

A C A D E L C A R I B E

O C O S

MIGUEL
HERRÁIZ
SARACHAGA

Conceptos Básicos de
SISMOLOGÍA
PARA INGENIEROS

PLACA SUDAMERICANA

CENTRO PERUANO JAPONÉS DE
INVESTIGACIONES SISMICAS Y
MITIGACIÓN DE DESASTRES



N A Z C A

MIGUEL HERRÁIZ SARACHAGA
Profesor Titular de Universidad
Universidad Complutense de Madrid
España.

Conceptos Básicos de **SISMOLOGÍA** PARA INGENIEROS

CENTRO PERUANO JAPONÉS DE
INVESTIGACIONES SISMICAS Y
MITIGACIÓN DE DESASTRES



Iª Edición

SOBRE EL AUTOR

El doctor Miguel Herraiz Sarachaga nació en Bilbao, España. Es doctor en Ciencias Físicas por la Universidad Complutense de Madrid de la que es profesor titular de Geofísica. Ha efectuado investigaciones en MIT con K. Aki y en la Universidad de California, Berkeley con B. Bolt. Es autor de numerosas publicaciones técnicas presentadas en los foros mundiales de sismología. Ha sido director adjunto del Instituto Torroja de Madrid y secretario de la Asociación Española de Ingeniería Sísmica. Continúa activamente desarrollando su labor de investigador y docente tanto en España como en otros países. Es profesor visitante de la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería de Lima, Perú y recientemente ha sido nombrado profesor honorario de esa casa de estudios.

DERECHOS RESERVADOS POR LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE
INGENIERÍA - CISMID, 1997

Copyright 1997

Av. Túpac Amaru 1150 - Rímac, Lima 25 - Perú

Esta publicación no puede ser reproducida, almacenada, transmitida en ninguna forma, ni parcial ni totalmente, sin previa autorización escrita por el Editor.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced in any form without written permission of the publisher.

ÍNDICE

<i>Presentación</i>	I
<i>Reconocimiento</i>	II
<i>Introducción</i>	III
Tema 1	
ORIGEN DE LOS TERREMOTOS	
1.1 Tectónica de Placas y Generación de Terremotos	1
Tema 2	
FALLAS Y ONDAS SÍSMICAS	
2.1 Geometría de la Falla	9
2.2 Ondas Sísmicas	12
Tema 3	
PROCESO EN EL FOCO, APROXIMACIÓN DE FOCO PUNTUAL	
3.1 Campo Próximo y Campo Lejano. Problemas Directo e Inverso	17
3.2 Aproximación de Foco Puntual.....	19
3.3 Cálculo del Mecanismo Focal Mediante las Ondas P	21
3.4 Conceptos de Dislocación, Tensor Densidad de Momento Sísmico y Caída de Esfuerzos	24
3.5 Concepto de Función de Green	28
Tema 4	
FOCO EXTENSO. MODELOS COMPLEJOS	
4.1 Dimensiones de la Fuente	31
4.2 Modelos Estocásticos	40
4.3 Espectros de Desplazamiento y Aceleración	42
Tema 5	
PARÁMETROS DE LOCALIZACIÓN	
5.1 Localización Espacial y Temporal	46
5.2 Técnicas para Mejorar la Localización Hipocentral	49
Tema 6	
PARÁMETROS DE TAMAÑO	
6.1 Intensidad Sísmica	54
6.2 Magnitud Sísmica	58
6.3 Relaciones Intensidad-Magnitud.....	62

Tema 7

**DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE TERREMOTOS.
MICROSISMICIDAD, APLICACIONES**

7.1 Distribución Global.....	63
7.2 Distribución Regional. Relaciones de Recurrencia.....	64
7.3 Distribución Temporal de los Terremotos	66
7.4 Microsismicidad.....	66
7.5 Aplicación a la Vigilancia Sísmica de la Actividad Volcánica.....	69
7.6 Aplicación al Estudio de la Sismicidad Inducida por Embalses	70

Tema 8

**TRANSMISIÓN DE ONDAS SÍSMICAS: ATENUACIÓN Y ESPARCIMIENTO.
EFECTO DE EMPLAZAMIENTO**

8.1 Procesos de Atenuación	73
8.2 Influencia de la Directividad.....	79
8.3 Influencia del Emplazamiento	80

Tema 9

**REGISTROS EN EL CAMPO PRÓXIMO: ACELEROGRAMAS,
ESPECTROS DE RESPUESTA**

9.1 Acelerógrafos y Acelerogramas.....	85
9.2 Parámetros de los Acelerogramas	89
9.3 Espectros de Respuesta	91
9.4 Espectros Reales, Escalados y de Diseño	99
9.5 Nuevos Parámetros de Tamaño.....	99

Tema 10

PELIGROSIDAD Y RIESGO SÍSMICO

10.1 Conceptos Básicos	101
10.2 Métodos para Evaluar la Peligrosidad	102
10.3 Aplicación Práctica de los Métodos Probabilistas	103
Referencias	116
Anexo	128

PRESENTACIÓN

La Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería se complace en presentar este libro titulado "Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros" del doctor Miguel Herráiz Sarachaga.

El doctor Herráiz ha visitado nuestra Facultad en diversas oportunidades y ofrecido cursos y conferencias para nuestros alumnos de la Sección de Postgrado. En ocasión de su última visita el Consejo de Facultad le otorgó el grado de Profesor Visitante. Esta vez, en ocasión de la presentación formal de su libro, solicitamos al Consejo Universitario de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI) se le otorgue el grado de Profesor Honorario de la Universidad el que le fue entregado en ceremonia especial.

Agradecemos al Profesor Herráiz por su constante y desinteresado respaldo a la UNI y por permitir al CISMID la edición y publicación de su libro que realza la celebración de los diez años de actividades de este centro de investigación de nuestra Facultad.

Lima, Agosto de 1997

*Ing. Roberto Morales Morales
Decano*

RECONOCIMIENTO

El libro del Profesor Miguel Herráiz Sarachaga es a su vez el fin y el comienzo de una tarea. Es el final del primer esfuerzo editorial del Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, CISMID. Este se inició cuando al culminar el curso sobre el tema que impartió el Dr. Herráiz en 1994, en nuestro local, quedó como base el material que se ha convertido hoy en este excelente texto. Esperamos que sea el primer libro de una serie que estará dedicada a los temas relacionados con la ingeniería sismorresistente, geotecnia y el planeamiento y prevención contra desastres. El material disponible en las investigaciones efectuadas en los diez años de actividades del CISMID constituye una fuente importante que permitirá a sus miembros completar esta tarea.

Para un Centro cuya función es trabajar en ingeniería sismorresistente este primer libro sobre Sismología para Ingenieros es un buen comienzo ya que significa comenzar por el principio: por el estudio del peligro sísmico. Estamos seguros que será de utilidad para los estudiantes e ingenieros de habla castellana que no disponen con facilidad de textos sobre el tema. Alguna terminología usada tiene pequeñas variantes en los países de América, pero se ha preferido mantener los vocablos usados por el autor para guardar la coherencia y estilo del texto. Las diferencias por otro lado no alteran los conceptos.

Gracias al desinteresado esfuerzo del Dr. Herráiz nos honramos en presentar esta edición que finalmente podemos publicar. Debo hacer público el agradecimiento del CISMID al autor por su lealtad para con nosotros. La valía y utilidad de este material fue reconocida desde un inicio por otras instituciones extranjeras que se interesaron por su publicación; sin embargo el autor nunca dudó, en gesto que lo enaltece y que se ajusta perfectamente a su generoso carácter, que la publicación correspondía al CISMID.

Gracias al respaldo financiero de la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA), el CISMID ha publicado decenas de informes, memorias y ponencias de sus investigadores en simposios y congresos; pero nunca antes había editado un libro original. Cuando nos interesamos en esta tarea ya no se contaba con los recursos de dicha cooperación. Gracias a las actividades del CISMID y de su personal se han obtenido recursos propios que nos han permitido, finalmente, poder editar directamente este volumen. Nuestro reconocimiento a la Dirección General de Investigación Científica y Técnica del Ministerio de Educación y Ciencia de España que hizo posible la primera estancia del Profesor Herráiz en el CISMID, en 1994, y al Programa Intercampus España-América Latina de la Agencia Española de Cooperación Internacional que posibilitó una nueva visita, en 1995, para llevar a cabo la revisión final del texto. Asimismo al Dr. Jorge Alva Hurtado, director del CISMID entre 1991-1995, quien acogió al Dr. Herráiz inicialmente y facilitó con la Sección de Postgrado de la Facultad de Ingeniería Civil las condiciones locales para ofrecer el curso inicial.

Nuestro particular agradecimiento al autor quien en sus visitas al CISMID nos ha mostrado, con su ejemplo, las mejores virtudes del pueblo español.

Lima, Agosto de 1997

Dr. Javier Piqué del Pozo
Director

INTRODUCCIÓN

Este libro es, en gran medida, reflejo de un Curso que con el mismo título se impartió en Septiembre de 1994, en el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), de la Universidad Nacional de Ingeniería (Lima, Perú). A él asistieron más de 40 alumnos procedentes de diversos Centros del Perú y Ecuador quienes, junto con el apoyo de las Instituciones patrocinadoras y del CISMID, hicieron que el Curso fuera un éxito. Aunque al final del mismo se entregó a los participantes un amplio resumen de los temas explicados, se planteó la conveniencia de elaborar una edición más detallada que contribuyese a cubrir la ausencia en el Perú de textos especializados en esta materia y redactados en castellano. El CISMID acogió con ánimo la idea y en ese mismo mes se redactó una primera versión del libro. Todo ello fue posible gracias a la Dirección General de Investigación Científica y Técnica del Ministerio de Educación y Ciencia de España, que financió la estancia del autor en el CISMID. en calidad de Profesor Visitante. Un año más tarde, aprovechando una nueva permanencia del autor en Lima dentro del Programa Intercampus España-América Latina de la Agencia Española de Cooperación Internacional, se completó una segunda versión. Por último, en Agosto de 1996 se llevó a cabo una revisión completa del contenido y se actualizaron muchas referencias, llegándose a la versión que hoy se ofrece al público. Las sugerencias de los Profesores Udías (de la Universidad Complutense de Madrid) y Meyer (del Observatorio Sismológico del Suroccidente, Cali, Colombia) fueron muy enriquecedoras en esta etapa.

El objetivo de este libro es presentar a Ingenieros y Arquitectos algunos de los temas fundamentales en Sismología, con el propósito de facilitar un mejor conocimiento del fenómeno sísmico y una mayor comprensión de los principales conceptos usados en la práctica de la Ingeniería Sísmica. Al hacerlo, el libro busca complementar con un contenido teórico la formación predominantemente práctica que los Ingenieros pueden recibir con más facilidad. Asimismo, quiere presentar con detalle algunos temas sismológicos que habitualmente no son objeto de estudio en las carreras de Ingeniería o Arquitectura. Por ello se ha elegido un contenido próximo a la Sismología Básica renunciando, - a pesar de su innegable interés e importancia -, a incluir temas de carácter más aplicado como la prospección sísmica o el diseño sismorresistente de las estructuras.

En su desarrollo el libro tiene en cuenta que, desde un punto de vista sismológico, el movimiento producido por un terremoto en un punto es el resultado de la combinación del proceso de ruptura en el foco, la propagación de las ondas sísmicas hasta el lugar de observación y la respuesta local del emplazamiento. A estos factores hay que añadir la influencia del equipo de registro cuando el movimiento es captado en forma de sismograma o acelerograma. Para tratar esta problemática el Texto comienza, - temas 1 y 2 -, con la descripción de los fundamentos que pueden ayudar a entender el origen de los terremotos, los parámetros básicos de una falla y las principales ondas sísmicas. Seguidamente, en los temas 3 y 4, se aborda el proceso en el foco, partiendo de los modelos más sencillos hasta llegar a otros más actuales y comienza. – temas 1 y 2 -, con la descripción de los fundamentos que pueden ayudar a entender el origen de los terremotos, los parámetros básicos de una falla y las principales ondas sísmicas. Seguidamente, en los temas 3 y 4, se aborda el proceso en el foco, partiendo de los modelos más sencillos hasta llegar a otros más actuales y realistas. Los temas 5

y 6 presentan, respectivamente, los parámetros de localización y tamaño con una atención preferente a los aspectos sismológicos que pueden tener mayor interés para los Ingenieros. En el tema 7 se describe someramente la sismicidad natural y la sismicidad inducida, así como la realización de estudios con redes sísmicas locales. El tema siguiente comenta algunos aspectos de la transmisión de las ondas sísmicas, especialmente la atenuación y el esparcimiento, e introduce los principales fenómenos relacionados con el emplazamiento. Por último, los temas 9 y 10 describen el análisis de los acelerogramas y las bases de los métodos deterministas y probabilistas utilizados para evaluar el peligro sísmico. El libro termina con un breve Anexo en el que se listan varias direcciones de Internet que pueden ser útiles para quienes deseen recibir información sobre temas de Geofísica y más en concreto, sobre Sismología e Ingeniería Sísmica. De acuerdo con el contexto en el que ha sido escrito, a lo largo de todo el libro se han buscado ejemplos y aplicaciones relacionados con el Perú.

Como ya se ha señalado, el Curso que dio lugar a este Texto no hubiera sido posible sin el entusiasmo del CISMID y en particular de su Director en 1994, Dr. Jorge Alva Hurtado. Mi más cordial agradecimiento para él y para todos los miembros del Centro que colaboraron en la realización del Curso y en la redacción del Texto. Entre ellos deseo dar las gracias explícitamente al Ingeniero Hebert Sotelo por su colaboración en los temas informáticos, y al Ingeniero Rafael Salinas por su ayuda en los capítulos dedicados a los acelerogramas y al peligro sísmico. Asimismo al Ing. Miguel Estrada quien en esforzada labor reformateó y preparó el texto definitivo para su impresión. Gracias también al Dr. Daniel Huaco por sus sugerencias y comentarios. La ayuda de D. Rafael Rodríguez y D. Carlos Cobos fue extremadamente eficaz y generosa para la solución de todos los problemas prácticos surgidos durante la realización del Curso. Por último, pero en primer lugar, deseo expresar mi agradecimiento a Doña Nelly Mejía por su paciente colaboración para la edición de este Texto.

El interés y el trabajo del Dr. Javier Piqué, actual Director del CISMID, han sido decisivos en la etapa final de la edición del libro. Sin su ayuda y su voluntad de superar todas las dificultades, esta empresa no hubiera llegado a buen término. A él y a todas las personas e Instituciones colaboradoras, una vez más mi sincero agradecimiento.

M. Herráiz S.

Lima y Madrid, Septiembre 1996.

Tema I

ORIGEN DE LOS TERREMOTOS

1.1 TECTÓNICA DE PLACAS Y GENERACIÓN DE TERREMOTOS

El origen de los terremotos ha sido asignado a causas muy diferentes a lo largo de la Historia. En muchos casos, estas explicaciones han estado estrechamente vinculadas a las costumbres o las creencias religiosas de los diferentes pueblos y han sido atribuidas a la acción de los dioses (como, por ejemplo, a Poseidón en la Teogonía griega), o a la lucha entre deidades maléficas y protectoras. Tampoco han faltado intentos de explicación más científica como los debidos a algunos filósofos presocráticos (S. V a.C.) y a Aristóteles (S. IV a.C.), quien consideraba que los terremotos eran producidos por masas de aire caliente que intentaban escapar del interior de la Tierra.

Si bien la consideración de un terremoto como una respuesta elástica a fenómenos geológicos ya fue anunciada por Hooke en su "Discurso sobre Terremotos" (1668), se puede considerar que el planteamiento moderno se inicia a principios del siglo pasado, cuando los terremotos comienzan a vincularse con fallas geológicas observables en el terreno. Von Humboldt parece ser uno de los primeros defensores de este punto de vista que, sin embargo, no es compartido por Robert Mallet en su estudio del terremoto de Nápoles de 1857, -trabajo considerado el inicio de la sismología moderna-, ni por Lyell (1868), quien describió el fallamiento y la deformación producidos por terremotos. Para este autor, y en continuidad con las teorías del S XVII, los terremotos tenían un origen térmico; como manifestación de un proceso volcánico o como resultado de la contracción y expansión térmicas. De todas formas, la relación entre los terremotos y las fallas fue abriéndose camino con los años, -en buena medida gracias a los trabajos de Gilbert (1884)-, de manera que a finales del siglo XIX ya era comúnmente aceptado que los sismos se originaban por el movimiento relativo de las dos partes de una fractura de la corteza terrestre. El primer modelo mecánico para explicar este proceso fue establecido por Reid en 1911, a

partir del estudio de los movimientos de la falla de S. Andrés (California) ocurridos, en especial, durante el terremoto de S. Francisco de 1906. De acuerdo con esta teoría, -conocida como "modelo del rebote elástico"-, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material, lo que sucede cuando los esfuerzos de cizalla alcanzan valores próximos a 1 000 bares. En este momento la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos se relajan total o parcialmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente (Figura 1.1). Las rocas deformadas por el esfuerzo "rebotan" a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. El terreno próximo a la falla sufre un desplazamiento, que en el caso de la falla de San Andrés y el terremoto de 1906, alcanzó, en algunas zonas, un valor de 6 metros. Parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno. La generación de un sismo consta, por tanto, de dos etapas: una de acumulación lenta de la energía elástica y otra de relajación súbita. Mientras que la primera puede prolongarse muchos años, la segunda dura únicamente decenas de segundos. Es importante señalar que Reid incluyó en su modelo la interrupción y el reinicio de la ruptura, marcados por la generación de vibraciones que se propagan como ondas sísmicas. Como veremos, la existencia de diversas fases en el proceso de ruptura y su reflejo en la creación de ondas de diferente frecuencia, son una de las aportaciones más importantes de los modelos modernos que explican el mecanismo sísmico. También conviene poner de manifiesto que la hipótesis, asumida generalmente en la estimación de la peligrosidad sísmica, de que la ocurrencia de terremotos sigue una distribución de Poisson en el tiempo (es decir, que los sismos son temporalmente independientes), discrepa de los presupuestos básicos del modelo de Reid.

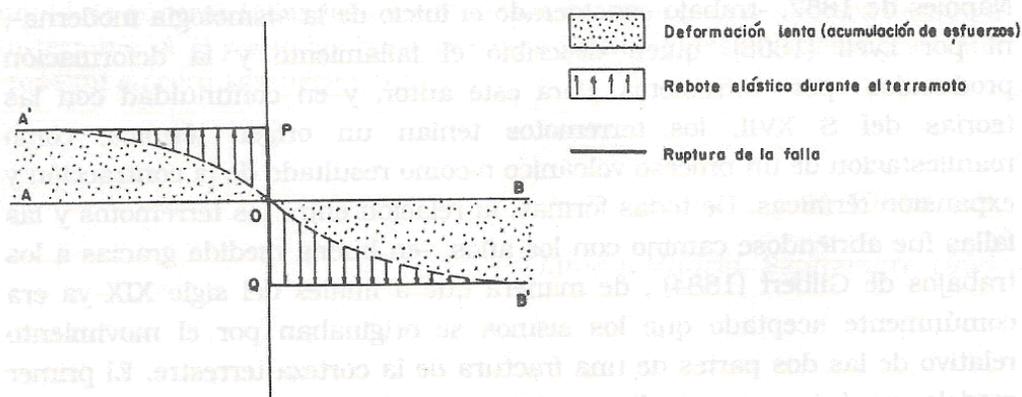


Figura 1.1 Modelo de rebote elástico (Reid, 1911)

La zona capaz de generar terremotos -capa sismogénica- no se extiende generalmente más allá de los 30-40 primeros kilómetros en el interior de la Tierra. En esta parte, conocida por esquizosfera (Scholz, 1989), existe suficiente rigidez como para que puedan producirse fracturas frágiles. Constituye la zona más superficial de la litosfera, región que se extiende hasta los 100 km de profundidad (isoterma de aproximadamente 1 300 C) y abarca la corteza y la parte superior del manto donde el deslizamiento ya es asísmico (plastosfera). La parte del manto situada inmediatamente debajo de la litosfera hasta una profundidad de unos 200 km, se llama astenosfera. La corteza y el manto se encuentran separados por la Discontinuidad de Mohorovicic, (conocida abreviadamente por "Moho"), en la que la velocidad de las ondas sísmicas experimenta un brusco incremento. La corteza presenta características distintas bajo los océanos y bajo los continentes. En el primer caso se compone de una sola capa de material basáltico cuyo espesor varía, generalmente, entre 5 y 10 km, aunque puede aumentar en los mares interiores. La corteza continental tiene una capa granítica sobre la basáltica y el espesor total oscila entre 20-24 km en las zonas costeras, y 40-50 km bajo las grandes cadenas montañosas. Los terremotos superficiales (con profundidad $h < 30$ km) se generan en la esquizosfera. Los intermedios ($30 \text{ km} < h < 200 \text{ km}$) y los profundos ($h > 200 \text{ km}$) se producen en zonas más internas con suficiente rigidez, originadas, bien porque el material rígido se ha introducido en el manto conservando sus características mecánicas (como por ejemplo en parte de las zonas de subducción), o bien (caso de los profundos) porque se han producido cambios en las fases mineralógicas (Green, 1994). Estos cambios tienen lugar en zonas situadas en torno a 400 y 650 km de profundidad y parecen responder a transformaciones de fase metaestables; de olivino (silicato de magnesio y hierro) a espinela (óxido de aluminio y magnesio) en el primer caso, y de espinela a perovskita (óxido de titanio y calcio) y óxidos de magnesio, en el segundo. Aunque la relación de estos cambios con el proceso de generación de terremotos no es bien conocida, se cree que son responsables de la aparición de esfuerzos internos que se añaden al peso de la placa que se hunde en el manto. De esta manera se crearía una inestabilidad de cizalla (transformational faulting) similar a la observada en experimentos de laboratorio (Kirby et al., 1996). El resultado final sería la aparición de terremotos profundos en placas frías y con velocidad de subducción elevada. Aunque con grandes diferencias respecto a los sismos superficiales explicados por el modelo de Reid, el proceso fundamental que origina el terremoto sigue siendo la relajación súbita de una energía acumulada en el medio.

Esta explicación plantea una nueva pregunta: ¿cuál es la causa de los esfuerzos diferenciales que provocan la deformación del terreno y la acumulación de tensiones en la superficie de la Tierra?. La respuesta está vinculada a la dinámica de la litosfera terrestre y, más en concreto, a la teoría de la tectónica de placas. Según ella, la litosfera está dividida en un conjunto de placas independientes que se desplazan arrastradas por las corrientes de convección de la astenosfera, con velocidades relativas de unos pocos centímetros al año. Se pueden distinguir unas 17 placas importantes de las que 6 se consideran principales (Figura 1.2). En todas ellas el interior es estable y los márgenes inestables. Estos márgenes pueden ser de tres tipos: divergentes, convergentes y de deslizamiento horizontal (Figura 1.3).

Los bordes divergentes son zonas de expansión en las que se crea corteza oceánica a lo largo de una cordillera volcánica submarina situada en medio de un océano. Estas cordilleras, conocidas como dorsales oceánicas, se extienden a lo largo de miles de kilómetros y a veces, como en el caso de Islandia, dan lugar a la formación de islas. El material que procede del manto es expulsado a la superficie del fondo oceánico, se sitúa a uno y otro lado de la zona de fisura y se aleja de ella a medida que el proceso eruptivo continúa produciendo nuevos aportes. Las placas tienden a separarse arrastradas por la convección del manto que tiene sentidos distintos a uno y otro lado de la dorsal, dando lugar a la formación o ampliación de los océanos. La actividad sísmica que se genera en este proceso tectónico es de moderada magnitud y con profundidades hipocentrales inferiores a 70 km.

?????

Dado que la superficie de la tierra no aumenta, es necesario que existan procesos de destrucción de litosfera que compensen el material creado en las dorsales oceánicas (Le Pichón, 1968). Este mecanismo compensador ocurre en los márgenes convergentes, que son las zonas en las que tiene lugar el encuentro de dos placas. Cuando una de ellas corresponde a litosfera oceánica, puede producirse un fenómeno de subducción por el que la placa oceánica se introduce por debajo de aquella con la que se encuentra, que a su vez puede ser de tipo oceánico o continental. La placa buzante penetra en la astenosfera y el manto superior hasta que las elevadas presiones y las grandes temperaturas hacen que sea absorbida. La zona del fondo oceánico en la que se inicia la subducción se llama trinchera y muchas veces va acompañada de una línea paralela de volcanes situados en el interior del continente (como sucede en el Sur del Perú) si la convergencia es con una placa continental, o por un arco de islas si es con una oceánica. En este

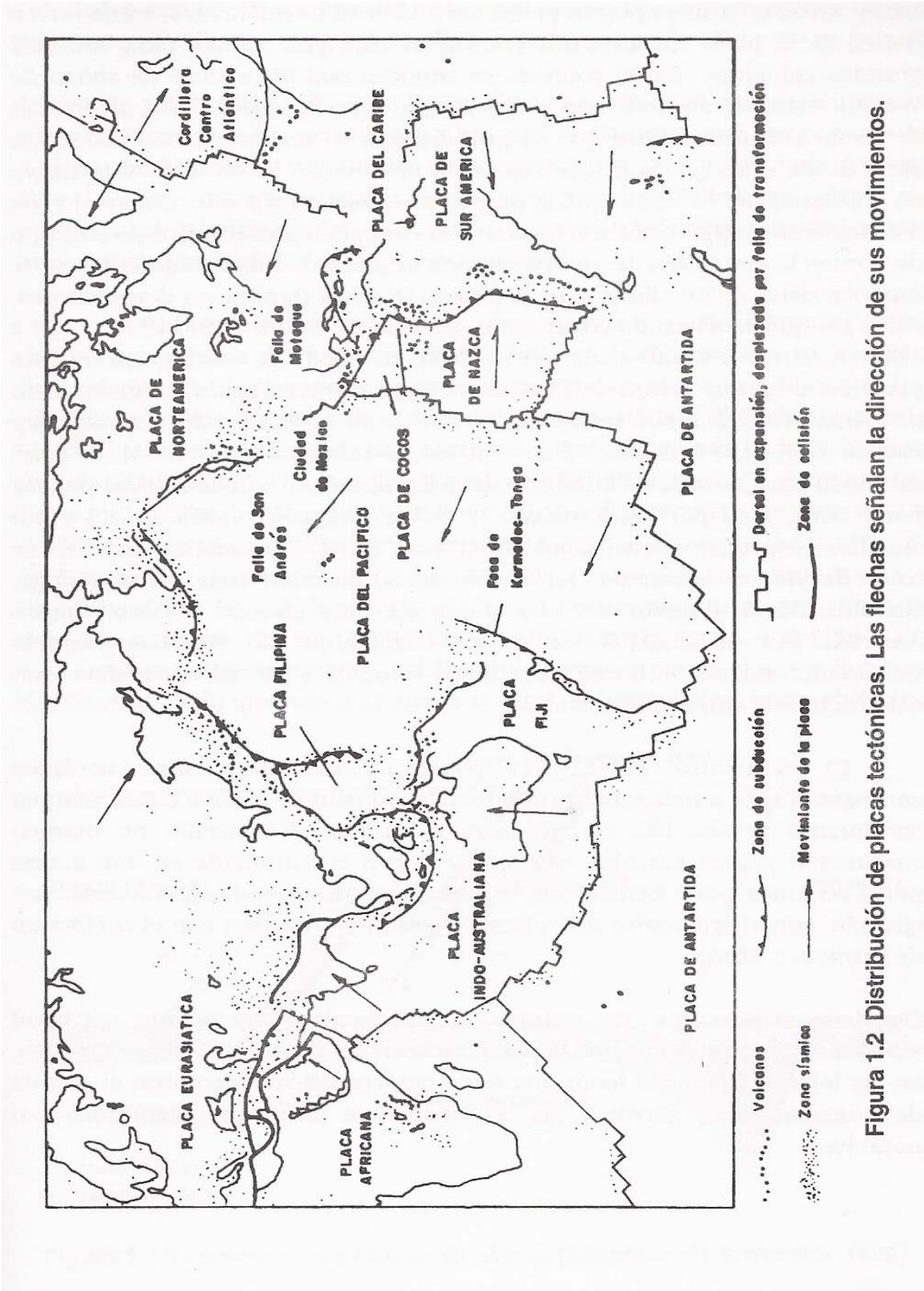


Figura 1.2 Distribución de placas tectónicas. Las flechas señalan la dirección de sus movimientos.

proceso, los terremotos se originan tanto en las áreas de ambas placas próximas a la línea de encuentro, como en las partes de la placa buzante que conservan suficiente rigidez para soportar grandes esfuerzos. Estas regiones se conocen con el nombre de zonas de Wadati - Benioff en honor de sus primeros investigadores. Esta diversidad de fuentes sísmicas hace que la profundidad de los terremotos asociados varíe desde unos pocos kilómetros cerca de la costa hasta 600-700 km, ya en el interior del continente. Las magnitudes pueden ser muy grandes, y los mecanismos de tipo normal o inverso. Un ejemplo representativo de este tipo de bordes lo constituye la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de América del Sur. En ella se han originado muchos terremotos devastadores, como los que asolaron diversas zonas del Perú en 1604, 1687, 1746, 1784 y 1868, ó el más reciente ocurrido en Chile en 1960. La subducción de esta placa en el norte y centro del Perú tiene lugar con un ángulo de buzamiento pequeño, próximo a 10°, mientras que al Sur no supera los 30° (Barazangi y Isacks, 1976; 1979; James y Snoke, 1994; Norabuena et al., 1994). La edad estimada para la zona de subducción es de 32 millones de años (Ma) para la parte norte y 42 para la parte sur, y su velocidad se evalúa en 4.3 y 4.5 cm/año, respectivamente (Scholz y Campos, 1995). Para ambas variables se trata de valores discretos: las zonas de subducción más viejas (Tonga, Honshu, Java) superan los 115 Ma, y las más jóvenes (México, Centro América, Sur de Chile) se sitúan en torno a los 20 Ma. Las mayores velocidades alcanzan 10 cm/año (Tonga, Honshu) y las más pequeñas son del orden de 3 cm/año (Guerrero).

El encuentro entre una placa continental y otra oceánica correspondiente a una zona de subducción constituye el caso de un margen continental activo. Por el contrario, se utiliza el concepto de margen continental pasivo para los casos en los que el continente se une a una parte oceánica para formar una misma placa. Esto es lo que sucede, por ejemplo, con el encuentro del margen oriental de América con el occidental de Eurasia y África.

Conviene señalar que no siempre la subducción genera una actividad sísmica tan importante como la que ocurre en las zonas de Chile y Perú. Así, en las Islas Marianas el fenómeno tiene características diferentes: el ángulo de buzamiento es mayor y los terremotos no alcanzan magnitudes tan notables.

Un tipo diferente de convergencia se origina cuando las dos placas actuantes son continentales. En este caso, como las características de las placas son similares, ninguna de ellas se superpone a la otra y no se puede hablar de subducción sino de colisión. Este es el caso del choque entre una parte de la placa Indo-Australiana y la placa de Eurasia, que dio origen a la cadena del Himalaya y continúa provocando una gran actividad sísmica. En ella los sismos superficiales se ven acompañados de otros de profundidad intermedia (70 - 200 km) y pueden producirse terremotos tan importantes como el de Assam, India, de 1897.

Por último, los márgenes de deslizamiento o de fractura están definidos por fallas de desgarre. En ellos no existe destrucción ni creación de material, y el desplazamiento relativo de las placas es horizontal y paralelo a la falla. La sismicidad asociada es superficial (15-20 km) y puede alcanzar elevada magnitud. Dos ejemplos importantes son la falla de San Andrés (California), límite entre las placas del Pacífico y de América del Norte, y la falla de Motagua (donde se originó el terremoto de Guatemala de 1976), que señala la separación entre ésta última placa y la del Caribe. El deslizamiento continuo de la falla de San Andrés produce un desplazamiento lateral derecho (cada placa ve moverse a la otra hacia la derecha) y ocurre con una velocidad de, aproximadamente, 3 cm/año. En esta zona la placa de América del Norte se desplaza hacia el sur y la placa del Pacífico, en la que está incluida la ciudad de Los Angeles, hacia el Norte.

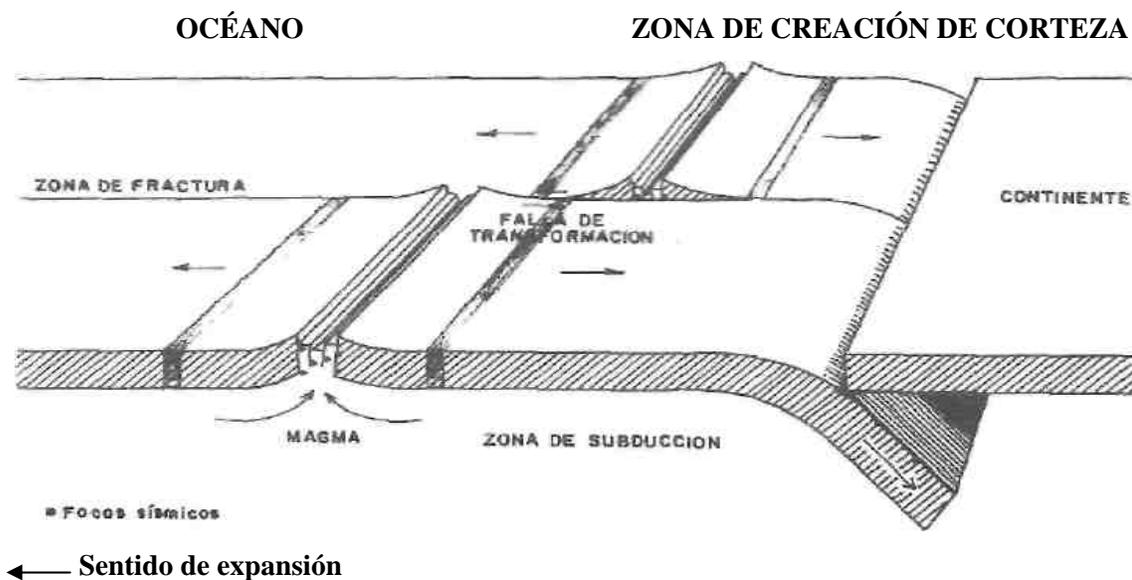


Figura 1.3 Esquema de los límites de placas (Adaptado de Anderson, 1976)

En los bordes descritos tienen lugar cerca del 95% de los terremotos de origen tectónico. El resto ocurre en el interior estable de las placas. Se trata de los sismos intraplaca que algunas veces, como en los terremotos de Nuevo Madrid (Missouri 1811-1812), Charleston (Carolina del Sur, 1886) o Pekín (1980), pueden tener una gran magnitud. Aunque no existe unanimidad sobre este punto, se cree que estos terremotos, -sobre todo los que se originan en la zona más interna de las placas (mid-plate earthquakes)- ocurren en zonas de fragilidad, en las que se liberan los esfuerzos que han sido generados en los bordes de la placa y transmitidos a través de ella.

Finalmente, conviene señalar que algunos de los terremotos vinculados al proceso eruptivo de un volcán no responden al mecanismo descrito en este apartado sino que tienen un carácter marcadamente explosivo. Por ello se acostumbra a diferenciar entre terremotos de origen tectónico y terremotos volcánicos.

FALLAS Y ONDAS SÍSMICAS

2.1 GEOMETRÍA DE LA FALLA

Para analizar el proceso sísmico en el foco es necesario introducir un conjunto de parámetros que permitan describir la falla que genera el terremoto; la forma en que tiene lugar el proceso de ruptura; la localización espacio-temporal del fenómeno y, finalmente, su tamaño. En primer lugar se definirá la geometría de la falla.

Se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial de los materiales adyacentes. En Sismología e Ingeniería Sísmica el interés se centra en las fallas activas y en las fallas capaces. Aunque existen numerosas definiciones (Reiter, 1990), una falla es sísmicamente activa cuando hay constancia de que, en un tiempo determinado, ha sido causante de, al menos, un terremoto. El tiempo que se considera varía según quién define el concepto y la finalidad del estudio, pero suele extenderse a los 10 000 ó 35 000 últimos años. La Comisión Reguladora Nuclear de los Estados Unidos (USNRC), para el contexto de la falla de San Andrés, consideraba en 1980 que una falla es activa cuando se dan las siguientes circunstancias:

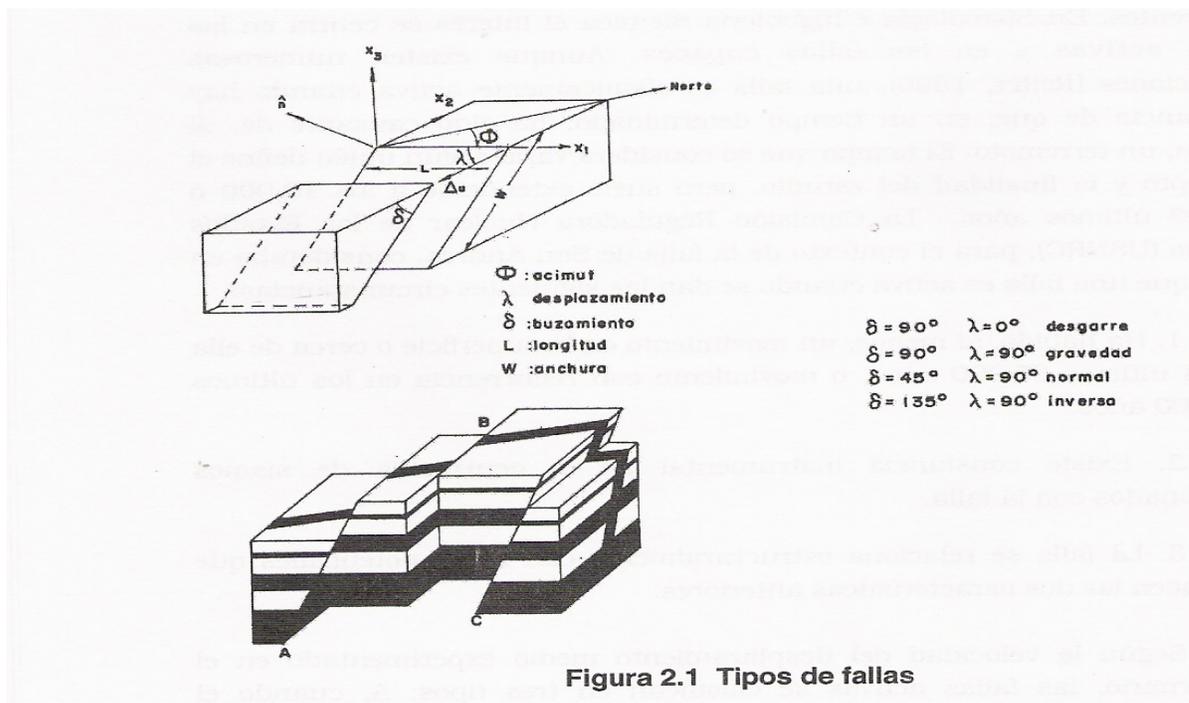
1. Ha habido, al menos, un movimiento en la superficie o cerca de ella en los últimos 35 000 años, o movimiento con recurrencia en los últimos 500 000 años.
2. Existe constancia instrumental de la ocurrencia de sismos relacionados con la falla.
3. La falla se relaciona estructuralmente con fallas potenciales que satisfacen las dos características anteriores.

Según la velocidad del desplazamiento medio experimentado en el Cuaternario, las fallas activas se clasifican en tres tipos: A, cuando el desplazamiento en los últimos 1000 años ha sido superior a

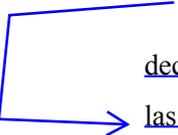
1 m; B, si vale entre 10 cm y 1 m, y C cuando ha sido inferior a 10 cm.

El concepto de falla capaz muchas veces se identifica con el de falla activa aunque se insiste en la generación de deformaciones permanentes en o cerca de la superficie. Este tipo de deformaciones es particularmente importante en el diseño de instalaciones críticas: centrales nucleares, grandes presas, etc. Finalmente, se suele reservar el nombre de falla potencialmente activa para aquéllas que no presentan indicios de actividad en el campo de esfuerzos actual, pero que por sus características o por indicios de ruptura en una etapa de esfuerzos anterior, pueden actuar como fallas activas.

La orientación de la falla, suponiendo que ésta se asimila a un plano, queda definida por 3 ángulos: Φ , acimut de la traza; δ , buzamiento del plano de falla y λ , ángulo de deslizamiento (Figura 2.1). A su vez, la dimensión del plano de falla considerada como rectangular se expresa con su longitud L y su anchura W. Por último, el desplazamiento relativo de los bloques se denomina deslizamiento o dislocación y se representa con Δu . Su dirección viene dada por el ángulo λ que, sobre el plano de falla, forman Δu y la traza.



Los valores que toman δ y λ dan lugar a los diferentes tipos de fallas que aparecen esquematizadas en la parte inferior de la Figura 2.1. Las fallas normales ($0^\circ < \delta < 90^\circ$) y las inversas ($90^\circ < \delta < 180^\circ$) pueden tener un componente de movimiento horizontal dado por un ángulo de deslizamiento tal que $0^\circ < \lambda < 90^\circ$. Las fallas de desgarre están relacionadas con las zonas de desplazamiento horizontal, siendo las fallas de S. Andrés, Anatolia o Azores-Gibraltar ejemplos representativos. Las fallas normales responden a tensiones horizontales y por ello son frecuentes en las dorsales oceánicas. Al contrario, las inversas reflejan presiones horizontales y se presentan a menudo en las áreas compresivas como las zonas de subducción. Sin embargo, la complejidad de los procesos tectónicos más recientes condiciona estrechamente el predominio de uno u otro tipo de fallas en una zona concreta. Así, las fallas activas cuaternarias más importantes de los Andes y la zona próxima al Pacífico en el Perú, son, sobre todo, normales, expresando un período extensional que ha seguido a otro compresional que tuvo lugar en el Plioceno y el inicio del Cuaternario. Por el contrario, en la zona subandina predomina la deformación de tipo compresional (Sebrier et al., 1985). Las fallas de Quiches, Tambomachay, Huambo y muchas de la Cordillera Blanca son normales. Otras fallas de esta última zona, así como la de Pomacanchi, son también de este tipo pero presentan una notable componente lateral izquierda. La falla de Huaytapallana, responsable del terremoto de 1969, es inversa y tiene, igualmente, una componente lateral similar.



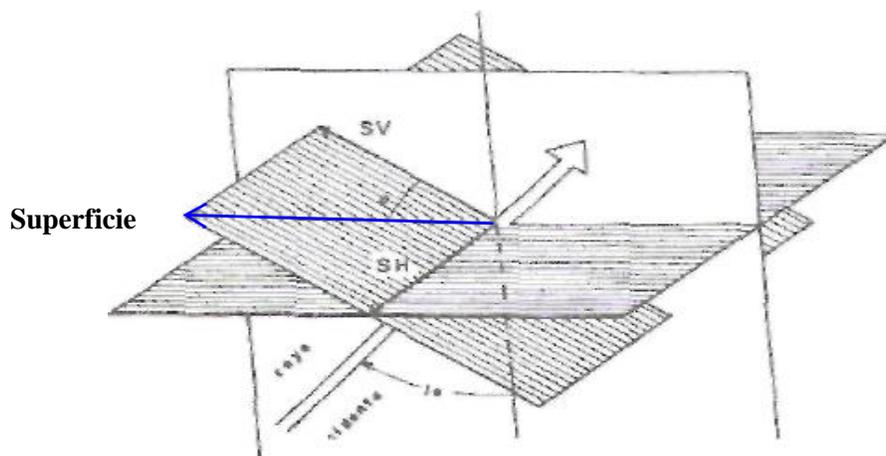
Es importante tener en cuenta que el tipo de falla actuante y su geometría juegan un papel decisivo en la distribución espacial de las ondas sísmicas que generan (patrón de radiación), y en las características del movimiento del suelo producido. Aunque las propiedades geológicas en la proximidad de la falla pueden alterar los efectos, es razonable esperar que fallas normales o inversas originen movimientos fuertes del suelo con un mayor componente vertical (predominio de ondas P y SV), y que fallas de desgarre generen mayores movimientos horizontales (mayor presencia de ondas SH). (Bolt, 1989). El terremoto de Imperial Valley, California, en 1979 constituye una importante excepción ya que a pesar de ser generado por una falla de desgarre causó elevadas aceleraciones verticales. Asimismo, las fallas con desplazamientos verticales correspondientes a epicentros oceánicos, son susceptibles de actuar como fuentes tsunamigénicas. Esto es particularmente frecuente en los sismos del Perú vinculados a la zona de subducción. La importancia de este problema queda de manifiesto al considerar que el tiempo de llegada a El Callao de un tsunami originado por un sismo de la zona es sólo de 20 - 30 minutos.

La longitud de la falla se relaciona directamente con la magnitud de los terremotos que puede generar y con el tiempo de duración de la ruptura, uno de los parámetros más importantes para el diseño sismorresistente.

Estas consideraciones hacen ver que el conocimiento de la geometría de la falla y el análisis de las fuerzas que actúan sobre ella, (es decir, el Mecanismo del Terremoto), son fundamentales en Ingeniería Sísmica.

2.2 ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas, que transmiten parte de la energía que se libera en el foco al producirse el terremoto, son básicamente de dos tipos: ondas internas o de volumen y ondas superficiales. Las primeras se pueden propagar por las zonas profundas de la tierra y son de dos clases: ondas P (Primarias) y ondas S (Secundarias), llamadas así por ser, respectivamente, las primeras y las segundas en llegar a una estación dada. Las ondas P son longitudinales y corresponden a modificaciones de volumen sin cambio de forma. A su vez, las S son transversales y se relacionan con cambios de forma sin cambios de volumen. En estas ondas se distinguen las componentes SV y SH correspondientes, respectivamente, a las proyecciones sobre los planos vertical y horizontal (Figura 2.2). El ángulo de polarización, definido como la tangente de SV/SH, constituye un dato básico en algunos métodos modernos para la determinación del mecanismo focal.



Plano de Incidencia

Figura 2.2 Componentes de la onda S

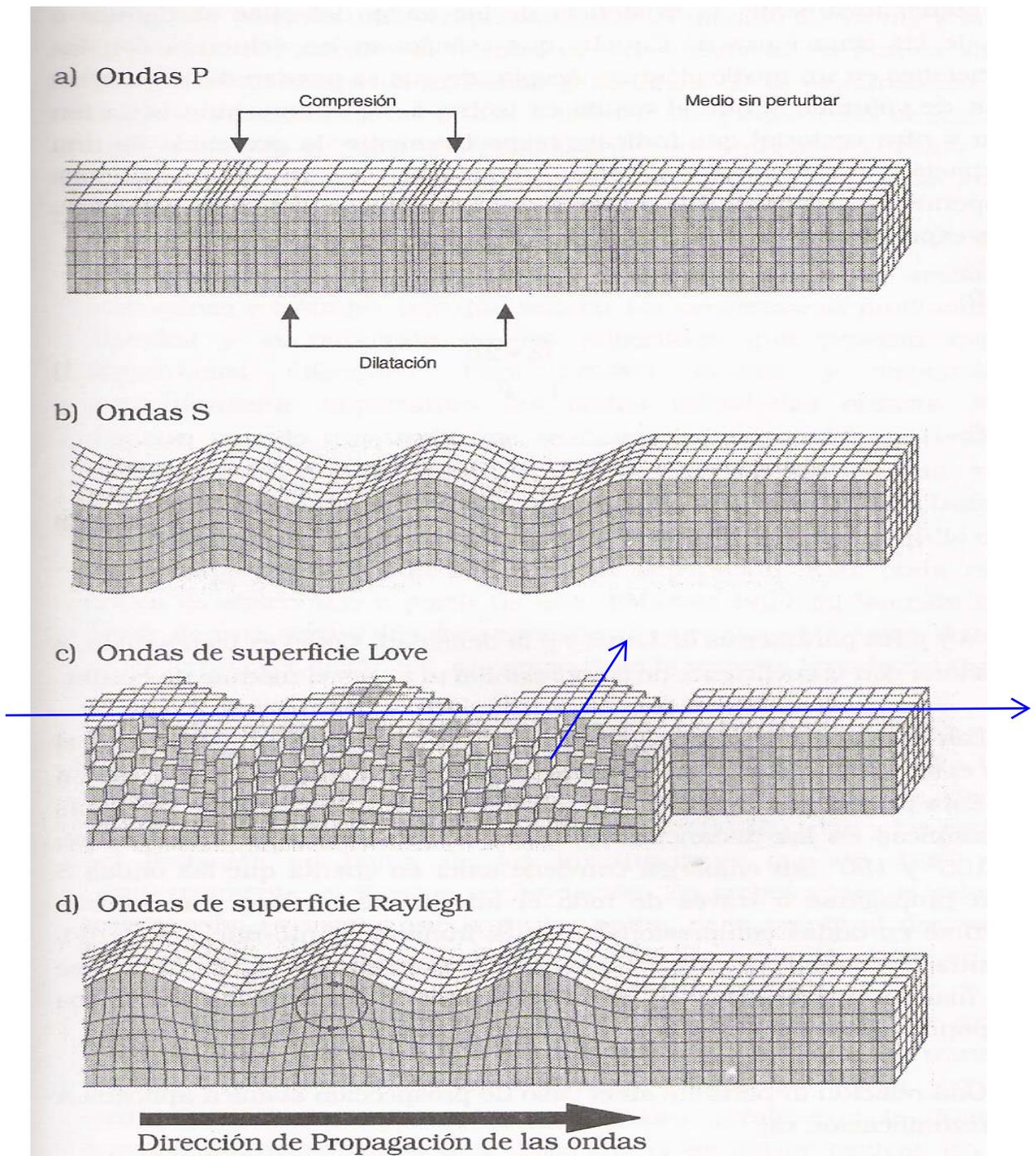


Figura 2.3 Tipos de Ondas Sísmicas

Matemáticamente, la existencia de las ondas internas se deduce a partir de las ecuaciones de Cauchy que relacionan los esfuerzos con las aceleraciones en un medio elástico. Aceptando que se pueden despreciar las fuerzas de volumen y que el medio es isótropo, se obtiene una ecuación escalar y otra vectorial que indican, respectivamente, la presencia de una perturbación irrotacional y otra rotacional. Estas perturbaciones corresponden, a su vez, a las ondas P y S cuyas velocidades vienen dadas por las expresiones:

$$\text{Onda P:} \quad \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

$$\text{Onda S:} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

siendo λ y μ los parámetros de Lamé y ρ la densidad. Como es bien sabido, λ se relaciona con el coeficiente de compresibilidad y μ es el módulo de cizalla.

Las ondas S no se transmiten a través de medios fluidos, como el núcleo externo de la Tierra, en los que el coeficiente de rigidez se aproxima a cero. Esta propiedad origina la zona de sombra para la recepción de ondas S telesísmicas en las distancias epicentrales situadas, aproximadamente, entre 105° y 180° Sin embargo, conviene tener en cuenta que las ondas S pueden propagarse a través de todo el interior de nuestro planeta tras convertirse en ondas **????** compresionales en la frontera manto-núcleo externo. La atenuación o desaparición de las ondas S al atravesar medios fluidos se puede manifestar, también, en los sismogramas de terremotos volcánicos correspondientes a trayectorias que han atravesado depósitos magmáticos.

Una relación importante en el caso de prospección sísmica aplicada a la microzonificación es:

$$\alpha = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad (2.3)$$

Módulo de elasticidad E

módulo de Poisson

donde E y σ representan respectivamente el módulo de Young y la relación de Poisson del medio. El registro de fases sísmicas en puntos situados a distancias conocidas de la fuente generadora de la perturbación, permite medir la velocidad de las ondas y deducir las propiedades elásticas de las capas más superficiales. En particular, el suelo clasificado como "roca" en Ingeniería Sísmica se caracteriza por una velocidad de cizalla superior a 765 m/s. *2750km/h*

Además de las ondas P y S, características de un medio elástico homogéneo e isotrópico, hay que señalar las conversiones producidas por la reflexión y la refracción en las superficies que separan capas con propiedades diferentes. Para sismos locales y regionales son particularmente importantes las ondas refractadas críticas. Estas se originan cuando una onda que se mueve en un medio con velocidad α , incide con el ángulo crítico ic , ($ic = \text{sen}^{-1}(\alpha/\alpha')$), sobre una superficie horizontal que lo separa de otro medio en el que la velocidad de transmisión, α' es mayor. Entonces, la onda refractada se propaga por el medio de mayor velocidad y paralela a la superficie de separación. Esta onda refractada crítica es observable a partir de una distancia también llamada crítica. A partir de una separación foco-estación mayor, conocida como distancia de cruce (crossover distance), se convierte en la primera llegada del registro.

Además de las ondas internas P y S, si el medio tiene una superficie libre o una estructura de capas, puede transmitir ondas de otro tipo, que por ser apreciables únicamente cerca de la superficie, se denominan superficiales. Las más importantes son las ondas Rayleigh y las ondas Love, así llamadas en honor de los investigadores que en 1887 y 1911, respectivamente, explicaron su formación. En ambos casos la velocidad de propagación es menor que la de las ondas S; la amplitud decrece con la profundidad, y los desplazamientos que generan se encuentran en el plano de incidencia. Ambas pueden experimentar dispersión por lo que es necesario distinguir entre la velocidad de fase (con la que viajan los máximos y los mínimos) y la velocidad de grupo (con la que se transporta la energía y es función de la frecuencia). Para las ondas Rayleigh las partículas se mueven en planos verticales paralelos a la dirección de movimiento, describiendo una elipse con el eje mayor vertical. En cambio, las ondas Love son ondas polarizadas horizontalmente (como las SH) que han sido atrapadas en una capa superficial y se propagan por reflexiones totales múltiples. Aparecen cuando, como es habitual, la velocidad de las ondas S aumenta con la profundidad y se trasladan con una velocidad comprendida entre los valores de β en las capas superior e inferior.

Las formas de vibración de estas ondas aparecen esquematizadas en la Figura 2.3.

Las ondas superficiales ganan importancia a grandes distancias porque su amplitud depende de $R^{-1/2}$ siendo R la distancia, mientras que para las ondas internas la variación es con R^{-1} (Gibowicz y Kijko, 1994). Por eso constituyen la principal componente del movimiento del suelo originado por sismos lejanos, y sus efectos sobre determinadas estructuras pueden ser importantes. Por ejemplo, las ondas Rayleigh son particularmente peligrosas para las tuberías enterradas a profundidades pequeñas por lo que, junto con las S, deben ser tenidas muy en cuenta en el diseño sismorresistente de conducciones subterráneas de gas, petróleo, etc.

Debido a su influencia sobre las estructuras, el predominio de uno u otro tipo de ondas en el movimiento sísmico juega un papel decisivo en los efectos de un terremoto. Así, los daños causados por el terremoto de Loma Prieta (Octubre, 1989) en el área de San Francisco y Oakland, a 100 km de distancia epicentral, se vieron agravados por la coincidencia en su llegada a la zona de las ondas S directas y las reflejadas en la discontinuidad de Mohorovicic. En el caso del sismo de Michoacán (Septiembre, 1985), el campo de ondas incidente en el valle de México D.F. consistió en los modos fundamentales de las ondas Love y Rayleigh entre 7 y 10 segundos y en modos superiores entre 3 y 6 segundos (Chávez et al., 1994). Por ello, las edificaciones que por su altura o diseño tenían periodos propios próximos a esos valores, estuvieron particularmente expuestas a la sacudida sísmica.

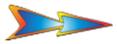
Tema 3

PROCESO EN EL FOCO. APROXIMACIÓN DE FOCO PUNTUAL

3.1 CAMPO PRÓXIMO Y CAMPO LEJANO. PROBLEMAS DIRECTO E INVERSO

Baixas frecuencias

 La sacudida sísmica en un lugar dado puede ser debida a temblores próximos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en la zona de largos periodos. La proximidad a la fuente implica, por consiguiente, no sólo el previsible incremento en la amplitud sino también un aumento de la frecuencia de las ondas registradas. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por tanto, muy distinta según su distancia al foco sísmico. Por ello se impone la necesidad de definir claramente cuándo el sismo puede considerarse próximo y cuándo no. Con esta finalidad, en sismología se han acuñado los conceptos de campo próximo y campo lejano. Un emplazamiento puede considerarse situado en campo lejano cuando su distancia al origen del sismo y la longitud de onda analizada son grandes respecto a las dimensiones del foco. Desde esta zona la fuente puede considerarse como puntual y las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, pueden ser aproximadas con un frente plano y analizadas utilizando la teoría de rayos. Algunos fenómenos físicos que afectan la propagación de las ondas, como la dispersión, la atenuación, la difracción y el esparcimiento (scattering), cobran gran importancia. Dado que el tamaño del terremoto es crítico para acotar el campo lejano, a veces la otra zona, -el campo próximo-, ha sido definido en ingeniería como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura, parámetro que, como se explicará más adelante, se relaciona directamente con el tamaño del sismo. Al utilizar esta definición de campo próximo, conviene no perder de vista que también es necesario tener en cuenta la longitud de las ondas sísmicas que se consideren. En cualquier caso, en el campo próximo las ondas sísmicas poseen siempre una elevada frecuencia y por tanto una pequeña longitud de onda. La expresión



movimiento fuerte del suelo se reserva al movimiento sísmico observado en esta zona.

La dificultad para conocer directamente las dimensiones de la fractura ha movido a utilizar las relaciones existentes entre la longitud de la falla y la magnitud o la intensidad epicentral para acotar el campo próximo. La relación propuesta por Krinitzsky y Chang (1977) para Estados Unidos atribuye un radio de 5 km al campo próximo correspondiente a un terremoto de magnitud

Fórmula? Richter 5,0, y otro de 45 km cuando la magnitud se eleva a 7,5.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano. Los equipos de registro desarrollados fueron sismógrafos con respuesta plana (independiente de la frecuencia) en velocidad o desplazamiento, fácilmente saturables a distancias cortas del foco. Por ello la primera etapa de la sismología se centró en el análisis metódico y sistemático de las fases registradas en los sismogramas obtenidos en el campo lejano. La imagen actual del interior de la Tierra es un ejemplo de los resultados alcanzados en esta etapa, en la que el acento del estudio se puso más en los fenómenos de propagación y el papel del medio que en los detalles de la fuente sísmica. Según su distancia epicentral Δ , los sismos fueron clasificados en locales ($\Delta < 200$ km), regionales ($200 < \Delta < 1500$ km), y telesismos ($\Delta > 1500$ km).

El desarrollo de equipos capaces de registrar, sin saturarse, el movimiento fuerte del suelo ha permitido disponer de datos sísmicos de alta frecuencia y ha favorecido extraordinariamente el estudio del proceso de fractura en el foco. Estos instrumentos están diseñados, generalmente, para detectar la aceleración del suelo. Sus registros se llaman acelerogramas y serán descritos en el Tema 9.

El campo próximo es, en muchos aspectos, la zona de mayor interés en Ingeniería Civil si bien el incremento de la construcción en zonas sísmicas ha hecho que la atención de los ingenieros no se limite ya a los efectos de los grandes terremotos, sino que se amplíe a los sismos de menor magnitud y a los campos de la microsismicidad y la sismicidad inducida artificialmente. En todos estos casos, el interés del ingeniero se orienta a conocer las características de la vibración que un sismo puede producir en un emplazamiento determinado. Este dato constituye el punto de partida para estimar la respuesta del suelo y, posteriormente, analizar el comportamiento de una estructura dada. Se trata por tanto de resolver el problema directo: suponiendo conocidas las características

de la fuente y asumiendo unas propiedades para el medio transmisor, determinar los desplazamientos del terreno en un lugar concreto. Este problema, que reviste una gran complejidad, ha sido abordado inicialmente para emplazamientos en campo lejano suponiendo un foco sencillo y una Tierra elástica. La comparación de los sismogramas sintéticos, obtenidos mediante estos modelos simplificados, con los observados ha hecho posible conocer mejor el proceso real en el foco, es decir, el mecanismo del terremoto (*problema inverso*). En una segunda etapa, la utilización conjunta de mejores observaciones, tanto en campo lejano como en campo próximo, ha permitido establecer modelos de fuente más complejos y realistas que, a su vez, han dado lugar a acelerogramas y sismogramas sintéticos más semejantes a los observados. Con ello está siendo posible dar respuesta a los problemas más acuciantes para el ingeniero, que se refieren al comportamiento ante una carga sísmica de obras civiles y edificaciones emplazadas en el campo próximo. Esta línea de trabajo va a ser el hilo conductor de los temas dedicados al foco sísmico.

3.2 APROXIMACIÓN DE FOCO PUNTUAL

La comprensión del problema sísmico dio un paso decisivo cuando, en 1910, Shida observó que la polaridad del primer impulso de la onda P registrada en una estación sísmica dependía del acimut de la estación respecto del epicentro. En otras palabras, la primera llegada era hacia arriba, indicando compresión del suelo sobre el sismómetro, o hacia abajo, indicando dilatación, según la zona en torno al epicentro en la que se hubiera realizado la observación. Esto hizo ver que el mecanismo que origina un terremoto no puede ser de tipo explosivo ya que a éste le corresponderían siempre polaridades compresivas. Observaciones más completas permitieron comprobar que la distribución de las polaridades dividía el área alrededor del epicentro en cuatro regiones de similar extensión, de manera que los cuadrantes con predominio de compresiones estaban limitados por los que tenían mayoría de dilataciones. La búsqueda de un modelo de fuente puntual que generase una distribución de ondas (patrón de radiación) como la observada, condujo en seguida a considerar un par de fuerzas sencillo o dos pares de fuerzas iguales, opuestos y situados en el mismo plano, cuya resultante y cuyo par eran nulos (Figura 3.1, a y b). Este último sistema equivale a dos pares de fuerzas de tensión y compresión de igual magnitud y perpendiculares entre sí (Figura 3.1, c).

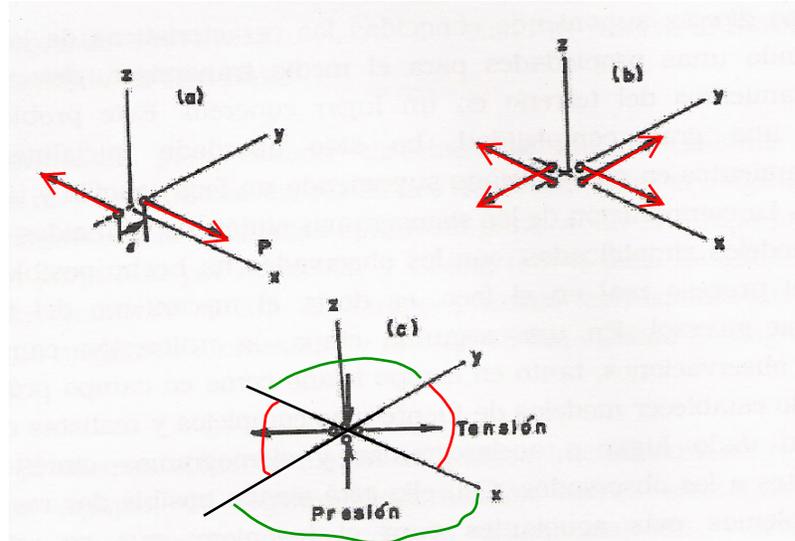


Figura 3.1 Esquema de fuerzas em el foco

El modelo basado en una fuerza única fue descartado por no responder a la realidad física del problema. Es fácil entender que cualquiera de los otros dos modelos, -par sencillo o doble par-, es coherente con el esquema de rebote elástico comentado más arriba.

La aplicación de la teoría de la elasticidad a este problema, iniciada por Nakano en 1923, permitió deducir los patrones de radiación correspondientes a estos dos modelos elementales. Utilizando coordenadas polares las expresiones de los desplazamientos para el doble par de fuerzas son:

$$\begin{aligned}
 P \quad v_{\tau} &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\alpha^3} \frac{1}{R} \dot{f} \left(t - \frac{R}{\alpha} \right) \text{sen}^2 \theta \text{sen} 2\phi & (3.1) \\
 S \quad v_{\theta} &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3} \frac{1}{R} \dot{f} \left(t - \frac{R}{\beta} \right) \text{sen} \theta \cos \theta \text{sen} 2\phi & (3.2) \\
 S \quad v_{\phi} &= \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3} \frac{1}{R} \dot{f} \left(t - \frac{R}{\beta} \right) \text{sen} \theta \cos 2\phi & (3.3)
 \end{aligned}$$

$\dot{f}(t)$ representa la derivada temporal de la función del par de fuerzas y R la distancia foco-estación. Estas expresiones han sido obtenidas asumiendo un medio elástico, infinito y homogéneo y

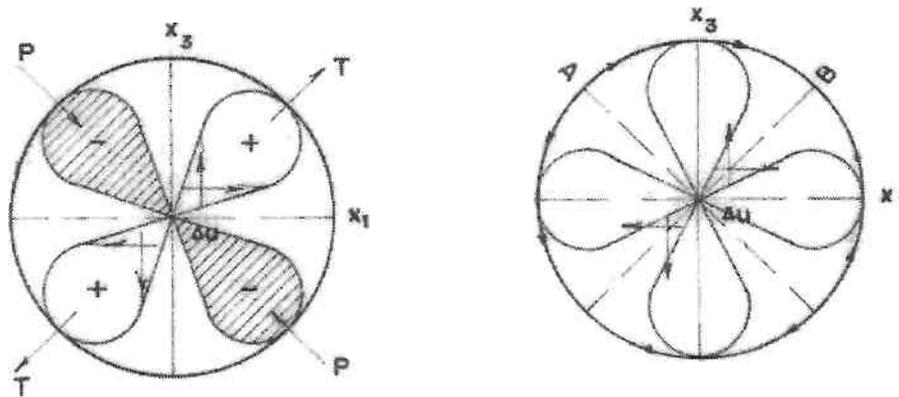


Figura 3.2 Patrón de radiación en campo lejano para el modelo de doble par de fuerzas. Izquierda, ondas P; derecha, ondas S (Udías, 1985).

despreciando los términos en R^{-2} y superiores en los desarrollos correspondientes. Por ello, los desplazamientos obtenidos describen el movimiento en campo lejano. U_r forma la onda P y μ_θ y μ_ϕ constituyen la onda S. Es importante recalcar que los tres patrones de radiación tienen una forma de onda proporcional a la derivada del par en la fuente.

La solución para un par de fuerzas sencillo es igual para μ_r y μ_θ (excepto en la presencia de un factor igual a 1/2), pero μ_ϕ pasa a ser función de $\sin^2\phi$ en lugar de $\cos 2\phi$. Esto hace ver que las observaciones de ondas P no son suficientes para deducir cuál de los dos modelos de fuente puntual es más correcto. Estudios de mecanismo basados en las componentes de la onda S, el ángulo de polarización, o en ondas superficiales, han permitido establecer que el modelo de doble par de fuerzas es el que mejor describe el mecanismo de un terremoto. La Figura 3.2 representa los patrones de radiación correspondientes a las fórmulas anteriores. Un detallado análisis de la evolución de los estudios de mecanismo puede encontrarse en Udías (1985a; 1989a).

3.3 CÁLCULO DEL MECANISMO FOCAL MEDIANTE LAS ONDAS P

El objetivo de este método es separar las zonas de compresión de las de dilatación utilizando la polaridad del primer impulso de las ondas P registradas en estaciones sísmicas. Los planos de separación corresponderán al plano auxiliar y al plano de falla, aunque para decidir cual

de ellos es realmente el de la falla es necesario utilizar información adicional de tipo geológico o sísmológico. El método hace uso de la esfera focal, técnica en la que el foco es rodeado por una esfera de radio unidad sobre la que son proyectadas las estaciones de registro que se unen al foco por el rayo sísmico, al que corresponde un ángulo de incidencia i (Figura 3.3). Este ángulo depende de la distancia epicentral mediante la relación:

$$\text{sen}(i) = \frac{vdt}{d\Delta} \quad (3.4)$$

siendo v la velocidad de la onda P en la zona del foco.

De acuerdo con este procedimiento, cada estación es representada por un punto sobre la esfera focal unitaria al que le corresponden unas coordenadas de acimut y ángulo de incidencia, así como la polaridad registrada en la estación. La proyección estereográfica de Wulff y la de igual área de Schmidt son las más utilizadas en este proceso. La técnica gráfica para determinar los planos nodales y obtener el mecanismo focal puede encontrarse, por ejemplo, en Kasahara (1981) y Buforn (1985a,b). Los planos nodales quedan determinados por el acimut de la traza ϕ , el buzamiento del plano δ , y el ángulo de deslizamiento λ . Los ejes de tensión y presión equivalentes al doble par de fuerzas se sitúan en los planos bisectrices de los ángulos sólidos entre los planos nodales. La relación de esta representación del mecanismo con los tipos de falla aparece resumida en la Figura 3.4

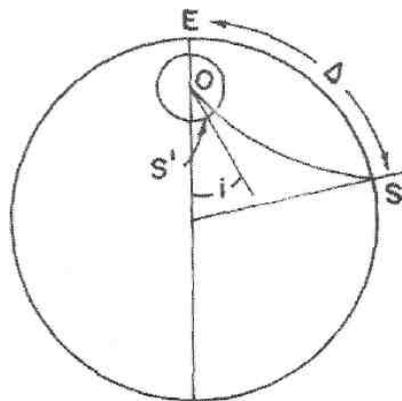


Figura 3.3 Esfera focal y ángulo de incidencia, i . El punto S, situado a una distancia epicentral Δ se representa por S' en la esfera focal centrada en O.

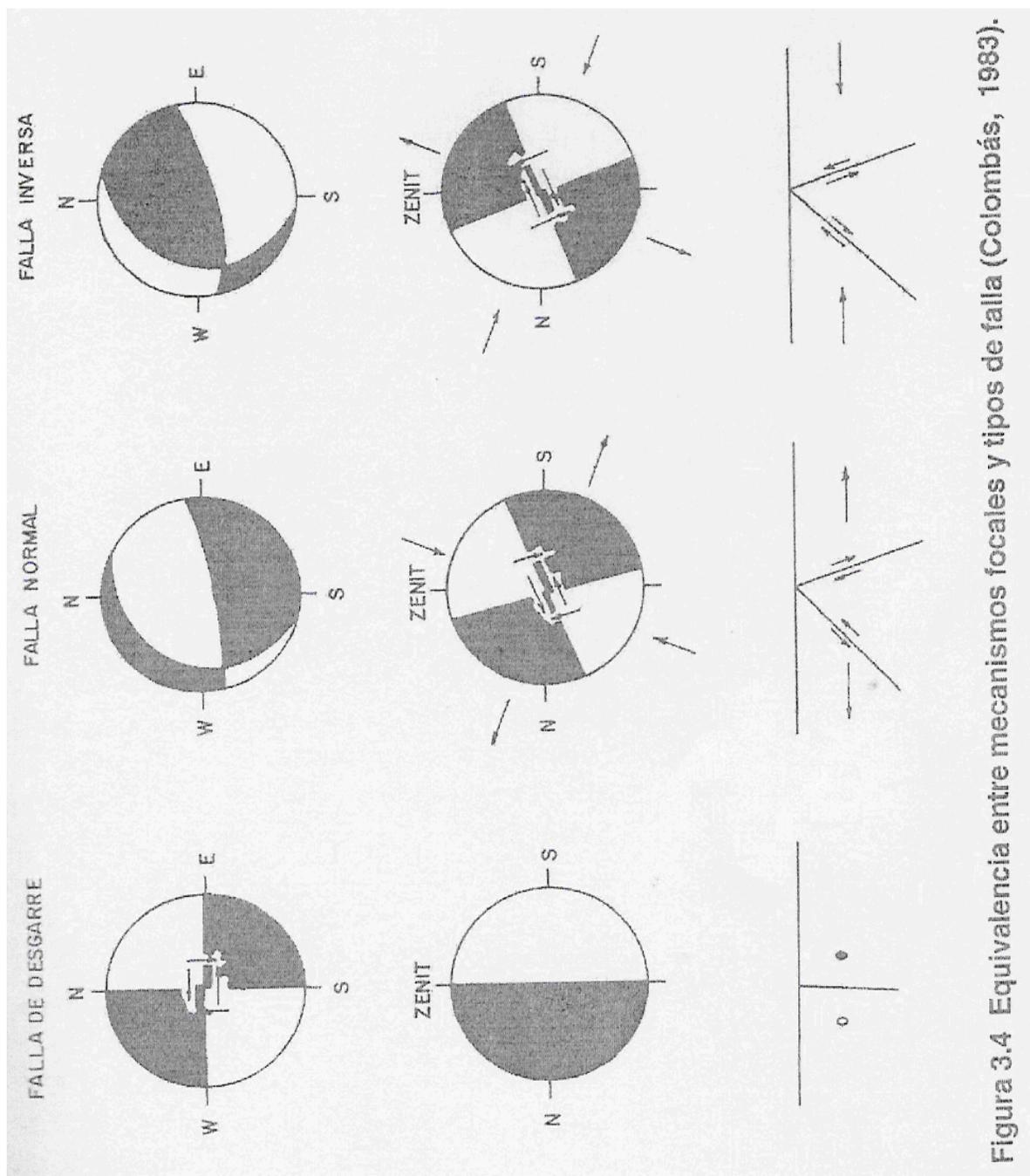


Figura 3.4 Equivalencia entre mecanismos focales y tipos de falla (Colombás, 1983).

En la actualidad existen numerosos métodos numéricos que permiten la obtención del mecanismo de un terremoto utilizando algoritmos informáticos. Asimismo, se han desarrollado procedimientos que calculan el mecanismo conjunto de varios sismos utilizando ondas P (Brillinger et al., 1980) o bien ondas P y S (Buforn y Udías, 1984).

La determinación de los mecanismos focales proporciona una importante información sobre la actividad tectónica de una zona y las características de las fallas y la distribución de esfuerzos. Además, la naturaleza de las ondas sísmicas generadas en la fuente y su patrón de radiación, dependen estrechamente del mecanismo focal (Anderson y Luco, 1983). Aunque no se ha demostrado de una manera concluyente, parece que las fallas inversas producen aceleraciones más altas que los otros tipos (Campbell 1981; Abrahamson y Litehiser, 1989).

3.4 CONCEPTOS DE DISLOCACIÓN, TENSOR DENSIDAD DE MOMENTO SÍSMICO Y CAÍDA DE ESFUERZOS

Rever

Hasta aquí hemos obtenido una descripción del fenómeno sísmico que a pesar de las simplificaciones introducidas: foco puntual, campo lejano y medio elástico, homogéneo e infinito, es muy útil para sismólogos e ingenieros. Sin embargo, la realidad física es mucho más compleja y es necesario ir introduciendo nuevos elementos que permitan que el modelo se aproxime a ella. Con este objetivo vamos a presentar los conceptos de dislocación, densidad de momento sísmico y caída de esfuerzos, e iniciaremos la introducción de la función de Green. De todos ellos, el concepto de dislocación es, probablemente, el más familiar a los ingenieros.

La teoría de las dislocaciones en medios elásticos fue inicialmente desarrollada por Lamb (1904) y Volterra (1907) y aparece recogida y ampliada en la obra de Love (1920). Aproximadamente a partir de 1923, Nakano y sus continuadores concretaron este planteamiento para el caso de los desplazamientos elásticos originados por un terremoto considerado como una fuente puntual. El problema recibió un nuevo impulso en los trabajos de Keylis-Borok (1950), y con las aportaciones de la teoría de las dislocaciones infinitesimales (Vvedenskaya, 1956; Steketee, 1958). En este contexto, una superficie de dislocación, S , puede describirse como aquella a través de la cual existe discontinuidad en el desplazamiento y continuidad en los esfuerzos. En ella, pueden distinguirse dos caras S^+ y S^- , y la discontinuidad en los desplazamientos viene dada por:

$$\mu_i^+ - \mu_i^- = \Delta\mu_i \quad (3.5)$$

Al aplicar este concepto a una falla en el marco de la teoría de la elasticidad, se demuestra que el campo de desplazamientos que produce puede expresarse matemáticamente por la integral de superficie de elementos fuente puntuales, -del tipo doble par de fuerzas-, distribuidos sobre la superficie de la falla (Kasahara, 1985).

Los conceptos tensor densidad de momento sísmico y caída de esfuerzos, requieren una presentación más detallada.

Como ya se ha señalado, suele aceptarse que el comportamiento del material dentro de la Tierra en las zonas alejadas de la fuente sísmica es elástico, y las ecuaciones básicas de las ondas sísmicas se obtienen bajo esta hipótesis. Sin embargo, esta simplificación no es posible en la región próxima a la fuente ya que en ella tienen lugar efectos no elásticos importantes. Para tener en cuenta este hecho, llamaremos V_0 al volumen de la región focal y V al espacio donde es posible aceptar comportamientos elásticos. Ambas regiones están separadas por la superficie S_0 que envuelve a V_0 , mientras que V está limitado por la superficie S . En V_0 la ecuación real del movimiento en un punto dado del medio puede expresarse como (Kennet, 1983):

$$\rho \ddot{\mu}_i = \left[\sigma_{y,j} + \sigma_{y,j}^0 \right] + f_i \quad (3.6)$$

$\sigma_{y,j}$, representa la desviación del estado de esfuerzos local respecto del inicial, $\sigma_{y,j}^0$ y f_i simboliza las fuerzas internas por unidad de volumen (básicamente la fuerza de gravedad). La coma es utilizada para indicar derivada parcial respecto a la variable j y el punto señala la derivada respecto del tiempo. La relación entre los desplazamientos u y los esfuerzos en la zona de comportamiento lineal vendrá dada por la ley de Hooke y en la no lineal por otra más complicada. Una forma de abordar este problema es suponer en esta última zona una distribución de esfuerzos $\tau_{y,j}$ que satisfaga la ley de Hooke. Entonces se debe incluir una fuerza adicional $e(x, t)$, llamada "fuerza equivalente" que permita obtener los mismos desplazamientos que en la situación real dada por 3.6. Lógicamente, su valor fuera de la región focal es cero. La ecuación resultante será:

$$\rho \ddot{\mu}_i = \tau_{y,j} + f_i + e_i \quad (3.7)$$

Para cada distribución de fuerza equivalente $e(x,t)$ se puede introducir un tensor densidad de momento sísmico, $m_{ij}(x,t)$, tal que:

$$m_{ij} = \tau_{ij} - \sigma_{ij} \quad (3.8)$$

Este tensor de segundo orden mide el "exceso de esfuerzo" con respecto al elástico (Backus y Mulcahy, 1976).

Dado que las fuerzas tienen origen interno, la fuerza y el par totales ejercidos por el sistema de fuerzas equivalentes $e(x,t)$ deben ser cero. Además, ya que los tensores de los que procede son simétricos, el tensor densidad de momento también es simétrico. De acuerdo con esta definición, el tensor densidad de momento representa la parte de esfuerzo no elástico y se anula fuera de la región focal.

El tensor momento sísmico total M_{ij} puede definirse como:

$$M_{ij} = \int_{Vo} m_{ij} dV \quad (3.9)$$

expresión en la que Vo , como ya se ha indicado, representa el volumen de la región focal. Lógicamente, M_{ij} también es un tensor simétrico de segundo orden. Si, considerando que el terremoto puede aproximarse a una fractura sobre una superficie no necesariamente plana, se reduce el volumen focal a una superficie S , el tensor momento valdrá:

$$M_{ij} = \int_S m_{ij} ds \quad (3.10)$$

Para el caso en el que todo el movimiento tiene lugar en el plano de fractura, el tensor momento sísmico puede escribirse:

$$M_{ij} = \mu \int_S \Delta\mu (l_i n_j + l_j n_i) ds \quad (3.11)$$

donde μ es el coeficiente de rigidez; l_i indica la dirección del desplazamiento; n_i es la normal al plano de fractura; $\Delta\mu$ representa el desplazamiento y S es la superficie de ruptura. Para la corteza terrestre μ vale 3×10^{11} dinas/cm².

Llamando $\overline{\Delta\mu}$ al desplazamiento medio sobre el plano de fractura esta expresión se reduce a;

$$M_{ij} = M_0 (l_i n_j + l_j n_i) \quad (3.12)$$

siendo:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{\mu} S \quad (3.13)$$

M_0 se conoce con el nombre de Momento Sísmico Escalar, y fue introducido por Aki en 1966. Como puede comprobarse, evalúa directamente el tamaño del terremoto. Aunque en la actualidad existen otros procedimientos mejores para calcularlo, la expresión 3.13 señala que el momento sísmico se evalúa midiendo sobre el terreno el desplazamiento causado por el terremoto, y estimando la superficie afectada por medios geológicos o sismológicos (área de réplicas). Lógicamente, este método está limitado a grandes sismos con ruptura en superficie.

Los conceptos de tensor momento y densidad de momento sísmico ayudan a definir mejor el proceso en el foco y serán extremadamente útiles para expresar el campo de desplazamientos generado por un terremoto. Ya se ha visto que el tensor densidad de momento sísmico mide la parte de esfuerzo no elástico actuante en la región focal y se relaciona por tanto con las deformaciones inelásticas que tienen lugar en esa región. Con objeto de evaluar la variación total de esfuerzos elásticos e inelásticos ocurrida durante el proceso, se introduce el concepto de caída de esfuerzos. Para la componente de cizalla se define como:

$$\Delta \sigma = \sigma^1 - \sigma^2 \quad (3.14)$$

siendo σ^1 y σ^2 los esfuerzos de cizalla antes y después del terremoto.

A su vez, el esfuerzo medio es:

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma^1 + \sigma^2}{2} \quad (3.15)$$

Como ya se ha indicado, la energía total liberada en un terremoto E_T se puede dividir en energía sísmica E_s , que se transmite en forma de ondas, y en energía disipada en el foco (sobre todo en forma de calor), E_d :

$$E_T = E_s + E_d \quad (3.16)$$

La energía sísmica se puede expresar como:

$$E_s = \eta E_T \quad (3.17)$$

donde η es el coeficiente de eficiencia sísmica. Este coeficiente depende de los materiales y procesos de cada terreno y no es bien conocido. El producto $\eta \bar{\sigma}$ define el esfuerzo medio aparente $\bar{\sigma}_a$, que toma valores más pequeños en áreas de corteza débil como las dorsales oceánicas, que en zonas más resistentes como el interior de las placas. La práctica ha demostrado que $\Delta\sigma$ y $\bar{\sigma}_a$ son del mismo orden de magnitud y, cualquiera que sea el tamaño del terremoto, sus valores permanecen entre 10 y 100 bares (1-10 MPa). Para los sismos que tienen lugar en los bordes de placa, la caída de esfuerzos adquiere valores típicos de 30 bares, mientras que para los sismos intraplaca, llega hasta los 100 bares (Kanamori y Anderson, 1975). Estos valores tan pequeños, -hasta dos órdenes de magnitud menores que los esfuerzos de cizalla característicos de las rocas-, responden a la complejidad de la falla: la ruptura tiene lugar en zonas de muy alta resistencia, pero al promediar sobre toda la extensión de la falla se obtienen valores muy bajos. Las variaciones rápidas en la caída de esfuerzos de unos a otros puntos de la falla, están vinculadas con las aceleraciones de altas frecuencias superiores a 10 Hz.

La energía total se relaciona con el esfuerzo medio a través de la expresión:

$$E_T = \bar{\sigma} S \Delta \bar{\mu} \quad (3.18)$$

Por tanto, se puede obtener:

$$\bar{\sigma}_a = \eta \bar{\sigma} = \mu \frac{E_s}{M_o} \quad (3.19)$$

E_s puede deducirse a partir de la magnitud m , igual que M_o , evaluarse utilizando el espectro de amplitudes de las ondas.

3.5 CONCEPTO DE FUNCIÓN DE GREEN

El concepto de función de Green es fundamental en el análisis de sistemas elásticos. En esencia, puede definirse como la respuesta de un sistema a un impulso unitario que actúa sobre él en un lugar y en un instante determinados. La utilidad de la función de Green estriba en que, una vez calculada, es posible construir la respuesta que el sistema ofrecerá a una perturbación de carácter más general. De esta manera, su comportamiento elástico queda definido.

Para aplicar el concepto de función de Green al problema sismológico consideremos el medio descrito al comienzo del apartado anterior, y asumamos que la fuerza interna por unidad de volumen f_i de la ecuación (3.6) es distinta de cero, y se localiza en un punto x_0 y en un instante t_0 . Entonces, los desplazamientos correspondientes constituyen la función de Green del medio y se pueden representar por:

$$\mu_i = G_{ij}(x, t / x_0, t_0) \quad (3.20)$$

donde i señala la componente del desplazamiento y j la dirección de la fuerza aplicada en x_0 en el instante t_0 . Por definición, G_{ij} es un tensor que depende exclusivamente de las características del medio. Una vez calculado, permite determinar los desplazamientos correspondientes a distribuciones de fuerzas por unidad de volumen y de esfuerzos y desplazamientos sobre la superficie del medio considerado (Teorema de la Representación). Para el caso de un medio infinito, isótropo y con condiciones homogéneas de contorno, la función de Green tiene dos términos claramente diferenciados. Uno de ellos depende de R^{-1} y el otro de R^{-3} . Por tanto, el campo de desplazamientos quedará dividido en dos zonas: campo lejano y campo cercano. El primero incluye desplazamientos correspondientes a ondas P y S separadas, mientras que en el segundo, que cobra importancia a pequeñas distancias, los desplazamientos se superponen (Aki y Richards, 1980; Udías, 1985b).

El Momento Sísmico y la función de Green, considerados al mismo tiempo, permiten expresar el campo de desplazamientos producidos por un foco puntual como:

$$\mu_i(x, t) = M_{jk} * G_{ij,k} \quad (3.21)$$

El asterisco denota aquí convolución en el tiempo. Al pasar al dominio de la frecuencia la convolución se transforma en un producto (Udías y Mezcua, 1986; Udías, 1989 b).

Esta expresión del campo de desplazamientos pone de relieve que si se conoce la función de Green del medio, M_{ij} permite calcular los desplazamientos teóricos -problema directo- y obtener los sismogramas sintéticos. En el problema inverso se deducen las características del tensor M_{ij} , es decir, de la fuente sísmica, a partir del análisis de ondas internas; de distintos modos de vibración de ondas superficiales; o de oscilaciones libres de la Tierra excitadas por grandes sismos. Como el tensor es simétrico y sus elementos reales, tiene tres valores propios reales que para el modelo de

fallas pueden relacionarse con los parámetros del Círculo de Mohr. Igualmente, si el cambio de volumen es nulo se verifica $\Sigma M_{ii}=0$. Ya vimos -expresión 3.12- que M_0 evalúa el tamaño de la ruptura y n_i y l_i señalan, respectivamente la orientación del plano de falla y del deslizamiento. Para una fractura de cizalla pura, los valores propios son proporcionales a M_0 y los vectores propios determinan la orientación de los ejes principales de esfuerzos P , T y Z . En este caso, la fuente equivale a un doble par de fuerzas con momento nulo (DC: double couple). A medida que la fuente se separa de una cizalla pura, aparece una componente distinta que se suele denominar CLVD (compensated linear vector dipole). Por tanto, la obtención del Tensor Momento Sísmico permite conocer las características del foco sísmico y comprobar su similitud o su diferencia con el modelo de doble par de fuerzas.

FOCO EXTENSO. MODELOS COMPLEJOS

4.1 DIMENSIONES DE LA FUENTE

La experiencia sismológica pone de relieve que la fuente tiene unas dimensiones espaciales y que el proceso de ruptura no sucede simultáneamente en toda la zona fracturada. Esto es particularmente importante en el caso de la Ingeniería Sísmica puesto que los registros de alta frecuencia, y en particular los acelerogramas, no pueden explicarse sin tener en cuenta una falla extensa sobre la que la ruptura se propaga con velocidad variable. Es necesario, por tanto, considerar modelos de ruptura más complejos que se aproximen mejor a la realidad.

Iniciaremos el estudio considerando el efecto que en el modelo de dislocación introduce la propagación de la fractura a lo largo del plano de falla. Supongamos una falla de longitud L y anchura W , sobre la que la ruptura se propaga con velocidad constante v_r , en un solo sentido (Figura 4.1).

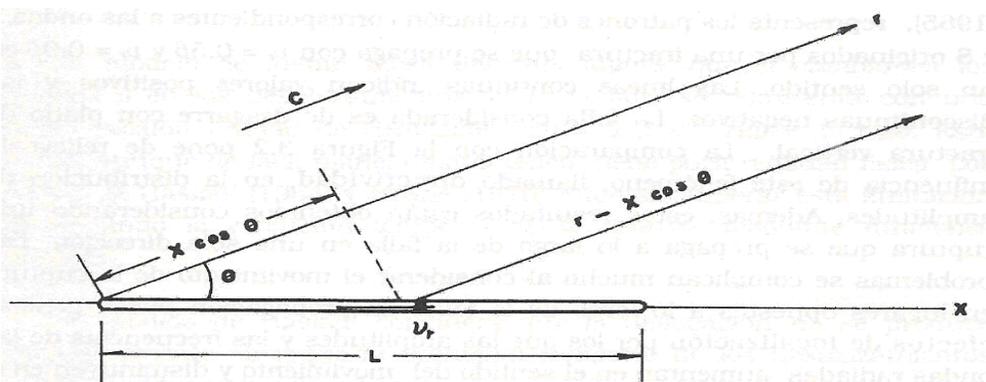


Figura 4.1 Esquema de fractura móvil.

Las ondas P y S en un punto alejado de la falla aparecen como impulsos rectangulares de anchura temporal t_0

$$t_0 = \frac{L}{v_r} - \frac{L}{c} \cos \theta \quad (4.1)$$

donde c corresponde a la velocidad de las ondas P o S que se consideren. Es fácil ver que el primer término representa el tiempo transcurrido desde el inicio hasta el término de la fractura, mientras que el segundo indica la diferencia entre los tiempos de recorrido hasta la estación correspondientes al punto de inicio y al punto final de la ruptura. Por ello, si representamos el diagrama de los tiempos de recorrido, parecerá que ha habido dos fuentes independientes situadas muy próximas y separadas por un intervalo t_0 . Esta nueva fase se conoce con el nombre de "fase de parada". Este sencillo ejemplo pone de manifiesto cómo la consideración de características más reales en el proceso de ruptura se traduce en una mayor complicación de los registros. Las "fases de parada", así como la "fase de ruptura" que se produce en el caso especial de que la ruptura llegue a la superficie, son más fácilmente observables en el campo próximo. Esta ruptura en superficie genera un impulso de aproximadamente un segundo de duración que puede causar grandes daños a las estructuras. Este parece ser el origen de los daños sufridos por el Hospital Olive View por causa del terremoto de S. Fernando de 1971.

Lógicamente, el patrón de radiación, y por tanto las amplitudes de los desplazamientos esperables, también se ven fuertemente afectados por la propagación de la ruptura. La Figura 4.2, tomada de Hirasawa y Stauder (1965), representa los patrones de radiación correspondientes a las ondas P y S originados por una fractura que se propaga con $v_r = 0.5\beta$ y $v_r = 0.9\beta$ en un solo sentido. Las líneas continuas indican valores positivos y las discontinuas negativos. La falla considerada es de desgarre con plano de fractura vertical. La comparación con la Figura 3.2 pone de relieve la influencia de este fenómeno, llamado directividad, en la distribución de amplitudes. Además, estos resultados están obtenidos considerando una ruptura que se propaga a lo largo de la falla en una sola dirección. Los problemas se complican mucho al considerar el movimiento de la ruptura en lugares opuestos a lo largo de la falla. La propagación puede generar efectos de focalización por los que las amplitudes y las frecuencias de las ondas radiadas aumentan en el sentido del movimiento y disminuyen en el sentido contrario. Es fácil imaginar la importancia que esto puede tener en Ingeniería Sísmica. Volveremos sobre esta cuestión en el Tema 8.

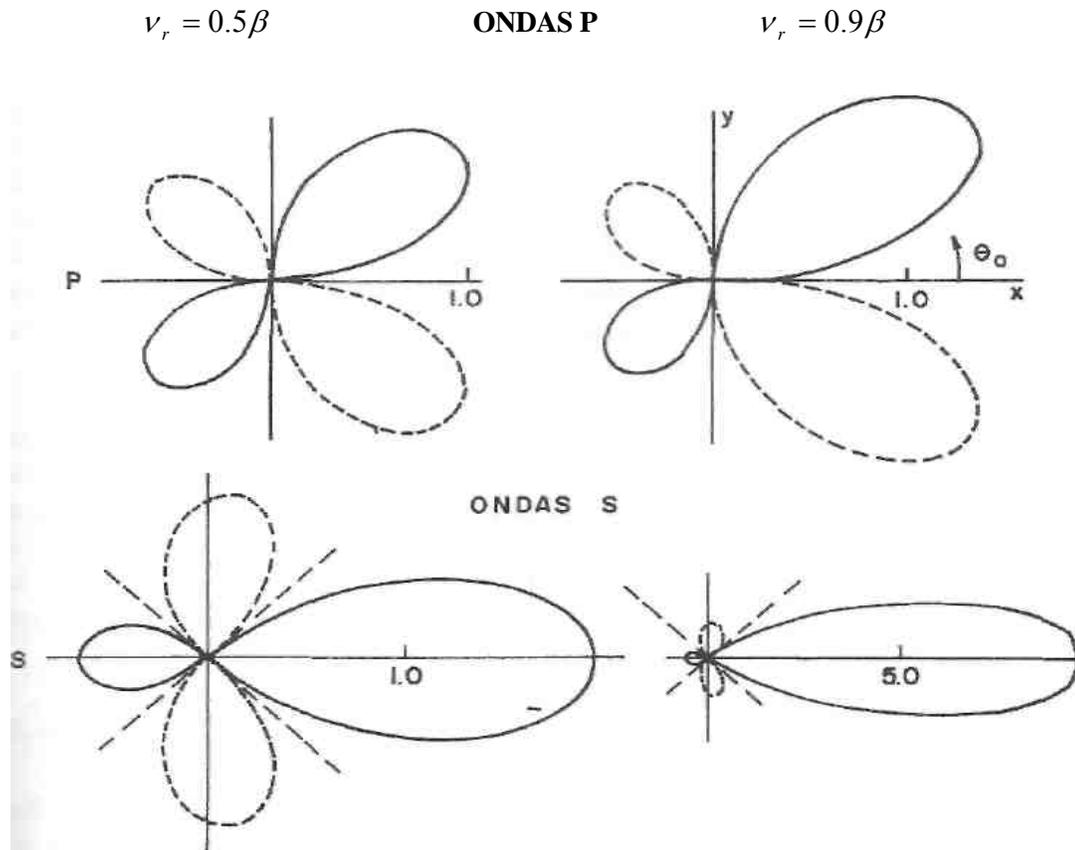


Figura 4.2 Patrones de radiación para una fractura móvil y 2 velocidades de ruptura diferentes (Hirasawa y Stauder, 1965).

El modelo de fuente móvil descrito supone que el cambio en los esfuerzos o en los desplazamientos sobre la falla se representa con una función escalón unidad de Heaviside: $H(t) = 0$, $t < 0$; $H(t) = 1$, $t > 0$. Esta función, aunque de fácil manejo matemático, tiene poca realidad física. Los modelos de Haskell (1964) y Brune (1970) intentan superar esta limitación representando la evolución temporal de la ruptura mediante funciones diferentes.

El modelo de Haskell considera que la dislocación no se produce instantáneamente sino que la evolución temporal de los desplazamientos viene dada por una función del tipo:

$$\mu(t) = \mu G(t - X / v_r) \quad (4.2)$$

$G(t)$ es una "función rampa" que vale cero para $t \leq 0$ y aumenta linealmente hasta llegar a 1 cuando t alcanza un valor τ , llamado tiempo de formación (rise time). Si ahora esta función se aplica a una falla rectangular como la descrita anteriormente, y a una velocidad v_r constante, -que suele tomarse como una fracción (1/2 - 4/5) de la correspondiente a las ondas S en la región focal-, la ruptura ocurre progresivamente a lo largo de la falla, de manera que toda ella resulta uniformemente afectada. Realmente, el modelo propuesto por Haskell (1964, 1966) es más complejo, y sólo en algunos segmentos de la falla el desplazamiento se representa por una onda coherente.

El modelo de Brune supone que los esfuerzos tangenciales se generan al mismo tiempo sobre toda la falla (con lo que no existen efectos de propagación) con una función escalón aplicada dentro de la fractura, que obliga a los lados opuestos de la falla a moverse en sentidos contrarios. La función de esfuerzo genera una onda pura de cizalla que se propaga en la dirección "y" perpendicular a la superficie de la falla. La expresión temporal del pulso reviste la forma:

$$\sigma_o(y,t) = \sigma H(t - y / \beta) \quad (4.3)$$

donde σ es ahora el esfuerzo efectivo que señala la diferencia entre los esfuerzos estático y dinámico, y $H(t)$ es la función de Heaviside ya comentada anteriormente.

La evolución temporal de los desplazamientos, para $y = 0$, viene dada por:

$$\mu(t) = \frac{\sigma}{\mu} \beta \tau (1 - e^{-t/\tau}) \quad (4.4)$$

La constante temporal τ se asemeja al "rise time" y equivale a r/β donde "r" representa el radio de la falla, que se supone circular. El correspondiente espectro de los desplazamientos en el campo lejano, obtenido aplicando la Transformada de Fourier a los registros temporales, tiene la forma representada en la Figura 4.3.

Este espectro contiene una parte plana en la zona de bajas frecuencias que se puede demostrar es proporcional a M_o . A altas frecuencias el espectro decae con ω^2 y las dos zonas del espectro se cortan en la frecuencia de esquina ω_c . Esta frecuencia se relaciona con la

dimensión de la fuente. Para el modelo de Brune y el espectro de las ondas S de velocidad β , el radio de la fractura vale:

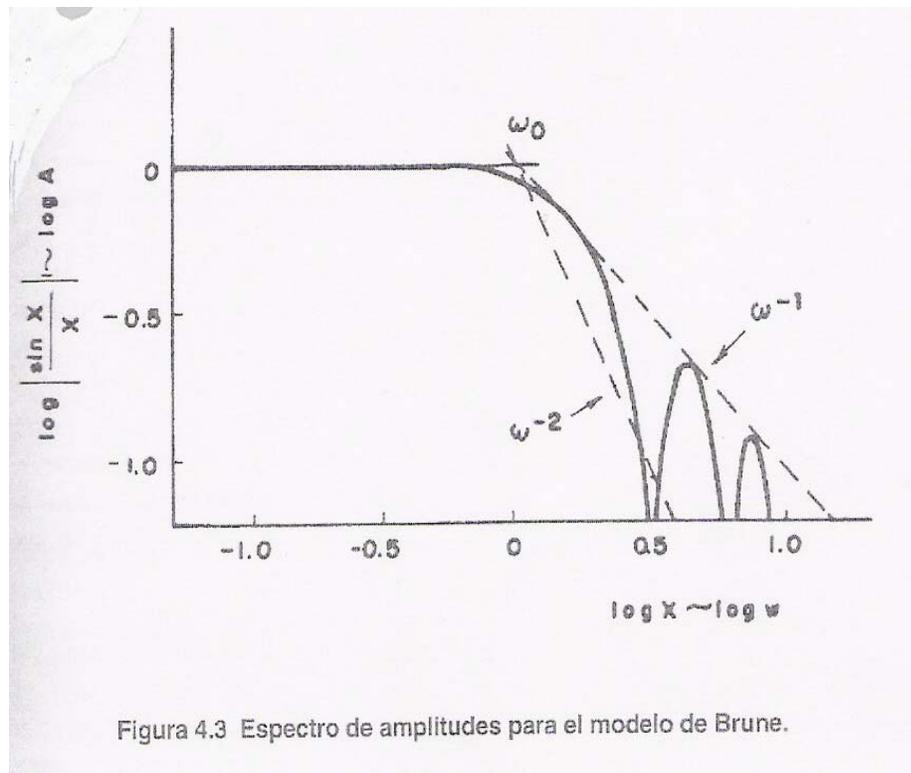
$$r = \frac{2,34\beta}{\omega_c} \quad (4.5)$$

Si se considera una fractura rectangular (modelo de Haskell y Savage), la expresión pasa a ser:

$$\sqrt{LW} = \frac{3,85\beta}{\omega_c} \quad (4.6)$$

La anchura W suele estimarse a partir de la profundidad del foco o del espesor de la corteza o bien equipararse a una fracción, (2/3 ó 1/2), de L.

Las dimensiones de la fuente también pueden estimarse a partir de la función de directividad (relación entre las amplitudes espectrales de una onda superficial que deja la fuente con un ángulo θ y otra que lo hace con ángulo $\theta + \pi$) (Ben Benahem 1961; 1962), o determinando el área de las réplicas.



La expresión para M_o es:

$$M_o = 4\pi\rho\beta^3 r\Omega_o / 2R(\theta, \phi) \quad (4.7)$$

siendo Ω_o la amplitud espectral bajas frecuencias y $R(\theta, \phi)$ el patrón de radiación, que cuando no se conoce el mecanismo focal se aproxima a 1/2.

Una vez calculado el momento, la caída de esfuerzos puede estimarse mediante la relación:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_o}{16r^3} \quad (4.8)$$

$\Delta\sigma$ representa la disminución uniforme del esfuerzo de cizalla que ha producido el deslizamiento sísmico.

Como ejemplo de aplicación, la Figura 4.4 representa dos espectros correspondientes al registro obtenido en la componente Z de la estación de Toledo del sismo de Lorca (España) del 6 de Junio de 1977. Este sismo tuvo una magnitud $m_{bLg} = 4,2$, y coincidió con el funcionamiento en la zona de una red temporal de microsismicidad, instalada para estudiar la falla de Alhama de Murcia. Esta red, constituida por 5 estaciones portátiles MEQ, permitió localizar muchas de las réplicas que siguieron al temblor principal (Herráiz, 1982; Mezcua et al., 1984). La Figura 4.5 esquematiza la situación de la falla, la distribución de las estaciones (triángulos) y la localización del sismo principal (estrella). Los sismos ocurridos con anterioridad a éste se representan con círculos blancos y las réplicas (eventos que suceden después del principal y están relacionados tectónicamente con él), con círculos negros. La falla de Alhama aparece simplificada con un trazo grueso. A su vez, la Figura 4.6 muestra la distribución de profundidades focales de las réplicas mejor localizadas. La representación responde a la proyección sobre el perfil AA' de la Figura anterior y las distancias han sido medidas a partir de la posición de la falla en la superficie. El buzamiento de la falla y la zona activada en el proceso sísmico aparecen claramente esbozados. La extensión del área así obtenida (56 Km^2) coincide con la estimación deducida aplicando el modelo de Brune a los espectros de las ondas P y S de los sismos más importantes de la serie.

La proporcionalidad de M_o con la amplitud del espectro en la zona de bajas frecuencias permitió en la segunda mitad de los sesenta medir el momento sísmico con una precisión mucho mayor que los demás parámetros focales porque, para esas fechas, las funciones de Green para las ondas superficiales de largo periodo ya eran bien reconocidas (Aki, 1966).

Modernamente se han desarrollado otros métodos que utilizan registros Wood Anderson (Bolt y Herráiz, 1983) o datos digitales de largo periodo (Dziewonski et al., 1987). De esta manera, el momento sísmico se ha convertido en un parámetro fundamental en Sismología. Sin embargo, su utilidad en Ingeniería Sísmica ha sido inicialmente menor porque los movimientos fuertes dependen estrechamente de los detalles del proceso de ruptura y éstos no pueden ser apreciados a través de las ventanas de largo periodo utilizadas para determinar el momento mediante el análisis espectral. La vinculación de este parámetro con el proceso en el foco y su capacidad para estimar el tamaño del terremoto, han hecho que actualmente sea más utilizado en Ingeniería.

Los modelos de Haskell (1964, 1966) y Brune (1970) ya citados son un ejemplo de los modelos cinemáticos de la fuente, que describen el desplazamiento de la falla en cada punto y cada instante sin especificar los esfuerzos que los producen.

Como se ha indicado, el modelo de Haskell asume que la dislocación se propaga con una velocidad constante produciendo un área de ruptura rectangular con un valor de deslizamiento igual para todos los puntos. Otra simplificación discutible de este modelo es suponer que la ruptura se inicia simultáneamente en una línea y se detiene bruscamente, sin considerar lo que sucede al comienzo y al final de la ruptura. Por el contrario, el modelo de Brune sí relaciona la dislocación con la situación de esfuerzos en el medio, y sienta las bases para obtener M_0 , la dimensión de la fractura, y la caída de esfuerzos a partir del espectro de amplitudes de las ondas registradas en campo lejano.

Ambos modelos se complementan, siendo el de Brune más aplicado para terremotos de magnitud inferior a 5 ya que la limitada profundidad de la esquizosfera impide la consideración de fallas circulares suficientemente extensas como para producir sismos de magnitudes mayores.

Aunque el modelo de Brune asume una hipótesis físicamente imposible, -velocidad de ruptura infinita-, conduce a resultados que se aproximan notablemente a los obtenidos con modelos más complicados como los dinámicos (Madariaga, 1977). Estos se basan en la teoría de la mecánica de fracturas y no imponen la función de deslizamiento sino que la deducen a partir del estado de esfuerzos en la falla. El terremoto es producido por la propagación rápida de una fractura

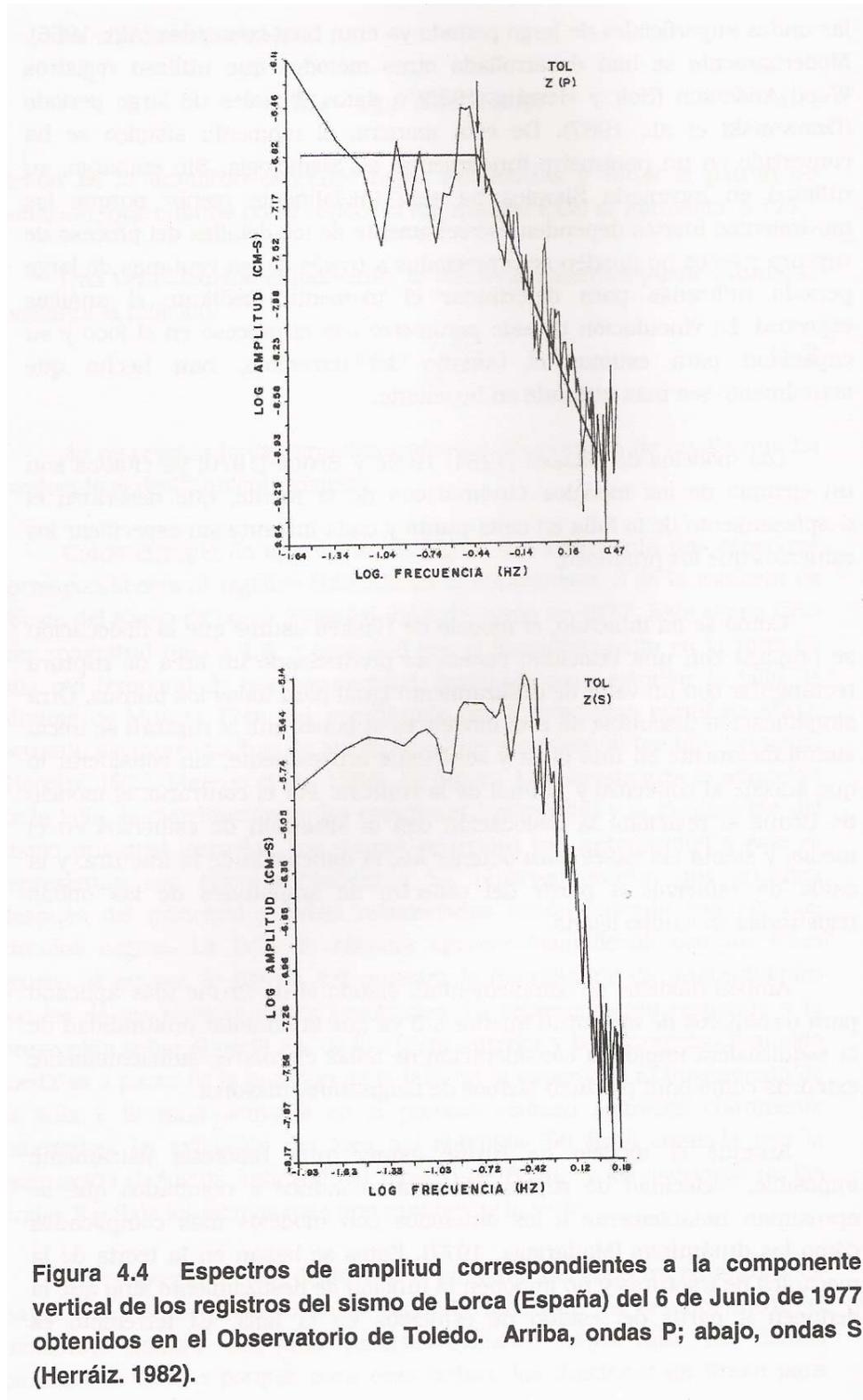


Figura 4.4 Espectros de amplitud correspondientes a la componente vertical de los registros del sismo de Lorca (España) del 6 de Junio de 1977 obtenidos en el Observatorio de Toledo. Arriba, ondas P; abajo, ondas S (Herráiz, 1982).

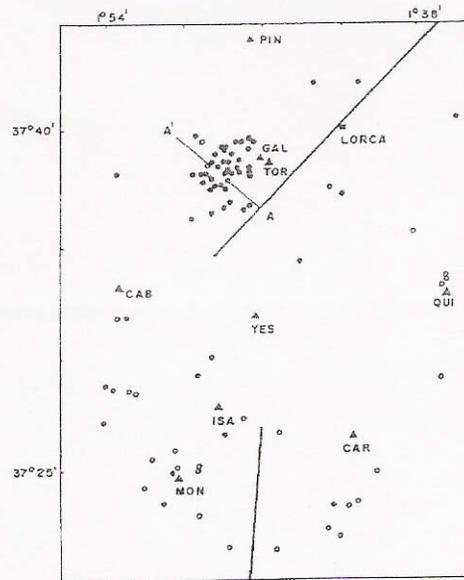


Figura 4.5 Campaña de microsismicidad Lorca (España). Los triángulos indican estaciones sísmicas. Los puntos blancos corresponden a sismos anteriores al principal, marcado con un estrella. Los puntos negros son eventos posteriores. El trazo grueso simboliza la falla de Alhama de Murcia (Herráiz, 1982).

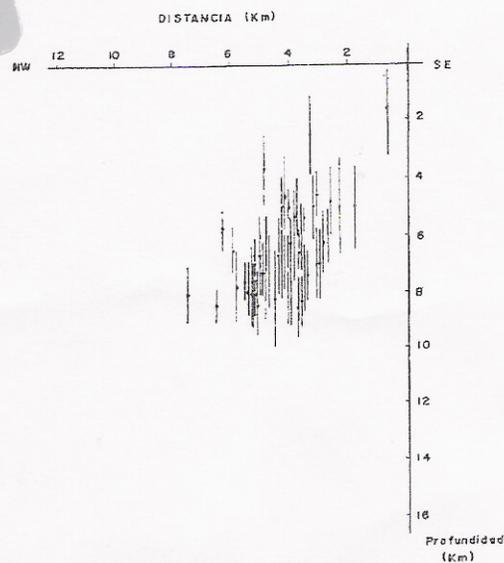


Figura 4.6 Proyección de los hipocentros mejor localizados sobre un plano vertical cuyo trazo es la línea AA' de la Figura 4.5 (Herráiz, 1982).

de cizalla (shear crack) a lo largo del plano de falla, que genera fuertes concentraciones de esfuerzos y altas velocidades de deslizamiento cerca del frente de ruptura que actúa, por ello, como emisor móvil de energía. La radiación de alta frecuencia se produce cuando la velocidad de propagación de la ruptura cambia bruscamente al encontrar zonas resistentes (fases de parada).

La distribución irregular del deslizamiento sobre el plano de falla es hoy aceptada como un hecho suficientemente probado y constituye la hipótesis de partida para los modelos estocásticos que se describen en el apartado siguiente.

Voltei aqui 4.2 MODELOS ESTOCÁSTICOS

El análisis de los acelerogramas ha puesto de relieve complejidades en el proceso de fractura que no son observables en los registros de campo lejano, en los que las altas frecuencias han sido filtradas por el medio. Estas observaciones han sido confirmadas recientemente con registros digitales de banda muy ancha obtenidos en campo lejano. Este tipo de registros ha permitido estudiar los espectros de aceleraciones de terremotos de gran magnitud, poniendo de manifiesto la existencia de altas frecuencias. Como ya se ha comentado, su origen se atribuye al encuentro del frente de ruptura con heterogeneidades del plano de falla que frenan o aceleran la propagación (Madariaga, 1977; 1989). Los modelos que consideran una distribución irregular de estas heterogeneidades se llaman estocásticos. Los más importantes son el desarrollado por Hanks y Mc Guire (1981) y los que consideran la presencia de barreras y asperezas. El primero conduce a unos espectros que reflejan muy bien algunas observaciones y que serán comentados en el siguiente apartado. Los últimos establecen que la disminución de velocidad o incluso la detención del movimiento de ruptura pueden achacarse a las barreras propuestas en el modelo de Das y Aki (1977), mientras que las aceleraciones serían atribuibles a las asperezas definidas en el modelo establecido por Kanamori y Stewart (1978). Este último modelo fue introducido para explicar las formas de los registros telesísmicos de las ondas P correspondientes al terremoto de Guatemala de 1976.

Das y Aki suponen un estado de esfuerzos homogéneo en la falla en la que existen barreras originadas por cambios en la litología, plegamientos bruscos, etc., que interfieren con el frente de ruptura. Entonces pueden darse tres situaciones: Primero, que la barrera sea débil y la ruptura

avance a través de ella a menor velocidad. Segundo, que la barrera sea fuerte y detenga el movimiento hasta que la acumulación de esfuerzos permita romperla originando un terremoto importante. La fractura continuaría después su avance. Tercero, que la barrera sea suficientemente fuerte y permanezca sin romperse hasta que el terremoto finalice. A estas tres situaciones se añade, si se considera el análisis tridimensional, la posibilidad de que la fractura rodee la heterogeneidad dejando una barrera local en la falla. Las zonas no fracturadas pueden romperse originando las réplicas del sismo. Aki (1979) distinguió dos tipos de barreras: las geométricas y las de relajación. Las primeras se refieren a cambios en la dirección de la fractura o a discontinuidades en la misma. Un ejemplo es la fractura de Mendocino situada al Norte de la falla de San Andrés que detuvo la ruptura de 1906. La falla que produjo el terremoto de El Asnam (Argelia) de 1980, es otro ejemplo de la presencia de barreras geométricas. En este caso, la falla, de aproximadamente 36 km de longitud, presenta dos barreras que la dividen en tres tramos de tamaño similar y que rompieron en tiempos sucesivos claramente diferenciados. A su vez, las barreras de relajación, también llamadas homogéneas, son las que no presentan una clara discontinuidad geométrica. El borde Sur de la falla de San Andrés es un caso representativo.

Para el modelo de asperezas el punto de partida es el opuesto: la falla tiene una distribución heterogénea de esfuerzos que se concentran en las zonas resistentes o asperezas. Las partes débiles son capaces de acumular menos esfuerzos y se rompen dando lugar a los premonitores. Mientras tanto, las asperezas continúan acumulando esfuerzos que al liberarse originan el terremoto principal. Son, por ello, zonas que facilitan la propagación y la aceleran. El resultado final es la relajación en toda la falla. Lay y Kanamori (1981) estudiaron la relación entre la distribución de asperezas y el entorno tectónico para las zonas de subducción del Pacífico y establecieron una clasificación de estas zonas de acuerdo con el tamaño de las asperezas. Las más grandes corresponden al área de Chile, donde el conjunto de la zona de ruptura forma una sola aspereza. El caso opuesto lo constituyen las Islas Marianas, zona en la que no hay asperezas.

Ambos modelos plantean la introducción de dos nuevos parámetros: la densidad de distribución de barreras o asperezas y la dimensión mínima de la ruptura, es decir el tamaño mínimo posible para las asperezas o para la distancia entre las barreras. Como se verá más adelante, Aki (1984) relaciona esta dimensión con la frecuencia máxima de corte a alta

frecuencia, f_{max} , característica de los espectros de aceleración obtenidos a partir de acelerogramas y, en varios casos, la evalúa en 200-300 m. Para longitudes menores la falla no es capaz de sustentar velocidades suficientes para generar ondas sísmicas. Por último, conviene tener presente que los procesos contemplados en los modelos de asperezas y barreras, así como la complejidad geométrica de la falla, pueden alargar la duración de la fractura hasta el punto de que, en el caso de los terremotos de gran magnitud, pueda alcanzar 200 s.

La presencia de premonitores y réplicas vinculados a un gran terremoto mueve a pensar que la realidad física es una mezcla de los dos modelos. Por todo ello se han desarrollado otros más complicados que generalizan o combinan los modelos de asperezas y barreras (Papageorgiou y Aki, 1983; Rundle y Kanamori, 1987; Andrews, 1989; Chatterjee y Knopoff, 1990), o acentúan el tratamiento estocástico del problema (Gusev, 1983; Lomnitz-Adler, 1985). Estos modelos explican algunos espectros de aceleración más complejos que se comentarán en seguida. La existencia de "terremotos característicos", -sismos que se repiten con propiedades semejantes en una misma zona-, parece relacionarse también con la distribución, más o menos estable, de asperezas y barreras.

La teoría de los fractales desarrollada por Mandelbrot para describir estructuras no aleatorias o fragmentadas aleatoriamente, ha sido aplicada también con frecuencia a la geometría y distribución de las fallas (King, 1983; Okubo y Aki, 1987; Avilés et al., 1987).

4.3 ESPECTROS DE DESPLAZAMIENTO Y ACELERACIÓN

Al comentar el modelo de Brune se introdujo el espectro de desplazamiento correspondiente a las ondas en el campo lejano (Figura 4.3). Ahora cabe preguntarse hasta qué punto este espectro se modifica al considerar los nuevos modelos introducidos, y cuáles son los parámetros que caracterizan los espectros resultantes. El uso de los espectros de amplitud, -módulo del espectro de Fourier- se justifica porque el análisis de las señales se realiza más fácilmente en el dominio de la frecuencia. En la actualidad los espectros correspondientes al campo lejano se obtienen a menudo a partir de registros de estaciones digitales de banda muy ancha que registran frecuencias entre 0,001 y varios Hercios y permiten observar el espectro de grandes terremotos. Este es el caso, por ejemplo, de las redes digitales Iris y Geoscope.

Comenzaremos recordando que dado el espectro de desplazamientos del modelo de Brune, es suficiente multiplicarlo por ω^2 para obtener el correspondiente espectro teórico de la aceleración en campo lejano (Figura 4.7b). La experiencia ha demostrado que la Figura 4.7a representa bien la envolvente de los espectros reales y ha podido demostrarse teóricamente que el decaimiento con ω^2 , característico de este espectro para las altas frecuencias, es casi general entre los modelos de fractura. Asimismo, la expresión 4.5 puede aplicarse para cualquier modelo de falla (Madariaga, 1976). Sin embargo, el espectro de aceleraciones en campo lejano observado en la práctica no se asemeja al de la Figura 4.7b sino al de la Figura 4.7c, en el que puede verse una zona central plana, con valor ω_0 , acotada en las bajas frecuencias por la frecuencia de esquina ya definida, y en las altas por una frecuencia de corte f_Q . Este parámetro depende estrechamente de la atenuación del manto superior y vale alrededor de 1 Hz para las ondas P y 0,25 Hz para las ondas S (Madariaga, 1989). Por su parte, ω_0 depende de la magnitud del terremoto y es una medida de su duración.

Los espectros de aceleración en campo próximo tienen formas similares a las ya vistas para el campo lejano pero se encuentran desplazados hacia frecuencias más altas (Figura 4.7d). Esta es la forma propuesta por Hanks y McGuire (1982) y que se conoce como "modelo ω^2 ". Ahora las frecuencias esquina están próximas a 1 Hz y el espectro se prolonga hasta alrededor de los 10 Hz, dependiendo este límite de la región concreta en la que se muevan las ondas registradas a menos de 100 km. La frecuencia de corte pasa ahora a llamarse frecuencia máxima, f_{max} . Este desplazamiento hacia las altas frecuencias se explica porque la litosfera, -zona en la que se sitúan mayoritariamente estas ondas-, es menos disipativa que el manto para las altas frecuencias. La similitud en la forma con los espectros anteriores pone de relieve que el modelo de Brune continúa siendo aplicable para campo cercano, al menos en primera aproximación. Ello es debido a que en esta zona la teoría de rayos sigue siendo válida si la longitud de onda considerada es menor que la distancia entre la fuente y la estación de registro.

La frecuencia máxima, f_{max} , adquiere un valor característico en cada región sísmica (8 Hz para Friuli, Italia, y 6 Hz para el Sur de California) que permanece constante independientemente de la magnitud, el momento sísmico, la trayectoria o el tiempo considerados. Anderson y Hough (1984) vinculan f_{max} con la atenuación a la que se supone concentrada en los kilómetros más

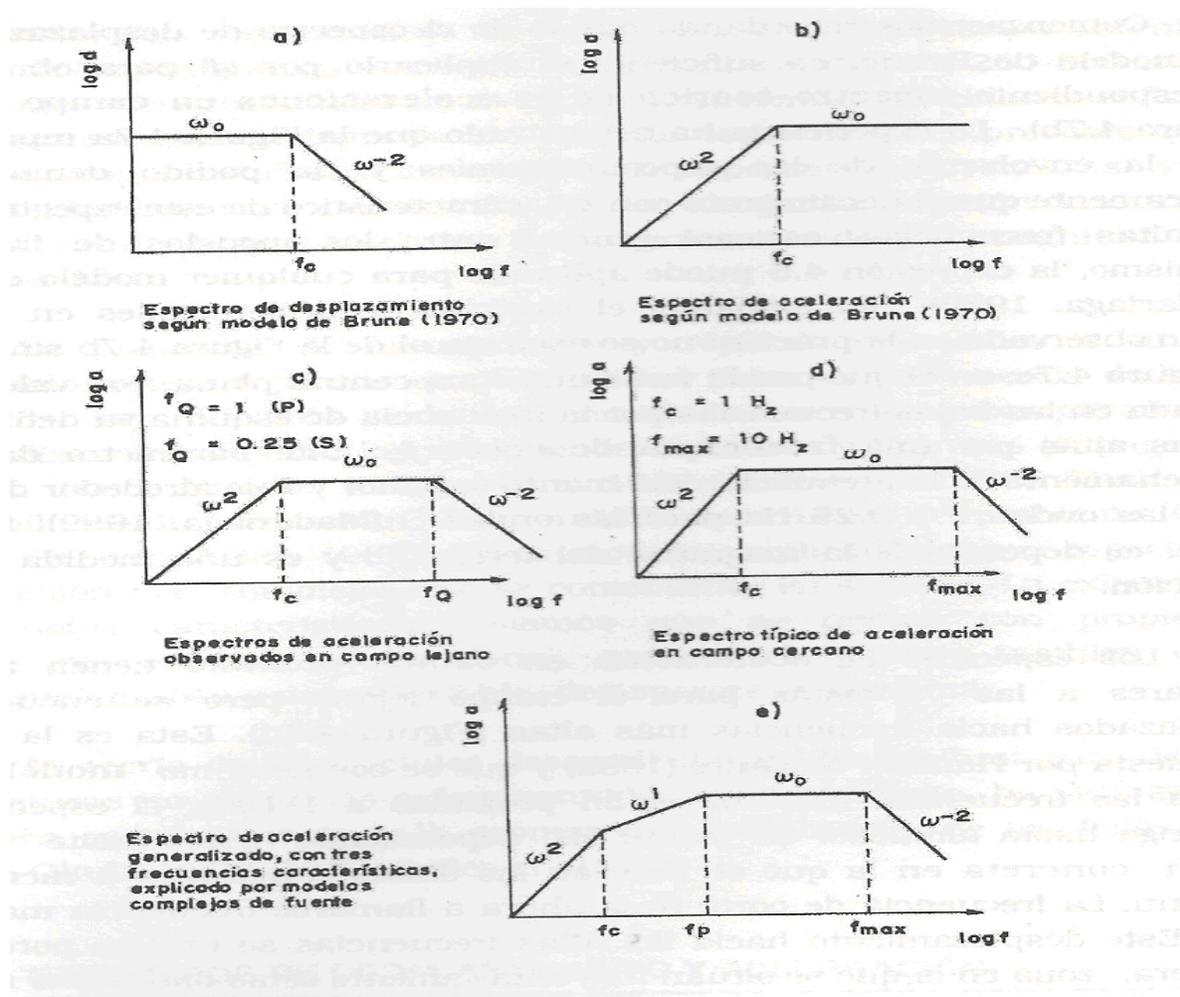


Figura 4.7 Espectros tipo de las ondas sísmicas (Benito, 1992)

superficiales. Hanks (1982) y Haucksson et al. (1987) recalcan también el papel decisivo de las capas más superficiales en el control de este parámetro. Frente a estos autores que ponen el acento en la influencia de la trayectoria, otros, como Campillo y Bouchon (1985); Gariel y Campillo (1989) o Aki (1984; 1987), atribuyen el origen de f_{max} al proceso en el foco. En particular, Aki (1984) lo relaciona con la dimensión mínima de ruptura introducida en el modelo de barreras. Roca (1990), utilizando datos de la red Smart-1, encontró que f_{max} depende significativamente de la magnitud y no de la distancia. Este resultado indica que para esa zona de estudio, -Taiwan-, f_{max} se manifiesta claramente como un parámetro característico de la fuente. Además, la confirma-

ción experimental de que f_{max} disminuye con la magnitud tiene una gran importancia en la estimación del riesgo sísmico ya que las aceleraciones máximas que se predicen para grandes terremotos cercanos a partir de sismos más pequeños serán menores. En cualquier caso, el origen de este parámetro continúa siendo muy discutido entre los sismólogos.

Por último, conviene señalar la existencia de espectro reales con la forma esquematizada en la Figura 4.7e. En ellos aparece una zona de transición entre el tramo ω^2 y la parte plana. Ahora existe una frecuencia nueva llamada f_{patch} que, en los modelos de falla heterogénea, representa la presencia de zonas coherentes cuya longitud es inversamente proporcional a dicha frecuencia (Papageorgiou y Aki, 1983). La zona que une las frecuencias f_c y f_{patch} es proporcional a ω^{-1} . Para los terremotos pequeños ambas se identifican en la frecuencia de esquina f_c . Estos espectros no son muy habituales y el modelo más frecuente responde a la forma esquematizada en la Figura 4.7d.

PARÁMETROS DE LOCALIZACIÓN

Hasta aquí se han descrito los principales conceptos relacionados con el proceso en el foco. Para completar esta descripción es necesario recordar brevemente los parámetros que permiten localizar la fuente y medir el tamaño del sismo generado. En este tema abordaremos el primer aspecto.



5.1 LOCALIZACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL

La localización de un terremoto requiere conocer la hora origen del inicio de la ruptura y las coordenadas espaciales de la falla. Si la determinación de estos parámetros se realiza a partir de la lectura de los tiempos de llegada de las ondas, la información obtenida se refiere al lugar y al momento de inicio de la ruptura. El tiempo origen, que generalmente se refiere al Tiempo Universal, va a ser determinado dentro del proceso general de localización que describiremos seguidamente. La localización espacial viene dada por las coordenadas geométricas de su epicentro (proyección del foco, o hipocentro, sobre la superficie) y por la profundidad.

Para los sismos anteriores a la época instrumental el epicentro se localiza a partir de los mapas de curvas que separan zonas en las que se ha observado la misma intensidad (isosistas). Se asume que el foco es puntual y el epicentro macrosísmico se sitúa dentro de la zona de mayor intensidad. La forma de las isosistas permite, a veces, establecer el carácter superficial o profundo del terremoto. La precisión del resultado depende de la forma de las isosistas y de la calidad de los datos que han permitido dibujarlas. Asimismo, el tipo de falla actuante, la profundidad del foco y la complejidad geológica del entorno, condicionan estrechamente la forma de las isosistas y la información que éstas pueden aportar sobre la localización del sismo. Se insistirá en estos aspectos en el Tema siguiente.

En la actualidad, la localización espacial y temporal se realiza mediante algoritmos de cálculo que utilizan como datos los tiempos de llegada de las ondas P y S a las diferentes estaciones de registro. Para terremotos muy próximos se emplean las fases que se propagan en la corteza (P_n , P_g , S_n y S_g). El algoritmo más utilizado ha sido desarrollado por Geiger (1910) y se basa en la minimización de las diferencias de los tiempos de llegada teóricos y los observados correspondientes a las fases registradas. Partiendo de un hipocentro provisional y un modelo de distribución de velocidades en función de la profundidad, se aplica un proceso iterativo hasta que se obtiene una solución matemática con el grado de exactitud requerido. En cada iteración se calculan las derivadas parciales de los tiempos de recorrido respecto a la posición de la fuente, y se realiza la inversión de la matriz correspondiente para obtener un hipocentro actualizado. Si las condiciones de número de estaciones, calidad de las lecturas, etc., son adecuadas, la secuencia de hipocentros lleva a una solución que puede ajustar los tiempos de llegada observados. Este método ha dado lugar a muchos programas de localización (HYP071, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.) que se utilizan en la rutina de los observatorios y en los estudios de microsismicidad para hallar la localización de sismos individuales (Lee y Stewart, 1981).

La importancia del procesado matemático de los datos en la determinación numérica del hipocentro ha llevado al ensayo y perfeccionamiento de nuevas técnicas. Entre ellas destaca la desarrollada por Dewey (1972), conocida por Joint Hypocenter Determination (JHD). En ella se considera la influencia del modelo de corteza a través de términos de anomalía de estación, que son calculados junto a los parámetros focales. Estos términos sustituyen el efecto de posibles heterogeneidades laterales por el que haría una capa situada debajo de la estación. El programa calcula simultáneamente hipocentros y anomalías de estación para un grupo de terremotos registrados por una red sísmica. Su determinación es relativa a la posición de un evento de calibración bien localizado previamente. Esto hace que el método sea especialmente adecuado para la relocalización de réplicas de un terremoto de elevada magnitud cuyo hipocentro pueda estimarse con fiabilidad por algún método clásico. Esta técnica fue aplicada por Dewey y Spence (1979) para relocalizar los sismos ocurridos en las zonas Norte y Centro del Perú en el periodo 1966 -1974.

Recientemente, (Sambridge y Gallagher, 1993), se ha desarrollado un procedimiento basado en el uso de algoritmos genéticos (métodos de optimización no lineal) que minimizan una función de desajuste entre observaciones y resultados teóricos. Esta misma técnica ha sido aplicada

a otros problemas sismológicos: mecanismo focal (Kobayashi y Nakanishi, 1994); modelo de velocidades (Zhou et al., 1995); proceso en la fuente (Zeng y Anderson, 1996) e inversión de ondas superficiales (Yamanaka e Ishida, 1996).

El proceso de localización por ajuste de tiempos de llegada, requiere conocer los tiempos de recorrido de las ondas en el interior de la Tierra. Para terremotos lejanos se utilizan tablas como las de Jeffreys-Bullen, pero para los cercanos se determinan distribuciones de velocidad en función de la profundidad, de carácter más regional. Estos modelos de corteza pueden ser obtenidos mediante perfiles de refracción sísmica, estudio de residuos en redes, análisis de ondas superficiales, etc. En ocasiones es posible estimar una distribución local de velocidades utilizando una red de microsismicidad y explosiones generadas en canteras o en obras de ingeniería realizadas en su proximidad. Cuando el tiempo origen no es bien conocido pero se tiene información correcta de la ubicación de las explosiones, es posible modelar la distribución de velocidades desarrollando las siguientes etapas (Bernal et al. 1992):

- a. Calcular la distancia en kilómetros entre el foco y las estaciones utilizando coordenadas UTM.
- b. Leer los tiempos de llegada T_p de cada explosión a cada estación.
- c. Calcular los tiempos de recorrido de la onda P, $T_p - T_0$, para cada explosión y cada estación. Ello requiere haber determinado previamente el tiempo origen mediante un programa de localización o utilizando el diagrama de Wadati.
- d. Representar los tiempos de viaje respecto de las distancias. Los puntos se distribuyen en diferentes tramos que pueden ser ajustados por líneas rectas. Las pendientes respectivas corresponden a las velocidades de diferentes capas cuyo espesor puede ser también evaluado fácilmente.

Una vez obtenida la distribución de velocidades para la onda P se estiman las correspondientes a la onda S utilizando la relación α/β calculada mediante el diagrama que Wadati (1933) desarrolló y utilizó para verificar la existencia de terremotos profundos bajo las islas de Japón. Este método supone que las ondas se propagan por n capas horizontales superpuestas, caracterizadas porque las ondas P y S tienen en cada una de ellas una velocidad diferente pero

constante. El coeficiente de Poisson es el mismo para todas ellas.

Llamando t_p al tiempo de recorrido de la onda P, se puede deducir la expresión:

$$T_s - T_p = t_p (\alpha / \beta - 1) \quad (5.1)$$

Si se representa gráficamente el término de la izquierda frente a T_p , se obtiene una línea recta. Su pendiente m viene dada por:

$$m + 1 = t_s / t_p = \alpha / \beta \quad (5.2)$$

La ordenada en el origen proporciona la hora origen T_o (Figura 5.1a). Como este proceso se ha llevado a cabo para un solo terremoto, el valor de la relación α/β puede no ser representativo. Por ello, generalmente se toman varios sismos de la zona y se representa $T_s - T_p$ frente a t_p . La pendiente proporciona la relación α/β buscada (Figura 5.1b).

Además de ofrecer una estimación del tiempo origen de un evento, esta técnica proporciona una información importante sobre la relación de velocidades sin necesidad de conocer las curvas de tiempo de recorrido o la localización de los eventos. Kisslinger y Engdahl (1973) desarrollaron un método que amplía el procedimiento para los casos en que las ondas P y S recorren caminos semejantes pero la relación de Poisson, (y por tanto el cociente α/β), no es constante.

5.2 TÉCNICAS PARA MEJORAR LA LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL

El tiempo origen determinado con el método de Wadati y las distancias epicentrales calculadas por un programa de localización pueden ser utilizadas en el diagrama de Riznichenko (1958) para mejorar la estimación de la profundidad. La relación de partida es:

$$t_p^2 = \frac{(\Delta^2 + H^2)}{V_m^2} \quad (5.3)$$

que es válida para terremotos superficiales y próximos. La representación de t_p^2 frente a Δ^2 proporciona una línea recta cuya pendiente es V_m , velocidad promedio de todos los rayos a todas las

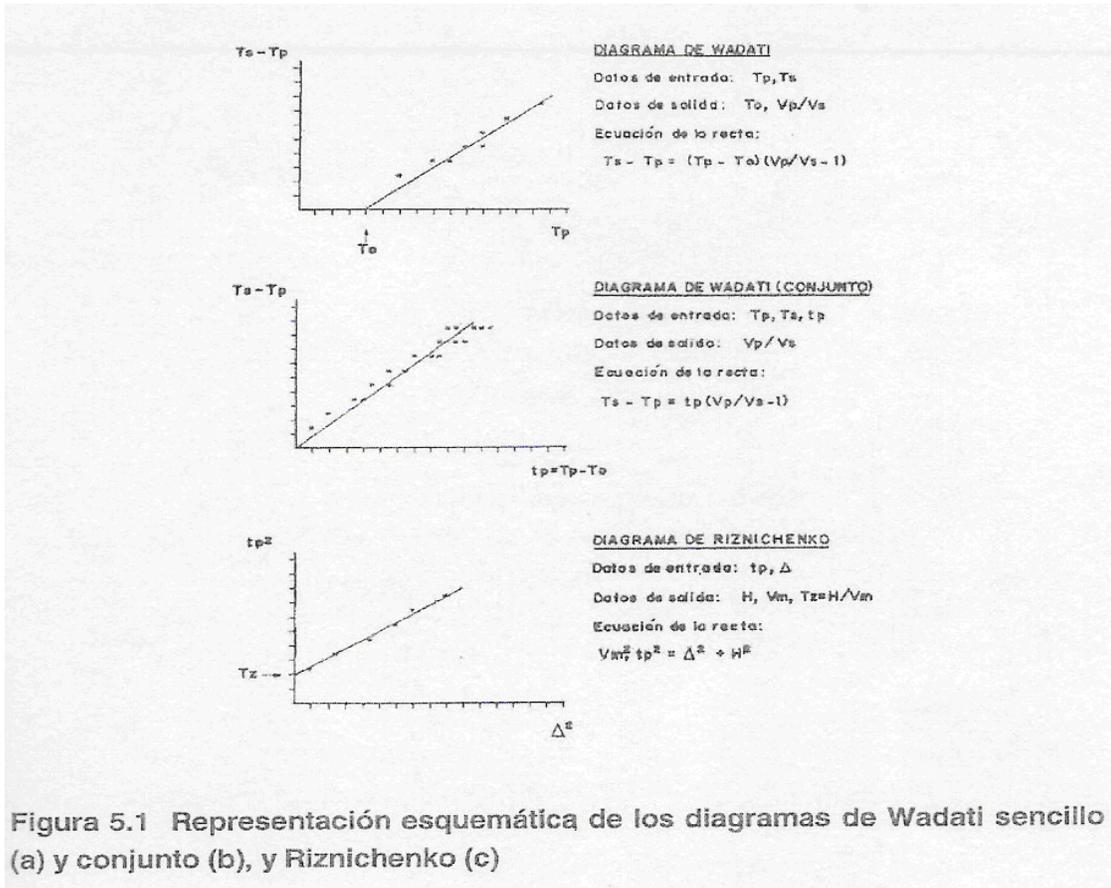


Figura 5.1 Representación esquemática de los diagramas de Wadati sencillo (a) y conjunto (b), y Ruzhichenko (c)

las estaciones. El punto de intersección con el eje vertical es $T_z = H/V_m$ que permite evaluar nuevamente la profundidad (Figura 5.1c).

Nicholson y Simpson (1985), Chapman y Bollinger (1984) y Toth y Kisslinger (1984) han retomado este planteamiento y transformando la expresión anterior llegan a:

$$t_p^2 = \frac{L^2}{V^2} = \frac{H^2}{V^2} + \frac{\Delta^2(R-H)}{RV^2} \quad (5.4)$$

donde L es el camino recorrido por la onda P y R el radio de la Tierra, supuesta esférica. Representando t_p^2 frente a Δ^2 se obtiene una recta de pendiente m y ordenada en el origen

b. Introduciendo algunas simplificaciones, Nicholson y Simpson (1985) llegan a las siguientes fórmulas:

$$V_m = (1/m)^{1/2} \quad (5.5)$$

$$H = (b/m)^{1/2} \quad (5.6)$$

Este procedimiento sólo puede aplicarse a sismos no muy superficiales y con una buena localización epicentral. Los valores de la relación α/β obtenidos con el diagrama de Wadati deben estar comprendidos entre 1,68 y 1,80.

Aunque estos métodos pueden estar afectados en su planteamiento si la localización dada por el programa y el tiempo origen deducido por el diagrama de Wadati no son correctos, permiten mejorar la estimación de la profundidad de terremotos locales. Este objetivo reviste gran interés ya que éste es el parámetro de localización más difícil de evaluar correctamente.

Por último, conviene señalar que la capacidad de localización de una red sísmica está fuertemente condicionada por el número de estaciones, su distribución y la situación de los focos. En concreto, la configuración de la red juega un papel crítico. Las Figuras 5.2 y 5.3 presentan los errores en la determinación de la profundidad asociados a una red de microsismicidad formada por 7 estaciones (simbolizadas con estrellas). La primera corresponde a la solución obtenida cuando únicamente se utilizan ondas P, mientras que la segunda refleja el empleo de ondas P y S. Se ha aceptado que las fases P y S pueden ser leídas con un error de 0,25 y 0,5 s. respectivamente (Lindo y Herráiz, 1995). Comparando ambas figuras puede observarse la mejora introducida al considerar las ondas S, lo que justifica el interés en registrar e identificar adecuadamente dichas fases (Gomberg et. al., 1990).

Conviene subrayar que estos resultados únicamente señalan la solución matemática del problema. La realidad física de los ajustes puede ser menos precisa. Para evaluarla resulta útil analizar las localizaciones correspondientes a explosiones de cantera bien determinadas espacial y temporalmente. Como se ha señalado más arriba, estos datos también pueden servir para obtener un modelo local de corteza. Asimismo, el tipo de análisis que conduce a las figuras anteriores sirve para investigar el efecto introducido por las modificaciones en un modelo de corteza considerado.

La correcta localización permite relacionar los sismos con las fallas y determinar cuáles son activas. Además, permite estimar la distancia falla-emplazamiento, parámetro decisivo en la estimación de la peligrosidad sísmica.

Dado que la profundidad es siempre más difícil de determinar que las coordenadas epicentrales, no puede, como éstas, ser correlacionada fácilmente con la distribución de daños.

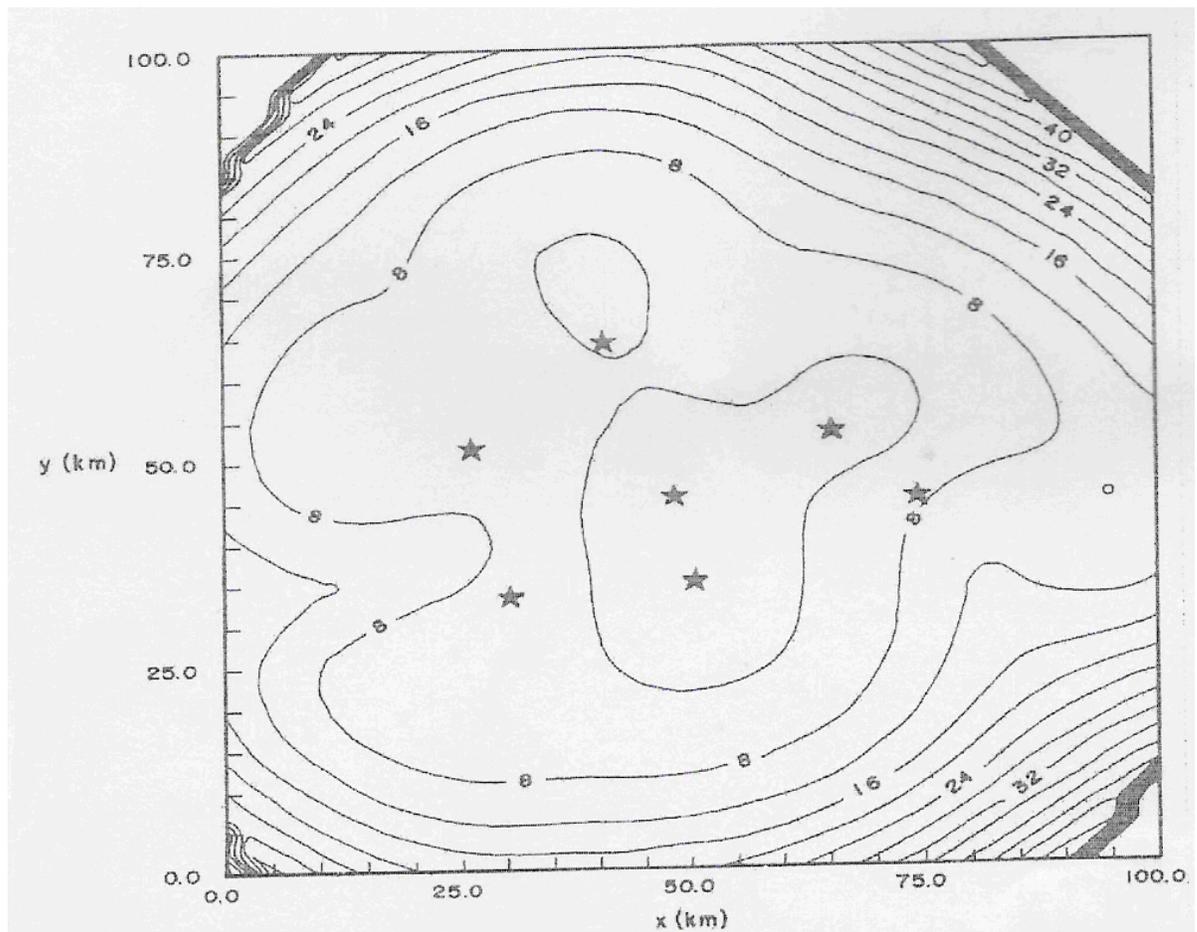


Figura 5.2 Curvas de isovalores de la incertidumbre en Z asociada a una red sísmica de 7 estaciones representadas por estrellas. Las isolíneas indican kilómetros. Únicamente se ha utilizado llegadas de ondas P con una varianza de $0,0625 \text{ s}^2$. La profundidad de los hipocentros sintéticos ha sido 10 km. (Lindo y Herráiz, 1995).

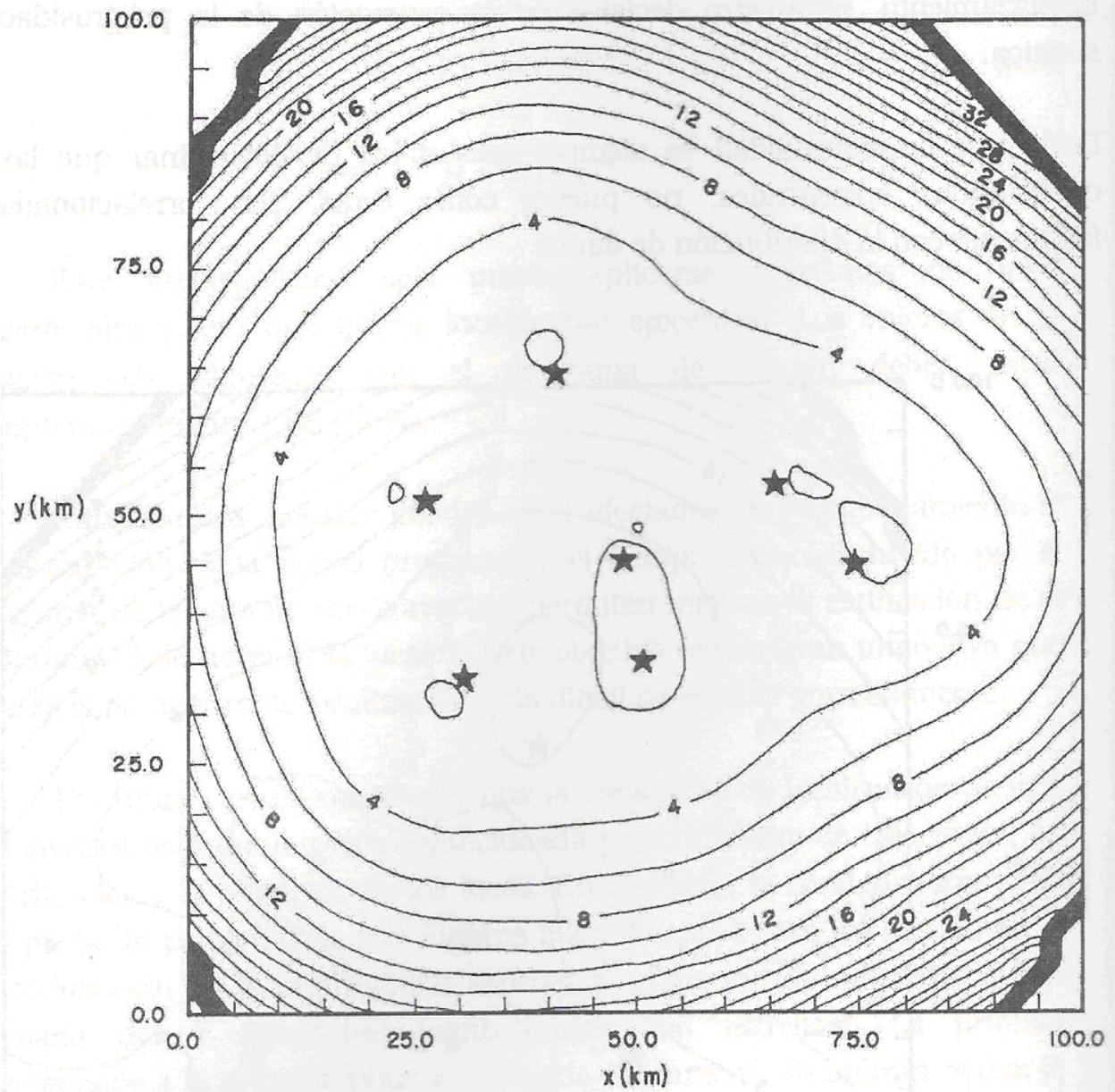


Figura 5.3 Igual que la figura anterior pero utilizando llegadas de ondas P y S registradas en todas las estaciones. La varianza de las ondas S ha sido $0,25 \text{ s}^2$.

Tema 6

PARÁMETROS DE TAMAÑO

El tamaño de un terremoto se mide fundamentalmente con tres parámetros: el momento sísmico, la intensidad y la magnitud. El primero ya ha sido comentado en el Tema 4 por lo que dedicaremos la atención a los otros dos. Más adelante, en el Tema 9, se presentarán otros parámetros más modernos que también contribuyen a evaluar el tamaño de un sismo y están basados en acelerogramas (Intensidades de Husid y Arias), o en espectros de respuesta (Intensidad de Housner).

6.1 INTENSIDAD SÍSMICA

Se entiende por intensidad sísmica en un punto la fuerza con que en él se experimentan los efectos del terremoto. Probablemente sea el parámetro de tamaño de mayor interés en Ingeniería y se obtiene estimando cualitativamente los daños producidos por el terremoto. Su uso se inició con los trabajos de Rossi y Forel en Italia y Suiza, respectivamente, a finales del S. XIX. Desde entonces se han desarrollado varias escalas que evalúan los efectos de los terremotos de una manera estrictamente cualitativa.

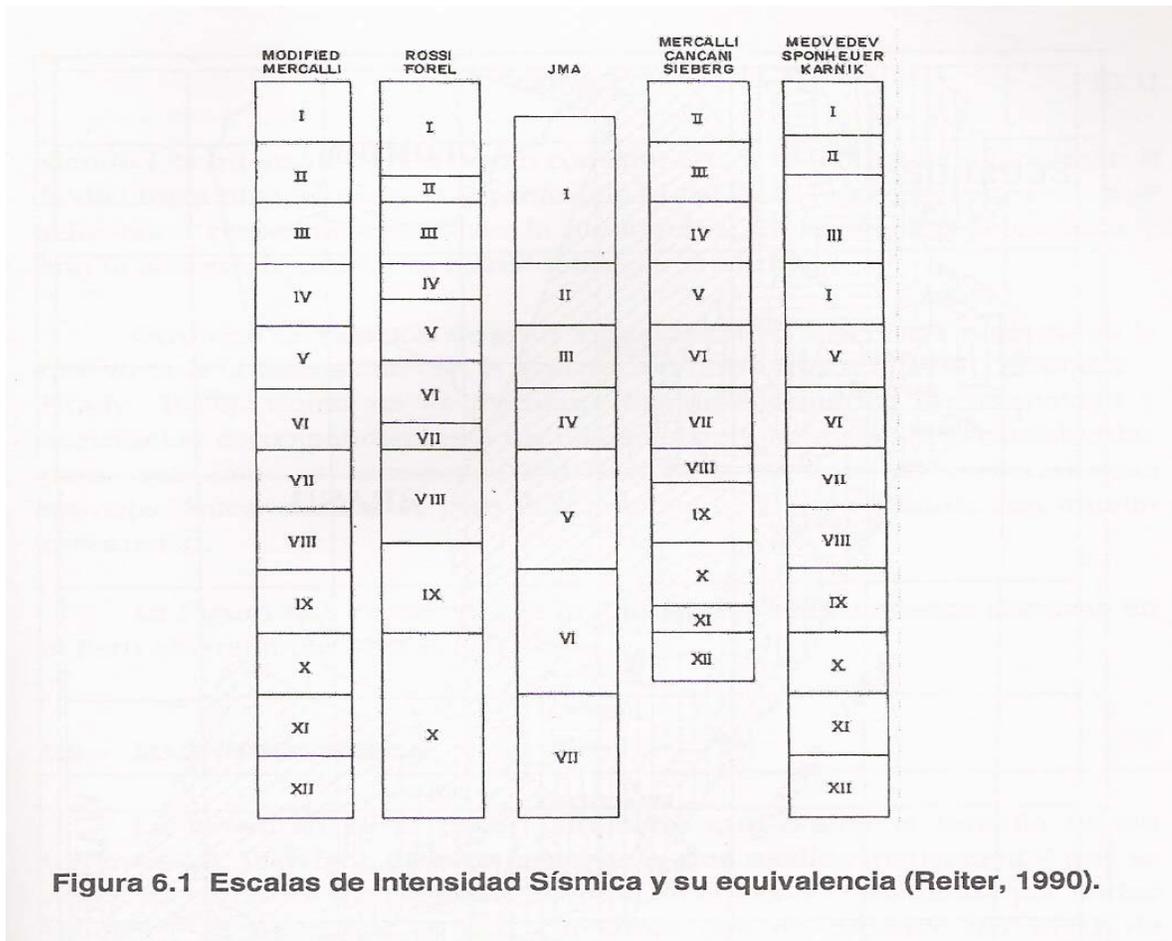
Actualmente, las escalas más utilizadas para medir la intensidad sísmica son la Mercalli Modificada (MM) y la MSK. La primera fue propuesta por Mercalli en 1902 y modificada por Wood y Newman en 1931 y Richter en 1956. La segunda se debe a los trabajos de Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1967. Ambas escalas tienen XII grados y son muy similares, siendo la primera más utilizada en América y la segunda en Europa. Además, existen otras escalas de uso más local (como la de la Agencia Meteorológica de Japón, JMA), o que ya sólo tienen interés histórico (escalas Rossi-Forel y Mercalli - Cancani - Sieberg). La Figura 6.1 resume la equivalencia entre ellas.

La representación sobre un mapa de las intensidades correspondientes a un sismo permite resumir todos los datos macrosísmicos y dibujar las isosistas; curvas que separan áreas con igual intensidad. Como ya se indicó en el Tema anterior, su trazado facilita información acerca de la posición más probable del epicentro (dentro del área de mayor intensidad) y su profundidad (a un sismo más profundo le corresponderá una menor disminución de la intensidad con la distancia a la zona de máximos daños). Igualmente, la desviación de la forma de las isosistas de la distribución circular (que correspondería a un foco puntual y un medio homogéneo), informa acerca de la longitud y orientación de la ruptura y la influencia de las características locales de los suelos.

En la estimación de la intensidad sísmica se suele utilizar dos parámetros: la intensidad máxima, I_{max} y la intensidad epicentral, I_0 . Estos parámetros no siempre coinciden espacialmente ya que los máximos de intensidad observada pueden situarse fuera de la región epicentral. I_0 suele ser tomado como medida del terremoto. La inmensa mayoría del daño ocasionado por los terremotos corresponde a sismos con intensidad superior a VII en la escala MM. Esta escala señala los daños a cuatro tipos de construcción clasificados de acuerdo con los materiales empleados y la calidad de ejecución.

Los daños de la mampostería de adobe (Tipo D) se inician con el Grado VII que señala la transición de temblor a terremoto en la terminología de algunos países iberoamericanos. Por su parte, la escala MSK distingue tres tipos de construcción. Los de clase A utilizan muros de mampostería en seco o con barro, adobe o tapial; los de tipo B se caracterizan por el empleo de muros de ladrillo, mampostería con mortero y entramado de madera, y los de tipo C son los edificios con estructura metálica o de hormigón armado. En esta escala, los daños para las construcciones de tipo A son ligeros en el grado V y graves en el VII. El grado IX corresponde a la destrucción de las construcciones de tipo B, al pánico general, y a la posible presencia de licuefacción. Como resumen cabe decir que, aproximadamente, los grados I-VI corresponden a temblores, es decir sismos pequeños; VII y VIII indican terremotos medianos, y IX-XI sismos grandes. El grado XII señala destrucción total en las estructuras.

El principal inconveniente de la intensidad es que su evaluación es, en gran medida, subjetiva. Además, la separación entre dos grados consecutivos no es uniforme a lo largo de la escala y la atribución de uno u otro valor a un terremoto concreto no es, a veces, fácil.



Tampoco tiene en cuenta la variación en las condiciones del emplazamiento por lo que la evaluación de los daños puede ser equívoca. Sin embargo, la intensidad tiene un gran interés para el Ingeniero en cuanto que es una medida de la fuerza del movimiento del terreno y del grado con que la vibración es sentida. Además, es el único parámetro de tamaño aplicable directamente a la época no instrumental. Por todo ello, buena parte de los estudios de peligro sísmico se han realizado utilizando este parámetro que continúa plenamente vigente.

La atenuación de la intensidad con la distancia, que puede estimarse a partir de los mapas de isosistas, es otro parámetro de gran importancia para la estimación de la peligrosidad (López Arroyo, 1991). La expresión más general para esta relación es:

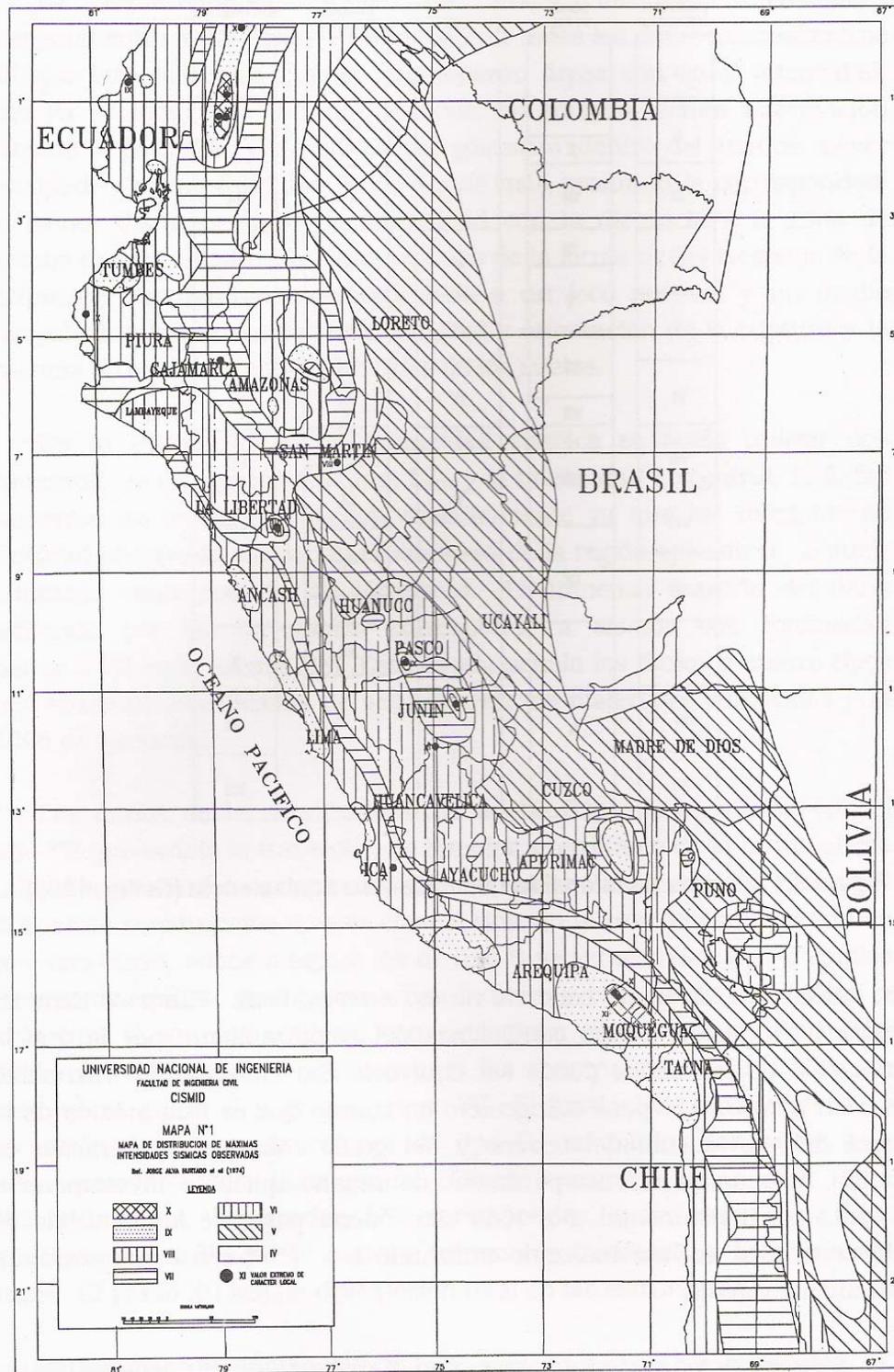


Figura 6.2 Mapa de distribución de las máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú. (Alva et al., 1984).

$$I = I_o - a \log R / H - b(R - H) \quad (6.1)$$

siendo I la intensidad en el punto considerado; I_o la intensidad epicentral; R la distancia hipocentral y H la profundidad del foco. Los coeficientes a y b se relacionan respectivamente con la atenuación por expansión geométrica y con la absorción anelástica introducida por el medio.

Otro tipo de relación de gran importancia en Ingeniería Sísmica es la que vincula la intensidad con la aceleración horizontal máxima (Trifunac y Brady, 1975). Como no es frecuente disponer de datos de intensidad y aceleración correspondientes a un mismo sismo, las relaciones establecidas para una zona se extrapolan muchas veces a otras de características sismotectónicas similares, pero esta práctica debe ser realizada con mucha precaución.

La Figura 6.2, representa la distribución de intensidades sísmicas en el Perú obtenida por Alva et al. (1984).

6.2 MAGNITUD SÍSMICA

La magnitud es el tercer parámetro que evalúa el tamaño de un terremoto. A diferencia de la intensidad, es una medida instrumental que se relaciona con la energía sísmica liberada en el foco y transmitida por ondas sísmicas. La magnitud es una constante que no depende del lugar de observación. Como mide la energía transmitida por las ondas sísmicas, este parámetro, en sus diferentes escalas, se relaciona directa o indirectamente con las amplitudes de las fases registradas.

La magnitud fue inicialmente definida por Richter (1935) para los terremotos del Sur de California como el logaritmo decimal de la máxima amplitud, expresada en micrones (10^{-6} m), del registro obtenido en un sismógrafo Wood-Anderson a una distancia de 100 Km. Matemáticamente es la diferencia entre los logaritmos de la máxima amplitud de la traza y del término de corrección de la distancia, que se deduce empíricamente. El sismógrafo de torsión Wood-Anderson tiene un periodo propio de 0,85 s, una amplificación de 2 800 y un factor de amortiguamiento igual a 0,8.

La generalización de la escala de magnitud Richter a terremotos locales ocurridos en zonas diferentes que el Sur de California, y registrados con otros tipos de sismógrafos ha dado lugar a la

magnitud local M_L . En algunos casos se han propuesto expresiones obtenidas correlacionando fases como la L_g (Brune y Allen, 1967) o amplitudes máximas de acelerogramas (Espinosa, 1989; Roca, 1990), con los valores que se obtendrían utilizando un equipo Wood-Anderson. En esta línea, Kanamori y Jennings (1978) han desarrollado un procedimiento para producir sismogramas Wood-Anderson a partir de acelerogramas, de forma que es posible evaluar la magnitud M_L de sismos de los que se han obtenido registros de aceleración. Para concluir este punto, es importante subrayar que la magnitud de Richter evalúa la energía sísmica vinculada a las altas frecuencias, por lo que es particularmente interesante en Ingeniería.

Para los sismos más alejados se definen dos tipos de magnitud: m_b y M_s según se mida la amplitud de ondas internas (generalmente P) o de ondas superficiales (Ondas Rayleigh de aproximadamente 20 s de periodo). La escala m_b se utiliza preferentemente para terremotos regionales y lejanos de magnitud inferior a 6,5 o de gran profundidad, ya que en ambos casos no se generan ondas superficiales de suficiente amplitud. Esta escala estima la energía en el rango de periodos próximos a 1 s. A su vez, la magnitud M_s mide la energía correspondiente a periodos de 20 s. Para los terremotos de magnitud moderada, la relación empírica entre ambas escalas es:

$$m_b = 2,5 + 0,63M_s \quad (6.2)$$

Un valor de M_s igual a 1,5 corresponde al sismo más pequeño que puede ser sentido en la zona epicentral y otro igual a 3 a los que se sienten hasta una distancia de 20 km. Un evento de $M_s = 4,5$ produce un daño pequeño en las proximidades del epicentro y uno de 6 es destructivo en una área limitada. Los de 7,5 están en el límite inferior de los grandes terremotos (Bullen y Bolt, 1985).

Para sismos pequeños y regionales se define la magnitud m_{bLg} que utiliza ondas L_g , cuyo periodo predominante es 1 s. Coincide con m_b medida a mayores distancias. Sin embargo, para magnitudes menores que 5, m_{bLg} tiende a ser mayor que M_L . En el Japón se utiliza la magnitud de la Agencia Meteorológica, M_{JA} , basada en la medida de largos periodos.

Las escalas de magnitud se saturan a partir de un determinado valor debido, entre otros motivos, a que la respuesta del sismógrafo es limitada tanto para las amplitudes como para las frecuencias. La saturación tiene lugar aproximadamente hacia 6,5 para la escala m_b y en torno a 7,5 para la escala M_s . Esta limitación se supera con la escala M_w , introducida por Kanamori en 1977,

que se basa en el Momento Sísmico Escalar M_o medido, por ejemplo, a partir de la zona plana del espectro de amplitudes. La relación es:

$$M_w = \frac{1}{1,5} \log M_o - 10,7 \quad (6.3)$$

Esta escala permite extender la evaluación del tamaño hasta $M_w = 9,5$. Este es el valor asignado al terremoto de Chile de 1960 ($M_s = 8,3$) que se originó en una dislocación de la placa de Nazca de aproximadamente $800 \times 200 \text{ km}^2$. Le siguen en importancia los terremotos de Alaska (1964) con $M_w = 9,2$ y el de las Islas Aleutianas (1957) con $M_w = 9,1$. El terremoto de S. Francisco de 1906 alcanza un valor $M_w = 7,9$ (Sauter, 1989).

La saturación de los registros debida a la alta amplificación de los equipos registradores, ha movido a definir escalas de magnitud local basadas en la duración de la señal, t . Estas escalas, muy usadas en los estudios de microsismicidad, revisten la forma:

$$M_t = a \log t - bt + c\Delta \quad (6.4)$$

donde Δ es la distancia epicentral en kilómetros y a , b y c son coeficientes que se determinan de manera que los valores obtenidos correspondan con los de M_L .

La Energía Sísmica liberada en un terremoto medida en ergios se relaciona con la magnitud a partir de las expresiones:

$$\log E_s = 5,8 + 2,4m_b \quad (6.5)$$

$$\log E_s = 11,8 + 1,5 M_s \quad (6.6)$$

Por tanto, un aumento de magnitud M_s de una unidad se traduce en la multiplicación de la energía liberada por un factor de, aproximadamente, 31,5.

La magnitud de un terremoto también se ha correlacionado con la longitud de la falla que lo generó. Por ejemplo, para sismos locales producidos en segmentos cortos de falla, Darragh y

Bolt (1987) propusieron la relación:

$$M_L = (3,82 \pm 0,289) + (1,58 \pm 0,52) \log L \quad (6.7)$$

siendo L la longitud de la falla expresada en kilómetros. Con datos estadísticos de ámbito mundial, Bolt (1978) estableció la relación:

$$M_S = 6,03 + 0,76 \log L \quad (6.8)$$

Teniendo una orientación más aplicada a Ingeniería Sísmica, Ambraseys y Tchalenko (1968) propusieron las siguientes ecuaciones:

$$L = e^{(1,15M_S - 3,35)} \quad (6.9)$$

$$L = e^{(1,60M_S - 7,56)} \quad (6.10)$$

$$L = e^{(1,62M_S - 8,58)} \quad (6.11)$$

La segunda señala el mejor ajuste y las otras dos los límites superior (expresión 6.9) e inferior (expresión 6.11).

Este tipo de relaciones constituye uno de los procedimientos para estimar el terremoto máximo potencial asociado a una falla en los estudios de peligro sísmico. Para el caso de las zonas de subducción, Heaton y Kanamori (1984) establecieron una relación entre la magnitud M_w del terremoto máximo que se puede esperar, la velocidad de convergencia de las placas, v , y la edad de la placa que subduce, T , expresada en millones de años. La expresión es:

$$M_w = -0.00889T + 0,134v + 7,96 \quad (6.12)$$

Por último, conviene recordar que el Momento Sísmico es en realidad el mejor parámetro para estimar el tamaño de un sismo por relacionarse directamente con las dimensiones de la fuente. En cambio, la magnitud sólo evalúa la energía sísmica asociada a un determinado periodo y su entorno.

6.3 RELACIONES INTENSIDAD – MAGNITUD

Con objeto de poder utilizar simultáneamente valores de intensidad y de magnitud, se han establecido diferentes expresiones empíricas que relacionan ambos parámetros. Una de las pioneras es la establecida entre I_o y M_L por Gutenberg y Richter (1956) para el Sur de California:

$$M_L = (2/3)I_o + I \qquad (6.13)$$

Otras expresiones tratan de correlacionar la magnitud de ondas L_g con la intensidad epicentral (Street y Turcotte, 1977), o con el logaritmo decimal del área (expresada en km^2) en la que el terremoto ha sido sentido con una determinada intensidad (Street y Turcotte, 1977; Street y Lacroix, 1979). Todas ellas tienen la limitación de haber sido obtenidas para una región concreta y con una muestra limitada y particular de eventos.

Tema 7

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE TERREMOTOS. MICROSISMICIDAD. APLICACIONES

La distribución espacial y temporal de los sismos ocurridos en una zona y de sus principales parámetros recibe el nombre de sismicidad. Su conocimiento detallado requiere, al menos, reunir la información sobre los parámetros de localización (coordenadas epicentrales, profundidad del hipocentro y tiempo origen) y de tamaño (magnitud, intensidad y momento) ya comentados en los Temas precedentes. Los primeros van a permitir delimitar las zonas sismogénicas. Los segundos contribuirán a evaluar la importancia de esas fuentes, mejorar su definición, y estimar su actividad (López Arroyo y Espinosa, 1978)

7.1 DISTRIBUCIÓN GLOBAL

Tal como se indicó en el Tema 1, la distribución de los terremotos a escala global coincide con los bordes de las placas. De esta manera es posible delinear tres zonas activas principales: el cinturón CircumPacífico; la región Mediterráneo-Himalaya y las dorsales oceánicas. En las dos primeras pueden encontrarse márgenes convergentes de subducción y de deslizamiento. Por ello, la sismicidad puede ser profunda o superficial y alcanzar grandes magnitudes. En los márgenes de subducción los terremotos superficiales corresponden preferentemente a fallas inversas con ejes de presión horizontales y perpendiculares al margen. En los bordes de fractura o deslizamiento tanto las presiones como las tensiones son horizontales. En la tercera zona, -dorsales oceánicas-, los márgenes son de extensión y la sismicidad siempre es superficial y de magnitud moderada. En general, los terremotos en este caso están producidos por fallas normales, con tensiones horizontales perpendiculares a la dirección del límite entre las placas.

7.2 DISTRIBUCIÓN REGIONAL. RELACIONES DE RECURRENCIA

En un estudio de sismicidad regional para, por ejemplo, evaluar la peligrosidad sísmica de una zona, tiene particular interés la determinación de las fuentes sismogénicas. Se entiende con este nombre las fuentes de terremotos con características sísmicas y tectónicas homogéneas, es decir en las que el proceso de generación y recurrencia de sismos es espacial y temporalmente homogéneo. Pueden estar constituidas por una o varias estructuras tectónicas. Sus límites geográficos quedan definidos por la distribución de epicentros, que si corresponden a la época no instrumental estarán casi siempre peor determinados. La distribución de las fuentes sismogénicas más utilizada para el Perú fue realizada por Casaverde y Vargas en 1980.

Cada fuente sismogénica posee unos valores para los coeficientes a y b de la expresión de distribución de Magnitudes propuesta por Gutenberg y Richter (1944) y conocida genéricamente por "relación de recurrencia":

$$\log N = a - bM \quad (7.1)$$

en la que N es el número de terremotos con magnitud igual o mayor que M . El término a recibe el nombre de actividad sísmica. Por su parte, b , que varía entre 0,6 y 1,5, indica la proporción existente en la zona entre terremotos grandes y pequeños. Un valor alto señala predominio de terremotos de pequeña magnitud e indica que la región es poco resistente y tiende a fracturarse antes de que los esfuerzos alcancen valores elevados. Por el contrario, un valor bajo de b indica que el medio es capaz de ofrecer mucha resistencia y se rompe produciendo terremotos de gran magnitud. Según esto, la variación de b con el tiempo podría indicar una modificación de las condiciones elásticas del medio y servir como parámetro para la predicción. Los resultados no han sido, hasta la fecha, muy fiables. Jin y Aki (1989) han demostrado que para el Sur de California la atenuación medida a partir de las ondas de coda de terremotos locales (fases que siguen a la llegada de las ondas S) correlaciona con las variaciones de a en el espacio y con las de b en el tiempo. Ello significa la existencia de relaciones entre el número y la magnitud de los eventos y la atenuación del medio. Desde esta perspectiva, dichos parámetros han recibido un nuevo valor. Asimismo, Aki (1981) propuso una relación entre b y la dimensión fractal espacial de los hipocentros cuando todos los sismos se localizan en la misma falla. El análisis fractal de la falla de San Andrés ha puesto de relieve que los terremotos de mayor magnitud, asociados a fracturas de grandes dimensiones,

pueden no ser autosemejantes con los terremotos más pequeños (Scholz y Avilés, 1986). Este resultado, obtenido con datos geométricos, concuerda con la observación de que los grandes terremotos siguen diferentes leyes de escala que los pequeños y cuestiona la validez de un solo ajuste lineal, -y por tanto un único valor de b -, para todo el rango de magnitudes (Papadopoulos et al., 1993).

La expresión 7.1 no es aplicable cuando el estudio incluye, como es frecuente, épocas anteriores al periodo instrumental. En este caso puede utilizarse la fórmula

$$\log N = a - bI_o \quad (7.2)$$

donde la Intensidad epicentral, I_o , juega ahora el papel desarrollado por la magnitud en la expresión anterior.

En principio, la prolongación de la línea de ajuste de esta ley de recurrencia informaría sobre el sismo máximo que se puede esperar en la zona de estudio. Sin embargo, como se ha comentado en el tema anterior, en la práctica este sismo máximo se estima a partir de las dimensiones de la falla, las características de la zona de subducción, la información paleosísmica, etc. Aunque existen excepciones (Reiter, 1990), muchas veces se elige como valor mínimo para este límite, el máximo terremoto histórico conocido.

Otro parámetro de interés en el diseño sismorresistente relacionado con la ley de recurrencia es la tasa anual. Con este nombre se conoce el número de terremotos iguales o mayores a un valor de magnitud o intensidad dados que suceden por año. Muy frecuentemente se toma como límite inferior para este cálculo la Intensidad V por ser la que señala el comienzo de la presencia de daños en las construcciones.

Algunos de estos aspectos de la ley de recurrencia de Gutenberg-Richter serán analizados con más detalle en el Tema 10.

7.3 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LOS TERREMOTOS

Este problema requiere un tratamiento diferente según se considere una región relativamente pequeña y eventos de baja magnitud poco separados en el tiempo, o se estudien únicamente grandes terremotos a nivel global.

En el primer caso es preciso notar el fenómeno de agrupamiento de los sismos en el espacio y el tiempo. Como ya se ha explicado, si en estos grupos existe un evento de mayor magnitud, se llama premonitores a los que le preceden y réplicas a los que tienen lugar después. Si no existe un terremoto principal, la serie se llama enjambre.

Una clasificación muy empleada de estas series es la introducida por Mogi en 1963 que distingue tres tipos de sismicidad. En el tipo I no hay premonitores y la serie se inicia con el sismo principal. Se produce en medios muy homogéneos en los que la liberación de esfuerzos tiene lugar sólo cuando se excede la resistencia de rocas. Las réplicas son debidas al reajuste de esfuerzos en el entorno de la zona de ruptura. Su estudio permite estimar el área afectada por la fractura y la existencia de posibles migraciones que indican cómo ha sido el proceso de ruptura. El tipo II corresponde a la presencia de heterogeneidades. Se caracteriza por la aparición de premonitores, cuyo número aumenta al aproximarse el terremoto principal. En el tipo III no hay un sismo principal y la serie es un enjambre

Cuando el estudio de la distribución temporal se realiza para grandes terremotos se acepta inicialmente que la ocurrencia de estos sismos responde a una distribución de Poisson. Matemáticamente esto implica suponer que los sucesos son independientes entre sí, hipótesis que desde el punto de vista físico es muy discutible. En el Tema 10 se insistirá en este problema.

7.4 MICROSISMICIDAD

Se entiende por microsismicidad la sismicidad generada por microterremotos (microtemblores en la terminología iberoamericana), es decir por fenómenos sísmicos con magnitud inferior a 3. Aunque el nombre de microterremotos suele reservarse para este tipo de eventos, por extensión se acepta que los terremotos pequeños ($M < 5$) forman parte de los estudios

de microsismicidad. Es importante distinguir entre microterremotos y microsismos. Los primeros tienen un origen tectónico (o volcánico, si se considera la sismicidad asociada a un volcán) mientras que los segundos no. Dentro de los microsismos hay que situar las perturbaciones sísmicas producidas por el viento, la lluvia, las corrientes de agua o las ondas estacionarias en los océanos. Aunque habitualmente son considerados como ruido, los microsismos pueden resultar de gran interés en los trabajos de microzonificación sísmica.

Normalmente, los microterremotos no son percibidos por el hombre ni siquiera en la zona epicentral y su registro requiere el empleo de equipos de gran amplificación. Su importancia radica en que, al ser mucho más numerosos, permiten estudiar mejor algunos aspectos del fenómeno sísmico. Sin embargo, hay que recordar que muchos de los resultados obtenidos para sismos pequeños no pueden luego ser escalados a sismos mayores ya que las leyes de similitud entre pequeños y grandes no siempre se cumplen. Por otra parte, los estudios de microsismicidad, al informar sobre la actividad de las fallas existentes en una zona, son el punto de partida para conocer con detalle la sismicidad de la misma y evaluar el peligro sísmico que puede afectar a obras civiles singulares: presas, centrales nucleares, puentes, etc. Estos estudios permiten también vigilar la actividad de un volcán o la sismicidad inducida por presas, explotaciones mineras e inyecciones de fluidos, temas que serán comentados en los apartados siguientes.

Los resultados obtenidos más frecuentemente en este tipo de estudios se refieren a la localización, magnitud, mecanismo y parámetros físicos de la serie de terremotos registrados. Lógicamente ello requiere eliminar previamente de los eventos registrados aquellos que tienen un origen artificial y por tanto no informan acerca de la actividad sísmica del área estudiada. Esta labor no siempre es fácil ya que con frecuencia los registros de las explosiones se asemejan mucho a los generados por microterremotos. Por tanto, en principio se analizan todos los eventos detectados como si fuesen sismos naturales procediéndose más tarde a la eliminación de las explosiones. Para ello se tiene en cuenta, entre otros aspectos, la hora origen, la localización, la magnitud, el sentido del primer impulso, la forma de los sismogramas y la presencia de ondas superficiales de baja frecuencia (Herráiz y Lázaro, 1990).

En un estudio de microsismicidad, la localización comienza con la identificación y lectura en los sismogramas de las primeras llegadas, correspondientes a ondas P, y en lo posible de las

pertenecientes a las ondas S. Seguidamente se aplican los métodos de localización ya comentados.

En este tipo de análisis, y debido a los problemas de saturación de los registros, las magnitudes se estiman habitualmente por medio de las relaciones magnitud-duración descritas en el tema anterior.

La determinación de los mecanismos se realiza generalmente utilizando sólo el primer impulso de la onda P. Dado que su lectura no admite un rango de valores de error, es decir sólo puede ser correcta o incorrecta, es necesario asegurar que la dirección del movimiento registrado en los sismogramas corresponda al verdadero movimiento del suelo. Ello exige comprobar cuidadosamente la polaridad de todas las estaciones utilizadas para el registro de los microterremotos.

Como ya se explicó en el Tema 3, la fiabilidad de un mecanismo focal está condicionada por el número de estaciones empleadas y su distribución acimutal. Si el número es pequeño, el problema puede ser resuelto calculando el mecanismo conjunto de varios microterremotos que han tenido lugar en la misma zona y en un tiempo muy breve. Este procedimiento debe ser empleado con precaución puesto que se atribuye a todos los sismos un mismo mecanismo de ruptura. Para superar esta dificultad, se ha desarrollado un método que permite separar los mecanismos predominantes en la serie de réplicas de un terremoto o en un conjunto de fenómenos sísmicos vinculados con la misma área tectónica (Udías et al., 1982).

La estimación del momento sísmico de los microterremotos mediante el análisis espectral reviste particulares inconvenientes prácticos si los registros utilizados son analógicos, ya que para utilizar el análisis espectral, -es decir, pasar al dominio de la frecuencia mediante el análisis de Fourier-, es necesario digitalizar previamente el sismograma. Para superar estas dificultades se han ensayado diversos procedimientos basados en la permanencia en el dominio del tiempo (Bakun y Lindh, 1977) o en el análisis de las ondas de coda (Herráiz y Mezcua, 1984).

En los últimos años se tiende a complementar los estudios de microsismicidad con las técnicas del análisis poblacional de fallas. De esta manera, la información microtectónica unida a datos de mecanismo focal permite definir las etapas tectónicas que ha experimentado una determinada región así como el estado actual de la distribución de esfuerzos (Cisternas, 1986;

Herráiz et al., 1996). Los estudios desarrollados por Sebrier et al. (1985), Bellier et al. (1991) y Lindo (1993) son ejemplos de la aplicación al Perú de algunos aspectos de esta metodología.

7.5 APLICACIÓN A LA VIGILANCIA SÍSMICA DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

La actividad de un volcán genera movimientos sísmicos que por su morfología y el mecanismo que los origina difieren, en muchos casos, de los sismos vistos hasta ahora que pueden atribuirse a una fractura de cizalla. Aunque el comportamiento de cada volcán es distinto, estos sismos pueden aportar información sobre cómo evoluciona la actividad en el interior del edificio volcánico. Unidos a otros indicadores como la observación geológica, las medidas de deformación, el control de la temperatura y composición de los gases emitidos y las variaciones del campo magnético local, pueden contribuir a predecir o vigilar una crisis eruptiva. Dada la pequeña magnitud de la mayoría de estos fenómenos sísmicos, es necesario disponer de estaciones capaces de amplificar de manera extraordinaria el movimiento del suelo. Además, deben estar dotadas de telemetría para que la observación se obtenga en tiempo real y se eliminen riesgos en el mantenimiento de la red. Con objeto de asegurar la detección del tremor volcánico, -ruido continuo que puede considerarse localmente estacionario, caracterizado por una larga duración y una frecuencia casi constante, muchas veces baja-, los equipos deben poder registrar frecuencias comprendidas entre 0,1 y 15 Hz y disponer de gran capacidad de grabación. La geometría de la red debe abarcar adecuadamente el conjunto volcánico.

La vigilancia sísmica de la actividad volcánica intenta conocer la localización, morfología, número y características espectrales de los sismos y del tremor volcánico. En general, éste es más frecuente en los volcanes basálticos que en los andesíticos como los del Perú. Algunos volcanes basálticos generan tremor continuo mientras que otros producen un tremor esporádico de menor duración.

La localización precisa de los hipocentros, el conocimiento de su migración y el control de la deformación, pueden orientar acerca de las zonas con mayor probabilidad para el nacimiento de nuevos cráteres o la reactivación de los ya existentes. El análisis de la frecuencia de los sismos y su tipo (por ejemplo, según la clasificación clásica de Minakami: A, tectónicos; B, volcánicos superficiales; y C, explosivos), ayuda también a analizar la presencia y evolución de una crisis. De todas formas, es necesario insistir en que los patrones encontrados para un volcán pueden no

ser aplicables a otro aunque sea del mismo tipo (andesítico o basáltico). Ni siquiera es posible confiar que un comportamiento concreto se repita dentro de la misma crisis eruptiva. Así, la erupción freática del Nevado El Ruiz (Colombia) del 11 de Septiembre de 1985 estuvo precedida desde 5 días antes por un incremento de la actividad sísmica acompañado de la presencia de numerosos intervalos de tremor volcánico de alta frecuencia. Sin embargo, estos eventos no se repitieron antes de la erupción del 13 de Noviembre que originó el flujo de lodo causante de la destrucción de Armero. En este caso, en los días precedentes no hubo ninguna actividad sísmica significativa. Todo esto obliga a situar la vigilancia sísmica de un volcán en el contexto de otros indicadores y debe incluir un buen conocimiento de la sismicidad propia del volcán y su entorno en épocas de calma, así como de su comportamiento en crisis anteriores.

7.6 APLICACIÓN AL ESTUDIO DE LA SISMICIDAD INDUCIDA POR EMBALSES

Se entiende por sismicidad inducida por embalses los cambios en la actividad sísmica de una zona provocados por el llenado de una presa. Se trata, por tanto, de un caso de sismicidad generada artificialmente, paralelo a los provocados por la inyección o extracción de fluidos, la explotación minera, o las explosiones nucleares. La capacidad generadora de temblores de un embalse depende más de la altura de la columna de agua que de su cantidad. La altura umbral para que se produzca sismicidad inducida se estima en torno a los 80 m. Asimismo, esta actividad se relaciona en muchos casos con la rapidez de las modificaciones de nivel de agua y siempre requiere la existencia en el terreno de fallas o discontinuidades cuyo estado de esfuerzos pueda ser afectado por la influencia del embalse (Gupta, 1992).

La sismicidad inducida ha sido observada en numerosos lugares con regímenes tectónicos claramente diferentes. Al menos en cinco ocasiones (Hsifengkian, China, 1962; Kariba, Zambia, 1963; Kremasta, Grecia, 1966; Koyna, India, 1967 y Oroville, California, 1975) el terremoto principal generado alcanzó una magnitud próxima a 6 y fue localmente destructivo. Casos de menor importancia pero significativos han sido estudiados en muchos otros lugares como: Tadjikistán (Keith et al., 1982), España (García Yagüe, 1973; Buforn y Udías, 1982; Roca y Pérez Sáiz, 1985), Egipto (Kebeasy. 1987; Awad y Mizoue, 1995), Francia (Grasso et al., 1992), South Carolina (Rajendran y Talwani, 1992).

Modernamente se distinguen dos tipos de sismicidad inducida por presas: de respuesta rápida y de respuesta demorada (Simpson et al., 1988). La primera se caracteriza porque los temblores son numerosos, de pequeña magnitud, superficiales ($H < 10$ km), se localizan debajo o cerca del embalse y su aparición puede relacionarse directamente con las variaciones del nivel del agua. El origen de esta sismicidad se atribuye al incremento del esfuerzo elástico en el terreno y al aumento de la presión de poros producido por la compresión. A su vez, la sismicidad de respuesta demorada tiene lugar alejada temporalmente del llenado inicial, cuando el embalse ya ha completado varios ciclos de cambio en la altura del agua sin la presencia de sismicidad inducida. Los eventos sísmicos son de mayor magnitud y profundidad (generalmente mayor que 10 km) y están concentrados espacialmente, vinculándose a fallas que atraviesan la zona del embalse. Esta sismicidad puede ser producida por la difusión en las profundidades hipocentrales de la presión de poros originada por el llenado. Las fallas presentes en el área pueden canalizar esta difusión, prolongando su efecto hasta varios kilómetros lejos del embalse. La Tabla 1 lista algunos ejemplos de estos dos tipos de sismicidad inducida.

En este tipo de problemas, los estudios de microsismicidad pueden cumplir dos objetivos: evaluar la actividad sísmica de origen natural en la zona de emplazamiento, y detectar la sismicidad inducida por el embalse, principalmente en los procesos de carga y descarga rápida. Para conseguir este segundo objetivo es necesario conocer la sismicidad natural previa a la construcción del embalse, -lo que habitualmente exige también realizar estudios de microsismicidad-, y saber diferenciar la sismicidad inducida de la natural. Esto último requiere, entre otros aspectos, conseguir una buena localización hipocentral de los sismos de la zona.

Tabla 7.1 Ejemplos de sismicidad inducida por embalses

Respuesta rápida				
Presa	Localización	Altura (m)	Capacidad (km³)	Magnitud Sismo Inducido
Kariba	Zimbabwe	128	160	6,0
Nurek	Tadjikistan	315	10,4	4,5
Monticello	Carolina del Sur	52	0,5	2,8
Manic 3	Canadá	108	10,4	4,1
Kremasta	Grecia	160	4,7	6,2
Talbingo	Australia	162	0,9	2,4
Respuesta demorada				
Presa	Localización	Altura (m)	Capacidad (km³)	Magnitud Sismo Inducido
Koyna	India	103	2,8	6,2
Oroville	California	235	4,3	5,7
Aswan	Egipto	110	160	5,3
Respuesta mixta				
Presa	Localización	Altura (m)	Capacidad (km³)	Magnitud Sismo Inducido
Hsinfenkiang	China	105	11,5	6,1

**TRANSMISIÓN DE ONDAS SÍSMICAS:
ATENUACIÓN Y ESPARCIMIENTO.
EFECTO DE EMPLAZAMIENTO**

8.1 PROCESOS DE ATENUACIÓN

En los temas anteriores hemos visto repetidas veces cómo el movimiento del suelo reviste características muy diferentes según se considere el campo próximo o el campo lejano. En particular se ha puesto de relieve la diferencia de frecuencias entre los registros de uno y otro, quedando claro que el medio atravesado por las ondas afecta estrechamente la composición espectral de los movimientos del suelo. Paralelamente, la amplitud de las ondas sísmicas se ve atenuada con la distancia recorrida debido a la expansión geométrica del frente de ondas, la absorción anelástica del medio y el esparcimiento (scattering) originado por sus heterogeneidades. A distancias epicentrales superiores a 30° la atenuación es ya prácticamente independiente de la longitud recorrida porque la máxima pérdida de energía tiene lugar en la astenosfera. A su lado, la que se produce en el manto inferior es despreciable por lo que la distancia viajada en esa zona no tiene importancia a efectos de atenuación. En cualquier caso, la longitud y complejidad del camino recorrido influyen en la duración del movimiento que es uno de los factores decisivos para la valoración del impulso sísmico cuando se considera campo próximo.

Si el medio se supone elástico, homogéneo e isótropo, la energía radiada desde el foco debe conservarse, por lo que al aumentar el frente de ondas las amplitudes registradas son cada vez menores. Por tanto, la atenuación por expansión geométrica depende directamente de la distancia epicentral y la profundidad del foco. Esta longitud de camino recorrido condiciona la forma del frente de ondas. Para valores pequeños éste es cilíndrico, pero cuando el recorrido de la onda aumenta, el foco puede considerarse puntual y el frente de ondas esférico o plano. Las amplitudes

de las ondas internas variarán con el inverso de la distancia a la fuente. Si como sucede en la realidad, el medio no es homogéneo, la dependencia puede ser más complicada. La distancia epicentral que señala el paso del modelo cilíndrico al esférico depende de la profundidad del foco y de la estructura de la corteza, pero se puede considerar que a partir de los 100 km la aproximación de frente esférico es generalmente válida (Dahle, 1990).

La atenuación por absorción anelástica depende de las características físicas del medio y su influencia en la amplitud se expresa matemáticamente por el factor:

$$e^{-\gamma R} \quad (8.1)$$

en el que γ es el coeficiente de atenuación y R la distancia, γ se define como

$$\gamma = \pi \frac{f}{\mathcal{Q}v} \quad (8.2)$$

siendo f la frecuencia, v la velocidad de propagación del tren de ondas y \mathcal{Q} el factor de calidad. Este parámetro es una cantidad adimensional que varía con la frecuencia. Fíicamente expresa la relación entre la energía total y la disipada en cada ciclo, en un volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo:

$$\frac{1}{\mathcal{Q}(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (8.3)$$

El factor de calidad es un concepto familiar para los ingenieros puesto que está presente en electricidad, electrónica, mecánica, etc.

La absorción anelástica experimentada por las ondas puede ser utilizada, por ejemplo, como un indicador de las posiciones de la litosfera (zona de relativa baja absorción y por tanto elevado valor de \mathcal{Q}) y de la astenosfera (alta absorción y \mathcal{Q} pequeña) en una determinada región. Para una zona de subducción el valor de \mathcal{Q} para las ondas P, \mathcal{Q}_p , toma valores próximos a 1 000 para la litosfera, entre 200 y 500 para la astenosfera y de 1 000 a 3 000 para la corteza oceánica que se introduce bajo la continental. El análisis de la distribución de \mathcal{Q} con la profundidad permite delinear la posición de la placa buzante en el interior del manto superior. Con esta técnica, Sacks (1977) comprobó la existencia en el Sur del Perú de una zona de bajos valores de \mathcal{Q} , semejantes a los de la astenosfera., situada entre la placa continental y la placa buzante. Esta zona de pequeño

valor de Q no aparecía en la región Norte del país. La distribución hallada coincide con la de los ángulos de buzamiento puesta de relieve más tarde y que ya ha sido comentada en el Tema 1. Asimismo, la actividad volcánica se limita a la zona Sur, a la que corresponde el área de bajo valor de Q . Los volcanes se sitúan alrededor de 150 km sobre el área buzante sísmicamente activa.

La atenuación evaluada por Q mide una propiedad intrínseca del medio y puede diferir de los valores obtenidos a partir de la propagación de ondas sísmicas (Aki y Richards, 1980). Un caso importante de este problema surge cuando se considera el fenómeno de esparcimiento (scattering). Con este nombre se entiende el proceso en el que una onda interactúa con una heterogeneidad del medio y da lugar a nuevas ondas secundarias. No se trata de un mecanismo de disipación de la energía sino de una redistribución de la misma en el espacio y el tiempo. Si no existe esparcimiento, Q representa únicamente la atenuación debida a la anelasticidad. Pero si el esparcimiento está presente, la Q total satisface:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (8.4)$$

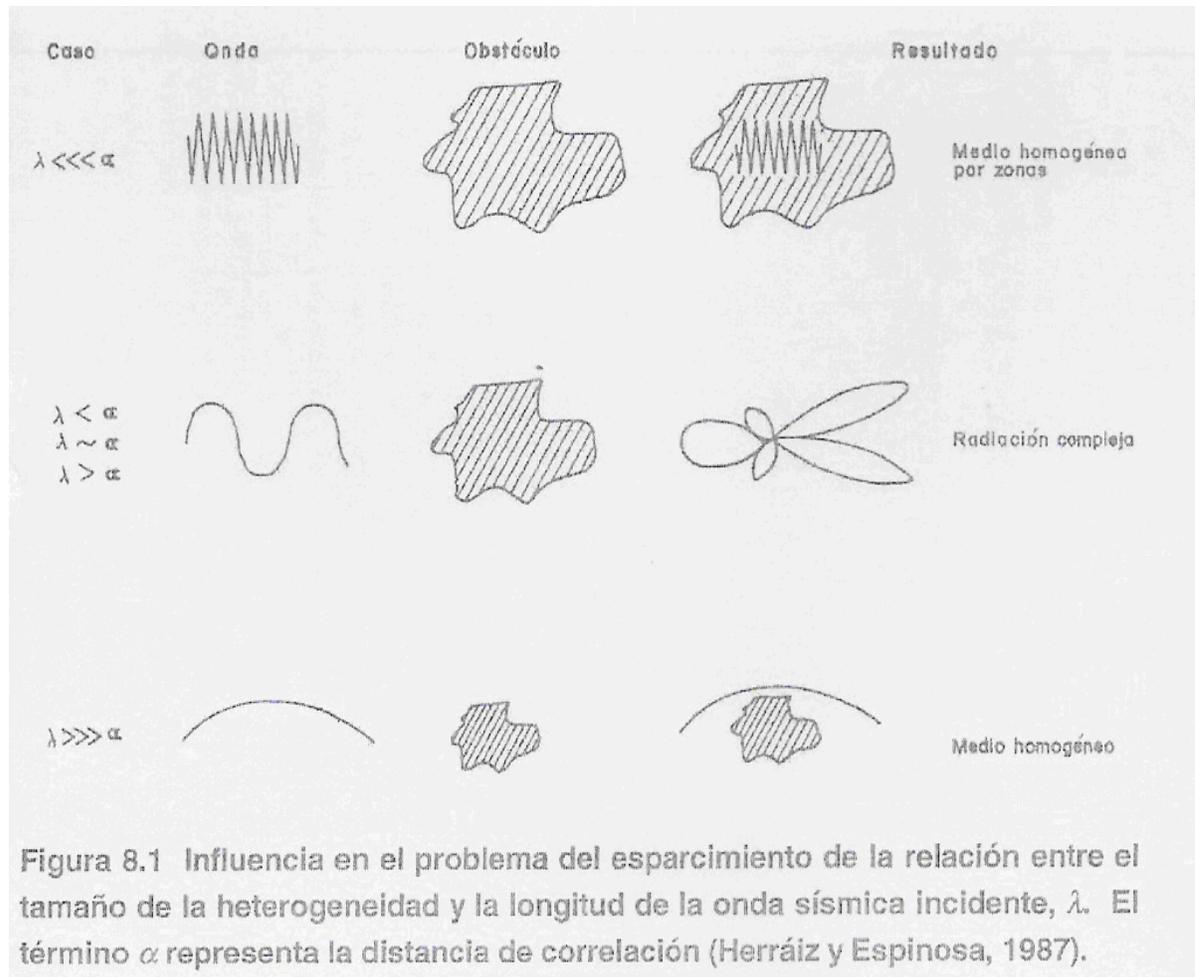
donde Q_i es la atenuación intrínseca y Q_s la atenuación debida al esparcimiento (Dainty y Toksoz, 1981). En estos casos, y dado que la energía dispersada evaluada por Q_s no desaparece del campo de la onda, Q suele llamarse factor de calidad aparente, Q_a .

La importancia del esparcimiento depende de la relación entre la longitud de onda y la dimensión característica de las heterogeneidades del medio, α La Figura 8.1 resume las situaciones más significativas e indica cómo el esparcimiento será notable cuando ambas dimensiones sean similares (Herráiz y Espinosa, 1986). El efecto del esparcimiento y su relación con la absorción se manifiestan en la forma de los sismogramas: cuando el esparcimiento es muy grande comparado con la absorción, -como sucede en la superficie lunar-, el registro se alarga y la coda se hace muy relevante. Así, en el caso extremo de los sismogramas lunares, la duración de un lunamoto, -movimiento sísmico lunar-, originado artificialmente, se prolonga más de una hora.

La atenuación de las ondas sísmicas puede evaluarse de diferentes formas según la banda de frecuencias considerada. Para pequeñas frecuencias (aproximadamente, 0,01- 0,75 Hz), se utiliza la medida del decaimiento de ondas superficiales a lo largo de una trayectoria que incluya

una o varias estaciones de registro (ver un resumen del tema en Mitchell, 1995). La medida para el rango de frecuencias comprendido entre 0,75 y 20 Hz, -que es el más interesante en Ingeniería Sísmica-, reviste especial dificultad debido a la sensibilidad de las ondas sísmicas de estas frecuencias a la estructura de la Tierra, y a la presencia de heterogeneidades de pequeña y mediana escala en la litosfera. Una forma de hacer frente a este problema es medir propiedades estadísticas de las ondas sísmicas en vez de deterministas. Este es el enfoque adoptado en el análisis de la coda de terremotos locales. Como ya se ha explicado, se entiende con este nombre las ondas que siguen a las fases S en los sismogramas de alta frecuencia, correspondientes a sismos locales. Se trata de ondas secundarias originadas por el encuentro de las primarias con las heterogeneidades del medio. Como son el resultado de procesos aleatorios, pueden ser estudiadas con un enfoque estadístico. Además, por reflejar multitud de trayectorias en vez de caminos directos, informan sobre el medio en lugar de hacerlo sobre una trayectoria particular. Por ello, su estudio permite evaluar el coeficiente de calidad (Aki 1980); diferenciar las contribuciones de la anelasticidad y la dispersión a la atenuación, y obtener información acerca de las heterogeneidades del medio (Wu y Aki, 1988; Mayeda et al., 1991; Fernández-Bethencourt y Herráiz, 1992; Kang y MacMechan, 1994; Akinci et al., 1995; Ugalde et al., 1996). Este último dato puede ser particularmente interesante en Ingeniería Sísmica, -especialmente en el diseño de estructuras extensas como viaductos o túneles-, porque las heterogeneidades locales producen pérdida de coherencia de la onda sísmica a distancias cortas, lo que puede generar importantes movimientos diferenciales del terreno.

Como se vio en el Tema 6, la influencia de la trayectoria entra también, a través de la distancia epicentral, a formar parte de las leyes de atenuación que relacionan un parámetro característico del movimiento en un punto (desplazamiento, velocidad, aceleración o aceleración máxima) con otro representativo de la energía liberada en el foco (Intensidad o Magnitud). Este es el aspecto de la atenuación que más interesa al ingeniero, si bien el fenómeno en su sentido amplio constituye el dato básico para evaluar los posibles daños. Para comprobarlo es suficiente recordar que la elevada atenuación sísmica de California contribuye a que el área de daños correspondiente a un terremoto no sea tan extensa como sucede en la zona Este de Estados Unidos, donde la atenuación es muy pequeña.



Las leyes de atenuación se obtienen mediante análisis de regresión a partir de datos macrosísmicos o instrumentales existentes en la zona de estudio. Son, por lo tanto, fórmulas empíricas sometidas a las limitaciones ya comentadas. Para el Perú es habitual utilizar expresiones de la forma:

$$\begin{aligned}
 a &= 68,7e^{0,8M_s} (R + 25)^{-1,0} \\
 v &= 13,0e^{1,0M_s} (R + 25)^{-1,5} \\
 d &= 0,41e^{1,2M_s} (R + 25)^{-1,3}
 \end{aligned}
 \tag{8.5}$$

Estas fórmulas fueron deducidas por Casaverde y Vargas (1980) a partir de acelerogramas correspondientes a las componentes horizontales de 16 sismos peruanos, registrados en Lima y alrededores. R representa la distancia y M_s la magnitud de ondas superficiales.

Actualmente se tiende a calcular la estimación de atenuaciones de los parámetros espectrales en función de la frecuencia (Benito, 1993). De esta manera se puede predecir el espectro en el rango de frecuencias adecuado al problema ingenieril que se desea tratar. En este caso, la forma genérica del ajuste es:

$$\ln GM(\omega) = C_1(\omega) + C_2(\omega).M + C_3(\omega).\ln R + C_4(\omega).R \quad (8.6)$$

siendo GM la amplitud del espectro de Fourier o de respuesta (ver Tema siguiente), y M la magnitud. Los sumandos tercero y cuarto de la parte derecha de la igualdad, (en los que R continúa siendo la distancia), representan la atenuación por expansión geométrica y la atenuación anelástica, respectivamente. En muchos casos se añade también un término que considera el tipo de suelo bajo la estación de registro. Como ejemplo de este método, la Figura 8.2 representa las leyes de atenuación deducidas para la aceleración espectral y suelo blando y roca, para el área de Los Angeles, obtenidas a partir de acelerogramas del terremoto de S. Fernando de 1971 (Herráiz y Benito, 1992).

Las leyes de la forma (8.6) sólo son aplicables estrictamente a la zona a la que pertenecen los datos utilizados. Si se emplean en otra región, es imprescindible que tenga una tectónica semejante, de forma que sea posible suponer análogos características de propagación para las ondas sísmicas.

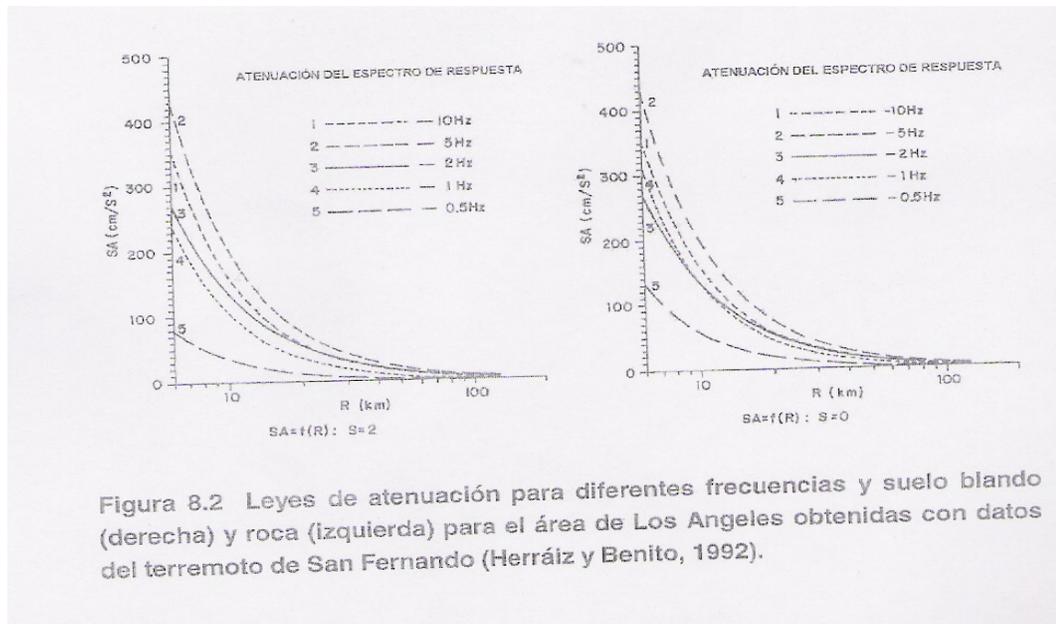
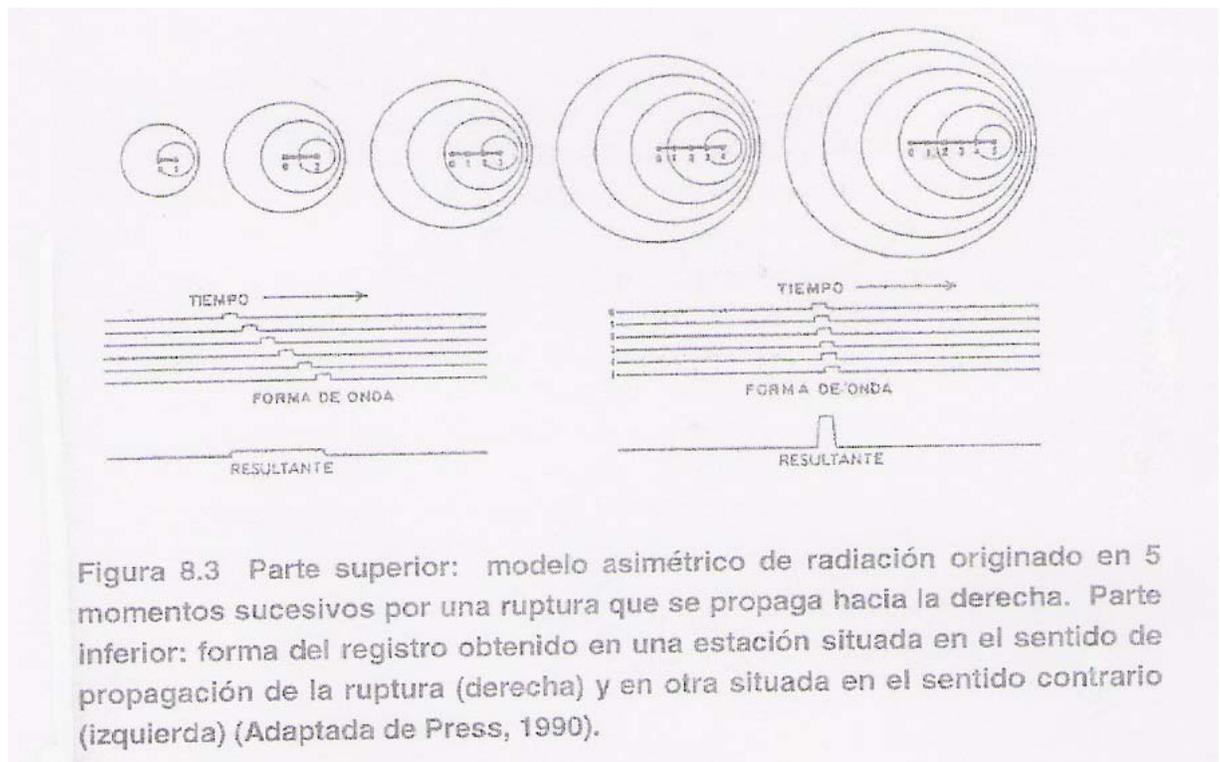


Figura 8.2 Leyes de atenuación para diferentes frecuencias y suelo blando (derecha) y roca (izquierda) para el área de Los Angeles obtenidas con datos del terremoto de San Fernando (Herráiz y Benito, 1992).

8.2 INFLUENCIA DE LA DIRECTIVIDAD

En el Tema 4 se describió cómo la propagación de la fractura sobre el plano de falla modifica el patrón de radiación de las ondas sísmicas. Este fenómeno, que se conoce con el nombre de directividad o focalización, condiciona la distribución de la energía sísmica en el medio y por tanto las características del movimiento del suelo en cada punto. Su efecto es originar amplitudes mayores y frecuencias y duraciones más cortas en el sentido de propagación de la ruptura, y movimientos del suelo más pequeños, de menor frecuencia y con duración más larga en el sentido opuesto. La Figura 8.3 esquematiza este fenómeno y su repercusión en los registros sísmicos. Los terremotos de El Centro (1940) y del Imperial Valley (1979), ambos de magnitud 6,5, ocurridos en California en la misma falla pero con sentido de ruptura Norte-Sur en el primer caso y Sur-Norte en el segundo, pusieron de relieve la influencia de este fenómeno sobre las edificaciones. Los efectos de los sismos de Guatemala (1976) y Antofagasta (1995) también se vieron fuertemente condicionados por el sentido de propagación de la ruptura.



8.3 INFLUENCIA DEL EMPLAZAMIENTO

El emplazamiento es el último factor que condiciona las características del movimiento del suelo en un lugar concreto. Si además este movimiento es captado con un equipo sísmico, el resultado obtenido (sismograma o acelerograma) reflejará necesariamente las modificaciones introducidas por el sistema de detección y registro. Ello constituye un nuevo problema que será abordado en el Tema siguiente para el caso de los acelerogramas.

El efecto del emplazamiento es básicamente el resultado de tres factores: el tipo de ondas incidentes, la topografía de la zona y la condición local del sitio, que comprende la geología del entorno inmediato y las características del suelo. En muchas ocasiones, el ingeniero centra su atención casi exclusivamente en este último problema, que es el objetivo de los estudios geotécnicos locales y constituye un dato básico en los trabajos de microzonificación sísmica. Sin embargo, en un análisis completo de la amenaza sísmica en un emplazamiento, los otros dos factores tienen también una gran importancia.

El papel jugado por el tipo de ondas ha sido estudiado considerando ondas P, SV, SH y Rayleigh y, sin ninguna duda, condiciona drásticamente el efecto de los otros dos factores. Por ejemplo, una superficie plana libre duplica la amplitud de las ondas SH polarizadas horizontalmente, cualquiera que sea la dirección de incidencia. Por tanto, no hay variaciones laterales para este tipo de ondas. Sin embargo, para las ondas SV el efecto es muy complejo. Para incidencia en el ángulo crítico ($\theta_c = \arcsen \beta/\alpha$) la superficie plana amplifica extraordinariamente la componente horizontal del desplazamiento en la superficie. Esta puede haber sido la causa del daño marcadamente localizado que originó el terremoto de Whittier Narrows de 1987 (Aki, 1988). Si se considera una montaña (ridge), Bard (1982) halló que la amplificación teórica del desplazamiento en la cresta es un 10% superior a la correspondiente a la superficie plana para las ondas P, un 30% para las ondas SV y un 38% para las SH.

La influencia de la topografía ha sido estudiada teórica y experimentalmente para casos muy diferentes: superficie plana libre, depresiones con sedimentos, montañas, y cañones de secciones variadas (Geli et al., 1988). Como resultado de los trabajos teóricos se ha deducido la existencia de amplificaciones en la cumbre de una montaña, especialmente cuando la longitud de onda incidente es comparable a la anchura de su base. Este efecto puede verse multiplicado por un

factor de 1,5 cuando la montaña no está aislada sino que forma parte de una cadena de perfil sinusoidal (Bard, 1982; Bard y Tucker, 1985). Sin embargo, existen notables discrepancias entre estos resultados, -obtenidos con modelos de dos dimensiones-, y las observaciones que muestran amplificaciones hasta tres veces mayores (Tucker y King, 1984). La discrepancia puede deberse al efecto combinado de la repetición de topografías ya señalada, con variaciones en la distribución vertical de las velocidades. Recientemente, Benites y Aki (1994), utilizando un método basado en rayos Gaussianos e integrales de contorno, han demostrado que para una montaña de forma cosenoidal y gradiente vertical para β , la amplificación en la cumbre es hasta tres veces superior a la prevista por los modelos 2-D. De esta manera, los resultados teóricos reflejan mejor las observaciones reales.

En las laderas de las montañas también se originan amplificaciones, pero son de menor intensidad y generalmente van acompañadas de variaciones rápidas de fase que producen grandes movimientos diferenciales. Por su parte, el movimiento en la zona de la base experimenta modificaciones muy variadas según el tipo de ondas incidentes y su longitud.

Para las depresiones topográficas la amplificación depende fuertemente del ángulo de incidencia, siendo máxima en los bordes y negativa en el centro. La influencia de la forma es menor. Benites y Aki (1994) han demostrado que si se considera una depresión semicilíndrica en un semi-espacio homogéneo con β aumentando con la profundidad, la amplificación en los bordes crece.

En el caso de los valles cubiertos de sedimentos, como los de México D.F. y Bogotá, el movimiento se ve marcadamente amplificado y prolongado en el interior. El efecto aumenta cuando la relación entre el espesor de los sedimentos y la anchura del valle disminuye (Bard y Bouchon, 1980).

Estos modelos de dos dimensiones ocupan una posición intermedia entre los de una dimensión, que no consideran variaciones laterales y se limitan al emplazamiento local (Seed et al., 1987), y los de tres dimensiones, que consideran simultáneamente la estratigrafía, las variaciones geológicas laterales y las características de la fuente (Zhengpeng et al., 1980; Sánchez-Sesma, 1983; Li et al., 1992). Estos modelos han puesto de relieve la fuerte influencia del acimut y el ángulo de incidencia en la respuesta de la topografía. Ello plantea nuevamente la importancia de los efectos de propagación de la ruptura ya comentados.

Por último, conviene recalcar que la mayoría de los efectos de la topografía afectan más a las componentes horizontales que a las verticales, lo que debe ser tenido en cuenta en el diseño sismorresistente.

Desde el punto de vista de sus características locales, los suelos se clasifican habitualmente en: roca, suelos intermedios y suelos blandos (Trifunac y Brady, 1975). Los estudios realizados con acelerogramas en los Estados Unidos y Japón indican que los suelos blandos tienen amplificaciones mayores que la roca para los períodos largos pero que la relación tiende a invertirse para los cortos períodos. El período para el que tiene lugar el cambio se llama periodo de cruce y en los países mencionados se sitúa en torno a 0,2 s (Trifunac, 1976; Seed et al., 1976). Las amplificaciones que tienen lugar por encima de este periodo son mayores que las que ocurren para los periodos inferiores. Las aceleraciones pico son independientes de las condiciones locales del emplazamiento pero la velocidad y el desplazamiento máximos y la Intensidad de Arias muestran valores más altos para suelo que para roca. Teniendo en cuenta lo anterior, puede afirmarse que los suelos blandos actúan como filtros paso-baja y amplifican las ondas de largo periodo por lo que, en general, son particularmente peligrosos para las edificaciones elevadas, que tienen mayor flexibilidad y por tanto períodos propios más largos. A su vez, los suelos duros pueden resultar inseguros para las edificaciones rígidas.

Con objeto de conocer la posible respuesta de un suelo determinado ante una carga sísmica, además de los métodos habituales en Geotecnia, puede utilizarse el análisis de microsismos (microtrepidaciones). Esta técnica, aplicada frecuentemente en los trabajos de microzonificación sísmica (Ver por ejemplo, Aguilar, 1990; Huamán, 1991), pretende identificar las características dinámicas de un terreno midiendo el periodo predominante de las pequeñas trepidaciones a las que se ve sometido. Este periodo guarda relación directa con las condiciones del emplazamiento, siendo más corto que 0,2 s cuando se consideran suelos terciarios o más viejos, y mayor que 0,6 s para suelos aluviales blandos. Por ello es fácilmente aceptable que se relacione también con los daños que puede sufrir la estructura situada en el emplazamiento. La aplicación de esta técnica encuentra dos inconvenientes de tipo teórico. El primero es la imposibilidad de separar en los registros los efectos de la trayectoria seguida por las ondas de los del emplazamiento. El segundo es la dificultad de extrapolar a movimientos fuertes las relaciones obtenidas con movimientos débiles. Respecto del primero conviene tener presente que no existe cuando se aplica el análisis de codas ya que, por su propia naturaleza, estas ondas reflejan las propiedades estadísticas del medio y no las de una trayectoria concreta. Sin embargo, este método se ve

limitado a las altas frecuencias mientras que el análisis de microtemores puede extenderse a largos períodos de origen natural. Parece, por tanto, que el empleo combinado de ambas técnicas puede ser particularmente provechoso. En cuanto al problema de la no linealidad del suelo, (que se manifiesta extremadamente en el caso de la licuefacción e impediría aplicar a movimientos fuertes las relaciones de amplificación obtenidas con débiles), hay que señalar la existencia de estudios sismológicos que indican que esta aplicación es muchas veces posible para los efectos de primer orden excepto, quizás, para la aceleración máxima (Aki, 1988). Sin embargo, trabajos más recientes refuerzan la no linealidad del comportamiento de los suelos. En cualquier caso, este tema continúa siendo objeto de intenso debate.

La variación de la respuesta del suelo con la frecuencia puede producir el efecto de resonancia, que se genera cuando el período predominante del movimiento coincide con el periodo propio del suelo. También puede originar procesos de atenuación de la amplitud cuando la relación entre estos periodos da lugar a interferencias destructivas. Como es bien sabido, para el supuesto más sencillo (incidencia vertical de ondas S moviéndose en un medio elástico de β y μ constantes, que inciden sobre una capa de espesor H_L , rigidez μ_L y velocidad β_L) el período natural del suelo viene dado por

$$T = \frac{4H_L}{\beta_L} \quad (8.7)$$

Otro factor decisivo para la respuesta del suelo es la razón de impedancias (producto de la velocidad por la densidad) entre las capas más superficiales. Las amplificaciones son mayores cuando esta razón aumenta.

La respuesta sísmica del emplazamiento también depende estrechamente de la frecuencia de las ondas y de las condiciones geológicas del entorno. Este fenómeno ya fue puesto de relieve por Aki (1969) mediante el estudio de la coda de terremotos locales. De acuerdo con sus resultados, la amplificación a 1,5 Hz es mucho mayor para sedimentos jóvenes que para granito y sedimentos viejos. Más tarde, Tsujiura (1978) comparó el efecto local para ondas P, S y codas, y encontró una mayor estabilidad del factor de amplificación para éstas últimas. De esta manera se confirmó su utilidad para el análisis de emplazamientos. Asimismo, comprobó que el incremento del factor de calidad \mathcal{Q} estimado a través de la coda, \mathcal{Q}_c , dependía de la frecuencia y del tipo de suelo del emplazamiento. La diferencia de amplitud en la coda entre las estaciones situadas en

sedimentos y las colocadas sobre granito variaba de 20 veces a 0,75 Hz, a menos de 1/10 a 24 Hz. Estas observaciones, que manifestaban la utilidad del análisis de ondas de coda para estudiar los efectos del emplazamiento, fueron definitivamente confirmadas por Phillips y Aki (1986) con el análisis de la coda de 1 200 sismogramas registrados en 150 estaciones sísmicas de California Central. Dichos autores encontraron distinta variación de la amplitud de las codas con la frecuencia en cuatro tipos bien diferenciados de suelo. Mayeda et al. (1991), Su et al. (1992) y Su y Aki (1995) han ampliado y extendido esta clase de análisis a otras zonas de California. Por su parte, Kao et al. (1995) han comprobado que la respuesta de un emplazamiento para las ondas S puede ser evaluada también utilizando ondas de coda.

Tema 9

REGISTROS EN EL CAMPO PRÓXIMO: ACELEROGRAMAS, ESPECTROS DE RESPUESTA

9.1 ACELERÓGRAFOS Y ACELEROGRAMAS

La vibración del suelo o de una estructura puede caracterizarse analizando la evolución temporal de los desplazamientos, las velocidades o las aceleraciones. Mientras que para las estaciones en campo lejano los sismógrafos registran velocidades o desplazamientos, los equipos que estudian los movimientos en el campo próximo generalmente registran aceleraciones y por ello se llaman acelerógrafos. La elección de este parámetro, que se expresa en gales (cm/s^2) o en valores de la aceleración de la gravedad, g - se debe a que los desplazamientos en campo próximo pueden alcanzar amplitudes muy grandes que imposibilitan su registro. Por otra parte, es más fácil obtener velocidades y desplazamientos a partir de registros de aceleración por integración numérica simple o doble, que realizar el proceso contrario (diferenciación) para obtener aceleraciones a partir de desplazamientos o velocidades. Además, la aceleración es un concepto de mayor utilidad para los ingenieros por relacionarse directamente con la fuerza. Ello ha motivado la instalación de redes de acelerógrafos en muchos de los países con sismicidad alta o moderada. La Figura 9.1 representa la red de acelerógrafos establecida por el CISMID en el Perú.

Los acelerógrafos son capaces de registrar un amplio margen de frecuencias que abarca los periodos propios de estructuras y elementos constructivos más interesantes en Ingeniería Civil. Muchas de estas frecuencias se pierden en el campo lejano o no son registrables por los sismógrafos clásicos. Básicamente, un acelerógrafo consta de tres sensores que detectan el movimiento en dos componentes horizontales (generalmente en las direcciones N-S y E-W) y una vertical; un sistema de discriminación de señales y un equipo de registro. El movimiento del suelo es transformado en impulsos eléctricos los cuales, después de ser amplificados, pasan al sistema

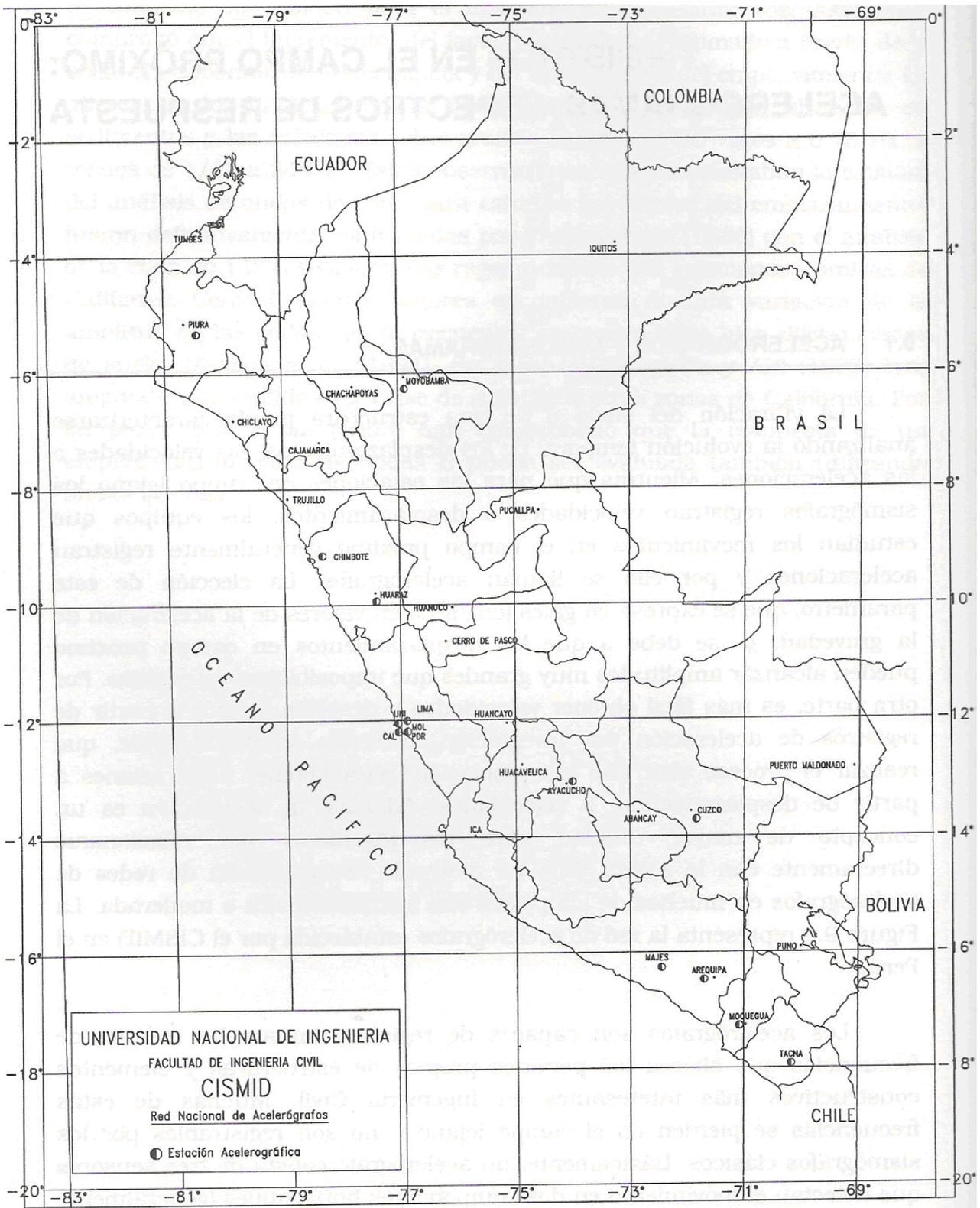


Figura 9.1

de discriminación. Si la señal recibida reúne las condiciones programadas previamente, el sistema se activa generando un acelerograma analógico o digital. Dado que en este proceso se ha perturbado la señal original, es necesario corregir el acelerograma eliminando los errores introducidos en las bajas frecuencias durante la conversión de la señal en digital y las distorsiones en las altas frecuencias debidas a la respuesta del transductor. Los primeros se agravan cuando se integra la señal para conseguir la historia temporal de la velocidad y el desplazamiento (Hudson, 1979). Para comprobarlo es suficiente considerar que si la línea de base del acelerograma se desplaza un valor $a_0 = 0,15 \text{ cm/s}^2$, su traslado por integración al diagrama $V(t)$ hace que, para $t = 40 \text{ s}$, la desviación sea igual a 6 cm/s ($v = a_0 t$). Al pasar a desplazamientos, la desviación es de 120 cm ($d = a_0 t^2 / 2$) (Figura 9.2).

Este ejemplo demuestra la necesidad de acotar los largos períodos en el procesado de la señal de manera que se asegure la fiabilidad de los datos. Por su parte, los procesos de diferenciación involucrados en la corrección del transductor para extender su respuesta a altas frecuencias de interés en ingeniería, incrementan los errores asociados a estas frecuencias. Por ello es preciso acotar también los bajos períodos. Esta corrección suele conseguirse con un filtro de pasa-banda que incluye uno de paso alta que elimina las bajas frecuencias sin interés y otro paso baja, que realiza una acción similar con las altas. Para evitar el efecto de Gibbs es habitual introducir unas zonas de transición que definen unas frecuencias de roll-off. Este es el caso de la corrección de los acelerogramas en la que se utiliza el filtro de Ormsby. La selección de las frecuencias de corte de este filtro es crítica y puede hacerse con más fiabilidad analizando la relación señal-ruido del registro. Igualmente, la corrección de la línea de base -que habitualmente se realiza introduciendo una señal parabólica- puede mejorarse comparando la transformada de Fourier de la señal y de la línea fija que se desea eliminar. De esta manera se puede elegir mejor el rango de frecuencias que deben ser suprimidas.

La Figura 9.3 representa el acelerograma corregido correspondiente a la componente N-S del sismo ocurrido el 18 de Abril de 1993 y registrado en el equipo instalado en el CISMID. Este terremoto se localizó al Sur de Canta, a unos 50 km de Lima, y tuvo una profundidad hipocentral de $94 \pm 6 \text{ km}$. La magnitud de ondas internas se estimó en 5,7 y las Intensidades evaluadas fueron VI para la zona norte de Lima y V para el área Metropolitana.

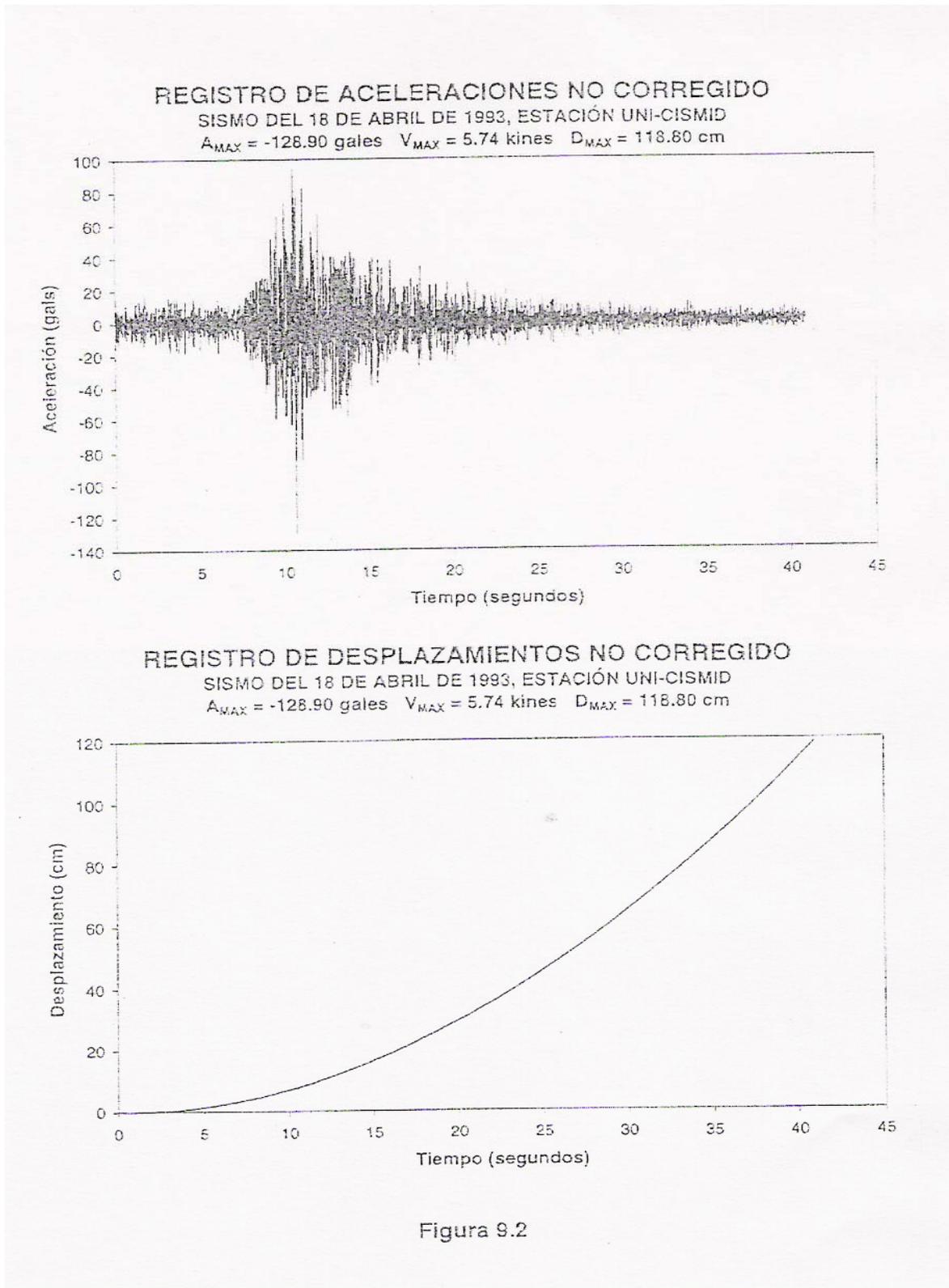
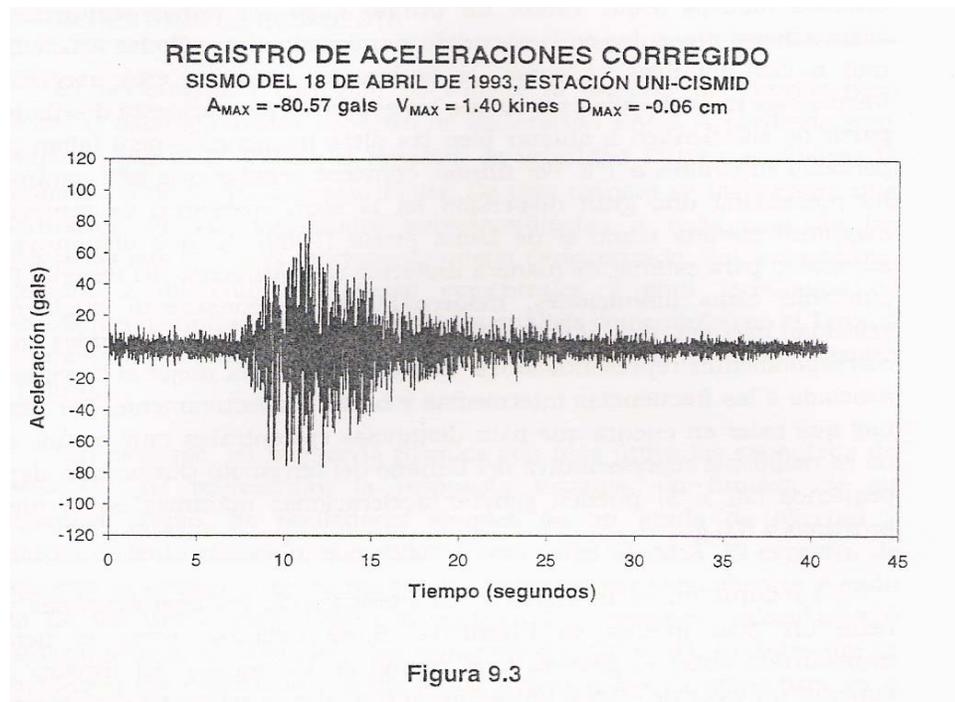


Figura 9.2



9.2 PARÁMETROS DE LOS ACELEROGRAMAS

El acelerograma corregido encierra información de gran interés tanto para el sismólogo como para el ingeniero. El primero orienta su atención preferentemente a estudiar el proceso en el foco y el segundo a analizar las características del movimiento en un emplazamiento concreto. Con este objetivo, en Ingeniería Sísmica se ha prestado particular atención a dos características de los acelerogramas: el valor máximo registrado y la duración del movimiento. El primero se denomina aceleración máxima a_{max} , generalmente tiene lugar en una de las componentes horizontales. Si es así, la aceleración máxima vertical suele equipararse a $2/3$ del valor máximo horizontal. Sin embargo, en algunos casos importantes el valor máximo se ha obtenido en la componente vertical.

La aceleración máxima ha sido muy utilizada en Ingeniería Sísmica sirviendo para establecer el límite de las altas frecuencias en los espectros de respuesta o definir el *sismo de parada segura* para una instalación nuclear. Sin embargo, este parámetro debe ser utilizado con precaución por diversos motivos (Bolt, 1985). En primer lugar no refleja realmente las aceleraciones presentes en la sacudida sísmica sino tan sólo las asociadas a uno o dos impulsos. Además, la aceleración máxima está asociada a frecuencias muy elevadas por lo que los espectros de respuesta diseñados a partir de ella tienden a ajustar bien las altas frecuencias pero fallan para

períodos superiores a 1 s. Por último, conviene señalar que este parámetro ha presentado una gran dispersión en la zona epicentral de sismos de magnitud elevada como el de Loma Prieta (1989), lo que disminuye su capacidad para estimar de manera uniforme el movimiento del terreno. Para subsanar estas limitaciones, modernamente se consideran también la velocidad máxima, v_{max} , y el desplazamiento máximo, d_{max} , obtenidos en las correspondientes representaciones. Con ellos se evalúa mejor el movimiento asociado a las frecuencias intermedias y bajas, respectivamente. Por último hay que tener en cuenta que para distancias epicentrales muy cortas, a_{max} no es realmente representativa del tamaño del terremoto puesto que sismos pequeños ($M_L < 5$) pueden generar aceleraciones máximas en la fuente próximas a 0,6 g.

La duración es la segunda característica de los acelerogramas que tiene un gran interés en Ingeniería. Suele definirse como el tiempo transcurrido entre el primero y el último de los pulsos del registro que superan un valor de 0,05 g (duración acotada) y se relaciona directamente con el tamaño de la fuente, la energía total liberada y las características del medio. La duración aumenta con la magnitud y con los suelos blandos. También puede crecer si el terremoto se genera en fases distintas, separadas temporalmente (ruptura múltiple). Este proceso se explica bien en el contexto de los mecanismos complejos descritos en el Tema 4.

La duración puede ser un factor más importante que la aceleración máxima en la generación de daños, ya que el tiempo al que una estructura está sometida a una carga sísmica puede afectarla más que el valor máximo de la aceleración. Una larga duración es capaz de alterar la rigidez en edificios de hormigón armado de manera que durante la sacudida sísmica se modifiquen el periodo fundamental y los armónicos cercanos. La duración puede causar también presiones de poros acumulativas que generan licuefacción en suelos granulares saturados o pérdidas de consistencia en suelos arcillosos.

9.3 ESPECTROS DE RESPUESTA

El acelerograma corregido se somete al análisis de Fourier para obtener el correspondiente espectro de aceleración $FA(\omega)$. A partir de éste, dividiendo por ω se obtiene el espectro de velocidad $FV(\omega)$ y repitiendo la operación, el de desplazamiento $FD(\omega)$. De esta manera se dispone de una información de las amplitudes correspondientes a cada una de las frecuencias con lo que el movimiento queda caracterizado. Estos espectros, obtenidos a diferentes distancias epicentrales y para terremotos de mecanismos distintos, son el objeto de los análisis comentados en el Tema 4 y permiten a los sismólogos mejorar la comprensión del fenómeno sísmico en el foco.

Sin embargo, en Ingeniería Sísmica son más útiles los espectros de respuesta que representan la respuesta máxima, en función de su frecuencia propia, de osciladores simples de un grado de libertad y amortiguamiento conocido, sometidos a una carga sísmica. El espectro de respuesta se consigue representando los máximos correspondientes a cada una de las frecuencias. Según se utilicen aceleraciones, velocidades o desplazamientos, se obtendrán los espectros SA, SV o SD. Inicialmente se considerará los espectros elásticos que suponen que la estructura va a responder elásticamente ante una carga sísmica. Más adelante modificaremos este tipo de espectros para incluir fenómenos no elásticos.

Físicamente, el punto de partida es un sistema lineal simple, es decir con un grado de libertad y parámetros constantes. Si se considera que tiene una masa m y se ve sometido a una carga externa $P(t)$, el Principio de D'Alembert permite escribir:

$$P_{(t)} = F_I + F_D + F_S, \quad (9.1)$$

siendo

$$F_I = m \ddot{x} \text{ la fuerza de inercia,}$$

$$F_D = c \dot{x}, \text{ la fuerza del amortiguador}$$

y

$$F_S = kx, \text{ la fuerza elástica}$$

Como en el caso sísmico la excitación es producida por el movimiento del suelo, la fuerza de inercia depende de la aceleración total de la masa \ddot{x} que comprende la componente del movimiento

relativa a la base, $\ddot{x}(t)$, más la aceleración absoluta de la base causada por la excitación sísmica $a(t)$. Como además no hay fuerza externa, la ecuación del movimiento resulta:

$$0 = m \ddot{x} + ma + c \dot{x} + kx \quad (9.2)$$

El producto ma (masa de la estructura por la aceleración absoluta del suelo) representa la carga introducida por la agitación sísmica \mathcal{G}_s ,

$$-\mathcal{G}_s = m \ddot{x} + c \dot{x} + kx \quad (9.3)$$

Dividiendo esta ecuación por m queda

$$-\mathcal{G}_s / m = \ddot{x} + 2\delta\omega_n \dot{x} + \omega_n^2 x \quad (9.4)$$

donde

$$\delta\omega_n = c / 2m \quad (9.5)$$

$$\omega_n^2 = k / m \quad (9.6)$$

ω_n representa la frecuencia natural del oscilador sin amortiguamiento y δ el factor de amortiguamiento crítico. La ecuación final es:

$$\omega_n^2 x(t) + 2\omega_n \delta \dot{x}(t) + \ddot{x}(t) = a(t) \quad (9.7)$$

La solución para $x(t)$ puede obtenerse aplicando la integral de Duhamel (Meneses, 1985):

$$x(t) = \frac{1}{\omega_D} \int_0^t a(\tau) e^{-\delta\omega_n(t-\tau)} \text{sen}[\omega_D(t-\tau)] d\tau \quad (9.8)$$

en la que $\omega_D = \omega_n \sqrt{1-\delta^2}$ es la frecuencia natural del sistema con amortiguamiento.

Haciendo

$$S = \int_0^t a(\tau) e^{-\delta\omega_n(t-\tau)} \operatorname{sen} \omega_D(t-\tau) d\tau \quad (9.9)$$

$$C = \int_0^t a(\tau) e^{-\delta\omega_n(t-\tau)} \cos \omega_D(t-\tau) d\tau \quad (9.10)$$

el desplazamiento relativo queda expresado como:

$$x(t) = \frac{1}{\omega_n \sqrt{1-\delta^2}} S \quad (9.11)$$

y la velocidad relativa;

$$\dot{x}(t) = \frac{1}{\omega_n \sqrt{1-\delta^2}} \dot{S} \quad (9.12)$$

Recordando que

$$\frac{d}{dt} \int_{a(t)}^{b(t)} f(t, \tau) d\tau = \int_{a(t)}^{b(t)} \frac{df}{dt} d\tau + f(t, b(t)) \frac{d}{dt} b(t) - f(t, a(t)) \frac{d}{dt} a(t) \quad (9.13)$$

y utilizando las expresiones anteriores, se deduce

$$\dot{x}(t) = \frac{\delta}{\sqrt{1-\delta^2}} \dot{S} - \dot{C} \quad (9.14)$$

y

$$\ddot{x}(t) = \frac{\delta}{\sqrt{1-\delta^2}} \ddot{S} - \ddot{C} \quad (9.15)$$

O también

$$\dot{x}(t) = \frac{(1-2\delta^2)}{\sqrt{1-\delta^2}} \omega_n \dot{S} + 2\delta\omega_n \dot{C} - a(t) \quad (9.16)$$

con lo que la aceleración total o efectiva de la masa queda:

$$\ddot{x}_i(t) = \ddot{x}_r(t) + a(t) = \frac{(1-2\delta^2)}{\sqrt{1-\delta^2}} \omega_n \ddot{S} + 2\delta\omega_n \ddot{C} \quad (9.17)$$

Estas ecuaciones constituyen la historia temporal del desplazamiento, la velocidad y la aceleración. Los correspondientes espectros de respuesta SD, SV y SA se definen como:

$$SD(\omega_n, \delta) = \max|x(t)|$$

$$SV(\omega_n, \delta) = \max|\dot{x}(t)| \quad (9.18)$$

$$SA(\omega_n, \delta) = \max|\ddot{x}_t(t)|$$

Obsérvese que SA se define a partir de la aceleración total mientras que SD y SV se definen respectivamente a partir del desplazamiento y la velocidad relativas. Para un valor dado del amortiguamiento crítico, δ , son funciones de la frecuencia natural. Se trata, por tanto de resolver las expresiones definidas anteriormente particularizando para un amortiguamiento dado. El método puede encontrarse detallado en Sarria (1990).

Si el amortiguamiento δ es pequeño ($\delta < 0,2$) -lo que sucede en la mayoría de las estructuras características en Ingeniería Civil-, a partir de las expresiones anteriores para los valores de $x(t)$ y sus derivadas se obtiene:

$$|x(t)| = \frac{S}{\omega_n} \quad (9.19)$$

$$|\dot{x}(t)| = C \quad (9.20)$$

$$|\ddot{x}_t(t)| = \omega_n S \quad (9.21)$$

Y al considerar los valores máximos:

$$SA \cong \omega_n^2 SD \quad (9.22)$$

$$SV \cong \omega_n SD \quad (9.23)$$

Estos valores, que son aproximados, reciben el nombre de pseudo aceleración, PSA, y pseudo velocidad, PSV. El pseudo desplazamiento, PSD, coincide con SD para $\delta=0$. Matemáticamente esta aproximación permite expresar los tres parámetros en función de $sen\omega_D(t-\tau)$ lo que simplifica los procesos de cálculo. Además, hace posible la construcción de relaciones de

aceleración a partir de registros de desplazamiento o velocidad, permitiendo suplir la carencia de acelerogramas reales.

Usualmente los pseudo-espectros se representan con un diagrama logarítmico tripartito en el que en abscisas se sitúa la frecuencia natural del sistema y en ordenadas los valores de PSV estimados. La pseudo aceleración absoluta, PSA, y el desplazamiento relativo se representan en ejes perpendiculares entre sí y que forman ángulos de 45° y -45° con el eje de abscisas. Es muy importante recordar que estos diagramas son una aproximación de los espectros de respuesta que resulta menos precisa cuando los acelerogramas son de corta duración y las aceleraciones elevadas (Sarria, 1990).

En los espectros de respuesta se define la máxima influencia sobre una estructura representada como un sistema de 1 grado de libertad. Si se conoce su periodo y su amortiguamiento, el espectro SA da la aceleración absoluta máxima que experimenta la estructura. A su vez, SV representa la energía máxima aportada al oscilador por el sismo y SD indica el valor de la deformación que se relaciona con los esfuerzos en la estructura. La Figura 9.4 representa el espectro correspondiente al acelerograma de la Figura 9.3 para 5 valores diferentes de amortiguamiento.

En la práctica, la obtención de un espectro de respuesta para estructuras con comportamiento elástico (espectro elástico) requiere la determinación de las frecuencias de control (f_1 y f_2) y de los factores de amplificación (Δd , Δv y Δa). Las frecuencias de control dividen el espectro en tres zonas correspondientes a frecuencias bajas, intermedias y altas en las que el desplazamiento, la velocidad y la aceleración, respectivamente, tienen respuesta plana (Figura 9.5). Los factores de amplificación miden el incremento de cada uno de los valores máximos de desplazamiento, velocidad y aceleración en las zonas en las que estos parámetros tienen un comportamiento lineal. Estos factores se han obtenido a partir de muchos espectros de sismos diferentes (Mohraz, 1976; Newmark y Hall, 1978) y son un dato fundamental en la elaboración de los Códigos Sismorresistentes.

Finalmente, los límites espectrales que señalan los márgenes del espectro vienen dados por los productos: $d_{max} \cdot \Delta d$; $v_{max} \cdot \Delta v$, y $a_{max} \cdot \Delta a$ (Figura 9.5) que se obtienen a partir del ajuste de factores de amplificación de acelerogramas reales.

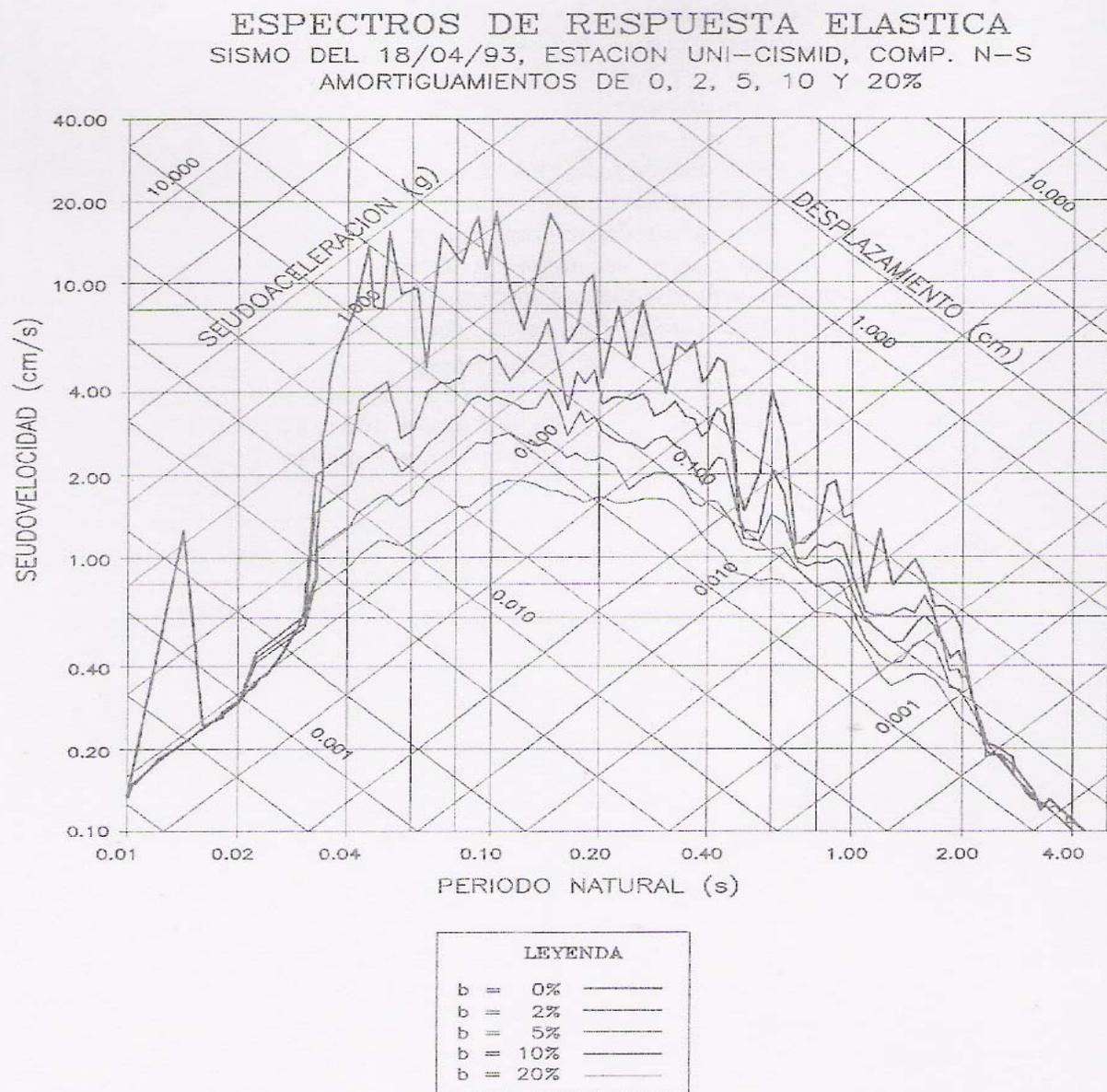


Figura 9.4

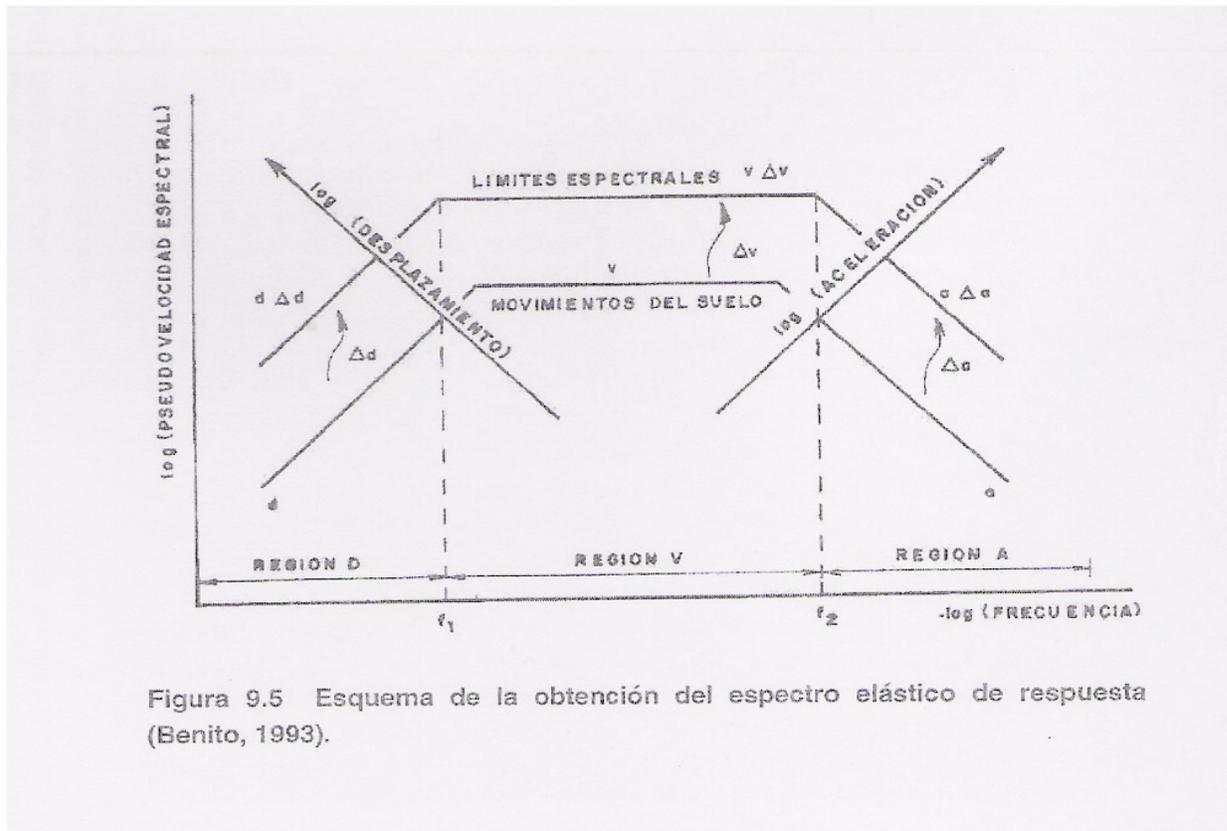


Figura 9.5 Esquema de la obtención del espectro elástico de respuesta (Benito, 1993).

Hasta aquí se ha considerado únicamente el problema elástico. Para tener en cuenta el comportamiento no elástico de la estructura y los fenómenos de histéresis es preciso utilizar espectros inelásticos, que se deducen a partir de consideraciones más realistas y tienen en cuenta la ductilidad de la estructura. Para frecuencias inferiores a 2 Hz, la modificación consiste en dividir por el factor de ductilidad μ las ordenadas del espectro elástico de aceleración. En el rango 2-8 Hz, el divisor es $(2\mu - 1)^{1/2}$. El factor de ductilidad se puede definir como el cociente entre el máximo desplazamiento que puede resistir la estructura y el máximo desplazamiento a la primera cedencia del acero o del acero de refuerzo en cualquier parte de la estructura (deformación en el límite elástico) (Sarria, 1990).

Igualmente, y con objeto de incluir en los espectros de respuesta la influencia local del suelo comentada en el tema anterior, se han desarrollado los espectros dependientes del emplazamiento. Estos espectros aparecen claramente diferenciados según el tipo de suelo (roca, suelo intermedio y suelo blando) que se considere. El cociente entre los valores máximos de la velocidad y la aceleración, que en primera aproximación determina el período predominante del

movimiento, depende estrechamente de las características del suelo pudiendo variar en un factor de 2 al pasar de roca a depósitos aluviales profundos (Seed et al., 1976). Por ello una aplicación realista de los espectros requiere considerar la influencia de las características locales que ya fue comentada en el Tema anterior (Benito, 1993). La Figura 9.6, tomada de Herráiz y Benito (1992), representa la distribución de la amplitud de Fourier, FA, y de la respuesta de aceleración, SA, en función de la distancia hipocentral y el tipo de suelo, para la frecuencia de 5 Hz. Los datos corresponden al terremoto de San Fernando (California) de 1971. Puede apreciarse fácilmente la presencia de una migración de los máximos con la distancia, según el tipo de suelo considerado. Análogo efecto (no representado aquí) se observa para las frecuencias de 0,5, 1 y 10 Hz, lo que manifiesta la necesidad de considerar numerosos parámetros al evaluar la respuesta de un emplazamiento. En este sentido, el proyecto de la Norma Sismorresistente de uso obligatorio en todo el ámbito de la Unión Europea, consideran tres formas espectrales correspondientes a tres tipos de suelo (A, B y C) que abarcan desde la roca dura hasta los suelos arcillosos y limos. Este mismo proyecto incluye un espectro elástico con un amortiguamiento viscoso del 5%. Por su parte, la actual Norma de Construcción Sismorresistente de España (NCS-94) considera un espectro elástico dividido en tres tramos de acuerdo con el periodo, y obtenido para un amortiguamiento del 5%. También contempla los tres tipos de suelo habituales e introduce un "coeficiente de contribución", K, que tiene en cuenta la influencia de los distintos tipos de terremotos considerados

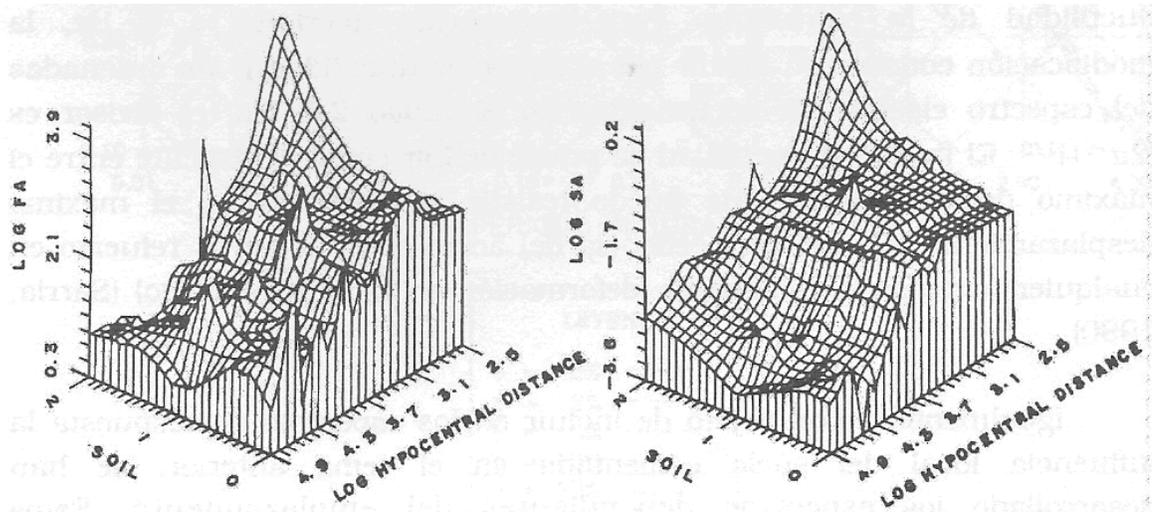


Figura 9.6 Distribución de la amplitud de Fourier FA (izquierda) y de la respuesta de aceleración SA (derecha), para la frecuencia de 1 Hz en función de la distancia hipocentral y el tipo de suelo. (Herráiz y Benito, 1992).

en la peligrosidad sísmica. En particular, este coeficiente pretende evaluar mejor la influencia de la zona sísmica Azores -Gibraltar causante de grandes terremotos capaces de producir en la Península Ibérica movimientos con periodos elevados.

9.4 ESPECTROS REALES, ESCALADOS Y DE DISEÑO

En las etapas anteriores se ha razonado utilizando un solo acelerograma real. En la práctica es necesario disponer de suficientes registros que reflejen las distintas variaciones de magnitud, tipo de fuente, distancia epicentral y características de suelo que pueden afectar al emplazamiento para el que se calcula el espectro de respuesta. Así se obtienen espectros reales a partir de los cuales se puede deducir un espectro medio (resultante de promediar las amplitudes espectrales para cada frecuencia) o elegir uno de ellos como espectro de diseño para una estructura dada. Este deberá reflejar la aceleración máxima esperada con los márgenes de probabilidad y seguridad requeridos para ese tipo de edificación por la Norma Sismorresistente en uso.

Cuando no es posible disponer de acelerogramas obtenidos en la zona de estudio, es necesario seleccionar espectros reales de otras áreas de características sismotectónicas similares, o calcular el acelerograma teórico para un sismo patrón. En el primer caso es necesario tener en cuenta la magnitud máxima esperada en la zona de aplicación; los suelos predominantes en ésta; las distancias focales más frecuentes; etc. Además, siempre hay que recordar las limitaciones inherentes al empleo de la aceleración máxima.

9.5 NUEVOS PARAMETROS DE TAMAÑO

Agrupamos con este nombre un conjunto de parámetros extraídos de los acelerogramas o de los espectros de respuesta que permiten estimar la importancia de la vibración que ha dado lugar al acelerograma. Los más importantes son la Intensidad Espectral, I_b , (Housner, 1952), la aceleración cuadrática media $a(t)$, (Husid, 1970) y la Intensidad Arias (Arias, 1969). La primera se define para un amortiguamiento dado, como el área encerrada bajo el gráfico del espectro de pseudo-velocidades entre los periodos de 0,10 y 2,5 s. Tiene dimensiones de longitud y por utilizar pseudo-velocidades es directamente proporcional a los esfuerzos producidos en una estructura.

Su relación con los parámetros que evalúan el tamaño del sismo no es muy clara. Por ello, y también para superar las limitaciones de la a_{max} , Husid (1970) propuso utilizar la aceleración cuadrática media correspondiente a la duración total del sismo y a cada componente. Este parámetro depende por ello críticamente de la forma de medir la duración, -aspecto sobre el que no existe unanimidad-, pero el análisis de su evolución temporal ha recibido un gran interés en el estudio del comportamiento de las estructuras. Por su parte la Intensidad de Arias busca ofrecer una medida sencilla de la Intensidad sísmica fundamentada en la capacidad de daño de un sismo, sin considerar la existencia o las características de las estructuras. La Intensidad se convierte en un tensor simétrico cuya traza se relaciona con las aceleraciones registradas en tres acelerógrafos perpendiculares entre sí, a través de la expresión:

$$I = I_{xx} + I_{yy} + I_{zz} = \frac{\pi}{2g} \int_t^{t_0} (a_x^2 + a_y^2 + a_z^2) dt \quad (9.26)$$

siendo t_0 la duración total del acelerograma. Esta nueva forma de definir la Intensidad elimina las referencias a daños, difíciles de evaluar objetivamente, al tiempo que considera simultáneamente la amplitud del movimiento y su duración.

Otro parámetro que está recibiendo creciente atención en los estudios de vulnerabilidad es la Velocidad Absoluta Acumulada (Cumulative Absolute Velocity, CAV), que se define como:

$$CAV = \int_t^{t_0} |a(t)| dt \quad (9.27)$$

donde $|a(t)|$ es el valor absoluto de la aceleración (Cabañas et al., 1996).

Tema 10

PELIGROSIDAD Y RIESGO SÍSMICO

10.1 CONCEPTOS BÁSICOS

Aunque en la práctica no se ha llegado a la unanimidad en la terminología, se entiende por peligrosidad sísmica (seismic hazard) la probabilidad de que un parámetro elegido para medir el movimiento del suelo (desplazamiento, velocidad, aceleración, magnitud, intensidad, etc.) supere un nivel dado a lo largo del tiempo que se considera de interés. Es un concepto básicamente sismológico y constituye el dato de entrada para la evaluación de la vulnerabilidad y el riesgo sísmico y sus aplicaciones en la planificación urbana o el diseño sismorresistente.

La vulnerabilidad se define como la respuesta de una estructura determinada ante una carga sísmica. Su evaluación corresponde, sobre todo, a ingenieros y arquitectos.

La consideración conjunta de la peligrosidad sísmica en el emplazamiento, la vulnerabilidad de las edificaciones y el valor económico de las mismas constituye el riesgo sísmico (seismic risk). En su estimación participan sismólogos, ingenieros, arquitectos, economistas, Compañías de Seguros, etc. En este capítulo la atención se centrará casi exclusivamente en el análisis de la peligrosidad que, como ya se ha dicho, es el aspecto más estrictamente sismológico del riesgo sísmico.

El primer tema que se plantea es elegir el parámetro que evalúa la excitación del suelo. Indudablemente el interés de los ingenieros se dirige a los parámetros que miden el daño producido por un sismo o que puede sufrir una estructura. Por ello, la intensidad y la aceleración máxima son los conceptos que más aceptación han recibido en los análisis de peligrosidad. El valor de esta última, correspondiente a una probabilidad dada en el emplazamiento o la zona de estudio, será el dato fundamental para elaborar el espectro escalado de respuesta y el espectro de diseño.

10.2 MÉTODOS PARA EVALUAR LA PELIGROSIDAD

Los métodos utilizados para evaluar la peligrosidad sísmica pueden ser deterministas y probabilistas. Ambos consideran la sismicidad como un fenómeno estacionario, y suponen que los sismos que ocurrirán en el futuro serán de las mismas características que los sucedidos en el pasado. Como esta hipótesis no refleja bien la realidad física, también se han considerado modelos no estacionarios que tienen en cuenta la diferente probabilidad de ocurrencia de los sismos antes y después de un terremoto de notable magnitud (Campos-Costa y Duarte, 1992).

Los métodos deterministas analizan la sismicidad propia de cada zona sismogénica que afecta al lugar cuya peligrosidad se estudia, con objeto de estimar el máximo sismo potencial o que razonablemente se puede esperar en cada una de ellas. Este es el único terremoto considerado en el análisis y se acepta que volverá a repetirse en el futuro. Por ello mide la contribución de la zona al peligro sísmico en el emplazamiento. Para estimar su tamaño, normalmente se consideran datos de paleosismicidad; sismicidad histórica (dada sólo por documentos y referencias, y evaluada únicamente por la intensidad) y de sismicidad instrumental (que incluye registros y puede ser medida también con escalas de magnitud). Con objeto de hacer más segura la estimación, muchas veces la magnitud y la intensidad obtenidas se aumentan en medio grado y un grado, respectivamente. Este máximo terremoto potencial, o razonablemente esperable, se sitúa en el lugar de cada zona sismogénica más próximo al emplazamiento, punto al que, mediante una ley de atenuación, se traslada el parámetro (velocidad, aceleración, etc.) que expresa el efecto del terremoto. La peligrosidad final se toma como el máximo de las acciones correspondientes a todas las zonas sismogénicas. Si éstas no han sido definidas, el proceso se realiza considerando directamente los efectos de cada terremoto de la región que rodea al emplazamiento.

Como puede entenderse fácilmente, la hipótesis de partida del método determinista es muy discutible ya que es difícil estimar el máximo terremoto potencial y además éste puede no volver a repetirse con las mismas características. De hecho, la práctica señala la ocurrencia en muchas zonas de sismos mayores que los comprendidos en el catálogo sísmico utilizado ya que estos catálogos son, a menudo, incompletos. Estos problemas, unidos a que el resultado de los métodos deterministas sólo informa sobre el valor máximo del parámetro elegido, hacen que sean poco utilizados en la actualidad.

Los métodos probabilistas parten del conocimiento de la sismicidad pasada para deducir las leyes estadísticas que regirán la actividad sísmica futura. Con ello se estima la probabilidad de que los distintos niveles de movimiento del suelo sean superados en un plazo dado. En este caso, una vez determinadas las zonas sismogénicas, la sismicidad de cada una de ellas se expresa con una ley de recurrencia de la forma Gutenberg-Richter (Tema 7). Así cada zona queda caracterizada por los parámetros a , b y las magnitudes máxima y mínima que acotan la línea de ajuste. Igual que en los estudios deterministas, una ley de atenuación adecuada traslada la influencia de cada zona al punto de análisis y la peligrosidad se evalúa sumando la influencia de todas las fuentes consideradas. Esto proporciona una curva de probabilidad anual de superación de diferentes valores del parámetro elegido. A partir de ella se obtiene la probabilidad correspondiente al tiempo de vida útil de la estructura. El inverso de la probabilidad anual de excedencia se llama periodo de retorno e indica el número de años en el que se espera, con una probabilidad de aproximadamente el 63%, la superación del nivel elegido.

A diferencia de los deterministas, que sólo indican la probabilidad del valor máximo, estos métodos proporcionan la probabilidad correspondiente a supuestos muy variados. De esta manera es posible elegir el valor que responde al tipo de estructura que se quiere diseñar. Esta ventaja, unida al hecho sismológicamente significativo de no basarse en un valor máximo sino en consideraciones estadísticas, (cuya validez quedará limitada por la extensión y homogeneidad de la muestra de terremotos, y su capacidad de incluir todos los eventos más importantes), ha motivado que los métodos probabilistas sean hoy mucho más empleados que los deterministas. Por ello serán objeto de una análisis más extenso.

10.3 APLICACIÓN PRÁCTICA DE LOS MÉTODOS PROBABILISTAS

En este apartado vamos a considerar las sucesivas etapas de un estudio de riesgo sísmico con una especial referencia al Perú.

El punto de partida es, necesariamente, el conocimiento de la sismicidad de la región que rodea al emplazamiento y la delimitación de las zonas sismogénicas que pueden afectarle. La extensión de la zona que debe ser evaluada depende del tipo de problema: emplazamiento de una instalación crítica; análisis del peligro sísmico de una zona o una población; estudio de microzonificación, etc. En el caso de una central nuclear el entorno alcanza los 350 km de radio,

pero si la atenuación es muy pequeña puede ser necesario ampliarlo. Para emplazamientos en la costa el análisis debe incluir el peligro de tsunamis.

En esta fase se utilizan los estudios de paleosismicidad, las descripciones históricas, los catálogos sísmicos, los mapas de isosistas y toda la información instrumental que pueda recogerse. La información sísmica se contrasta con los datos geológicos a fin de identificar las fallas activas o definir las regiones sismogénicas actuantes en el problema. La localización de las fallas activas es fundamental en el caso de algunas instalaciones como presas, centrales nucleares y depósitos de residuos radioactivos. En estos problemas, la legislación de muchos países obliga a realizar análisis más detallados que incluyen los estudios de microsismicidad ya descritos en el Tema 7. Cada falla activa queda definida por el terremoto característico o máximo que puede generar y que se estima a partir de la longitud de ruptura mediante relaciones como las dadas en el Tema 6. Esto requiere conocer bien las características de la falla para evaluar qué porcentaje de la misma puede actuar en cada evento (Slemmons, 1982). Un ejemplo de este tipo de estudios aplicado a la falla de Huaytapallana (Perú Central) puede encontrarse en Dorbath et al. (1990). Si hay presentes zonas de subducción, pueden ser útiles relaciones como la de Heaton y Kanamori (1984), ya comentada.

En la medida de lo posible, la descripción de la sismicidad debe incluir los parámetros que evalúan el proceso en el foco (principalmente, mecanismo y caída de esfuerzos); el tamaño (intensidad, magnitud, momento sísmico) y los que dan la localización espacio-temporal (coordenadas hipocentrales y hora origen). Todos ellos han sido explicados en los Temas anteriores y permiten definir mejor las zonas sismogénicas. No puede olvidarse que la evaluación de la sismicidad es crítica y condiciona la validez de los análisis estadísticos posteriores.

En el Perú se han llevado a cabo numerosos trabajos de sismicidad histórica y también existen catálogos de sismicidad instrumental. Entre los primeros tienen particular importancia los estudios de Silgado (1973), Comte y Pardo (1990) y Dorbath et al. (1990). Para la parte instrumental, cuya fiabilidad mejora notablemente a partir de 1963, son básicos los estudios e Informes elaborados por Ocola (1966, 1989) y el Instituto Geofísico del Perú, así como los trabajos realizados en el marco del Proyecto SISRA y patrocinados por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). La sismicidad correspondiente al periodo 1900-1984 ha sido compilada por Espinosa et al. (1985). En este último catálogo pueden encontrarse muchas referencias sobre el tema. Asimismo es muy útil la información facilitada por el NEIC (National Earthquake Information Center) de los Estados Unidos y que es accesible por Internet. Respecto de

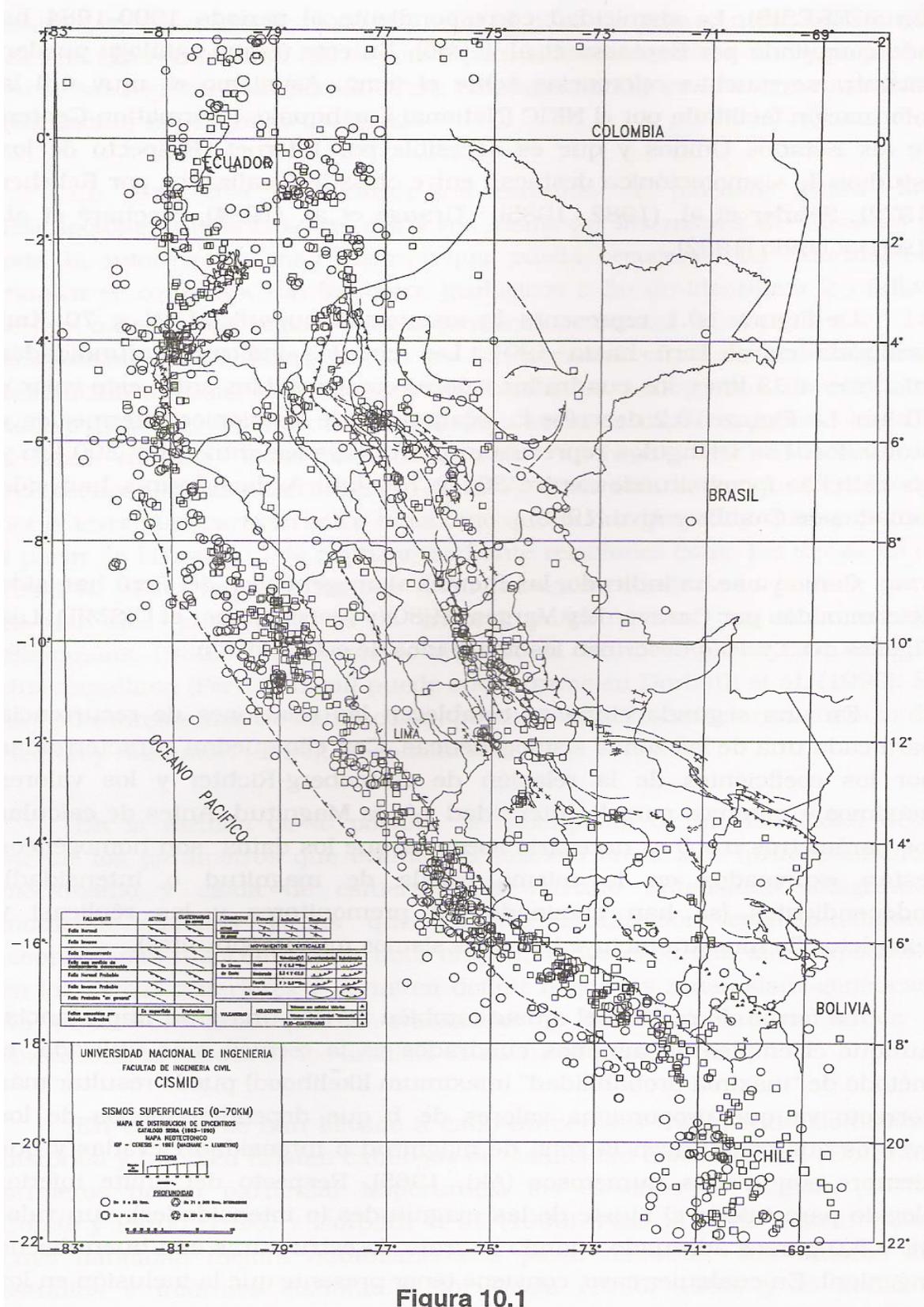
los estudios de sismotectónica destacan entre otros los realizados por Kelleher (1972), Sébrier et al. (1982, 1985), Grange et al. (1984), Macharé et al. (1991) y Lindo (1992).

La Figura 10.1 representa la sismicidad superficial ($H < 70$ km) localizada en el Perú hasta 1991. Los círculos indican profundidades inferiores a 33 km y los cuadrados valores comprendidos entre este valor y 70 km. La Figura 10.2 describe la localización de los sismos intermedios y profundos. Los triángulos representan profundidades entre 71 y 300 km y las estrellas focos situados entre 301 y 700 km. Ambas figuras han sido tomadas de Castillo y Alva (1993).

Como ya se ha indicado, las fuentes sismogénicas del Perú han sido determinadas por Casaverde y Vargas (1980) y revisadas por el CISMID. Las Figuras 10.3 y 10.4 describen los resultados de esta revisión.

En una segunda etapa se establecen las relaciones de recurrencia para cada una de las zonas sismogénicas. Con ello quedan caracterizadas por los coeficientes de la relación de Gutenberg-Richter y los valores máximos y mínimos para la Intensidad y/o la Magnitud. Antes de calcular los parámetros a y b es necesario asegurar que los datos son homogéneos (están expresados en la misma escala de magnitud o intensidad), independientes (se han eliminado los premonitores y las réplicas) y completos (la muestra incluye todos los sismos más importantes).

La forma de realizar el ajuste también reviste una gran importancia. Aunque el empleo de mínimos cuadrados es la técnica más utilizada, el método de "máxima probabilidad" (maximum likelihood) puede resultar más correcto ya que proporciona valores de b que dependen menos de los eventos que constituyen la zona de magnitud o intensidad elevadas y que siempre son menos numerosos (Aki, 1965). Respecto del límite inferior elegido para iniciar el ajuste de las magnitudes (o intensidades), un valor $m_b = 5,0$ parece adecuado cuando se trata de estructuras con buen diseño ingenieril. En cualquier caso, conviene tener presente que la inclusión en los cálculos de sismos de menor magnitud modifica la probabilidad de excedencia de los parámetros del movimiento del suelo en el rango de frecuencias elevadas, ya que los eventos pequeños tienden a ser más frecuentes y más abundantes en altas frecuencias (Electric Power Research Institute, 1986; Bernreuter et al.,



1989). Si se utilizan Intensidades, el valor mínimo considerado suele ser V. La elección del límite superior del ajuste es más complicada y tiene mayor repercusión en Ingeniería. A diferencia de lo comentado en el método determinista, ahora interesa no solo el valor del terremoto máximo sino también su probabilidad de ocurrencia. Por ello la consideración del máximo terremoto histórico como valor mínimo para este límite superior debe ser realizada a la luz de la experiencia (Algermissen et al; 1982). Para superar este problema Cornell y Vanmarcke (1969) sustituyeron el clásico ajuste lineal por una relación de recurrencia exponencial truncada de la forma:

$$N(m) = N(m_o)Km_u (e^{-\beta(m-m_o)} - e^{-\beta(m_u-m_o)}) \quad (10.1)$$

Donde:

$N(m)$ = Número de eventos de magnitud igual o mayor que m ;

Km_u = $(1 - e^{-\beta(m_u-m_o)})^{-1}$

β = $b \ln 10$;

m_o y m_u son los límites inferior y superior de la magnitud.

La relación se normaliza de manera que el número anual de terremotos iguales o superiores a m_o sea igual a 1.

El traslado de los parámetros de tamaño o de movimiento del suelo característicos de cada zona sismogénica al punto para el que se evalúa el peligro, representa la tercera etapa del método probabilista y se realiza utilizando relaciones de atenuación como las descritas en el Tema 8.

La aplicación de las leyes estadísticas para estimar la probabilidad de ocurrencia en el emplazamiento de un determinado valor del parámetro de tamaño, (magnitud o intensidad), o de movimiento de suelo, (por ejemplo, aceleración máxima), representa la última etapa del método probabilista. Las relaciones frecuencia-magnitud más utilizadas son la de valores extremos (Gumbel, 1958) y la distribución truncada (Cornell, 1968). Ambas aceptan que la ocurrencia de sismos en un año es un proceso de Poisson, es decir que cada suceso es independiente temporalmente de los anteriores; la probabilidad de ocurrencia simultánea de dos o más sucesos es

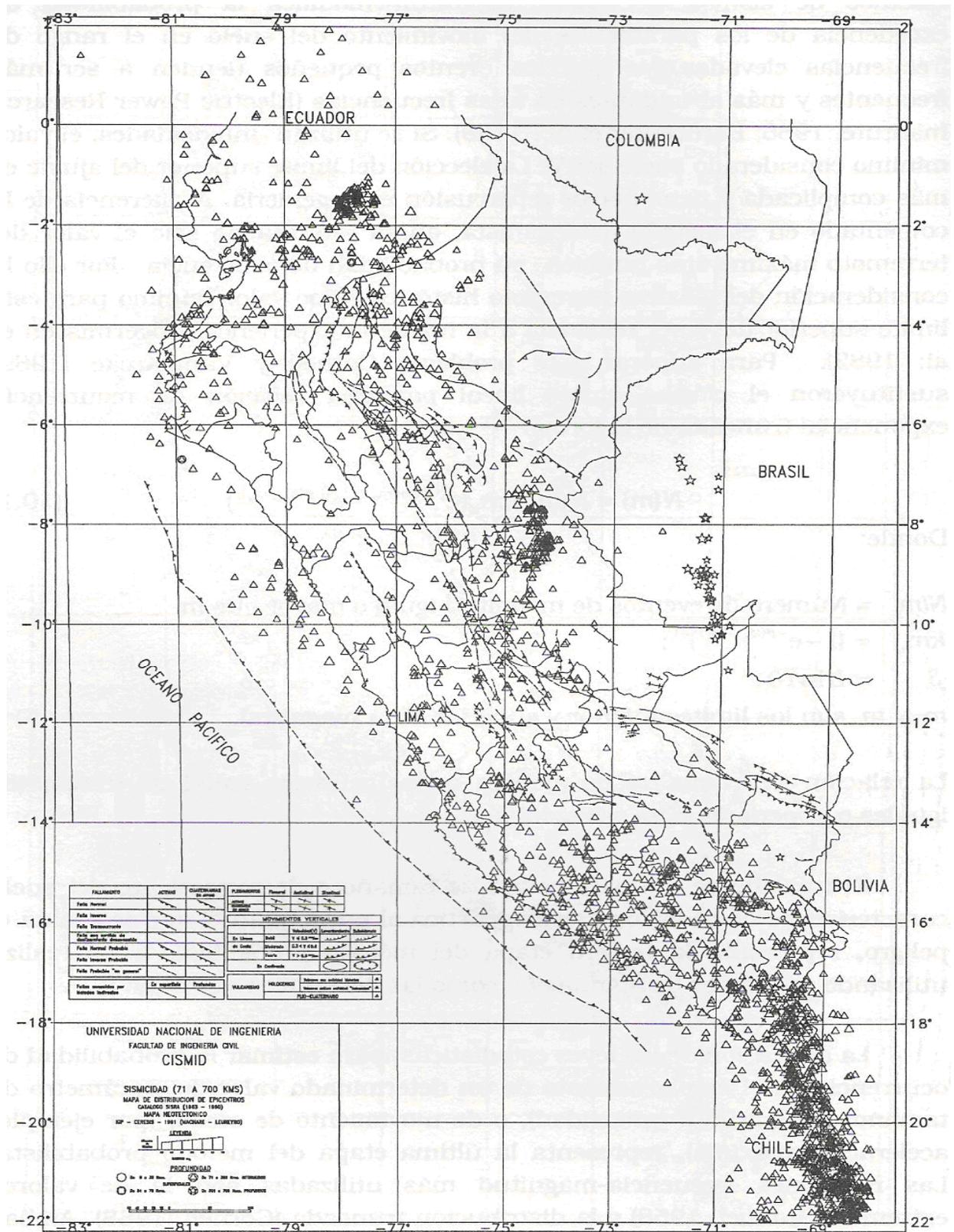


Figura 10.2

infinitesimal, y el número medio de sucesos que tienen lugar por unidad de tiempo es temporalmente constante (Lomnitz, 1974). De acuerdo con esta hipótesis, la probabilidad de que en la unidad de tiempo sucedan n eventos distintos viene dada por:

$$f(n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda} \quad (10.2)$$

y para un tiempo t :

$$f(n) = \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t} \quad (10.3)$$

siendo λ la tasa anual.

Para aplicar la distribución de Gumbel se divide la muestra de terremotos (que casi siempre es incompleta por no contener los sismos históricos intermedios o pequeños) en intervalos iguales de tiempo. Seguidamente se toma el terremoto máximo de cada uno de ellos. De esta manera se pasa a una nueva muestra que puede asumirse completa ya que son los terremotos grandes los que más fácilmente quedan incorporados en los catálogos. Según Gumbel (1958), la función de distribución de probabilidades para valores extremos se ajusta a tres curvas asintóticas de las que la primera y la tercera han sido utilizadas para evaluar la peligrosidad sísmica. Sus expresiones matemáticas son respectivamente:

$$G_{\max}^I(x) = e^{-e^{-\alpha(x-u)}} \quad (10.4)$$

y

$$G_{\max}^{III}(x) = e^{-\left(\frac{x_{\max}-x}{x_{\max}-u}\right)^k} \quad (10.5)$$

En la primera expresión, α y u son parámetros de distribución ($\alpha > 0$) y x es la variable no limitada. En la segunda, x está acotada y $k > 0$.

La primera distribución puede ser obtenida teóricamente a partir de las hipótesis ya mencionadas de que los eventos sísmicos responden a un proceso de Poisson y siguen una ley de recurrencia como la de Gutenberg-Richter (Epstein- Lomnitz, 1966). Sin embargo, ya que para esta distribución x no tiene límites, se obtienen valores también ilimitados que carecen de sentido sísmológico. Por ello, en los cálculos de peligrosidad sísmica se utiliza más la distribución III para la que sí existe un límite superior de la variable.

Desafortunadamente, el método de los valores extremos pierde la información sobre los terremotos de menor magnitud que son más frecuentes y que también tienen interés en Ingeniería Sísmica.

El método de Cornell (1968) asume una ley de atenuación genérica de la forma:

$$I = c_1 + c_2M - c_3 \ln R \quad (10.6)$$

en la que c_i son constantes empíricas que dependen de la región, M es la magnitud y R la distancia. El objetivo es evaluar las probabilidades de que I o M superen un valor elegido y de que el sismo se origine a una distancia dada. Por tanto, el proceso debe ser realizado considerando ambas variables. Si se fija la distancia ($R = r$) y se considera independiente de M , la probabilidad de que en el lugar de estudio se alcance un valor de intensidad I mayor o igual que i se expresa por $P(I \geq i / R = r)$ y se relaciona con la probabilidad de que M supere el correspondiente valor mediante la expresión:

$$P[I \geq i / R = r] = P\left[M \geq \frac{i + c_3 \ln r - c_1}{c_2}\right] = 1 - F_M\left(\frac{i + c_3 \ln r - c_1}{c_2}\right) \quad (10.7)$$

siendo F_M la función de distribución acumulada de magnitudes sísmicas (probabilidad de que M sea menor que un valor m elegido).

Aceptando que la relación magnitud-número de sismos responde a la fórmula de Gutenberg-Richter y, por tanto, admite una distribución exponencial, F_M se escribe:

$$1 - F_M = e^{-\beta(m-m_o)} \quad (10.8)$$

con $m \geq 0, \beta = b \ln 10$, y m_o límite inferior para las magnitudes.

La fórmula (10.7) se convierte en:

$$P[I \geq i / R = r] = e^{(-\beta(\frac{i+c_3 \ln r - c_1 - m_o}{c_2}))} \quad (10.9)$$

Esta expresión debe extenderse a todos los sismos de una misma falla y/o a todas las zonas sismogénicas, es decir, es necesario integrar para R variable. De esta manera se obtiene la función de distribución acumulada de la probabilidad para R y, derivando, la función de densidad correspondiente. La consideración conjunta de todas las situaciones posibles da la probabilidad total P_i de que, por ejemplo, en un año se supere en el emplazamiento el valor considerado de I o M . Además, como ya se ha mencionado, la expresión (10.3) da la probabilidad de que en un tiempo t tengan lugar n terremotos suponiendo que éstos responden a un proceso de Poisson.

El número de veces que se superará la intensidad I en el tiempo t viene dado por:

$$f(t, I) = \frac{(P_i \lambda t) e^{-P_i \lambda t}}{n!} \quad (10.10)$$

siendo $P_i = P(I \geq i)$

El periodo de retorno será entonces:

$$T_i = \frac{1}{P(I \geq i)} = \frac{1}{1 - F_M(i)} \quad (10.11)$$

Los valores de Magnitud e Intensidad para los que se ha encontrado la probabilidad son convertidos en parámetros del movimiento, frecuentemente a_{max} . Tras añadir las correcciones por emplazamiento, la peligrosidad final resulta de integrar la influencia de todas las fuentes.

Es frecuente tomar como sismo de diseño un evento que produce una aceleración máxima cuya probabilidad de que sea excedida en un tiempo de 50 años es un 10%, (es decir, que la probabilidad de que éste no suceda es 90%). Entonces se verificará la igualdad $0,90 = (1 - P_i)^{50}$, donde P_i es la probabilidad de que se exceda el valor de la aceleración máxima en un año. Como a su vez P_i es el inverso del periodo de retorno, T_i , resulta para éste un valor de 475 años.

Las correlaciones entre la aceleración máxima o la Intensidad y la Magnitud, como la resumida en la expresión (10.6), han sido deducidas para regiones en las que existen datos suficientes, en particular Japón y Estados Unidos. En general conducen a resultados muy dispersos y constituyen una importante fuente de error, sobre todo si se aplican a zonas distintas de donde fueron obtenidas.

Como puede entenderse fácilmente, la estimación de la peligrosidad sísmica es un proceso complicado en el que intervienen muchas variables de tipo geológico y sismológico no siempre bien conocidas, así como procedimientos matemáticos que introducen nuevas incertidumbres. Por todo ello, muchas veces los resultados obtenidos por diferentes autores para una misma zona no son coincidentes. Con objeto de incorporar las incertidumbres en el proceso de cálculo, se tiende a utilizar árboles lógicos (Kulkarni et al., 1984; Electric Power Research Institute, 1987). En ellos se especifican alternativas discretas a estados de la naturaleza (por ejemplo, segmentos de una falla) o valores de parámetros (como la magnitud máxima asociada a un segmento concreto), y se evalúa la probabilidad de que cada alternativa sea correcta. De esta manera es posible estimar la probabilidad final de acierto y la influencia de las principales opciones adoptadas.

La peligrosidad obtenida se resume en un valor de a_{max} correspondiente al período de retorno considerado. Este valor se utiliza para escalar un espectro tipo normalizado, haciéndolo coincidir con la ordenada de período $T = 0$. El espectro tipo elegido debe reflejar unas características fuente-medio-estación semejantes a las que son de esperar en la zona estudiada. Como ya se ha señalado, este procedimiento introduce numerosas fuentes de error. A ellas hay que añadir que, al escalar el espectro tipo utilizando el valor de a_{max} deducido mediante análisis probabilista, el período de retorno estimado sólo se refiere a $T = 0$ y su entorno. Las demás ordenadas espectrales pueden tener diferente probabilidad, lo que limita la aplicación del espectro de diseño si se tratan estructuras con distintos periodos propios. Para solucionar este problema se

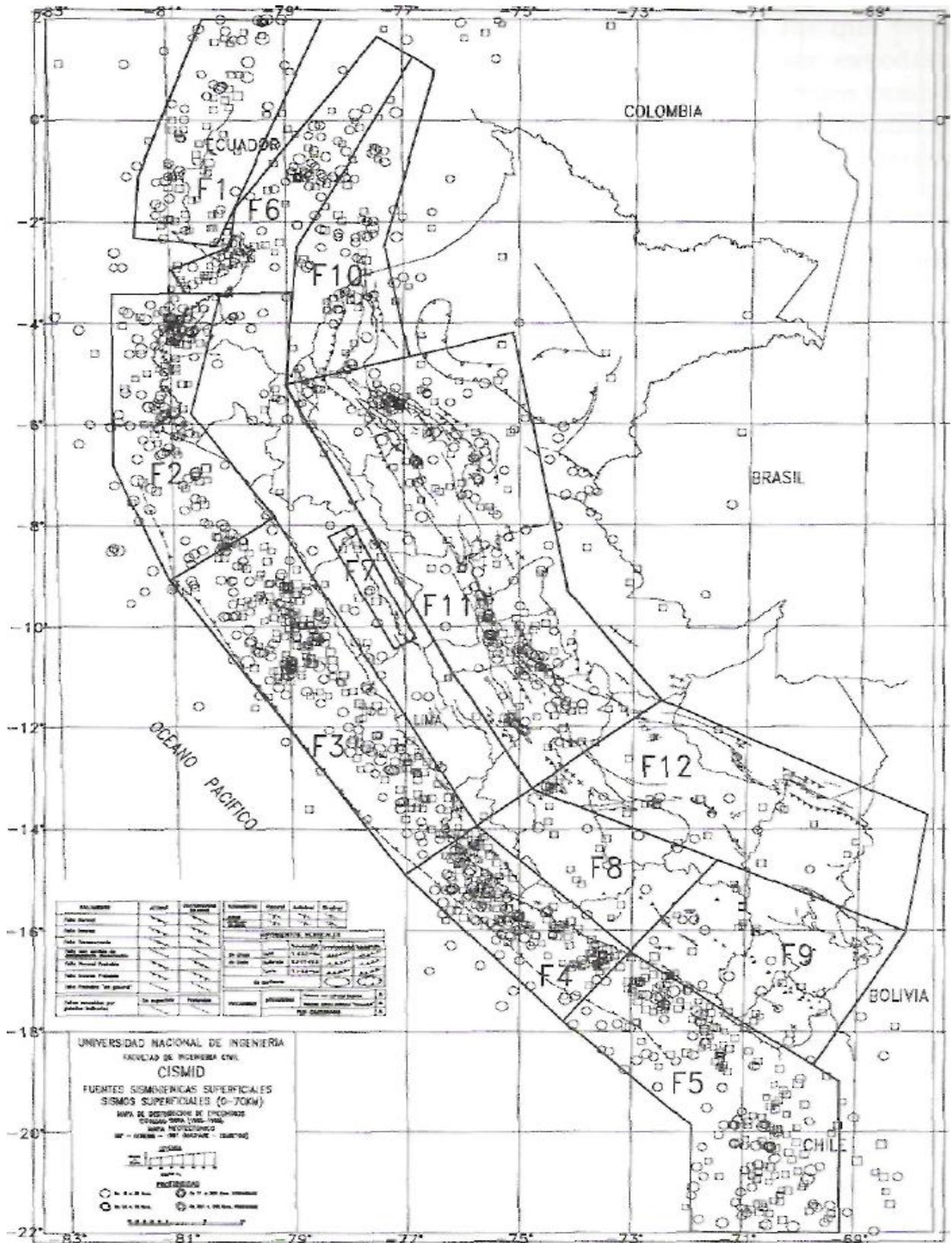


Figura 10.3

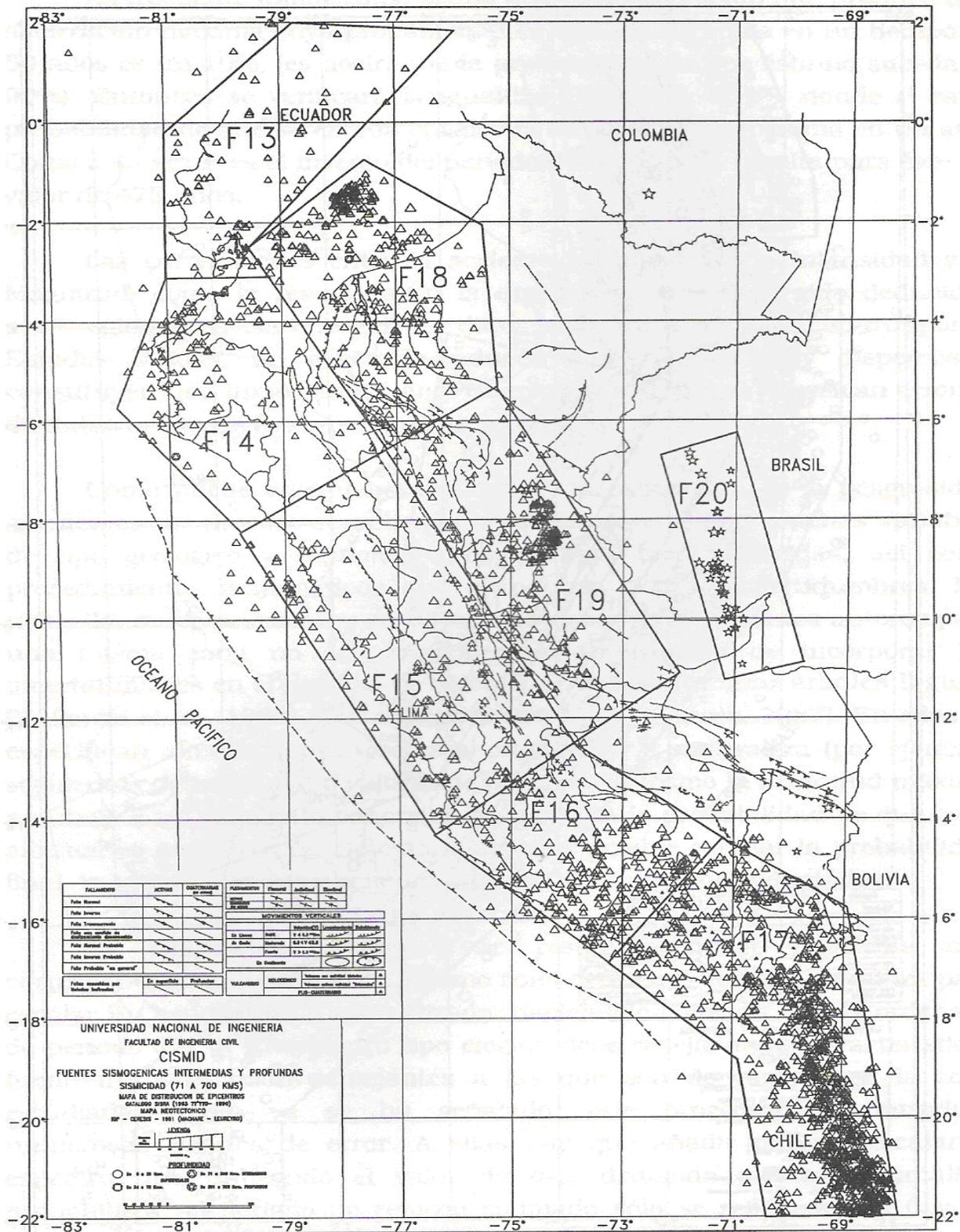


Figura 10.4

han desarrollado los espectros de probabilidad uniforme en los que todas las ordenadas espectrales tienen la misma posibilidad de ser excedidas durante un intervalo dado de años. Estos espectros son muy útiles cuando se consideran zonas sismogénicas muy distintas situadas a distancias también diferentes. Se obtienen estimando las probabilidades de excedencia, para un intervalo de tiempo dado, de los valores correspondientes a las distintas ordenadas espectrales. Así se consigue una distribución de probabilidades para cada frecuencia. Eligiendo un período de retorno común, se evalúan las amplitudes para las diferentes frecuencias con una misma probabilidad (Algermissen et al., 1992; Benito, 1993).

REFERENCIAS

- ABRAHAMSON, N.A. AND J.J. LITEHISER, 1989, Attenuation of vertical peak acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 549-580.
- AGUÍLAR, Z., 1992, Seminario Taller de Mecánica de Suelos y Exploración Geotécnica, CISMID, Universidad Nacional de Ingeniería, 93-106.
- AKI, K., 1965, Máximum likelihood estimate of b in the formula $\log N=a-bM$ and its confidence limits, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 43, 237-239.
- AKI, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, J. Geophys. Res., 74, 615-631.
- AKI, K., 1979, Characterization of barriers on an earthquake fault, J.Geophys.Res,84,6140- 6148.
- AKI, K., 1980, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz., Phys. Earth and Planetary Interiors, 21, 50-60.
- AKI, K., 1981, A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in **Earthquake Prediction: An International Review**. W. Simpson and G. Richards Eds., AGU, 556-574.
- AKI, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, J. Geophys. Res., 89, 5867-5872.
- AKI, K., 1987, Magnitude-frequency relation for small earthquakes: A clue to the origin of f_{max} of large earthquakes, J. Geophys. Res., 92,1349-1355.
- AKI, K., 1988, Local site effect on ground motion, Earthquake Engineering Soil Dynamics II. Am. Soc. Civil Eng. Geotechnical Special Publication, 20,103-155
- AKI, K., AND P.G. RICHARDS, 1980, **Quantitative Seismology**, Freeman and Company, S. Francisco.
- AKINCI, A., E. DEL PEZZO AND J.M. IBAÑEZ, 1995, Separation of scattering and intrinsic attenuation in Southern Spain and Western Anatolia (Turkey), Geophys. J. Int., 121,337-353.
- ALGERMISSEN, S.T., D.M. PERKINS, P.C. THENHAUS, S.L. HANSON AND B.L. BENDEER, 1982, Probabilistic estimates of máximum acceleration and velocity in Rock in the Contiguous United States, U.S Geological Survey Open-File Report 82-103.
- ALVA, J., J. MENESES Y V. GUZMÁN, 1984, Distribución de máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú, V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
- ALVA, J., J. CHÁVEZ Y W. TANIWANGSA, 1986, Estudio de microtrepidaciones en Chimbóte y Huaraz, Tencia, 3,1,61-74, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
- AMBRASEYS, N. AND J. TCHALENKO, 1968, Documentation of faulting associated with earthquakes, Dept. of Civil Engineering, Imperial College of Science and Technology, London.
- ANDERSON, D.L., 1976, La Falla de San Andrés, en **Deriva Continental y Tectónica de Placas**, 2ª Ed. Blume. Madrid.
- ANDERSON, J.N. AND S.E. HOUGH, 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1969-1993.

- ANDERSON, J.G. AND J.E. LUCO, 1983, Parametric study of near-field ground motions for oblique-slip and dip-slip dislocation models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73,45-57.
- ANDREWS, D.J., 1989, Mechanics of fault junction, *J. Geophys. Res.*, 94,9389-9397.
- ARIAS, A., 1969, A measure of earthquake intensity, in *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, R. Hansen Ed., Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, 1970,438-483.
- AVILES, C.A., C.H. SCHOLZ AND J. BOATWRIGHT, 1987, Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 92,331-334.
- AWAD, M., AND M. MIZOUÉ, 1995, Earthquake activity in the Aswan región, Egypt, *Pure and Applied Geophysics*, 145,1,70-86.
- BACKUS, G. AND M. MULCAHY, 1976, Moment tensor and other phenomenological descriptions of seismic sources. I. Continuous displacements, *Geophys. J.R. Astr. Soc*, 46, 341-361.
- BAKUN, W.H. AND A.G. LINDH, 1977, Local magnitudes, seismic moments and coda durations for earthquakes near Oroville, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 343-355.
- BARAZANGI, M. AND B.L. ISACKS, 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, 686-692.
- BARAZANGI, M. AND B.L. ISACKS, 1979, Subduction of the Nazca plate beneath Perú; evidence from spatial distribution of earthquakes, *Geophys. J.R. Astr. Soc*, 57, 537-555.
- BARD, P.Y., 1982, Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies, *Geophys. J.R. Astr. Soc*, 71,731-760.
- BARD, P.Y. AND M. BOUCHON, 1980a, The seismic response of sediment-filled valleys, Part 1, The case of incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1263-1286.
- BARD, P.Y. AND M. BOUCHON, 1980b, The seismic response of sediment-filled valleys, Part 2, The case of incident P and SV waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70,1921-1941.
- BARD, P.Y. AND B. TUCKER, 1985, Ridge and tunnel effects: comparing observations with theory, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 905-922.
- BELLIER, O., J.F. DUMONT, M. SEBRIER AND J.L. MERCIER, 1991, Geological constraints on the kinematics and fault-plane solutions of the Quiche fault zone reactivated during the 10 November 1946 Ancash earthquake, Northern Perú, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81,468-490.
- BEN-MENACHEM, A., 1961, Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 51,401-435.
- BEN-MENACHEM, A., 1962, Radiation of seismic body waves from finite moving sources in the Earth, *J. Geophys. Res.*, 67, 396-474.
- BENITES, R. AND K. AKI, 1994, Ground motion at mountains and sedimentary basins with vertical seismic velocity gradient, *Geophys. J. Int.*, 116, 95-118.
- BENITO, B., 1993, **Estimación de parámetros sísmicos y espectros específicos de respuesta característicos del movimiento del suelo en emplazamientos de la Península Ibérica**, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 350 pp.

- BERNAL, A., F. VIDAL, F. DE MIGUEL, F. TORCAL, I. SERRANO AND P. MARTÍN BOURGON, 1992, Crustal model and local magnitude at El Cabril, **Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering**, Madrid, 19-24 July, 321-325.
- BERNREUTER, D.L., J.B. SAVY, R.W. MENSING AND J.C. CHEN, 1989, Seismic Hazard characterization of 69 Nuclear Power Plant Sites East of the Rocky Mountains, U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-5250.
- BOLT, B.A., 1981, **Terremotos**. Editorial Reverte, Barcelona, 266 pp.
- BOLT, B.A., 1985, Estudio de los movimientos fuertes del suelo, en **Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos**, A. Udías y D. Muñoz Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 1-50.
- BOLT, B.A. AND M. HERRAIZ, 1983, Simplified estimation of seismic moment from seismograms. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 735-748.
- BRILLINGER, D., A. UDÍAS AND B.A. BOLT, 1980, A probabilistic model for regional focal mechanism solution. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 149-170.
- BRUNE, J.N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75,4997-5009.
- BRUNE, J.N. AND C.R. ALLEN, 1967, Microearthquake survey of San Andreas fault systems in Southern California, Bull. Seism. Soc. Am., 57,277-296.
- BUFORN, E., 1985a, Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos a partir de la polaridad de las ondas P, en **Mecanismo de los Terremotos y Tectónica**, A. Udías, D. Muñoz, y E. Buforn, Eds., Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 117-139.
- BUFORN, E., 1985b, Determinación práctica de los parámetros focales de un terremoto, en **Mecanismo de los Terremotos y Tectónica**, A. Udías, D. Muñoz, y E. Buforn, Eds., Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 141-150.
- BUFORN, E. Y A. UDÍAS, 1982, Sismicidad inducida por grandes presas en España, Revista de Geofísica, 38,43-52.
- BULLEN, K. E. AND B.A. BOLT, 1985, **An introduction to the Theory of Seismology**, Cambridge University Press, Cambridge, 499 pp.
- CABAÑAS, L., B. BENITO AND M. HERRAIZ, 1996, An approach to the measurement of the potential structural damage of earthquake ground motions, Earthquake Engineering and Structural Dynamics (en prensa).
- CAMPBELL, K.W., 1981, Near source attenuation of peak acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2039-2070.
- CAMPILLO, M. ET M. BOUCHON, 1985, Simulation numérique des mouvements forts en **Genie Parasismique**. V. Davidovice Ed., Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, París, 117-129.
- CAMPOS-COSTA, A. AND R.T. DUARTE, 1992, Idealizacao de accoes sísmicas por un modelo estocástico nao estacionario, Proc Encontró sobre Sismología e Engenharia Sísmica, Lisboa, 95-103.

- CASAVARDE, L., Y J. VARGAS, 1980, Zonificación sísmica del Perú, 11 Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-resistente, OEA y PUCP, Lima.
- CASAVARDE, L., Y J. VARGAS, 1982, Mapa de distribución probabilística de intensidades del Perú, IV Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Chiclayo, Perú.
- CASTILLO, J. Y J. ALVA, 1993, Peligro sísmico en el Perú, Memorias del VIII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, SPMSEF, Lima.
- CHÁVEZ, F.J., F. SÁNCHEZ-SESMA, M. CAMPILLO, P. BARD, 1994, El terremoto de Michoacan de Septiembre 1985; efectos de fuente, trayecto y sitio en Mecanismo focal de los Terremotos E. Buforn, A Udías y R. Madariaga, Eds., Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 157-200.
- CISTERNAS, A., 1985, Esfuerzos y deformaciones tectónicas, en Mecanismo de los Terremotos y Tectónica, A.Udías, D Muñoz, y E. Buforn, Eds., Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 155-173
- COLOMBÁS, M.A., 1983, Determinación del mecanismo focal de los terremotos de la zona Azores-Gibraltar, Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 103 pp.
- CORNELL, C.A., 1968, Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.
- CORNELL, C.A. AND E.H. VANMARCKE, 1969, The major influences on seismic risk, Proceedings of the Fourth World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, 69-93.
- CHAPMAN, M.C. AND G.A. BOLLINGER, 1984, Reliability of focal depth estimates from a small network, Eastern Section Seismological Society of America, Earthquake Notes, 55, 4, 16-25.
- CHATTERJEE, A.K. AND L. KNOPOFF, 1990, Crack breakout dynamics, Bull. Seism. Soc. Am., 80, 1571-1579.
- DAHLE, A., H. BUNGUM AND L. KVAMME, 1990, Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings. Earthquake Eng. Struct. Dyn. 19, 1125-1141.
- DAINTY, A.M. AND M.N. TOKSOZ, 1981, Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison, Phys. Earth and Planetary Interiors, 26, 256-266.
- DARRAGH, R. B. AND B. BOLT, 1987, A comment on the statistical regression relations between earthquake magnitude and fault length, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 4.
- DAS, S. AND K. AKI, 1977, Fault planes with barriers: a versatile earthquake model, J. Geophys. Res., 82, 5648-5670.
- DEWEY, J.W., 1972. Seismicity studies with the method of Joint Hypocenter Determination, Ph.D. Thesis. Univ. of California. Berkeley, 148 pp.
- DEWEY, J.W. AND W. SPENCE, 1979, Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Perú, Puré and Applied Geophysics, 117, 1148-1171.
- DORBATH, C, L. DORBATH, A. CISTERNAS, J. DEVERCHERE AND M. SEBRIER. 1990, Seismicity of the Huancayo Basin (Central Perú) and the Huaytapallana Fault. Journal of South American Earth Sciences, 3, 21-29.

- DZIEWONSKI, A.M., G. EKSTROM, J.E. FRANZEN AND H.H. WOODHOUSE, 1987. Global seismicity of 1977: centroid-moment tensor solution for 471 earthquakes, *Phys. Earth and Planetary Interiors*, 45,11-36.
- ELECTRIC POWER RESEARCH INSTITUTE, (EPRI) 1987, Seismic hazard methodology for the Central and Eastern United States, Volume 1: Methodology Report NP-4276.
- EPSTEIN, B. AND C. LOMNITZ, 1966, A. model for the occurrence of large earthquakes, *Nature*, 211, 954-956.
- ESPINOSA, A.F., L.A. CASAVARDE, J.A. MICHAEL, J. ALVA HURTADO Y J. VARGAS, 1985, **Catálogo Sísmico del Perú**, Monografía n° 2, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 618 pp.
- ESPINOSA, A.F., 1989, Determinación de la magnitud local M_L a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo, en **Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos**, A. Udías y D. Muñoz Eds. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 105-129.
- FERNÁNDEZ-BETHENCOURT, A. Y M. HERRAIZ, 1992, Separación de la atenuación intrínseca y de la atenuación por dispersión en el Sureste de la Península Ibérica, mediante el método de Transferencia Radiativa, *Revista de Geofísica*, 48, 199-210.
- GARIEL, J.C. AND M. CAMPILLO, 1989, The influence of the source on the high-frequency behaviour of the near-field acceleration: a numerical study, *Geophys. Lett.* 16, 279-282.
- GEIGER, L., 1910, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.* 8, 60-71.
- GELI, L., P.Y. BARD AND B. JULLIEN, 1988, The effect of topography on earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 42-63.
- GIBOWICZ, S.J. AND A. KIJKO, 1994, **An Introduction to Mining Seismology**, Academic Press. London, 399 pp.
- GILBERT, G. K., 1884, A theory of the earthquakes of the Great Basin with a practical application, *Am. J. Sci*, XXVII, 49-54.
- GOMBERG, J.S., K.M. SHEDLOCK AND S. ROECKER, 1990, The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *Bull Seism. Soc. Am.*, 80, 1605-1628.
- GRANGE, F., D. HATZFELD, P. CUNNINGHAM, P. MOLNAR, S.W. ROECKER, G. SUÁREZ, A. RODRÍGUEZ, AND L. OCOLA, 1984, Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in Southern Perú, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152.
- GRASSO, J.R., F. GUYOTON, J. FRECHET AND J.F. GAMOND, 1992, Triggered earthquakes as stress gauge: implication for the uppercrust behavior in the Grenoble area, France, *Pure and Applied Geophysics*, 139,3,4.
- GREEN, H.W., 1994, Solving the paradox of deep earthquakes, *Scientific American*, September, 50-57.
- GUMBEL, E.J., 1958, **Statistics of Extremes**, Columbia University Press, New York, 375 pp.
- GUPTA, H., 1992, **Reservoir-induced earthquakes**, Elsevier, Amsterdam.

- GUSEV, A. A., 1983, Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion, *Geophys. J.R. Astr. Soc*, 74, 787-808.
- GUTENBERG, B. AND C. F. RICHTER, 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34,185-188
- HANKS, T.C., 1982, f_{max} , **Bull. Seism. Soc. Am.**, 72,1867-1880.
- HANKS, T.C. AND R.K. MCGUIRE, 1981, The characterofhigh-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- HASKELL, N., 1964, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1841.
- HASKELL, N., 1966, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part II. A statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 124-140.
- HAUCKSSON, E., T.L. TENG AND T.L. HENYEY, 1987, Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: site response, low Q valúes, and f_{max} , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1883-1904.
- HEATON, T.E. AND H. KANAMORI, 1986, Seismic potential associated with subduction in the Northwestern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 933-941.
- HERRAIZ, M., 1982, **Microsismicidad en el campo próximo. Análisis de generación de ondas de coda y parámetros físicos asociados**, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 196 pp.
- HERRAIZ, M. AND J. MEZCUA, 1984. Application of coda wave analysis to microearthquake analog data, *Annales Geophysicae*, 2,5, 545-552.
- HERRAIZ, M. AND A.F. ESPINOSA, 1986, Scattering and attenuation of high frequency seismic waves:development of the theory of Coda waves, Open File 86-455 U.S Geological Survey, 92 pp.
- HERRAIZ, M. AND A.F. ESPINOSA, 1987, Coda waves: a review, *Puré and Applied Geophysics*, 125,499-577.
- HERRAIZ, M. Y B. BENITO, 1988, Métodos y aplicaciones de los estudios de microsismicidad, *Revista de Geofísica*, 44, 2, 235-246.
- HERRAIZ, M. AND M. LÁZARO, 1990, Microearthquake distribution in the Granada región, in **Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Región**, Instituto Geográfico Nacional, Monografía nº 8. Madrid, 65-77.
- HERRAIZ, M. AND B. BENITO, 1992, Analysis of frequency dependence of some strong motion parameters for different conditions, **Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering**, Madrid, 19-24 July, 1049-1055.
- HERRAIZ, M., G. DE VICENTE, R. LINDO AND J.G. SÁNCHEZ-CABAÑERO, 1996, Seismotectonics of the Sierra Albarrana Área (Southern Spain). Constraints for a regional model of the Sierra Morena-Guadalquivir Basin limit, *Tectonophysics* (en prensa).

- HIRASAWA, T. AND W. STAUDER, 1965, On the seismic body waves from a finite moving source, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 55, 237-262.
- HOUSNER, G.W., 1952, Intensity of ground motion during strong earthquakes, Earthquake Research Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- HUAMÁN, C., 1991, Microzonificación sísmica de La Punta y El Callao, Tesis para optar al Título de Ingeniero Civil, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 368 pp.
- HUDSON, D.E., 1979, Reading and interpreting strong motion accelerograms, Engineering Monographies, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, 122 pp.
- HUSID, R., 1969, Análisis de Terremotos. Análisis General, *Revista del IDIEM*, Santiago de Chile, 8,1,21-42.
- INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ, 1993, El sismo de Lima del 18 de Abril de 1993, *Boletín Técnico*, Lima.
- ISACKS, B. AND P. MOLNAR, 1971, Distribution of stresses in a descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Physics*, 9,103-174.
- JAMES, D.E. AND J.A. SNOKE, 1994, Structure and tectonics in the región of flat subduction beneath central Peru: Crust and uppermost mantle, *J Geophys Res.*, 99, 6899-6912.
- JIN, A. AND K. AKI, 1989, Spatial and temporal correlation between coda Q" and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.*, 94,14041-14059.
- KANAMORI, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- KANAMORI, H. AND D.L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- KANAMORI, H. AND G. STEWART, 1978, Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4,1976, *J. Geophys. Res.*, 83, 3427-3434.
- KANG, I.B. AND G.A. MCMECHAN, 1994, Separation of intrinsic and scattering Q based on frequency - dependent amplitude ratios of transmitted waves, *J. Geophys. Res.*, 99, 23875-23885.
- KASAHARA, 1985, Earthquake mechanics, Cambridge University Press, 248 pp.
- KATO, K., K. AKI AND M. TAKEMURA, 1995, Site amplification from coda waves: validation and application to S-wave site response, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85,467-477.
- KEBEASY, R.M; M. MAAMOUN, E. IBRAHIM, A. MEGAHED, D.W. SIMPSON AND W.S. LEITH, 1987, Earthquakes studies at Aswan Reservoir, *J. Geodynamics*, 173-193.
- KEITH, C. D.W. SIMPSON AND O.V. SOBOLEVA, 1982, Induced seismicity and style of deformation at Nurek Reservoir, Tadjik, USSR. *J. Geophys. Res.*, 87,4609-4624.
- KELLEHER, J.A., 1972, Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77,2087-2103.

- KENNET, B.L.M., 1985, **Seismic wave propagation in stratified media**, Cambridge University Press, 342 pp.
- KEYLIS-BOROK, V.I., 1950, On the question of determining the dynamic parameters of a focus, *Trudy Geof. Inst. Akad. Nauk SSSR* 9,136, 3-19.
- KING, G., 1983, The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b - value, *Pure and Applied Geophysics*, 121,761-815.
- KIRBY, S.H., S. STEIN, E.A. OKAL, D.C. RUBIE, 1996, Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere, *Reviews of Geophysics*, 34,261-306.
- KISSLINGER, C. AND E.R. ENGBAHL, 1973, The interpretation of the Wadati diagram with relaxed assumptions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1723-1736.
- KNOPOFF, L. AND M.J. RANDALL, 1970, The compensated lineal vector dipole: a possible mechanism of deep earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4957-4963.
- KOBAYASHI, R. AND I. NAKANISHI, 1994, Application of genetic algorithms to focal mechanism determination, *Geophysical Research Letters*, 21, 8, 729-732.
- KRINITZSKY, E. AND F. CHANG, 1977, Specifying peak motions for design earthquakes, in **State of the art for assessing earthquake hazards in the United States**, Miscellaneous paper S-73-1. U.S. Army Corp of Engineers. Vicksburg, MS.
- KULKARNI, R.B., R.R. YOUNG AND K.J. COPPERSMITH, 1984, Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis, in **Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering**, San Francisco, 1, 263-270.
- LAY, T. AND H. KANAMORI, 1981, An asperity model for great earthquake sequences, in **Earthquake Prediction - An International Review**, Maurice Ewing Series 4, D.W. Simpson and P.G. Richards Eds., 579-592.
- LE PICHÓN, X., 1968, Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys Res.*, 73, 3661 -3697
- LEE, W.H. AND S.W. STEWART, 1981, **Principles and applications of microearthquake networks**, Academic Press, 293 pp.
- LINDO, R., 1993, **Sismotectonique des Andes du Perou Central: une contribution a partir des données de haute resolution**, These Doctoral, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- LINDO, R. Y M. HERRAIZ, 1995, Análisis de la eficiencia de una red sísmica local. Aplicación al conocimiento de la sismicidad natural e inducida, en **Geofísica Aplicada**, M.C. Hernández y M. Herraiz Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, (en prensa).
- LIV, X., J. BIELAK, AND O. GHATTAS, 1992, Three-dimensional earthquake site response on a CM- 2, **Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering**, Madrid, 19-24 July, 959-964.
- LOMNITZ, C, 1974, **Global Tectonics and Earthquakes**, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 320 pp.
- LOMNITZ-ADLER, J., 1983, A statistical model of the earthquake process, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75,441-454.

- LÓPEZ ARROYO, A., 1991, Macroseismic intensity scales in hazard and risk studies, in **Earthquake hazard assessment**, R. Fantechi and M.E. Almeida Teixeira Eds., Com. Eur. Communities, pp. 1-18.
- LÓPEZ ARROYO, A. AND A.F. ESPINOSA, 1978, Deterministic and probabilistic approaches to seismic risk determinations. **Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk**, Liblice, Czechoslovak Academy of Sciences, Praga, 487-496.
- LYELL, SIR CHARLES, 1868, Principles of Geology, Vol EL London. JohnMurray.
- MADARIAGA, R., 1976, Dynamics of an expanding circular fault, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 639-666.
- MADARIAGA, R., 1977, High frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophys, J.R. Astr. Soc. 51, 625-651.
- MADARIAGA, R., 1989, Propagación de ondas sísmicas en el campo cercano, **en Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos**, A. Udías y D. Muñoz Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp 51-73.
- MAYEDA, K., F. SU AND K. AKI, 1991, Seismic albedo from the total seismic energy dependence on hypocentral distance in Souther California, Phys. Earth Planet Interiors, 67, 104-114.
- Mc. GUIRE, R., 1974, Seismic structural response risk analysis incorporating response regression on earthquake magnitude and distance, MIT Department of Civil Engineering, R 74-51.
- MENESES, J.F., 1985, **Evaluación de acelerogramas y determinación de espectros de respuesta en Lima**, Tesis para optar al Título Profesional de Ingeniero Civil, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 395 pp.
- MITCHELL, B.J., 1995, Anelastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation, Reviews of Geophysics, 33, 4, 441-462.
- MUÑOZ, D., 1989, Conceptos básicos en riesgo sísmico, en **Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos**, A. Udías y D. Muñoz Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 199-215.
- NAKANO, H., 1923, Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motion, Seism. Bull. Centr. Mets. Obs. Japan 1, 92-120.
- NICHOLSON, C. AND D.W. SIMPSON, 1985, Changes in V_p/V_s with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1105-1123.
- NORABUENA, E.O., J.A. SNOKE AND D.E. JAMES, 1994, Structure of the Subducting Nazca Píate beneath Perú, J. Geophys Res., 99, 9215-9226.
- OCOLA, L., 1966, **Seismic activity of Perú: Spatial distribution**, M.S. Thesis, University of Wisconsin.
- OCOLA, L., 1989, Patrones de sismicidad en el Perú y áreas vecinas, Seminarios CISMDD, 2-10 Noviembre, 1989, Lima, pp. 33-34.

- OKUBO, P.G. AND K. AKI, 1985, Fractal Geometry of the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355.
- PAPADOPOULOS, G.A., H.G. SKAFIDA AND I.T. VASSILIOU, 1993, Nonlinearity of the magnitude-frequency relation in the Hellenic Arc-Trench System and the characteristic earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 98, 1737-1744.
- PAPAGEORGIU, A.S. AND K. AKI, 1983, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogenous faulting and the prediction of strong ground motion I. Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73,693-722.
- PAPAGEORGIU, A.S. AND K. AKI, 1983, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogenous faulting and the prediction of strong ground motion. n. Applications of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73,953-978.
- PHILLIPS, W.S. AND K. AKI, 1986, Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76,627-648.
- PRESS, F., 1980, Resonant vibrations of the Earth, in **Earthquakes and Volcanoes**, Scientific American, 20-29.
- REID H.F., 1911, The elastic-rebound theory of earthquakes, University of California, *Bull. Dept. Geolog.*, 6,413-444.
- REITER, L., 1990, **Earthquake Hazard Analysis**, Columbia University Press, New York.
- ROCA, A., 1990, **Determinación del campo próximo de terremotos por redes de acelerógrafos**, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 192 pp.
- ROCA, A. AND A. PÉREZ SÁIZ, 1985, Seismic control of three dams in Spain, **Proceedings of the Quinzième** Congrès des Grandes Barrages, Laussane, 1217-1232.
- RUNDLE, J.B. AND H. KANAMORI, 1987, Application of a inhomogenous stress (patch) model to complex subduction zone earthquakes: a discrete interaction matrix approach. *J. Geophys. Res.*, 92,2606-2616.
- SACKS, S., 1977, Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in Western South America, *Tectonophysics*, 37,131-139.
- SAMBRIDGE, M. AND K. GALLAGHER, 1993, Earthquake hypocenter location using genetic algorithms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1467-1491.
- SÁNCHEZ SESMA, F.J., 1983, Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73,1621-1636.
- SARRIA, A., 1990, **Ingeniería Sísmica**, Ediciones Uniandes, Bogotá, Colombia, 610 pp.
- SAUTER, F., 1989, **Introducción a la Sismología. Fundamentos de Ingeniería Sísmica I**, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Costa Rica, 271 pp.
- SCHOLZ, C.H., 1989, **The Mechanics of Earthquake Faulting**, Cambridge Univ. Press, United Kingdom.

- SCHOLZ, C. H. AND C. A. AVILES, 1986, The fractal geometry of faults and faulting, S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz Eds, AGU 47,147-155.
- SCHOLZ, C. H. AND J. CAMPOS, 1995, On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, J. Geophys. Res., 100, 22103-22115.
- SEED, H., R. MURARKA, J. LYSMER AND I. IDRIS, 1976, Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 66,1323-1342.
- SILGADO, E., 1978, Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974), Instituto de Geología y Minería, Boletín n° 3. Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima.
- SIMPSON, D.W., W.S. LEITH AND C.H. SCHOLZ, 1988, Two types of reservoir induced seismicity, Bull. Seism. Soc. Am., 78,2025-2040.
- SLEMMONS, D.B., 1982, Determination of design earthquake magnitudes for microzonation, Proceedings of the Third International Microzonation Conference, 119-130.
- STEKETEE, J.A., 1958, Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations, Can. J. Phys., 36,1168-1198.
- STREET, R.L. AND A. LACROIX, 1979, An empirical study of New England Seismicity, Bull. Seism. Soc. Am., 69,159-176.
- STREET, R.L. AND F. TURCOTTE, 1977, A study of Northeastern North America spectral moments, magnitudes and intensities, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 599-614.
- SU, F., K. AKI, T. TENG, Y. ZENG, S. KOYANAGI AND K. MAYEDA, 1992, The relation between site amplification factor and surficial geology in Central California, Bull. Seism. Soc. Am., 82,580-602.
- SU, F., AND K. AKI, 1995, Site amplification factors in Central and Southern California determined from coda waves, Bull. Seism. Soc. Am., 85,452-466.
- UGALDE, A., L. PUJADES AND J. CANAS, 1996, Quantitative study of intrinsic absorption and scattering attenuation in the Almeria Basin (South Eastern Iberian Península), (Submitted to Puré and Applied Geophysics).
- TOTH, T. AND C. KISSLINGER, 1984, Revised focal depths and velocity model for local earthquakes in the Adak seismic zone, Bull. Seism. Soc. Am., Am. 74,1349-1360.
- TRIFUNAC, M.D., 1976, 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, 1343-1373.
- TRIFUNAC, M.D. AND 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.
- TSUJIURA, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 53,1-48.

- TUCKER, B. AND J.L. KING, 1984, Dependence of sediment filled valley response on input amplitude and valley properties, Bull. Seism. Soc. Am., 74,153-166.
- UDÍAS, A. 1985a, Evolución histórica de las teorías sobre el origen y mecanismo de los terremotos, en **Mecanismo de los terremotos y tectónica**, A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 15-40.
- UDÍAS, A. 1985b, Fundamentos teóricos del mecanismo de generación de ondas sísmicas, en **Mecanismo de los terremotos y tectónica**, A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 41-59.
- UDÍAS, A., 1989b, Parámetros del foco de los terremotos, en **Movimientos fuertes del suelo y riesgo de terremotos**, A. Udías y D. Muñoz, Eds., Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, 87-104.
- UDÍAS, A., E. BUFORN, D. BRILLINGER AND B. BOLT, 1982, Joint statistical determination of fault-plane parameters, Phys. Earth Planet. Interiors, 30, 178-184.
- UDÍAS, A. Y J. MEZCUA, 1986, **Fundamentos de Geofísica**, Editorial Alhambra, 419 pp.
- UDÍAS, A., 1989a, Development of fault-plane studies for the mechanism of earthquakes, in **Observatory Seismology**, J.J. Lithiser Ed.
- VOLTERA, V., 1907, Sur l'équilibre des corps élastiques multiement connexes, Ann. Ec. Norm., Ser. 3,24,401-517.
- VVEDENSKAYA, A. V., 1956, Determination of displacement fields for earthquakes by means of the dislocation theory, Izv. Ak. Nauk SSSR. Ser. Geofiz, 3, 227-284.
- WU, R.S.AND K. AKI, 1988, Multiple scattering and energy transfer of seismic waves; separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindú Kush región, in **Scattering and Attenuation of Seismic Waves**, Special issue of Puré and Applied Geophysics, 128,49-80.
- YAMANAKA, H. AND H. ISHIDA, 1996, Application of genetic algorithms to an inversión of surface wave dispersión data, Bull. Seism. Soc. Am., 86,436-444.
- ZENG, Y., AND J.G. ANDERSON, 1996, A composite source model of the 1994, Northridge earthquake using genetic algorithms, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 571-583
- ZHENGPENG, L.Y., L. BAIPO AND Y. YIFAN, 1980, Effects of the three-dimensional topography on earthquake ground motion, **Proceedings of the Seventh World Conference on Earthquake Engineering**, Istambul, Turkey, V.2
- ZHOU, R., F. TAJIMA AND P.L. STOFFA, 1995, Application of genetic algorithms to constrain near-source velocity structure for the 1989 Sichuan earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 85, 590-605.

ANEXO

Algunas direcciones de Internet de interés geofísico

A través de estas direcciones, operativas cuando el libro ha sido editado, pueden obtenerse otras muchas fuentes de información sobre terremotos, volcanes, tsunamis, programas de investigación o de docencia, datos, publicaciones, etc. La forma más recomendable de iniciar la búsqueda es contactar con la primera dirección que, a su vez, ofrece múltiples caminos para acceder a otros puntos de interés. Parte de las direcciones contenidas en ella aparecen listadas en las páginas 89-91 del Volumen 66, número 6, de la publicación **Seismological Research Letters** (Noviembre-Diciembre de 1995). Otras han sido citadas expresamente en esta relación a fin de facilitar su uso. La segunda dirección (NOAA) contiene también vías de acceso a información sobre muchos temas geofísicos distintos de la sismología. Asimismo, se incluyen direcciones de centros de administración de datos y de universidades particularmente activas en los campos elegidos.

Para obtener información sobre **Sismología e Ingeniería Sísmica**

Surfing the Internet for Earthquake Data

<http://www.geophys.washington.edu/seismosurfing.html>

National Geophysical Data Center (NOAA)

<http://www.ngdc.noaa.gov>

Southern California Earthquake Center (U.S. California)

<http://www.usc.edu./dept/earth/quake>

Earth Resources Laboratory (Massachusetts Institute of Technology)

<http://www-erl.mit.edu/>

Massachusetts Institute of Technology

<http://www-eaps.mit.edu>

(permite acceder a otros centros vinculados, (como Earth Resources Laboratory y Woods Hole Oceanographic Institution), y a información relacionada con el Cambio Global, Oceanografía, Ciencias de la Atmósfera, etc..)

USGS NEIC

<http://gldfs.cr.usgs.gov>

USGS Menlo Park

<http://quake.wr.usgs.gov>

Caltech Sísmo Lab.

<http://www.gps.caltech.edu>

U.C. Berkeley (Northern California Earthquake Data Center)

<http://quake.geo.berkeley.edu>

National Center for Earthquake Engineering Research (NCEER)

<http://nceer.eng.buffalo.edu>

International Deployment of Accelerometers (IDA)

<http://www-ida.ucsd.edu/public/welcome.html>

Red IRIS

<http://www.ldgo.columbia.edu/page.html>

Red Geoscope

<http://geoscope.ipgp.jussieu.fr>

Orfeus Data Center (también contiene información sobre explosiones nucleares)

<http://www.knmi.nl/SEISMOLOGEE/seismologie.html>

ERC, University of Tokyo

<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/>

The Incorporated Research Institutions for Seismology <http://>

www.iri.edu/iris.html

University of Hawaii (Pacific Enso Applications Center)

<http://www.soest.hawaii.edu>

University of Oxford

<http://www.earth.ox.ac.uk>

Universidad Complutense de Madrid. Depto. de Geofísica y Meteorología

<http://www.ucm.es/info/Geofis/index.html>

Instituto Geográfico Nacional de España

<http://www.geo.ign.es>

Universidad del Valle (Cali, Colombia). Observatorio Sismológico del Suroccidente

<http://www.osso.univalle.edu.co>

Universidad Nacional de Ingeniería (Lima, Perú). CISMID

<http://www.uni.edu.pe>

Para obtener información sobre **volcanes** :

Michigan Technological Institute

<http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/>

Universidad de Washington (Volcano System Center)

<http://www.vsc.washington.edu/>

NASA ESO IDS Volcanology Team

<http://www.geo.mtu.edu/eos/>

Para obtener información sobre tsunamis :

<http://www.geophys.washington.edu/tsunami/intro.html>



UNIVERSIDAD NACIONAL
DE INGENIERÍA
FACULTAD DE
INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO JAPONÉS DE
INVESTIGACIONES SÍSMICAS Y
MITIGACIÓN DE DESASTRES



Dirección General de Investigación Científica y Técnica
Ministerio de Educación y Ciencia de España
Agencia Española de Cooperación Internacional

