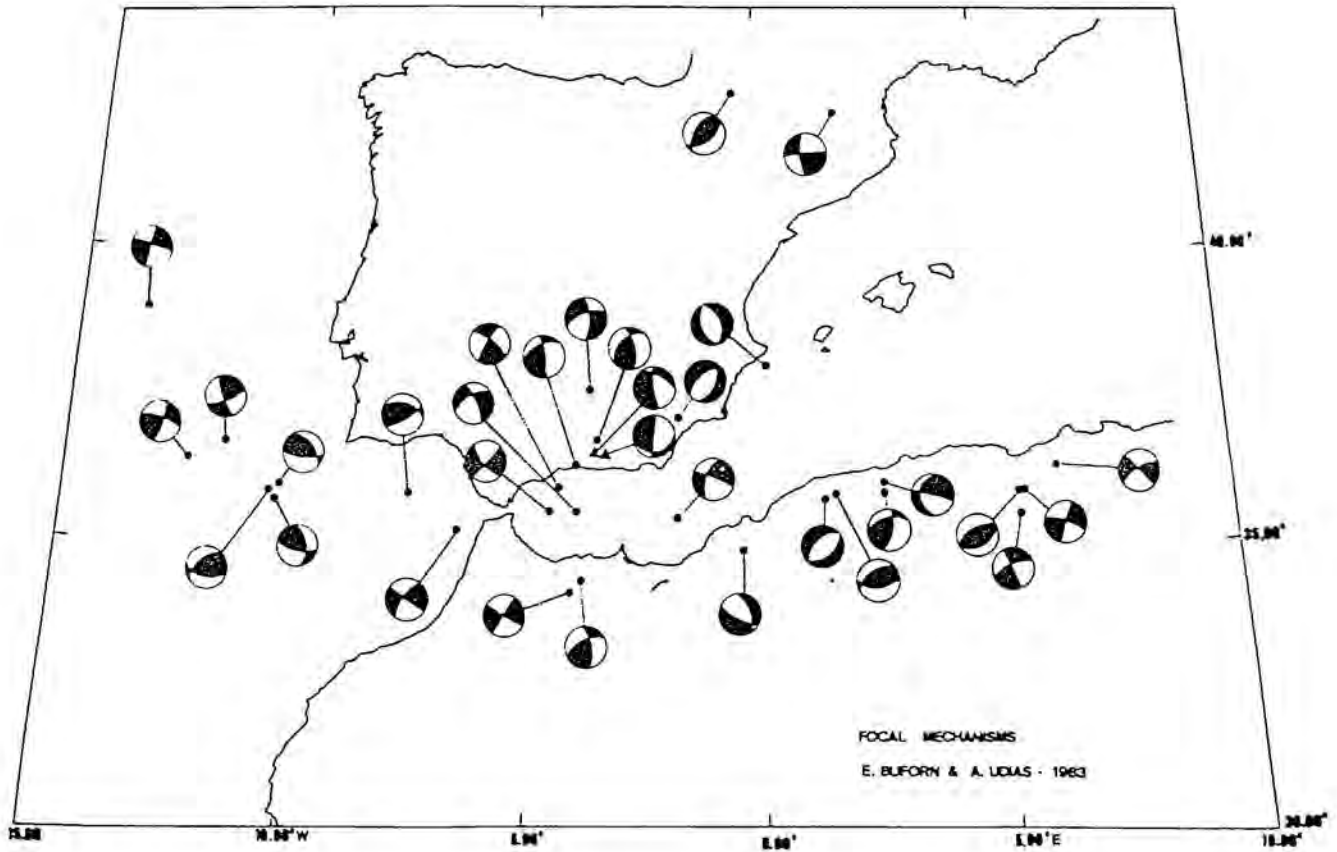


Figura 1.8: *Mecanismos focales de terremotos en la región Ibérica. Representación del hemisferio inferior de la esfera focal. En negro, los cuadrantes de compresión (Udías et al., 1983).*

En la Figura 1.9 se presenta el mapa generalizado de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica, preparado por Banda *et al.* (1983) a partir del mapa a escala 1:1.000.000 publicado por el Instituto Geográfico Nacional en 1977. Las anomalías negativas máximas aparecen centradas en las Béticas, el Pirineo Central, la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. En primera aproximación, los mayores espesores de la corteza deberían corresponder a estas regiones, aunque los datos gravimétricos por sí solos no suministran esta información sin ambigüedad, por lo que es necesario complementarla con datos procedentes de otras investigaciones geofísicas, como por ejemplo los estudios de refracción sísmica. A nivel regional, también se dispone del mapa gravimétrico de Cataluña a escala 1:500.000 (Casas *et al.*, 1987), donde los valores negativos extremos en el Pirineo Central se muestran con mayor detalle.

Durante los últimos 15 años, diversos grupos españoles y portugueses, en colaboración con otras instituciones europeas han llevado a cabo investigaciones sobre la estructura de la corteza en la Península Ibérica, mediante perfiles sísmicos profundos de refracción. Un resumen de las campañas realizadas, de los organismos implicados y de los trabajos publicados puede encontrarse en Udías (1988). Los principales resultados obtenidos aparecen condensados por Banda (1988), junto con la bibliografía básica de consulta.

Existe un conocimiento aceptable de la estructura de la corteza y de la profundidad del Moho en algunas partes de los Pirineos, las Béticas, las islas Baleares, la cordillera Ibérica y el Macizo Hespérico. La Figura 1.10 muestra la compilación de los resultados descritos por Banda (1988), en una versión actualizada por Banda *et al.* (1989). En diversas zonas se puede observar adelgazamiento o engrosamiento cortical respecto al espesor medio de corteza de 30 km, correspondiente a la mayor parte del Macizo Hespérico. Las áreas más notables se

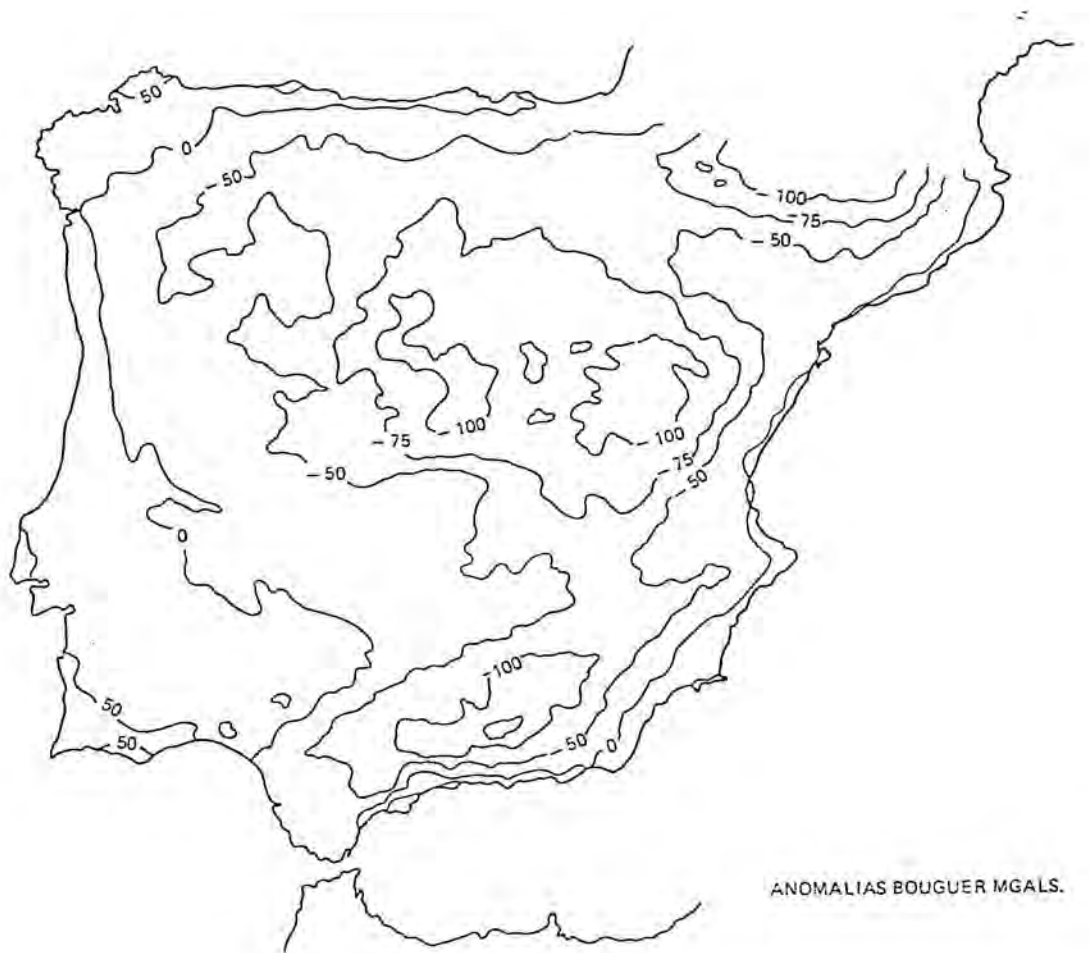


Figura 1.9: *Mapa de anomalías de Bouguer de la Península Ibérica (Banda et al., 1983).*

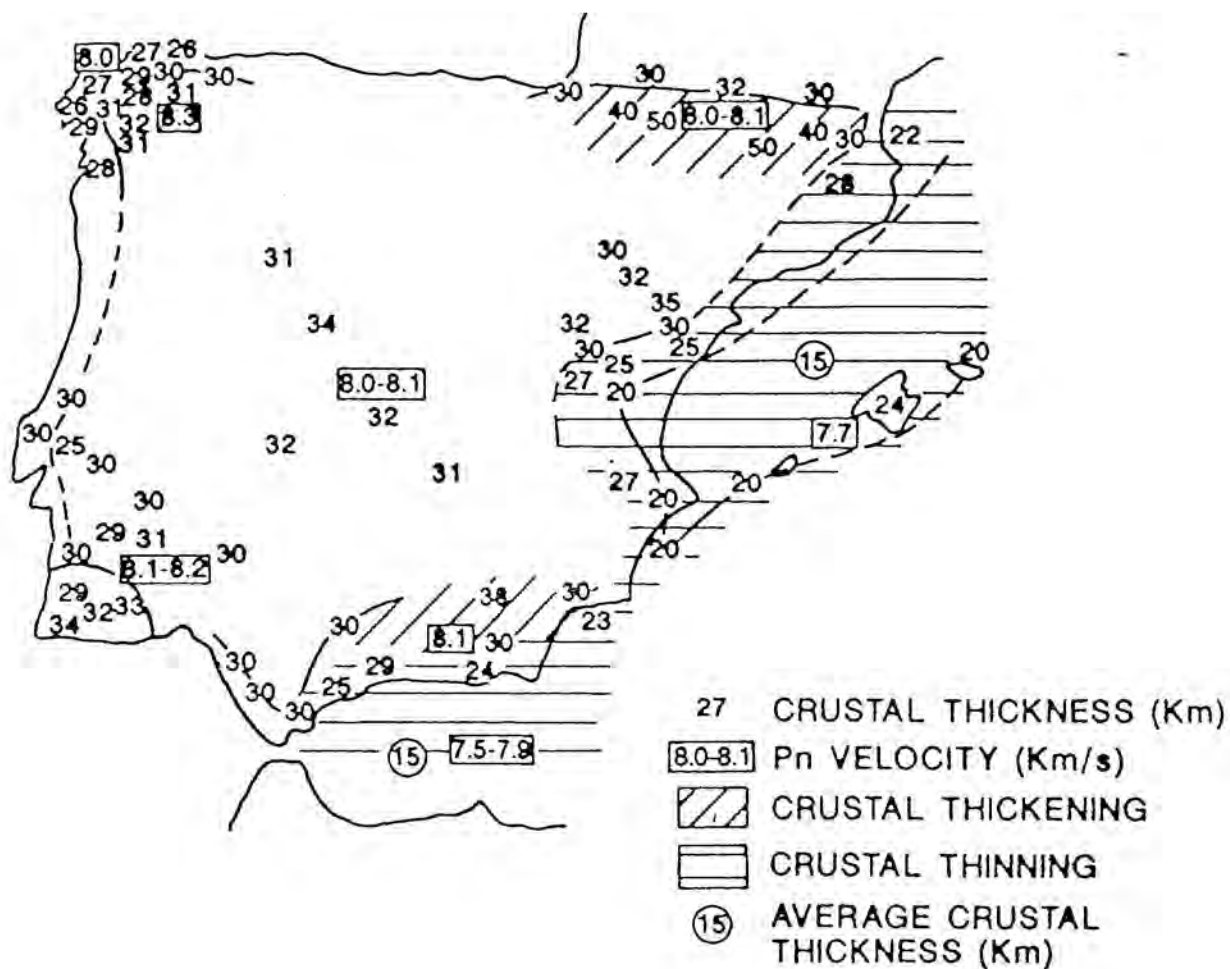


Figura 1.10: *Espesor de la corteza (km) y velocidad de la fase P_n (kms^{-1}) en la Península Ibérica. Se indican las áreas de adelgazamiento o engrosamiento respecto a un espesor medio de 30 km (Banda et al., 1989).*

encuentran en los Pirineos donde la corteza puede alcanzar hasta 50 km de profundidad, y a lo largo del borde mediterráneo, donde la corteza se adelgaza hasta un valor de unos 15 km en el Surco de Valencia y en el mar de Alborán.

La información más actual de datos geotérmicos de la Península Ibérica se encuentra en la compilación llevada a cabo por Banda *et al.* (1989) y que aparece plasmada en el mapa de la Figura 1.11. En función de los datos disponibles, esta compilación está referida a la parte Alpina del territorio español. El campo geotérmico presenta variaciones de alta, media y baja frecuencia. Las anomalías de alta frecuencia se relacionan claramente con procesos convectivos forzados, mientras que el resto parecen estar relacionadas, de alguna forma, con la circulación de aguas subterráneas a gran escala (Banda *et al.*, 1989).

Respecto al magnetismo terrestre los datos disponibles hasta el momento son muy reducidos. Es de esperar que la reciente publicación del mapa aeromagnético de Cataluña (Zeyen y Banda, 1989), junto con el mapa aeromagnético de la Península Ibérica, realizado por el Instituto Geográfico Nacional, y próximo a publicarse (E. Banda, comunicación personal), permitirán aumentar la información en este campo.

El intento de clasificación de los terremotos en base a los efectos sentidos y observados, según una determinada escala, es anterior a la Sismología instrumental, y se remonta, al menos, a la mitad del siglo XVI. Desde entonces, más de 50 escalas diferentes han sido propuestas en todo el mundo (Trifunac y Brady, 1975). En la inmensa mayoría de los casos, estas escalas proporcionan un valor de la *intensidad sísmica* que representa una descripción subjetiva de los efectos sentidos por las personas y de los daños observados. A pesar del carácter cualitativo de la intensidad, los mapas de isosistas — líneas de igual intensidad — de las regiones afectadas por un terremoto proporcionan información acerca de la ate-

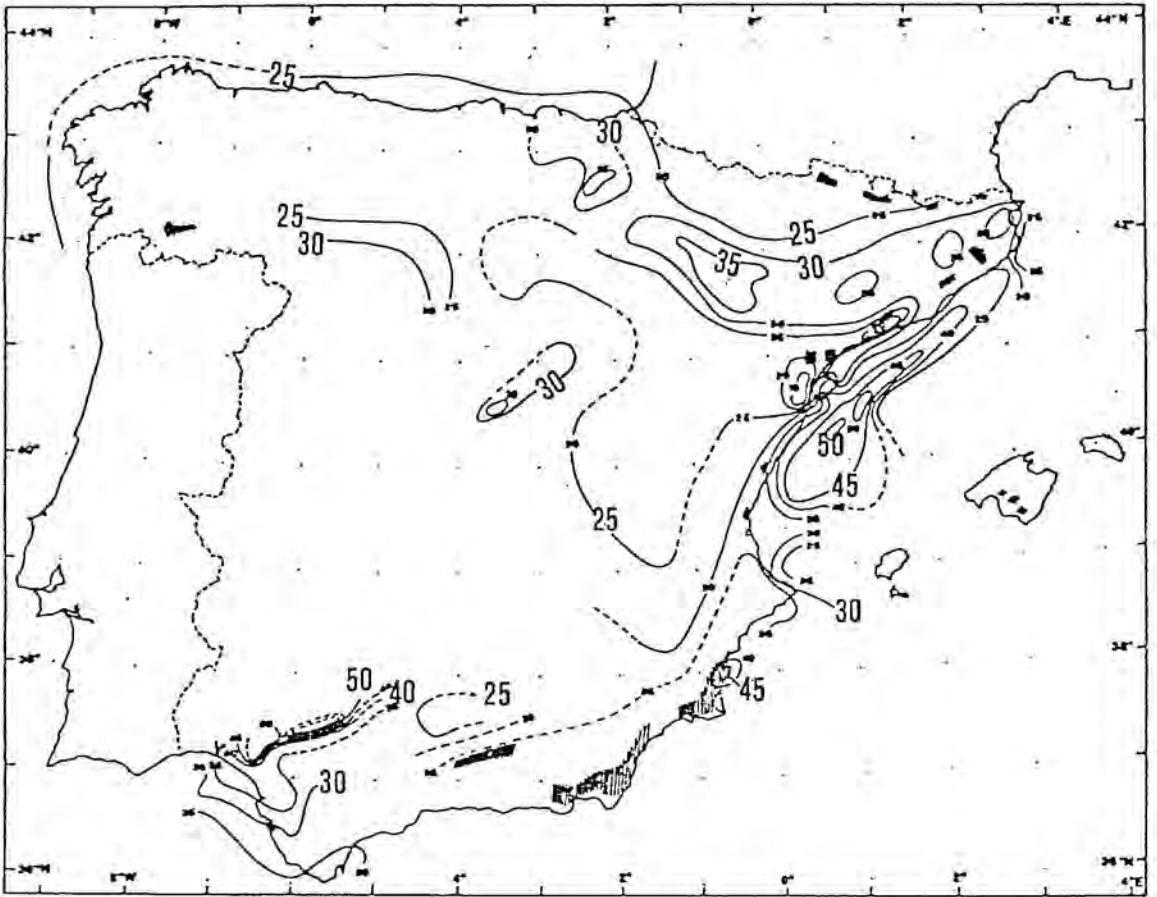


Figura 1.11: Mapa de gradiente geotérmico de España. Isolíneas cada 5 mK m^{-1} . Aparecen rayadas las áreas donde se han identificado procesos convectivos (Banda et al., 1989).

nuación de la energía sísmica, y por tanto de las características del terreno en la región considerada. Mezcua (1982) ha publicado una recopilación de los mapas de isosistas existentes de la Península Ibérica, normalizándolos en base a criterios específicos, de manera que el conjunto final resulte homogéneo. En la Figura 1.12 se muestra como ejemplo el mapa de isosistas del terremoto del 19 de Mayo de 1951 ($I_{max}(MSK) = 8$), que afectó a gran parte de la Península, donde puede observarse como en el Sur la atenuación es mayor que en el resto del área peninsular afectada.

Los estudios regionales de peligrosidad sísmica permiten también distinguir el comportamiento de diferentes zonas bajo la acción de los posibles terremotos que pueden afectarlas. En general este tipo de estudios utilizan técnicas probabilísticas, de manera que, o bien se obtiene la probabilidad anual de superación de un determinado parámetro del movimiento del terreno — normalmente intensidad o aceleración —, o se calcula el valor de dicho parámetro para un nivel determinado de probabilidad. Las Figuras 1.13, 1.14 y 1.15 reproducen los resultados de algunos de los trabajos publicados sobre peligrosidad sísmica en la Península Ibérica.

La atenuación de la energía sísmica en su propagación desde el foco emisor hasta el punto de observación es uno de los parámetros de mayor importancia para definir el movimiento del terreno a causa de un terremoto; jugando un papel fundamental en los estudios de peligrosidad sísmica. A nivel global de la Península Ibérica, Pujades (1987) ha obtenido el mapa de distribución del factor de atenuación de ondas de coda para frecuencia de 1 Hz, Q_0 , que se muestra en la Figura 1.16. Los valores de Q_0 más bajos — del orden de 100 — se encuentran en el Sur, en la zona de las Béticas internas. Los valores más altos — mayores de 500 — corresponden a la región NO del Macizo Hespérico, existiendo

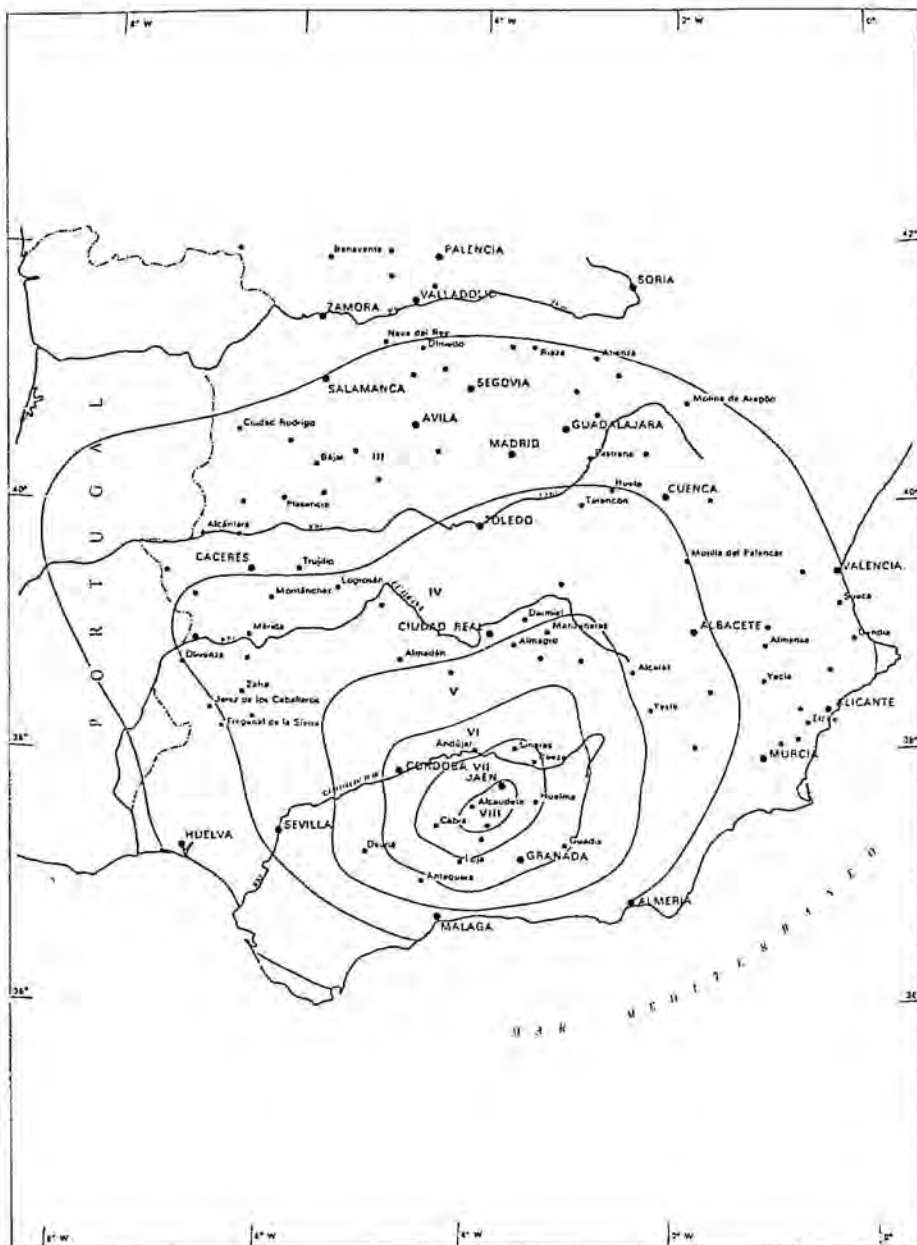


Figura 1.12: *Isosistas del terremoto del 19 de Mayo de 1951 (Mezcua, 1982).*

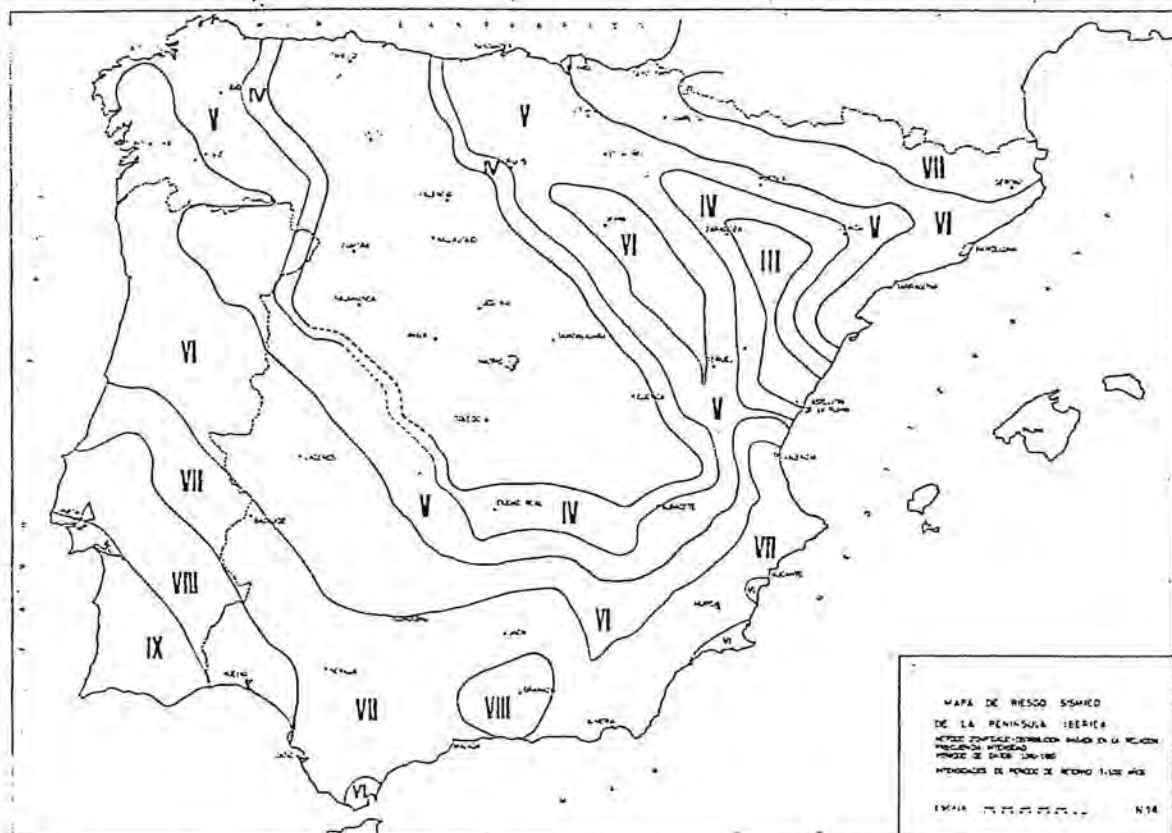


Figura 1.13: Mapa de peligrosidad sísmica de la Península Ibérica. Intensidades de probabilidad anual 0.001 (Martín, 1984).

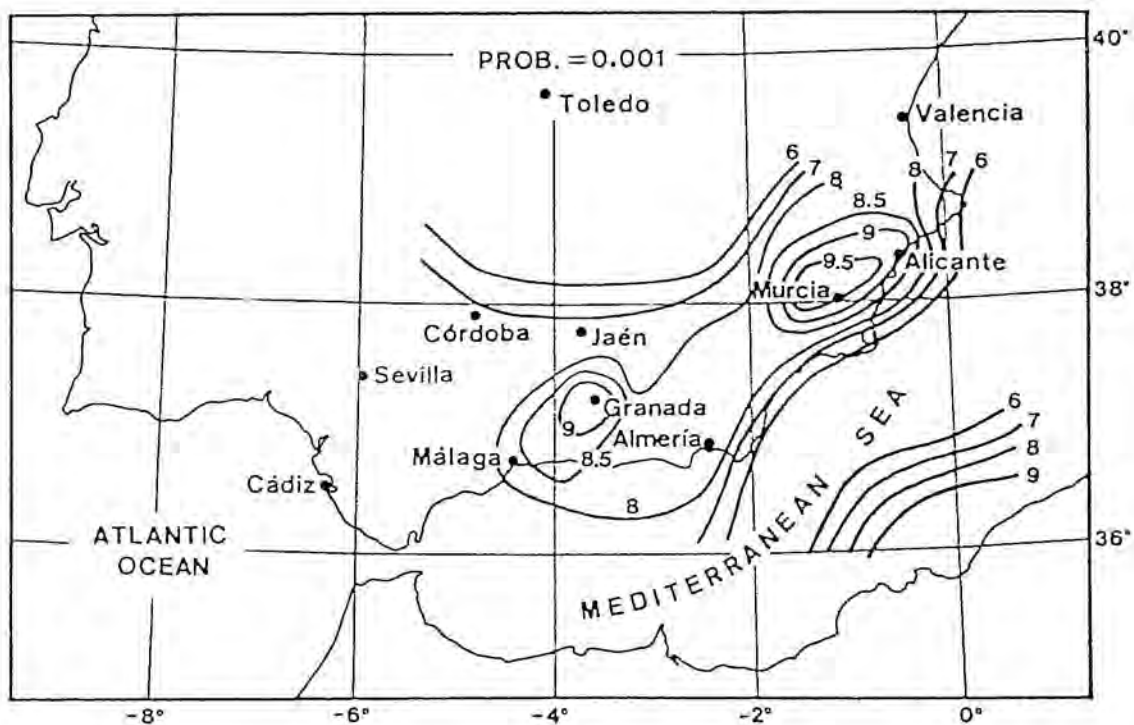


Figura 1.14: Mapa de peligrosidad sísmica del Sur de España. Intensidades de probabilidad anual 0.001 (Muñoz et al., 1984).

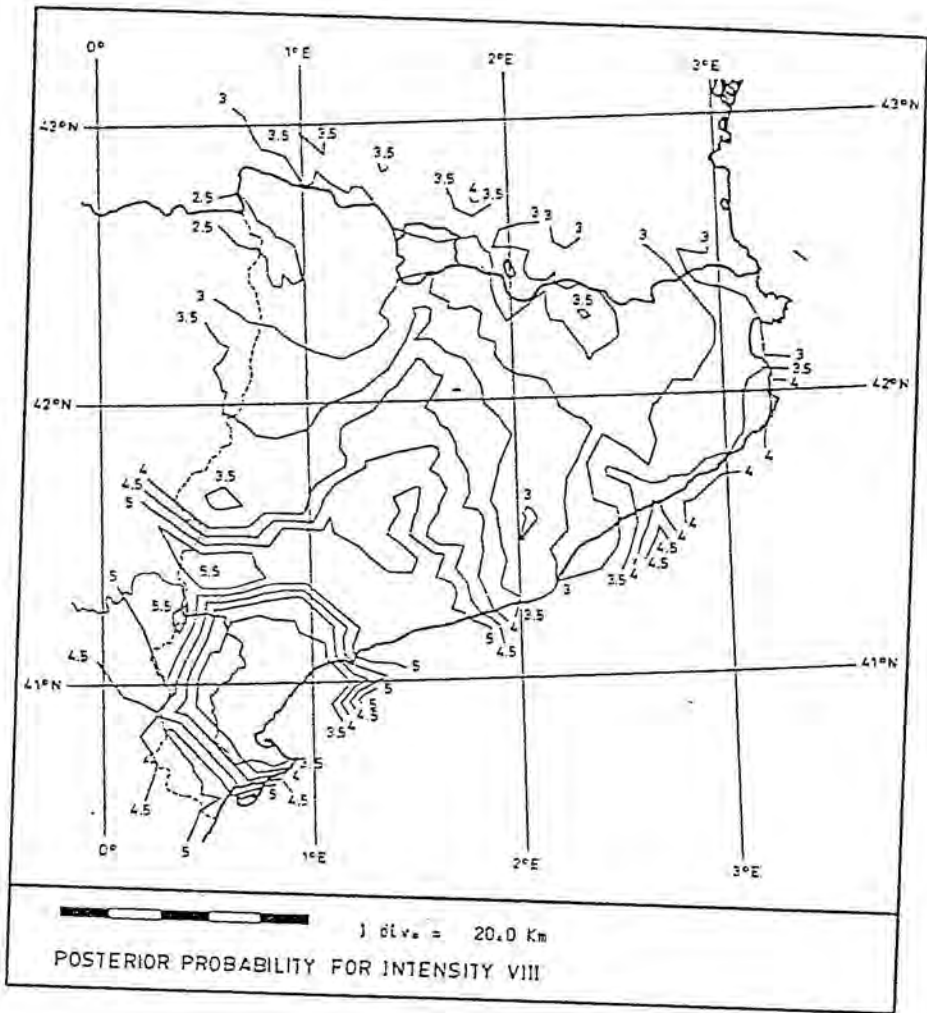


Figura 1.15: Mapa de peligrosidad sísmica de Cataluña. Probabilidades anuales de superación de la intensidad (MSK) 8. La probabilidad, p , se expresa mediante $-\log_{10} p$ (Canas et al., 1988b).

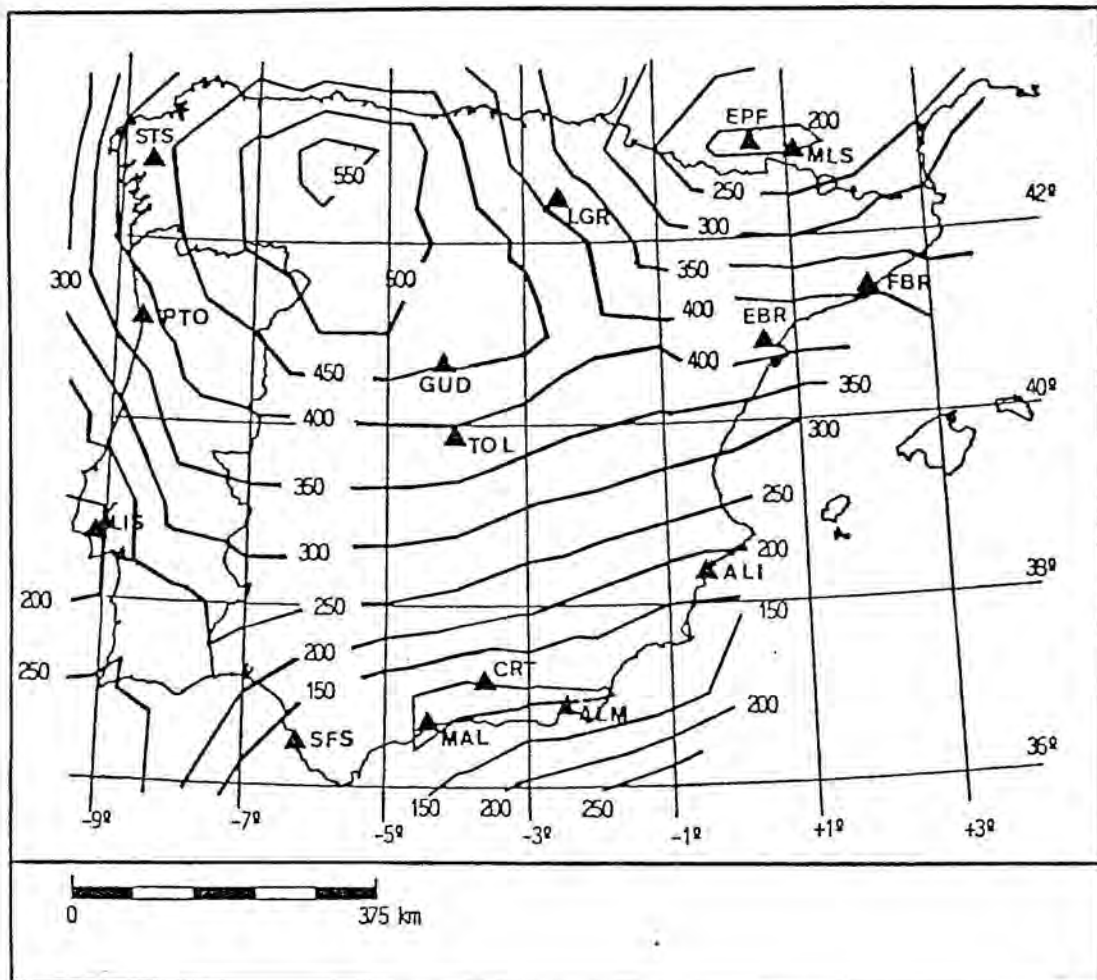


Figura 1.16: Mapa de isolíneas $Q_0 - Q$ de coda para frecuencia 1 Hz — de la Península Ibérica (Pujades, 1987).

un mínimo relativo en los Pirineos centrales. A nivel regional y local se han publicado diversos trabajos (p.e. De Miguel y Vidal, 1982; Herráiz y Mezcua, 1984; Canas *et al.*, 1987, 1988b, 1989; Correig y Mitchell, 1989, Correig *et al.*, 1989) que serán discutidos en capítulos posteriores.

1.4 Resumen

Desde el punto de vista geotectónico, la Península Ibérica puede considerarse formada por un núcleo hercínico, el Macizo Hespérico, al que se han añadido dos cordilleras alpinas, las Béticas y los Pirineos; incluyendo otros sistemas montañosos menores, como la Cordillera Ibérica y el Sistema Central y un conjunto de cuencas terciarias (las cuencas del Ebro, del Guadalquivir, del Duero y del Tajo). Las diferencias estructurales existentes deben repercutir en los valores de los diferentes parámetros geofísicos conocidos en la región.

La evolución geodinámica de la Península es consecuencia de la apertura del Atlántico durante el Jurásico (180 Ma), habiendo experimentado un movimiento independiente respecto a las macropalacas circundantes — constituyendo una micropalaca conocida como placa Ibérica — el cual se manifiesta con la apertura del golfo de Vizcaya. La convergencia posterior entre las placas Euroasiática y Africana, que finaliza el proceso de ruptura continental, bloquea el movimiento independiente de la placa Ibérica, como consecuencia de su colisión con la macropalaca de Eurasia. A continuación, la orogenia Alpina da lugar a la formación de las dos cordilleras peninsulares principales, las Béticas y los Pirineos.

Los rasgos generales de la sismicidad en la región Ibérica están íntimamente relacionados con la situación dinámica del contacto entre la placa Euroasiática y Africana. La mayor actividad se alinea en dirección Oeste-Este, prolongando la

línea Azores-Gibraltar a lo largo del Norte de Africa y Sur de España, siguiendo por las costas de Túnez hasta enlazar con los sismos del arco de Sicilia-Calabria. En el área peninsular, existe una actividad de moderada a alta en el Sur y Sureste, moderada en el Nordeste y baja en el resto. La sismicidad que afecta a la Península Ibérica, es pues consecuencia de su evolución geodinámica y la distribución de aquella permite describir su dinámica actual.

Los diversos parámetros geofísicos conocidos en la región a nivel global — anomalías de la gravedad, estructura cortical, gradiente geotérmico, anomalías magnéticas, atenuación sísmica — muestran una correspondencia elevada con las características geotectónicas y geodinámicas observadas.

Capítulo 2

Movimiento sísmico del terreno: Generalidades

2.1 Introducción

El movimiento vibratorio del terreno originado por la liberación brusca de energía acumulada en el interior de la Tierra, la cual se manifiesta en forma de ruptura de la roca, al superarse su límite de elasticidad, y que es consecuencia directa o indirecta del movimiento de las placas litosféricas, se conoce con el nombre de *terremoto*.

La porción, finita y relativamente pequeña, de la corteza terrestre (como máximo del orden de unos pocos km^3) donde la energía se libera en forma de movimiento es el *foco* del terremoto, y el punto que define su centro, el *hipocentro*. La proyección del hipocentro sobre la superficie terrestre es el *epicentro* del terremoto.

Parte de la energía liberada en el proceso se consume en la propia ruptura de la roca. La energía mecánica restante se propaga en todas direcciones desde el foco en forma de ondas elásticas denominadas *ondas internas*. Cuando esta energía llega a la superficie, puede producir *ondas superficiales* secundarias de frecuencias menores que las de las ondas internas primarias. La frecuencia y amplitud de las vibraciones producidas de este modo en puntos de la superficie terrestre, y por tanto la severidad del terremoto, dependen de la cantidad de energía mecánica liberada en el foco, de la distancia y profundidad a la que éste se encuentra y de las propiedades estructurales del suelo o la roca en el lugar de observación.

El conocimiento de las características del movimiento del terreno durante un terremoto resulta de particular interés, especialmente por lo que se refiere a su aplicación práctica en diferentes campos relacionados, directa o indirectamente, con los estudios de riesgo sísmico, como por ejemplo:

- Emplazamiento y diseño de edificios, servicios públicos (vías de comuni-

cación y de distribución de energía) y estructuras especiales (presas, centrales nucleares, depósitos de residuos radiactivos, ...).

- Códigos de construcción sismorresistente.
- Ordenación del territorio.
- Protección Civil.
- Seguros.

El conjunto de estudios geológicos, geofísicos, sismológicos y geotécnicos que sirven para caracterizar el movimiento del terreno en un lugar, como consecuencia de un terremoto, puede resumirse en las siete etapas básicas siguientes (Hays, 1980):

1. Determinación de la sismicidad de la región geográfica de interés.
2. Identificación de unidades sismotectónicas.
3. Estimación de la atenuación sísmica regional.
4. Estimación de los parámetros del movimiento del terreno.
5. Definición del espectro de respuesta de diseño.
6. Determinación del efecto del suelo a nivel local.
7. Estimación de la incertidumbre de los valores de diseño.

El presente trabajo queda englobado en los estudios sismológicos encaminados a obtener información respecto a los puntos 3 y 4 del esquema básico anterior.

2.2 Atenuación de ondas sísmicas

De la simple observación de la distribución de los efectos en superficie de un terremoto, se puede afirmar que la importancia de los mismos decrece a medida que aumenta la distancia al foco. Este hecho corresponde a la atenuación de la energía sísmica, que de forma cuantitativa puede observarse en los registros instrumentales de un mismo terremoto obtenidos a diferentes distancias.

El conocimiento de como las ondas sísmicas se atenúan desde el foco, en las regiones geográficas de interés, es uno de los factores más importantes para la determinación adecuada del movimiento sísmico del terreno, y constituye uno de los parámetros fundamentales en los estudios de peligrosidad sísmica. Los parámetros físicos que influyen en la atenuación en la corteza y el manto superior son difíciles de cuantificar, y, en general, se utilizan relaciones empíricas para definir la influencia de estos parámetros, entre los que destacan:

- Los mecanismos de disipación de energía (expansión geométrica, absorción y dispersión)
- La reflexión, refracción, difracción, conversión e interferencia de las ondas sísmicas.
- La anisotropía e inhomogeneidad de la Tierra.

Las características principales de la propagación de ondas sísmicas, observadas experimentalmente, pueden explicarse satisfactoriamente mediante la teoría de la Elasticidad, bajo la hipótesis de una Tierra puramente elástica. Sin embargo, en la práctica, existen diferencias entre las observaciones y las predicciones teóricas, siendo la principal una disminución de amplitud mayor que la que cabría esperar

a causa de la expansión geométrica y los fenómenos de frontera (reflexión, refracción, etc). Esta disminución de amplitud en exceso es la que se conoce como *atenuación anelástica*, o simplemente *atenuación*, y es una manifestación directa de la anelasticidad de la Tierra (Anderson y Archambeau, 1964; White, 1965).

El parámetro clásico de medida de la atenuación es el factor de calidad específico o *factor de atenuación*, Q , adimensional, cuya inversa, Q^{-1} , es la función de disipación de energía, comúnmente utilizada en teoría de circuitos eléctricos (Knopoff, 1964):

$$Q^{-1} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (2.1)$$

donde ΔE es la cantidad de energía disipada por ciclo de una excitación armónica en un cierto volumen, y E es la energía elástica máxima en el sistema, en el mismo volumen.

Otra medida de la atenuación anelástica se obtiene a partir del decremento logarítmico de una onda armónica, que para una onda observada a un tiempo fijo, en función del espacio, toma la forma $e^{-\gamma r}$, donde $\gamma = \pi f/uQ$ y r es la distancia desde el origen, siendo u la velocidad (de fase si se trata de ondas no dispersivas — internas — y de grupo si se trata de ondas dispersivas — superficiales—) y f la frecuencia de la onda (Knopoff, 1964).

El parámetro γ representa la disminución relativa de la amplitud de la onda sísmica con la distancia al foco, debida a efectos no elásticos, y se conoce como el *coeficiente de atenuación anelástica* o *coeficiente de atenuación aparente*.

2.3 Parámetros del movimiento del terreno

El sismograma, o registro temporal del movimiento sísmico del terreno en un lugar, contiene la información básica necesaria para caracterizar un terremoto y el movimiento del terreno que produce. En función de las características de la instrumentación utilizada, en el sismograma se registra la aceleración, la velocidad o el desplazamiento producidos por las ondas sísmicas a su paso por el punto de observación.

El análisis del movimiento del terreno a partir de la información contenida en el sismograma se puede realizar en términos de aceleración, velocidad, desplazamiento, duración, contenido espectral y energía.

Los parámetros que caracterizan el movimiento del terreno como consecuencia de un terremoto son función de diversos factores que, en general, pueden clasificarse en tres grupos básicos: los factores relacionados con la fuente, los relacionados con el camino recorrido y los correspondientes al punto de observación (Idriss, 1983).

Los factores relacionados con la fuente incluyen, entre otros: El estado de esfuerzos en la fuente, las dimensiones de la ruptura, la profundidad focal, la forma de propagación de la ruptura y el modelo de radiación. El estado de esfuerzos junto con las dimensiones de ruptura constituyen una medida de la fuerza desarrollada por la fuente que puede expresarse mediante el momento sísmico, aunque comúnmente se ha expresado en términos de magnitud, la cual está relacionada con la fuerza de la fuente sólo de forma cuasi-empírica. La tendencia actual trata de estandarizar el uso del momento sísmico, en lugar de la magnitud, para expresar el estado de esfuerzos y la dimensiones de ruptura en la fuente (p.e. Kanamori y Anderson, 1975).

Entre los factores que pueden afectar a los parámetros del movimiento del terreno y que pueden asociarse con el camino recorrido están: la expansión geométrica, la absorción, las inhomogeneidades (cuerpos intrusivos, contrastes de densidad, etc.) y los cambios de fase. La expansión geométrica y la absorción son factores relativamente bien conocidos y que pueden cuantificarse en función de la distancia a la fuente. El resto de los factores no son suficientemente bien conocidos y su cuantificación presenta mayores dificultades. En la práctica, la distancia es el único parámetro que interviene en las expresiones empíricas para describir los efectos del camino recorrido.

De los factores atribuibles a las condiciones locales del punto de observación se pueden destacar: las características del subsuelo, la topografía y la interacción suelo-estructura. De ellos, el que ha sido más estudiado es el de las características del subsuelo, cuya influencia sobre el movimiento del terreno puede ser de gran importancia.

2.3.1 Aceleración, velocidad y desplazamiento

La medida usual de la aceleración, velocidad y desplazamiento del terreno se lleva a cabo considerando sus valores máximos tomados de registros de aceleración, (acelerogramas), y de sucesivas integraciones de los mismos, que proporcionan los correspondientes registros de velocidad y desplazamiento, si bien es posible también obtener registros directos de estos últimos con la instrumentación apropiada. La consideración de los valores máximos de aceleración, a_0 , velocidad, v_0 , y desplazamiento, d_0 , es una práctica habitual en los estudios de diseño sismorresistente, debido a su simplicidad y a que constituyen una aproximación conveniente; aunque puede que no sean los parámetros más adecuados para representar el movimiento del terreno (Hays, 1980; Jennings, 1983).

Cuando un punto se mueve en un medio en una cierta dirección en función del tiempo, los valores máximos de su aceleración, velocidad y desplazamiento deben ser consistentes. Newmark (1968) obtuvo límites superiores e inferiores de la velocidad máxima respecto a la aceleración y al desplazamiento máximos, concluyendo que, en la práctica, $v_0^2 \ll a_0 d_0$ y que $a_0 d_0 / v_0^2$ está en el rango de 5 a 15.

Los registros de aceleración se utilizan, generalmente, en modelos de estructuras de frecuencias de vibración altas sometidas a efectos sísmicos; mientras que los registros de velocidad y desplazamiento se consideran, respectivamente, para modelos de estructuras de frecuencias intermedias y bajas (Hays, 1980).

2.3.2 Duración

La duración del movimiento del terreno ha demostrado ser uno de los parámetros causante de daños más importantes.

Mientras que algunos terremotos con acelerogramas de corta duración y alta frecuencia y aceleraciones máximas del orden de 0.5 g no han causado daños estructurales, otros, con valores máximos inferiores, pero de duración mayor y en un rango de frecuencias más amplio, han ocasionado numerosos daños. Por otra parte, la duración del movimiento sísmico juega un papel muy importante en el fenómeno de licuefacción (Hays, 1980).

Existen diferentes definiciones de la duración del movimiento del terreno o duración efectiva. Por ejemplo, Bolt (1973) la define como el tiempo durante el que el nivel de aceleración iguala o excede 0.05 g. Otras definiciones se basan en el tiempo empleado en liberar una determinada cantidad de energía (ver sección 2.3.6).

2.3.3 Contenido espectral: Espectro de respuesta

Una estructura, o un sistema físico en general, posee una respuesta característica para una determinada sacudida aplicada a la misma en forma de excitación mecánica.

La respuesta de un sistema físico a una sacudida puede expresarse como la evolución temporal de un parámetro que describa el movimiento del sistema. Limitándose a considerar la respuesta de una estructura representada por un sistema lineal de un grado de libertad y con amortiguamiento viscoso (Figura 2.1), dicha respuesta depende sólo de dos parámetros estructurales: la frecuencia natural o propia sin amortiguamiento, ω_n , y el factor de amortiguamiento crítico, δ .

De este modo, con sólo dos parámetros, es posible obtener, a partir del movimiento observado, una representación sistemática de las respuestas máximas de estructuras simples en función de la frecuencia natural del sistema y para diferentes valores del amortiguamiento crítico. Este tipo de representación se conoce como *espectro de respuesta* o espectro de sacudida; o más correctamente espectro de respuesta bidimensional, para distinguirlo del espectro de respuesta tridimensional que considera la evolución del espectro bidimensional en el tiempo (Rubin, 1961).

En ingeniería sísmica, el espectro de respuesta es un método clásico para representar las características espectrales del movimiento del terreno (p.e. Benioff, 1934; Biot, 1941, 1943; Housner, 1941), y continúa siendo el más comúnmente utilizado (p.e. Housner, 1961; Hays, 1980; Idriss, 1983; Jennings, 1983).

El movimiento vibratorio amortiguado del sistema de un grado de libertad de la Figura 2.1, al ser sometido a una excitación sísmica en su base, queda descri-

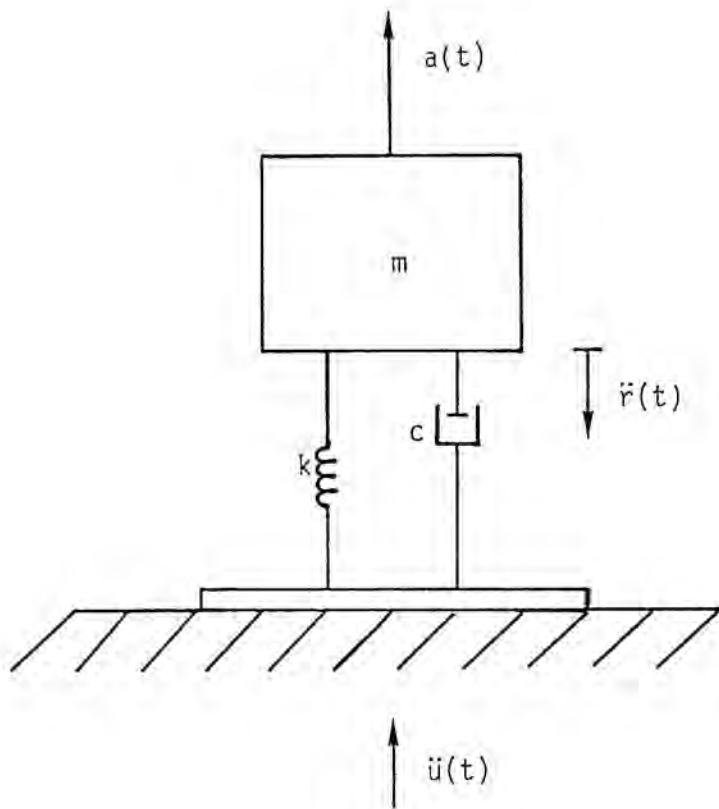


Figura 2.1: Sistema físico amortiguado de un grado de libertad. m : masa. k : coeficiente de rigidez. c : coeficiente de amortiguamiento viscoso. $\ddot{u}(t)$: aceleración absoluta de la base del sistema. $\ddot{r}(t)$: aceleración relativa del sistema respecto a su base. $a(t) = \ddot{r}(t) + \ddot{u}(t)$: aceleración absoluta del sistema.

to por la ecuación diferencial (p.e. Housner, 1961; Rubin, 1961; Hudson, 1979; Hays, 1980; Jennings, 1983):

$$k r(t) + c \dot{r}(t) = -m [\ddot{r}(t) + \ddot{u}(t)] \quad (2.2)$$

donde,

| | |
|----------------------------------|---|
| $k r(t)$ | Fuerza elástica. |
| $c \dot{r}(t)$ | Fuerza de amortiguamiento. |
| k | Coefficiente de rigidez del resorte. |
| $r(t), \dot{r}(t), \ddot{r}(t)$ | Movimiento relativo de la estructura respecto a su base. |
| c | Coefficiente de amortiguamiento viscoso. |
| m | Masa de la estructura. |
| $-m [\ddot{r}(t) + \ddot{u}(t)]$ | Fuerza de inercia. |
| $u(t), \dot{u}(t), \ddot{u}(t)$ | Movimiento absoluto de la base de la estructura ocasionado por el movimiento sísmico. |

las constantes k y c , están relacionadas con la frecuencia angular natural, ω_n , en rad/s, y el factor de amortiguamiento crítico, δ , adimensional, mediante las expresiones siguientes:

$$\omega_n = (k/m)^{1/2} \quad (2.3)$$

$$\delta = c/2m\omega_n \quad (2.4)$$

Sustituyendo (2.3) y (2.4) en (2.2), resulta:

$$\ddot{r}(t) + 2\omega_n\delta\dot{r}(t) + \omega_n^2 r(t) = -\ddot{u}(t) \quad (2.5)$$

El desplazamiento relativo de un sistema simple (Figura 2.1) como respuesta a una sacudida en su base, de aceleración $\ddot{u}(t)$, lo proporciona la solución general de (2.5) que viene dada por la integral de Duhamel (Rubin, 1961):

$$r(t) = -1/\omega_d \int_0^t \ddot{u}(\tau) e^{-\omega_n\delta(t-\tau)} \text{sen } \omega_d(t-\tau) d\tau \quad (2.6)$$

donde, $\omega_d = \omega_n\sqrt{1-\delta^2}$, es la frecuencia natural con amortiguamiento.

Diferenciando (2.6) se obtienen, sucesivamente, la velocidad relativa, $\dot{r}(t)$:

$$\dot{r}(t) = -\int_0^t \ddot{u}(\tau) e^{-\omega_n\delta(t-\tau)} \cos \omega_d(t-\tau) d\tau - \omega_n\delta r(t) \quad (2.7)$$

y la aceleración relativa, $\ddot{r}(t)$:

$$\ddot{r}(t) = \omega_d \int_0^t \ddot{u}(\tau) e^{-\omega_n\delta(t-\tau)} \text{sen } \omega_d(t-\tau) d\tau - 2\omega_n\delta\dot{r}(t) - (\omega_n\delta)^2 r(t) \quad (2.8)$$

A partir de sus valores máximos, se definen, en función de la frecuencia natural, ω_n , y del amortiguamiento crítico, δ , las ordenadas de los espectros de respuesta (p.e. Hudson, 1979; Idriss, 1983; Jennings, 1983), del desplazamiento relativo, SD :

$$SD = SD(\omega_n, \delta) = \max_t |r(t)| \quad (2.9)$$

de la velocidad relativa, SV :

$$SV = SV(\omega_n, \delta) = \max_t |\dot{r}(t)| \quad (2.10)$$

y de la aceleración absoluta, SA:

$$SA = SA(\omega_n, \delta) = \max_t |\ddot{r}(t) + \ddot{u}(t)| \quad (2.11)$$

Variando la frecuencia natural y considerando diferentes valores discretos del amortiguamiento, se construyen familias de espectros para cada tipo de espectro de respuesta considerado. La Figura 2.2 muestra un ejemplo típico de espectros de respuesta de velocidad relativa, donde pueden observarse las notables diferencias en las respuestas máximas para osciladores de diferente frecuencia natural, así como el efecto de suavizado introducido al aumentar el amortiguamiento.

Los espectros de respuesta cumplen la doble función de caracterizar el movimiento del terreno en función de la frecuencia y de proporcionar un medio para determinar criterios de diseño sismorresistente.

La caracterización del movimiento del terreno se explica porque la respuesta de un oscilador ligeramente amortiguado está determinada a partir de frecuencias componentes del movimiento del terreno que son próximas a su frecuencia natural; por tanto, la amplitud del espectro de respuesta para amortiguamiento pequeño refleja la cantidad de energía en el movimiento del terreno para diferentes frecuencias (Jennings, 1983). De hecho, el espectro de respuesta para amortiguamiento nulo está relacionado con el espectro de Fourier de la aceleración, tal como se explicará en la sección 2.3.5.

Para el diseño sismorresistente se suelen utilizar los espectros de respuesta amortiguados, pues todas las estructuras reales presentan cierto amortiguamiento. La respuesta máxima de un sistema de un grado de libertad viene dada directa-

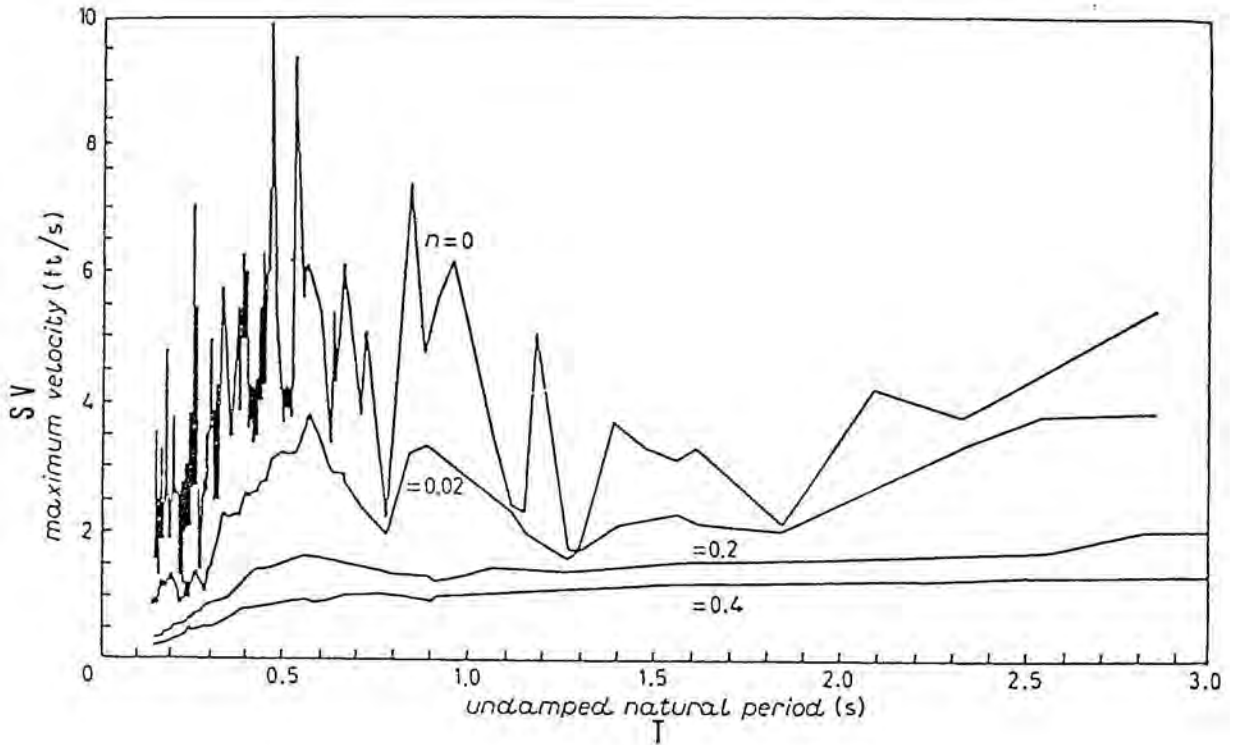


Figura 2.2: Ejemplo de espectros de respuesta de velocidad relativa, SV , para diferentes valores del factor de amortiguamiento crítico, n en el gráfico. En abscisas el período natural sin amortiguamiento, $T_n = 2\pi/\omega_n$, en ordenadas SV (Jennings, 1983).

mente por la ordenada del espectro de respuesta para la correspondiente frecuencia natural y amortiguamiento. De esta forma, el empleo de los espectros de respuesta se ha convertido en una práctica generalizada en ingeniería, utilizándose regularmente en el diseño de todo tipo de estructuras. Al considerar los valores máximos de los parámetros que definen el movimiento de la estructura, el espectro de respuesta constituye en la práctica una herramienta conservadora.

En el cálculo de los espectros de respuesta es interesante distinguir entre la respuesta máxima que se produce durante el tiempo de actuación de la sacudida y la respuesta máxima que se produce durante las oscilaciones libres que aparecen cuando la sacudida ha terminado. En el primer caso, el espectro de respuesta se denomina *espectro de respuesta primario*, mientras que en el segundo caso se habla de *espectro de respuesta residual* (Rubin, 1961).

Suponiendo la masa, m , constante en el sistema de la Figura 2.1, las frecuencias muy altas pueden asociarse con un aumento de la rigidez del resorte ($k \rightarrow \infty$), lo que se traduce en que el movimiento relativo entre la estructura y su base resulta cada vez más pequeño, o lo que es lo mismo, la estructura tiende a moverse con el terreno; por lo tanto, como $\omega_n \rightarrow \infty$:

$$\begin{aligned} SD &\rightarrow 0 \\ SV &\rightarrow 0 \\ SA &\rightarrow |\ddot{u}(t)|_{\max} \end{aligned} \tag{2.12}$$

Es decir, el valor máximo de la aceleración del terreno, $|\ddot{u}|_{\max}$, es aproximadamente igual al valor que alcanza la aceleración espectral, SA , para frecuencias muy altas (período cero).

Siguiendo un razonamiento semejante, cuando la rigidez tiende a cero ($k \rightarrow 0$), la masa en la Figura 2.1 tiende a permanecer inmóvil mientras el terreno se mueve

bajo ella; por lo tanto, como $\omega_n \rightarrow 0$:

$$\begin{aligned} SD &\rightarrow |u(t)|_{\max} \\ SV &\rightarrow |\dot{u}(t)|_{\max} \\ SA &\rightarrow 0 \end{aligned} \quad (2.13)$$

Por tanto, puede decirse que los valores máximos del desplazamiento y de la velocidad del terreno, $|u(t)|_{\max}$ y $|\dot{u}(t)|_{\max}$, corresponden aproximadamente a los valores que toman, respectivamente, el desplazamiento y la velocidad espectrales, SD y SV , para frecuencias muy bajas (período infinito).

En el caso de sistemas muy poco amortiguados ($\delta \simeq 0$), y teniendo en cuenta que la velocidad relativa, $\dot{r}(t)$, es cero cuando el desplazamiento relativo, $|r(t)|$, es máximo, se puede considerar la siguiente aproximación a partir de la ecuación del movimiento (2.5), cuando $r(t)$ toma valores próximos al máximo (Jennings, 1983):

$$|\ddot{r}(t) + \ddot{u}(t)| \simeq \omega_n^2 |r(t)| \quad (2.14)$$

y, por lo tanto:

$$SA \simeq \omega_n^2 SD \quad (2.15)$$

El mismo resultado puede obtenerse aplicando la hipótesis de amortiguamiento nulo ($\delta = 0$) a las expresiones analíticas de SD y SA (Hudson, 1979).

Se puede obtener otra relación aproximada entre los espectros de respuesta, considerando que, para un oscilador muy poco amortiguado, las energías cinética y potencial máximas son prácticamente iguales para un tiempo próximo al de respuesta máxima (Jennings, 1983); es decir :

$$1/2 m (SV)^2 \simeq 1/2 k (SD)^2 \quad (2.16)$$

lo que significa:

$$SV \simeq \omega_n SD \quad (2.17)$$

las ecuaciones (2.15) y (2.17) proporcionan pues, unas relaciones aproximadas entre los tres espectros de respuesta definidos.

Con objeto de distinguir el valor $\omega_n SD$ del valor real del espectro de respuesta de velocidad relativa, SV , y a partir de la analogía con un movimiento sinusoidal puro, se definen (p.e. Hudson, 1979; Idriss, 1983; Blázquez, 1986) los espectros de respuesta de pseudovelocidad relativa, PSV :

$$PSV = \omega_n SD \quad (2.18)$$

y de pseudoaceleración absoluta, PSA :

$$PSA = \omega_n^2 SD \quad (2.19)$$

definiendo, para completar la notación, el espectro de respuesta de pseudodesplazamiento relativo, como el desplazamiento relativo máximo para amortiguamiento nulo:

$$PSD = |SD|_{\delta=0} \quad (2.20)$$

Estos nuevos valores se conocen también como el pseudodesplazamiento relativo, PSD , la pseudovelocidad relativa, PSV , y la pseudoaceleración absoluta, PSA .

Sarrate *et al.* (1989) desarrollan en detalle, desde un punto de vista analítico, el cálculo de los espectros de respuesta y de sus respectivos pseudoespectros.

Comparando (2.17) y (2.15) con (2.18) y (2.19), respectivamente, se obtiene:

$$SV \simeq PSV \quad (2.21)$$

y:

$$SA \simeq PSA \quad (2.22)$$

Las aproximaciones (2.15) y (2.17) tienden a ser válidas para frecuencias medias, siendo la equivalencia en aceleraciones más precisa que la equivalencia en velocidades (Hudson, 1979). Para frecuencias muy altas y muy bajas, son poco precisas, pues aparecen diferencias sistemáticas debido a los diferentes valores asintóticos de los espectros, tal como muestran las expresiones (2.12) y (2.13). Por ejemplo, para estructuras de frecuencias bajas ($\omega_n \rightarrow 0$), la relación (2.17) no sirve, pues mientras SV tiende a un valor definido (velocidad máxima del terreno), el producto $\omega_n SD$ tiende a 0.

El uso de pseudoaceleraciones y pseudovelocidades, en lugar de las aceleraciones y velocidades relativas originales, está generalizado en estudios de Ingeniería Sísmica, pues proporciona un método muy conveniente de representación de todos los valores espectrales en un único gráfico logarítmico tripartito, en el que las ordenadas corresponden a la pseudovelocidad relativa, PSV , y las abcisas a la frecuencia natural (o el período). El desplazamiento relativo, SD , y la pseudoaceleración absoluta, PSA , se representan en ejes formando $\pm 45^\circ$ con el eje de abcisas, respectivamente (Figura 2.3).

IMPERIAL VALLEY EARTHQUAKE MAY 18, 1940 - 2037 PST

1111A001 40.001,0 EL CENTRO SITE IMPERIAL VALLEY IRRIGATION DISTRICT COMP 500E

DAMPING VALUES ARE 0, 2, 5, 10 AND 20 PERCENT OF CRITICAL

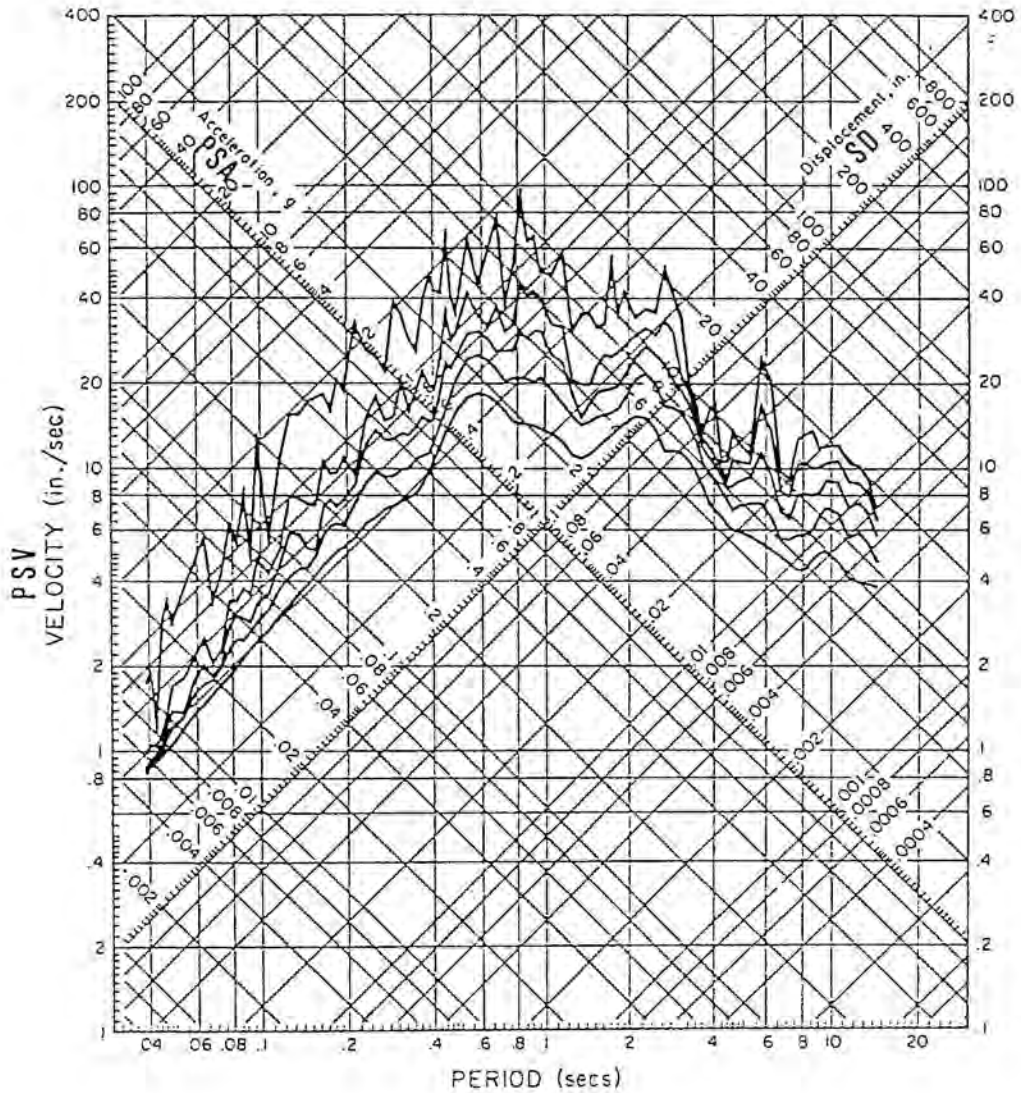


Figura 2.3: Representación tripartita del espectro de respuesta para diferentes valores de amortiguamiento crítico (ver descripción en el texto) (Hudson, 1979).

Por otro lado, dentro de los límites de aplicación de las equivalencias (2.21) y (2.22), estos gráficos tripartitos constituyen una aproximación aceptable de los valores de los espectros de respuesta (2.9), (2.10) y (2.11).

Conviene hacer notar que el uso común del prefijo *pseudo* para los valores espectrales aproximados *PSD*, *PSV* y *PSA*, es de alguna manera equívoco, ya que su significado literal (falso) no es el apropiado, pues se trata de aproximaciones y no de valores incorrectos (Hudson, 1979).

2.3.4 Contenido espectral: Espectro de Fourier

Cualquier función no periódica en el tiempo puede representarse en el dominio de la frecuencia como la superposición de componentes sinusoidales, cada una con su amplitud y fase características (en general una serie infinita de funciones armónicas simples). Esta superposición es el *espectro de Fourier*, que es una representación de la amplitud y fase de las funciones sinusoidales en que la función puede descomponerse (Rubin, 1961; Hays, 1980).

Es una transformación análoga a la de las componentes de Fourier de una función periódica, pero mientras éstas se obtienen para frecuencias discretas y la función compuesta no es más que la superposición de las componentes; en el caso de una función no periódica, el espectro de Fourier es una función continua de la frecuencia y la función compuesta se obtiene por integración (Rubin, 1961).

El análisis espectral de Fourier de señales sísmicas es de uso frecuente en Sismología, en diferentes aplicaciones, entre las cuales cabe destacar:

- Análisis de registros del movimiento del terreno (p.e. Hudson, 1962; Hays et al., 1975).

- Estudios de mecanismo focal (p.e. Savage, 1966; Brune, 1970; Trifunac, 1972).
- Estudios de atenuación (p.e. Hays, 1969; Trifunac, 1976b).
- Estudios de amplificación local (p.e. Duke y Hradilek, 1973; Borchardt y Gibbs, 1976).
- Interacción suelo-estructura (p.e. Liu y Fagel, 1973; Crouse y Jennings, 1975).

El espectro de Fourier, $\mathbf{F}(\omega)$, de una señal sísmica, $s(\tau)$, de duración finita, T , se define como la transformada de Fourier de dicha señal (ver apéndice A) (Rubin, 1961; Hudson, 1979; Jennings, 1983):

$$\mathbf{F}(\omega) = \int_0^T s(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (2.23)$$

Generalmente se estudia la distribución de amplitudes espectrales, definida por el módulo del espectro de Fourier, $|\mathbf{F}(\omega)|$, (ver apéndice A) y que constituye el *espectro de amplitudes de Fourier*, $F(\omega)$:

$$F(\omega) = \sqrt{\left[\int_0^T s(\tau) \cos \omega\tau d\tau \right]^2 + \left[\int_0^T s(\tau) \operatorname{sen} \omega\tau d\tau \right]^2} \quad (2.24)$$

Según la señal utilizada sea un registro de desplazamiento, velocidad o aceleración, se obtendrá el espectro de amplitudes de desplazamiento, $FD = |\mathbf{FD}(\omega)|$, el espectro de amplitudes de velocidad, $FV = |\mathbf{FV}(\omega)|$, o el espectro de amplitudes de aceleración, $FA = |\mathbf{FA}(\omega)|$, respectivamente. Estos espectros se relacionan entre sí, mediante las expresiones (ver Apéndice A):

$$FV = \omega FD \quad (2.25)$$

y:

$$FA = \omega FV = \omega^2 FD \quad (2.26)$$

En la Figura 2.4 se muestra un ejemplo de espectro de amplitudes de aceleración, FA .

2.3.5 Relación entre los espectros de respuesta y de Fourier

Las diferencias principales entre el espectro de respuesta y el espectro de Fourier se pueden resumir en los dos puntos siguientes (Rubin, 1961):

- Mientras que el espectro de Fourier define la sacudida sísmica mediante las relaciones de amplitudes y fases de las frecuencias componentes, el espectro de respuesta describe sólo el efecto de la sacudida sobre la estructura mediante las respuestas máximas.
- La evolución temporal de una sacudida sísmica no puede determinarse a partir del conocimiento de las respuestas máximas de un sistema excitado por la misma; es decir, el cálculo de las respuestas máximas es un proceso irreversible. Por el contrario, el espectro de Fourier puede determinarse a partir de la historia temporal del sismo y viceversa (ver Apéndice A).

Considerando amortiguamiento casi nulo ($\delta \simeq 0$) y eliminando el subíndice de ω_n para utilizar la misma nomenclatura que en la sección anterior, la expresión

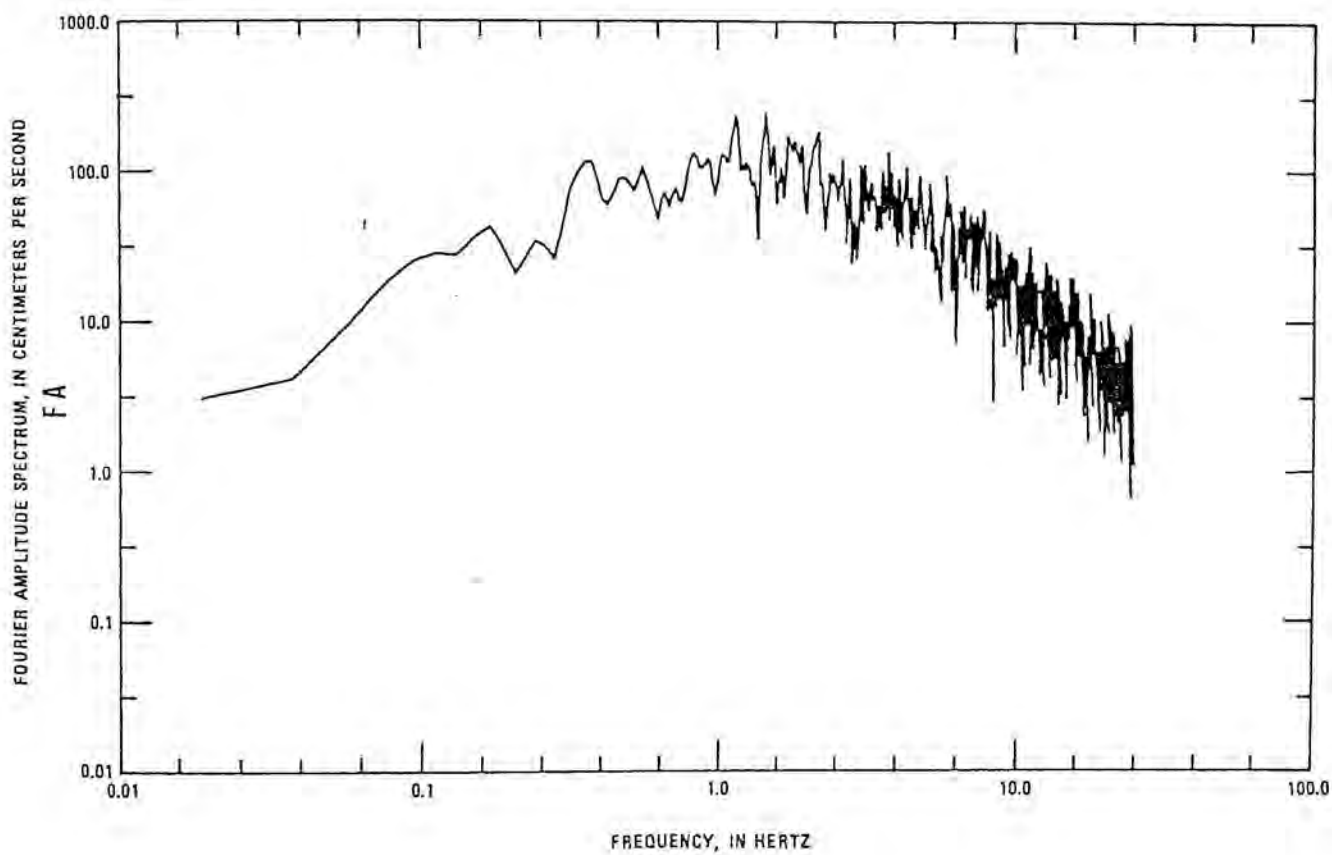


Figura 2.4: *Ejemplo de espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA (Hays, 1980).*

analítica de la velocidad relativa del sistema de la Figura 2.1 — ecuación (2.7) — toma la forma:

$$\dot{r}(t) = - \int_0^t \ddot{u}(\tau) \cos \omega(t - \tau) d\tau \quad (2.27)$$

desarrollando la relación trigonométrica:

$$\dot{r}(t) = - \left\{ \left[\int_0^t \ddot{u}(\tau) \cos \omega\tau d\tau \right] \cos \omega t + \left[\int_0^t \ddot{u}(\tau) \operatorname{sen} \omega\tau d\tau \right] \operatorname{sen} \omega t \right\} \quad (2.28)$$

la ecuación (2.28) puede escribirse también:

$$\dot{r}(t) = - (A \cos \omega t + B \operatorname{sen} \omega t) \quad (2.29)$$

definiendo A como:

$$A = \int_0^t \ddot{u}(\tau) \cos \omega\tau d\tau \quad (2.30)$$

y B como:

$$B = \int_0^t \ddot{u}(\tau) \operatorname{sen} \omega\tau d\tau \quad (2.31)$$

Para obtener el espectro de respuesta de velocidad relativa no-amortiguado, $SV_0 = SV(\omega, 0)$, basta con igualar a 0 la primera derivada de (2.29) y sustituir el valor de t así obtenido. Es decir:

$$A \omega \operatorname{sen} \omega t - B \omega \cos \omega t = 0 \quad (2.32)$$

de donde se obtiene:

$$t = \frac{1}{\omega} \arctan \left(\frac{B}{A} \right) \quad (2.33)$$

sustituyendo en (2.29):

$$\max_t |\dot{r}(t)| = A \cos \left[\arctan \left(\frac{B}{A} \right) \right] + B \sin \left[\arctan \left(\frac{B}{A} \right) \right] \quad (2.34)$$

simplificando la expresión trigonométrica, queda:

$$\max_t |\dot{r}(t)| = \sqrt{A^2 + B^2} \quad (2.35)$$

Por tanto, teniendo en cuenta la definición (2.10), el espectro de respuesta de velocidad relativa no-amortiguado, SV_0 , puede obtenerse a partir de:

$$SV_0 = \sqrt{\left[\int_0^{t_{max}} \ddot{u}(\tau) \cos \omega \tau d\tau \right]^2 + \left[\int_0^{t_{max}} \ddot{u}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \right]^2} \quad (2.36)$$

expresión que, comparando con la ecuación (2.24), resulta ser igual al espectro de amplitudes de Fourier FA , cuando $t_{max} = T$; es decir, al final del movimiento vibratorio forzado. Se puede llegar a la misma conclusión mediante un procedimiento analítico alternativo, desarrollado por Sarrate *et al.* (1989).

En un sistema no-amortiguado, o con amortiguamiento muy pequeño, ($\delta \simeq 0$), la respuesta máxima, SV_0 , suele ocurrir al final del movimiento vibratorio (Hudson, 1979; Jennings, 1983), lo que significa que, en ese caso, puede establecerse la siguiente relación:

$$FA \simeq SV_0 \quad (2.37)$$

la cual puede extenderse para el caso de la pseudovelocidad relativa, PSV , teniendo en cuenta que la expresión (2.17) se obtuvo bajo la misma hipótesis básica de amortiguamiento nulo o casi nulo; es decir:

$$FA \simeq PSV \quad (2.38)$$

En la práctica, se puede afirmar que el espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA , es una buena aproximación del espectro de respuesta de velocidad relativa para amortiguamiento nulo, SV_0 — y en consecuencia, de la pseudovelocidad relativa, PSV —, para las estructuras de mayor interés en Ingeniería Sísmica; es decir, aquellas con frecuencias propias medias y altas (entre 0.5 y 5 Hz) (Sarrate *et al.*, 1989). Las comparaciones numéricas con datos reales confirman esta afirmación (p.e. Hudson, 1962, 1979; Sarrate *et al.*, 1989). En la Figura 2.5 se incluye un ejemplo, en el que también aparecen los espectros de respuesta para diversos valores de amortiguamiento.

El espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA , puede considerarse como la respuesta del sistema medida al final del movimiento vibratorio forzado debido a la excitación sísmica aplicada, mientras que el espectro de respuesta de velocidad relativa, SV , representa la respuesta máxima durante dichas oscilaciones forzadas. En consecuencia, en el caso general en que la respuesta máxima no se produzca al final de la excitación, por la propia definición de espectro de respuesta — ecuación (2.10) — es posible establecer (Hudson, 1979; Jennings, 1983):

$$FA \leq SV_0 \quad (2.39)$$

RELATIVE VELOCITY RESPONSE SPECTRUM

IMPERIAL VALLEY EARTHQUAKE MAY 18, 1940 - 2037 PST

111A001 40.001.0 EL CENTRO SITE IMPERIAL VALLEY IRRIGATION DISTRICT COMP S00E

DAMPING VALUES ARE 0, 2, 5, 10 AND 20 PERCENT OF CRITICAL

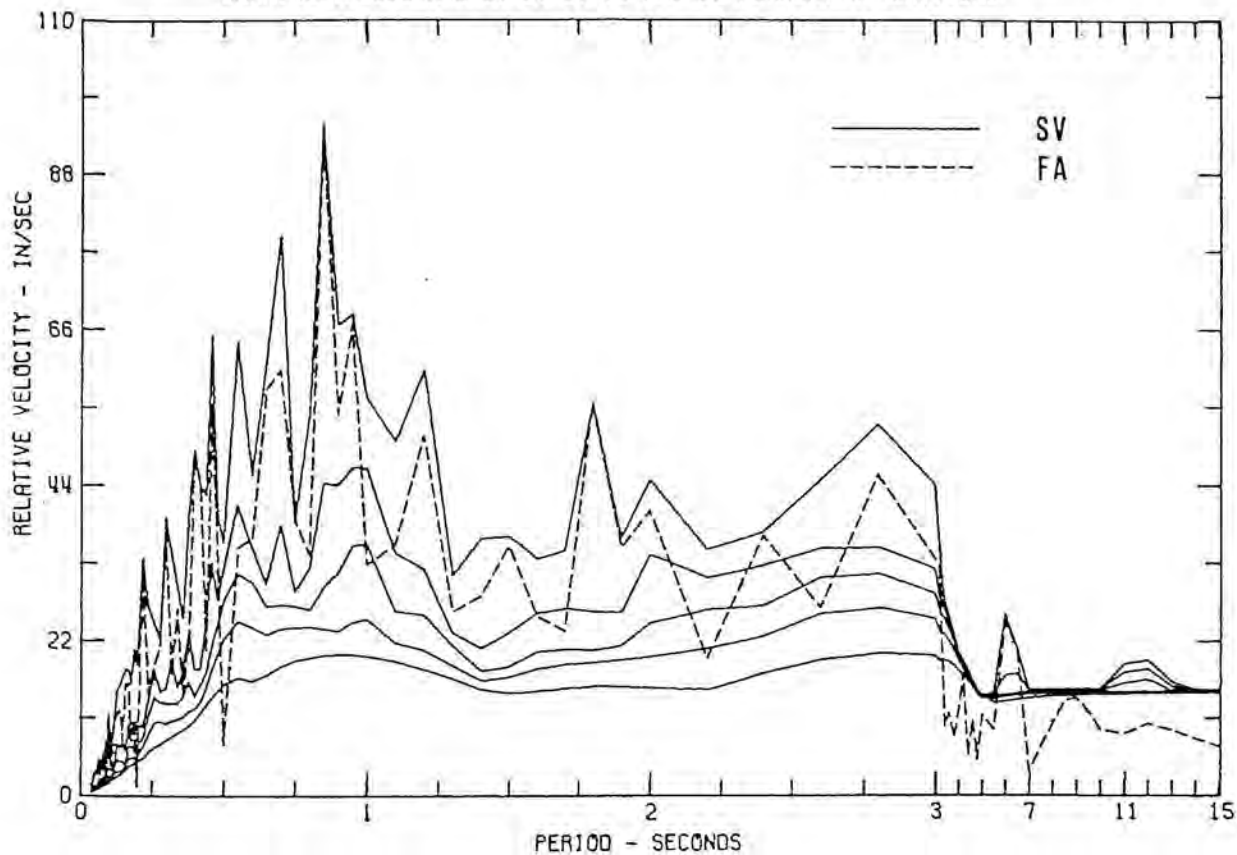


Figura 2.5: Relación entre los espectros de respuesta, SV, y de Fourier, FA, para amortiguamiento 0, 2, 5, 10 y 20 % del crítico (Hudson, 1979).

y por lo tanto:

$$FA \leq PSV \quad (2.40)$$

lo que significa que el espectro de respuesta de velocidad relativa para amortiguamiento nulo constituye un límite superior del espectro de amplitudes de Fourier de aceleración (Figura 2.5).

A pesar de la existencia de esta relación entre espectro de respuesta y espectro de Fourier, en Ingeniería Sísmica aplicada se sigue prefiriendo, casi con exclusividad, el uso de espectros de respuesta. La razón está en que mientras que el espectro de amplitudes de Fourier de aceleración representa una aproximación al espectro de respuesta de velocidad relativa no amortiguado, la mayoría de las estructuras reales sí presentan amortiguamiento (aproximadamente en el rango de 0.005 a 0.1 (Jennings, 1983)). Este hecho no invalida la posibilidad de utilizar el espectro de Fourier, FA , incluso en los casos en que exista amortiguamiento, pues, entonces, y para las frecuencias en que se acerca a SV_0 , sigue siendo una aproximación aceptable, ya que las ordenadas espectrales de $SV(\omega, \delta)$ son siempre inferiores a las de $SV(\omega, 0)$, tal como muestra la Figura 2.5.

2.3.6 Energía

El movimiento del terreno durante un terremoto puede también estudiarse en función de su energía. La energía de una señal sísmica, $s(\tau)$, durante un tiempo t , se define como (p.e. Idriss, 1983; Jennings, 1983):

$$W(t) = \int_0^t [s(\tau)]^2 d\tau \quad (2.41)$$

La práctica habitual consiste en representar gráficamente la variación con el tiempo de la integral (2.41), con objeto de estudiar la evolución temporal de la sacudida sísmica. Con la misma finalidad, puede representarse también la integral (2.41) normalizada respecto a la energía correspondiente a la duración total de la señal, T . Para ello, se define una variable normalizada, $h(t)$, de la siguiente forma:

$$h(t) = \frac{\int_0^t [s(\tau)]^2 d\tau}{\int_0^T [s(\tau)]^2 d\tau} \quad (2.42)$$

$h(t)$ varía entre 0 ($t = 0$) y 1 ($t = T$), pudiendo también evaluarse en forma de porcentaje (entre 0 y 100%). La representación gráfica de $h(t)$ respecto al tiempo se conoce como gráfico de Husid (Idriss, 1983).

El gráfico de Husid se utiliza además en algunas definiciones de la duración del movimiento del terreno. Por ejemplo, Donovan (1972) define la duración como el tiempo necesario para completar el 90% del gráfico de Husid. Por su parte, Dobry *et al.* (1978) consideran el tiempo transcurrido para obtener desde el 5% hasta el 95% del gráfico de Husid en su definición de duración significativa (Idriss, 1983).

2.3.7 Relaciones empíricas

Son numerosos los trabajos publicados que tratan de relaciones empíricas para los diferentes parámetros que caracterizan el movimiento del terreno. Una compilación de los mismos puede encontrarse en Idriss (1983), donde recoge 21 referencias de relaciones empíricas, fundamentalmente para la aceleración máxima, aunque algunas de ellas incluyen también relaciones para la velocidad y el desplazamiento máximos; así como 15 referencias de expresiones correspondientes a los parámetros

espectrales.

Siguiendo el discurso de la sección 2.3, parece adecuado buscar una relación funcional de la forma: $y = f(\text{fuente, camino, condiciones locales})$, para un parámetro dado, y , del movimiento del terreno. También, debería ser posible incluir, para cada variable dentro de la relación, la influencia de los factores específicos asociados a ella (por ejemplo, en el caso de la fuente: el estado de esfuerzos, las dimensiones de la ruptura, la profundidad focal o el modelo de radiación). Este tipo de relaciones, aunque teóricamente posibles, resultan de difícil obtención en la práctica, como consecuencia de la falta de datos y del poco conocimiento que se posee sobre la influencia de cada uno de los factores que intervienen. Esta es la razón por la que habitualmente se acuda a relaciones empíricas para definir los parámetros del movimiento sísmico del terreno.

La mayor parte de las relaciones empíricas que aparecen en la literatura toman la forma general (Idriss, 1983):

$$\ln y = C_0 + f_1(m) + f_2(r) + f_3(l) \quad (2.43)$$

donde C_0 , es, generalmente, una constante, m , es la magnitud, r , es la distancia epicentral y l representa las características locales del suelo. En algunos casos, los términos $f_1(m)$ y/o $f_3(l)$ se eliminan, calculando expresiones distintas para diferentes magnitudes y/o tipos de suelo. Las expresiones del tipo (2.43) suponen que el parámetro del movimiento del suelo, y , tiene una distribución logarítmica y que la dependencia de m , r y l puede separarse en funciones simples aditivas. Estas hipótesis, aunque útiles en la práctica, no han sido totalmente comprobadas debido al número relativamente bajo de observaciones disponibles.

La función, $f_1(m)$, que considera la dependencia en magnitud suele expresarse

en la forma: $f_1(m) = C_1m + C_2m^2$, donde C_1 y C_2 suelen ser constantes (p.e. Trifunac, 1976a), considerando a veces $C_2 = 0$ y C_1 o constante o función de r (p.e. Donovan y Bornstein, 1978). En algunos casos, se calculan expresiones validas para diferentes valores de magnitud (p.e. Boore *et al.*, 1978).

La forma más generalizada para la función de la distancia es del tipo: $f_2(r) = C_3 \ln(r + C_4)$, donde C_3 y C_4 son constantes (p.e. Campbell, 1981; Joyner y Boore, 1981), pudiendo tomar C_4 el valor 0 (p.e. Boore *et al.*, 1978, McGuire, 1978a); e incluso haciendo $C_3 = C_3(r)$ (p.e. Donovan y Bornstein, 1978).

La función correspondiente a las condiciones locales del suelo, $f_3(l)$, o bien no se tiene en cuenta (p.e. Boore *et al.*, 1978; Donovan y Bornstein, 1978), o se expresa en forma de una constante (p.e. McGuire, 1978a; Joyner y Boore, 1981), o no se considera, calculando expresiones diferentes para las distintas condiciones locales (p.e. Seed *et al.*, 1976; Boore *et al.*, 1978).

El mayor problema de la aplicación práctica de este tipo de relaciones empíricas, aparte de la dispersión presente en los datos, es su carácter no universal, por lo que la elección de la más adecuada en cada caso concreto debe llevarse a cabo con extremo cuidado.

Un grupo especial de relaciones empíricas lo constituyen las obtenidas para estimar valores de aceleración máxima del terreno a partir de la intensidad sísmica, y que son de uso común en los estudios de emplazamiento de estructuras especiales como centrales nucleares. Una selección de las más significativas es estudiada por Murphy y O'Brien (1977), los cuales aportan una propia, fruto de un detallado análisis de cerca de 1500 acelerogramas. La representación gráfica de las mismas (Figura 2.6) muestra claramente las notables diferencias existentes y, en consecuencia, los errores que pueden cometerse a partir de una elección inadecuada.

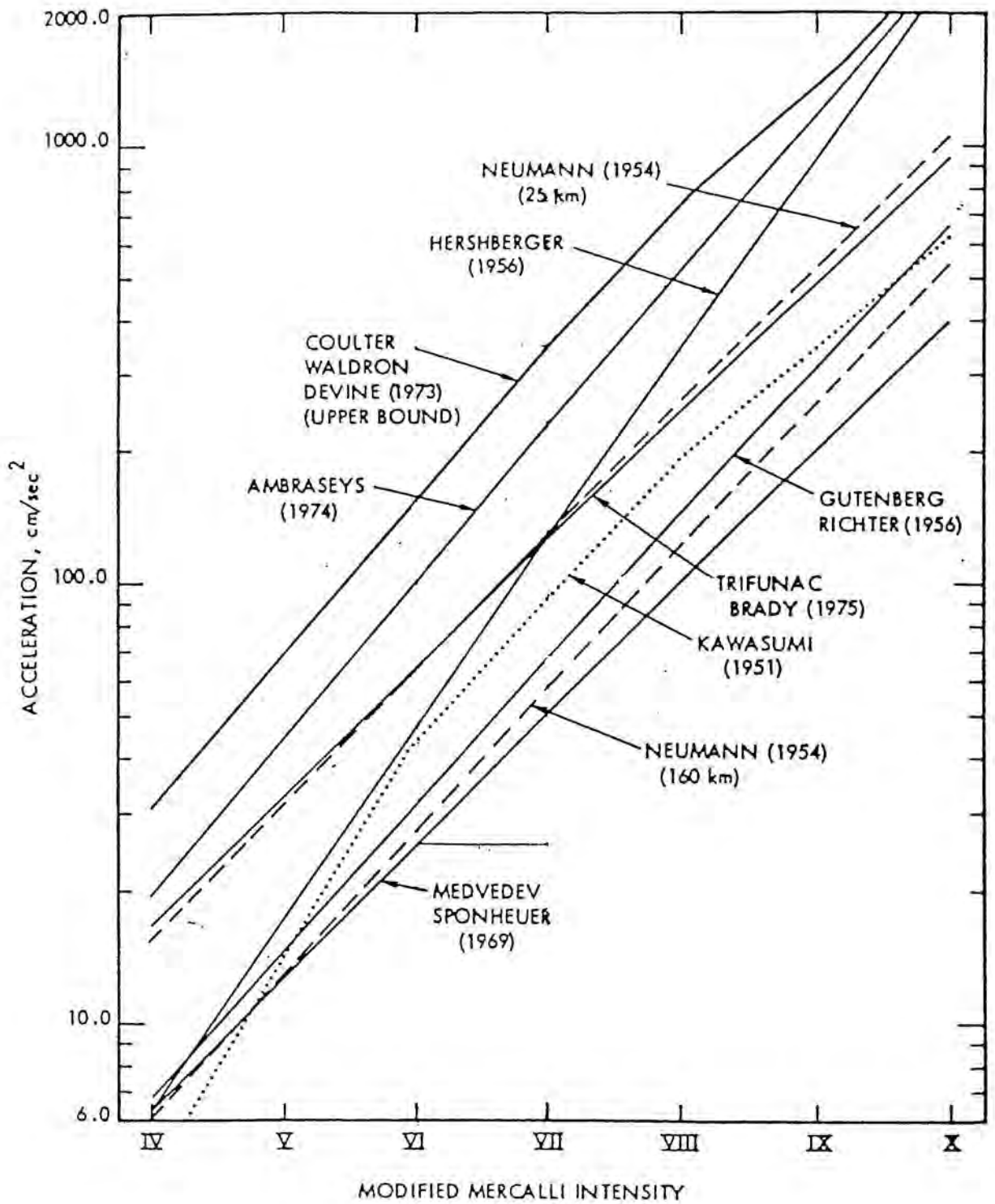


Figura 2.6: Ejemplos de relaciones típicas aceleración-intensidad (Murphy y O'Brien, 1977).

El proceso de inferencia de valores de aceleración máxima del terreno a partir de la intensidad sísmica representa uno de los aspectos más críticos en los estudios de peligrosidad sísmica, tanto los de tipo determinista, como lo que adoptan un enfoque probabilista, particularmente en aquellos relacionados con el emplazamiento y diseño de estructuras especiales, como centrales nucleares (García-Fernández, 1986).

2.4 Resumen

El estudio del movimiento del terreno producido por un terremoto, en función de los parámetros que lo definen, resulta fundamental tanto en Sismología teórica como aplicada, y en concreto, en este último caso, en el campo de la Ingeniería Sísmica y en los estudios de riesgo sísmico.

Uno de los factores de mayor importancia para la determinación adecuada del movimiento sísmico del terreno lo constituye la atenuación de la energía sísmica en su camino desde el foco origen del terremoto hasta el punto de observación. En particular, tiene especial interés el estudio de la atenuación anelástica, cuya medida viene determinada por el factor de atenuación, Q , adimensional, o por el coeficiente de atenuación anelástica, γ , en km^{-1} .

De entre los parámetros que pueden servir para caracterizar el movimiento sísmico del terreno, la aceleración, la velocidad, el desplazamiento, la duración, el contenido espectral y la energía son los que se utilizan con más frecuencia. En general, estos parámetros son función de diversos factores que pueden resumirse en tres grupos: los relacionados con la fuente, los relativos al camino recorrido y los correspondientes a las características locales del punto de observación.

El contenido espectral de una señal sísmica puede estudiarse a partir del es-

pectro de respuesta o del espectro de Fourier. El primero es el más empleado en Ingeniería Sísmica aplicada y sirve para determinar las amplitudes máximas de respuesta de un conjunto de osciladores armónicos simples amortiguados como consecuencia de un determinado movimiento del terreno función del tiempo. Por su parte, el espectro de Fourier, de uso frecuente en Sismología, descompone la función temporal del movimiento del terreno en una serie infinita de funciones armónicas simples en el dominio de la frecuencia. La transformación resultante proporciona los espectros de amplitud y de fase relacionados unívocamente con el sismograma.

La relación existente entre el espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA , y el espectro de respuesta de velocidad relativa para amortiguamiento nulo, SV_0 — o la correspondiente pseudovelocidad relativa, PSV — , puede considerarse como un nexo de unión fundamental entre la Sismología y la Ingeniería Sísmica; el cual permite afrontar el estudio del movimiento sísmico del terreno desde perspectivas diferentes aunque complementarias, aplicando técnicas de trabajo alternativas.

El conocimiento limitado sobre los numerosos factores que influyen en los parámetros que definen el movimiento del terreno causado por un terremoto, ha dado lugar a la obtención de relaciones empíricas que de forma simplificada intentan expresar dicha dependencia funcional. En general estas expresiones suponen que el parámetro considerado para caracterizar el movimiento del terreno tiene una distribución logarítmica y que depende de funciones simples aditivas de la fuente, el camino y las condiciones locales.

Capítulo 3

Movimiento sísmico del terreno:

Ondas *Lg*

3.1 *Lg*

Las ondas *Lg* corresponden a modos superiores de vibración de ondas superficiales, cuya interferencia da lugar a los registros relativamente complejos que pueden observarse en un sismograma. En medios estratificados, las componentes vertical y longitudinal se componen de modos superiores de ondas Rayleigh, mientras que la componente transversal sólo participa de modos de ondas Love; sin embargo, la existencia de variaciones laterales de velocidad conduce a un acoplamiento entre modos Rayleigh y Love, lo que da lugar a unos trenes de onda de tipo mixto (Kennett *et al.*, 1985). El carácter de modo superior de ondas superficiales se manifiesta en el sismograma, apareciendo como trenes de ondas de comportamiento dispersivo (Nuttli, 1980).

Los estudios sismológicos basados en las observaciones de ondas *Lg* son de gran importancia en los campos de peligrosidad sísmica e Ingeniería Sísmica (p.e. Dwyer *et al.*, 1983; Hasegawa, 1983, 1985), pues las aceleraciones del terreno que producen efectos más dañinos están normalmente asociadas a movimientos ondulatorios de frecuencia relativamente alta, entre 1 y 10 Hz, rango en el que la mayor energía corresponde, generalmente, a las ondas *Lg* — alrededor de 1 Hz la máxima amplitud suele corresponder a la onda *Lg*, al menos para distancias mayores de 25 km (Nuttli, 1973) —, y donde están comprendidas las frecuencias propias de vibración de las estructuras más comunes (Nuttli, 1978; Dwyer *et al.*, 1983). Otra aplicación reciente de los estudios teóricos y experimentales de las ondas *Lg* ha sido en las investigaciones de verificación sísmica de explosiones nucleares (p.e. Nuttli, 1981, 1986; Murphy y Bennett, 1982; Pomeroy *et al.*, 1982).

La onda *Lg* fue identificada por primera vez por Press y Ewing (1952), como una onda superficial de cizalla, con velocidad de grupo 3.51 km/s, períodos en-

tre 0.5 y 6 s, primer impulso claro, amplitudes mayores que cualquier otra fase convencional y buena propagación en corteza continental hasta 6000 km. En la definición original, se indicaba que la amplitud mayor aparecía en los registros de la componente horizontal transversal; más tarde se comprobó que las amplitudes de las componentes longitudinal y vertical podían ser tan grandes como aquella (Oliver *et al.*, 1955).

Se eligió como notación *Lg* debido a que la velocidad era consistente con el tipo de ondas Love (*L*) de período corto propagándose en una capa cortical granítica (*g*); esta forma de propagación — onda guiada dentro de la capa granítica cortical — hace que la *Lg* se clasifique dentro del tipo de ondas *canales* (Payo, 1986). Una característica fundamental es que esta onda se propaga sólo en estructuras de corteza continental; bastan 100 km de corteza oceánica en el camino entre el foco y la estación de registro para que la fase *Lg* desaparezca. Esta desaparición, total o parcial, puede producirse también por la influencia de estructuras geológicas de grandes proporciones (Gregersen, 1984).

A distancias epicentrales cortas, se denomina *Sg* a las ondas transversales guiadas en la corteza; al aumentar la distancia y hacerse más complejos los trenes de onda se utiliza habitualmente la notación *Lg* (Kennett, 1989). En la práctica, hasta aproximadamente 1000 km de distancia epicentral, la fase *Lg* aparece con frecuencia solapada con la *Sg*, por lo que, a veces, se usa una u otra nomenclatura indistintamente (Payo y de Miguel, 1974).

En diversos trabajos, Oliver y Ewing (1957; 1958a; 1958b) desarrollaron las bases teóricas y experimentales de la propagación de modos superiores de ondas Love y Rayleigh, siendo éstas las primeras investigaciones instrumentales sobre ondas superficiales de corto período, abarcando períodos de hasta 0.5 s, lo que permitió completar partes de las curvas de dispersión de ondas continentales

Rayleigh y Love que hasta entonces permanecían sin determinar. De sus trabajos, Bollinger (1979) destaca, entre otras, las siguientes conclusiones:

- Las ondas con períodos entre 0.5 y 1.5 s y con velocidades entre 3.5 y 3.65 km/s, son modos superiores de ondas Rayleigh y Love y corresponden a las fases sísmicas *Sg* o *Lg*.
- Para períodos muy cortos, las curvas de dispersión de modos superiores de ondas Rayleigh y Love son muy similares. Esto significa que ambos tipos de ondas pueden llegar simultáneamente a una misma estación con períodos casi iguales. Por lo tanto, las componentes vertical, longitudinal y transversal del movimiento del terreno pueden tener amplitudes significativas al mismo tiempo, con, aproximadamente, el mismo período.
- Una capa sedimentaria superficial reduce las velocidades de las ondas con períodos mas cortos, e introduce un máximo en la curva de velocidad de grupo. Esto implica una amplitud grande de la fase de Airy en los trenes de onda del modo normal. Por ejemplo, una corteza de tres capas horizontales sobre un semi-espacio produce curvas de dispersión de modos superiores con tres mínimos y dos máximos; estos máximos se identifican con la *Sg* y la *Lg*. Los mínimos también deben asociarse con amplitudes grandes, pero en los modos superiores, las velocidades de los mínimos son muy variables y la parte correspondiente del sismograma resulta confusa. Por lo tanto, normalmente es más fácil identificar los máximos.

La explicación de la propagación de las ondas *Lg* como una superposición de modos superiores de ondas Love y Rayleigh ha ido desarrollándose en diferentes trabajos con un aumento gradual del nivel de detalle (p.e. Lehmann y Ewing, 1960; Kovach y Anderson, 1964; Knopoff *et al.*, 1973). Originalmente, Bâth (1954)

sugirió como una posible explicación la propagación de ondas canales en canales corticales de baja velocidad; pero puede comprobarse que es posible considerar las ondas canales como un tipo de ondas superficiales (p.e. Panza *et al.*, 1972; Gregersen y Alsop, 1976) y, además, Knopoff *et al.* (1973) llegan a la conclusión de que dicho canal cortical de baja velocidad no es en principio necesario para explicar las características del sismograma de la onda *Lg*.

3.2 Atenuación de ondas *Lg*: Cálculo en el dominio del tiempo

La atenuación de las ondas *Lg* puede representarse, en el dominio del tiempo, mediante el modelo empírico siguiente (p.e. Ewing *et al.*, 1957; Dwyer *et al.*, 1983):

$$A = A_0 r^{-n} (R \text{ sen } D)^{-1/2} e^{-\gamma r} \quad (3.1)$$

donde,

- A* Amplitud máxima o sostenida de la fase *Lg* a distancia *D*. La amplitud sostenida se define como la que es igualada o superada por los tres ciclos mayores del registro (Nuttli, 1973, 1978).
- A*₀ Constante de proporcionalidad. Si γ tiene un valor pequeño — $\gamma \ll 1$ — puede considerarse como la amplitud de la onda *Lg* a la distancia de 1 km de la fuente (Dwyer *et al.*, 1983).

| | |
|-----------------------------|--|
| r^{-n} | Término que representa la disminución de amplitud debida a la dispersión. La constante n toma los valores $1/3$ ó $1/2$, según se trate, respectivamente, de una fase de Airy — tren de ondas con frecuencia prácticamente constante y amplitudes decrecientes — o no (Ewing <i>et al.</i> , 1957; Nuttli, 1973). |
| r | Distancia epicentral en kilómetros. |
| $(R \text{ sen } D)^{-1/2}$ | Término que representa la disminución de amplitud debida a la expansión geométrica para ondas superficiales. |
| R | Radio de la Tierra. |
| D | Distancia epicentral en grados. |
| $e^{-\gamma r}$ | Representa la absorción dependiente de la frecuencia, siendo γ el coeficiente de atenuación anelástica. |

siendo A , A_0 y γ parámetros dependientes de la frecuencia (Dwyer *et al.*, 1983).

En el rango de frecuencias de interés para los estudios regionales de la fase Lg (entre 1 y 10 Hz), los datos experimentales confirman que la Lg puede modelarse como una fase de Airy (p.e. Nuttli, 1973, 1978; Bollinger, 1979; Dwyer *et al.*, 1983), con lo que el término de dispersión en la expresión (3.1) resulta ser $r^{-1/3}$. Si además se consideran distancias epicentrales menores de 25 grados, el producto $(R \text{ sen } D)$ puede substituirse por r . Bajo estos supuestos, la ecuación (3.1) toma la forma:

$$A = A_0 r^{-1/3} r^{-1/2} e^{-\gamma r} = A_0 r^{-5/6} e^{-\gamma r} \quad (3.2)$$

relación normalmente utilizada en los estudios regionales de atenuación espacial de

ondas *Lg* en el dominio del tiempo (p.e. Dwyer *et al.*, 1983; Shin y Herrmann, 1987; Canas *et al.*, 1988a; Canas *et al.*, 1989).

En el caso de ondas *Lg*, el coeficiente de atenuación anelástica (o coeficiente de atenuación aparente), γ , se define en función del factor de calidad específico, Q , como:

$$\gamma = \pi f / uQ \quad (3.3)$$

donde u es la velocidad media de grupo de la onda, que para la fase *Lg* se considera del orden de 3.5 km/s, y f es la frecuencia media de la onda (Nuttli, 1973, 1978; Dwyer *et al.*, 1983; Shin y Herrmann, 1987).

3.3 Atenuación de ondas *Lg*: Cálculo en el dominio de la frecuencia

El cálculo de la atenuación de ondas *Lg* en el dominio de la frecuencia, que se concreta en la obtención del coeficiente de atenuación anelástica, γ , se puede llevar a cabo a partir de las amplitudes espectrales de desplazamiento, FD , de velocidad, FV , o de aceleración, FA , definidas en la sección 2.3.4, utilizando expresiones análogas a las empleadas en el cálculo en el dominio del tiempo (ver sección 3.2). En el dominio de la frecuencia la expresión (3.2) se reescribe como (p.e. Shin y Herrmann, 1987):

$$F = F_0 r^{-1/2} e^{-\gamma r} \quad (3.4)$$

donde F_0 y F son parámetros análogos a los A_0 y A de la ecuación (3.2), correspondiendo, en este caso, a amplitudes espectrales. Al igual que en el dominio del tiempo, en general, F , F_0 y γ , dependen de la frecuencia, f .

Comparando con la ecuación (3.2), se puede observar que en (3.4) se ha eliminado el término correspondiente a la dispersión, $r^{-1/3}$; es decir, se ha considerado $n = 0$ en el término r^{-n} de la ecuación (3.1). Esta eliminación tiene una justificación física en el hecho de que la dispersión puede siempre tenerse en cuenta sin más que seleccionar una ventana de tiempo lo suficientemente amplia, de manera que la duración completa del tren de onda (dispersado o no dispersado) quede contenida dentro de la ventana temporal seleccionada (Hasegawa, 1985).

En la práctica, para el cálculo del coeficiente γ , es recomendable utilizar en la ecuación (3.4) las amplitudes correspondientes al espectro de amplitudes de aceleración, FA , pues, especialmente para altas frecuencias, FA muestra con más claridad el aspecto general de las amplitudes espectrales, y es, al mismo tiempo, un parámetro de gran importancia en ingeniería sísmica (p.e. Trifunac, 1976b; McGuire, 1978b). No obstante, en este trabajo, y debido al rango frecuencial estudiado (aprox. 1–5 Hz), la recomendación anterior no es aplicable y por lo tanto γ se puede calcular indistintamente del espectro de desplazamientos, velocidades o aceleraciones. Por tanto, en el proceso de cálculo habitual, la ecuación (3.4) suele tomar la forma:

$$FA = FA_0 r^{-1/2} e^{-\gamma r} \quad (3.5)$$

La dependencia frecuencial del coeficiente de atenuación anelástica, γ , puede expresarse como (p.e. Dwyer *et al.*, 1983; Hasegawa, 1985):

$$\gamma(f) = \gamma_0 f^N \quad (3.6)$$

donde γ_0 es el valor de γ para la frecuencia de referencia de 1 Hz.

Por extensión, la dependencia frecuencial del factor de calidad, Q , puede calcularse a partir de la relación (Hasegawa, 1985):

$$Q(f) = Q_0 f^{(1-N)} \quad (3.7)$$

donde $Q_0 = \pi/\gamma_0 U$, siendo U la velocidad de grupo (Dwyer *et al.*, 1983)

3.4 Pseudoaceleración máxima del terreno, PSA

Las definiciones de los pseudovalores de los parámetros del movimiento del terreno introducidas en la sección 2.3.3 — ecuaciones (2.18), (2.19) y (2.20) — pueden escribirse como:

$$PSD = SD_0 \quad (3.8)$$

para el pseudodesplazamiento relativo, donde SD_0 , es el desplazamiento relativo máximo para amortiguamiento nulo,

$$PSV = \omega_n PSD \quad (3.9)$$

para la pseudovelocidad relativa, y,

$$PSA = \omega_n PSV = \omega_n^2 PSD \quad (3.10)$$

para la pseudoaceleración absoluta. Por otro lado, en la sección 2.3.5 — ecuación (2.38) — se obtuvo, en el caso de amortiguamiento nulo, una relación entre la pseudovelocidad relativa y el espectro de amplitudes de Fourier de aceleración de la forma:

$$FA \simeq PSV \quad (3.11)$$

A partir de (3.10) y (3.11) puede deducirse la siguiente expresión para obtener la pseudoaceleración absoluta en el caso de que no exista amortiguamiento:

$$PSA \simeq \omega_n FA \quad (3.12)$$

De esta forma, a partir del análisis espectral de Fourier de una señal sísmica, y, más concretamente, a partir del espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA ; es posible calcular valores de pseudoaceleración, que representan una estima del valor real de la aceleración máxima del terreno.

En la práctica, y para las frecuencias naturales de vibración de interés en Ingeniería Sísmica, las aproximaciones consideradas representan con bastante fidelidad la realidad, como queda demostrado con comparaciones numéricas entre espectros de respuesta y sus correspondientes pseudovalores (p.e. Sarrate *et al.*, 1989); así como con las realizadas entre el espectro de amplitudes de Fourier de aceleración y el espectro de respuesta de velocidad relativa con amortiguamiento nulo, ya comentadas en la sección 2.3.5.

Para completar la aproximación a los valores reales de la aceleración máxima del terreno, interesa obtener una relación empírica entre la pseudoaceleración máxima calculada y los diferentes factores que tienen influencia sobre ella. Adoptando la forma habitual de otras relaciones empíricas (ver sección 2.3.7), y no

teniendo en cuenta, en principio, el término correspondiente a las condiciones locales del suelo (lo cual es aceptable cuando se trata de estudios a nivel regional), puede considerarse una expresión de la forma:

$$PSA = C_0 e^{C_1 m} e^{-\gamma r} r^{-1/2} \quad (3.13)$$

donde C_0 y C_1 son constantes, m es la magnitud, γ es el coeficiente de atenuación anelástica y r es la distancia epicentral en km.

En la ecuación (3.13), el término función de la magnitud, $e^{C_1 m}$, toma la forma usual en este tipo de relaciones (Idriss, 1983); mientras que el término función del camino, $e^{-\gamma r} r^{-1/2}$, trata de separar los efectos de la atenuación y de la expansión geométrica (atenuación dependiente de la frecuencia y expansión cilíndrica, como corresponde al caso de las ondas Sg y Lg), tal como sugieren Båth *et al.* (1976). Expresiones similares han sido utilizadas por diversos autores para obtener la atenuación de la aceleración y la velocidad máximas del terreno a partir de medidas directas de las mismas (p.e. McGuire, 1984; Atkinson, 1984), o mediante estimaciones indirectas (p.e. Båth *et al.*, 1976). En concreto, la relación (3.13) ha sido empleada en diferentes estudios con resultados satisfactorios (p.e. Canas *et al.*, 1988b; Barbat *et al.*, 1989).

3.5 Resumen

El estudio del comportamiento de las ondas Lg — formadas por modos superiores de vibración de ondas superficiales Love y Rayleigh — tiene gran importancia para el conocimiento del movimiento del terreno producido por un terremoto, desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica y de la definición de la peligrosidad sísmica

en una región.

En general, para terremotos de magnitud moderada — $m_b Lg \leq 6$ — y trayectorias continentales, las amplitudes más elevadas, y por tanto la mayor energía, aparecen en los registros de las ondas Lg y en el rango de frecuencias en el que se encuentran las de las estructuras más comunes afectadas por la aceleración del terreno (entre 1 y 10 Hz, aproximadamente).

El estudio de la atenuación anelástica de las ondas Lg , que se traduce en el cálculo del coeficiente de atenuación γ , adquiere, por lo tanto, gran interés, facilitando información sobre las características del terreno en diferentes regiones, lo que permite conocer que zonas pueden resultar más afectadas por la propagación de energía sísmica.

El cálculo del coeficiente de atenuación γ puede llevarse a cabo bien en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia. En ambos casos, la amplitud de las ondas Lg se modela en función de la distancia epicentral y del coeficiente de atenuación.

El coeficiente de atenuación de las ondas Lg , aparte de su utilidad intrínseca antes mencionada, interviene en la obtención de fórmulas regionales de pseudoaceleración máxima, a partir de los valores de esta última calculados del espectro de amplitudes de Fourier de aceleración. Estas fórmulas proporcionan valores de la aceleración máxima del terreno, de gran utilidad en zonas donde las medidas directas de aceleración o bien no existen o no están disponibles en cantidad suficiente.

Capítulo 4

Datos

4.1 Estaciones de registro, terremotos y regiones de estudio

Hasta la instalación de la actual Red Sísmica Nacional de registro digital, en el territorio español de la Península Ibérica se disponía de los registros de terremotos de los observatorios geofísicos dependientes del Instituto Geográfico Nacional y de otras instituciones, con instrumentación sismológica de corto y largo período y registro analógico (Mezcua y Martínez-Solares, 1983; Galán, 1986; García-Fernández *et al.*, 1987). Además, desde 1983 existe en funcionamiento una red local de cinco estaciones de período corto en la región de Granada, dependiente de la Universidad de Granada (Alguacil, 1986), que está siendo ampliada para constituir la Red Sísmica de Andalucía (De Miguel *et al.*, 1988). También, desde 1985, el Servicio Geológico de Cataluña ha instalado cuatro estaciones de período corto, que junto a las seis existentes, dependientes de otras entidades, y a los datos de las estaciones francesas del Pirineo le permiten mantener un seguimiento aceptable de la actividad sísmica de la zona (García-Fernández y Kijko, 1988; Olivera y Banda, 1988; C. Olivera, comunicación personal).

Para cualquier estudio que incluya análisis numérico de los datos, es evidente que la utilización directa de registros digitales de los mismos es preferible al uso de registros analógicos, que, entre otros, presentan el problema clásico de su digitalización manual o mecánica.

El presente trabajo ha coincidido temporalmente con la instalación de los nuevos instrumentos de registro digital de la Red Sísmica Nacional; por lo que esta circunstancia logística no ha permitido utilizar registros digitales, como hubiera sido deseable; o al menos, no ha sido posible disponer de los mismos en el tiempo y cantidad suficiente como para ser incluidos en el proceso de análisis y

cálculo.

Por tanto, tras una selección en detalle de los registros de corto periodo de la componente vertical de las estaciones de los observatorios españoles, así como de los disponibles de observatorios de Portugal y sur de Francia, se ha obtenido un conjunto de 367 registros analógicos subceptibles de ser analizados numéricamente, teniendo siempre presente las limitaciones resolutivas inherentes a éste tipo de datos.

A nivel local, también se han utilizado registros analógicos de la red sísmica de la Universidad de Granada, que tras su selección suponen 92 nuevos registros para la base de datos.

En la Tabla 4.1 aparece una relación de las estaciones utilizadas, con sus coordenadas y el número de registros seleccionados en cada una de ellas. Es necesario aclarar que en la estación CRT existen dos tipos de instrumentación de corto período, la del observatorio original y los nuevos equipos de la red sísmica de la Universidad de Granada. Para distinguirlos, a partir de ahora se les denominará CRT1 y CRT2, respectivamente.

En la Figura 4.1 se muestra la distribución geográfica de las estaciones consideradas sobre un mapa esquemático de las principales unidades geotectónicas de la Península. Las estaciones de la red sísmica de la Universidad de Granada aparecen en detalle en la Figura 4.2.

El proceso de selección de terremotos ha seguido varias etapas de criterios restrictivos, con el fin de llegar a una base de datos de registros subceptibles de un tratamiento aceptable mediante técnicas de análisis espectral. En primer lugar sólo se han considerado registros posteriores a 1965, fecha a partir de la cual se dispone de una información homogénea sobre los eventos, especialmente en lo que se refiere al cálculo de la magnitud (J. Galán, comunicación personal).

| ESTACION | LATITUD N | LONGITUD E | ALTITUD | REGISTROS |
|----------|-----------|------------|---------|-----------|
| ALI | 38.355 | -0.487 | 35 | 11 |
| ALM | 36.853 | -2.460 | 65 | 27 |
| CRT1 | 37.190 | -3.598 | 774 | 46 |
| EBR | 40.821 | 0.494 | 50 | 57 |
| GUD | 40.643 | -4.154 | 1393 | 24 |
| LGR | 42.456 | -2.503 | 446 | 28 |
| LIS | 38.716 | -9.149 | 77 | 21 |
| MAL | 36.728 | -4.411 | 60 | 38 |
| MLS | 42.958 | 1.083 | 450 | 22 |
| PTO | 41.139 | -8.602 | 88 | 36 |
| SFS | 36.462 | -6.205 | 24 | 18 |
| TOL | 39.881 | -4.049 | 480 | 39 |
| CRT2 | 37.190 | -3.595 | 774 | 16 |
| LOJ | 37.109 | -4.105 | 1340 | 23 |
| PHE | 36.952 | -3.688 | 1360 | 26 |
| SMO | 37.358 | -3.743 | 1170 | 22 |
| TEJ | 36.915 | -4.014 | 1480 | 5 |

Tabla 4.1: *Estaciones sísmicas y registros seleccionados (latitud y longitud en grados; altitud en metros). Las cinco últimas son las estaciones de la Red Sísmica de la Universidad de Granada. Para la estación CRT se han distinguido la instrumentación original (CRT1) y la de la nueva red de la Universidad de Granada (CRT2).*

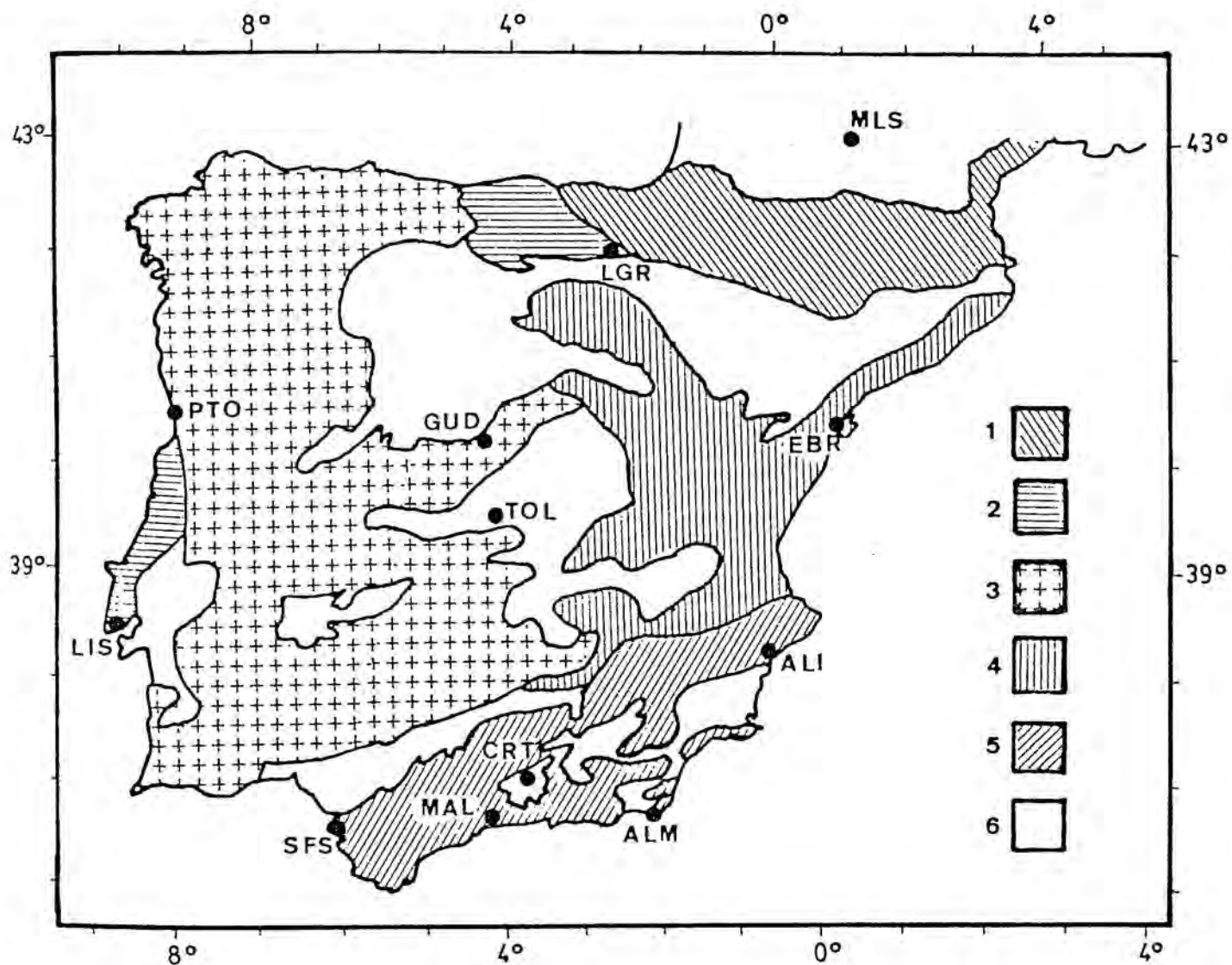
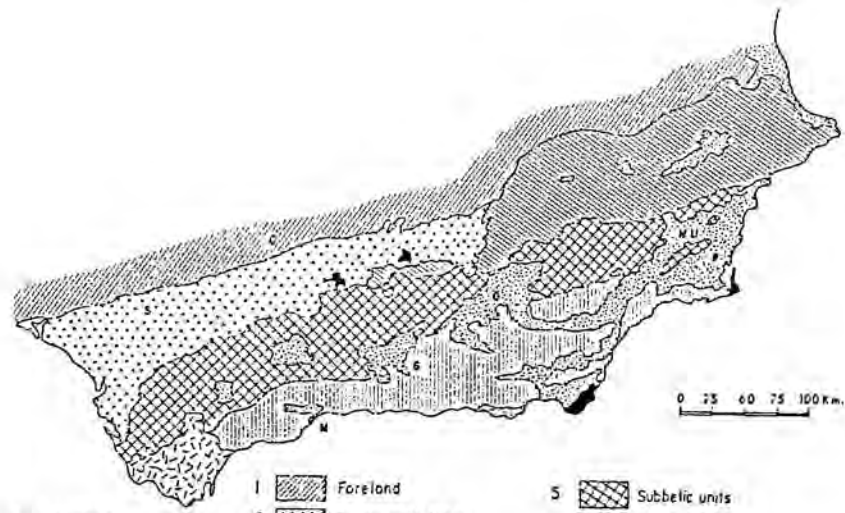


Figura 4.1: Estaciones sísmicas utilizadas para el estudio global de la Península y unidades geotectónicas: 1. Pirineos. 2. Cuencas mesozoicas. 3. Macizo Hespérico. 4. Cordillera Ibérica y Cadenas Costeras Catalanas. 5. Béticas. 6. Cuencas terciarias.



- | | | |
|-------------|-----------------------------|-------------------------------------|
| C - Córdoba | 1 - Antepais | 5 - Subbética |
| G - Granada | 2 - Cuenca del Guadalquivir | 6 - Bética |
| M - Málaga | 3 - Áreas postorogénicas | 7 - Flysch del Campo de Gibraltar |
| MU - Murcia | 4 - Prebético | 8 - Rocas volcánicas postorogénicas |
| S - Sevilla | | |

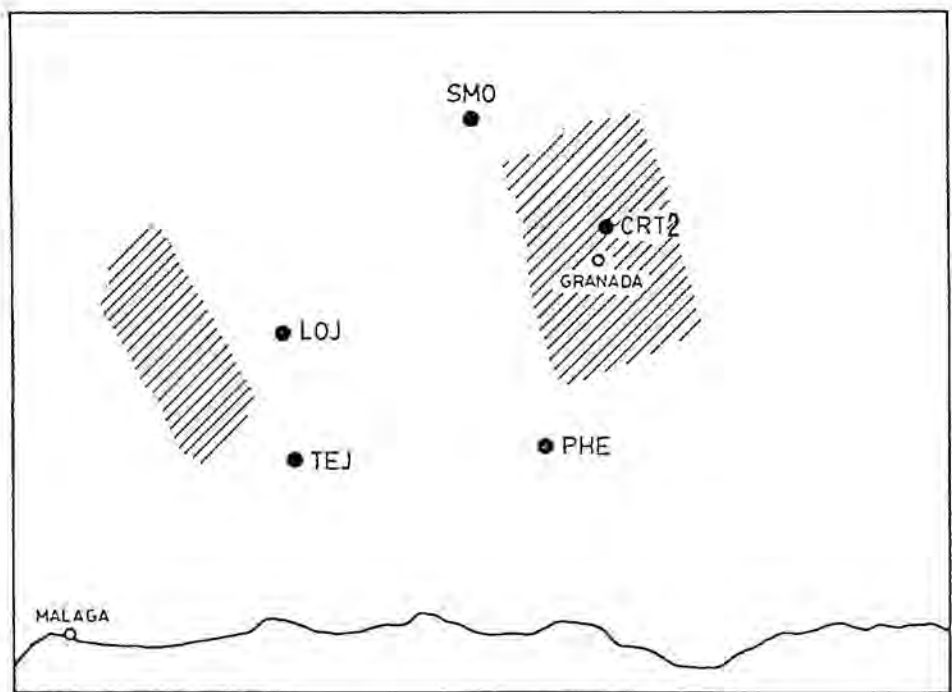


Figura 4.2: Granada: Estaciones sísmicas de la red de la Universidad de Granada y terremotos utilizados (zonas rayadas), junto con la situación de la región en la Cordillera Bética (ver leyenda en Figura 1.3).

Dada la importancia que tiene en el análisis espectral de señales sísmicas la corrección por la respuesta instrumental, se ha reducido la búsqueda a terremotos posteriores a 1979, pues es a partir de entonces cuando pueden encontrarse calibraciones más o menos sistemáticas de la instrumentación de las estaciones elegidas (Pujades, 1987). En cualquier caso, este criterio temporal no es rígido, pues, dependiendo de cada estación, los límites pueden extenderse o acortarse. En un segundo nivel, se han aplicado criterios acerca de la calidad del registro, de manera que presentara una fase Lg clara y destacada sobre el resto de la señal, así como un trazo suficientemente visible para permitir una digitalización correcta. Este proceso de filtraje ha dado como resultado el conjunto de terremotos cuya lista se recoge en el apéndice B, donde se especifican las estaciones cuyos registros han sido utilizados. En la Figura 4.3 y en el apéndice C se muestran ejemplos seleccionados de los registros originales de la estación GUD y del resto de las estaciones utilizadas, respectivamente. Existe una buena cobertura de la zona en estudio, respecto a los recorridos epicentro-estación, especialmente en la regiones particulares que se definirán a continuación (ver Figura 4.4, lo que indica que los valores de los parámetros del movimiento del terreno que se quieren obtener podrán ser considerados representativos para las mismas.

El cálculo de la atenuación espectral y de la pseudoaceleración máxima del terreno, que constituye el objetivo de este trabajo, se ha particularizado para una serie de regiones escogidas en función de su interés sismotectónico y de las estaciones sísmicas de registro disponibles en las mismas. La denominación de estas regiones, junto con su definición geográfica y el conjunto de estaciones sísmicas que se han utilizado en cada caso, se detalla a continuación:

NE El extremo NE de la Península Ibérica, que incluye los Pirineos, las Cadenas Costeras Catalanas, la cordillera Ibérica y la cuenca del Ebro. Estaciones:

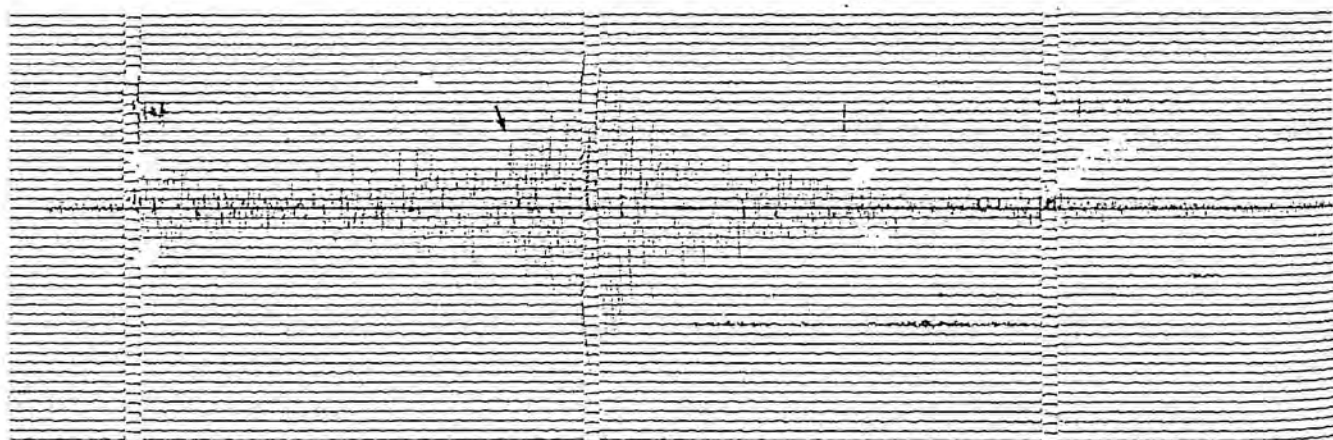
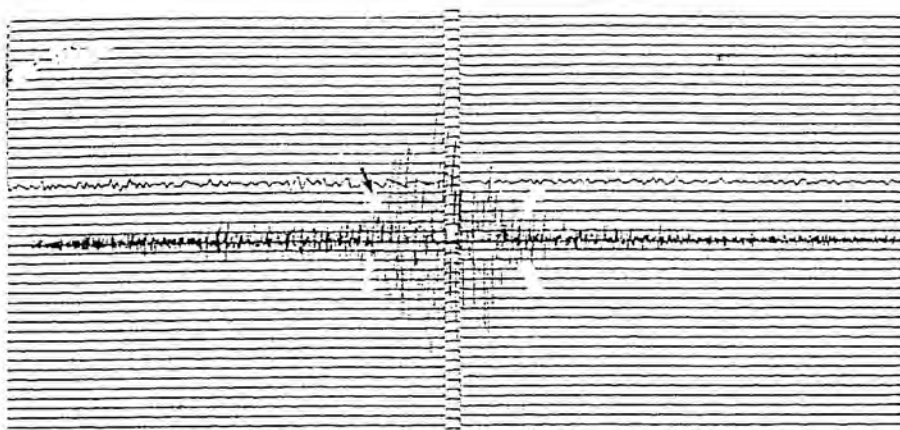


Figura 4.3: Ejemplos de sismogramas originales de la estación GUD. Arriba: Terremoto del 16.02.84 19:01. Abajo: Terremoto del 13.09.84 12:03. Las flechas indican el comienzo de las ondas Lg.

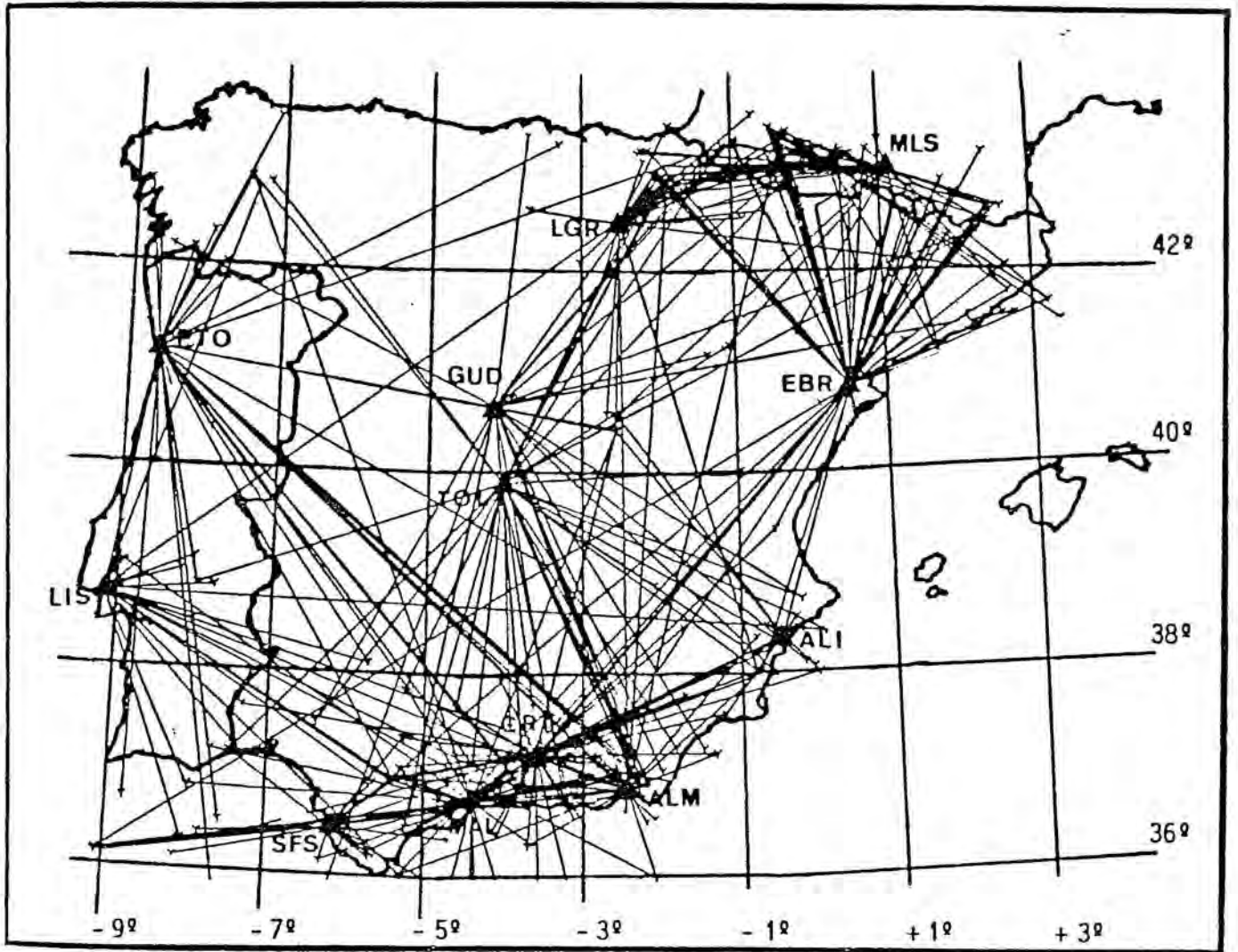


Figura 4.4: *Recorridos epicentro-estación considerados*

EBR LGR MLS.

SSE La zona S-SE de la Península Ibérica, desde la cuenca del Guadalquivir hasta el mar Mediterráneo, incluyendo el conjunto de la cordillera Bética. Estaciones: ALI ALM CRT1 MAL SFS.

Granada Una subregión de la anterior que abarca, básicamente, la depresión de Granada — ver Figura 4.2 —. Estaciones: CRT2 LOJ PIIE SMO TEJ.

P. Ibérica El conjunto global de la Península Ibérica. Estaciones: ALI ALM CRT1 EBR GUD LGR LIS MAL MLS PTO SFS TOL.

4.2 Digitalización de sismogramas

El análisis numérico de datos digitalizados a partir de registros analógicos puede presentar graves problemas por la facilidad con que la digitalización es capaz de distorsionar la imagen del registro original.

Este hecho es el que ha determinado que el proceso de digitalización se haya llevado a cabo con el máximo rigor y cuidado posibles, evitando el relegarlo a un nivel de importancia menor o rutinario.

Uno de los factores que más influyen en la digitalización correcta de un registro analógico es la definición adecuada de la línea base (la correspondiente a la traza del registro con amplitud cero) y su posicionamiento respecto a los ejes de coordenadas del digitalizador.

Independientemente de los errores relacionados con el posicionamiento del sismograma en la mesa digitalizadora, la propia geometría de los sistemas de registro analógico sobre tambor puede dar lugar a desalineamiento entre los ejes del digitalizador y la traza del registro, como ponen de manifiesto James y Linde (1971)

en relación a los instrumentos de la WWSSN (World Wide Standard Seismograph Network).

El sismograma es registrado sobre el tambor en forma de espiral, por lo que la traza del registro no es exactamente perpendicular al eje del tambor. En consecuencia, si se toma el eje horizontal del digitalizador paralelo a la traza del registro, el eje vertical del digitalizador no será paralelo al eje del tambor de registro. Esta desviación de la traza del registro respecto a la perpendicular del eje del tambor, aunque pequeña (del orden de unos 0.3 grados), puede dar lugar a errores significativos; en concreto, la transformación de Fourier de señales no alineadas correctamente puede producir amplitudes espectrales anormalmente altas a ambos extremos del espectro (altas y bajas frecuencias), aunque estos resultados son menos acentuados en los registros de corto periodo que en los de largo periodo (James y Linde, 1971). Por otro lado, el carácter lineal de esta desviación permite eliminarla mediante técnicas sencillas.

El método elegido para definir apropiadamente la línea base, y, por tanto, obviar la desviación lineal debida al movimiento lateral del tambor de registro, es el descrito por Mitchell y Landisman (1969), que consiste en dibujar una línea recta desde el punto final de la traza en un extremo del registro hasta el mismo punto en tiempo en la traza siguiente. Una línea paralela a la anterior que pase por el punto donde comienza el registro que se quiere digitalizar será el eje de abscisas del sistema de coordenadas base para la digitalización.

Además de la definición apropiada de la línea base existen otros factores importantes que hay que tener en cuenta en el proceso de digitalización de sismogramas, a fin de poder llevar a cabo un análisis adecuado de los datos (Barbat *et al.*, 1989). De entre estos factores, pueden destacarse los siguientes:

- Sólo deben utilizarse los sismogramas que presenten un trazado claro de la

señal, con objeto de evitar errores que puedan afectar al análisis de amplitudes y frecuencias.

- La digitalización de sismogramas de período corto conviene realizarla tomando puntos a intervalos irregulares en el eje temporal. Posteriormente, una interpolación de tipo *spline* cúbico servirá para reconstruir la señal original con valores separados por un intervalo de tiempo constante.
- Para que la reconstrucción del sismograma original sea aceptable, se ha de poner especial cuidado en la digitalización de los picos de la señal y de aquellas partes donde la pendiente tenga cambios bruscos. En estos casos, debe tomarse un mayor número de puntos.
- El registro digitalizado debe siempre compararse con el sismograma original, para comprobar que la reconstrucción es satisfactoria.

La digitalización se ha llevado a cabo sobre copias 1:1 de los registros originales proporcionadas por los diferentes observatorios, o ampliadas convenientemente en función de la calidad de la señal. Se ha empleado un sistema de digitalización BENSON de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad Politécnica de Cataluña, conectado al ordenador VAX 8600 del mismo centro.

4.3 Curvas de calibración

En Sismología, el análisis conjunto de datos procedentes de sismogramas registrados en diferentes instrumentos exige el conocimiento de la respuesta en amplitud y, a veces, en fase de cada instrumento utilizado, de manera que sea posible compararlos directamente, una vez corregidos por dicha respuesta.

Se puede considerar un sismógrafo como un sistema físico que proporciona una señal de salida, analógica o digital, (el sismograma) a partir de la transformación de una señal de entrada (el movimiento del terreno). Esta transformación se puede representar en el dominio del tiempo como una convolución de la forma:

$$s_2(t) = s_1(t) \otimes h(t) \quad (4.1)$$

donde $s_1(t)$ es la señal de entrada, $s_2(t)$ es la señal de salida y $h(t)$ es la denominada *función de transferencia* del sistema.

Para un sistema lineal es posible, mediante la transformada de Fourier, pasar al dominio de la frecuencia, donde la convolución (4.1) se convierte en una multiplicación:

$$S_2(\omega) = S_1(\omega) H(\omega) \quad (4.2)$$

siendo $S_2(\omega)$, $S_1(\omega)$ y $H(\omega)$ funciones complejas. La función compleja de transferencia, $H(\omega) = |H(\omega)| e^{i\varphi(\omega)}$, define las características de amplitud, $|H(\omega)|$, y fase, $\varphi(\omega)$, del sistema, o, en otras palabras, su respuesta en amplitud y fase (Báth *et al.*, 1976) y se conoce como la *función de respuesta* del sistema.

En numerosas aplicaciones, como en el caso del presente trabajo, es suficiente con considerar la respuesta en amplitud del sistema, también conocida como *magnificación instrumental*, $H(\omega) = |H(\omega)|$, la cual representa, en el dominio del tiempo, la relación entre la amplitud registrada y el desplazamiento del terreno, denominándose sensibilidad de desplazamiento (Roca, 1986).

La información sobre la respuesta de un sismógrafo electromagnético de registro analógico, la función $H(\omega)$, suele estar disponible en forma de tablas o

gráficas de funciones discretas de la frecuencia o el período, suministradas por los respectivos observatorios. Para la utilización práctica de esta información en el análisis de señales sísmicas, una expresión analítica de la función $H(\omega)$ es preferible a su representación discreta original, incluso si ésta se amplía mediante técnicas de interpolación, pues, en determinadas aplicaciones, el empleo de la función discreta puede introducir problemas importantes de inestabilidad (Pujades, 1987). Para obtener una expresión analítica de la función $H(\omega)$, a partir de su expresión discreta original, puede utilizarse un procedimiento clásico de mínimos cuadrados (Báth *et al.*, 1976); pero el método más adecuado es el de inversión generalizada, debido al carácter no lineal de las expresiones teóricas que definen la respuesta instrumental (Pujades, 1987).

A partir de la formulación básica desarrollada por Mitchell y Landisman (1969), y aplicando la teoría de inversión generalizada, Pujades (1987) ha calculado expresiones analíticas de las curvas de respuesta de los sismógrafos electromagnéticos de período corto y registro analógico para los diferentes observatorios existentes en la Península Ibérica. La calidad de estos ajustes respecto a las curvas discretas originales, garantizada por su utilización en otros trabajos (p.e. Pujades, 1987; Canas *et al.*, 1989; Pujades *et al.*, 1989), ha aconsejado su empleo en el presente estudio para la corrección de las amplitudes espectrales analizadas. En la figura 4.5 se muestra un ejemplo de ajuste de la curva de respuesta para la estación LGR.

4.4 Análisis espectral

Una vez digitalizados los sismogramas seleccionados de cada estación, el siguiente paso ha consistido en el cálculo de los espectros de amplitudes de Fourier de

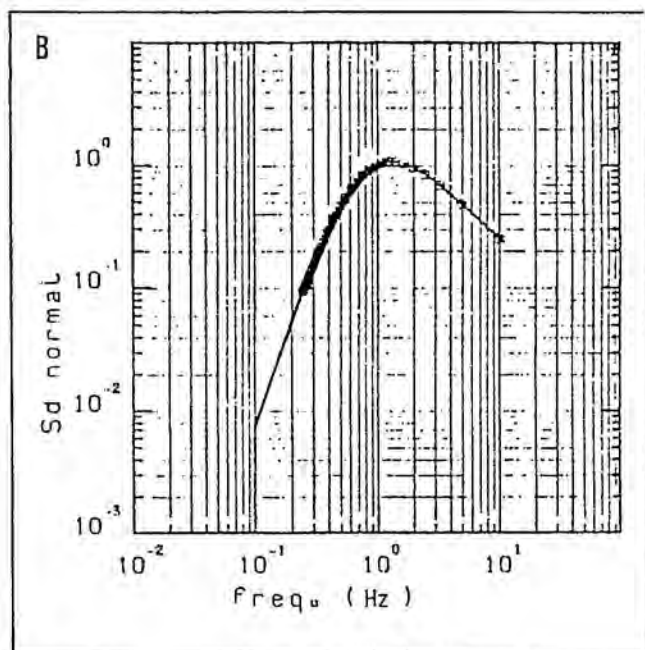
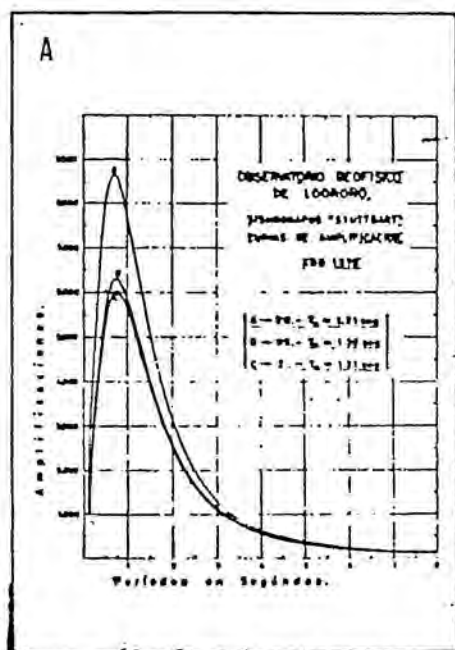


Figura 4.5: Ajuste analítico de la curva de respuesta de la estación LGR (Pujades, 1987). A: Curva discreta original. B: Curva ajustada.

desplazamiento, FD , de velocidad, FV y de aceleración, FA ; así como de la pseudo-aceleración, PSA , a partir del espectro de aceleración; tal como se describió en las secciones 3.3 y 3.4.

Para llevar a cabo estos cálculos se ha utilizado como núcleo básico el conjunto de programas de ordenador para análisis espectral de ondas superficiales desarrollados por H. Ghalib en la Universidad de Saint Louis y adaptados al ordenador de la Escuela de Ingenieros de Caminos de Barcelona (UPC) por Blay (1986) y por el autor de este trabajo. Han sido necesarios diversos cambios para la aplicación concreta de este estudio, y se han ampliado para incluir aspectos específicos no contemplados en el original, como el empleo de expresiones analíticas de las curvas de magnificación instrumental y el manejo de pseudoaceleraciones. Desde el punto de vista técnico ha habido que adaptarlos a varios tipos de ordenador para permitir un uso cómodo de los mismos.

En forma esquemática, el paquete de programas en su versión final permite:

- Estandarizar el formato del sismograma digitalizado a partir de diferentes formatos de entrada, incluyendo la interpolación tanto lineal como por *splines* cúbicos, para producir un conjunto de muestras con separación temporal uniforme (en este trabajo, entre 0.01 y 0.1 s). Correcciones de digitalización y filtrado.
- A partir del sismograma en formato estándar, cálculo de los espectros de Fourier de amplitudes y fase y corrección de los mismos por la respuesta instrumental, admitiendo diversas opciones para la misma (para el análisis espectral llevado a cabo en este trabajo se han seleccionado longitudes de registro de 2048 o 4096 muestras).
- Conversión de espectros de amplitudes de desplazamiento, en los de veloci-

dad y aceleración. Opcionalmente admite el proceso inverso.

- Cálculo de pseudoaceleraciones a partir del espectro de amplitudes de aceleración.
- Diversas representaciones gráficas de los resultados (sismogramas, espectros, etc.).

En la Figura 4.6 aparecen dos ejemplos del análisis espectral de sismogramas de la estación EBR. En el apéndice D se recogen otros ejemplos para algunas de las estaciones utilizadas. Al trabajar con sismogramas digitalizados es importante tener en cuenta la amplificación de los errores de digitalización, en determinados rangos de frecuencia, al aplicar las correcciones instrumentales (Kulháněk y Klíma, 1970); así como el efecto que sobre las altas frecuencias tiene el hecho de multiplicar por ω y ω^2 , para calcular FV y FA a partir de FD (Báth *et al.*, 1976). En la práctica, esto significa que, de modo conservador, los resultados deben restringirse a un intervalo de frecuencias no demasiado amplio, que, en este caso, puede ser del orden de 0.5 a 5 Hz (Báth *et al.*, 1976).

El análisis espectral de la señal que precede al comienzo del registro del terremoto y de la que se encuentra inmediatamente antes de la onda Lg , consideradas ambas como ruido susceptible de perturbar la señal de interés, proporciona diferencias de dos a cuatro órdenes de magnitud, en el primer caso, y de uno a dos en el segundo, con respecto al espectro de la onda Lg , para el rango de frecuencias considerado (1–5 Hz).

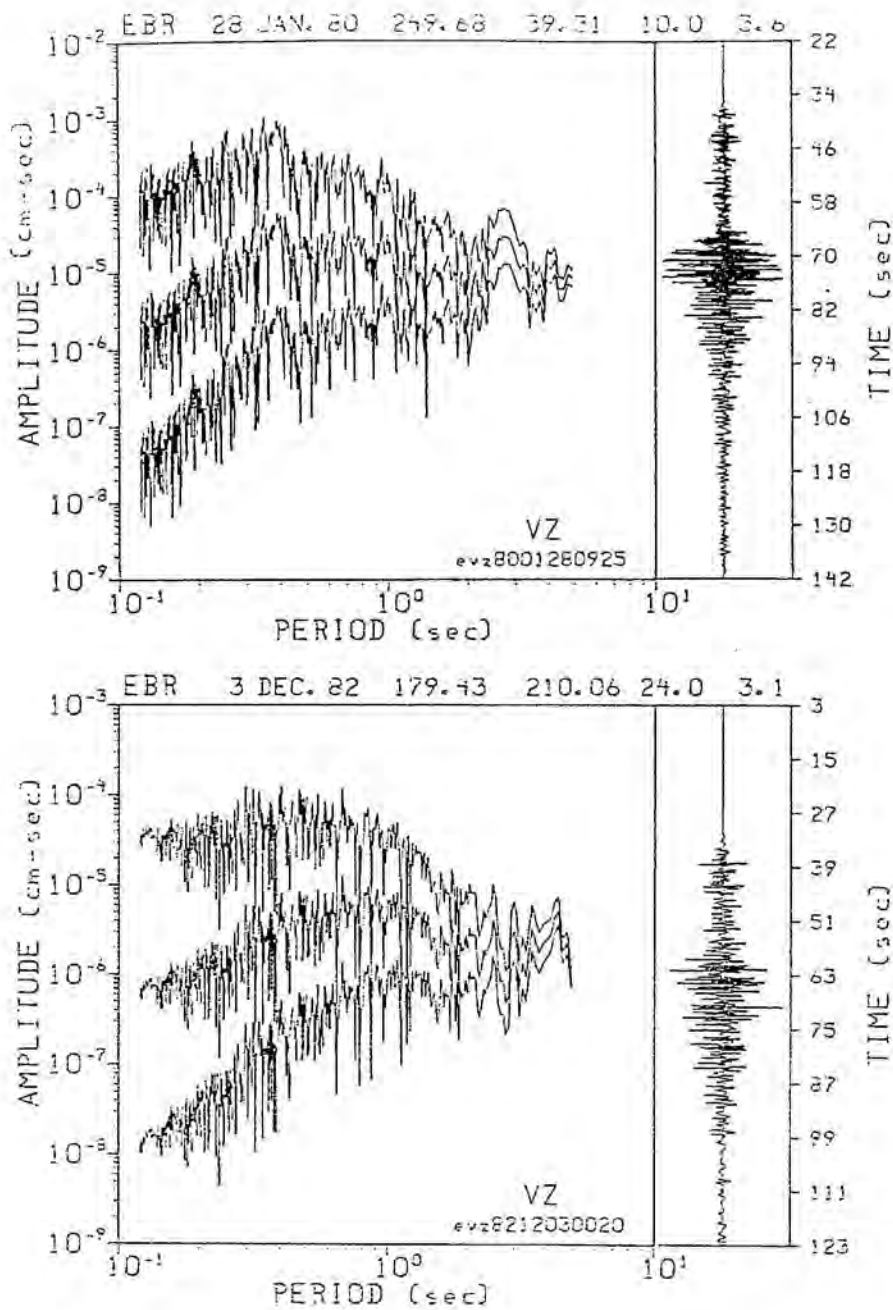


Figura 4.6: Estación EBR: Ejemplos de espectros de Fourier. Cada gráfico contiene de abajo a arriba los espectros de desplazamiento, FD, velocidad, FV, y aceleración, FA; y en el borde superior y de izquierda a derecha figuran la estación y la fecha, la distancia epicentral, el azimut estación-epicentro, la profundidad focal y la magnitud del terremoto. A la derecha de los espectros se representa el sismograma digitalizado.

4.5 Resumen

En el área de la Península Ibérica, se han definido cuatro zonas (NE, SSE, Granada y P. Ibérica) con objeto de llevar a cabo estudios regionales de atenuación anelástica y de pseudoaceleraciones máximas del terreno.

Se han utilizado 367 sismogramas analógicos de la componente vertical de los instrumentos de período corto de doce estaciones sísmicas situadas en la Península Ibérica; así como otros 92 obtenidos en las cinco estaciones de la red local de la Universidad de Granada.

Estos registros proceden de 216 terremotos de la región Ibérica localizados con suficiente precisión y correspondientes al período 1973–1984, con magnitudes (m_bLg) entre 1.8 y 5.0 y distancias epicentrales entre 30 y 900 km, aproximadamente (en la región de Granada, las magnitudes van de 2.0 a 3.3 y las distancias epicentrales de 7 a 60 km).

La digitalización de los sismogramas se ha considerado una etapa fundamental en el proceso de análisis de datos, realizándose con el máximo rigor y cuidado posibles, con el fin de reducir al mínimo los errores. Se ha digitalizado a intervalos irregulares de tiempo, poniendo especial atención en los picos de las señales, ampliando, cuando ha sido necesario, los sismogramas originales para muestrear mayor número de puntos. La reconstrucción del sismograma original se ha efectuado mediante una interpolación por *splines* cúbicos para conseguir un conjunto de muestras a intervalo constante.

Para obtener una medida del movimiento del terreno a partir del sismograma y poder utilizar conjuntamente datos procedentes de diversas estaciones equipadas con diferente instrumentación, es necesario disponer de la respuesta instrumental de cada aparato. En este caso, se han empleado los ajustes analíticos de las

curvas de respuesta de los instrumentos de las estaciones consideradas, obtenidos mediante inversión generalizada por Pujades (1987).

A partir de los sismogramas digitalizados de las ondas *Lg*, se han calculado los espectros de amplitudes de Fourier de desplazamiento, velocidad y aceleración, que constituyen los datos básicos para la obtención de los coeficientes de atenuación anelástica, γ , en el dominio de la frecuencia, y el estudio de su dependencia frecuencial; temas que se tratarán en el capítulo 5. Al mismo tiempo, del espectro de amplitudes de aceleración, se han derivado valores de pseudoaceleración máxima cuya discusión se realiza en el capítulo 6.

Capítulo 5

Atenuación espectral de ondas *Lg* en la Península Ibérica

5.1 Cálculo del coeficiente de atenuación anelástica y dependencia frecuencial

En la sección 3.3 se introdujo la siguiente expresión para el cálculo, en el dominio de la frecuencia, del coeficiente de atenuación, γ , de ondas Lg :

$$F = F_0 r^{-1/2} e^{-\gamma r} \quad (5.1)$$

La aplicación práctica de la ecuación (5.1) debería realizarse a partir del espectro de amplitudes de Fourier, debidamente corregido por la respuesta instrumental, de sismogramas de un mismo terremoto procedentes de estaciones idénticas situadas a diferentes distancias; lo que implica una densidad de estaciones elevada. En el caso de estudios regionales esta condición es prácticamente imposible de cumplir, por lo que se lleva a cabo a la inversa, considerando diversos terremotos, bien distribuidos espacialmente, para cada estación. Si, como en el caso que nos ocupa, la sismicidad de la zona es de moderada a baja, resulta obligado utilizar todos los terremotos y todas las estaciones de la región en estudio. Pero esto significa que se deben cumplir dos requisitos para poder establecer comparaciones a partir de datos tan inhomogéneos: (1) la corrección instrumental de las amplitudes espectrales debe incluir de algún modo una estandarización del resultado, independiente del instrumento, y (2) Las amplitudes deben también corregirse en función de las diferentes magnitudes de los sismos.

La primera exigencia queda cumplida al utilizar como curvas de respuesta instrumental, las expresiones analíticas desarrolladas por Pujades (1987), que permiten reducir al mínimo los errores derivados de los distintos formatos en que se presentan las curvas originales, homogeneizando de alguna manera los dife-

rentes instrumentos, al considerar una suerte de sismógrafos equivalentes (Pujades, 1987).

Para tener en cuenta las diferentes magnitudes de los sismos utilizados, se lleva a cabo una normalización de las amplitudes a una magnitud de referencia que suele ser la media de las de los terremotos que intervienen (p.e. Nuttli, 1973, 1978; Dwyer *et al.*, 1983). Esta normalización se efectúa mediante la relación:

$$\log A - \log A^* = m - m^* \quad (5.2)$$

siendo los valores con asterisco los correspondientes a la magnitud de referencia. Por tanto, la amplitud correspondiente al terremoto equivalente de magnitud m^* , para una amplitud A de un terremoto de magnitud m , será:

$$A^* = A 10^{(m^*-m)} \quad (5.3)$$

Análogamente, en el caso de amplitudes espectrales:

$$F^* = F 10^{(m^*-m)} \quad (5.4)$$

Algunos autores resuelven el problema incluyendo un factor función de la magnitud en la expresión de la atenuación espectral (o espacial) (p.e. Hasegawa, 1985).

Una vez consideradas todas estas correcciones, la ecuación (5.1) puede resolverse para calcular γ . Tomando logaritmos en (5.1), ésta puede escribirse de la forma:

$$Y = B - \gamma r \quad (5.5)$$

siendo,

$$Y = \ln(F r^{1/2}) \quad (5.6)$$

y

$$B = \ln F_0 \quad (5.7)$$

La ecuación (5.5) puede resolverse por mínimos cuadrados para calcular B y γ . Este procedimiento es suficiente para el análisis, pudiendo utilizar todos los eventos registrados en diferentes estaciones para la región considerada (Chouet *et al.*, 1978; Dwyer *et al.*, 1983).

Este método ha sido aplicado a las amplitudes espectrales de los registros de componente vertical seleccionados para las cuatro regiones de estudio definidas en la sección 4.1 y para cuatro valores discretos de frecuencia (1, 2, 4 y 5 Hz). En las Figuras 5.1 a 5.4 se presenta en forma gráfica la dispersión de los datos para el estudio global de la Península Ibérica y para las cuatro frecuencias escogidas. En el apéndice E se encuentran las gráficas correspondientes a las otras tres regiones estudiadas (NE, SSE y Granada). La dispersión de los datos, en las Figuras 5.1 a 5.4, se representa mediante las líneas de trazos superior e inferior, que constituyen los límites respectivos de la distribución de puntos observados, dentro de los cuales se encuentra el 95 % de los mismos. La línea continua intermedia es el ajuste por mínimos cuadrados. En cada caso se incluye el valor obtenido de γ , en km^{-1} .

Se han escogido las frecuencias que pueden considerarse características del movimiento del terreno en el que la aceleración juega un papel principal (Hays, 1980; Atkinson, 1984). No se han tenido en cuenta frecuencias superiores a 5 Hz, por la limitación impuesta en el análisis espectral al utilizar datos

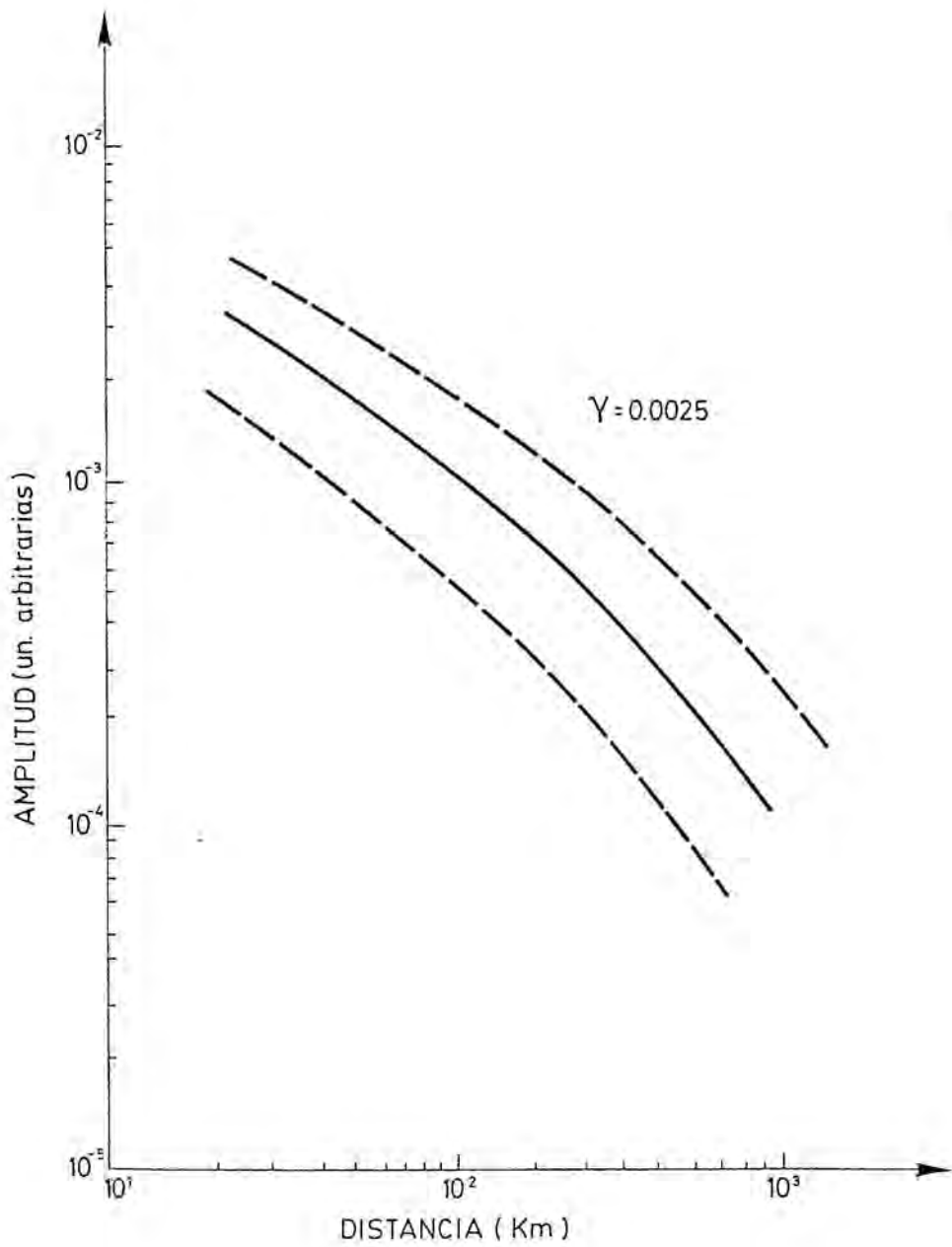


Figura 5.1: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región P. Ibérica. 1 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

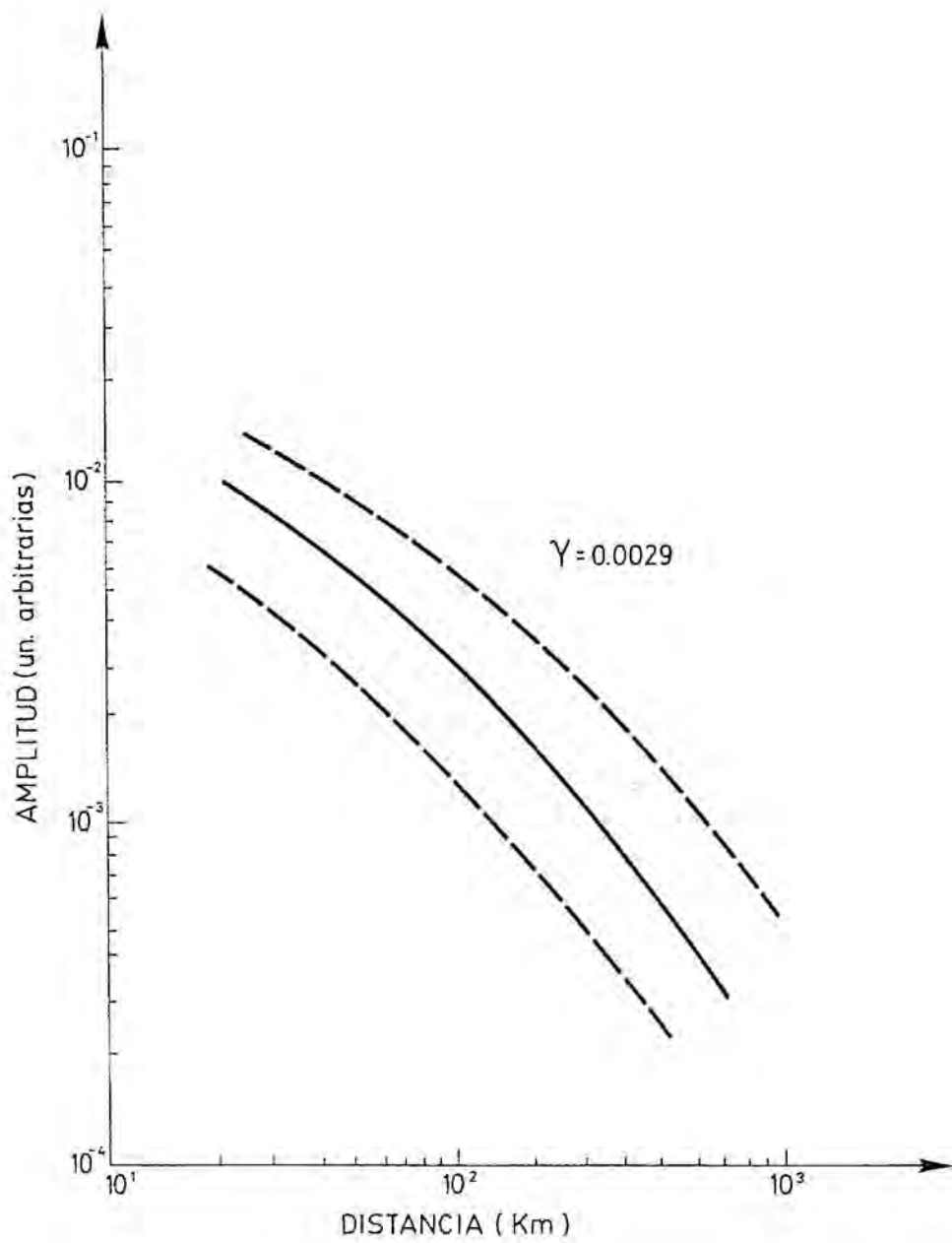


Figura 5.2: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región P. Ibérica. 2 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

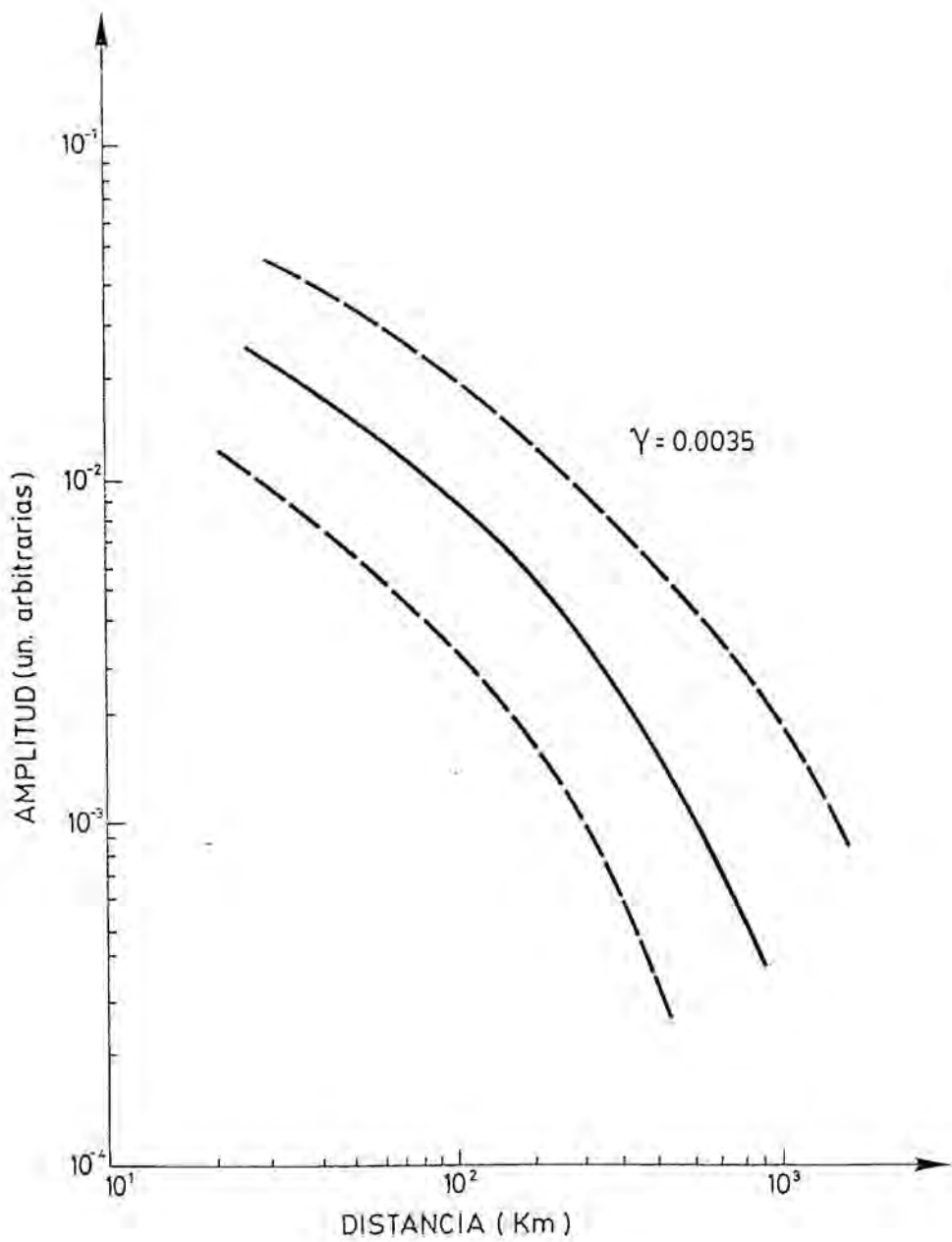


Figura 5.3: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región P. Ibérica. 4 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

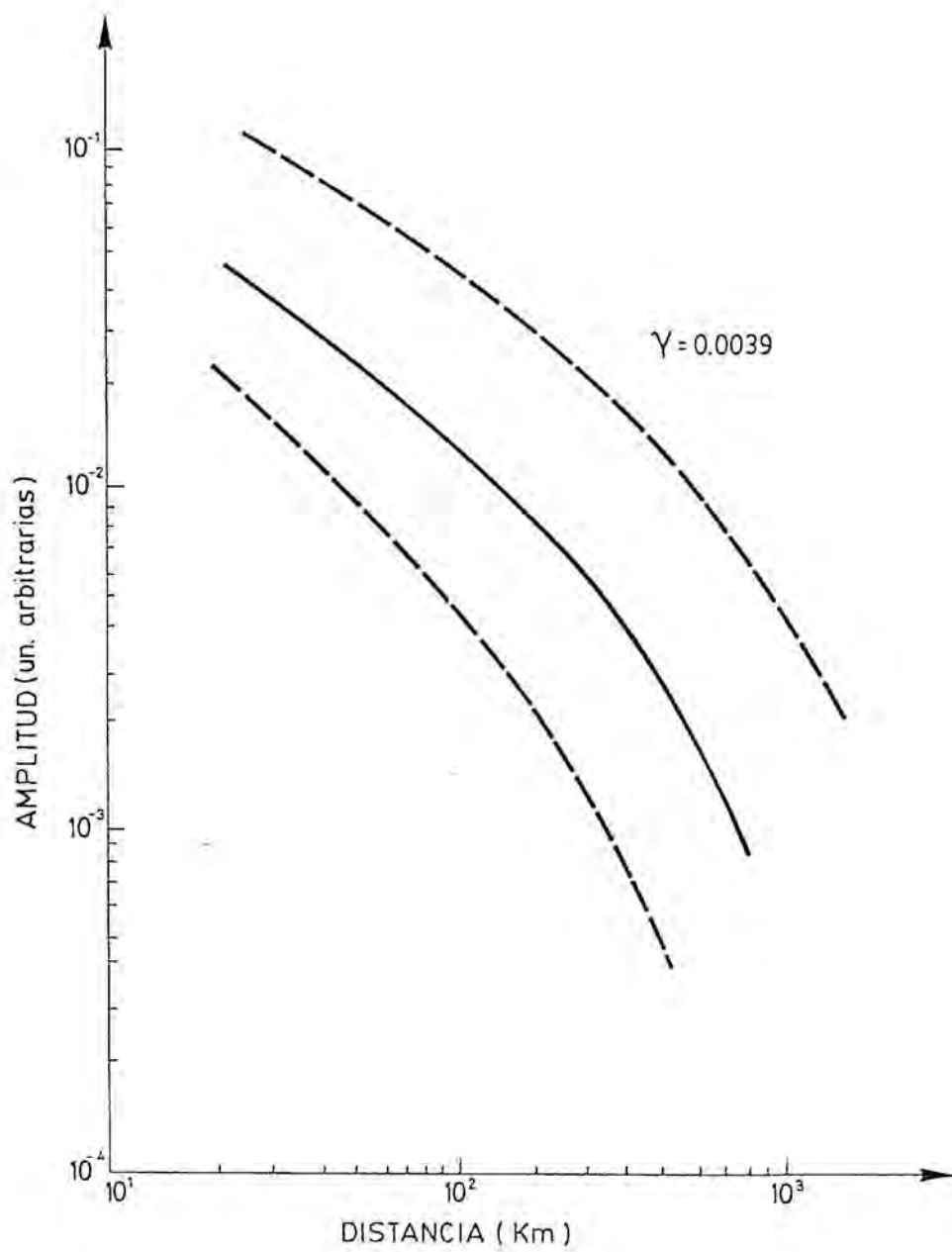


Figura 5.4: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región P. Ibérica. 5 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

analógicos (ver sección 4.4).

El siguiente paso ha consistido en intentar obtener una ley para la dependencia frecuencial del coeficiente de atenuación, γ , según la ecuación (3.6):

$$\gamma(f) = \gamma_0 f^N \quad (5.8)$$

realizando un ajuste por mínimos cuadrados para cada región de estudio, a partir de los valores de γ calculados anteriormente para cuatro frecuencias discretas. El valor de γ_0 , es el correspondiente a 1 Hz.

Los ajustes gráficos aparecen en las Figuras 5.5 a 5.8, para cada región por separado, y conjuntamente en la Figura 5.9. La tendencia lineal que se observa en las gráficas de las Figuras 5.5 a 5.9 indica que el ajuste a una ley como la de la ecuación 5.8 representa una buena aproximación de las observaciones. La dependencia frecuencial parece ser más acentuada en la región NE.

5.2 Resultados y discusión

Los valores de γ obtenidos para las diferentes frecuencias y para cada región de estudio se resumen en la Tabla 5.1. La atenuación mas baja corresponde al conjunto de la Península Ibérica, mientras que la más elevada aparece en las regiones SSE y Granada. La región NE presenta una atenuación media.

En la Tabla 5.2 se presentan los valores numéricos de la dependencia frecuencial del coeficiente de atenuación. Como se comentó en la sección anterior, la mayor dependencia frecuencial corresponde a la región NE, mientras que en el resto los valores son semejantes entre sí.

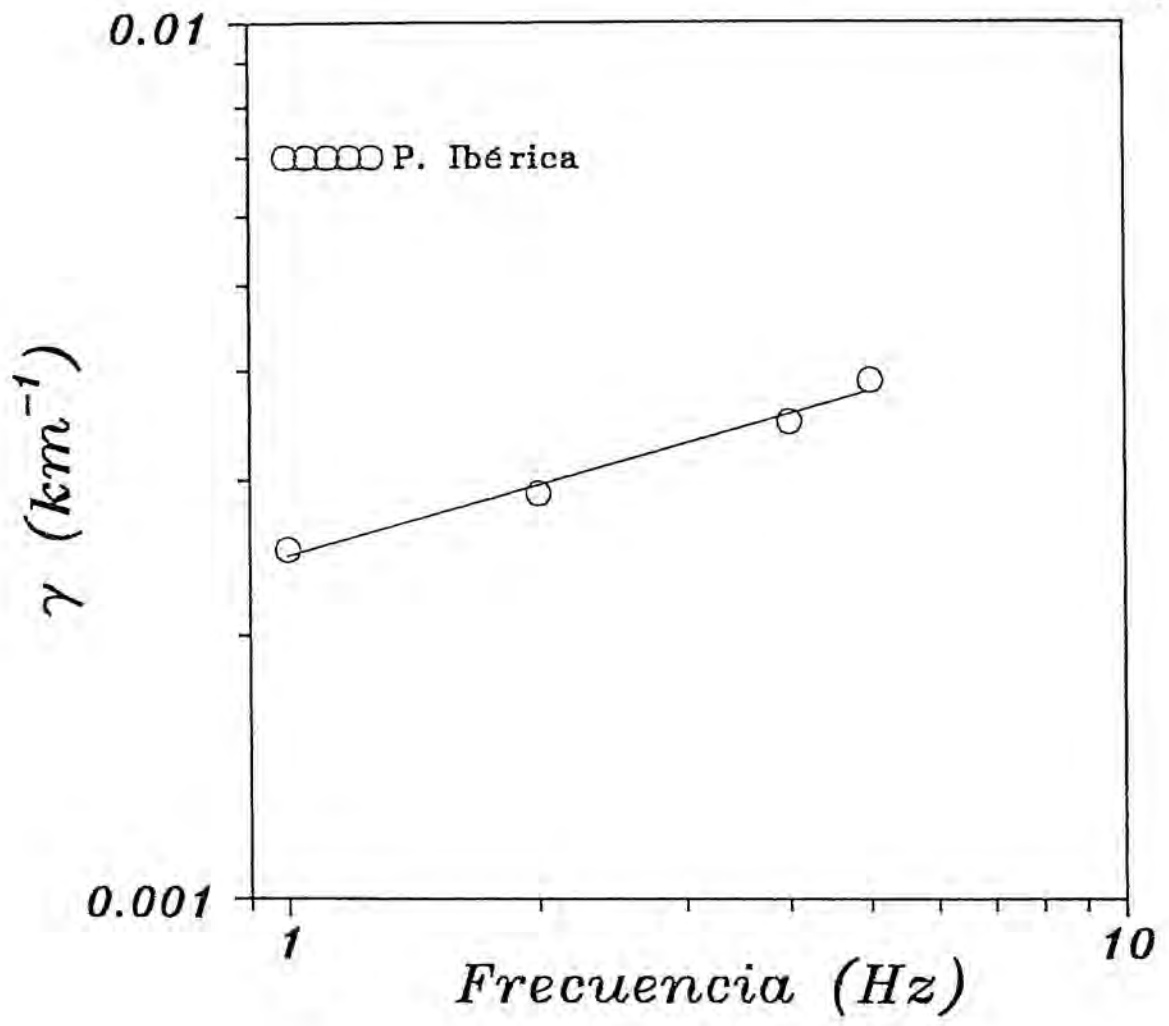


Figura 5.5: Dependencia frecuencial de γ . Región P. Ibérica

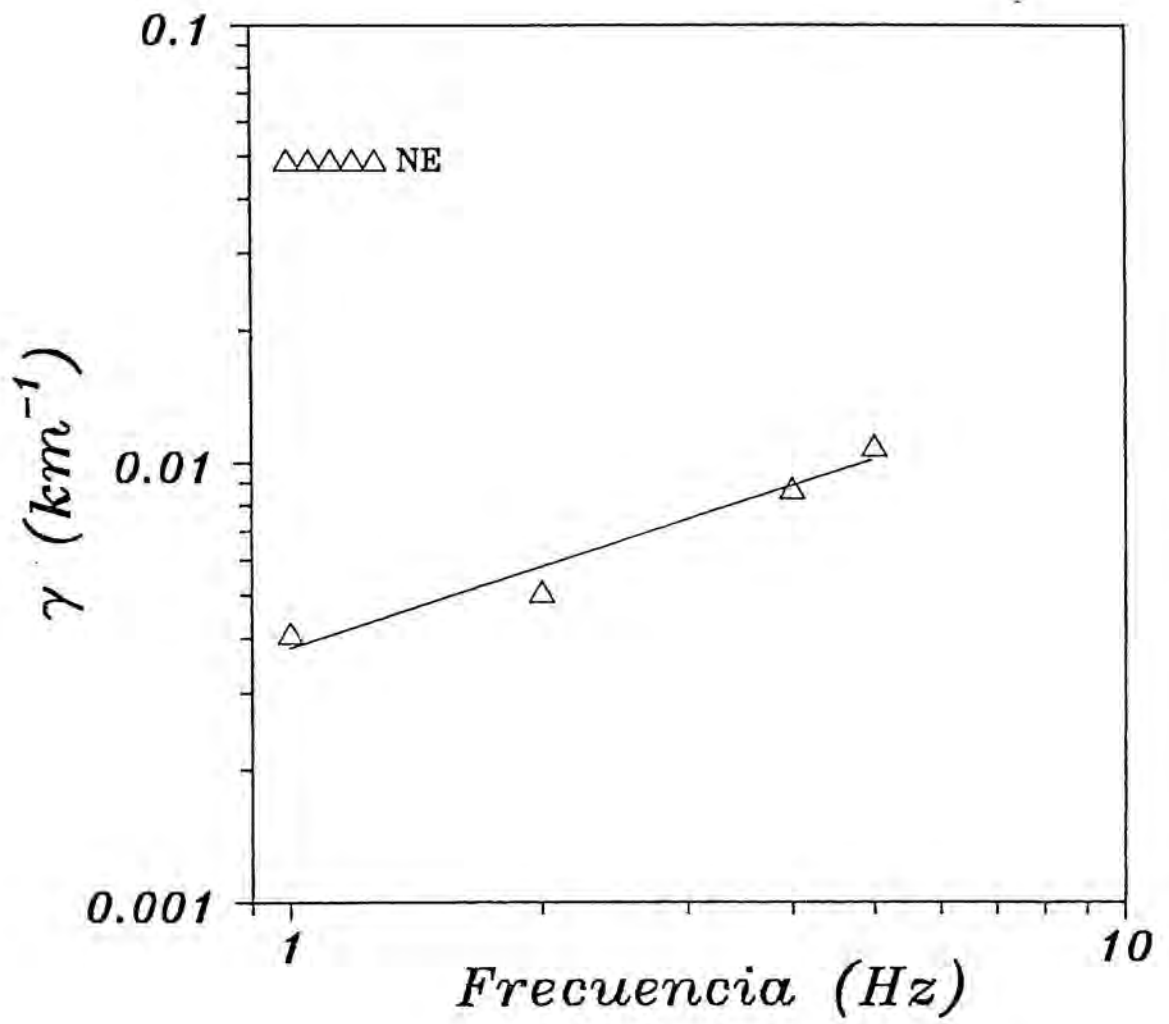


Figura 5.6: Dependencia frecuencial de γ . Región NE

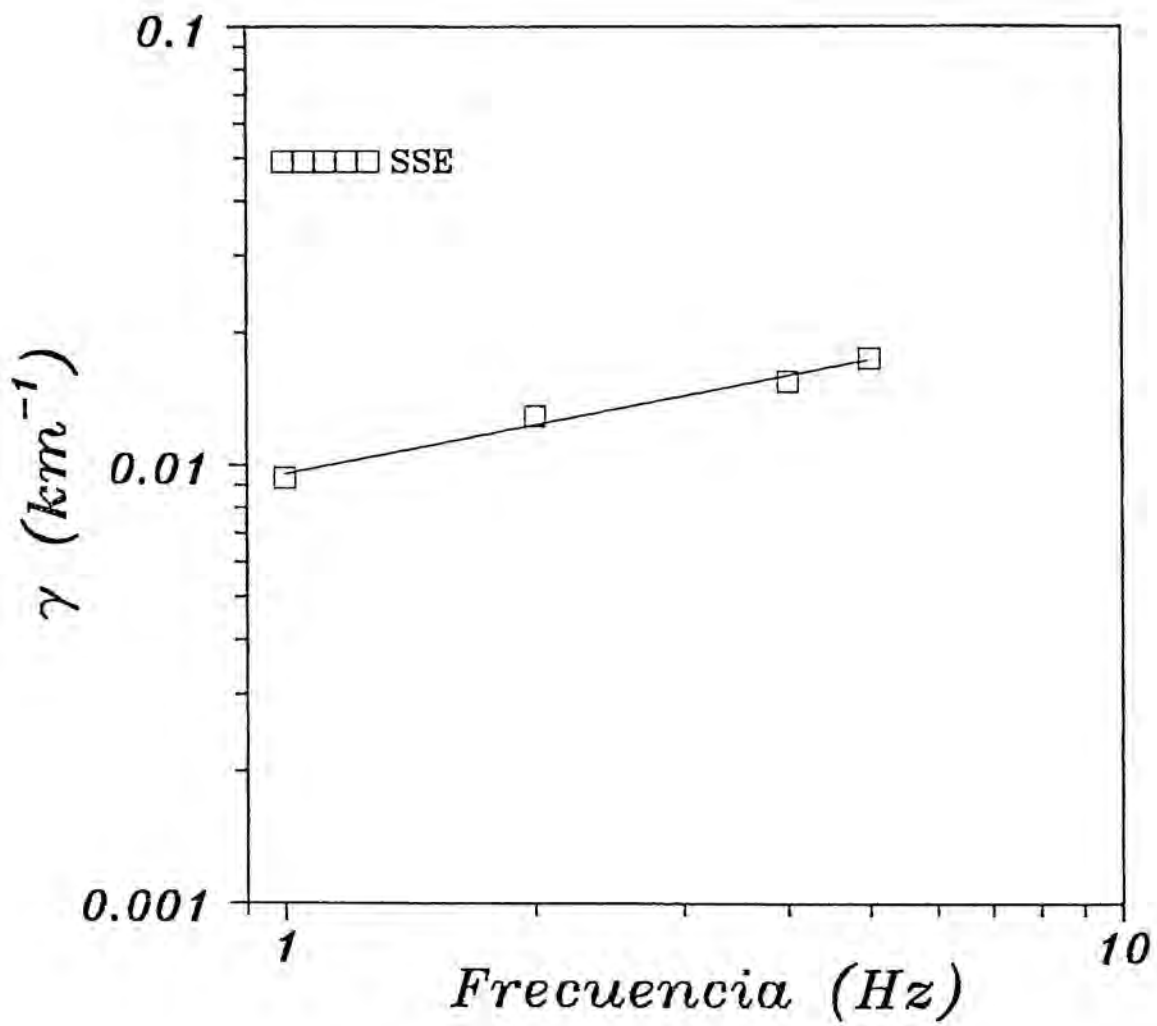


Figura 5.7: Dependencia frecuencial de γ . Región SSE

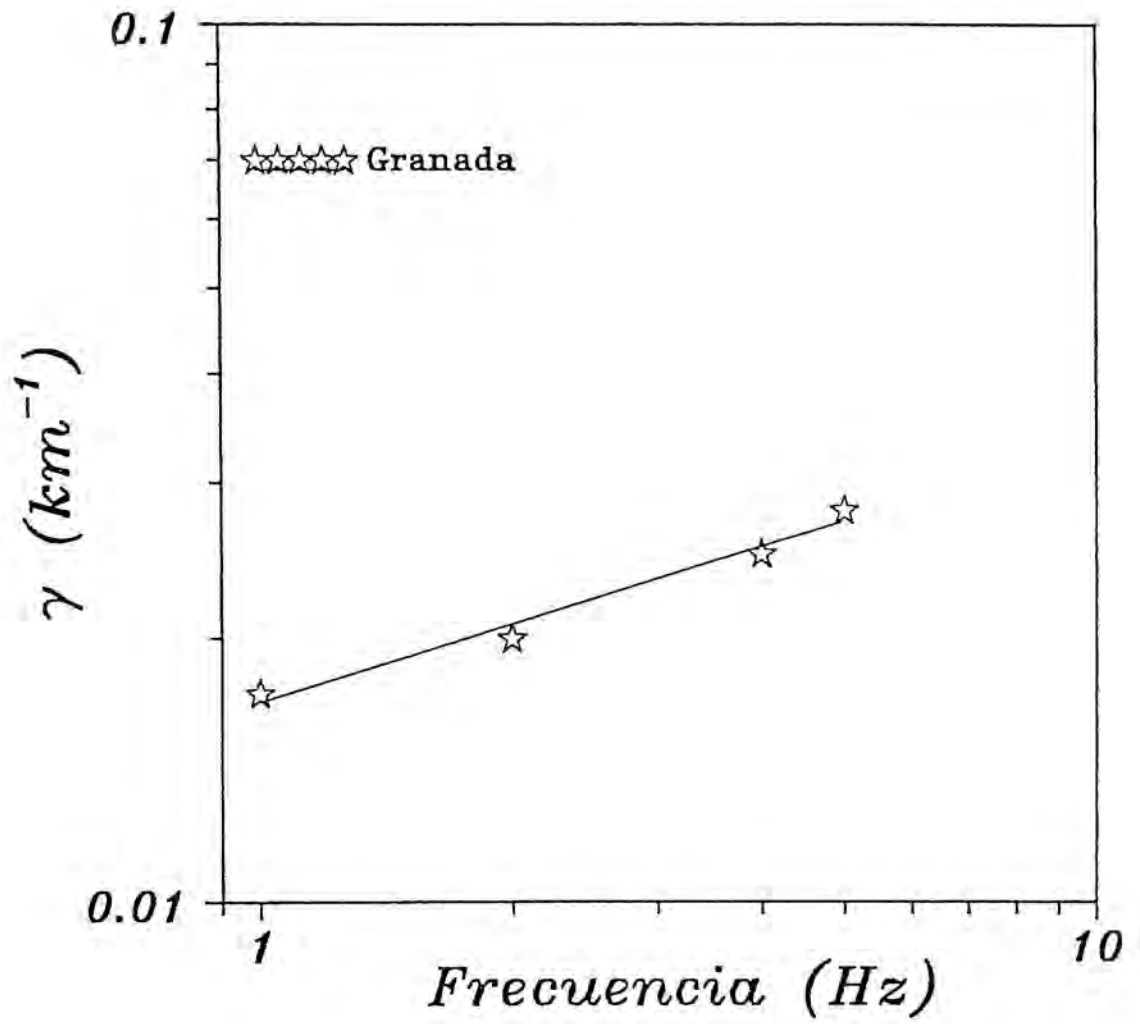


Figura 5.8: Dependencia frecuencial de γ . Región Granada

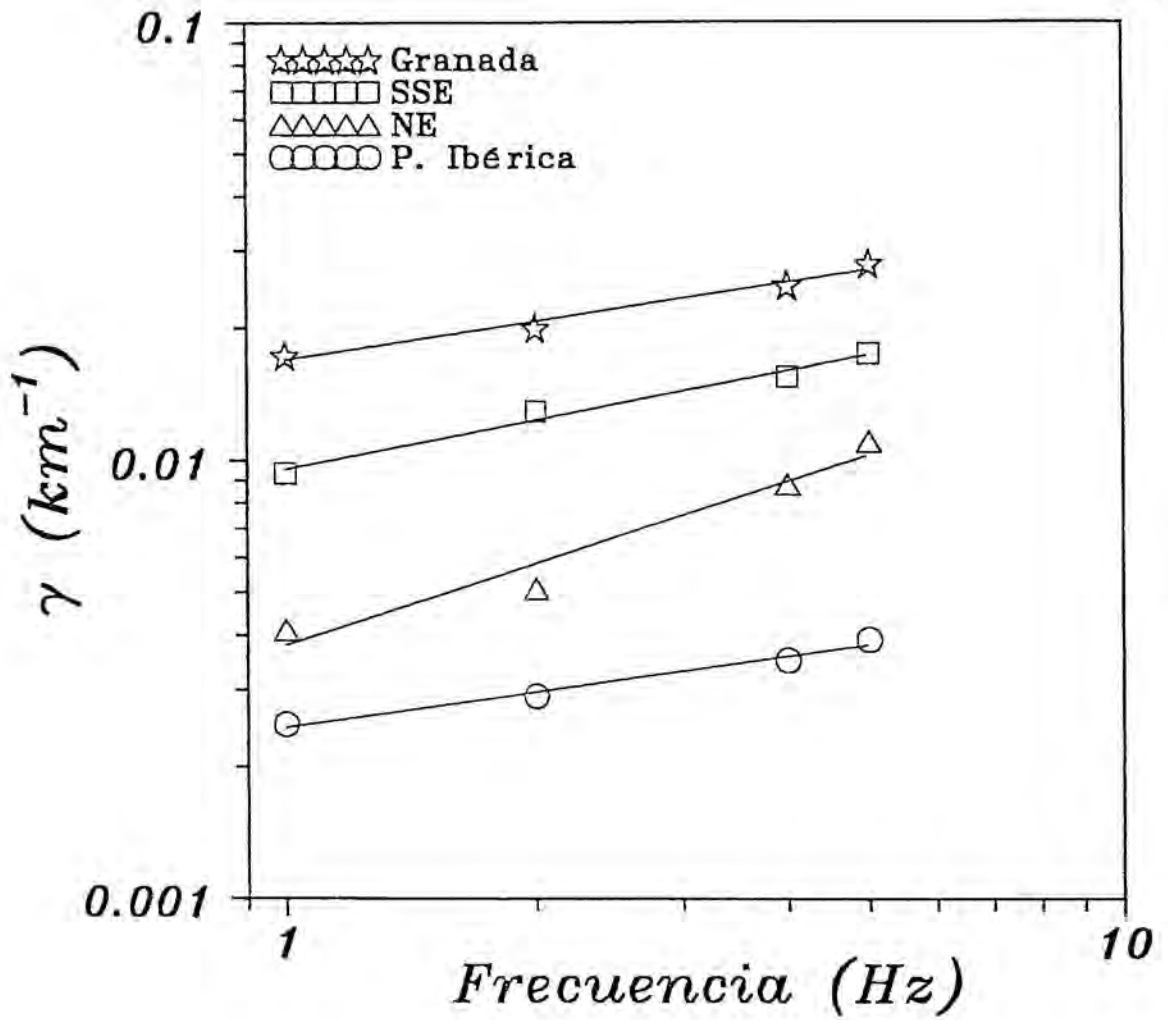


Figura 5.9: Dependencia frecuencial de γ . Todas las regiones

| REGION | $\gamma(1 \text{ Hz})$ | $\gamma(2 \text{ Hz})$ | $\gamma(4 \text{ Hz})$ | $\gamma(5 \text{ Hz})$ |
|------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| P. Ibérica | 0.0025 ± 0.0007 | 0.0029 ± 0.0010 | 0.0035 ± 0.0012 | 0.0039 ± 0.0008 |
| NE | 0.0041 ± 0.0017 | 0.0051 ± 0.0019 | 0.0088 ± 0.0017 | 0.0110 ± 0.0012 |
| SSE | 0.0093 ± 0.0019 | 0.0129 ± 0.0018 | 0.0155 ± 0.0017 | 0.0175 ± 0.0018 |
| Granada | 0.0173 ± 0.0070 | 0.0200 ± 0.0060 | 0.0250 ± 0.0080 | 0.0280 ± 0.0080 |

Tabla 5.1: Valores regionales del coeficiente de atenuación γ (km^{-1}), para diferentes frecuencias. Los coeficientes de correlación de los ajustes varían entre 0.75 y 0.90.

Los valores del coeficiente de atenuación anelástica obtenidos son consistentes, en general, con otros resultados de atenuación para diversas zonas de la Península, utilizando métodos diferentes.

De Miguel y Vidal (1982) obtienen, para la Península Ibérica un valor de γ de 0.0043 km^{-1} , para la onda Lg de 1 s de período, utilizando tres estaciones peninsulares con registros de terremotos, en su mayor parte, de la zona del golfo de Cádiz y del Norte de Africa, lo que explica la diferencia con el valor aquí calculado, pues consideran, fundamentalmente, recorridos a través de corteza de tipo intermedio, lo que proporciona, en general, valores mayores de γ .

Los resultados de Peñuelas y Canas (1985) y de Canas *et al.* (1988b), para Cataluña, a partir de amplitudes sostenidas y de amplitudes espectrales de la fase Lg , son muy similares a los obtenidos para la región NE; así como la dependencia frecuencial deducida por Canas *et al.* (1988b). También existe semejanza con los valores de γ deducidos de la Q de coda por Canas *et al.* (1987) para diferentes regiones peninsulares, aunque las ligeras discrepancias son atribuibles a que en su caso los valores de γ son deducidos y no calculados directamente, y a que utilizan

| REGION | $N (\gamma = \gamma_0 f^N)$ |
|------------|-----------------------------|
| P. Ibérica | 0.2689 ± 0.0246 |
| NE | 0.6175 ± 0.1051 |
| SSE | 0.3830 ± 0.0152 |
| Granada | 0.2946 ± 0.0151 |

Tabla 5.2: Valores regionales del coeficiente N de la ecuación $\gamma = \gamma_0 f^N$. γ_0 es el valor correspondiente a 1 Hz, para cada región. Los coeficientes de correlación de los ajustes varían entre 0.98 y 0.99.

sólo una estación en cada región.

En la región de Granada, Blay (1986) utiliza los espectros de amplitudes de desplazamiento de ondas Lg para obtener valores de γ similares a los aquí presentados, aunque ligeramente superiores para frecuencias altas; por su parte, Canas *et al.* (1989), utilizando datos similares, calculan un coeficiente de atenuación semejante al presentado en la Tabla 5.1.

En general, los valores altos del coeficiente γ pueden explicarse como consecuencia de un flujo de calor elevado, o por la existencia de potencias importantes de materiales sedimentarios recientes. Esta última podría ser la causa del elevado coeficiente de atenuación encontrado en la región de Granada; si bien, los estudios locales realizados por Correig y Mitchell (1989) y Correig *et al.* (1989) en La Cerdanya, parecen revelar que en regiones pequeñas y sísmicamente activas se obtienen valores de Q de coda anormalmente bajos, lo que implica valores altos del coeficiente γ .

Los resultados locales de atenuación de coda de Herráiz y Mezcua, (1984),

para las zonas de Arette, Lorca y Granada, aunque no directamente comparables, resultan consistentes y muestran la dependencia frecuencial de la atenuación.

De la comparación con la distribución de Q de coda en la Península Ibérica (Pujades, 1987), correspondiente a 1 Hz, se observa que existe una correlación muy elevada. Valores altos de Q se asocian a valores bajo de γ y viceversa, tal como se desprende de la proporcionalidad inversa entre ambas. Esta correlación es extensible a la dependencia frecuencial encontrada por Pujades (1987), que concuerda con bastante aproximación con los valores correspondientes del coeficiente N de la ecuación 5.8, que aparecen en la Tabla 5.2.

Con respecto a los resultados obtenidos en otras zonas geográficas, el valor de γ para 1 Hz, en la región global de la Península Ibérica es comparable a los de Francia — entre 0.0018 y 0.0032 km^{-1} — (p.e. Nicolas *et al.*, 1982; Campillo *et al.*, 1985; Campillo, 1987), y algo superior a los calculados para áreas estables como el Norte de la Unión Soviética — 0.0014 km^{-1} — (Nuttli, 1981), o el escudo canadiense — 0.001 km^{-1} — (Hasegawa, 1985). La atenuación moderada de la región NE es semejante a la obtenida por Nuttli (1980) para Irán — 0.0045 km^{-1} — y menor que la de regiones activas como California — aproximadamente 0.005 a 0.007 km^{-1} — (p.e. Richter, 1956; Nuttli, 1973; Herrmann, 1980); mientras que su dependencia frecuencial coincide con la calculada, para el rango de 1 a 10 Hz, por Dwyer *et al.* (1983) para la región central de Estados Unidos. La elevada atenuación encontrada en las regiones SSE y Granada es mayor que la encontrada en otras áreas de tipo alpino, como por ejemplo Suiza, donde Mayer-Rosa (1986) obtiene un valor de 0.006 km^{-1} .

A nivel global de la Península Ibérica, es posible deducir las siguientes relaciones entre los valores regionales de atenuación anelástica calculados y los diversos parámetros geofísicos resumidos en la sección 1.3:

- Existe una correlación generalizada entre las zonas de mayor actividad sísmica (ver Figura 1.6) y las regiones con valores altos de γ ; la cual, por extensión, puede resumirse en el hecho de que la atenuación es mayor cuanto mayor es la actividad tectónica y menor la edad geológica de las formaciones existentes.
- Las regiones con mayor atenuación se corresponden, en general, con las zonas donde se encuentran las anomalías gravimétricas negativas máximas (Figura 1.9) y los mayores espesores de corteza (Figura 1.10).
- Los pocos datos disponibles sobre velocidades de la fase P_n (Figura 1.10) no permiten establecer una relación clara con los valores regionales de γ calculados.
- La información contenida en el mapa de gradiente geotérmico de España (Figura 1.11) sugiere una correlación a nivel regional entre valores elevados de gradiente geotérmico y atenuación alta, tal y como se observa en otras zonas (p.e. Singh y Herrmann, 1983; Hasegawa, 1985).
- La mayor atenuación de la intensidad sísmica en la zona correspondiente a la región SSE — especialmente, en la región de Granada —, que puede observarse en la distribución de intensidad de los mapas de isosistas (p.e. Figura 1.12), está directamente relacionada con los valores altos de γ obtenidos, los cuales, como se comentó en párrafos anteriores, son especialmente elevados, en comparación con otras áreas geográficas, y confirman resultados anteriores de atenuación de intensidad en la zona (p.e. Muñoz, 1974; Muñoz *et al.*, 1984).
- La relación entre zonas de actividad tectónica reciente y la dependencia frecuencial de γ , sugerida por Singh y Herrmann (1983), no parece clara

en este caso, donde los valores deducidos para el coeficiente N (Tabla 5.2) corresponderían a regiones activas e intermedias.

En general, se puede concluir que la atenuación anelástica obtenida para diferentes regiones de la Península Ibérica guarda una relación estrecha con las características geotéctónicas de la zona y con el resto de los parámetros geofísicos conocidos.

5.3 Resumen

A partir de las amplitudes espectrales de los registros de componente vertical de la fase Lg de instrumentos de período corto de estaciones sísmicas distribuidas en la Península Ibérica, se han calculado los coeficientes de atenuación anelástica, γ , en cuatro regiones definidas en el área peninsular — P. Ibérica, NE, SSE y Granada — y para cuatro valores discretos de frecuencia (1, 2, 4 y 5 Hz); así como la dependencia frecuencial de los mismos, $\gamma(f)$.

Para poder analizar conjuntamente terremotos de diversos tamaños, registrados en estaciones con diferente instrumentación, las amplitudes espectrales obtenidas de los espectros de amplitudes de Fourier de los sismogramas seleccionados se han corregido utilizando las expresiones analíticas de las curvas de respuesta instrumental calculadas por Pujades (1987), y se han normalizado a una magnitud de referencia, considerando como tal el valor medio de las de los terremotos considerados.

La atenuación más baja corresponde al conjunto de la Península Ibérica, mientras que la más elevada aparece en las regiones SSE y Granada. La región NE presenta una atenuación media.

Se observa una dependencia frecuencial de la atenuación, que puede ajustarse a una ley potencial. La dependencia frecuencial parece ser más acentuada en la región NE.

Los valores del coeficiente de atenuación anelástica obtenidos son consistentes, en general, con otros resultados de atenuación para diversas zonas de la Península, así como con los calculados para otras áreas geográficas, a partir de métodos diferentes.

En general, se puede concluir que la atenuación anelástica obtenida para diferentes regiones de la Península Ibérica guarda una relación estrecha con las características geotéctónicas de la zona y con el resto de los parámetros geofísicos conocidos.

Capítulo 6

Pseudoaceleración máxima del terreno en la Península Ibérica

6.1 Cálculo de pseudoaceleraciones máximas

A partir del espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA , es posible obtener valores de la pseudoaceleración del terreno, PSA , tal como se expuso en la sección 3.4.

Aplicando la relación (3.12) a los espectros de amplitudes de aceleración utilizados previamente en el cálculo del coeficiente de atenuación anelástica (sección 4.4), se obtiene una distribución de pseudoaceleraciones, que nos proporciona valores de PSA para diferentes frecuencias o períodos. En la Figura 6.1 y en el apéndice F se incluyen ejemplos gráficos, de algunas de las diferentes estaciones utilizadas.

Para cada región considerada, se han tomado los valores máximos de PSA para frecuencias de alrededor de 5 Hz, que puede considerarse como un valor típico para caracterizar el movimiento sísmico del terreno en el que la aceleración desempeña el papel protagonista (p.e. Hays, 1980; Atkinson, 1984); el cual, por otra parte, representa de alguna manera el límite superior de fiabilidad en función de los datos utilizados (ver sección 4.4).

La regionalización de los valores de pseudoaceleración máxima pasa por la deducción de una expresión como la de la ecuación (3.13) para cada región estudiada. Tomando logaritmos en (3.13):

$$\log_{10} PSA = \log_{10} C_0 + C_1 m \log_{10} e - 1/2 \log_{10} r - \gamma r \log_{10} e \quad (6.1)$$

Mediante una regresión lineal (Hasegawa, 1985) se obtienen los coeficientes $\log_{10} C_0$ y C_1 , y, a partir de ellos, las relaciones que muestran la dependencia de PSA respecto a la distancia y a la magnitud en cada región. En la Tabla 6.1

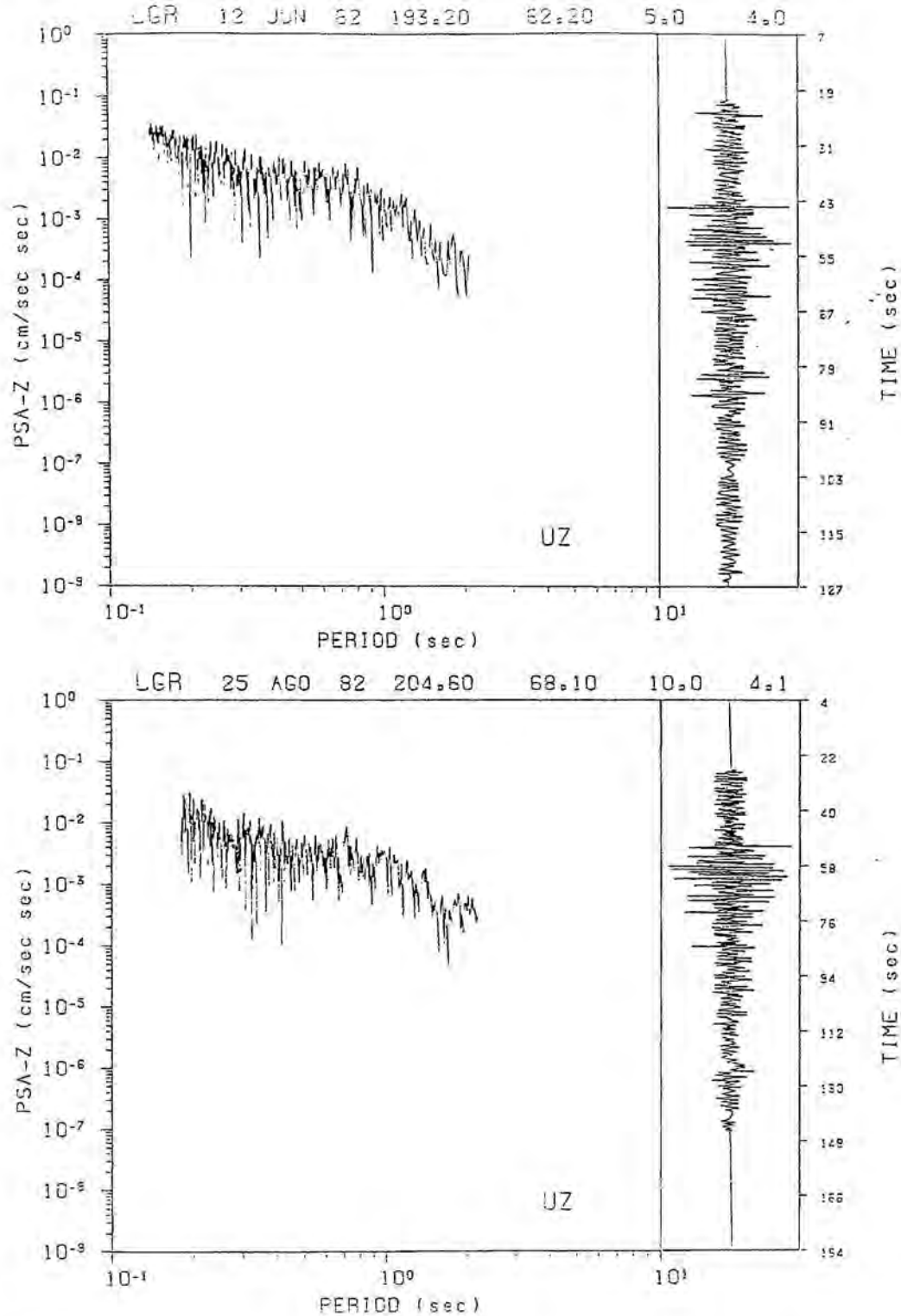


Figura 6.1: Estación LGR: Ejemplos de distribución de la pseudoaceleración, PSA, en función del período. En cada gráfico, en el borde superior y de izquierda a derecha figuran la estación y la fecha, la distancia epicentral, el azimut estación-epicentro, la profundidad focal y la magnitud del terremoto. A la derecha se encuentra el sismograma digitalizado.

| REGION | $\log_{10} C_0$ | C_1 |
|------------|------------------|-----------------|
| P. Ibérica | -2.23 ± 0.42 | 0.92 ± 0.13 |
| NE | -2.06 ± 0.38 | 0.90 ± 0.12 |
| SSE | -2.30 ± 0.18 | 0.96 ± 0.12 |
| Granada | -2.38 ± 0.27 | 1.03 ± 0.11 |

Tabla 6.1: *Coefficientes de la regresión lineal de PSA en función de la distancia epicentral y la magnitud, para cada región de estudio*

aparece el resultado de la regresión para las cuatro regiones definidas.

Con estos coeficientes se han construido las siguientes relaciones empíricas, que permiten, mediante la pseudoaceleración máxima, estimar valores de la aceleración vertical máxima del terreno, en función de la distancia epicentral y de la magnitud.

Para el conjunto de la Península Ibérica, se obtiene:

$$\log_{10} PSA = -2.23 + 0.92 m - 0.5 \log_{10} r - 0.004(\log_{10} e) r \quad (6.2)$$

Para la región NE:

$$\log_{10} PSA = -2.06 + 0.90 m - 0.5 \log_{10} r - 0.011(\log_{10} e) r \quad (6.3)$$

Para la región SSE:

$$\log_{10} PSA = -2.30 + 0.96 m - 0.5 \log_{10} r - 0.018(\log_{10} e) r \quad (6.4)$$

Y, por último, para la región de Granada:

$$\log_{10} PSA = -2.38 + 1.03 m - 0.5 \log_{10} r - 0.028(\log_{10} e) r \quad (6.5)$$

En todos los casos, se ha empleado como valor de γ el correspondiente a una frecuencia de 5 Hz.

La relación obtenida por Canas *et al.* (1988b) para Cataluña, utilizando sólo la estación EBR, es comparable con la calculada para la región NE, aunque en esta última las desviaciones típicas de los coeficientes ajustados son sensiblemente menores. Por otro lado, para la región NE se han utilizado un mayor número de terremotos y de estaciones, lo que se traduce en una estimación de los parámetros regionales con mayor definición.

6.2 Resultados y discusión

Las relaciones deducidas en la sección anterior — ecuaciones (6.2) a (6.5) — se muestran gráficamente en el apéndice G en dos formatos; primero, para cada región, se presentan las curvas de diferentes valores de magnitud (Figuras G.1 a G.4), y, en segundo lugar, para cuatro valores discretos de magnitud — $m_b Lg = 2, 3, 4$ y 5 — se representan conjuntamente las curvas de cada región (Figuras G.5 a G.8). Hay que hacer notar que para la región de Granada la curva correspondiente a magnitud 5 es una extrapolación poco fiable, pues los terremotos que se han utilizado no superaban la magnitud 3.5, por lo que incluso puede afirmarse que la curva para magnitud 4 se encuentra en el límite aceptable. Esta es la razón por la que las curvas de Granada toman valores anormalmente elevados a cortas distancias, para las magnitudes altas.

En líneas generales, se observa que para una misma distancia, las menores pseudoaceleraciones se dan en la región de Granada y las más altas corresponden a la media peninsular (P. Ibérica), y esto para los cuatro valores de magnitud considerados. Esta es una consecuencia directa de la mayor atenuación existente en la región de Granada (ver Tabla 5.1), y significa que en las zonas de mayor actividad tectónica la aceleración del terreno para frecuencias moderadamente altas (5 Hz) se atenúa con mayor rapidez que en las áreas menos activas; resultado que, en general, ha sido comprobado en diferentes regiones geográficas (p.e. Atkinson, 1984; Banda y Correig, 1984), y que se pone de manifiesto en los mapas de distribución de intensidad sísmica (p.e. Hays, 1980).

En las Figuras G.5 a G.8 se advierte como, para distancias cortas, los valores de pseudoaceleración parecen independientes de la atenuación anelástica; es decir, del tipo de terreno. Este hecho es más notorio cuanto mayor es la magnitud. Además, la distancia que podríamos llamar *crítica* — aquella a partir de la cual las curvas para terrenos de diferente atenuación se separan claramente — aumenta con la magnitud. Este es un fenómeno que podría ser relacionado con el concepto de campo próximo, aunque también puede ser razonablemente explicado por la mayor influencia que, a cortas distancias, tiene el factor de expansión geométrica, $r^{-1/2}$, respecto al factor de atenuación, $e^{-\gamma r}$, en la relación empírica (3.13).

Para visualizar el mencionado efecto, se han construido los gráficos de las Figuras 6.2 y 6.3, donde se comparan los valores de pseudoaceleración máxima, PSA , con los de la atenuación anelástica, γ , para 5 Hz, en las cuatro regiones estudiadas y para magnitudes ($m_b L_g$) 3 y 5, a diferentes distancias (20, 50 y 100 km). Puede observarse como, para distancias cortas, la pseudoaceleración prácticamente no varía, mientras que, a medida que aumenta la distancia, se tienen valores diferentes para distinta atenuación. La explicación en cuanto a efecto de campo

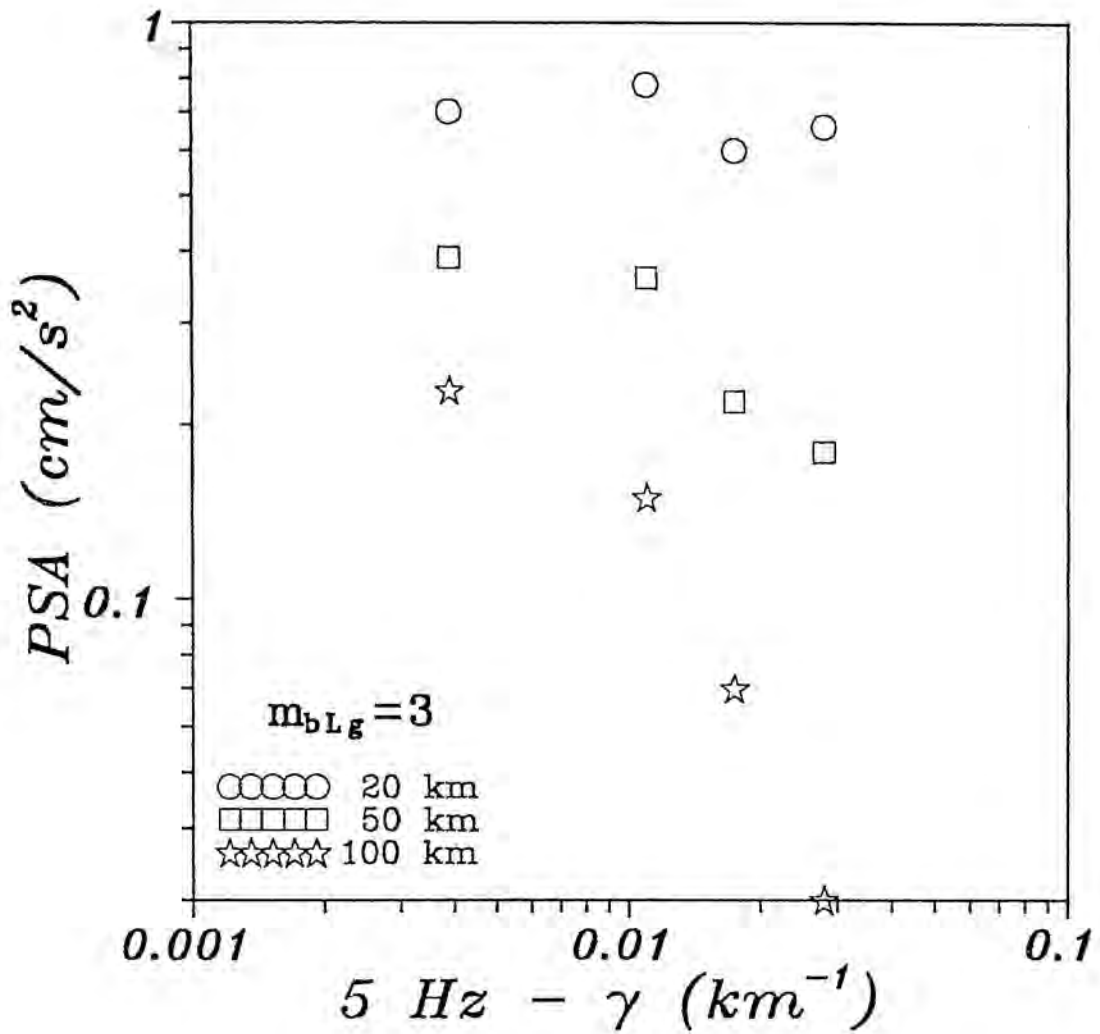


Figura 6.2: Relación entre la pseudoaceleración máxima y el coeficiente de atenuación, γ (5 Hz), en las cuatro regiones de estudio, para distancias de 20, 50 y 100 km. $m_{bLg} = 3$.

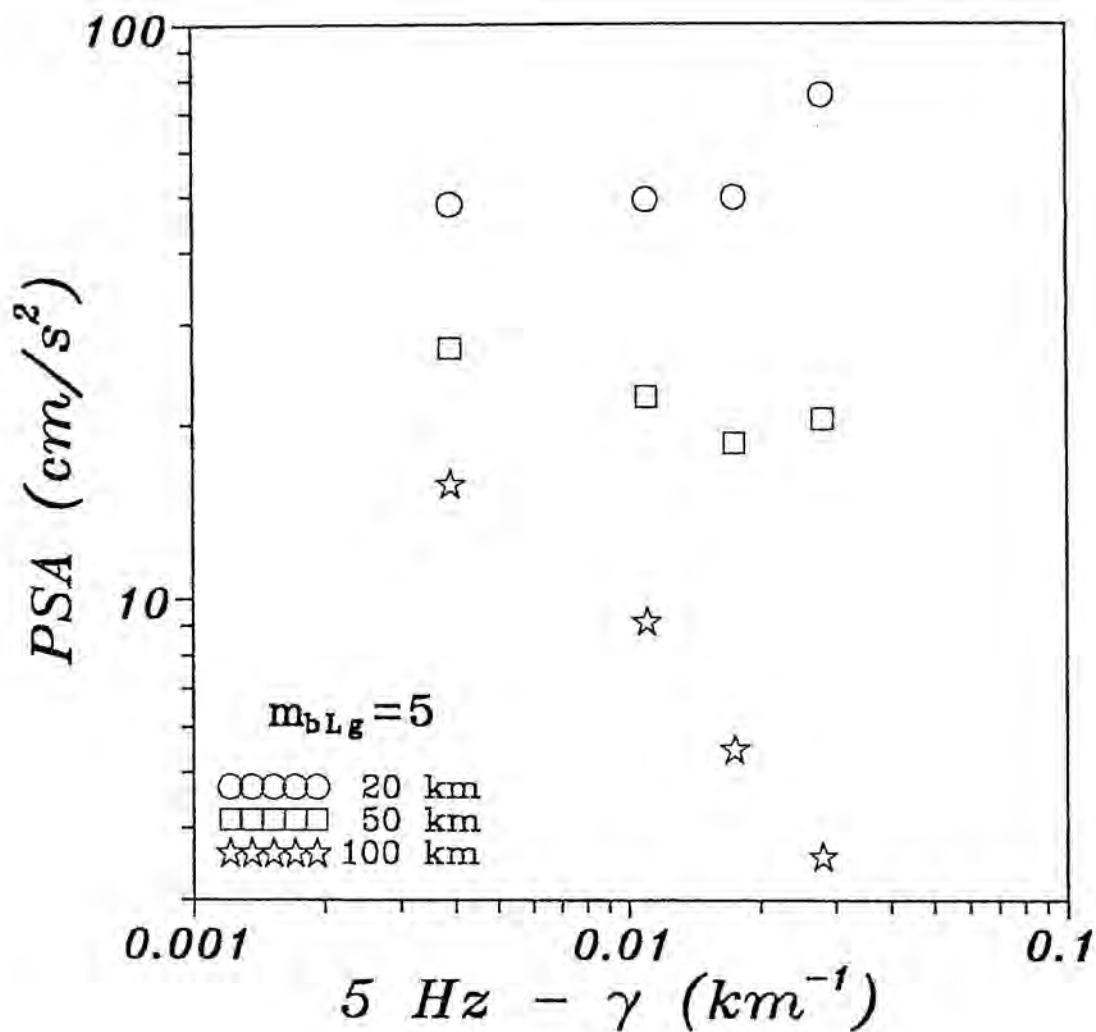


Figura 6.3: Relación entre la pseudoaceleración máxima y el coeficiente de atenuación, γ (5 Hz), en las cuatro regiones de estudio, para distancias de 20, 50 y 100 km. $m_{bLg} = 5$. Nota: Los valores de γ mayores corresponden a la región de Granada y, como ya se indicó, para esta magnitud no son fiables, de ahí su desviación de la tendencia general observable en el gráfico.

próximo no es evidente pues, aparte de la dispersión de los datos disponibles de observaciones de aceleración en diferentes tipos de terreno, existen pocas medidas a distancias próximas a la fuente, lo que no permite extraer conclusiones definitivas (p.e. Donovan, 1973).

Como comprobación práctica de las estimas de la aceleración vertical máxima del terreno que se proponen en este trabajo, éstas se han comparado con los pocos datos de medidas de aceleración disponibles en la Península Ibérica: el terremoto de 24 de Junio de 1984 con epicentro situado a unos 50 km al sur de Granada (Carreño *et al.*, 1989), y el de 6 de Enero de 1989, en el Pirineo francés, registrado a 170 km en Queralbs, Cataluña (A. Roca, comunicación personal).

En la Figura 6.4 se han dibujado, sobre las curvas de pseudoaceleración-distancia de la región SSE, los valores de aceleración máxima vertical obtenidos por Carreño *et al.* (1989). Estos valores quedan próximos a la curva de magnitud 5, siendo ésta la magnitud calculada por los autores mencionados. El único valor que queda un poco más separado es el de Alhama de Granada, que, en cualquier caso, resulta ser anormalmente bajo en comparación con el de las otras localidades, teniendo en cuenta las distancias epicentrales. Esta diferencia puede atribuirse, en primera aproximación, a efectos locales (Carreño *et al.*, 1989). En cualquier caso, la curva de pseudoaceleración queda por encima de los valores experimentales, cumpliendo así su función intrínseca de ofrecer un límite superior de las aceleraciones máximas verticales. No se ha utilizado la curva específica de la región de Granada, porque, como ya fue explicado, para este nivel de magnitud no es una extrapolación de confianza.

En la Figura 6.5 se ha representado el otro valor de aceleración observada, sobre las curvas de la región NE. El valor observado queda entre las curvas de magnitud 4 y 5 y la magnitud calculada está entre 4.6 (LDG) y 4.9 (IGN) (A. Roca,

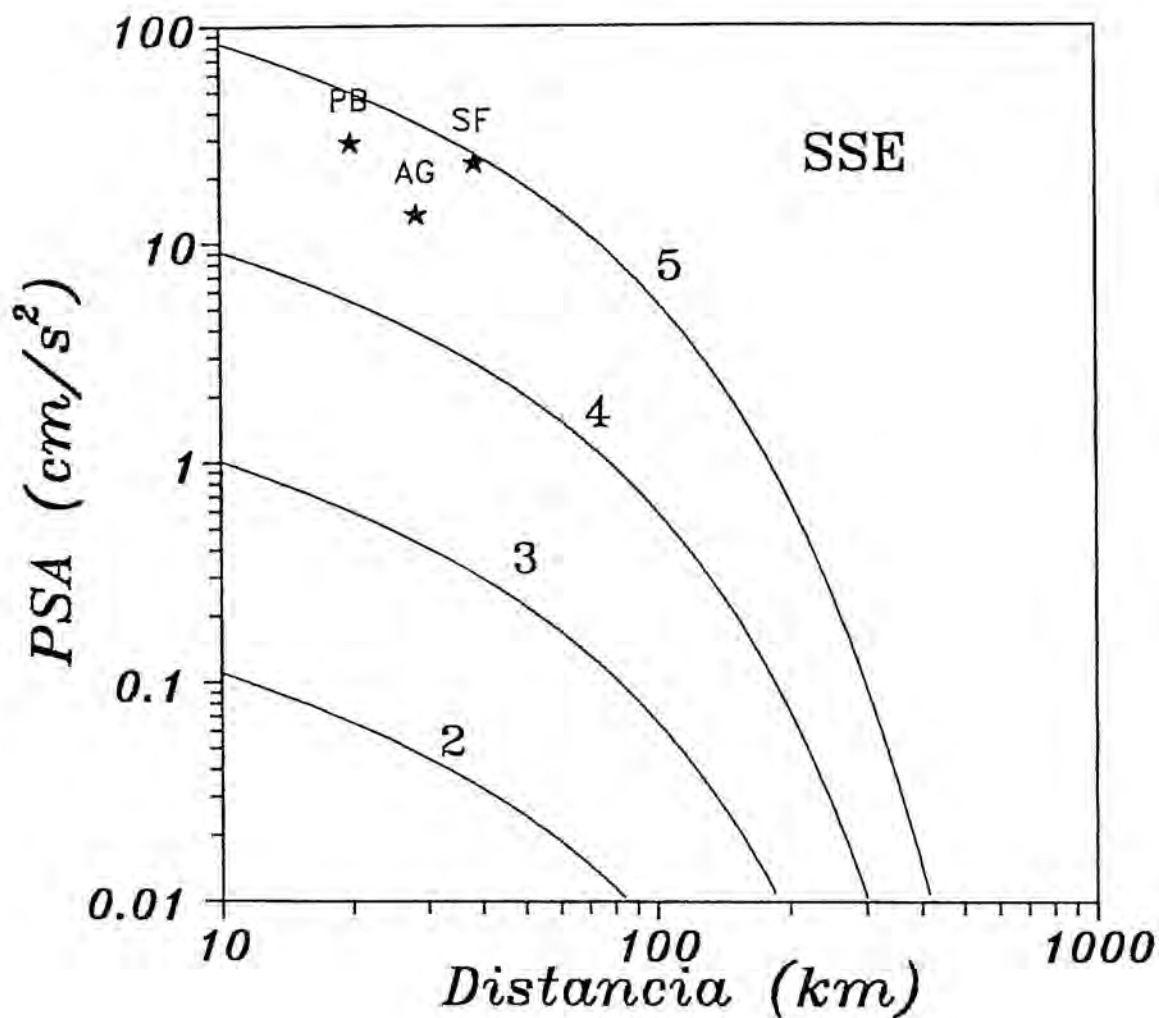


Figura 6.4: Comparación de la pseudoaceleración máxima en la región SSE con las observaciones de aceleración máxima vertical del terremoto de 24 de Junio de 1986 ($m_{bLg} = 5$). PB: Presa de Béznar. AG: Alhama de Granada. SF: Santa Fe.

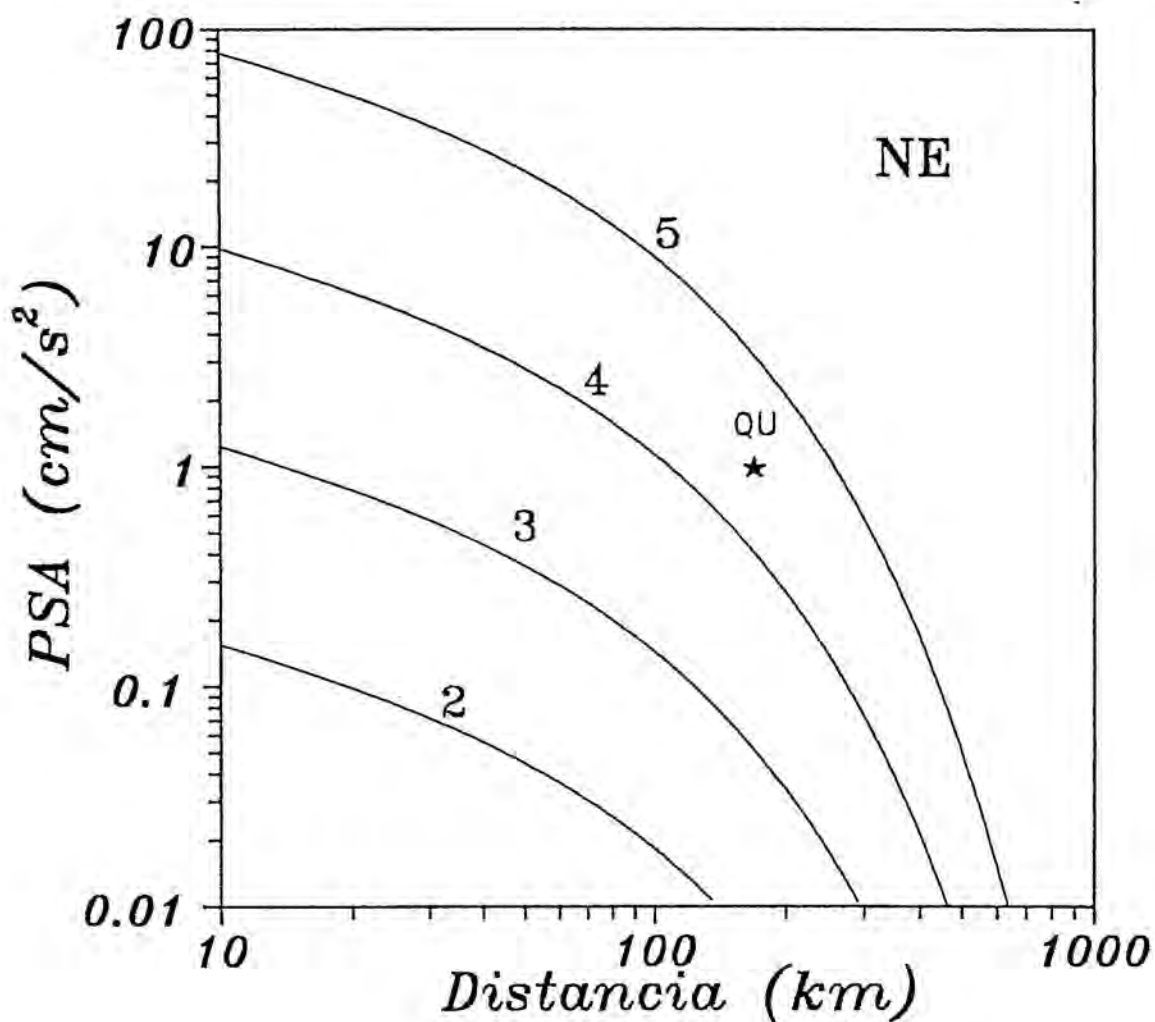


Figura 6.5: Comparación de la pseudoaceleración máxima en la región NE con las observaciones de aceleración máxima vertical del terremoto de 6 de Enero de 1989 ($m_bLg = 4.6 - 4.9$). QU: Queralbs.

comunicación personal), lo cual permite afirmar que la estimación proporcionada por la pseudoaceleración máxima es una aproximación válida y representa un límite superior de los valores reales.

En conclusión, la pseudoaceleración máxima, calculada a partir del análisis espectral de señales sísmicas, permite ofrecer una estimación de la aceleración esperada en el terreno, que, en último caso supone un límite superior a los valores observables. Los datos experimentales, aunque limitados, confirman esta afirmación.

6.3 Resumen

El espectro de amplitudes de Fourier de aceleración, FA , constituye la base para la obtención de valores de la pseudoaceleración máxima del terreno, PSA , para diferentes frecuencias. Este cálculo se ha llevado a cabo utilizando las amplitudes espectrales de aceleración de los sismogramas de componente vertical de ondas Lg , registrados en instrumentos de período corto de estaciones sísmicas situadas en la Península Ibérica.

Considerando la pseudoaceleración máxima para frecuencias en torno a 5 Hz — límite fiable de los datos y frecuencia característica para la aceleración del terreno — se han deducido expresiones empíricas que relacionan la pseudoaceleración máxima con la magnitud, la distancia epicentral y el coeficiente de atenuación anelástica, para las cuatro regiones de estudio definidas (P. Ibérica, NE, SSE y Granada).

Los valores de pseudoaceleración experimentan mayor atenuación en las regiones de mayor actividad tectónica, tal y como corresponde a su mayor coeficiente de atenuación anelástica; de manera que para un terremoto de magnitud dada y

para una misma distancia, la pseudoaceleración menor se da en la región SSE y en Granada.

Las curvas pseudoaceleración-distancia de las diferentes regiones toman valores semejantes para cortas distancias; es decir, *PSA* parece ser independiente de la atenuación anelástica del terreno. Este fenómeno podría ser interpretado como relacionado con el concepto de campo próximo, pero puede también explicarse en función de la mayor influencia del factor de expansión geométrica, respecto al factor de atenuación en la expresión que proporciona la pseudoaceleración.

Existe un acuerdo notable entre las predicciones empíricas y las observaciones de aceleración vertical disponibles en la Península Ibérica, lo que permite afirmar que la pseudoaceleración máxima, calculada a partir del análisis espectral de sismogramas de período corto, proporciona una estima de la aceleración máxima del terreno, representando un límite superior de los valores observables.

Conclusiones

Were it not for the intrinsic attenuation of sound in the Earth's interior, the energy of earthquakes of the past would still reverberate through the interior of the Earth today.

L. KNOPOFF. *Q*

La Península Ibérica puede describirse globalmente, desde el punto de vista geológico, como una unidad compuesta por un núcleo de origen Hercínico, el Macizo Hespérico, acompañado de dos cordilleras principales de tipo Alpino, los Pirineos y las Béticas. Este esquema simple no impide la existencia de una amplia variedad de unidades geotectónicas, cuyas diferencias estructurales guardan estrecha relación con los valores de los parámetros geofísicos conocidos.

Existen diversos parámetros que permiten caracterizar el movimiento del terreno ocasionado por un terremoto, entre los que destaca la aceleración, por su empleo habitual en estudios de peligrosidad sísmica y en el campo de la Ingeniería Sísmica.

Uno de los factores con mayor influencia en la determinación adecuada de los parámetros característicos del movimiento sísmico del terreno lo constituye la atenuación de la energía sísmica, en su camino desde el foco origen del terremoto hasta el punto de observación. En particular, tiene especial interés el estudio de la atenuación anelástica, cuya medida viene determinada por el factor de atenuación,

Q , o por el coeficiente de atenuación aparente, γ .

En general, para terremotos de magnitud moderada ($m_{bLg} \leq 6$) y trayectorias continentales, las amplitudes más elevadas, y por tanto la mayor energía, aparecen en los registros de las ondas Lg y en el rango de frecuencias en el que se encuentran las de las estructuras más comunes afectadas por la aceleración del terreno (entre 1 y 10 Hz, aproximadamente).

El cálculo del coeficiente de atenuación γ puede llevarse a cabo bien en el dominio del tiempo, o en el dominio de la frecuencia. En ambos casos, la amplitud de las ondas Lg se modela en función de la distancia epicentral y del coeficiente de atenuación. El cálculo en el dominio de la frecuencia permite asimismo obtener la dependencia frecuencial de γ .

El análisis espectral de la señal sísmica correspondiente al sismograma de la fase Lg , además de servir para la obtención del coeficiente de atenuación anelástica, puede proporcionar, a partir de hipótesis simples — que se verifican, en general, en el dominio de influencia de la aceleración del terreno —, una aproximación al valor máximo de la aceleración del movimiento del terreno, mediante el cálculo de la pseudoaceleración máxima; la cual puede representar una estima del límite superior de los valores observables.

En consecuencia, el estudio de la atenuación anelástica de las ondas Lg , que se traduce en el cálculo del coeficiente de atenuación γ ; junto con la obtención de valores de pseudoaceleración del terreno, adquieren gran interés en los estudios de peligrosidad sísmica e Ingeniería Sísmica; facilitando información sobre las características del terreno en diferentes regiones, lo que permite conocer que zonas pueden resultar más afectadas por la propagación de energía sísmica.

El presente trabajo de investigación se ha llevado a cabo con el propósito de determinar, en el marco geográfico de la Península Ibérica, valores regionales de

la atenuación anelástica espectral de las ondas Lg en función de la frecuencia; así como fórmulas regionales de pseudoaceleración en función de la magnitud, la distancia epicentral y la atenuación anelástica de las ondas Lg . Con este propósito se han definido cuatro regiones de estudio: NE, SSE, Granada y P. Ibérica.

Los datos básicos han consistido en 459 sismogramas analógicos de la componente vertical de los instrumentos de período corto de 17 estaciones sísmicas situadas en el área de la Península Ibérica. Estos registros proceden de 216 terremotos de la región Ibérica localizados con suficiente precisión y correspondientes al período 1973–1984, con magnitudes (m_bLg) entre 1.8 y 5.0 y distancias epicentrales entre 30 y 900 km, aproximadamente (en la región de Granada, las magnitudes van de 2.0 a 3.3 y las distancias epicentrales de 7 a 60 km).

Se ha puesto de manifiesto la gran importancia que representa, en el conjunto del proceso de análisis de datos, la fase de digitalización de los sismogramas; por lo que ésta se ha llevado a cabo con el máximo rigor y cuidado posibles, evitando relegarla a un nivel de importancia menor o rutinario. Asimismo, se ha comprobado, una vez más, la utilidad de ajustes analíticos de las curvas de respuesta instrumental, obtenidos mediante inversión generalizada, al analizar conjuntamente datos procedentes de diversas estaciones equipadas con diferente instrumentación.

El estudio regionalizado de la atenuación anelástica espectral de las ondas Lg en la Península Ibérica se ha realizado en el rango de frecuencias de 1 a 5 Hz, considerando cuatro valores discretos dentro del mismo (1, 2, 4 y 5 Hz). Estas frecuencias son representativas del movimiento del terreno para el cual la aceleración juega un papel principal y se encuentran dentro de los límites impuestos por el empleo de sismogramas analógicos.

Como resultado, se han obtenido las siguientes relaciones, en función de la frecuencia, f , para las cuatro regiones definidas:

$$\text{P. Ibérica} \quad \gamma = 0.0025 f^{0.27}$$

$$\text{NE} \quad \gamma = 0.0041 f^{0.62}$$

$$\text{SSE} \quad \gamma = 0.0093 f^{0.38}$$

$$\text{Granada} \quad \gamma = 0.0173 f^{0.29}$$

La menor atenuación corresponde al conjunto de la Península Ibérica, como consecuencia del mayor dominio geográfico de áreas geotectónicas estables, cuyo principal representante es el Macizo Hespérico. La atenuación de la región NE es intermedia, y la más elevada aparece en las regiones SSE y Granada, las cuales son las que presentan la mayor actividad sismotéctica de la zona estudiada. La dependencia frecuencial de la atenuación es más acusada en la región NE, mientras que en el resto los valores son semejantes entre sí.

Los valores del coeficiente de atenuación anelástica obtenidos son consistentes, en general, con otros resultados de atenuación para diversas zonas de la Península, así como con los calculados para otras áreas geográficas, a partir de métodos diferentes.

En general, se puede concluir que la atenuación anelástica obtenida para diferentes regiones de la Península Ibérica guarda una relación estrecha con las características geotectónicas de la zona y con el resto de los parámetros geofísicos conocidos.

Se han determinado fórmulas empíricas regionalizadas de pseudoaceleración máxima en función de la magnitud, la distancia epicentral y la atenuación anelástica de las ondas *Lg*, para la frecuencia característica de 5 Hz, cuyas expresiones son las siguientes:

$$\text{P. Ibérica} \quad \log_{10} PSA = -2.23 + 0.92 m - 0.5 \log_{10} r - 0.004(\log_{10} e) r$$

$$\text{NE} \quad \log_{10} PSA = -2.06 + 0.90 m - 0.5 \log_{10} r - 0.011(\log_{10} e) r$$

$$\text{SSE} \quad \log_{10} PSA = -2.30 + 0.96 m - 0.5 \log_{10} r - 0.018(\log_{10} e) r$$

$$\text{Granada} \quad \log_{10} PSA = -2.38 + 1.03 m - 0.5 \log_{10} r - 0.028(\log_{10} e) r$$

Estas relaciones permiten distinguir, para distancias epicentrales mayores de unos 50 km, zonas de pseudoaceleración alta (P. Ibérica), media (NE) y baja (SSE y Granada), para terremotos de características idénticas.

Comparando con los cuatro registros de aceleración máxima vertical disponibles en la Península Ibérica, se puede afirmar que las predicciones empíricas propuestas proporcionan una estima adecuada de la aceleración máxima del terreno, constituyendo un límite superior de los valores observables, por lo que pueden considerarse representativas de las regiones estudiadas.

Los resultados del trabajo y su proyección futura pueden resumirse brevemente en los puntos siguientes:

- El empleo de sismogramas analógicos en el análisis espectral de señales sísmicas, cuando no se dispone de datos digitales, proporciona resultados aceptables, siempre y cuando el proceso de digitalización se considere una etapa fundamental, llevándolo a cabo con el máximo cuidado y teniendo en cuenta las limitaciones intrínsecas que impone.
- El estudio de la atenuación anelástica de las ondas Lg , y de su dependencia frecuencial, es de gran importancia para el conocimiento del movimiento del terreno producido por un terremoto, desde el punto de vista de la Ingeniería Sísmica y de la definición de la peligrosidad sísmica en una región.

- Se ha determinado, a nivel regional, la atenuación anelástica espectral de las ondas *Lg* en función de la frecuencia, en la Península Ibérica, en su conjunto, y en tres zonas escogidas en función de su interés sismotectónico. Los resultados obtenidos guardan una relación estrecha con las características geotéctónicas del área y con el resto de los parámetros geofísicos conocidos.
- La aceleración es uno de los parámetros básicos que intervienen en la definición del movimiento sísmico del terreno, representando, normalmente, un papel fundamental en los efectos de un terremoto sobre las estructuras más comunes. El reducido número de registros de aceleración — cuando existen — disponible en zonas de sismicidad de moderada a baja y/o la falta de instrumentación específica en cantidad suficiente, hace necesario el desarrollo de expresiones empíricas que faciliten información sobre la aceleración razonablemente esperable en un punto como consecuencia de un terremoto, en función de otros parámetros conocidos.
- Se propone una metodología alternativa para la obtención de aceleraciones máximas del terreno en una región, mediante el análisis espectral de las ondas *Lg* de sismogramas de período corto. Su aplicación para regiones seleccionadas de la Península Ibérica, ofrece una estima adecuada de la aceleración máxima del terreno, proporcionando un límite superior de los valores observables, tal como se desprende de la comparación de las predicciones empíricas con los valores experimentales disponibles.
- La frecuencia considerada (alrededor de 5 Hz) justifica el cálculo de la pseudoaceleración como parámetro característico del movimiento del terreno, para los efectos sísmicos sobre las estructuras más comunes (p.e. edificios de dos a cuatro plantas). Para otro tipo de estructuras, como edificios altos, con frecuencias naturales bajas (1–0.5 Hz), resulta más conveniente el em-

pleo de la pseudovelocidad, que puede ser calculada siguiendo básicamente la misma metodología.

- En las expresiones desarrolladas de pseudoaceleración, la extrapolación a magnitudes por encima del rango de los datos disponibles no proporciona resultados fiables. Una posibilidad para la ampliación del rango de magnitudes disponibles es la utilización de datos procedentes de regiones con características similares a las de la zona de estudio.
- El empleo de sismogramas digitales junto con curvas de respuesta instrumental conocidas en detalle, aparte de facilitar el análisis de datos, puede servir para refinar las fórmulas obtenidas, reduciendo los errores de los ajustes.
- La técnica utilizada es suficientemente general como para poder ser aplicada en otras regiones donde la falta de acelerogramas no permita definir de forma apropiada las características del movimiento sísmico del terreno en términos de aceleración.

Por último, se quiere señalar que en este trabajo sólo se han abordado parte de las posibilidades ofrecidas por la metodología propuesta, quedando abierto el campo a nuevas aplicaciones y mejoras, para cuyo desarrollo se ha intentado aportar una contribución desde estas páginas.

Apéndices

Apéndice A

La transformada de Fourier: Aplicación a señales sísmicas

Como definición cualitativa simple, se puede establecer que la transformada de Fourier convierte funciones definidas en el dominio del tiempo en funciones en el dominio de la frecuencia (unidades inversas de tiempo). Como se indicó en la sección 2.3.4, cualquier función no periódica en el dominio del tiempo puede, en principio, ser representada en el dominio de la frecuencia como la superposición de una serie infinita de componentes sinusoidales de amplitud y fase características, denominada *espectro de Fourier*.

Suponiendo una función continua en el tiempo, $f(t)$, derivable y de cuadrado integrable; es decir, cuya energía es finita:

$$E = \int_{-\infty}^{+\infty} f^2(t) dt < \infty \quad (\text{A.1})$$

Se define la *transformada de Fourier continua*, $\mathbf{F}[f(t)]$, o $\mathbf{F}(\omega)$, como:

$$\mathbf{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (\text{A.2})$$

donde ω es la frecuencia angular.

$\mathbf{F}(\omega)$ es un número complejo que describe la amplitud y la fase de una componente sinusoidal de frecuencia ω , y se conoce también como el *espectro de Fourier* de la función $f(t)$.

El carácter complejo de $\mathbf{F}(\omega)$ permite expresarla en términos de sus componentes real e imaginaria:

$$\mathbf{F}(\omega) = \Re[\mathbf{F}(\omega)] + i\Im[\mathbf{F}(\omega)] \quad (\text{A.3})$$

donde $\Re[\mathbf{F}(\omega)]$, es la parte real:

$$\Re[\mathbf{F}(\omega)] = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cos(\omega t) dt \quad (\text{A.4})$$

e $\Im[\mathbf{F}(\omega)]$, es la parte imaginaria:

$$\Im[\mathbf{F}(\omega)] = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \text{sen}(\omega t) dt \quad (\text{A.5})$$

Asímismo, $\mathbf{F}(\omega)$ puede expresarse en términos de su módulo y fase:

$$\mathbf{F}(\omega) = F(\omega) e^{i\varphi(\omega)} \quad (\text{A.6})$$

siendo el módulo, $F(\omega)$:

$$F(\omega) = |\mathbf{F}(\omega)| = \sqrt{\Re^2[\mathbf{F}(\omega)] + \Im^2[\mathbf{F}(\omega)]} \quad (\text{A.7})$$

y el ángulo de fase:

$$\varphi(\omega) = \arctan \frac{\Im[\mathbf{F}(\omega)]}{\Re[\mathbf{F}(\omega)]} \quad (\text{A.8})$$

A partir de espectro de Fourier, $\mathbf{F}(\omega)$, es posible reconstruir la función temporal original, mediante:

$$f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \mathbf{F}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (\text{A.9})$$

Las ecuaciones (A.2) y (A.9) se conocen, respectivamente, como las transformadas *directa* e *inversa* de Fourier.

La ecuación (A.9) supone una integración para frecuencias negativas. En Sis-mología, una frecuencia negativa carece de significado físico, por lo que, en este caso, la ecuación (A.9) puede reescribirse como:

$$f(t) = \begin{cases} \int_0^{\infty} \Re[\mathbf{F}(\omega)] \cos \omega t \, d\omega & (t \geq 0) \\ 0 & (t < 0) \end{cases} \quad (\text{A.10})$$

En el caso particular en que la función temporal considerada tenga un comienzo definido para el tiempo $t = 0$ y una duración finita T , las integrales definidas hasta ahora se restringen al intervalo finito $[0, T]$, con lo que, por ejemplo, la transformada directa de Fourier toma la forma:

$$\mathbf{F}(\omega) = \int_0^T f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (\text{A.11})$$

Las expresiones (A.2) y (A.11) pueden aplicarse para cualquier parámetro que defina un movimiento sobre un sistema físico: aceleración, velocidad, desplazamiento, fuerza o presión. Las componentes de Fourier así calculadas, de amplitud compleja $\mathbf{F}(\omega) d\omega$, para la frecuencia ω , tendrán las mismas unidades que la función $f(t)$ del parámetro considerado.

La transformada de Fourier de la derivada temporal de la función $f(t)$ puede escribirse:

$$\mathbf{F} \left[\frac{d f(t)}{dt} \right] = i\omega \mathbf{F}[f(t)] \quad (\text{A.12})$$

En consecuencia, si $\ddot{u}(t)$, $\dot{u}(t)$ y $u(t)$ son, respectivamente, la aceleración, la velocidad y el desplazamiento de un movimiento determinado, sus espectros de Fourier pueden relacionarse como sigue:

$$\mathbf{F}[\ddot{u}(t)] = i\omega\mathbf{F}[\dot{u}(t)] = -\omega^2\mathbf{F}[u(t)] \quad (\text{A.13})$$

y:

$$\mathbf{F}[\dot{u}(t)] = i\omega\mathbf{F}[u(t)] \quad (\text{A.14})$$

En la práctica, la función temporal que define un movimiento o sacudida sísmica es una función discreta; es decir, consiste o bien en un registro digital, o es el resultado de la digitalización de un registro analógico; por lo que no es posible obtener la transformada de Fourier analíticamente y es preciso utilizar métodos numéricos.

Si la señal sísmica, $s(t)$, es finita, $0 \leq t \leq T$, y consiste en N muestras tomadas a intervalos regulares de tiempo, Δt ; formando así una secuencia discreta de valores $s_n = s(n\Delta t)$, para $0 \leq n \leq N - 1$; entonces la transformada de Fourier puede definirse en forma discreta con N valores tomados a las frecuencias $\omega = m\Delta\omega$, para $0 \leq m \leq N - 1$, donde $\Delta\omega = 2\pi/N\Delta t$, y se conoce como la *transformada de Fourier discreta* (Kay y Marple, 1981):

$$\mathbf{F}_m = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} s_n e^{-i\frac{2\pi mn}{N}} \quad m = 0, \dots, N - 1 \quad (\text{A.15})$$

Existen numerosos métodos para calcular la transformada de Fourier discreta, siendo el más comúnmente utilizado el de la transformada rápida de Fourier o

FFT (Fast Fourier Transform) (p.e. Brigham, 1974). Un estudio exhaustivo de diferentes métodos de análisis espectral de funciones discretas puede encontrarse en Kay y Marple (1981).

Apéndice B

Lista de terremotos utilizados

A continuación se relacionan los terremotos utilizados en este trabajo. En primer lugar aparece la lista de los terremotos considerados en el estudio regional de la Península Ibérica (regiones P. Ibérica, NE y SSE) y en segundo lugar se incluyen los terremotos empleados en el estudio local de la región de Granada.

En la primera lista se especifica (ref. Base de Datos del Instituto Geográfico Nacional):

| | |
|------------|---|
| FECHA | Fecha del evento (Día, mes y año). |
| H. ORIGEN | Tiempo origen GMT (Hora, minuto y segundo). |
| LAT N | Latitud geográfica Norte (grados). |
| LON E | Longitud geográfica Este (grados). |
| Z | Profundidad focal (km). |
| M | Magnitud m_bLg . |
| ESTACIONES | Estaciones cuyo registro ha sido utilizado. |

En la segunda lista se incluye, para cada estación de la Red Sísmica de la Universidad de Granada (ref. Base de Datos del Observatorio Universitario de Cartuja):

| | |
|-------|-------------------------------------|
| FECHA | Fecha del evento (Día, mes y año). |
| DIS | Distancia epicentral (km). |
| BAZ | Azimut estación-epicentro (grados). |
| Z | Profundidad focal (km). |
| M | Magnitud m_bLg . |

| FECHA | H. ORIGEN | LAT N | LON E | Z | M | ESTACIONES |
|----------|------------|-------|--------|----|-----|------------------------------|
| 20.04.73 | 02:27:03.8 | 42.19 | -8.66 | 5 | 3.6 | PTO |
| 07.06.73 | 20:55:28.0 | 42.83 | -8.80 | 10 | 3.3 | PTO |
| 08.10.73 | 21:28:20.6 | 39.83 | -7.34 | 5 | 2.7 | PTO |
| 11.03.74 | 05:25:34.6 | 40.39 | -7.88 | 5 | 4.1 | PTO |
| 28.03.74 | 01:38:36.7 | 40.01 | -8.57 | 14 | 3.1 | PTO |
| 10.01.75 | 02:59:28.0 | 43.50 | -7.10 | 10 | 3.3 | PTO |
| 06.08.75 | 01:32:52.4 | 41.14 | -8.20 | 5 | 3.6 | PTO |
| 01.03.76 | 02:26:01.8 | 41.25 | 1.23 | 10 | 3.6 | EBR |
| 15.04.76 | 06:01:40.6 | 36.69 | -8.77 | 5 | 4.1 | PTO |
| 10.06.76 | 03:24:11.3 | 42.54 | 1.15 | 10 | 3.4 | EBR |
| 16.10.77 | 07:44:49.7 | 36.33 | -10.82 | 20 | 4.7 | LIS PTO |
| 07.01.78 | 09:24:59.1 | 38.10 | -5.76 | 5 | 3.9 | LIS PTO |
| 12.10.78 | 19:55:53.5 | 41.88 | -7.73 | 5 | 4.3 | PTO |
| 12.10.78 | 21:01:55.1 | 42.04 | -7.76 | 5 | 3.6 | PTO |
| 05.01.79 | 17:20:12.8 | 43.10 | -0.50 | 5 | 3.6 | EBR |
| 20.01.79 | 05:53:05.0 | 37.16 | -3.38 | 5 | 3.3 | ALM |
| 05.02.79 | 22:52:26.6 | 36.80 | -4.10 | 30 | 3.6 | EBR SFS |
| 15.02.79 | 10:11:59.0 | 42.76 | -7.37 | 10 | 4.6 | LIS MAL PTO TOL |
| 20.02.79 | 14:48:33.8 | 42.32 | -7.87 | 10 | 3.4 | PTO |
| 27.02.79 | 12:57:10.0 | 36.29 | -3.70 | 8 | 3.2 | ALM CRT1 MAL |
| 28.02.79 | 11:50:08.0 | 43.00 | -0.20 | 10 | 3.4 | EBR |
| 04.03.79 | 13:39:51.5 | 36.95 | -3.60 | 5 | 2.2 | CRT1 |
| 05.03.79 | 17:33:10.0 | 36.83 | -2.50 | 10 | 2.9 | ALM |
| 12.03.79 | 03:18:49.7 | 35.51 | -3.64 | 9 | 3.1 | CRT1 |
| 20.03.79 | 21:53:56.4 | 37.16 | -3.80 | 10 | 4.8 | ALI ALM LIS MAL |
| 20.03.79 | 21:57:03.4 | 37.22 | -3.79 | 10 | 4.4 | ALM MAL |
| 01.04.79 | 19:04:29.1 | 43.18 | -2.21 | 10 | 3.4 | EBR MLS |
| 08.04.79 | 04:22:38.5 | 42.30 | 1.90 | 10 | 3.0 | EBR |
| 15.04.79 | 21:44:12.6 | 37.19 | -4.62 | 5 | 3.2 | CRT1 |
| 01.05.79 | 12:16:52.7 | 37.01 | -5.25 | 10 | 3.1 | CRT1 MAL SFS |
| 01.05.79 | 12:56:41.8 | 36.37 | -5.09 | 5 | 3.2 | CRT1 MAL |
| 01.05.79 | 13:17:32.1 | 36.48 | -5.08 | 10 | 3.1 | CRT1 MAL |
| 01.05.79 | 13:49:53.6 | 36.95 | -5.42 | 24 | 4.0 | ALM CRT1 EBR LIS MAL PTO SFS |
| 01.05.79 | 20:09:43.7 | 37.06 | -5.34 | 5 | 3.1 | CRT1 |
| 11.05.79 | 22:05:10.6 | 37.74 | -1.53 | 10 | 3.1 | ALI CRT1 |
| 12.05.79 | 22:02:30.7 | 37.48 | -2.54 | 5 | 2.8 | CRT1 |
| 14.05.79 | 01:45:59.6 | 37.11 | -2.82 | 20 | 2.4 | CRT1 |
| 14.05.79 | 01:47:46.1 | 37.61 | -2.46 | 5 | 4.2 | ALI ALM CRT1 EBR LGR MAL TOL |
| 14.05.79 | 03:35:04.9 | 37.16 | -2.83 | 26 | 2.8 | CRT1 |
| 14.05.79 | 21:35:42.0 | 36.39 | -4.10 | 10 | 2.8 | CRT1 |
| 22.05.79 | 13:52:42.5 | 36.51 | -2.98 | 5 | 3.3 | CRT1 |
| 23.05.79 | 10:36:50.7 | 42.60 | -3.70 | 10 | 3.0 | LGR |
| 25.05.79 | 01:43:01.0 | 41.95 | 2.63 | 10 | 3.3 | EBR |
| 25.05.79 | 01:47:13.0 | 41.95 | 2.63 | 10 | 3.0 | EBR |
| 25.05.79 | 07:37:06.0 | 41.95 | 2.63 | 10 | 3.0 | EBR |
| 27.05.79 | 19:41:16.7 | 36.89 | -3.82 | 5 | 3.5 | ALM MAL |

Tabla B.1: (i) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE.

| FECHA | H. ORIGEN | LAT N | LON E | Z | M | ESTACIONES |
|----------|------------|-------|-------|----|-----|--------------------------|
| 04.06.79 | 22:29:28.8 | 36.44 | -4.15 | 9 | 3.0 | CRT1 |
| 16.06.79 | 16:10:51.3 | 37.26 | -3.71 | 5 | 2.6 | CRT1 |
| 16.06.79 | 16:21:20.8 | 37.19 | -3.60 | 5 | 2.6 | CRT1 |
| 20.06.79 | 00:09:06.4 | 37.25 | -3.49 | 30 | 4.5 | EBR |
| 30.06.79 | 01:44:35.9 | 40.43 | -2.52 | 10 | 4.1 | ALI CRT1 MAL PTO |
| 30.06.79 | 02:07:25.2 | 40.54 | -2.58 | 5 | 3.8 | ALI CRT1 LGR MLS |
| 01.07.79 | 10:47:12.8 | 42.70 | 2.00 | 5 | 3.5 | EBR |
| 01.07.79 | 12:43:31.4 | 36.55 | -3.10 | 10 | 2.5 | CRT1 |
| 03.07.79 | 07:34:39.5 | 37.10 | -2.60 | 5 | 2.3 | ALM |
| 06.07.79 | 11:59:51.8 | 43.34 | -0.44 | 20 | 3.8 | EBR |
| 07.07.79 | 21:29:20.5 | 36.95 | -4.75 | 10 | 2.6 | CRT1 |
| 13.07.79 | 01:27:00.0 | 37.18 | -3.60 | 10 | 2.3 | CRT1 |
| 30.07.79 | 00:55:24.7 | 37.10 | -3.60 | 10 | 3.7 | ALI EBR |
| 31.07.79 | 21:43:20.3 | 37.12 | -3.60 | 5 | 3.9 | ALM MAL |
| 01.08.79 | 07:04:28.4 | 37.15 | -3.63 | 5 | 2.0 | CRT1 |
| 02.08.79 | 14:05:54.0 | 37.19 | -3.63 | 5 | 1.8 | CRT1 |
| 09.08.79 | 11:46:40.3 | 37.47 | -3.93 | 10 | 3.2 | CRT1 TOL |
| 09.08.79 | 12:47:59.5 | 37.28 | -3.74 | 5 | 3.3 | CRT1 |
| 09.08.79 | 12:51:50.0 | 37.18 | -3.60 | 10 | 2.0 | CRT1 |
| 12.08.79 | 09:16:23.9 | 37.13 | -3.53 | 5 | 2.5 | CRT1 |
| 18.08.79 | 00:36:05.3 | 43.17 | 0.80 | 5 | 3.7 | EBR MLS |
| 27.08.79 | 04:59:54.6 | 38.06 | -0.09 | 5 | 3.0 | ALI CRT1 |
| 03.09.79 | 20:27:52.6 | 38.82 | -7.74 | 5 | 4.2 | LIS PTO TOL |
| 06.09.79 | 18:13:37.6 | 36.76 | -9.35 | 14 | 3.3 | LIS PTO |
| 19.09.79 | 19:33:30.7 | 37.10 | -3.97 | 5 | 3.8 | CRT1 PTO |
| 19.09.79 | 22:43:04.3 | 36.85 | -2.46 | 22 | 3.6 | CRT1 PTO |
| 28.09.79 | 05:28:45.5 | 43.25 | 0.45 | 5 | 3.2 | EBR |
| 28.09.79 | 09:13:16.7 | 37.26 | -3.19 | 5 | 2.4 | CRT1 |
| 28.09.79 | 10:25:43.1 | 37.96 | -4.07 | 5 | 2.8 | CRT1 |
| 29.09.79 | 15:41:20.8 | 38.22 | -0.49 | 5 | 3.1 | ALI |
| 05.10.79 | 13:41:10.4 | 39.38 | -8.96 | 10 | 3.6 | LIS |
| 10.10.79 | 16:18:48.8 | 41.37 | -0.20 | 5 | 3.1 | EBR MLS |
| 16.10.79 | 13:01:56.4 | 36.82 | -7.97 | 30 | 3.6 | LIS |
| 22.10.79 | 10:21:51.7 | 37.12 | -4.41 | 20 | 3.8 | PTO TOL |
| 25.10.79 | 15:29:48.5 | 38.01 | -0.77 | 20 | 4.2 | ALI ALM CRT1 EBR LGR TOL |
| 06.11.79 | 17:20:45.0 | 39.05 | -8.98 | 5 | 3.4 | LIS MAL PTO |
| 25.11.79 | 01:56:27.1 | 36.87 | -3.77 | 5 | 3.4 | TOL |
| 26.11.79 | 02:49:20.1 | 38.28 | -0.49 | 20 | 3.1 | CRT1 EBR TOL |
| 05.12.79 | 23:02:30.0 | 42.50 | 2.48 | 5 | 3.5 | EBR |
| 08.12.79 | 04:51:44.9 | 36.75 | -4.98 | 16 | 3.8 | MAL |
| 17.12.79 | 17:37:15.2 | 43.40 | -0.50 | 10 | 3.5 | EBR MLS |
| 18.12.79 | 05:47:34.6 | 42.89 | -7.16 | 20 | 4.2 | TOL |
| 28.01.80 | 09:25:38.3 | 42.54 | 2.42 | 10 | 3.6 | EBR MLS |
| 02.02.80 | 05:26:31.4 | 41.20 | -1.14 | 5 | 2.9 | MLS TOL |
| 11.02.80 | 17:16:48.9 | 42.17 | -8.19 | 5 | 3.2 | PTO |
| 29.02.80 | 20:40:50.6 | 43.19 | -0.36 | 5 | 4.9 | ALM EBR |

Tabla B.1: (ii) *Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE.*

| FECHA | H. ORIGEN | LAT N | LON E | Z | M | ESTACIONES |
|----------|------------|-------|-------|----|-----|------------------|
| 29.02.80 | 22:58:03.8 | 43.31 | -0.38 | 5 | 3.1 | EBR |
| 02.03.80 | 09:13:16.2 | 38.97 | -8.16 | 10 | 3.3 | LIS |
| 12.03.80 | 03:07:21.6 | 36.36 | -7.27 | 20 | 3.3 | CRT1 MAL |
| 12.03.80 | 10:13:05.7 | 38.72 | -9.14 | 18 | 2.4 | LIS |
| 21.03.80 | 22:16:00.5 | 36.89 | -3.77 | 5 | 2.8 | MAL |
| 26.03.80 | 05:53:18.2 | 36.84 | -7.97 | 10 | 3.7 | MAL |
| 29.03.80 | 22:27:30.3 | 42.40 | 2.40 | 10 | 3.3 | EBR MLS |
| 13.04.80 | 09:34:35.8 | 43.09 | -0.53 | 5 | 3.1 | EBR |
| 16.04.80 | 13:10:17.1 | 43.25 | -0.35 | 5 | 4.3 | EBR LGR |
| 18.04.80 | 11:06:06.2 | 37.41 | -2.50 | 20 | 3.8 | ALM MAL |
| 16.05.80 | 02:13:03.8 | 38.55 | -0.30 | 5 | 2.8 | ALI |
| 17.05.80 | 01:14:20.3 | 42.53 | 2.45 | 5 | 3.8 | EBR MLS |
| 20.05.80 | 00:38:41.1 | 38.47 | -0.69 | 16 | 3.2 | ALI |
| 23.05.80 | 06:14:30.5 | 37.20 | -7.47 | 17 | 4.0 | LIS SFS TOL |
| 30.05.80 | 16:32:58.8 | 36.82 | -3.12 | 5 | 4.0 | ALM |
| 22.06.80 | 23:18:33.9 | 35.99 | -5.32 | 30 | 4.7 | ALM EBR LIS |
| 19.07.80 | 23:27:52.5 | 42.61 | 0.13 | 5 | 3.5 | EBR MLS |
| 25.07.80 | 00:52:01.4 | 39.21 | 0.59 | 5 | 3.0 | EBR |
| 17.09.80 | 04:56:30.9 | 40.27 | -1.09 | 5 | 3.0 | TOL |
| 17.09.80 | 05:26:32.0 | 41.24 | -1.09 | 5 | 2.9 | TOL |
| 22.09.80 | 13:35:12.0 | 36.85 | -2.45 | 10 | 2.6 | ALM |
| 27.09.80 | 19:39:15.3 | 36.78 | -3.10 | 5 | 4.3 | ALM |
| 10.10.80 | 23:37:26.1 | 37.94 | -0.92 | 10 | 2.8 | CRT1 |
| 12.10.80 | 11:13:14.3 | 41.81 | -2.78 | 5 | 2.5 | LGR |
| 20.10.80 | 00:30:23.6 | 43.30 | -0.35 | 5 | 3.8 | EBR MLS |
| 20.10.80 | 07:47:05.1 | 36.01 | -6.70 | 10 | 3.4 | MAL |
| 09.11.80 | 22:40:04.3 | 17.16 | -4.46 | 5 | 2.5 | MAL |
| 11.11.80 | 10:59:46.6 | 37.83 | -5.22 | 5 | 4.1 | CRT1 MAL PTO TOL |
| 12.11.80 | 01:02:05.2 | 41.01 | -1.83 | 5 | 3.1 | TOL |
| 03.12.80 | 22:16:27.3 | 36.92 | -5.67 | 27 | 4.3 | LIS MAL |
| 08.12.80 | 06:51:23.2 | 35.98 | -2.12 | 16 | 4.3 | ALM LIS |
| 14.12.80 | 19:05:59.6 | 41.69 | 2.65 | 5 | 3.9 | EBR LGR MLS |
| 06.01.81 | 12:20:14.8 | 37.85 | -1.72 | 5 | 3.9 | CRT1 MAL |
| 10.01.81 | 18:15:42.8 | 40.38 | 0.64 | 10 | 3.3 | EBR |
| 21.01.81 | 11:04:22.3 | 36.69 | -5.09 | 5 | 3.3 | MAL |
| 21.01.81 | 11:15:06.5 | 36.88 | -4.85 | 5 | 3.5 | MAL |
| 21.01.81 | 20:38:39.2 | 36.86 | -4.71 | 5 | 4.0 | SFS |
| 22.01.81 | 21:29:41.0 | 37.05 | -2.65 | 5 | 4.0 | ALM MAL |
| 31.01.81 | 07:55:55.8 | 42.66 | 1.09 | 13 | 3.6 | EBR |
| 05.02.81 | 21:56:58.5 | 43.53 | -0.50 | 10 | 4.2 | LGR |
| 14.02.81 | 07:46:49.8 | 36.17 | -9.15 | 18 | 4.5 | EBR MAL SFS |
| 14.02.81 | 07:55:35.3 | 36.17 | -8.96 | 30 | 4.3 | MAL SFS |
| 14.02.81 | 08:32:22.5 | 36.14 | -9.06 | 30 | 4.2 | MAL SFS |
| 14.02.81 | 12:47:20.1 | 36.39 | -5.82 | 6 | 4.2 | MAL SFS |
| 15.02.81 | 00:49:03.1 | 36.40 | -7.02 | 20 | 3.0 | SFS |
| 15.02.81 | 04:00:49.8 | 35.97 | -5.38 | 5 | 3.0 | SFS |

Tabla B.1: (iii) Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE.

| FECHA | H. ORIGEN | LAT N | LON E | Z | M | ESTACIONES |
|----------|------------|-------|-------|----|-----|-----------------|
| 05.03.81 | 01:21:52.2 | 38.49 | 0.22 | 20 | 4.9 | EBR LIS TOL |
| 05.03.81 | 02:37:37.5 | 38.71 | 0.36 | 5 | 3.7 | EBR |
| 13.03.81 | 00:30:21.5 | 36.44 | -6.03 | 5 | 3.3 | SFS |
| 13.03.81 | 05:13:23.7 | 35.57 | -3.87 | 18 | 3.8 | MAL SFS |
| 13.03.81 | 19:46:36.6 | 36.08 | -6.29 | 5 | 3.8 | MAL SFS |
| 14.03.81 | 13:33:28.4 | 36.20 | -6.20 | 9 | 3.3 | SFS |
| 19.03.81 | 15:05:16.7 | 42.60 | -1.40 | 10 | 2.8 | MLS |
| 10.04.81 | 19:22:29.8 | 37.44 | -4.28 | 20 | 3.8 | CRT1 TOL |
| 13.04.81 | 14:58:28.3 | 38.30 | -0.99 | 9 | 3.4 | ALM |
| 19.04.81 | 12:08:50.1 | 38.20 | -1.78 | 5 | 3.2 | TOL |
| 23.04.81 | 15:53:02.3 | 42.94 | 2.07 | 5 | 4.6 | EBR |
| 19.07.81 | 19:58:34.8 | 43.13 | 0.07 | 10 | 3.8 | MLS |
| 28.08.81 | 04:04:43.4 | 37.67 | -3.63 | 1 | 3.4 | TOL |
| 06.09.81 | 08:26:51.2 | 37.02 | 0.68 | 5 | 4.3 | EBR |
| 12.10.81 | 02:13:59.0 | 36.95 | -5.52 | 19 | 4.0 | ALM LIS SFS |
| 15.11.81 | 13:13:52.1 | 36.85 | -2.46 | 10 | 2.9 | ALM |
| 24.05.82 | 01:58:00.7 | 42.81 | -1.72 | 8 | 3.9 | LGR |
| 05.08.82 | 01:26:11.0 | 42.88 | -1.85 | 5 | 3.4 | LGR |
| 03.01.82 | 02:13:24.9 | 42.29 | -3.34 | 5 | 3.1 | LGR |
| 06.01.82 | 16:32:50.5 | 43.27 | -0.98 | 24 | 4.8 | EBR LIS MLS PTO |
| 06.01.82 | 17:22:12.2 | 43.23 | 0.93 | 27 | 3.9 | EBR MLS |
| 18.01.82 | 18:42:35.3 | 36.62 | -2.49 | 5 | 3.2 | ALM |
| 23.02.82 | 17:59:15.2 | 40.64 | -2.75 | 15 | 4.1 | LGR |
| 11.03.82 | 14:49:37.2 | 42.89 | -1.95 | 10 | 3.8 | LGR TOL |
| 12.03.82 | 06:52:33.4 | 43.03 | 0.35 | 5 | 3.9 | EBR |
| 30.03.82 | 05:01:47.6 | 42.96 | -2.00 | 14 | 3.3 | LGR |
| 11.04.82 | 20:21:45.7 | 41.33 | 3.34 | 5 | 3.0 | EBR MLS |
| 12.04.82 | 10:06:06.3 | 42.95 | -1.92 | 6 | 3.3 | LGR |
| 12.04.82 | 16:30:25.8 | 41.38 | 3.34 | 18 | 3.0 | EBR |
| 07.05.82 | 11:41:49.8 | 41.10 | 1.70 | 5 | 2.9 | EBR MLS |
| 22.05.82 | 04:03:02.9 | 42.73 | -1.78 | 9 | 4.5 | EBR LGR MLS |
| 22.05.82 | 04:37:51.2 | 42.83 | -1.74 | 7 | 4.2 | LGR MLS |
| 22.05.82 | 05:59:23.8 | 42.92 | -2.04 | 13 | 3.9 | EBR LGR MLS |
| 24.05.82 | 21:09:36.3 | 42.72 | -1.92 | 8 | 3.7 | LGR |
| 29.05.82 | 03:55:08.3 | 42.97 | -1.94 | 14 | 3.4 | LGR |
| 11.06.82 | 16:16:28.1 | 41.99 | 0.33 | 5 | 3.0 | EBR |
| 12.06.82 | 09:59:14.3 | 43.21 | -0.44 | 5 | 4.4 | EBR LGR |
| 12.06.82 | 17:23:52.3 | 43.26 | -0.47 | 5 | 4.0 | EBR LGR |
| 22.06.82 | 19:50:23.8 | 42.87 | -1.87 | 8 | 4.4 | ALM EBR LGR TOL |
| 22.06.82 | 20:24:05.3 | 43.02 | -1.91 | 5 | 3.2 | EBR MLS |
| 23.06.82 | 22:14:40.3 | 42.76 | -1.71 | 5 | 3.8 | LGR |
| 25.06.82 | 12:00:40.6 | 36.80 | -3.13 | 5 | 3.9 | ALM SFS |
| 21.08.82 | 04:07:45.6 | 43.23 | -1.55 | 5 | 3.4 | LGR |
| 25.08.82 | 20:59:02.0 | 43.21 | -0.19 | 10 | 4.1 | LGR |
| 22.09.82 | 20:36:55.7 | 36.50 | -7.57 | 30 | 3.4 | PTO |
| 22.09.82 | 21:52:11.8 | 40.77 | -8.42 | 10 | 2.8 | PTO |

Tabla B.1: (iv) *Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE.*

| FECHA | H. ORIGEN | LAT N | LON E | Z | M | ESTACIONES |
|----------|------------|-------|-------|----|-----|---------------------|
| 03.10.82 | 08:34:51.5 | 36.92 | -5.50 | 13 | 3.9 | CRT1 SFS |
| 10.10.82 | 03:19:59.2 | 38.79 | -1.85 | 8 | 3.5 | TOL |
| 06.11.82 | 12:22:57.8 | 38.48 | -1.86 | 5 | 3.0 | CRT1 |
| 06.11.82 | 16:32:21.0 | 37.09 | -1.16 | 8 | 3.7 | ALM CRT1 |
| 03.12.82 | 00:20:01.2 | 39.45 | -0.64 | 12 | 3.8 | CRT1 EBR |
| 24.12.82 | 00:06:16.5 | 42.57 | 0.56 | 5 | 4.1 | EBR LGR |
| 31.12.82 | 05:23:51.9 | 36.51 | -2.28 | 10 | 4.1 | ALM |
| 31.12.82 | 20:42:04.0 | 42.95 | -1.96 | 6 | 3.5 | LGR TOL |
| 16.02.84 | 19:01:01.4 | 37.51 | -6.22 | 5 | 3.9 | GUD TOL |
| 23.02.84 | 05:51:44.2 | 43.20 | 0.14 | 5 | 4.0 | GUD TOL |
| 25.02.84 | 02:03:18.6 | 43.23 | -1.14 | 10 | 4.8 | GUD TOL |
| 20.03.84 | 23:32:39.5 | 38.09 | -0.17 | 10 | 3.2 | GUD |
| 13.06.84 | 12:24:05.5 | 42.86 | -1.92 | 20 | 3.2 | GUD TOL |
| 24.06.84 | 14:30:51.1 | 36.84 | -3.74 | 5 | 5.0 | GUD LIS MAL PTO TOL |
| 28.06.84 | 22:35:20.9 | 37.93 | -0.45 | 5 | 3.6 | GUD |
| 14.07.84 | 20:04:59.8 | 36.20 | -6.40 | 13 | 3.2 | GUD |
| 02.08.84 | 13:40:22.9 | 38.81 | -0.36 | 9 | 4.0 | GUD TOL |
| 10.08.84 | 04:14:35.2 | 41.51 | 2.73 | 9 | 3.5 | GUD |
| 29.08.84 | 06:27:31.0 | 42.21 | -8.44 | 5 | 3.4 | GUD |
| 29.08.84 | 23:30:11.8 | 43.25 | -1.00 | 11 | 3.8 | GUD |
| 12.09.84 | 13:53:42.5 | 37.01 | -2.29 | 5 | 4.1 | GUD MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 04:34:10.5 | 36.98 | -2.34 | 9 | 5.0 | GUD LIS MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 09:08:06.4 | 36.98 | -2.35 | 10 | 4.4 | GUD MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 09:56:25.4 | 36.85 | -2.33 | 18 | 3.7 | GUD MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 11:40:03.9 | 37.05 | -2.40 | 5 | 4.8 | GUD MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 12:03:49.5 | 36.85 | -2.36 | 19 | 4.2 | GUD MAL PTO TOL |
| 13.09.84 | 14:25:36.3 | 43.45 | -3.41 | 5 | 3.4 | GUD |
| 26.09.84 | 04:54:26.3 | 42.34 | 2.25 | 9 | 4.4 | GUD TOL |
| 28.09.84 | 03:01:57.8 | 36.44 | -5.64 | 10 | 3.5 | GUD TOL |
| 29.09.84 | 20:44:56.5 | 37.33 | -2.63 | 5 | 3.5 | GUD TOL |
| 08.10.84 | 20:04:56.5 | 41.24 | 1.29 | 10 | 3.3 | GUD |
| 17.10.84 | 17:38:33.5 | 36.69 | -3.23 | 5 | 3.5 | GUD TOL |

Tabla B.1: (v) *Lista de terremotos. Regiones P. Ibérica, SSE y NE.*

| FECHA | DIS | BAZ | Z | M | ESTACION: CRT2 |
|----------|------|-----|----|-----|----------------|
| 06.06.83 | 10.2 | 130 | 5 | 2.9 | |
| 31.01.84 | 11.3 | 56 | 14 | 2.6 | |
| 31.07.84 | 15.2 | 70 | 8 | 3.0 | |
| 13.08.84 | 15.8 | 287 | 2 | 2.7 | |
| 27.08.84 | 15.3 | 290 | 5 | 2.6 | |
| 03.09.84 | 15.2 | 292 | 6 | 2.7 | |
| 07.09.84 | 17.8 | 288 | 1 | 2.6 | |
| 08.09.84 | 11.5 | 119 | 5 | 2.9 | |
| 22.09.84 | 15.6 | 290 | 3 | 2.7 | |
| 25.09.84 | 8.5 | 123 | 3 | 2.5 | |
| 11.10.84 | 14.9 | 292 | 4 | 2.5 | |
| 18.10.84 | 11.7 | 183 | 17 | 2.2 | |
| 23.10.84 | 16.4 | 307 | 1 | 2.6 | |
| 29.10.84 | 13.4 | 137 | 14 | 2.3 | |
| 09.11.84 | 16.0 | 290 | 4 | 2.7 | |
| 21.11.84 | 18.4 | 20 | 16 | 2.6 | |

| FECHA | DIS | BAZ | Z | M | ESTACION: LOJ |
|----------|------|-----|----|-----|---------------|
| 02.05.83 | 37.5 | 247 | 7 | 2.8 | |
| 15.06.83 | 26.3 | 18 | 6 | 2.4 | |
| 05.11.83 | 33.8 | 279 | 12 | 2.5 | |
| 19.11.83 | 42.0 | 246 | 12 | 2.9 | |
| 09.03.84 | 59.9 | 264 | 5 | 2.3 | |
| 12.03.84 | 16.1 | 309 | 17 | 2.0 | |
| 20.07.84 | 7.1 | 75 | 9 | 2.8 | |
| 20.07.84 | 32.4 | 4 | 8 | 2.7 | |
| 21.07.84 | 31.1 | 348 | 8 | 3.2 | |
| 31.07.84 | 30.8 | 263 | 8 | 3.0 | |
| 31.08.84 | 32.8 | 348 | 6 | 3.3 | |
| 07.09.84 | 62.0 | 267 | 1 | 2.6 | |
| 08.09.84 | 37.9 | 248 | 5 | 2.9 | |
| 21.09.84 | 33.0 | 293 | 8 | 2.5 | |
| 09.10.84 | 59.4 | 267 | 2 | 2.4 | |
| 18.10.84 | 17.6 | 88 | 9 | 3.3 | |
| 18.10.84 | 50.0 | 246 | 17 | 2.2 | |
| 23.10.84 | 58.2 | 271 | 1 | 2.6 | |
| 30.10.84 | 30.9 | 254 | 3 | 2.3 | |
| 30.10.84 | 60.9 | 266 | 6 | 2.6 | |
| 09.11.84 | 60.2 | 267 | 4 | 2.7 | |
| 10.11.84 | 39.4 | 283 | 16 | 2.6 | |
| 21.11.84 | 59.5 | 267 | 2 | 2.6 | |

Tabla B.2: (i) Lista de terremotos. Región de Granada.

| FECHA | DIS | BAZ | Z | M | ESTACION: PHE |
|----------|------|-----|----|-----|---------------|
| 23.02.83 | 26.8 | 189 | 4 | 2.3 | |
| 02.05.83 | 32.2 | 175 | 7 | 2.8 | |
| 06.06.83 | 33.0 | 181 | 10 | 2.9 | |
| 15.06.83 | 46.0 | 80 | 6 | 2.4 | |
| 10.02.84 | 30.1 | 230 | 5 | 2.5 | |
| 12.03.84 | 25.5 | 107 | 17 | 2.0 | |
| 27.03.84 | 44.0 | 78 | 1 | 2.6 | |
| 24.06.84 | 31.0 | 170 | 6 | 2.7 | |
| 31.07.84 | 22.4 | 163 | 8 | 3.0 | |
| 13.08.84 | 31.9 | 227 | 2 | 2.7 | |
| 27.08.84 | 30.9 | 227 | 5 | 2.6 | |
| 03.09.84 | 30.5 | 227 | 6 | 2.7 | |
| 07.09.84 | 32.6 | 230 | 1 | 2.6 | |
| 08.09.84 | 32.3 | 176 | 5 | 2.9 | |
| 22.11.84 | 31.1 | 227 | 3 | 2.7 | |
| 09.10.84 | 31.3 | 227 | 4 | 2.6 | |
| 10.10.84 | 60.7 | 110 | 18 | 2.7 | |
| 18.10.84 | 57.1 | 107 | 9 | 3.3 | |
| 18.10.84 | 39.1 | 193 | 17 | 2.2 | |
| 21.10.84 | 20.0 | 131 | 12 | 2.0 | |
| 23.10.84 | 27.0 | 232 | 1 | 2.6 | |
| 30.10.84 | 32.8 | 227 | 6 | 2.6 | |
| 30.10.84 | 27.5 | 164 | 3 | 2.3 | |
| 09.11.84 | 31.3 | 228 | 4 | 2.7 | |
| 19.11.84 | 35.1 | 182 | 12 | 2.9 | |
| 21.11.84 | 30.5 | 228 | 2 | 2.6 | |

Tabla B.2: (ii) *Lista de terremotos. Región de Granada.*

| FECHA | DIS | BAZ | Z | M | ESTACION: SMO |
|----------|------|-----|----|-----|---------------|
| 23.02.83 | 18.9 | 334 | 4 | 2.3 | |
| 02.05.83 | 11.4 | 350 | 7 | 2.8 | |
| 31.01.84 | 23.3 | 353 | 14 | 2.6 | |
| 10.02.84 | 36.2 | 312 | 5 | 2.5 | |
| 03.03.84 | 59.1 | 26 | 3 | 2.8 | |
| 09.03.84 | 32.8 | 305 | 5 | 2.3 | |
| 12.03.84 | 41.0 | 29 | 17 | 2.0 | |
| 24.06.84 | 12.8 | 2 | 6 | 2.7 | |
| 03.07.84 | 33.5 | 15 | 10 | 2.5 | |
| 16.07.84 | 62.3 | 23 | 6 | 2.9 | |
| 21.07.84 | 61.9 | 24 | 8 | 3.2 | |
| 03.09.84 | 34.8 | 311 | 6 | 2.7 | |
| 07.09.84 | 36.9 | 308 | 1 | 2.6 | |
| 22.09.84 | 35.0 | 310 | 3 | 2.7 | |
| 25.09.84 | 13.3 | 337 | 3 | 2.5 | |
| 09.10.84 | 34.7 | 309 | 4 | 2.6 | |
| 10.10.84 | 56.7 | 67 | 18 | 2.7 | |
| 18.10.84 | 56.6 | 62 | 9 | 3.3 | |
| 18.10.84 | 13.9 | 292 | 17 | 2.2 | |
| 21.10.84 | 31.9 | 19 | 12 | 2.0 | |
| 09.11.84 | 35.4 | 309 | 4 | 2.7 | |
| 10.11.84 | 34.7 | 351 | 16 | 2.6 | |

| FECHA | DIS | BAZ | Z | M | ESTACION: TEJ |
|----------|------|-----|---|-----|---------------|
| 03.07.84 | 16.5 | 249 | 9 | 2.7 | |
| 20.07.84 | 56.2 | 244 | 3 | 2.5 | |
| 20.07.84 | 23.4 | 144 | 9 | 2.8 | |
| 27.08.84 | 58.0 | 245 | 5 | 2.6 | |
| 03.09.84 | 57.7 | 246 | 6 | 2.7 | |

Tabla B.2: (iii) *Lista de terremotos. Región de Granada.*

Apéndice C

Ejemplos de sismogramas utilizados

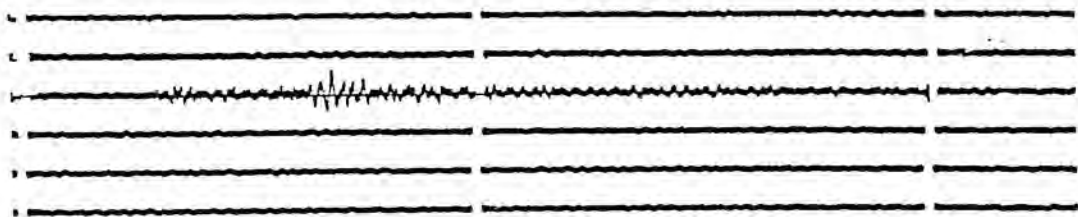
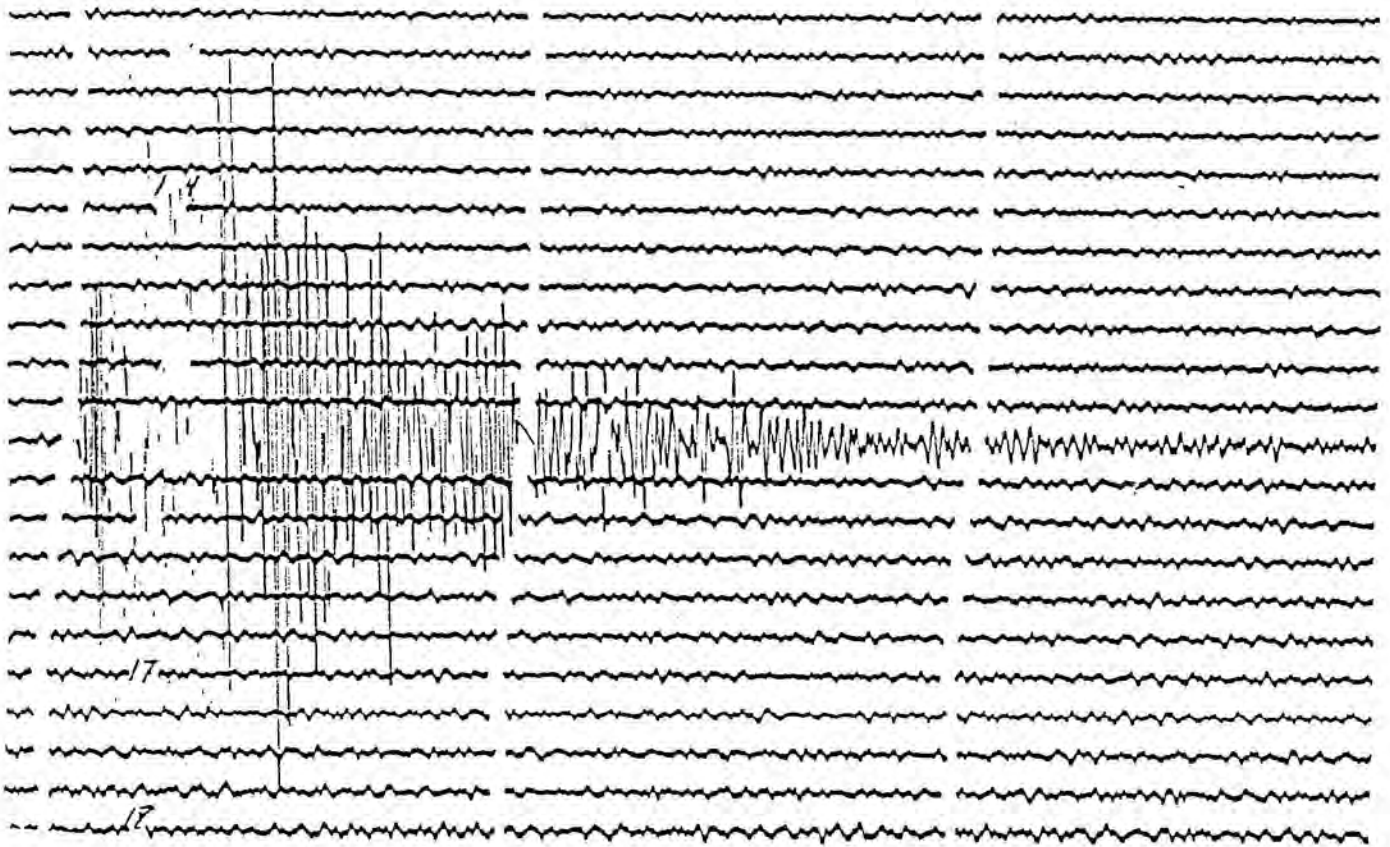


Figura C.1: Ejemplos de sismogramas. Estación ALI. Arriba: Terremoto del 25.10.79 15:29. Abajo: Terremoto del 11.05.79 22:05. (ver apéndice B)

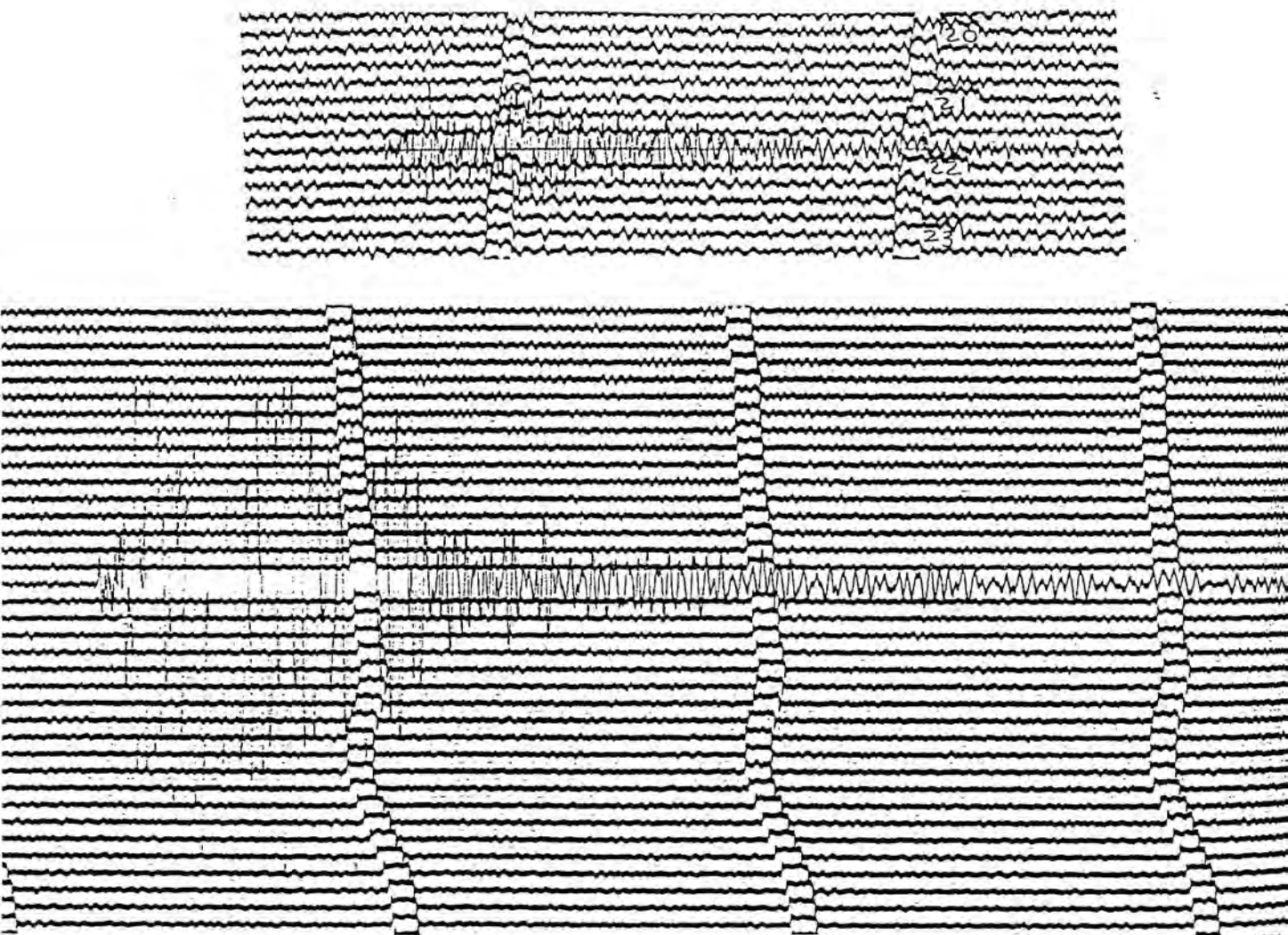


Figura C.2: Ejemplos de sismogramas. Estación ALM. Arriba: Terremoto del 31.07.79 21:43. Abajo: Terremoto del 27.09.80 19:39. (ver apéndice B)

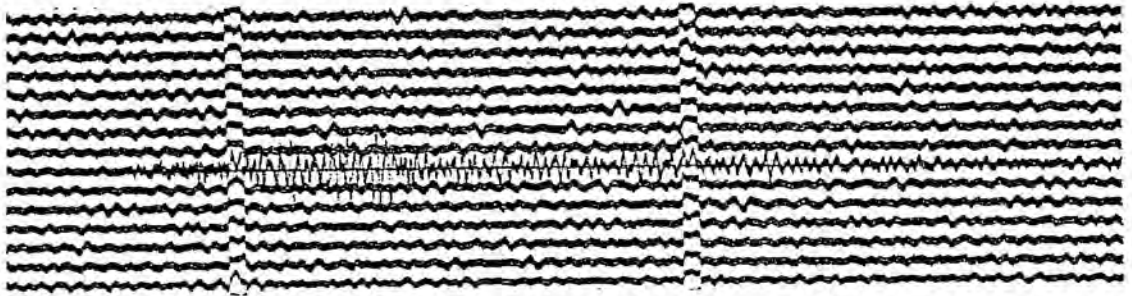
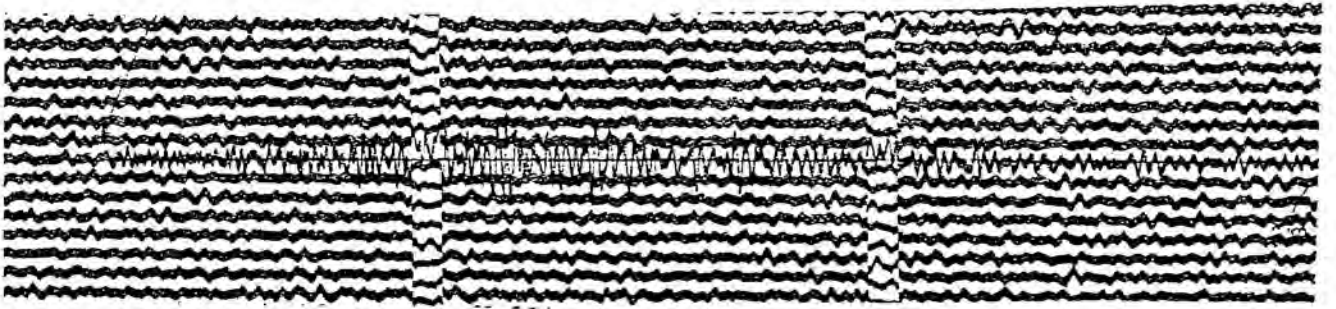


Figura C.3: Ejemplos de sismogramas. Estación CRT1. Arriba: Terremoto del 12.03.79 03:18. Abajo: Terremoto del 12.05.79 22:02. (ver apéndice B)

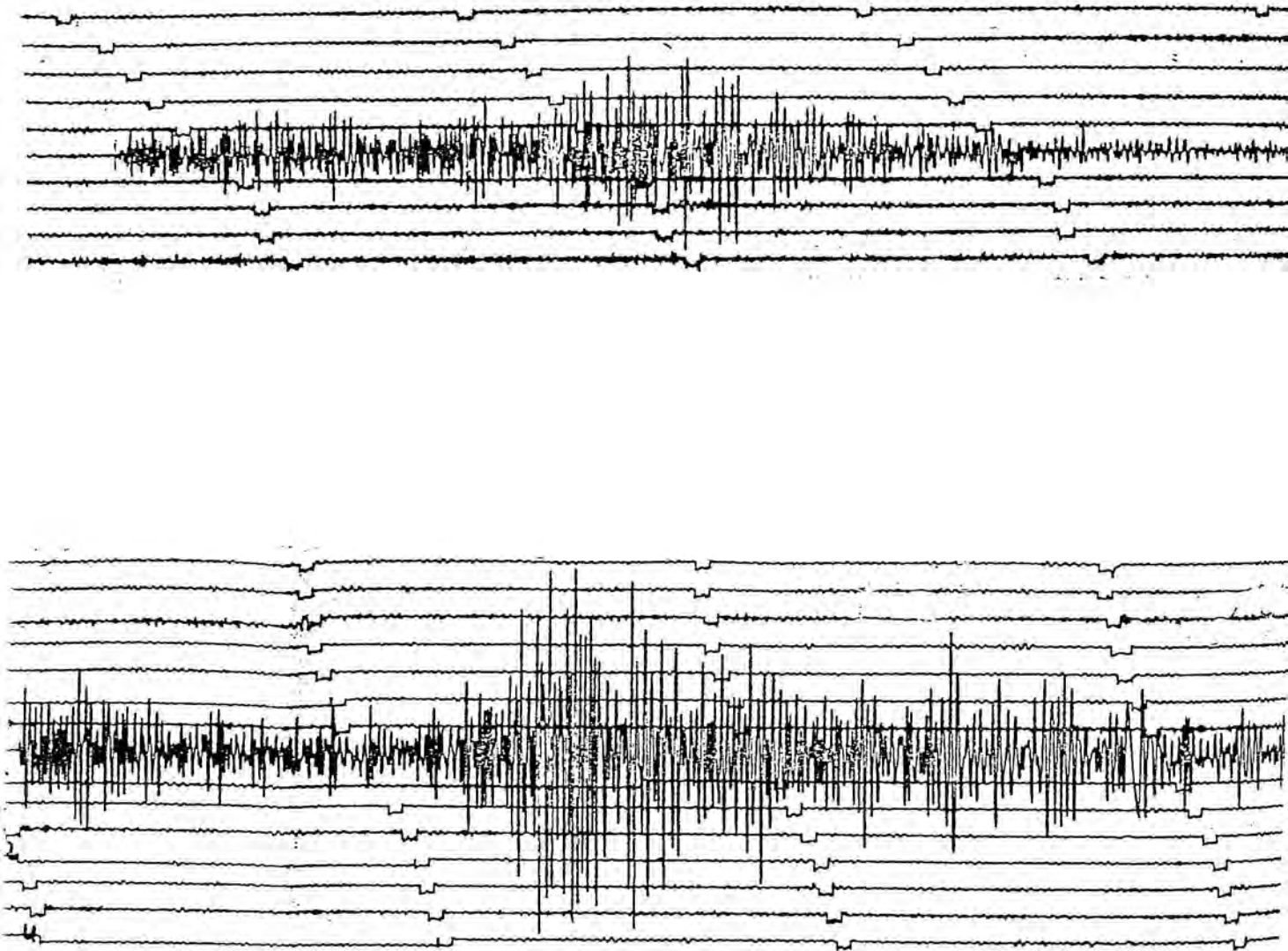


Figura C.A: Ejemplos de sismogramas. Estacion EBR. Arriba: Terremoto del 14.05.79 01:47. Abajo: Terremoto del 22.06.80 23:18. (ver apéndice B)

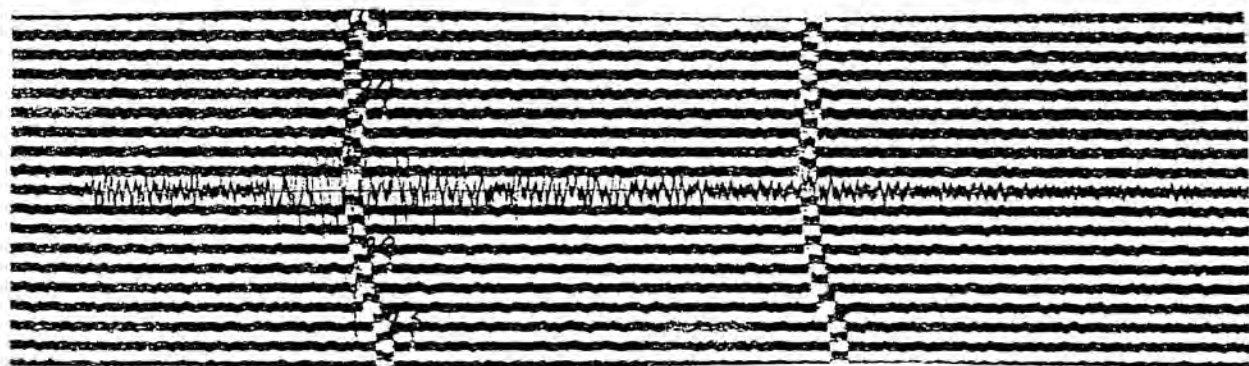
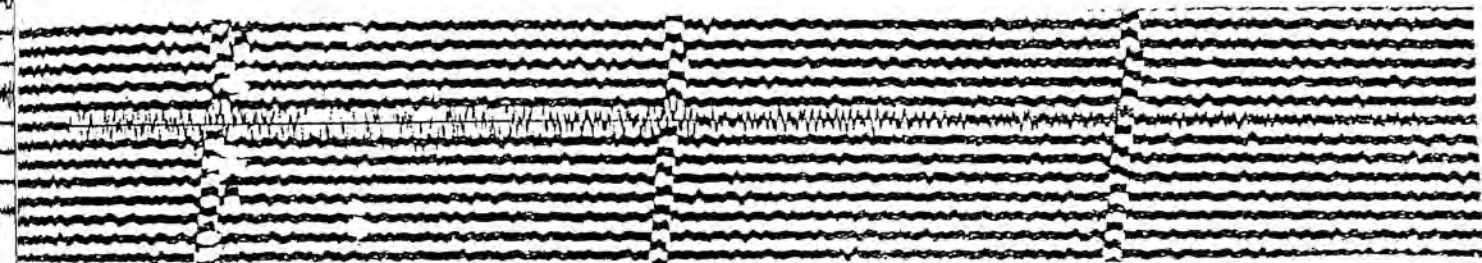


Figura C.5: Ejemplos de sismogramas. Estacion LGR. Arriba: Terremoto del 23.02.82 17:59. Abajo: Terremoto del 25.08.82 20:59. (ver apéndice B)



Figura C.6: Ejemplos de sismogramas. Estacion LIS. Arriba: Terremoto del 16.10.77 07:44. Abajo: Terremoto del 06.09.79 18:13. (ver apéndice B)

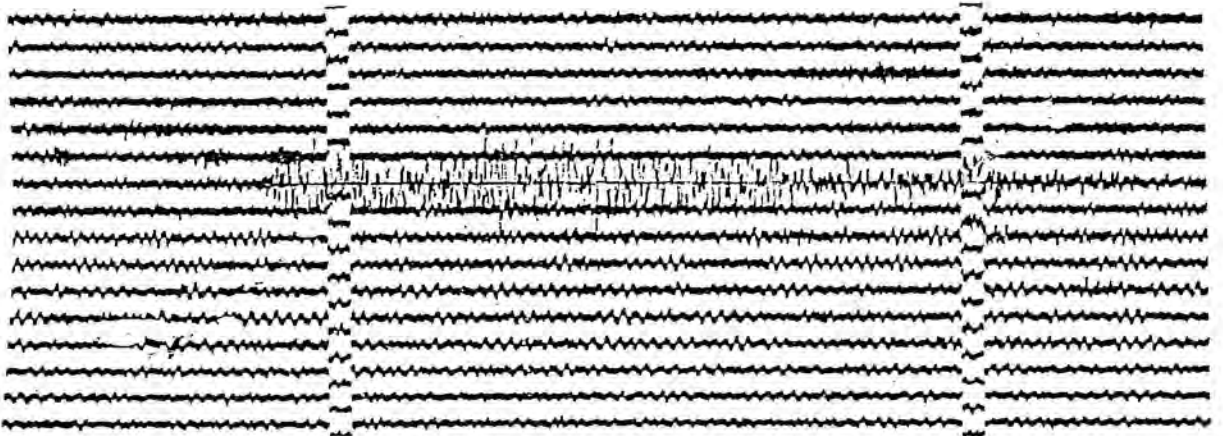
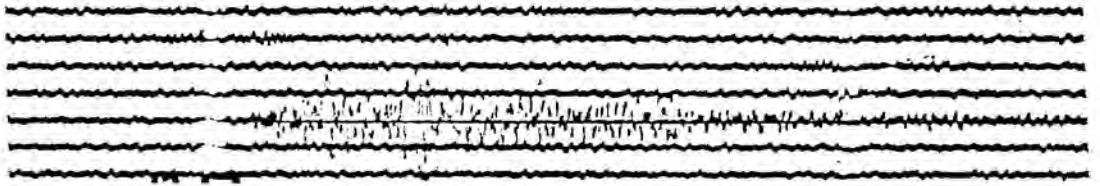


Figura C.7: Ejemplos de sismogramas. Estacion MAL. Arriba: Terremoto del 01.05.79 12:16. Abajo: Terremoto del 13.03.81 19:46. (ver apéndice B)

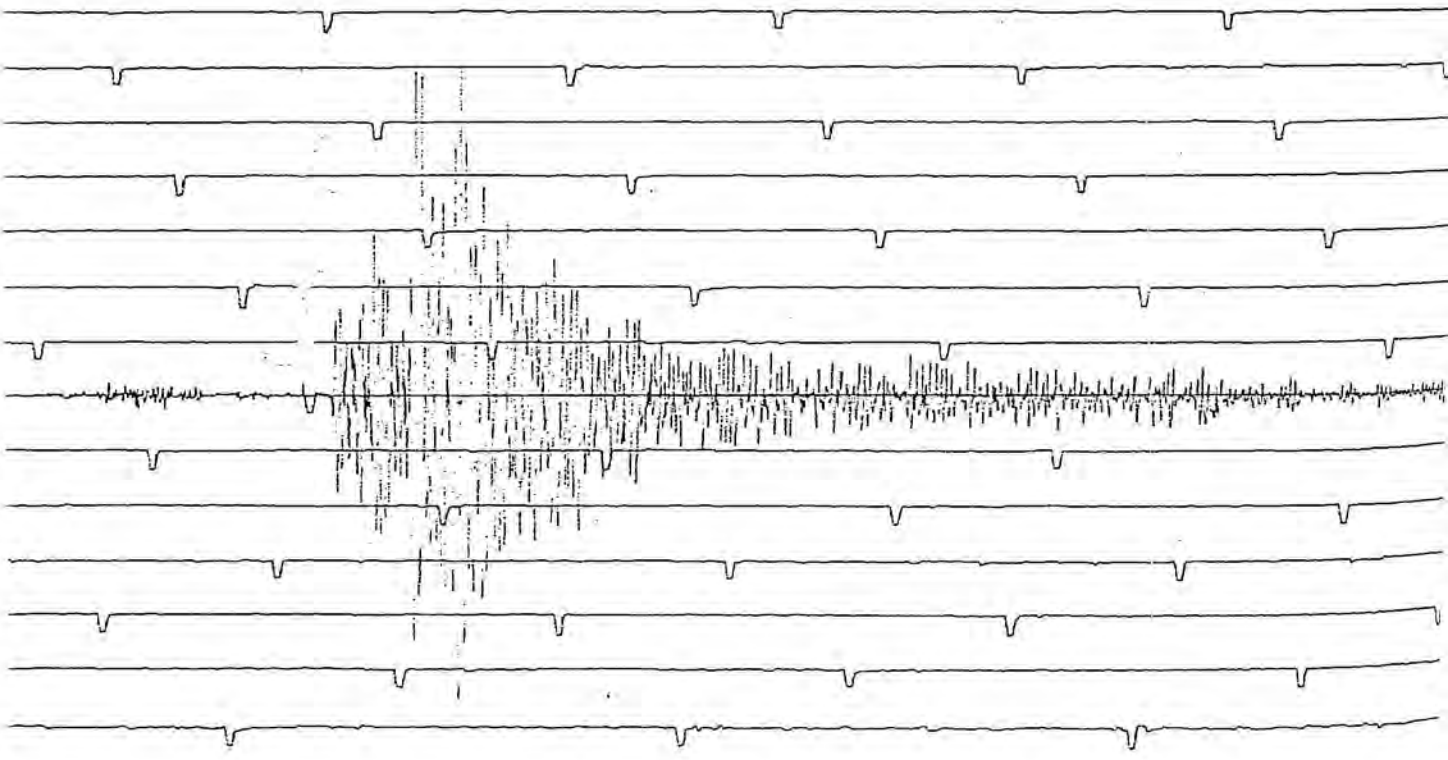
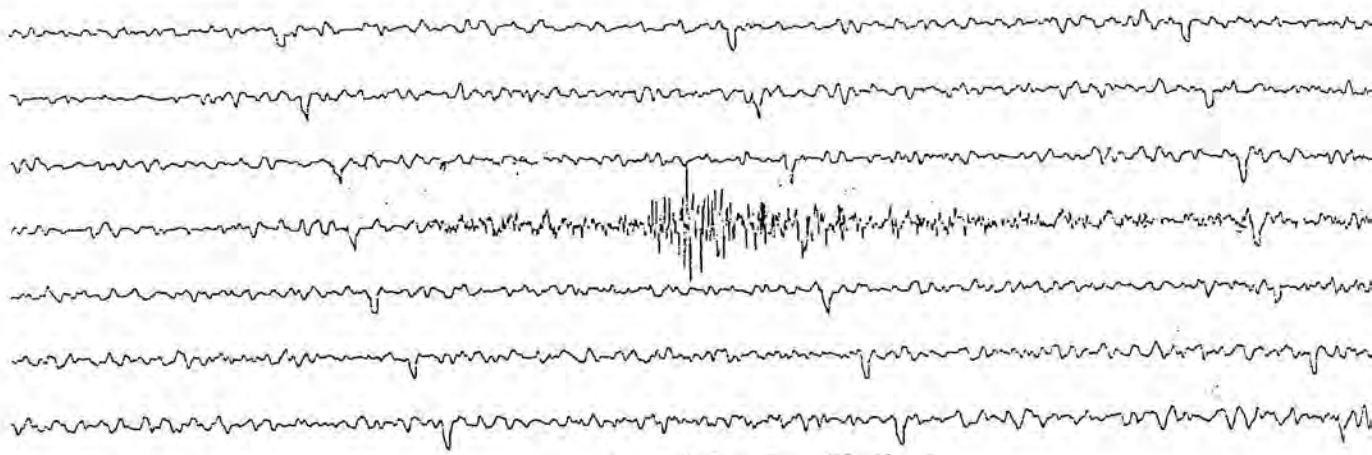


Figura C.8: Ejemplos de sismogramas. Estacion MLS. Arriba: Terremoto del 01.04.79 19:04. Abajo: Terremoto del 19.07.80 23:27. (ver apéndice B)

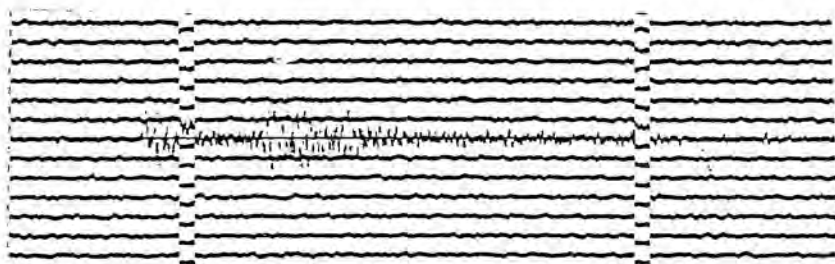
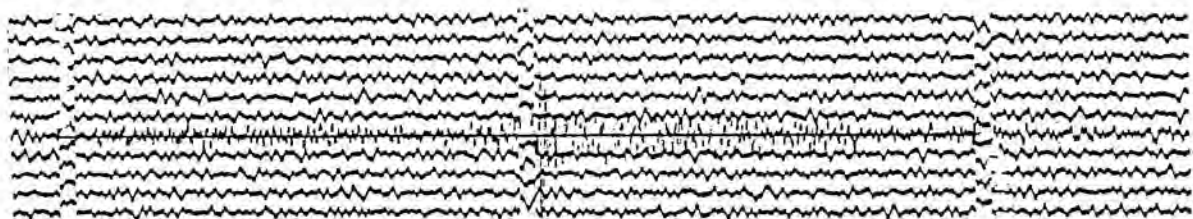


Figura C.9: Ejemplos de sismogramas. Estacion PTO. Arriba: Terremoto del 16.10.77 07:44. Abajo: Terremoto del 20.02.79 14:48. (ver apéndice B)

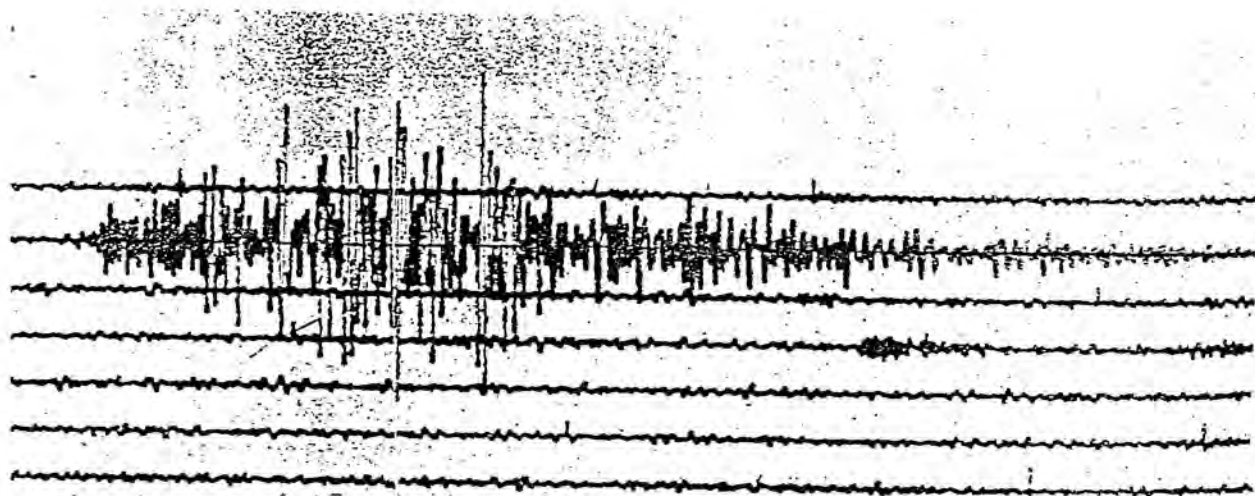
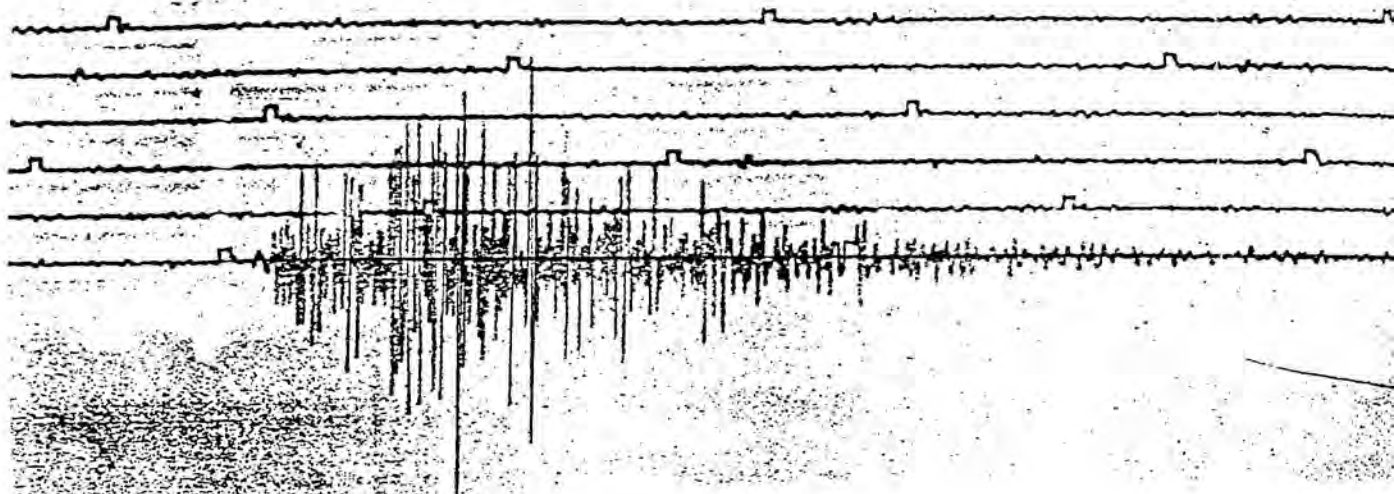


Figura C.10: Ejemplos de sismogramas. Estacion SFS. Arriba: Terremoto del 13.03.81 05:13. Abajo: Terremoto del 03.10.82 08:34. (ver apéndice B)

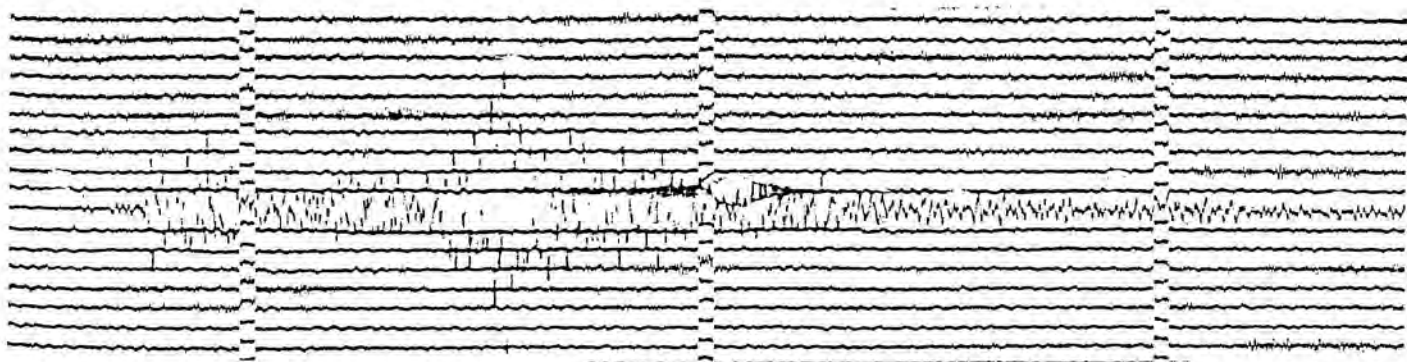
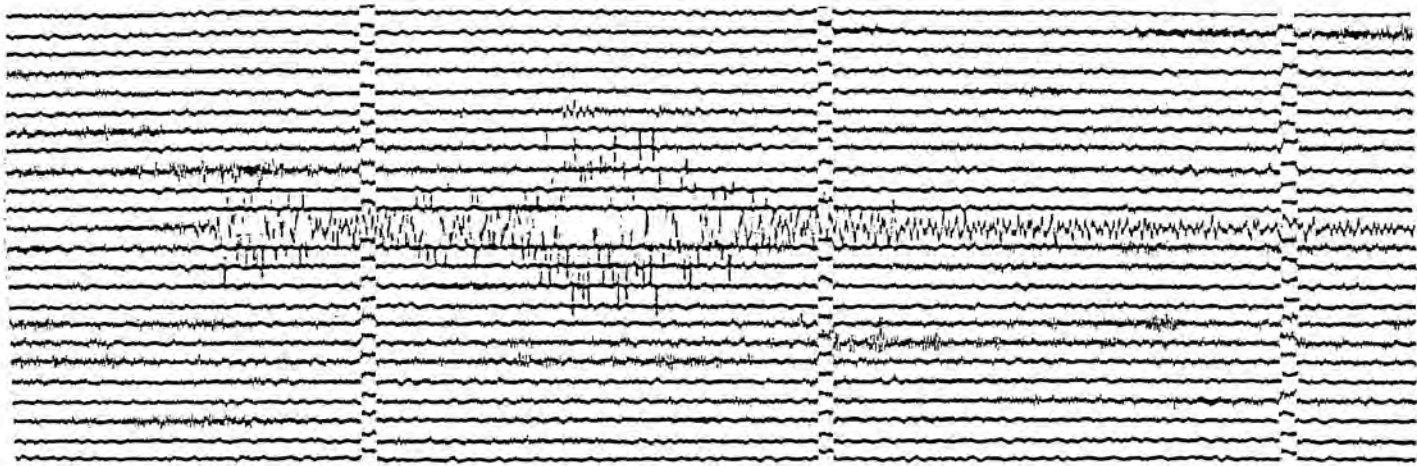


Figura C.11: *Ejemplos de sismogramas. Estacion TOL. Arriba: Terremoto del 12.09.84 13:53. Abajo: Terremoto del 13.09.84 12:03. (ver apéndice B)*

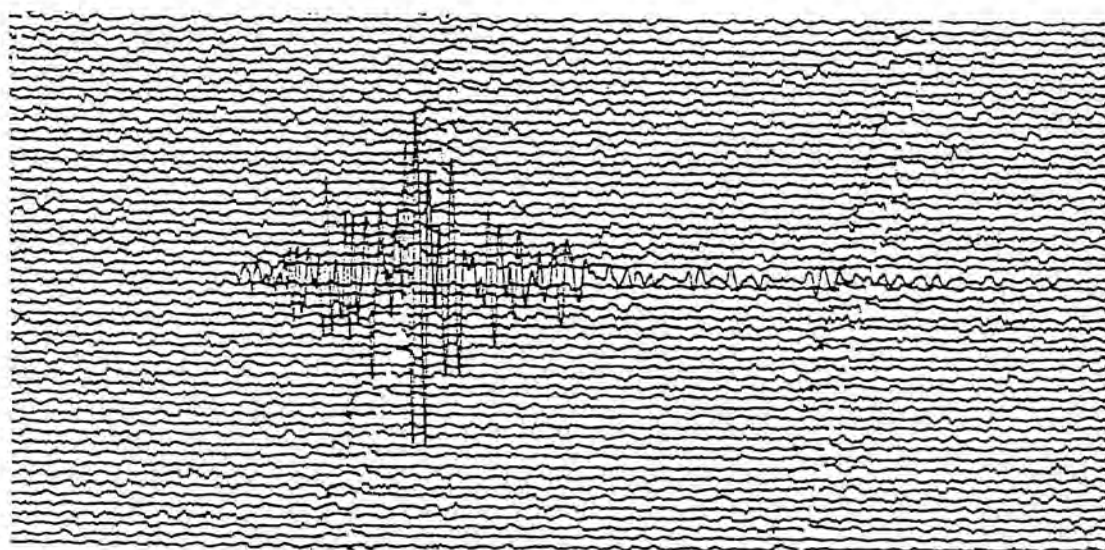
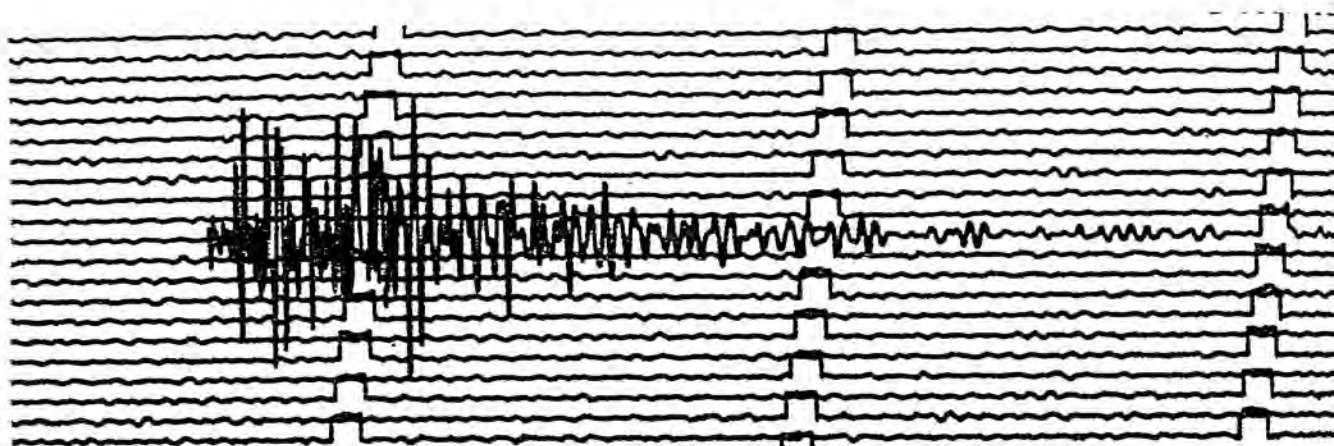


Figura C.12: Ejemplos de sismogramas. Estacion CRT2. Arriba: Terremoto del 27.08.84. Abajo: Terremoto del 09.11.84. (ver apéndice B)

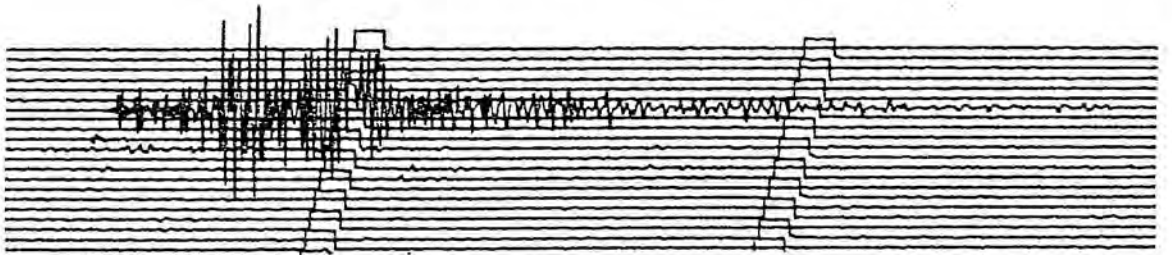
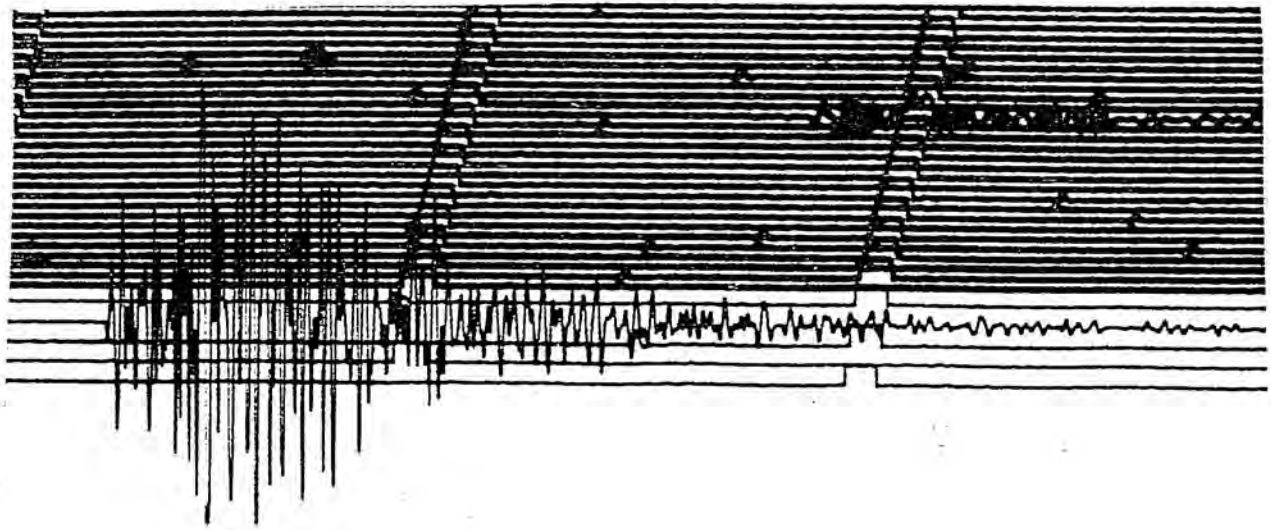


Figura C.13: Ejemplos de sismogramas. Estacion LOJ. Arriba: Terremoto del 31.08.84. Abajo: Terremoto del 08.09.84. (ver apéndice B)

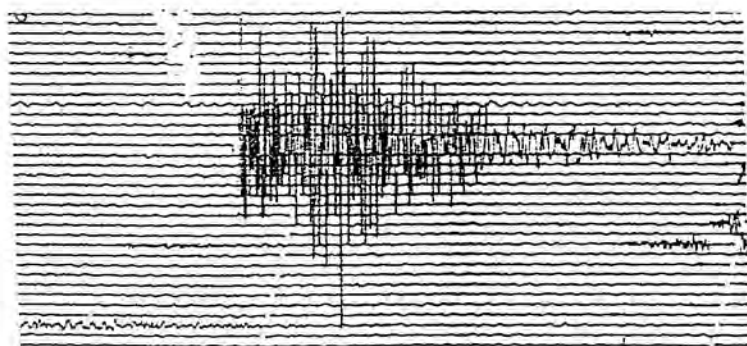
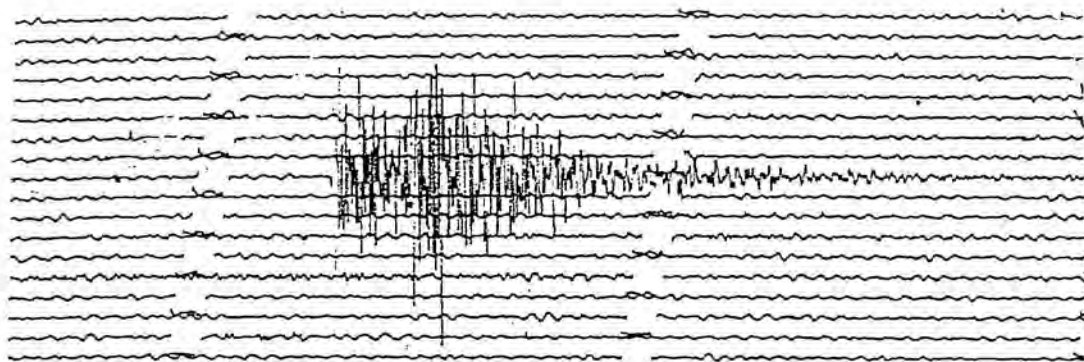


Figura C.14: Ejemplos de sismogramas. Estacion PHE. Arriba: Terremoto del 07.09.84. Abajo: Terremoto del 09.10.84. (ver apéndice B)

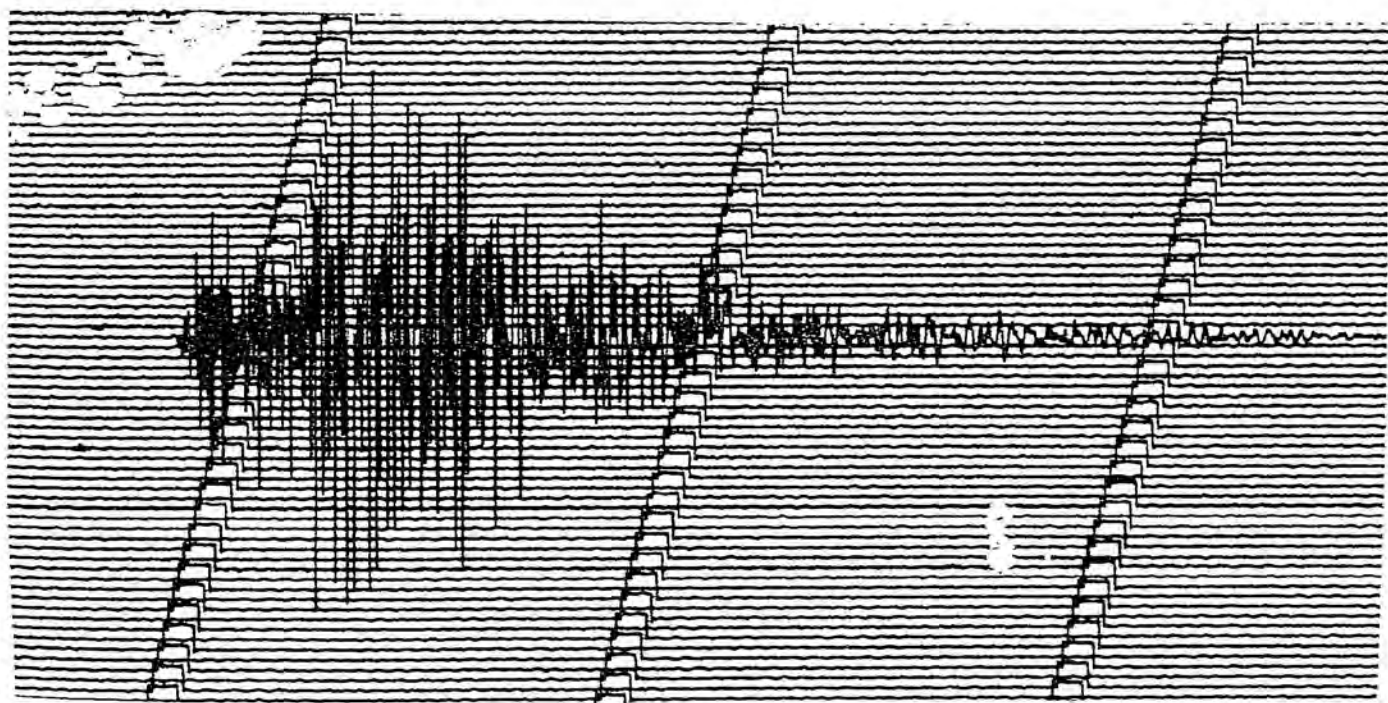
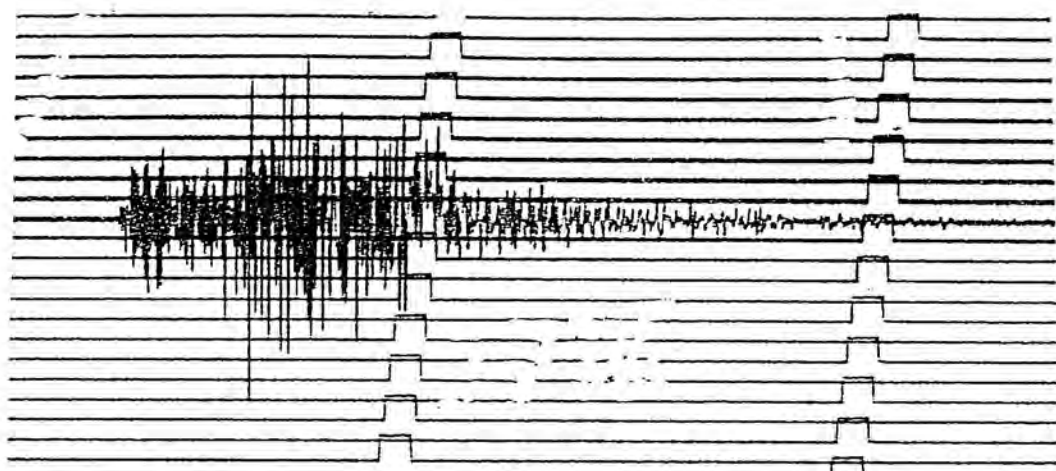


Figura C.15: Ejemplos de sismogramas. Estacion SMO. Arriba: Terremoto del 03.03.84. Abajo: Terremoto del 21.07.84. (ver apéndice B)

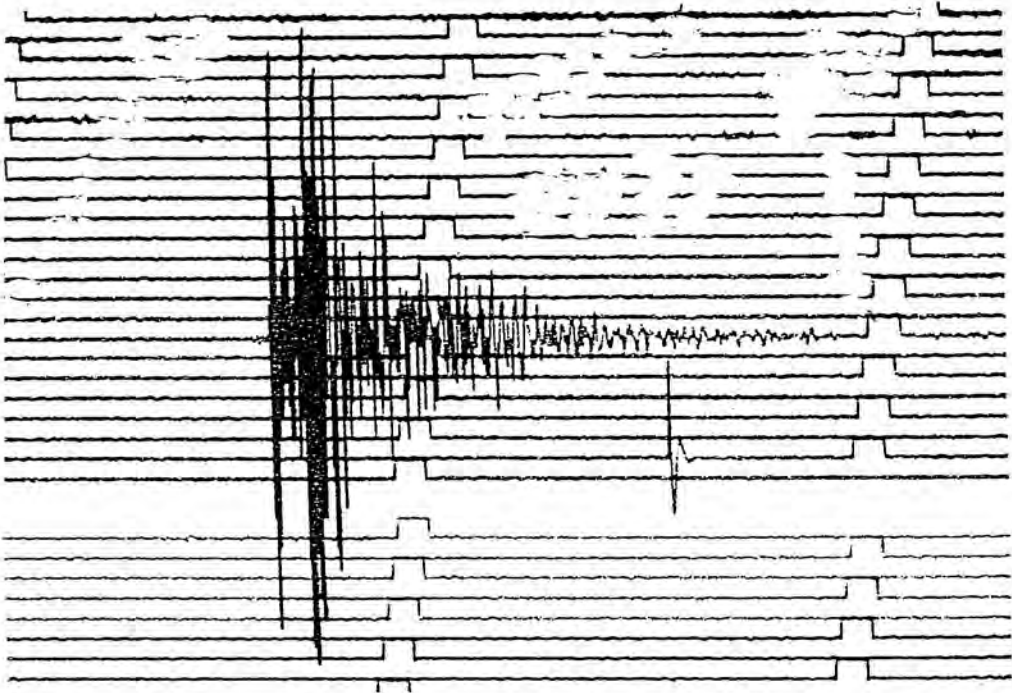
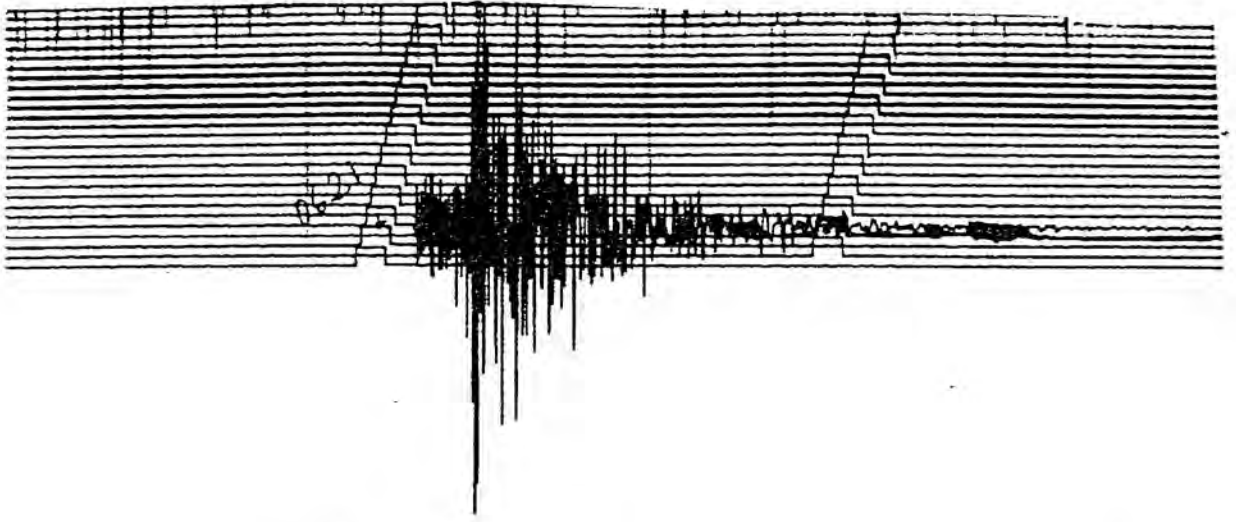


Figura C.16: Ejemplos de sismogramas. Estacion TEJ. Arriba: Terremoto del 20.07.84 ($m = 2.5$). Abajo: Terremoto del 20.07.84 ($m = 2.8$). (ver apéndice B)

Apéndice D

Ejemplos de espectros de Fourier calculados

En los ejemplos de espectros de Fourier de las figuras siguientes, cada gráfico contiene de abajo a arriba los espectros de desplazamiento, FD , velocidad, FV , y aceleración, FA ; y en el borde superior y de izquierda a derecha figuran la estación y la fecha, la distancia epicentral, el azimut estación-epicentro, la profundidad focal y la magnitud del terremoto. A la derecha de los espectros se representa el sismograma digitalizado.

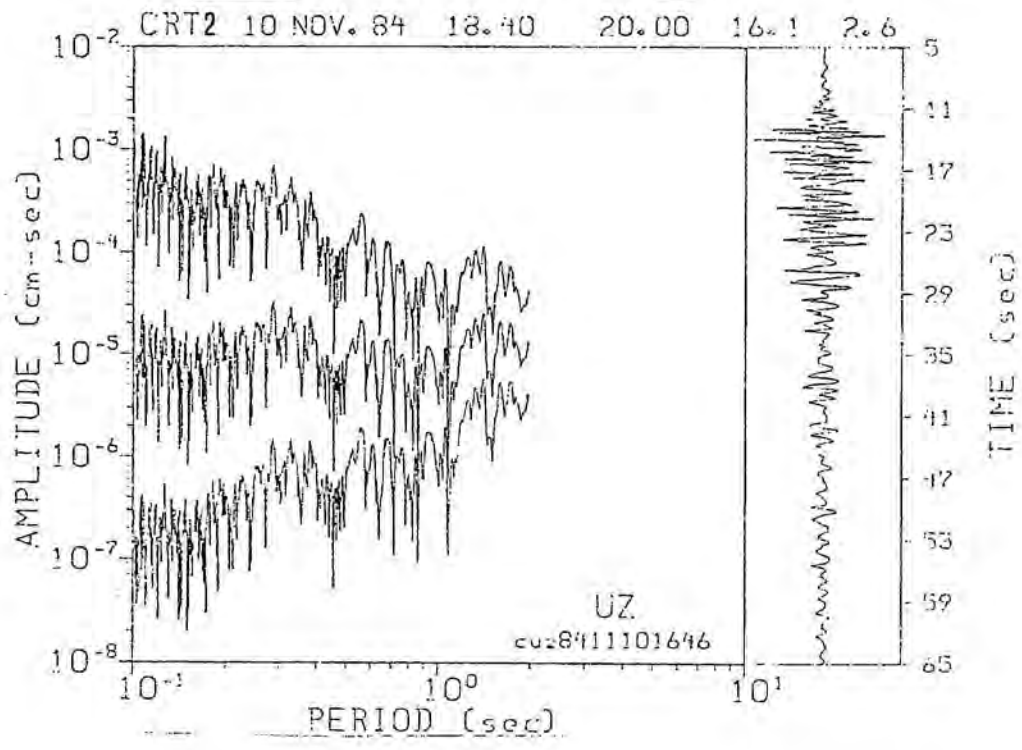
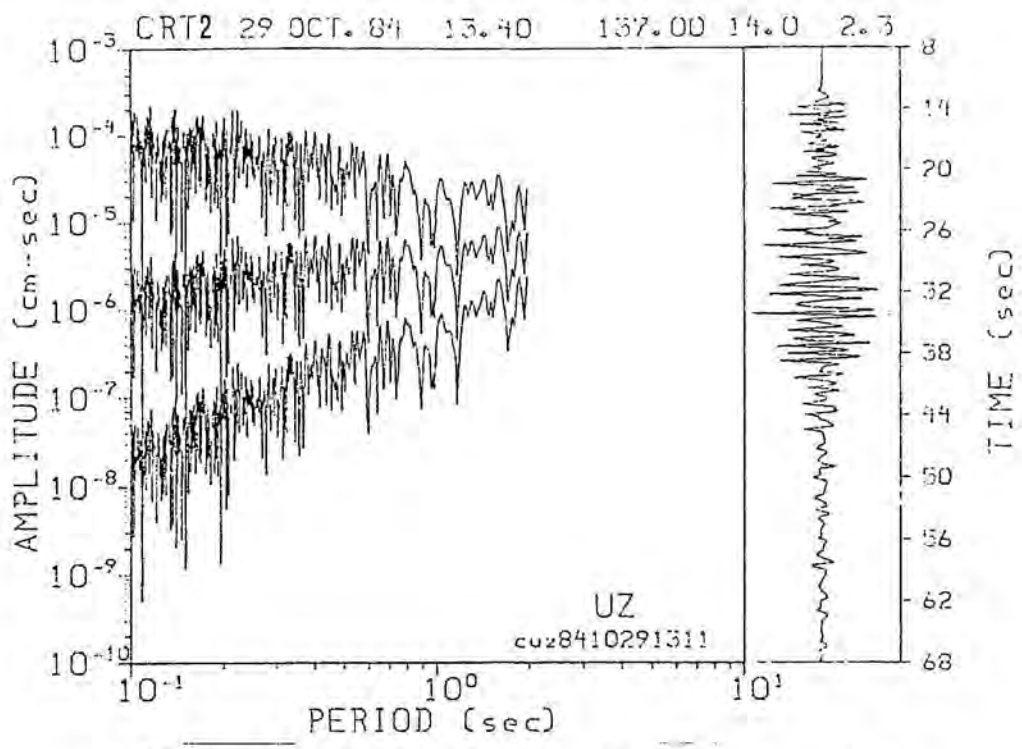


Figura D.1: Explicación al principio del apéndice

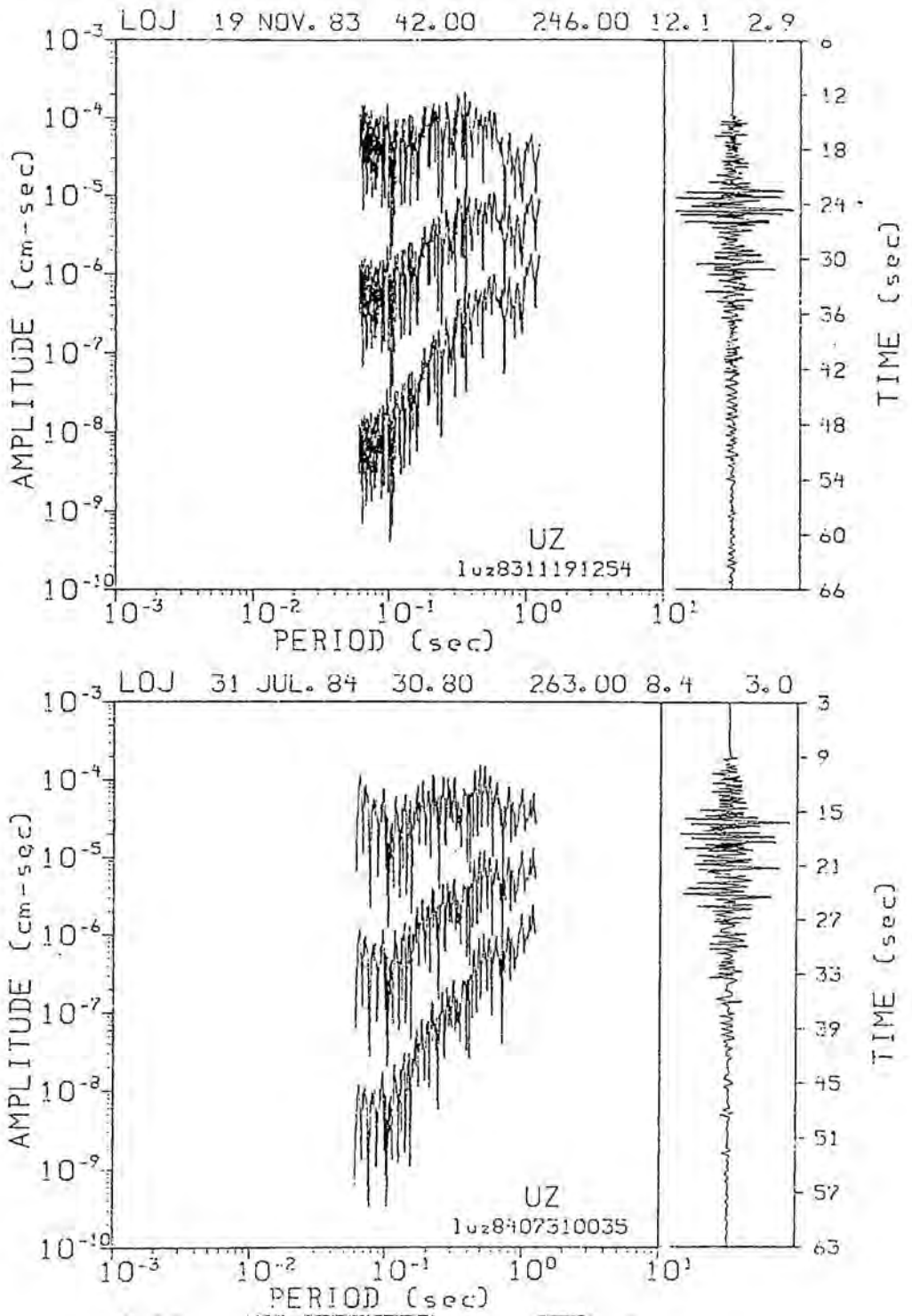


Figura D.2: Explicación al principio del apéndice

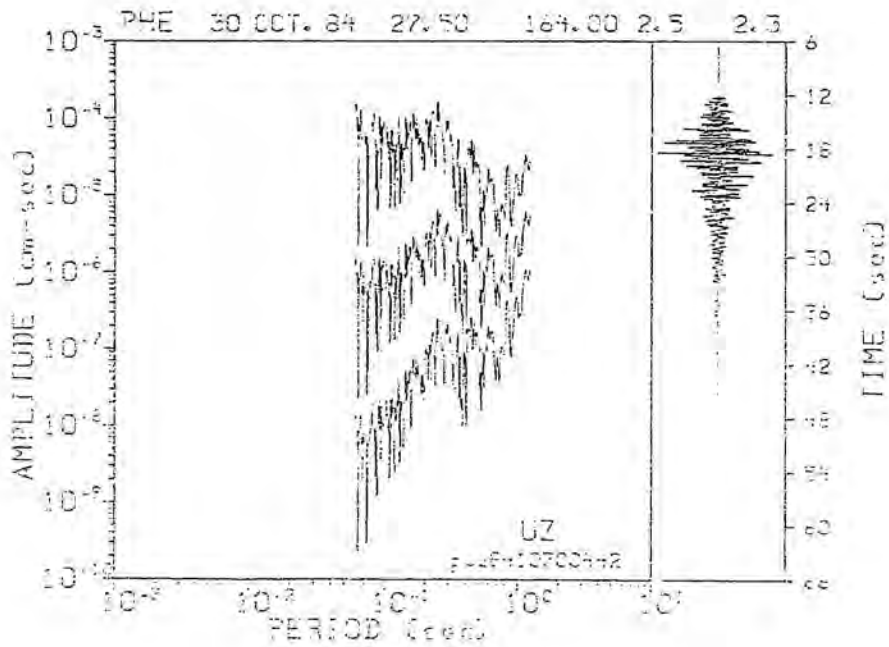
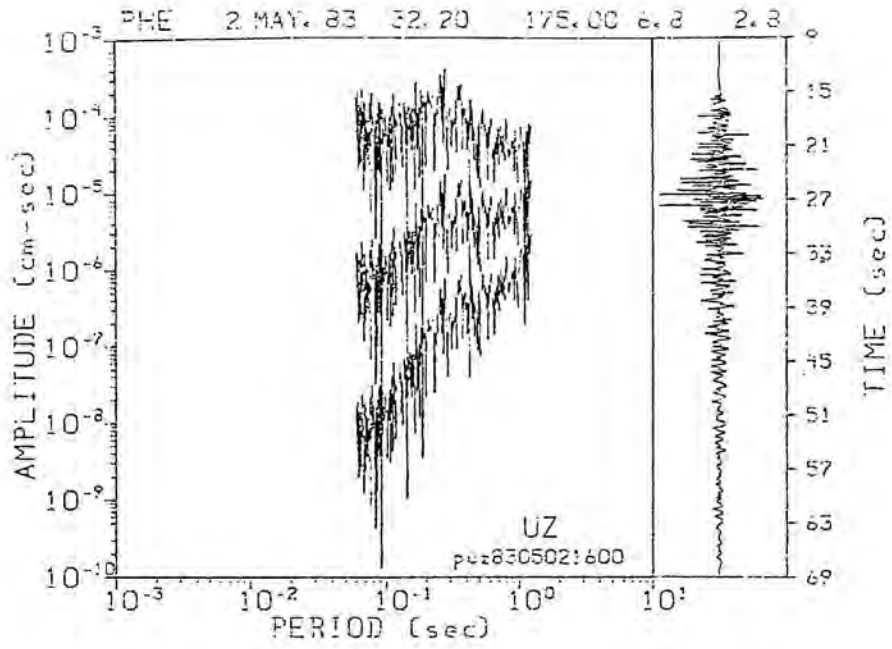


Figura D.3: Explicación al principio del apéndice

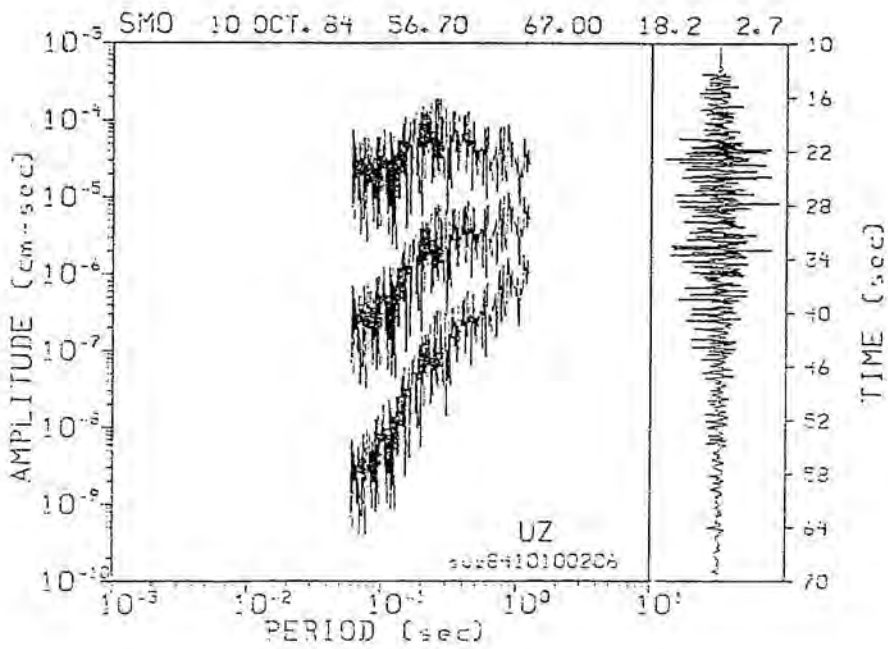
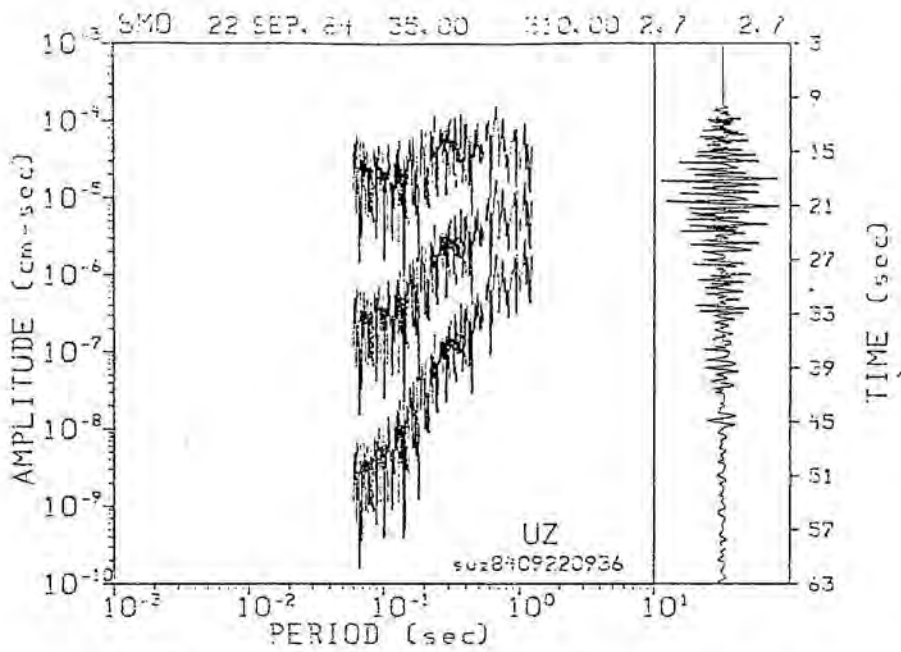


Figura D.4: Explicación al principio del apéndice

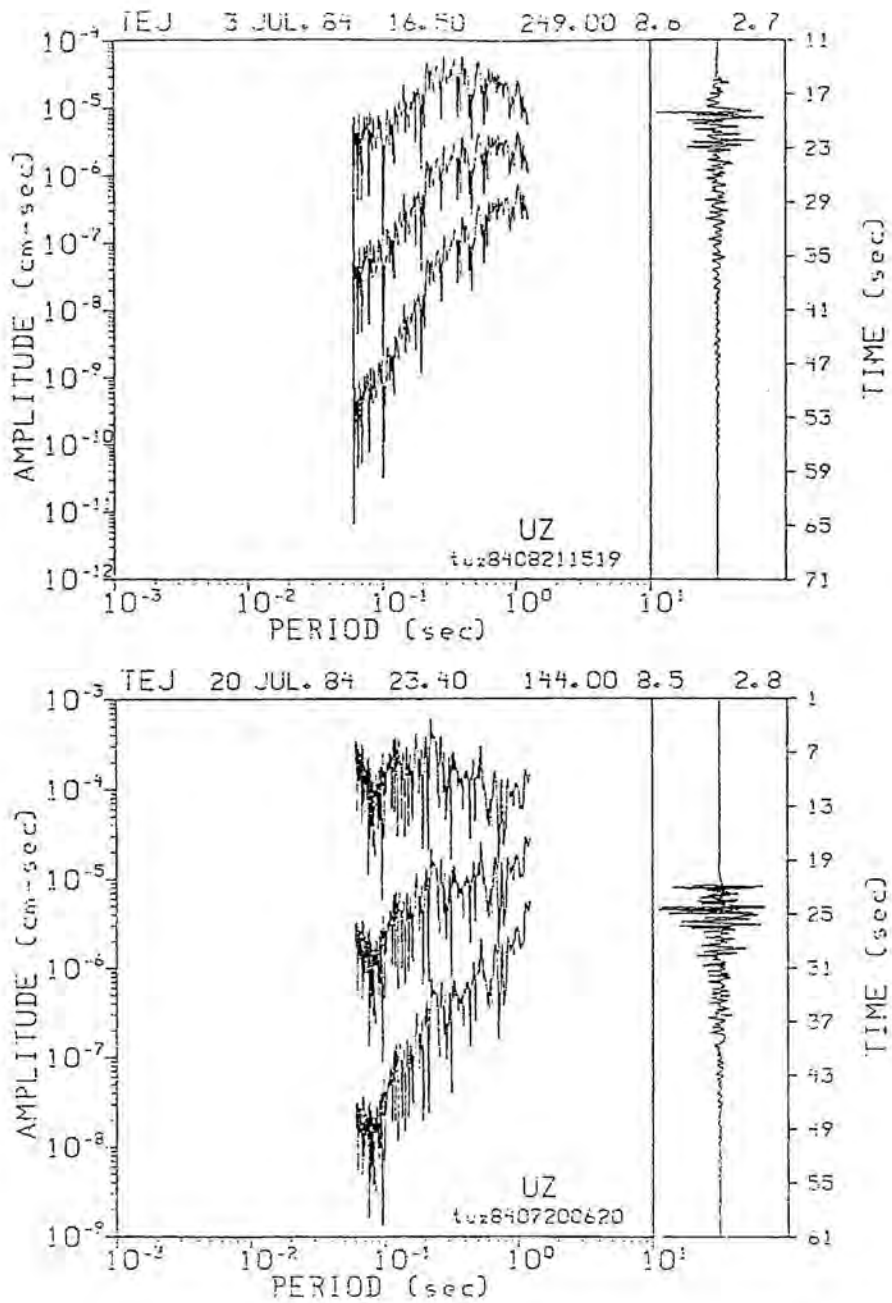


Figura D.5: Explicación al principio del apéndice

Apéndice E

Ajustes Amplitud espectral-Distancia epicentral

En las figuras siguientes se representa gráficamente la dispersión de los datos y el ajuste de la distribución amplitud espectral-distancia epicentral, en las regiones NE, SSE y Granada, para cuatro valores discretos de frecuencia (1, 2, 4 y 5 Hz). La dispersión de los datos corresponde a las líneas de trazos superior e inferior, que constituyen los límites respectivos de la distribución de puntos observados, dentro de los cuales se encuentra el 95 % de los mismos. La línea continua intermedia es el ajuste por mínimos cuadrados. En cada caso se incluye el valor obtenido de γ , en km^{-1} .

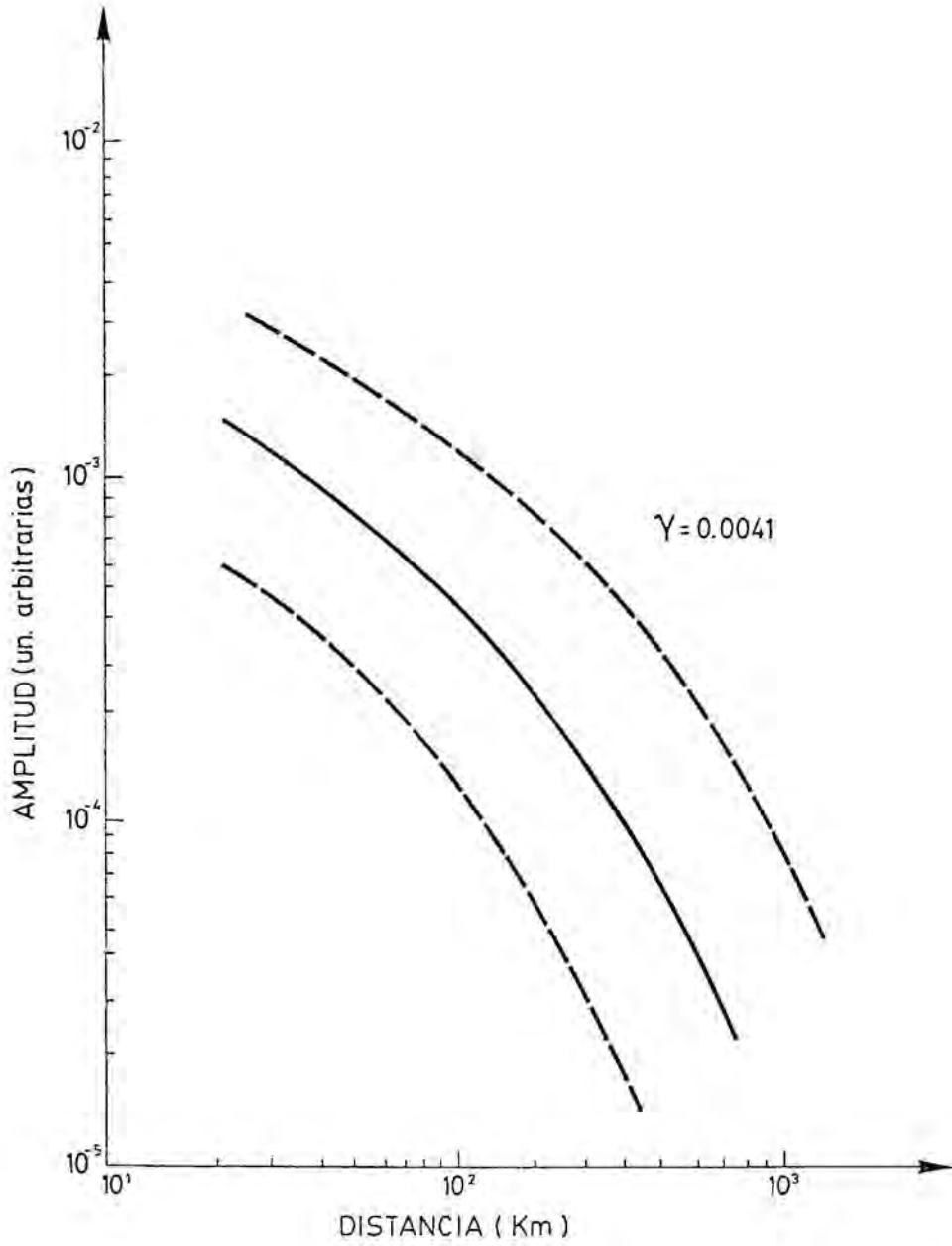


Figura E.1: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región NE. 1 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

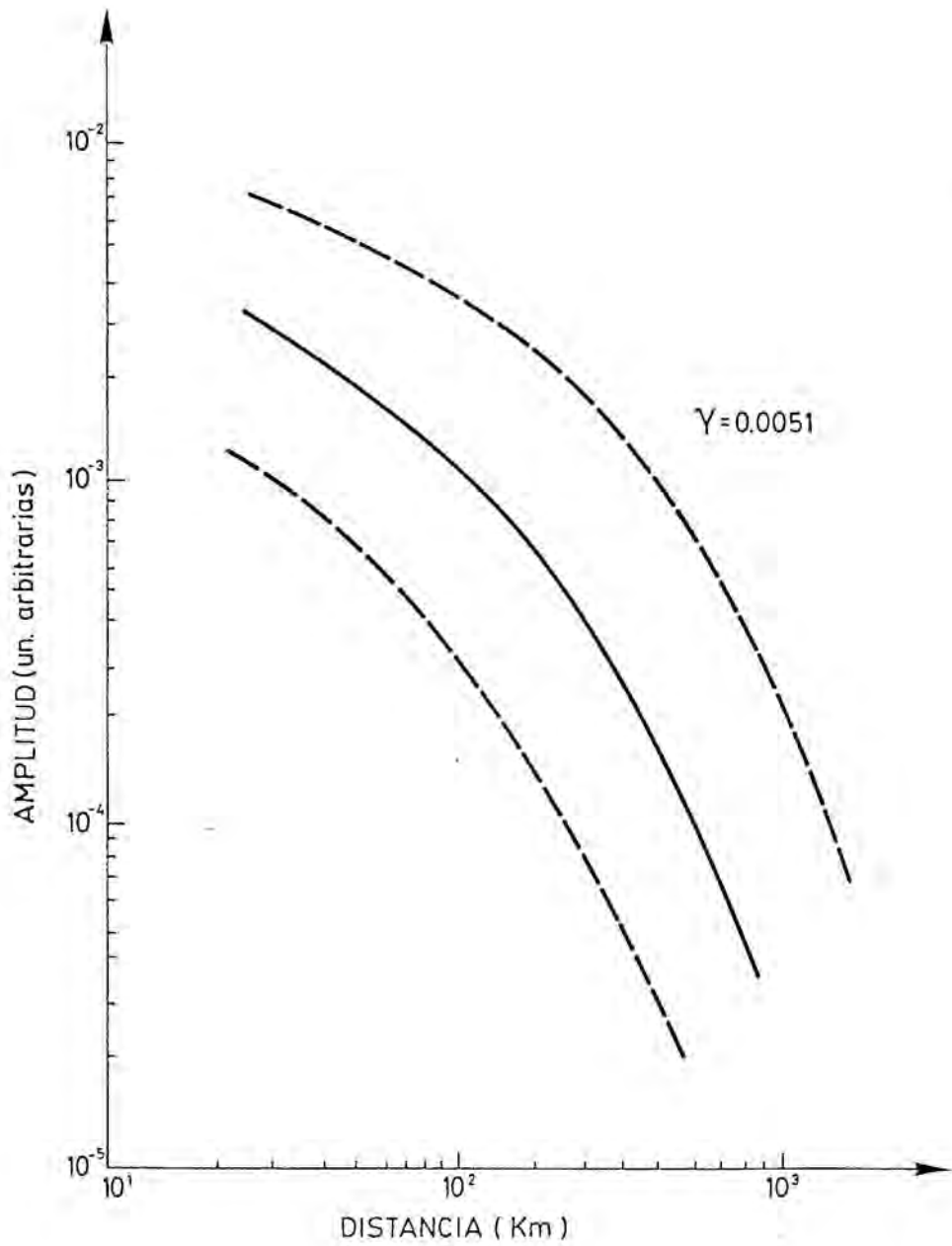


Figura E.2: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región NE. 2 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

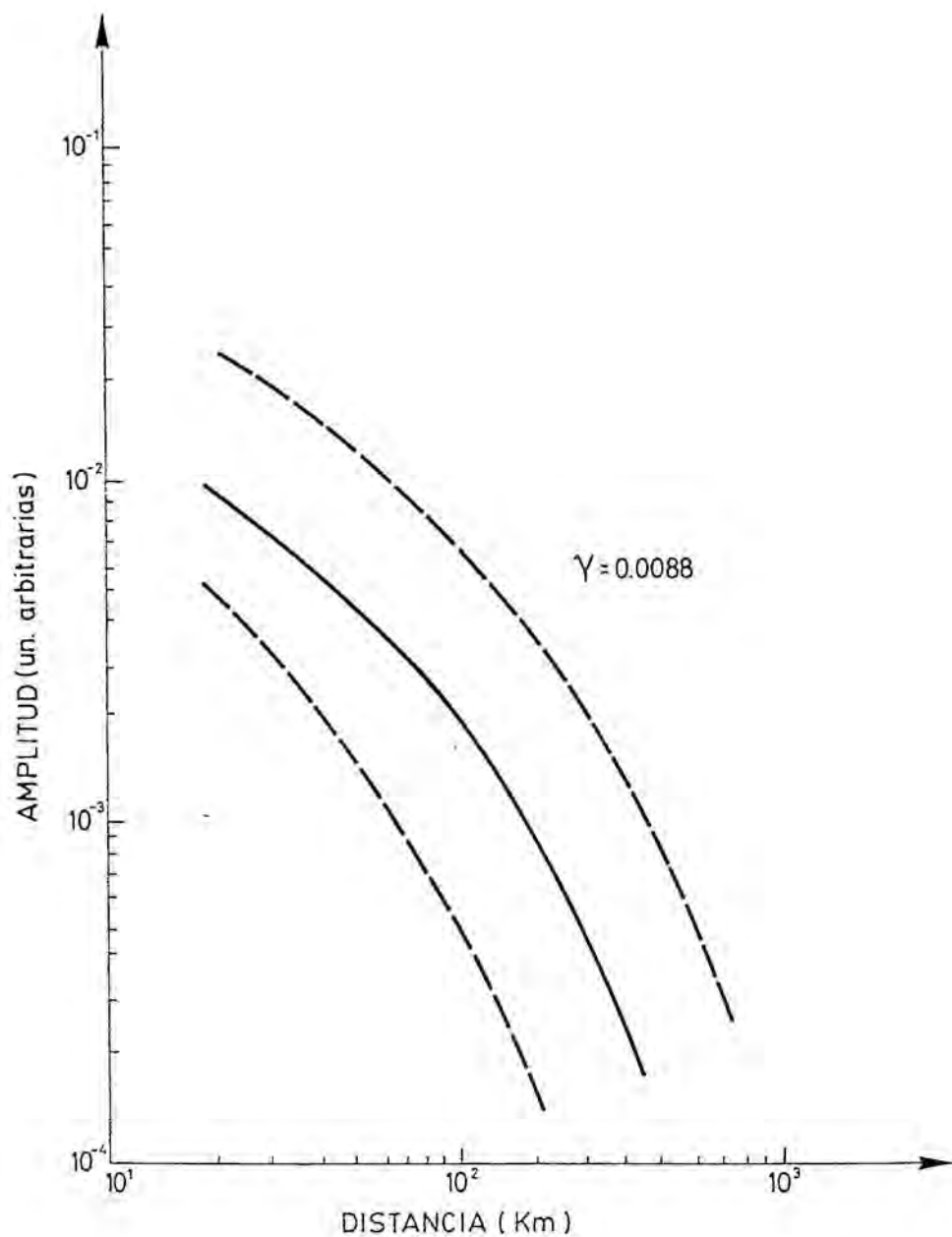


Figura E.3: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región NE. 4 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

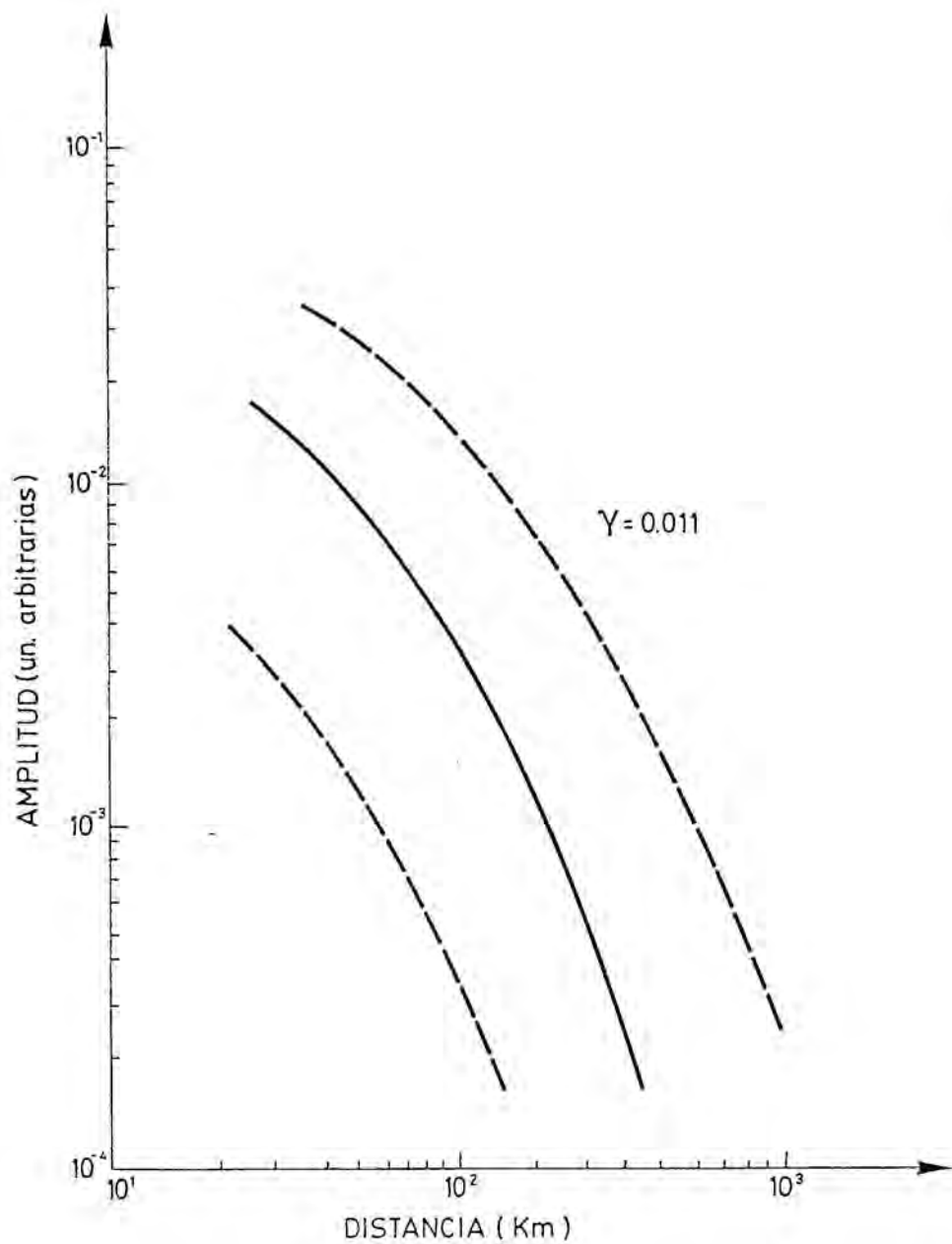


Figura E.4: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región NE. 5 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

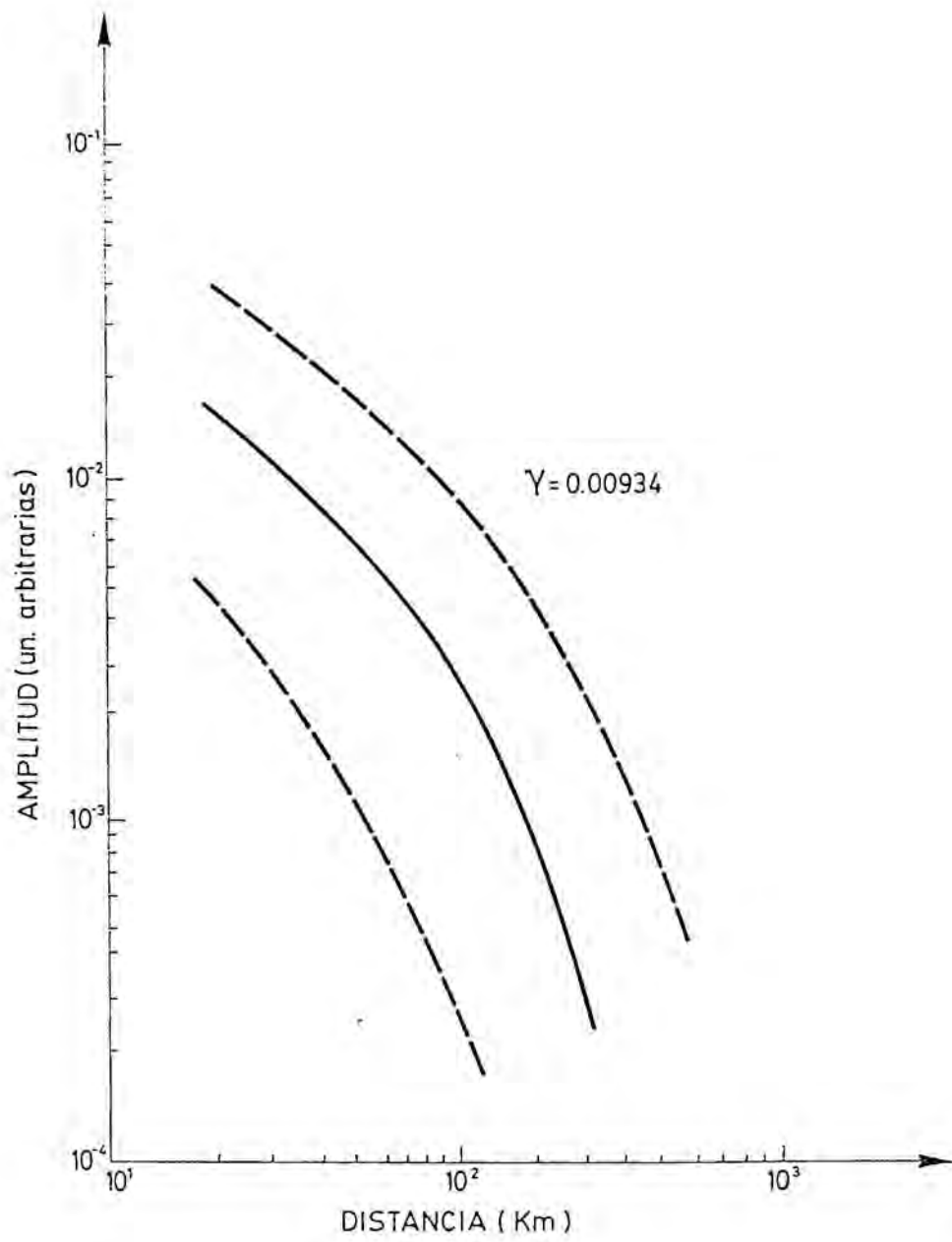


Figura E.5: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región SSE. 1 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

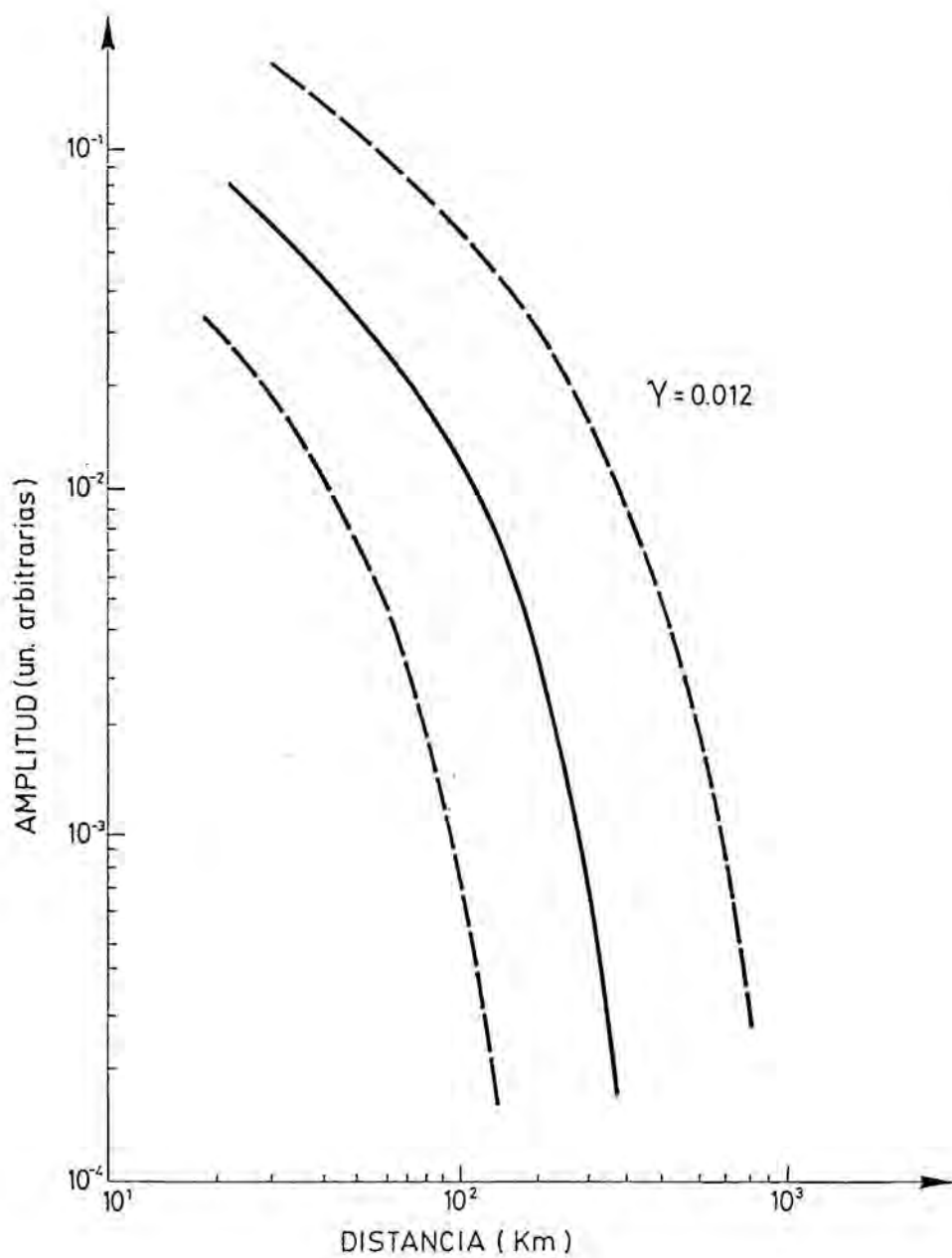


Figura E.6: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región SSE. 2 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

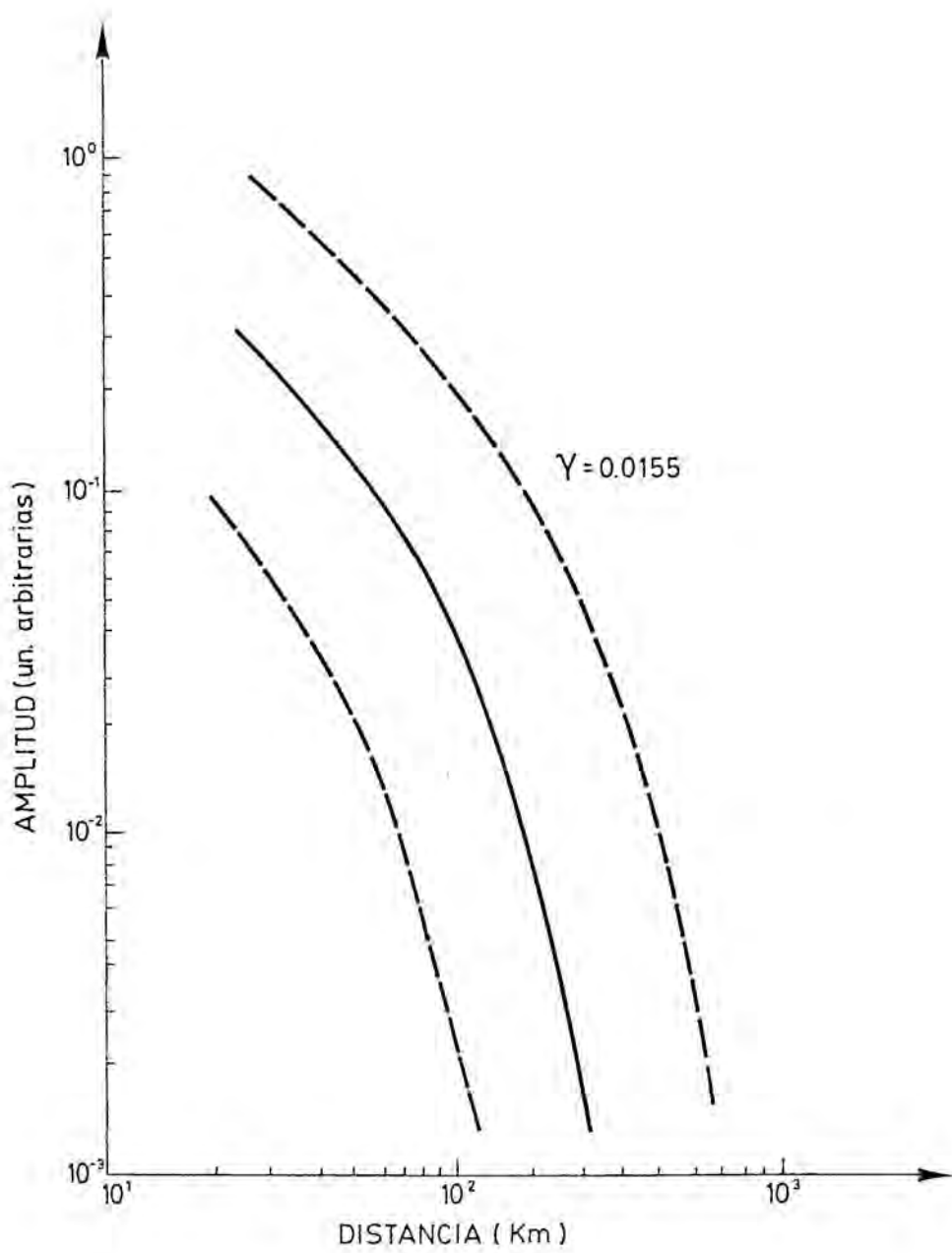


Figura E.7: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región SSE. 4 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

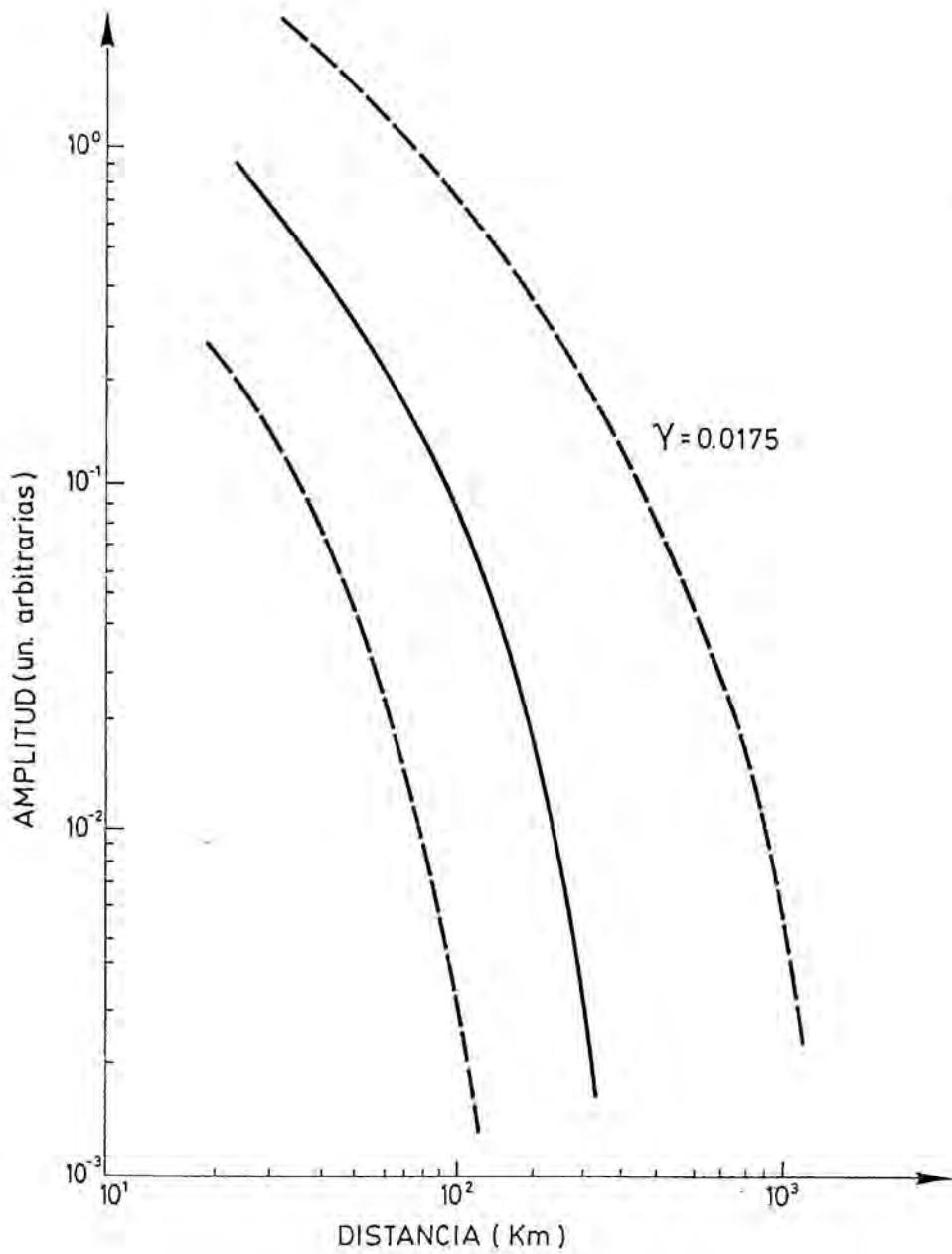


Figura E.8: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región SSE. 5 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

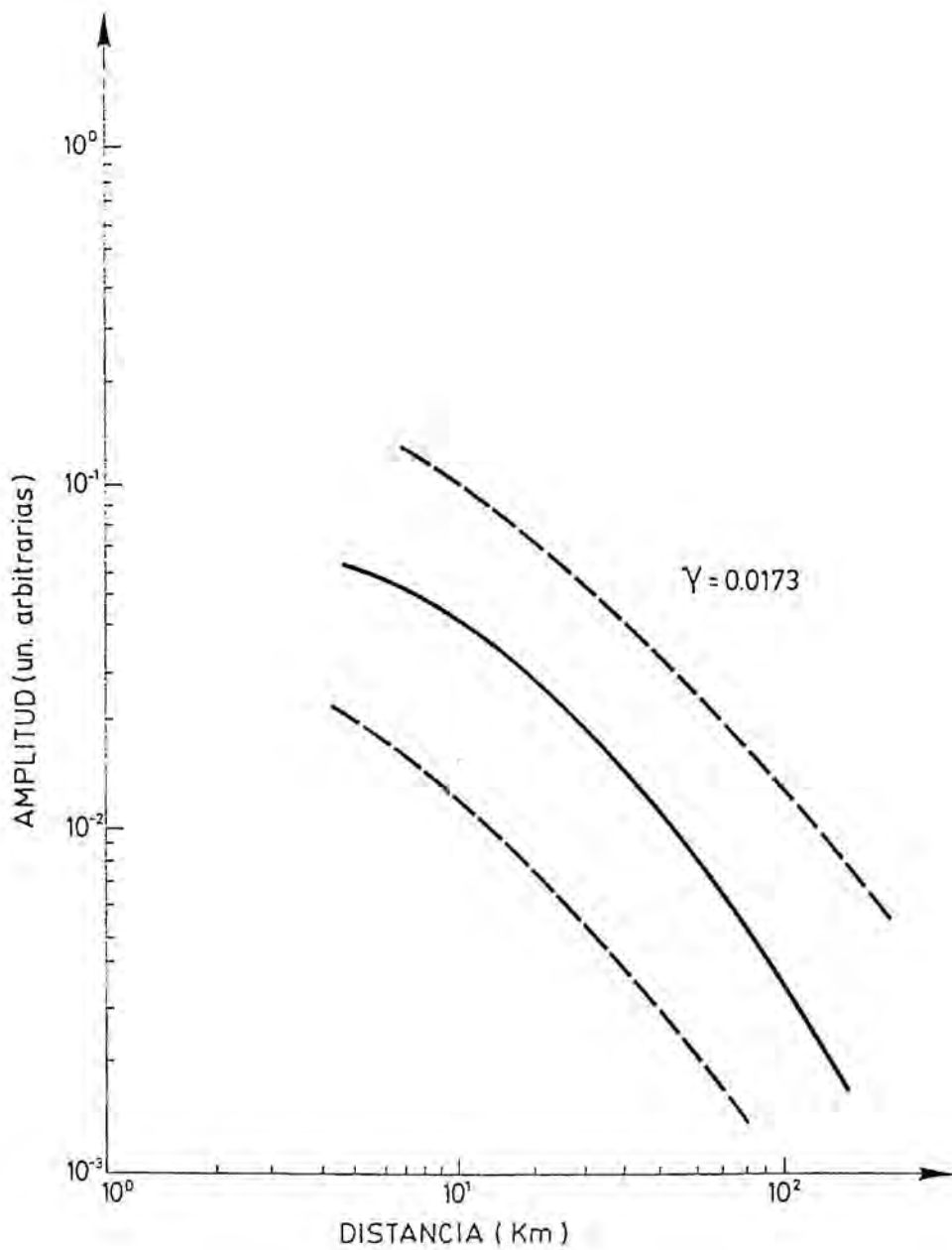


Figura E.9: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región Granada. 1 Hz.
 Valor de γ en km^{-1} .

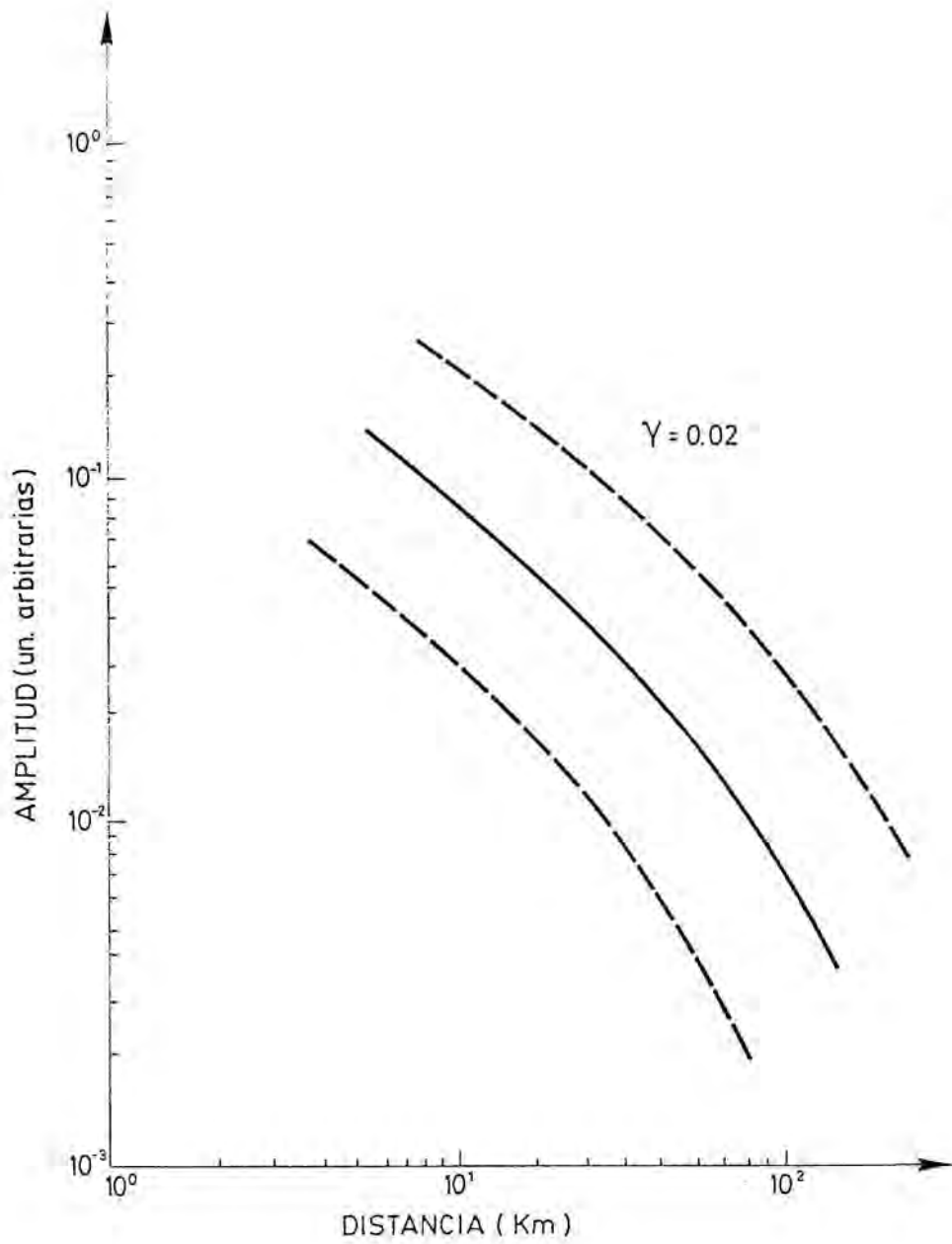


Figura E.10: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región Granada. 2 Hz.
Valor de γ en km^{-1} .

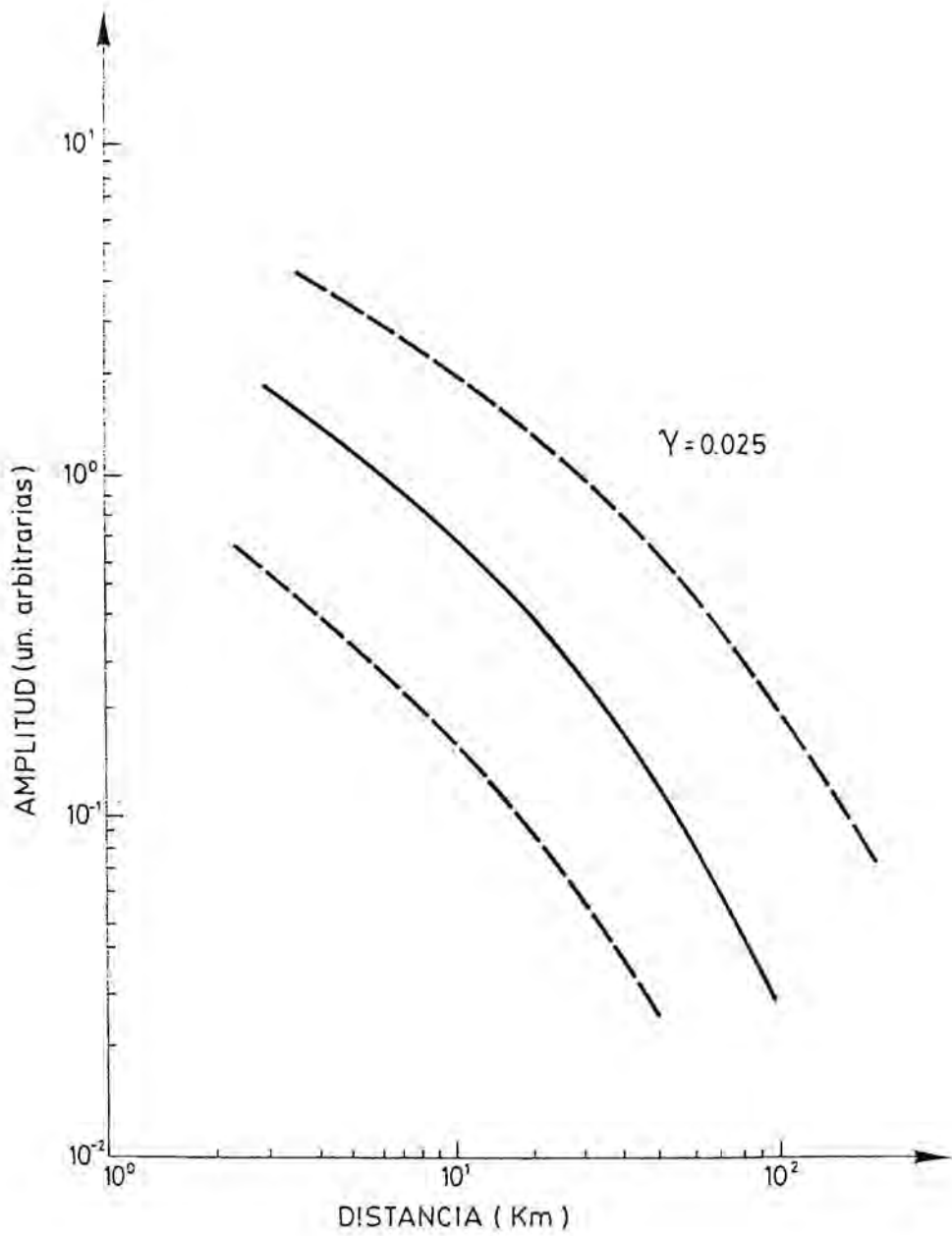


Figura E.11: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región Granada. 4 Hz. Valor de γ en km^{-1} .

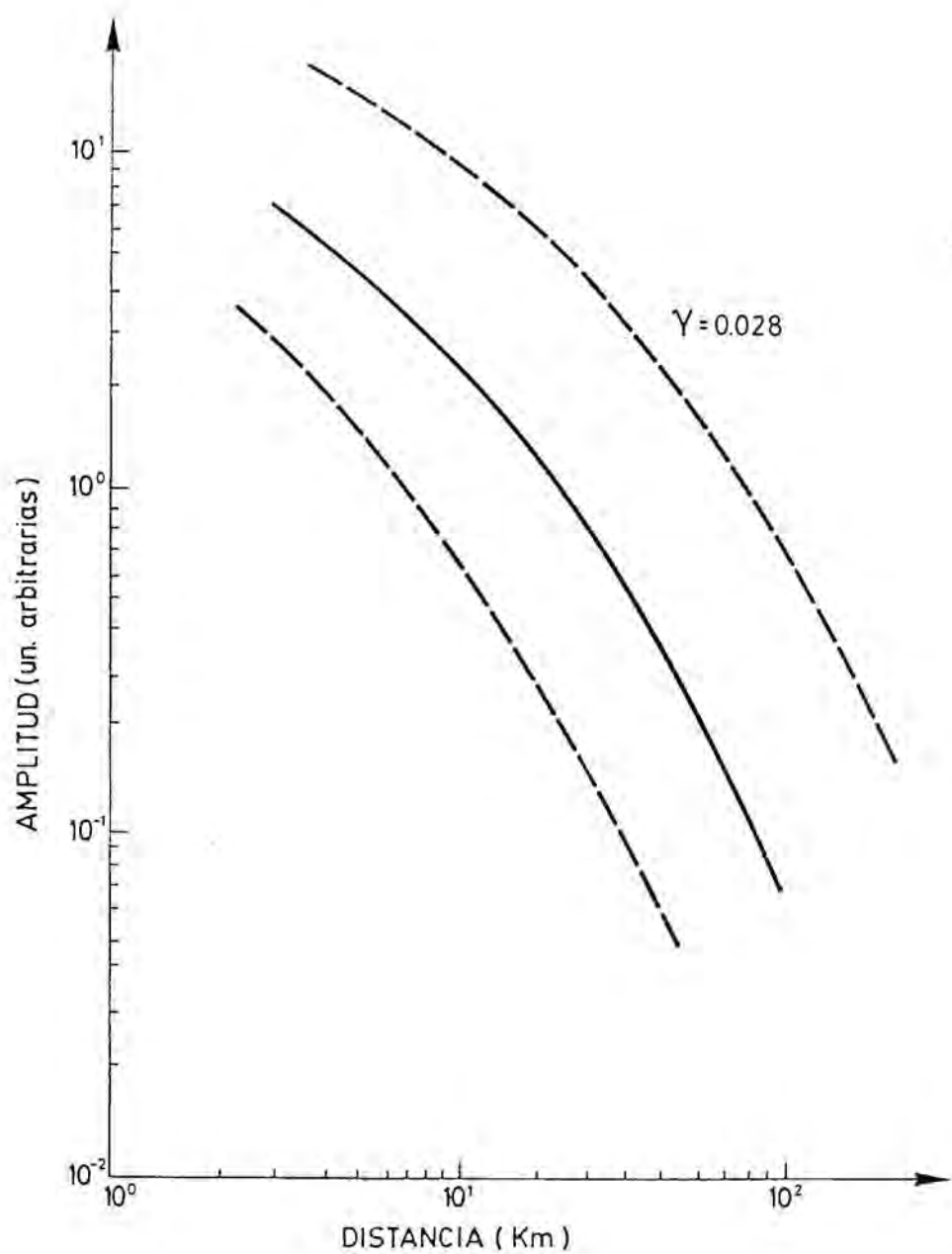


Figura E.12: Amplitud espectral-Distancia epicentral. Región Granada. 5 Hz.
 Valor de γ en km^{-1} .

Apéndice F

Ejemplos de distribución de la pseudoaceleración en función del período

En las figuras siguientes se representa la pseudoaceleración en función del período. En el borde superior y de izquierda a derecha figuran la estación y la fecha, la distancia epicentral, el azimut estación-epicentro, la profundidad focal y la magnitud del terremoto. A la derecha de los espectros se representa el sismograma digitalizado.

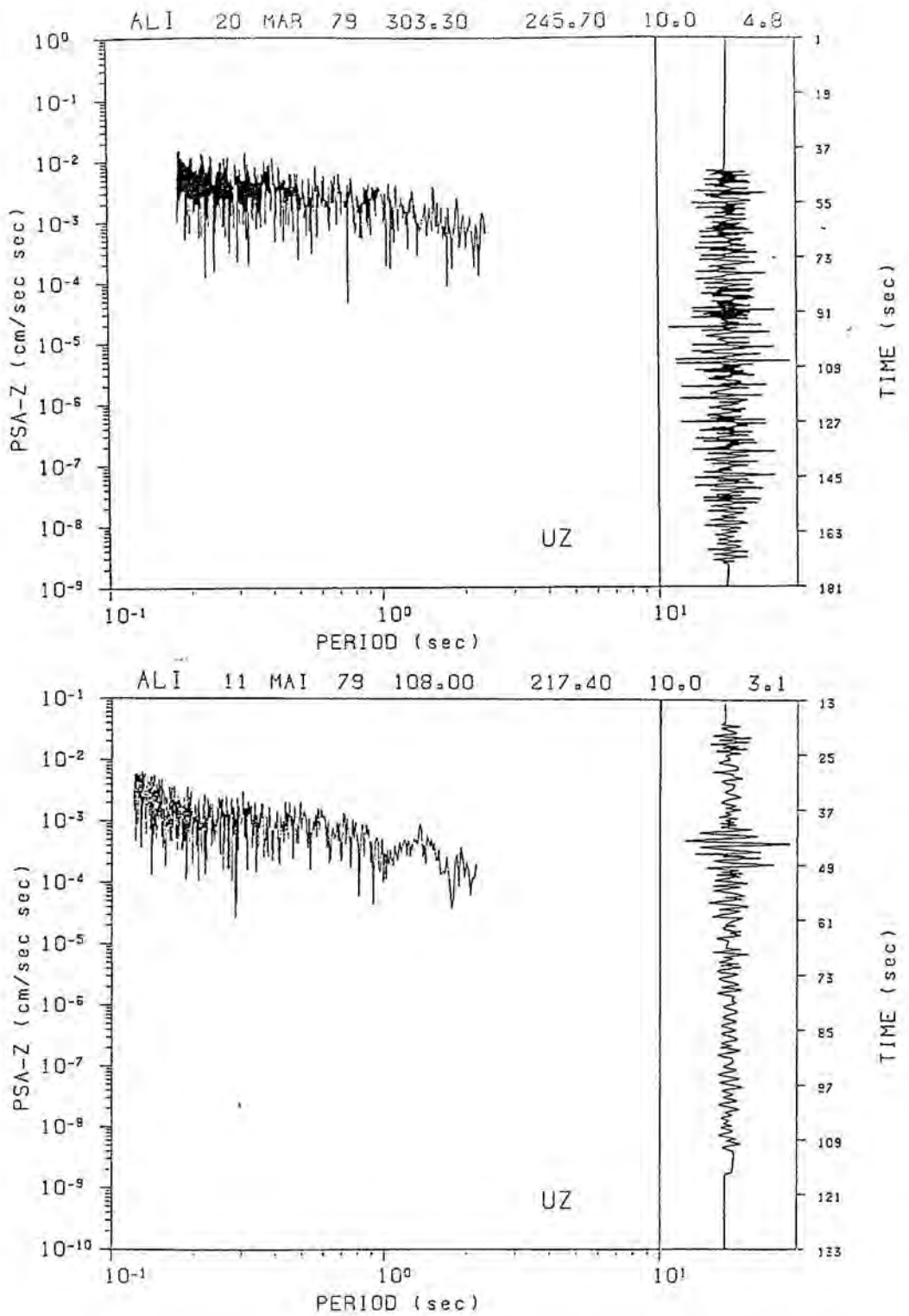


Figura F.1: Explicación al principio del apéndice

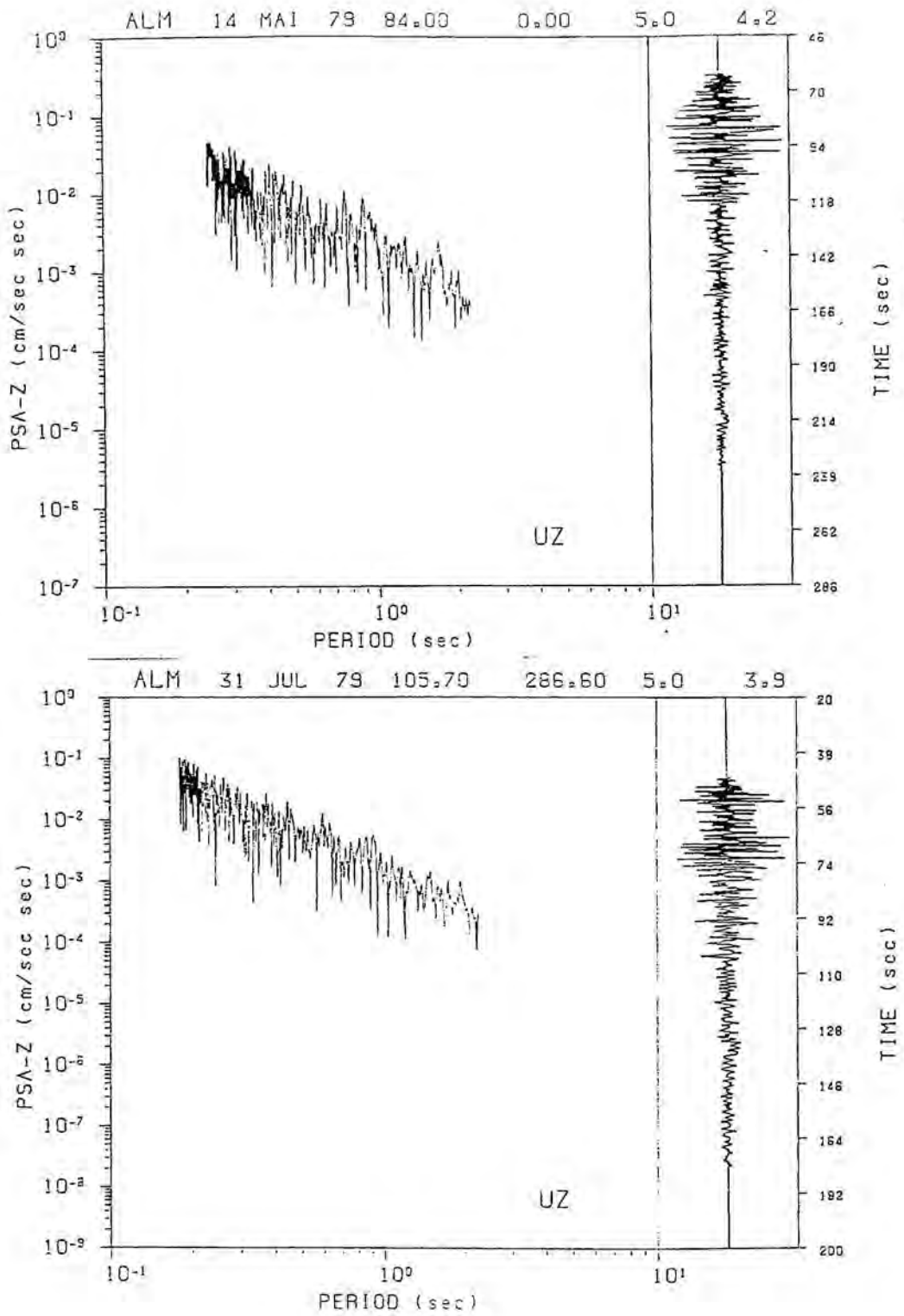


Figura F.2: Explicación al principio del apéndice

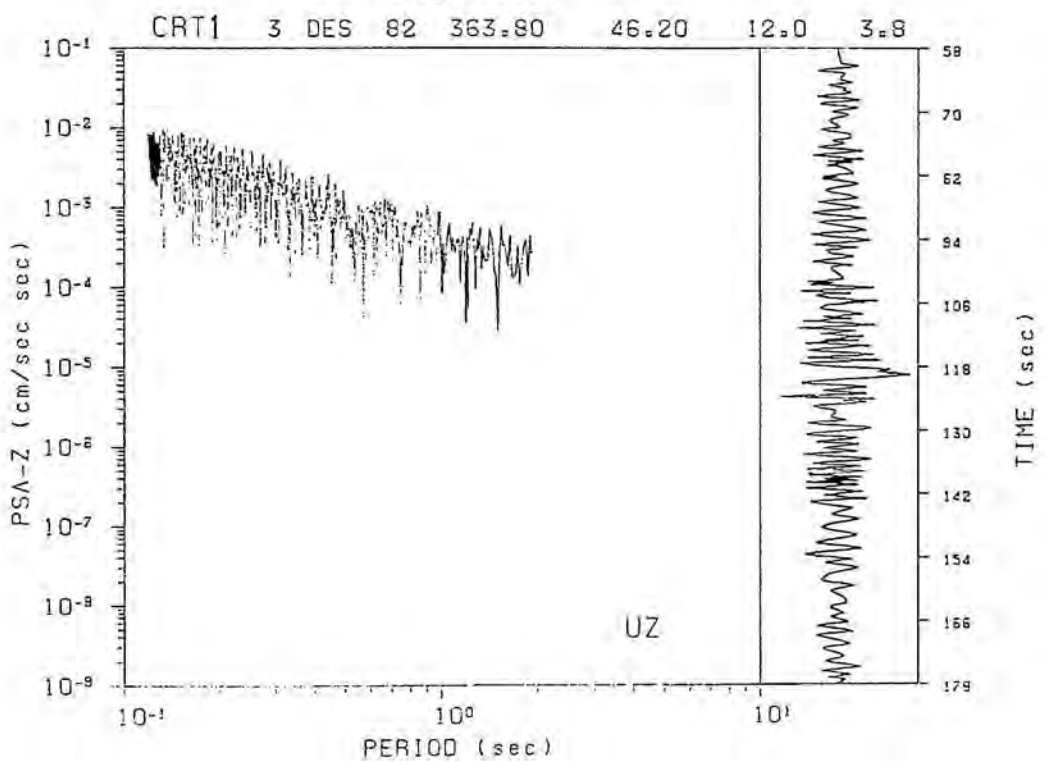
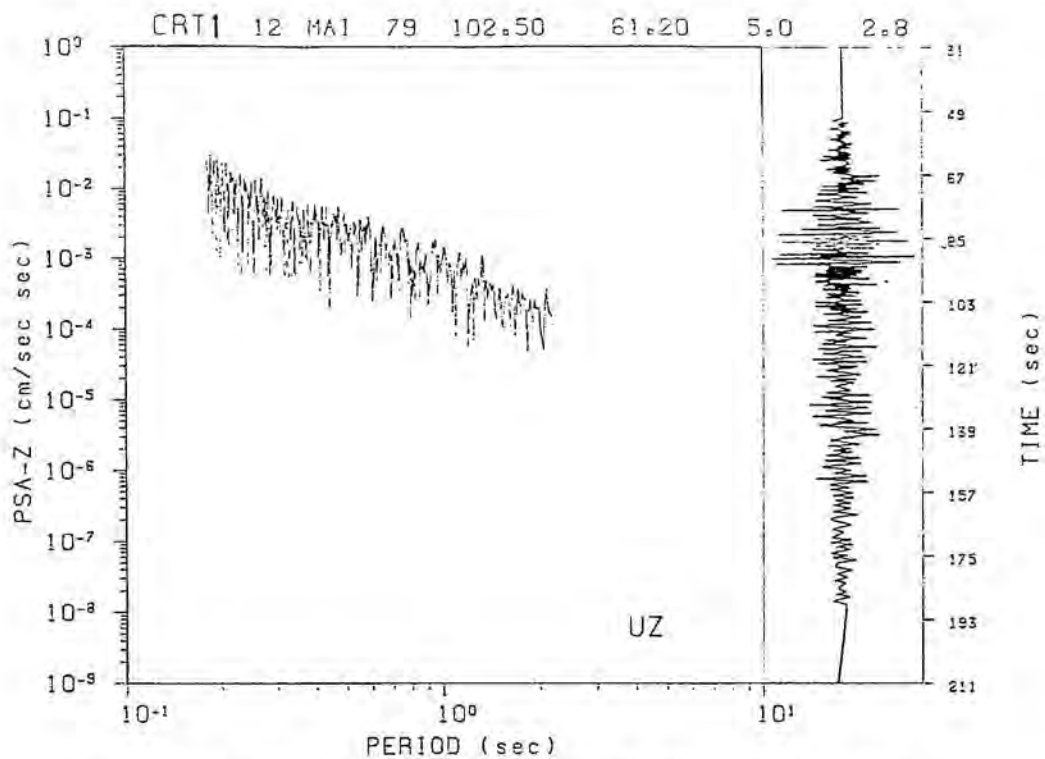


Figura F.3: Explicación al principio del apéndice

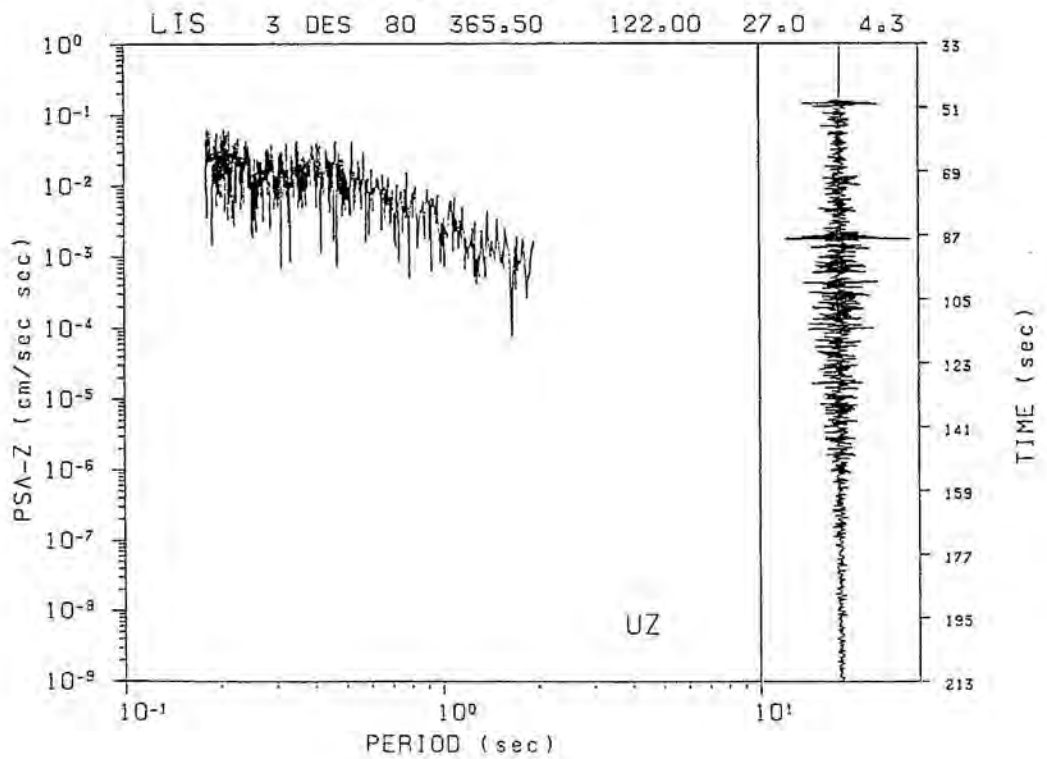
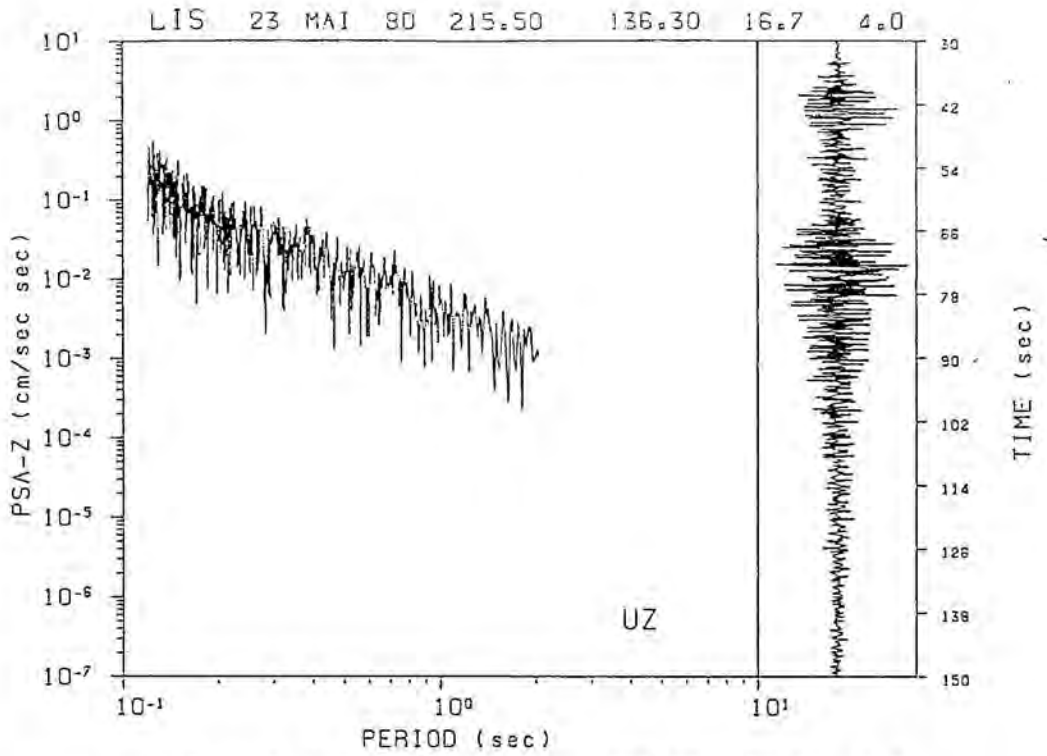


Figura F.4: Explicación al principio del apéndice

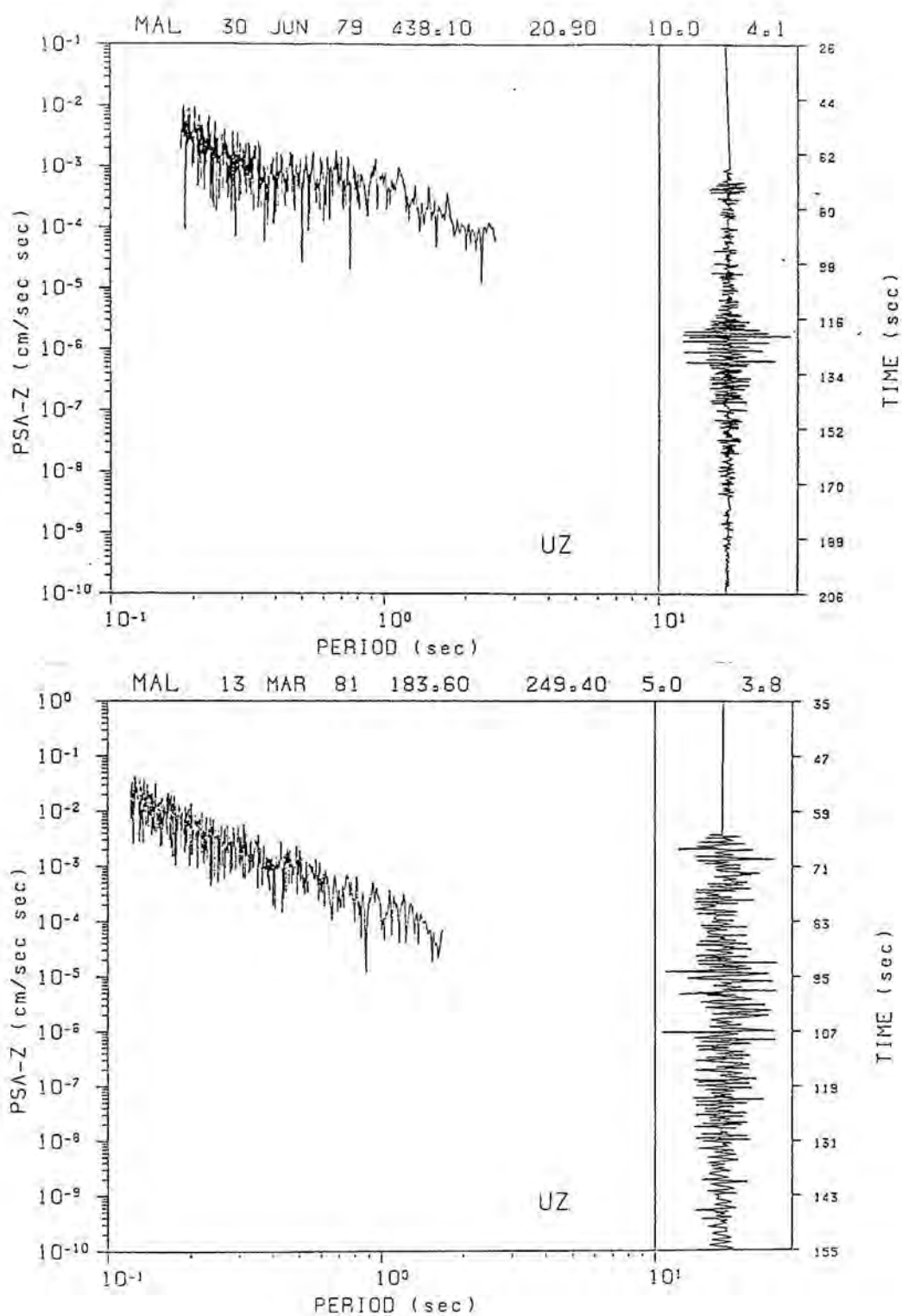


Figura F.5: Explicación al principio del apéndice

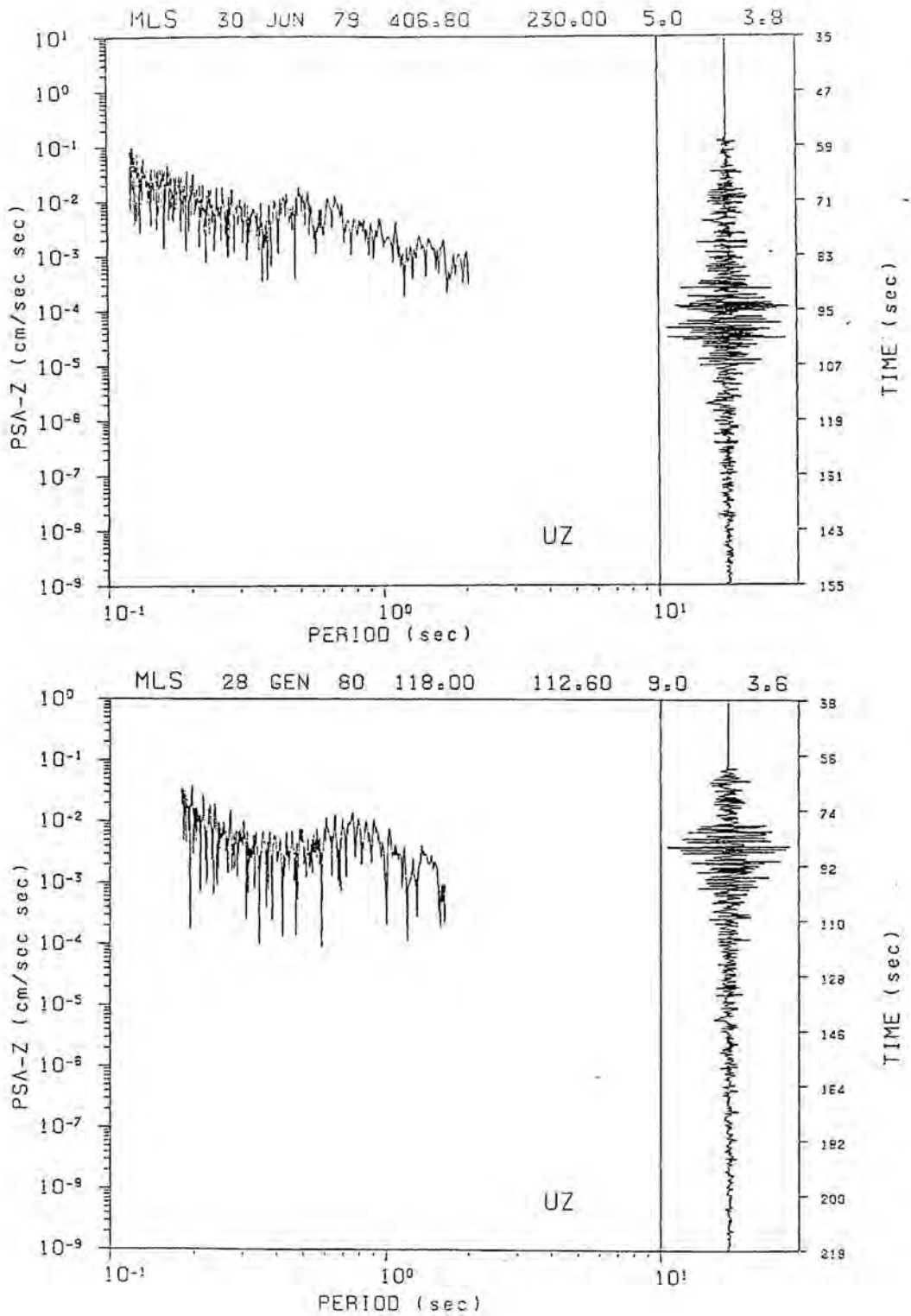


Figura F.6: Explicación al principio del apéndice

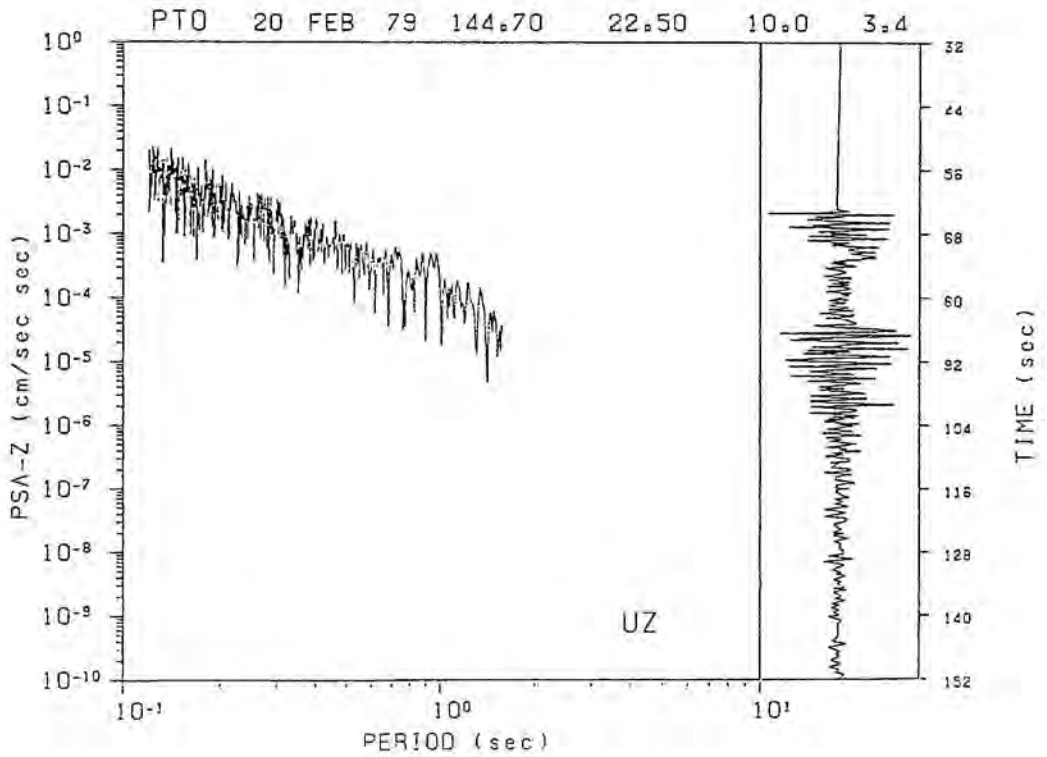
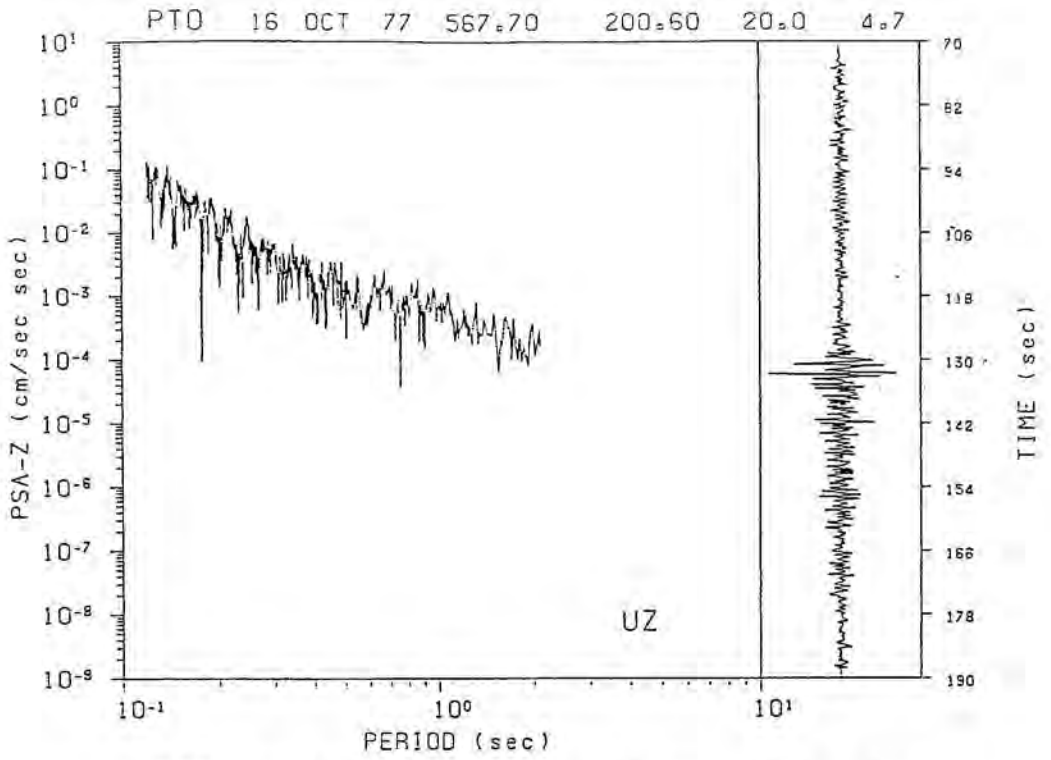


Figura F.7: Explicación al principio del apéndice

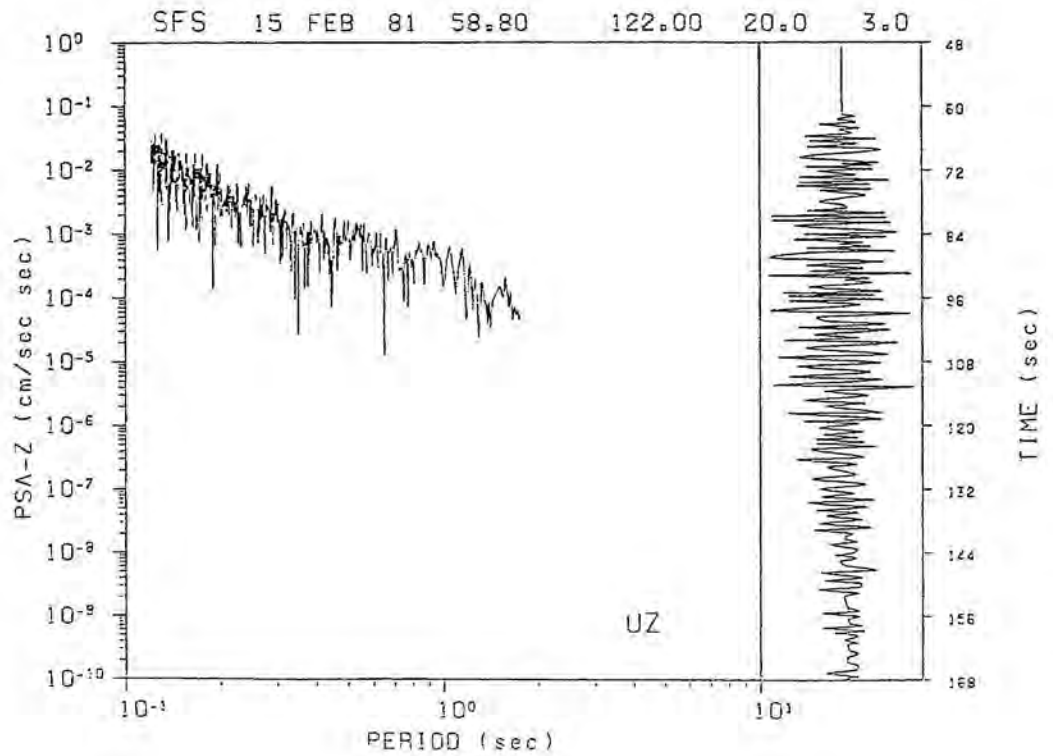
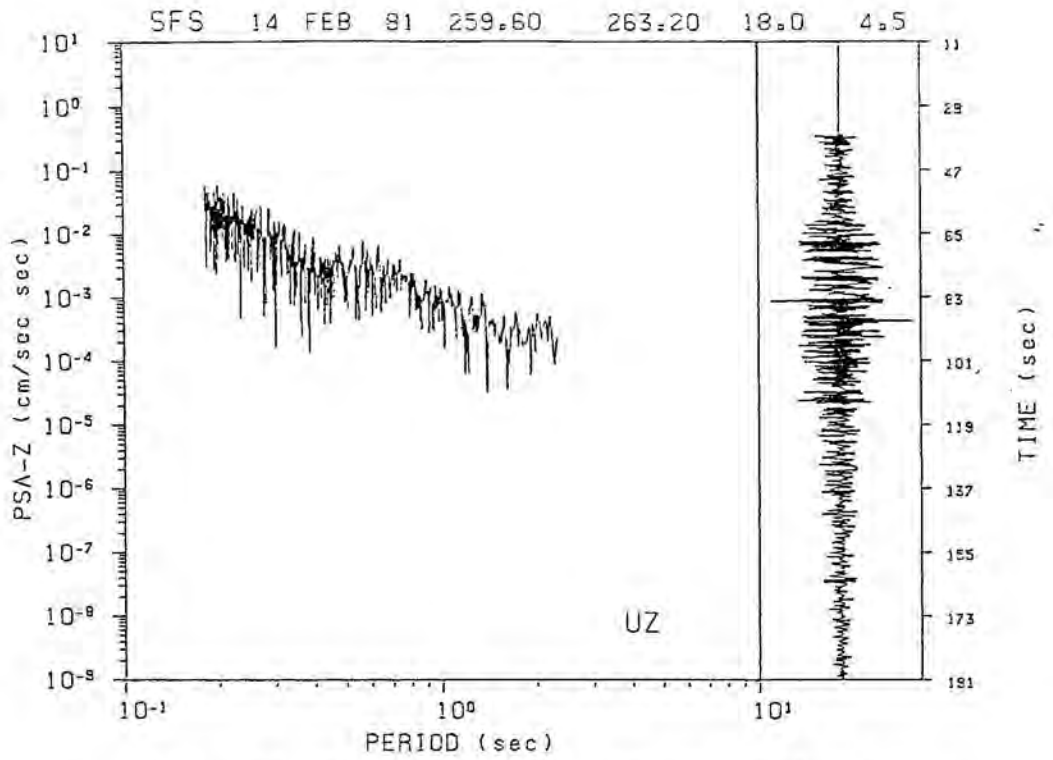


Figura F.8: Explicación al principio del apéndice

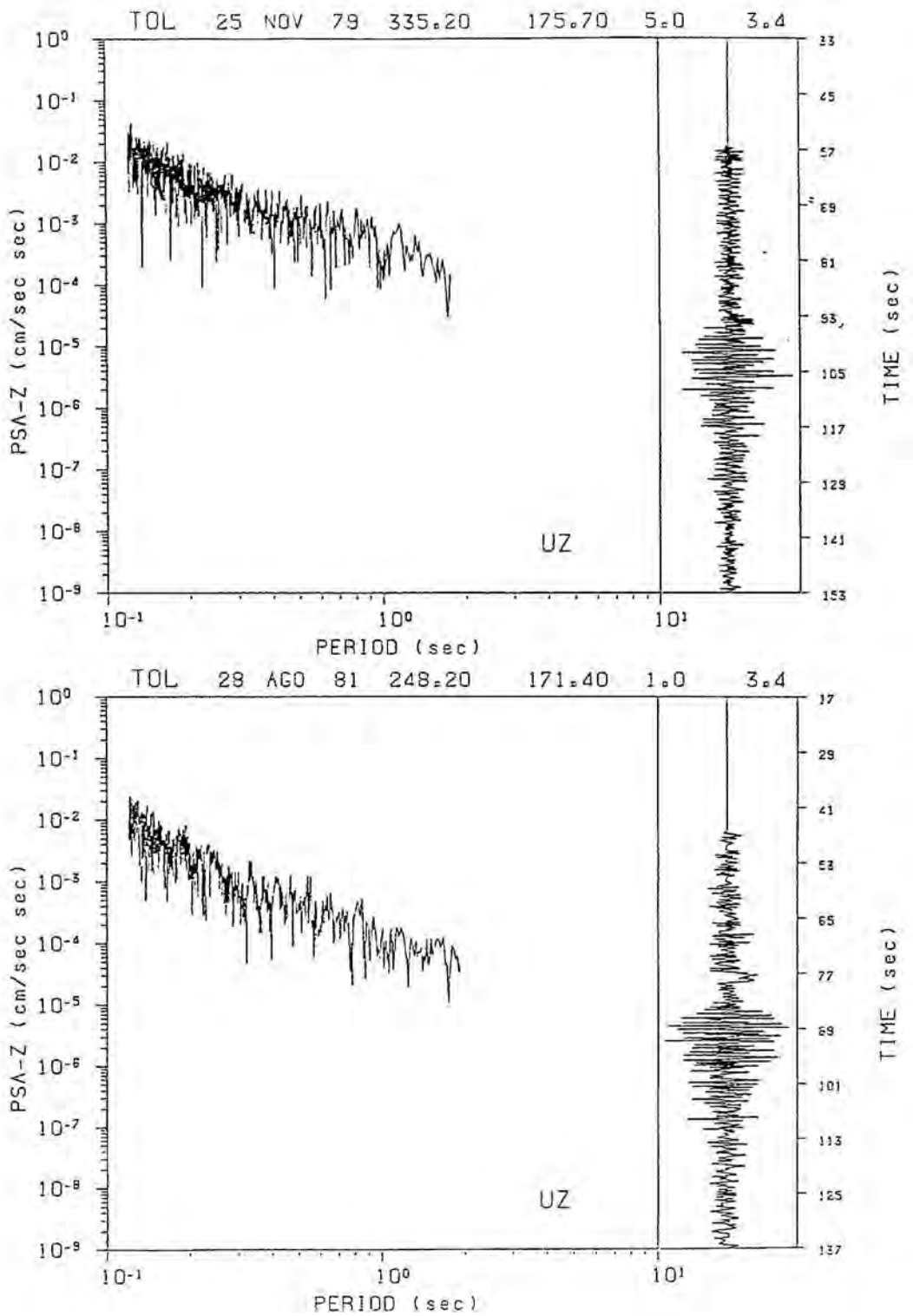


Figura F.9: Explicación al principio del apéndice

Apéndice G

Curvas Pseudoaceleración máxima-Distancia epicentral

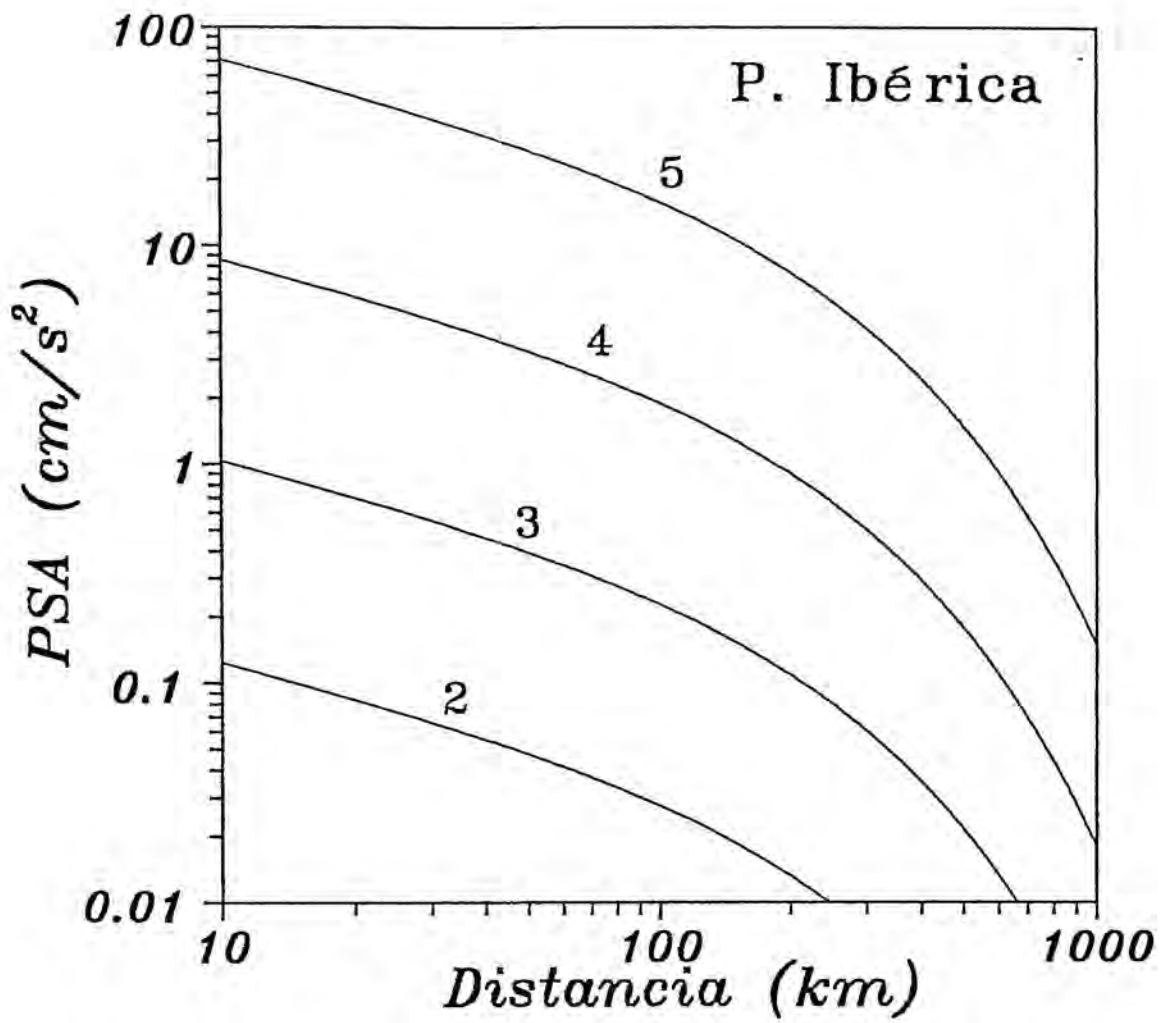


Figura G.1: P. Ibérica. PSA-Distancia epicentral. Los números sobre las curvas se refieren a la magnitud, m_bLg .

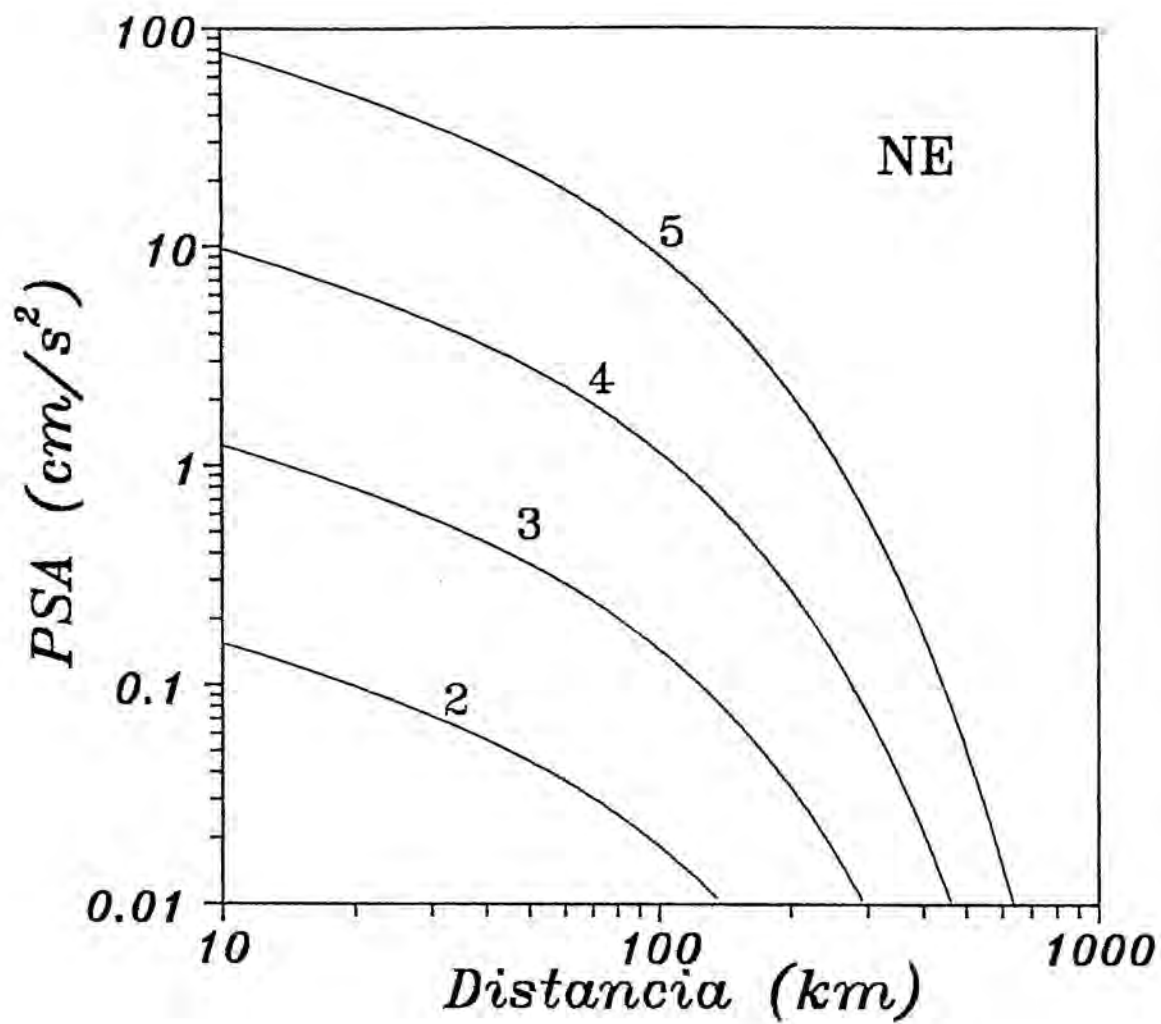


Figura G.2: Región NE. PSA-Distancia epicentral. Los números sobre las curvas se refieren a la magnitud, m_{bLG} .

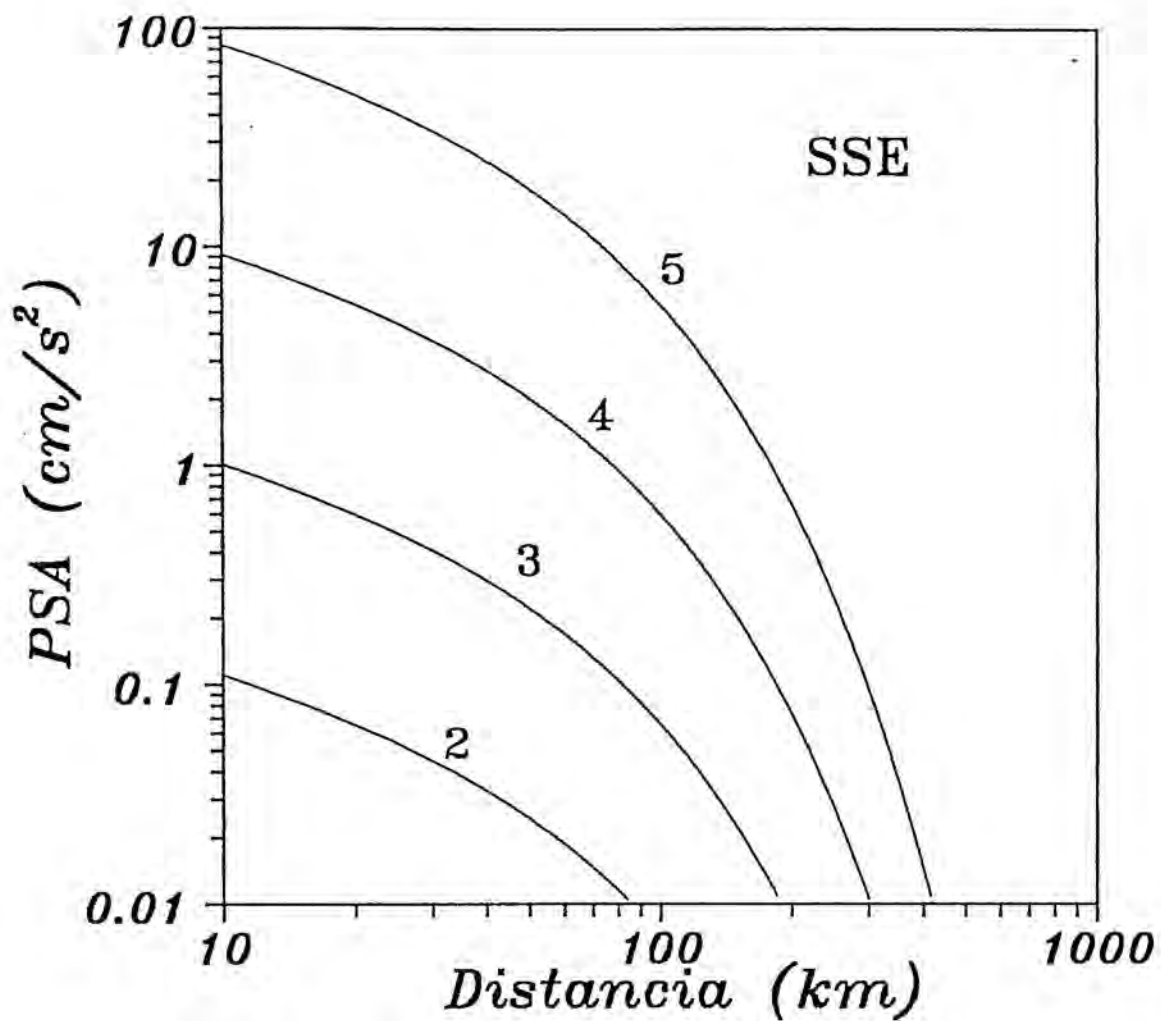


Figura G.3: Región SSE. PSA-Distancia epicentral. Los números sobre las curvas se refieren a la magnitud, m_bLg .

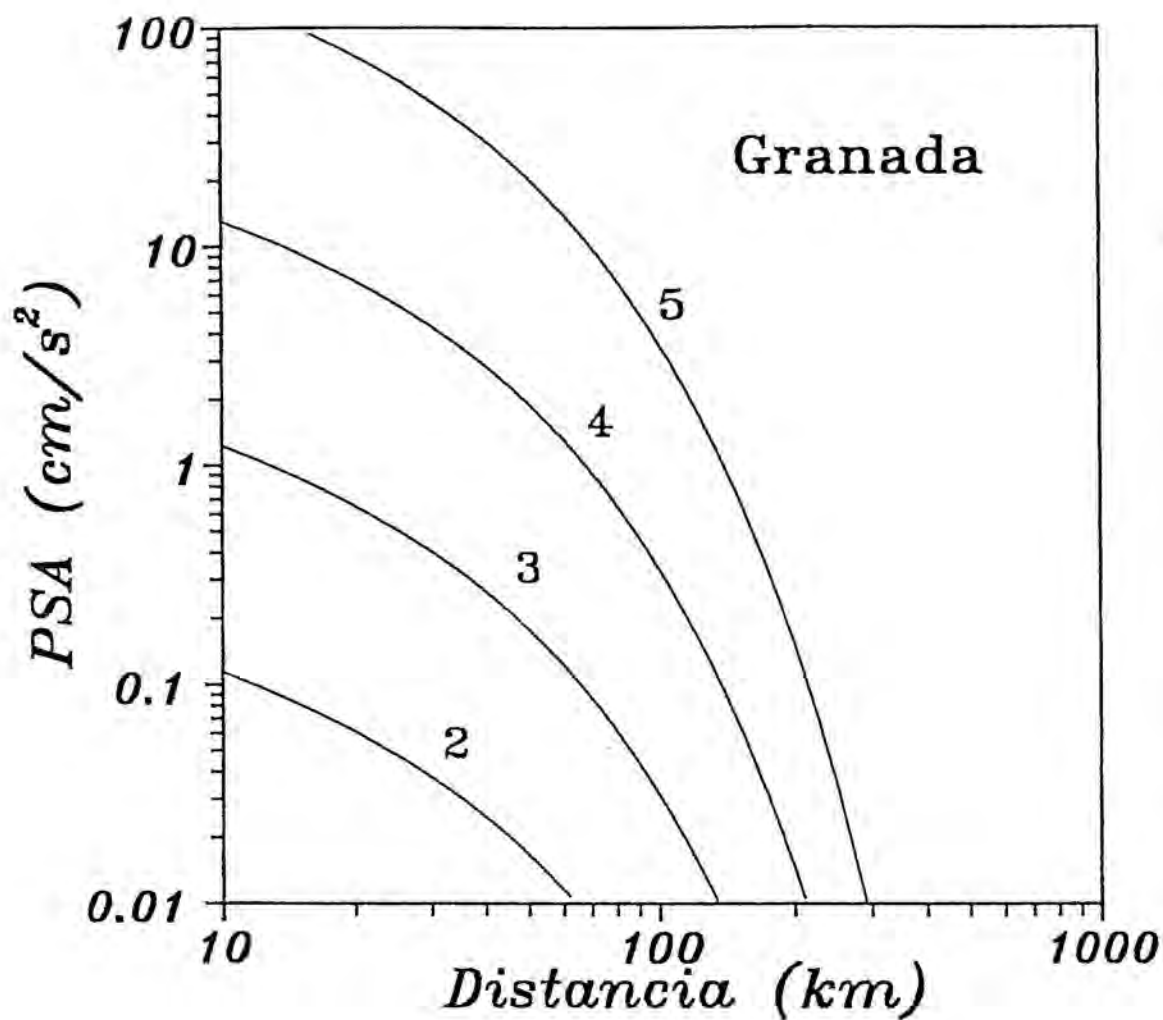


Figura G.4: Granada. PSA-Distancia epicentral. Los números sobre las curvas se refieren a la magnitud, m_bLg .

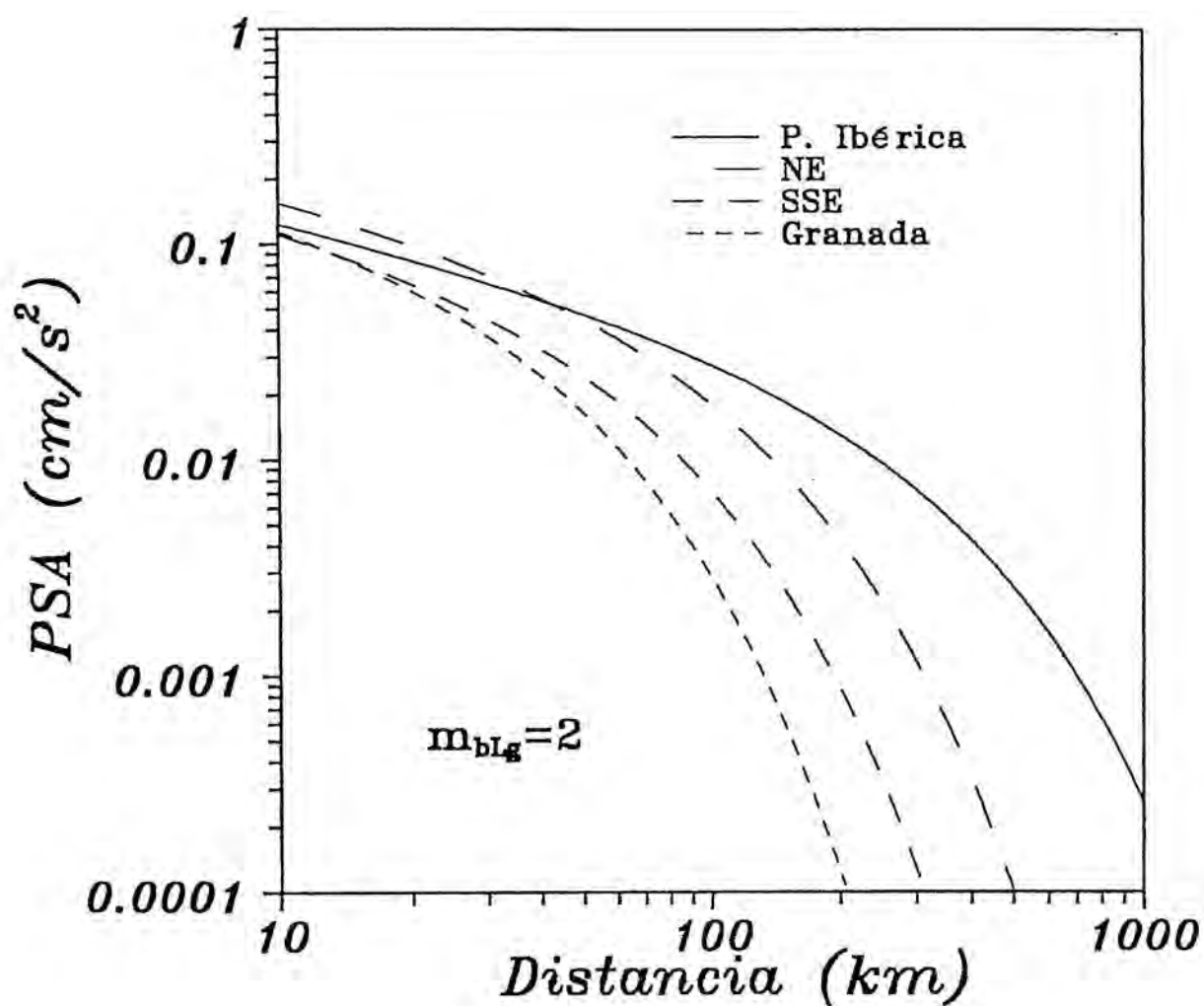


Figura G.5: PSA-Distancia epicentral. $m_{bLg} = 2$

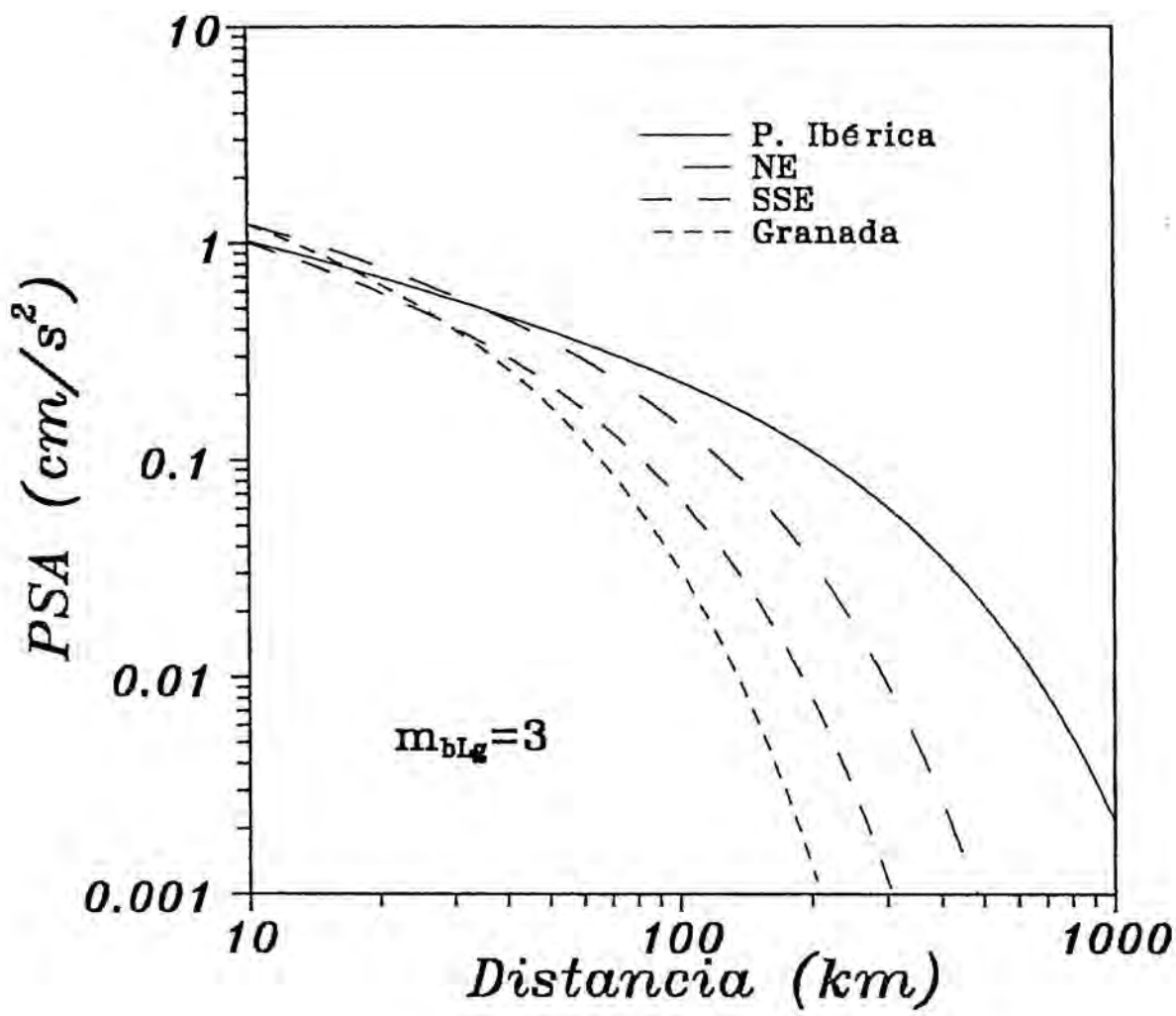


Figura G.6: PSA-Distancia epicentral. $m_{bLg} = 3$

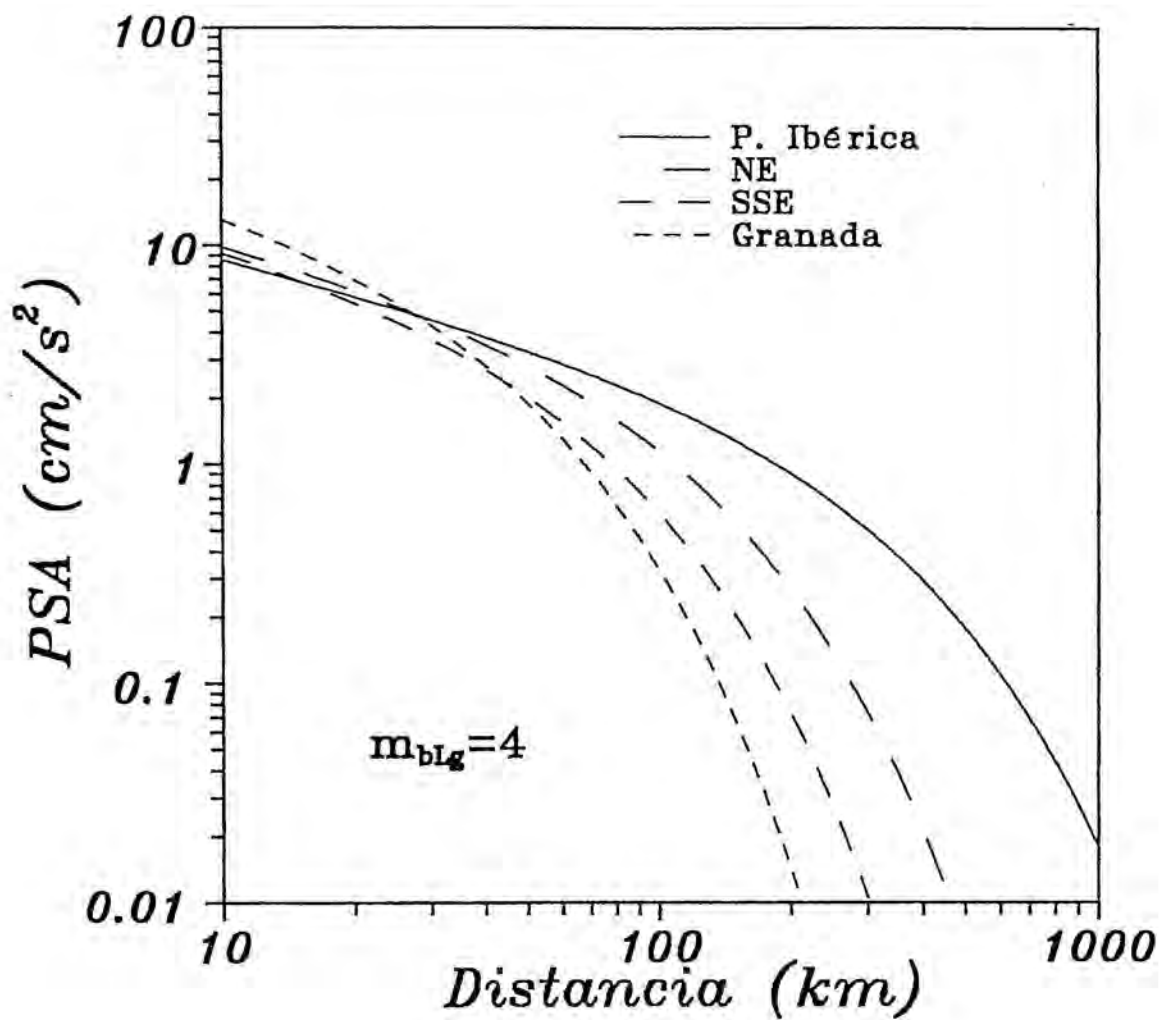


Figura G.7: PSA-Distancia epicentral. $m_{bLg} = 4$

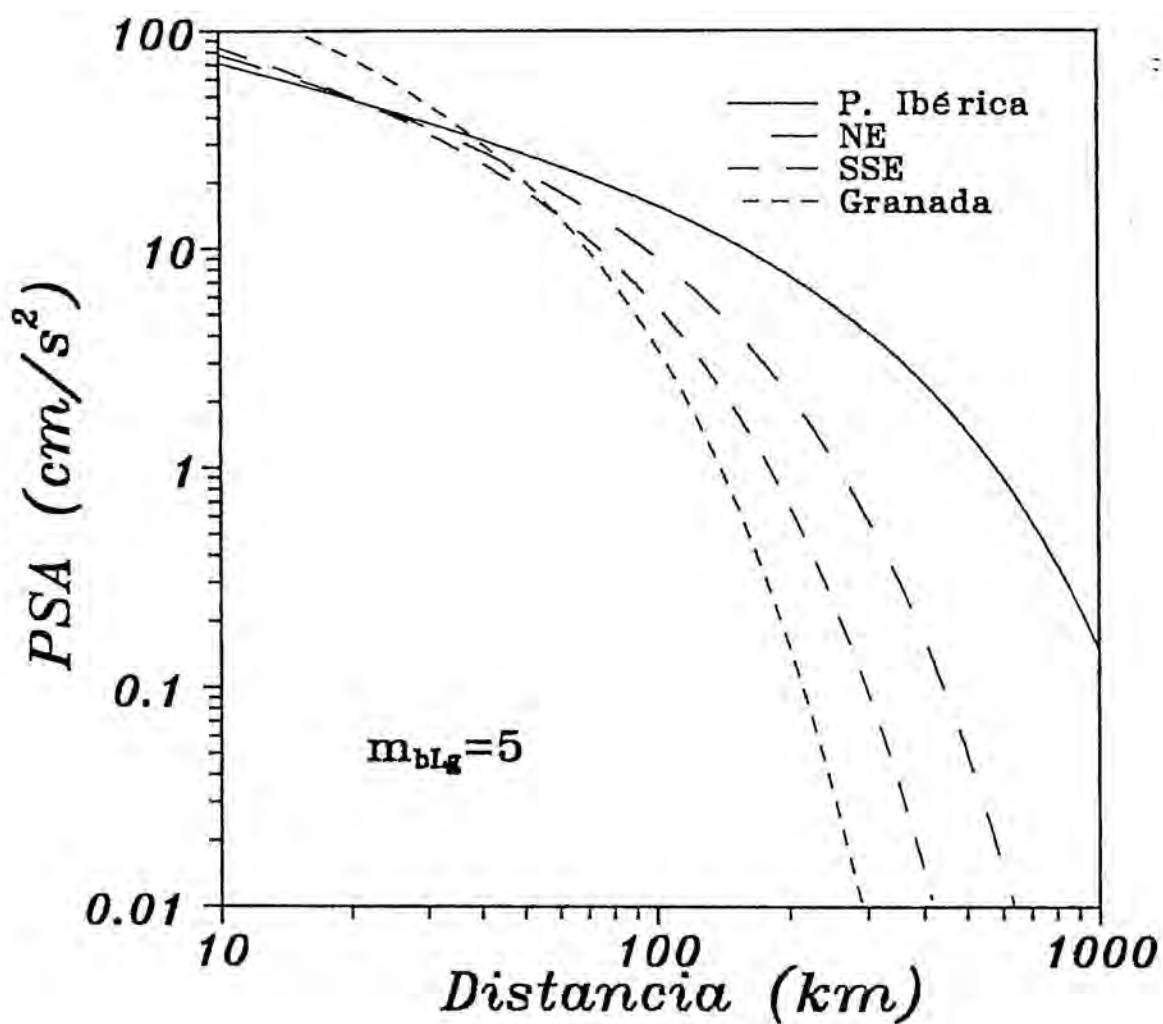


Figura G.8: *PSA-Distancia epicentral. $m_{bLg} = 5$*

Referencias

- [1] Alguacil, G. 1986. *Los instrumentos de una Red Sísmica Local Telemétrica para microterremotos. La Red Sísmica de la Universidad de Granada.* Tesis Doc., Universidad de Granada, 238 pp.
- [2] Alvarado, M.M. 1980. Introducción a la Geología general de España. *Boletín Geológico y Minero*, **91**, 1-65.
- [3] Alvarado, M.M. 1983. Encuadre paleográfico y geodinámico de la Península Ibérica, *in: Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I*, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 9-55.
- [4] Ambraseys, N.N. 1974. The correlation of intensity with ground motions. *Proc. 14th Gen. Assembl. Europ. Seism. Comm., Trieste.*
- [5] Anderson, D.L. y C.B. Archambeau. 1964. The Anelasticity of the Earth. *J. Geophys. Res.*, **69**, 2071-2084.
- [6] Anguita, F. y R. Vegas. 1980. La placa Ibérica. *Ciencia y Pensamiento*, **2**, 43-47.
- [7] Argand, E. 1924. La tectonique de l'Asie. *Comp. Rend. 13 Int. Géol. Congress.*, 171-372.
- [8] Atkinson, G.M. 1984. Attenuation of strong ground motion in Canada from a random vibrations approach. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2629-2653.
- [9] Banda, E. 1988. Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **51**, 222-225.
- [10] Banda, E. y A.M. Correig. 1984. The 1428 Catalan earthquake. *Engineering Geology*, **20**, 89-97.
- [11] Banda, E., Udías, A. y Payo, G. 1983. Estructura de la corteza y manto superior en España, *in: Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España, Tomo II*, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 624-630.

- [12] Banda, E., J. Albert-Beltrán y M. Fernández. 1989. Regional geothermal gradients and lithospheric structure in Spain, Springer Verlag, en prensa.
- [13] Barbat, A.H., J.A. Canas, y J.M. Canet. 1989. Engineering definition of the seismic action by using seismograms, *in: Seismic risk assesment and design of building structures*, UNESCO, Ed. Omega Sci., England.
- [14] Båth, M. 1954. The elastic waves *Lg* and *Rg* along Euroasiatic paths. *Ark. Geofys.*, **2**, 295-342.
- [15] Båth, M., O. Kulhánek, T. Van Eck y R. Wahlström. 1976. Engineering analysis of ground motion in Sweden. *Report No. 5-76*, Seismological Institute, Uppsala University, Uppsala.
- [16] Benioff, H. 1934. The physical evaluation of seismic destructiveness. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **24**, 398-403.
- [17] Biot, M.A. 1941. A mechanical analyzer for the prediction of earthquake stresses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **31**, 151-171.
- [18] Biot, M.A. 1943. Analytical and experimental methods in Engineering Seismology. *Am. Soc. Civil Engineers Trans.*, **180**, 365-375.
- [19] Blay, C. 1986. *Atenuación espectral en la región activa de Granada para frecuencias de interés en Ingeniería Sísmica*. Tesina de Especialidad, ETSECCP, Universidad Politécnica de Catalunya, 2 tomos.
- [20] Blázquez, R. 1986. Engineering parameters of earthquakes, *in: XI Seminario Regional Europeo de Ingeniería Sísmica. Comunicaciones, Granada, 1984*, Comunicaciones y Ponencias, **2**, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 287-338.
- [21] Bollinger, G.A. 1979. Attenuation of the *Lg* phase and the determination of m_b in the southeastern United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 45-63.

- [22] Bolt, B.A. 1973. Duration of strong ground motion. *Proc. 5th World Conf. on Earthquake Eng., Rome*, Vol. 1, 1304–1313.
- [23] Boore, D.M., A.A. Oliver, R.A. Page y W.B. Joyner. 1978. Estimation of ground motion parameters. *U.S. Geol. Surv., Open-File Report No. 78-509*.
- [24] Borchardt, R.D. y J.F. Gibbs. 1976. Effects of local geology conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 467–500.
- [25] Brigham, E.O. 1974. *The Fast Fourier Transform*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- [26] Brune, J.N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997–5009.
- [27] Campbell, K.W. 1981. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2039–2070.
- [28] Campillo, M. 1987. *Lg* wave propagation in a laterally varying crust and the distribution of the apparent quality factor in Central France. *J. Geophys. Res.*, **92**, 12604–12614.
- [29] Campillo, M., J.L. Plantet y M. Bouchon. 1985. Frequency dependent attenuation in the crust beneath Central France from *Lg* waves: data analysis and numerical modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1395–1411.
- [30] Canas, J.A., J.J. Egozcue, L. Pujades y J.A. Pérez. 1987. Crustal coda-*Q* in the Iberian Peninsula. *Annales Geophysicae*, **5B**, 657–662.
- [31] Canas, J.A., J.J. Egozcue y L. Pujades. 1988a. Seismic attenuation in Southern Mexico using the coda *Q* method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1807–1817.

- [32] Canas, J.A., J.J. Egozcue, A.H. Barbat, J. Miquel-Canet y E. Banda. 1988b. *Peligrosidad sísmica en Catalunya*. ETSECCP, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 118 pp.
- [33] Canas, J.A., L. Pujades, J.J. Egozcue, M.A. Puigvi, C. Blay, J. Juan, A. Collado, J. Pous, X. Lana, A. Casas, F. de Miguel, F. Vidal, G. Alguacil y J. Gallart. 1989. Anelasticidad en la Península Ibérica. *Rev. de Geofísica*, **45**, 91-116.
- [34] Carreño, E., C. López-Casado, J.M. Martínez-Solares, J.A. Peláez, J.M. Tejedor y J. Mezcua. 1989. Análisis de los acelerogramas del terremoto de 24 de Junio de 1984. *Publicación Técnica No. 22*, Inst. Geográfico Nacional, Madrid.
- [35] Casas, A., M. Torné y E. Banda. 1987. *Mapa gravimètric de Catalunya 1:500.000*. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona, 135 pp.
- [36] Correig, A.M. y B.J. Mitchell. 1989. Attenuative body wave dispersion at La Cerdanya, Eastern Pyrenees. *Phys. Earth Planet. Inter.*, en prensa.
- [37] Correig, A.M., B.J. Mitchell y R. Ortiz. 1989. Seismicity and coda- Q values in the Eastern Pyrenees: first results from the La Cerdanya seismic network. *PAGEOPH*, en prensa.
- [38] Coulter, H.W., H.H. Waldron y J.F. Devine. 1973. Seismic and geologic siting considerations for nuclear facilities. *Proc. 5th World Conf. on Earthquake Eng., Rome*, Vol. **2**, no. 302.
- [39] Crouse, C.B. y P.C. Jennings. 1975. Soil-structure interaction during the San Fernando earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 13-36.
- [40] Chouet, B., K. Aki y M. Tsujiura. 1978. Regional variations of the scaling law of earthquake source spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 49-79.

- [41] Choukroune, P., M. Seguret y A. Galdeano. 1973. Caractéristiques et evolution structurale des Pyrenées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. Geol. France*, **15**, 5-6.
- [42] Didon, J., M. Durand-Delga y J. Kornprobst. 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France*, **15**, 77-105.
- [43] Dobry, R., I.M. Idriss y E. NG. 1978. Duration characteristics of horizontal components of strong motion earthquake records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1487-1520.
- [44] Donovan, N.C. 1972. Earthquake hazards for buildings. *Proc. Natl. Workshop on Building Practices for Disaster Mitigation*, Natl. Bureau of Standards, Boulder, Colorado.
- [45] Donovan, N.C. 1973. A statistical evaluation of strong motion data including the February 9, 1971 San Fernando earthquake. *Proc. 5th World Conf. on Earthquake Eng., Rome*, Vol. **1**, 1252-1261.
- [46] Donovan, N.C. and A.E. Bornstein. 1978. Uncertainties in seismic risk procedures. *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, **104**, 869-887.
- [47] Duke, C.M. y P.J. Hradilek. 1973. Spectral analysis of site effects in the San Fernando earthquake. *Proc. 5th World Conf. on Earthquake Eng., Rome*, Vol. **1**, no. 77.
- [48] Dwyer, J.J., R.B. Herrmann y O.W. Nuttli. 1983. Spatial attenuation of the *Lg* wave in the central United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 781-796.
- [49] Ewing, M., W.S. Jardetsky y F. Press. 1957. *Elastic Waves in Layered Me-*

- dia. McGraw-Hill Book Company, New York, 358 pp.
- [50] Galán, J. 1986. Presentación de la Red Sísmica Nacional. *Trobades Científiques de la Mediterrània: Xarxes Sísmiques instrumentació i aplicació a la Sismotectònica*, Maó, Menorca.
- [51] García-Fernández, M. 1986. Criterios sismológicos aplicables al licenciamiento de instalaciones nucleares. *Informe CSN/SEP/EMPL/116/86*, Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 90 pp.
- [52] García-Fernández, M. y A. Kijko. 1988. Optimal station distribution and location capability of some Spanish local networks, *in: Trobades Científiques de la Mediterrània: Xarxes Sísmiques instrumentació i aplicació a la Sismotectònica*, Maó, Menorca, CIRIT, Gen. de Catalunya, 145-170.
- [53] García-Fernández, M., A. Kijko y A. López-Arroyo. 1987. The new Spanish seismic network: Optimization and location capability, *in: D. Mayer-Rosa, J.M. Van Gils, H. Stiller (eds.): Proc. of the XXth Gen. Assem. of the Europ. Seism. Comm., Kiel*, Publ. Series of the Swiss Seism. Service, Fed. Inst. of Technology, Zurich, **101**, 88-102.
- [54] García-Loygorri, A. (ed.). 1980. *Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias (1:1.000.000)*. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- [55] Gregersen, S. 1984. Lg-wave propagation and crustal structure differences near Denmark and the North Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 217-234.
- [56] Gregersen, S. y L.E. Alsop. 1976. Mode conversion of Love waves at a continental margin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1855-1872.
- [57] Gutenberg, B. y C.F. Richter. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **32**, 163-191.

- [58] Gutenberg, B. y C.F. Richter. 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, 143–145.
- [59] Hasegawa, H.S. 1983. *Lg* spectra of local earthquakes recorded by the Eastern Canada telemetered network and spectral scaling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1041–1061.
- [60] Hasegawa, H.S. 1985. Attenuation of *Lg* waves in the Canadian shield. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1569–1582.
- [61] Hays, W.W. 1969. Amplitude and frequency characteristics of elastic wave types generated by the underground nuclear detonation, Boxcar. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 2282–2293.
- [62] Hays, W.W. 1980. Procedures for estimating earthquake ground motions. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 1114*, 77 pp.
- [63] Hays, W.W., S.T. Algermissen y C.M. Duke. 1975. Use of aftershock ground motion data in earthquake engineering. *Proc. U.S. Natl. Conf. on Earthquake Eng., Ann Arbor, Mich.*, Earthquake Eng. Res. Inst., 60–69.
- [64] Herráiz, M. y J. Mezcua. 1984. Application of coda wave analysis to microearthquake analog data. *Annales Geophysicae*, **2**, 545–552.
- [65] Herrmann, R.B. 1980. *Q* estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 447–468.
- [66] Hershberger, J. 1956. A comparison of earthquake accelerations with intensity ratings. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **46**, 317–320.
- [67] Housner, G.W. 1941. Calculating the response of an oscillator to arbitrary ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **31**, 143–149.
- [68] Housner, G.W. 1961. Vibration of structures induced by seismic waves. Part 1: Earthquakes, in: C.M. Harris, C.E. Crede (eds.), *Shock and Vibra-*

- tion Handbook, Vol. 3: Engineering design and environmental conditions.*
McGraw-Hill Book Company, New York, 50.1–50.32.
- [69] Hudson, D.E. 1962. Some problems in the application of spectrum techniques to strong motion earthquake analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **52**, 417–430.
- [70] Hudson, D.E. 1979. *Reading and interpreting strong motion accelerograms.* Engineering Monographs on Earthquake Criteria, Structural Design and Strong Motion Records, Vol. 1, Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley, California, 112 pp.
- [71] Idriss, I.M. 1983. Evaluation of earthquake hazards, in: K. Cidlinsky, B.M. Rouhban (eds.), *Assessmnet and mitigation of earthquake risk in the Arab region.* UNESCO, 79–113.
- [72] James, D.E. y Linde, A.T. 1971. A source of major error in the digital analysis of World Wide Standard station seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 723–728.
- [73] Jennings, P.C. 1983. Engineering Seismology, in: H.Kanamori, E. Boschi (eds.), *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation.* North-Holland Publ. Comp., Amsterdam, 138–173.
- [74] Joyner, W.B. y D.M. Boore. 1981. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 2011–2038.
- [75] Julivert, M., J.M. Fontboté, A. Ribeiro y L. Conde. 1980a. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1:1.000.000)*, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid.
- [76] Julivert, M., J.M. Fontboté, A. Ribeiro y L. Conde. 1980b. *Memoria explica-*

tiva del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 113 pp.

- [77] Kanamori, H. y Anderson, D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in Seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.
- [78] Kawasumi, H. 1951. Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, **29**, 469–482.
- [79] Kay, S.M. y Marple, S.L. Jr. 1981. Spectrum Analysis-A Modern Perspective. *Proc. IEEE*, **69**, 1380–1419.
- [80] Kennett, B.L.N. 1989. On the nature of regional seismic phases-I. Phase representations for *Pn*, *Pg*, *Sn*, *Lg*. *Geophys. J. Int.*, **98**, 447–456.
- [81] Kennett, B.L.N., S. Gregersen, S. Mykkeltveit y R. Newmark. 1985. Mapping of crustal heterogeneity in the North Sea basin via the propagation of *Lg* waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **83**, 299–306.
- [82] Knopoff, L. 1964. *Q. Rev. Geophys. Space Phys.*, **2**, 625–660.
- [83] Knopoff, L., F. Schwab y E. Kausel. 1973. Interpretation of *Lg*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **33**, 389–404.
- [84] Kovach, R.L. y D.L. Anderson. 1964. Higher mode surface waves and their bearing on the structure of the Earth's mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54**, 161–182.
- [85] Kulhánek, O. y K. Klíma. 1970. The reliable frequency band for amplitude spectra corrections. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **21**, 235–242.
- [86] Lehmann, I. y M. Ewing. 1960. On short-period surface waves as recorded in Copenhagen. *Geodætisk Instituts Skrifter 3. række*, **34**, 37 pp.

- [87] Le Pichon, S., J. Bonnin, J. Francheteau et J.C. Sibuet. 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne, *in: Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Technip, Paris. 1-44.
- [88] Liu, S.C. y L.W. Fagel. 1973. A fast Fourier transform approach to earthquake soil-structure interaction problems. *Proc. 5th World Conf. on Earthquake Eng., Rome*, Vol. 2, no. 231.
- [89] Martín, A.J. 1984. *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*. Tesis Doc., Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 2 tomos.
- [90] Mayer-Rosa, D. 1986. Attenuation of seismic ground motion in Switzerland. *Terra cogn.*, 6, 590-592.
- [91] McGuire, R.K. 1978a. Seismic ground motion parameter relations. *Journal of the Geotechnical Division, ASCE*, 104, 481-490.
- [92] McGuire, R.K. 1978b. A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 803-822.
- [93] McGuire, R.K. 1984. Ground motion estimation in regions with few data. *Proc. 8th World Conf. Earthq. Eng., San Francisco*.
- [94] Medvedev, A.V. y W. Sponheuer. 1969. Scale of seismic intensity. *Proc. 4th World Conf. Earthq. Eng., Santiago, Chile*.
- [95] Mezcua, J. 1982. *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Publ. 202, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 323 pp.
- [96] Mezcua, J. y J.M. Martínez-Solares. 1983. *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Publ. 203, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 301 pp.
- [97] Miguel, F. de y F. Vidal. 1982. Regional propagation of *Lg* waves in and near Iberian Peninsula. *Report 3.1982*, Observatorio Universitario de Cartuja,

Universidad de Granada, Granada, 15 pp.

- [98] Miguel, F. de, F. Vidal, G. Alguacil y M.D. Romacho. 1988. Caracterización de fases de microterremotos, *in: Trobades Científiques de la Mediterrània: Xarxes Sísmiques instrumentació i aplicació a la Sismotectònica*, Maó, Menorca, CIRIT, Gen. de Catalunya, 381–416.
- [99] Mitchell, B.J. y Landisman, M. 1969. Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1335–1348.
- [100] Muñoz, D. 1974. *Curvas medias de variación de la intensidad sísmica con la distancia epicentral*. Tesis Lic., Univ. Complutense, Madrid.
- [101] Muñoz, D., D. Mayer-Rosa, E. Banda y A. Udías. 1984. A probabilistic calculation of seismic hazard of Southern Spain. *Engineering Geology*, **20**, 49–61.
- [102] Muñoz, J.A., C. Puigdefábregas y J.M. Fontboté. 1983. El Pirineo. Introducción, *in: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 161–168.
- [103] Murphy, J.R. y L.J. O'Brien. 1977. The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 877–915.
- [104] Murphy, J.R. y T.J. Bennett. 1982. A discrimination analysis of short-period regional seismic data recorded at Tonto Forest Observatory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1351–1366.
- [105] Neumann, F. 1954. *Earthquake intensity and related ground motion*. University Press, Seattle, Washington, 77 pp.
- [106] Newmark, N.M. 1968. Problems in wave propagation in soil and rock. *Proc. Symposium on wave propagation and dynamic properties of Earth mate-*

- rials*, University of New Mexico, 7-26.
- [107] Nicolas, M., B. Massinon, P. Mechler y M. Bouchon. 1982. Attenuation of regional phases in Western Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 2089-2106.
- [108] Nuttli, O.W. 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. *J. Geophys. Res.*, **78**, 876-885.
- [109] Nuttli, O.W. 1978. A time-domain study of the attenuation of 10 Hz waves in the New Madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 343-355.
- [110] Nuttli, O.W. 1980. The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 469-485.
- [111] Nuttli, O.W. 1981. On the attenuation of *Lg* waves in western and central Asia and their use as a discriminant between earthquakes and explosions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 249-261.
- [112] Nuttli, O.W. 1986. Yield estimation of Nevada Test Site explosions obtained from seismic *Lg* waves. *J. Geophys. Res.*, **91**, 2137-2151.
- [113] Oliver, J. y M. Ewing. 1957. Higher modes of continental Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **47**, 187-204.
- [114] Oliver, J. y M. Ewing. 1958a. Normal modes of continental Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 33-49.
- [115] Oliver, J. y M. Ewing. 1958b. The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 339-354.
- [116] Oliver, J., M. Ewing y F. Press. 1955. Crustal structure of the Arctic regions from the *Lg* phase. *Bull. geol. Soc. Am.*, **66**, 1063-1074.
- [117] Olivera, C. y E. Banda. 1988. La Xarxa Sísmica de Catalunya, in: *Trobades Científiques de la Mediterrània: Xarxes Sísmiques instrumentació i apli-*

cació a la Sismotectònica, Maó, Menorca, CIRIT, Gen. de Catalunya, 381-416.

- [118] Panza, G.F., F.A. Schwab y L. Knopoff. 1972. Channel and crustal Rayleigh waves. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**, 273-280.
- [119] Payo, G. 1986. *Introducción al análisis de sismogramas*. Mon. **3**, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 125 pp.
- [120] Payo, G. y F. de Miguel. 1974. Magnitud de los sismos de la región Ibérica a partir de la fase *Lg*. *Rev. de Geofísica*, **XXXIII**, 159-173.
- [121] Peñuelas, G. y J.A. Canas. 1985. Fórmulas de magnitud de duración y atenuación anelástica de la fase *Lg* para el subbloque Ibero-Costero-Pirenaico. *Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física*, Sitges, Abst. 225.
- [122] Pomeroy, P.W., W.J. Best y T.V. McEvelly. 1982. Test ban treaty verification with regional data - A review. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, S89-S129.
- [123] Press, F. y M. Ewing. 1952. Two slow surface waves across North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **42**, 219-228.
- [124] Pujades, L. 1987. *Distribució de Q de coda a la Península Ibérica*. Tesis Doc., Universitat de Barcelona, 263 pp.
- [125] Pujades, L., J.A. Canas, J.J. Egozcue, M.A. Puigvi, J. Gallart, X. Lana, J. Pous y A. Casas. 1989. Coda-Q in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, en prensa.
- [126] Richter, C.F. 1956. *Elementary Seismology*. W.H. Freeman, San Francisco.
- [127] Ries, A.C. 1978. The opening of the Bay of Biscay-A review. *Earth Sci. Rev.*, **14**, 35-63.

- [128] Roca, A. 1986. Seismic instrumentation, *in: XI Seminario Regional Europeo de Ingeniería Sísmica. Comunicaciones, Granada, 1984*, Com. y Pon. 2, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 235-265.
- [129] Rubin, S. 1961. Concepts in shock data analysis, *in: C.M. Harris, C.E. Crede (eds.), Shock and Vibration Handbook, volume 2: Data analysis, testing and methods of control*. McGraw-Hill Book Comp., New York, 23.1-23.37.
- [130] Sarrate, J., Canas, J.A., Barbat, A. y Egozcue, J.J. 1989. Spectral analysis of seismic ground motions. Application to the Beznar dam accelerogram, *in: Seismic risk assesment and design of building structures*, UNESCO, Ed. Omega Sci., England.
- [131] Savage, J.C. 1966. Radiation from a realistic model of faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 577-592.
- [132] Seed, H.B., R. Murarka, J. Lysmer e I.M. Idriss. 1976. Relationships of maximum accelerations, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1323-1342.
- [133] Shin, T.C. y R.B. Herrmann. 1987. *Lg* attenuation and source studies using 1982 Miramichi data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 384-397.
- [134] Singh, S. y R.B. Herrmann. 1983. Regionalization of crustal coda *Q* in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, **88**, 527-538.
- [135] Torres-Roldán, R.L. 1979. The tectonic subdivision of the Betic zone (Betic Cordillera, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt. *Am. J. Sc.*, **279**, 19-51.
- [136] Trifunac, M.D. 1972. Tectonic stress and the source mechanism of the Im-

- perial Valley, California, earthquake of 1940. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1283–1302.
- [137] Trifunac, M.D. 1976a. Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion—Dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 189–220.
- [138] Trifunac, M.D. 1976b. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-station distance and recording site condition. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1343–1374.
- [139] Trifunac, M.D. y A.G. Brady. 1975. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 139–162.
- [140] Udías, A. 1980. Seismic stresses in the region Azores–Spain–Western Mediterranean. *Rock Mechanics, Suppl.*, **9**, 75–84.
- [141] Udías, A. 1988. The deep seismic profile program in Spain, *in*: E. Banda, L.A. Mendes-Victor (eds.), *Proc. of the 5th Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project: The Iberian Peninsula*. European Sci. Found., Strasbourg, 5–11.
- [142] Udías, A. y Buforn, E. 1985. Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí, *in*: A. Udías, D. Muñoz, E. Buforn (eds.), *Mecanismo de los terremotos y Tectónica*. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 215–224.
- [143] Udías, A., López-Arroyo, A. y Mezcuca, J. 1976. Seismotectonic of the Azores-Alborán region. *Tectonophysics*, **31**, 259–289.

- [144] Udías, A., López-Arroyo, A. y Mezcua, J. 1983. Sismicidad y Sismotectónica de España, *in: Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid, 613-624.
- [145] Van der Voo, R. 1969. Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.
- [146] Vegas, R. 1985. Tectónica del área Ibero-Mogrebí, *in: A. Udías, D. Muñoz, E. Buforn (eds.), Mecanismo de los terremotos y Tectónica*. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.
- [147] Vegas, R. y E. Banda. 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth evolution Sci.*, 4, 320-343.
- [148] White, J.E. 1965. *Seismic Waves: Radiation, Transmission and Attenuation*. McGraw-Hill Inc., New York, 302 pp.
- [149] Williams, C.A. 1975. Sea floor spreading in the Bay of Biscay and its relation to the North Atlantic. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 25, 33-43.
- [150] Zeyen, H.J. y E. Banda. 1989. *Mapa aeromagnètic de Catalunya 1:250.000*. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona, 61 pp.