

Sismología y peligrosidad sísmica

J.A. Canas Torres
L. Pujades Beneit
E. Banda Tarradellas

Monografías de Ingeniería Sísmica

Editor A. H. Barbat

Sismología y peligrosidad sísmica

J.A. Canas Torres *
L. Pujades Beneit *
E. Banda Tarradellas **

* Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos

** Instituto Jaume Almera, C.S.I.C., Barcelona

CENTRO INTERNACIONAL DE METODOS NUMERICOS EN INGENIERIA
Edificio C1, Campus Norte UPC
C/ Gran Capitán, s/n
08034 Barcelona, España.

MONOGRAFIAS DE INGENIERIA SISMICA
Editor A.H. Barbat

ISSN: 1134-3249

SISMOLOGIA Y PELIGROSIDAD SISMICA
Monografía CIMNE IS-11
© Los Autores

ISBN: 84-87867-49-9
Depósito Legal: B-42080-1994

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN

INDICE

	página
INTRODUCCIÓN	1
Ciencia	1
Sismología	2
Sismología e Ingeniería Civil	7
Ingeniería Sísmica	8
Características del desarrollo científico	11
Resumen	13
Referencias	14
1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	15
Sismicidad	15
Magnitud local de Richter	19
Magnitudes superficial y volúmica	20
Fórmulas locales de magnitud	22
Relaciones magnitud-energía	24
Atenuación de intensidad	24
Atenuación anelástica de la energía	27
Momentos sísmico	28
Relación entre frecuencia de ocurrencia de sismos y magnitud	29
Mecanismo de los terremotos	29
Referencias	32
2. SISMICIDAD DE CATALUÑA	33
Referencias	35
3. CASOS TIPO	37
El terremoto del 2 de Febrero de 1428	37
El terremoto del 26 de Septiembre de 1984	40
Referencias	47
4. PELIGROSIDAD SÍSMICA	49
Introducción	49
Método determinístico	49
Método probabilístico	50
Aproximación a la determinación de relaciones de desplazamientos, velocidades y aceleraciones máximas del terreno a partir de sismogramas	53
El caso de Cataluña	58
Referencias	61
5. SISMICIDAD INDUCIDA EN PRESAS	63
Referencias	64

6. VIGILANCIA Y PREDICCIÓN	67
Referencias	69
APÉNDICE 1. ESCALA DE INTENSIDAD SISMICA MSK	71
APÉNDICE 2. ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g	77

INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta introducción consiste en entroncar en la historia la evolución y el progreso de la Sismología, dentro del contexto de la Geofísica como ciencia experimental y rama de la Física. Pensamos que es interesante para el estudio de cualquier rama de la ciencia analizar su nacimiento y desarrollo histórico. Múltiples ramas del saber nacen del desarrollo de otras disciplinas científicas y su propia evolución y crecimiento se hallan fuertemente condicionados por los acontecimientos políticos y sociales de la humanidad.

CIENCIA

El concepto de ciencia como conjunto de principios y teorías que gozan del reconocimiento de la comunidad científica y que se obtienen a partir de observaciones y que a su vez las explican, no es muy antiguo.

Propiamente hablando no se halla ningún vestigio de las ciencias físico-químicas en las primeras civilizaciones orientales y los conocimientos técnicos que sin duda alcanzaron egipcios y caldeos no eran más que el fruto de una larga experiencia guiada por la inteligencia y el azar. Una explicación global de los fenómenos resultaba ligada a concepciones mitológicas, mágicas y animistas totalmente irracionales.

En Grecia, la interpretación del mundo físico fue investigada mediante una vía racional. Con todo, no es del todo correcto hablar de Física en esta época. La concepción del mundo que tuvieron los pitagóricos (Pitágoras, 572?-500? a.C.), Platón (428-347 a.C.) y Aristóteles (384-322 a.C.) tiene muchas más componentes de sistemas "a priori" que de observaciones o de experimentaciones.

La primera obra de Física se debe a Arquímedes (287-212 a.C.) que funda la Estática y pone los fundamentos de la Hidrostática. Estos primeros elementos de Mecánica son utilizados por él mismo y por los ingenieros alejandrinos Ctesibio (III a.C.), Filón (II a.C.) y Herón (I a.C.) en un gran número de investigaciones técnicas como el tornillo hidráulico, la rueda dentada, la grúa y el dioptrio entre otros.

La ciencia embrionaria griega fue salvada por los árabes durante el eclipse de la civilización occidental que sigue al derrumbamiento del imperio romano y a pesar de esfuerzos importantes de algunos precursores de la ciencia experimental como Robert Grosseteste (1168-1253), Roger Bacon (1214-1294) y Guillermo de Ockam (1290-1349), no es hasta el siglo XVII primero con Galileo (1564-1642) y luego con Descartes (1596-1650), Pascal (1623-1662) y Newton (1642-1727) que se inicia la construcción de la Física moderna. A partir de ellos la ciencia se vigoriza, crece y se divide en múltiples ramas.

Durante el siglo XIX, el desarrollo de la industria y la tecnología permiten multiplicar las técnicas e instrumentos de experimentación y de observación.

En el siglo XX, el desarrollo científico consolida una enorme ramificación de los diferentes campos de la Física. En las ciencias de la Tierra, la diversificación, amplitud y profundidad de los campos de investigación hacen difícil seguir el hilo de su desarrollo sin ceñirse a alguna de sus parcelas.

SISMOLOGIA

La Sismología, de la que podemos decir que, si bien se suele situar su nacimiento en el terremoto de Lisboa de 1755, por el importante número de escritos y por la preocupación científica a que dió lugar, no alcanza su desarrollo formal hasta el siglo XX. La Sismología ha demostrado ser una herramienta sumamente eficaz en el estudio y conocimiento del interior de la Tierra sólida y por analogía, del interior de los planetas.

Recogemos a continuación una serie de hitos que configuran el desarrollo histórico de la Sismología:

- 1660 Robert *Hooke* (Inglaterra) establece su ley: "Ut tensio sic vis."
- 1755 1 de noviembre, ocurre el terremoto de Lisboa.
- 1760 John *Mitchell* (Inglaterra) reconoce que los terremotos se originan en el interior de la Tierra y generan ondas elásticas que se propagan.
- 1821 Louis *Navier* (Francia) deduce las ecuaciones diferenciales de la teoría de la elasticidad.
- 1828 Simeon-Denis *Poisson* (Francia) predice, a partir de estudios teóricos, la existencia de ondas longitudinales y transversales.
- 1849 George Gabriel *Stokes* (Inglaterra) concibe el primer modelo matemático de foco sísmico.
- 1857 Robert *Mallet* protagoniza los primeros intentos sistemáticos de aplicación de los principios físicos para estudiar los efectos de los terremotos.
- 1883 Se publica la escala *Rossi-Forel* de intensidades sísmicas.
- 1885 C. *Somigliana* (Italia) encuentra soluciones formales de las ecuaciones de Navier para un amplia clase de focos y de condiciones de contorno.
Lord *Rayleigh* (Inglaterra) predice la existencia de ondas elásticas superficiales.
- 1892 John *Milne* (Inglaterra) construye en Japón un sismógrafo capaz de registrar sismos a escala mundial y adecuado, por tanto, para ser usados en todo el mundo. Se contruyen observatorios sismológicos sobre la base global de medir los movimientos del suelo.
Milne estudia las normas sísmicas de los países con fuerte sismicidad e investiga la influencia del terreno en los efectos causados por los terremotos.
- 1897 Emil *Wieckert* (Alemania) formula la hipótesis de la presencia de un núcleo central fluido en la Tierra.
R.D. *Oldham* (Inglaterra) identifica en los sismogramas los tres tipos principales de ondas sísmicas.
- 1898 Se instala en el Observatorio de San Fernando (España) el primer sismógrafo.
- 1899 C.G. *Knott* (Inglaterra) deduce las ecuaciones generales para la reflexión y refracción de ondas sísmicas planas en contornos planos.
- 1901 Se crea el primer Instituto de Geofísica en Göttingen, Alemania.

- 1903** A.E.H. *Love* (Inglaterra) desarrolla la teoría fundamental de los focos puntuales en un espacio elástico infinito.
Se funda la Asociación Internacional de Sismología.
- 1904** Horace *Lamb* (Inglaterra) establece los fundamentos teóricos para la propagación de ondas sísmicas en medios estratificados.
- 1906** R.D. *Oldham* (Inglaterra) confirma la hipótesis de Wiechert sobre la existencia del núcleo líquido central, a partir de datos sísmicos.
Count B. *Galitzin* (Rusia) desarrolla el sismógrafo electromagnético.
Ocurre el terremoto de San Francisco (1906) provocado por el desplazamiento lateral de la falla de San Andrés. El estudio de este sismo permite a Reid, H.F. (1910) introducir las bases de la modelización del mecanismo focal de los terremotos con su teoría del rebote elástico.
- 1907** Vito *Volterra* (Italia) publica su teoría de dislocaciones fundamentada en la solución de Somigliana.
- 1909** A. *Mohorovičić* (Zagreb) pone de manifiesto la discontinuidad entre la corteza y el manto y demuestra que la estructura estratificada de la Tierra se puede deducir a partir de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas reflejadas.
K. *Zoeppritz* y L. *Geiger* (Alemania) calculan las velocidades de las ondas longitudinales en el manto.
- 1911** A.E.H. *Love* (Inglaterra) investiga la ocurrencia de las ondas transversales que no estaban incluidas en la teoría de Rayleigh y estudia las vibraciones libres de un planeta compresible y gravitacional.
- 1912** Alfred Lothar *Wegener* (Alemania) formula la hipótesis de la Deriva Continental. En 1915 publica su obra *El Origen de los Continentes y Océanos*.
- 1914** Beno *Gutenberg* (Alemania) cifra en 2900 km la profundidad del núcleo central de la Tierra postulado por Oldham.
Ludger *Mintrop* (Alemania) inventa un sismógrafo mecánico suficientemente preciso para ser aplicado a la exploración sísmica
- 1919** Se crea la Unión Internacional de Geofísica y Geodesia
- 1923** H. *Nakano* (Japón) realiza los primeros trabajos sobre la naturaleza de las fuerzas que dan origen a los terremotos.
- 1924** Domo de Nash (Tejas): primer campo petrolífero descubierto por métodos geofísicos.
Hasta 1929 fueron descubiertos 16 domos salinos por medio de exploraciones con balanzas de torsión que dieron como resultado el descubrimiento de hidrocarburos.
- 1932** Los estudios de H. *Honda* y P. *Byerly* permiten determinar los planos de fractura a partir del primer impulso de la onda *P*.
Charles F. *Richter* (U.S.A) introduce el concepto y la escala de Magnitud para estimar el tamaño de los terremotos.
Se instalan los primeros acelerógrafos en California.
- 1933** Se registra el acelerograma del sismo de Long Beach.
- 1935** H. *Benioff* (U.S.A.) inventa el sismógrafo de tensión lineal.
- 1936** I. *Lehmann* (Dinamarca) sugiere la existencia de un núcleo sólido situado dentro del núcleo fluido.
- 1937** Howard A. *Aiken* contruye en Harvard el primer ordenador: el Mark I.

- 1940** Sir Harold *Jeffreys* (Inglaterra) y K.E. *Bullen* (Australia) publican las tablas "travel-time" para las ondas sísmicas en la Tierra.
- 1945** 16 de Julio, Los Álamos, Nuevo Mejico. Se lleva a cabo la primera explosión atómica experimental. El 6 y el 9 de agosto del mismo año se hacen explotar, con fines bélicos, sendas bombas atómicas en Hiroshima y Nagasaki (Japón). Estos hechos son importantes debido principalmente a la influencia que tendrá sobre el posterior desarrollo de la Geofísica y de la Sismología, la infraestructura que los diferentes gobiernos crearán para la verificación y control del cumplimiento de los tratados de control y de limitación del armamento nuclear y de las pruebas atómicas. Ésto dará paso a un número importante de estudios sobre las características de generación y de propagación de ondas debidas a explosiones nucleares que las diferencian de los sismos naturales.
Se consolida la primera generación de ordenadores
- 1952** M. *Ewing* y F. *Press* (U.S.A.) desarrollan un sismógrafo de largo período de alta sensibilidad.
- 1953** J. *Thompson* (1950) y N. A. *Haskell* (1953) desarrollan la formulación matricial del problema de propagación de ondas en un modelo estratificado.
- 1957** Es declarado Año Geofísico Internacional
4 de octubre: la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas lanza el primer satélite artificial: el Sputnik I, inaugurando la era espacial. Los satélites artificiales constituirán una importante herramienta de observación de la Tierra y de experimentación.
- 1959** Ari *Ben-Menahem* (Israel) descubre que la liberación de energía en los terremotos tiene lugar en una ruptura que se propaga a lo largo de la falla causativa. Más tarde, obtiene la longitud de falla y la velocidad media de ruptura para el terremoto de Chile del 22 de mayo de 1960 a partir de los espectros de sus ondas superficiales.
Se desarrolla la segunda generación de ordenadores con un aumento de su capacidad y de su velocidad de cálculo.
- 1960** C. L. *Pekeris* (Israel), G. *Backus* y F. *Gilbert* (U.S.A.) Observan las oscilaciones libres de la Tierra producidas por el terremoto de Chile (22/05/1969) y predichas por *Love* en 1911.
H. *Hess* presenta la teoría de la extensión del suelo oceánico. La implantación de este paradigma, en el sentido de *Kuhn*, va a permitir la reinterpretación y la incorporación de un gran número de observaciones geológicas y geofísicas que necesitaban ser interpretadas a la luz de esta nueva teoría: nace la Tectónica de Placas. Este nuevo marco para la interpretación de datos, pondrá de manifiesto la relación existente entre la Geología y la Geofísica.
- 1963** Se instalan más de 60 estaciones idénticas en todo el mundo constituyendo la red estándar (World Wide Standard Seismograph Network, WWSSN). Esta red se irá completando hasta contar con más de 100 sismógrafos y aunque fue concebida inicialmente como gendarme de los tratados internacionales sobre limitación y control de las pruebas nucleares, la red constituye aún hoy día una valiosísima fuente de observación. Algunos autores como por ejemplo *Aki*, K. y *Richards*, P.G. sitúan en este año el nacimiento de la Sismología cuantitativa.

- El Proyecto Internacional del Manto Superior traerá importantes avances en la Física de la Tierra Sólida.
- 1967** Los modelos de sismicidad global y la generación de terremotos se relacionan con la tectónica de placas.
- 1969** Keiiti *Aki* formula un modelo para explicar la coda observada en los sismogramas de los terremotos locales y regionales. Los estudios de coda jugarán un papel importante en la determinación de los parámetros de atenuación sísmica a nivel local y regional.
Se desarrollan los ordenadores de la tercera generación con la integración de sus componentes electrónicos.
- 1970** La NASA (U.S.A.) sitúa un sismógrafo en la luna.
la integración a gran escala trae consigo los ordenadores de la cuarta generación y con ellos los microordenadores ponen al alcance doméstico enormes posibilidades y facilidades de cálculo.
- 1971** la asamblea general de la Unión Internacional de Geofísica y Geodesia, celebrada en Moscú, inaugura el Proyecto Geodinámico Internacional para el estudio de los procesos dinámicos de la corteza terrestre en el marco de la joven teoría de la Tectónica de Placas. En España, Udías, A. coordina la aplicación del proyecto y se realizan importantes experimentos y estudios de perfiles sísmicos profundos que permitirán un mejor conocimiento de la corteza y manto superior en la Península Ibérica. La Geofísica en España alcanza un desarrollo importante durante esta década.
- 1975** Haicheng, China (4 de febrero); se predice con éxito el primer terremoto de la historia.
- 1976** Es un año extremadamente catastrófico. Ocurren más de 700.000 muertes por causa de los sismos debidas en su mayor parte al colapso y destrucción de edificios débiles.
Se desarrollan los estudios de sismicidad, riesgo, peligrosidad e ingeniería sísmica dirigidos hacia el diseño y construcción sismoresistente.
Se realizan estudios sobre atenuación sísmica y sobre movimientos sísmicos en campo cercano.
- 1980** Keiiti *Aki* y Paul G. *Richards* Publican su libro *Quantitative Seismology, theory and methods*.
A partir de este año prosiguen los estudios sobre sismicidad y riesgo. Los métodos de coda demuestran ser muy útiles y eficaces en el estudio de las características locales y regionales. Se instalan progresivamente aparatos de registro cada vez más precisos (p.e. sismógrafos digitales) y se profundiza en el conocimiento de la estructura fina de la corteza tanto continental como oceánica y de su heterogeneidad lateral. Se desarrollan e instalan los sismógrafos de banda ancha (broad band).

La Sismología por tanto, como todas las ciencias ha avanzado gracias a la relación y unión entre diferentes conocimientos, instituciones y personas.

El temblor del suelo es un fenómeno que produce una inseguridad absoluta como si entrara en colisión con los principios esenciales de las cosas. Los pueblos antiguos con tradición cultural como China, India, Grecia y Roma se hallaban en zonas sísmicas y por tanto, este fenómeno geofísico ha dejado constancia en la literatura universal.

La existencia del fenómeno sísmico e incluso una primera aproximación a su distribución geográfica son conocidos desde antiguo. No así su naturaleza y sus causas que eran asociadas a una concepción rudimentaria del mundo que era una consecuencia de sus modelos cosmológicos. Si la Tierra se sostenía sobre las aguas inferiores, los terremotos eran debidos a las tempestades del mar inferior. Si la Tierra era sustentada por columnas, estas podían deteriorarse por la acción del agua y del fuego y su derrumbamiento causarían el temblor del suelo. Finalmente, los pueblos que creían que la Tierra era sostenida en el aire por animales feroces concluían que su movimiento era la causa natural de los terremotos.

Hasta mediados del siglo XVIII, la Sismología vive de ideas de tiempos anteriores y hasta finales del XIX no empieza a alcanzar un carácter científico. El famoso terremoto del 1 de noviembre de 1755 y la ocurrencia de numerosos terremotos en Inglaterra, Calabria y otras regiones, dió lugar a numerosas publicaciones tanto en revistas científicas⁽¹⁾ como de carácter general⁽²⁾. Pero a pesar de esta sensibilización hay que esperar 100 años para que el estudio del fenómeno sísmico se encamine hacia la búsqueda de la causa real de los sismos en conjunción con los movimientos geológicos. En 1898, Milne, en su tratado *Seismology*, analiza y desautoriza las hipótesis que conectan los terremotos con la electricidad pero al mismo tiempo, otros autores todavía sugieren la idea de construir los edificios en forma piramidal o la de clavar hierros en el suelo para que de forma análoga a los pararrayos, actúen como paraterremotos.

Podemos situar las bases del crecimiento de la Sismología como ciencia sobre dos pilares fundamentales: la observación metódica y la formalización. La observación sistemática de la ocurrencia de sismos lleva a la elaboración de catálogos sísmicos que permiten conocer la distribución geográfica de los principales sismos así como su distribución temporal. Los mapas de sismicidad pusieron de manifiesto la relación entre la sismicidad y el relieve orográfico y la relación entre sismicidad y geología. La explicación teórica de esta relación pasó por diferentes hipótesis que eran capaces de explicar pequeñas parcelas observacionales pero fracasaban al formalizar una teoría global.

No es hasta 1904 que C.B. Dutton, en su libro *Seismology*, llama Nueva Sismología a la disciplina científica que deja de considerar los sismos como fuerzas geológicas de origen misterioso que dan lugar a resultados estructurales importantes para verlos como efectos de fuerzas geológicas. Él mismo lo resume:

Como el trueno es efecto de la tormenta y no causa de la misma, como el sonido es la vibración del aire, el terremoto es simplemente la vibración de la masa de la Tierra.

A finales del siglo XIX, la Física General ha establecido un marco teórico en el que se han desarrollado los principios físicos y matemáticos de la elasticidad y se conoce la teoría de la elasticidad en los sólidos y la propagación de las perturbaciones en los medios elásticos. La existencia y propiedades de las ondas internas, longitudinales y transversales y de las ondas superficiales estaban demostradas.

La construcción de aparatos de registro con gran poder resolutivo, permitió la comprobación experimental de los progresos de la teoría de la elasticidad y establecer

(1) Durante el siglo XIX, la revista *Philosophical transactions* de la Royal Society de Londres publica 150 memorias sobre terremotos.

(2) Durante el año 1755, la revista *Gentleman's Magazine* publica unas 50 notas.

la dialéctica empírico–formal. Los estudios de la reflexión y de la refracción en medios elásticos dicontínuos y los efectos de la heterogeneidad lateral sobre las ondas elásticas fueron nuevas aportaciones formales a la Sismología y su análisis experimental llevó a establecer la estructura estratificada de la Tierra y a la determinación de sus parámetros elásticos.

La teoría de la expansión del suelo oceánico y la tectónica de placas constituyó el marco global de interpretación de datos y de incorporación de nuevas aportaciones y al mismo tiempo suscitó nuevos obstáculos y enigmas.

Las ondas sísmicas han pasado de ser sólo fuente de temor y de catástrofes a ser una fuente de información codificada sobre sus velocidades de propagación, la estructura del medio y la fuente sísmica que las ha causado y actualmente constituyen una fuente de conocimiento y una herramienta para la investigación.

La experimentación también ha contribuido al desarrollo de la Sismología y a su aprovechamiento para fines prácticos. La Sismología aplicada al conocimiento de la estructura profunda y superficial de la corteza terrestre y a la prospección de recursos naturales son algunas de sus conquistas tecnológicas.

La distribución temporal futura, la predicción, minoración y prevención de los efectos causados por los movimientos sísmicos naturales son aún obstáculos y enigmas que constituyen un reto para la Sismología actual.

SISMOLOGÍA E INGENIERÍA CIVIL

La ingeniería es el arte de aplicar los conocimientos científicos a la invención, perfeccionamiento y utilización en todas sus dimensiones.

La escuela de Ingenieros más antigua de Europa fue la *Escuela de Puentes y Caminos* fundada en Francia en 1747. Le siguieron las Escuelas técnicas superiores de Praga (1806), Viena (1815) y Karlsruhe (1825). En los Estados Unidos de América el primer título de ingeniería se concedió en 1830 al grupo de técnicos que habían dirigido los trabajos de construcción del canal del lago Erie (1830) y la primera escuela Politécnica se creó en Nueva York en 1849.

En España aunque en 1770 ya existe una Escuela Técnica Naval precursora de los Ingenieros Navales, las escuelas de ingenieros no se consolidan hasta mediados del siglo XIX. Durante el reinado de Carlos IV Agustín de Betancourt organizó la Escuela de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos; la escuela fue cerrada durante el reinado de Fernando VII y abierta de nuevo en 1834. En 1835 se crea la Escuela de Ingenieros de Minas en Madrid y en 1850 nace el Instituto Industrial de donde saldrá la primera promoción de Ingenieros Industriales. En 1857 se fundan las Escuelas Superiores de Ingenieros en Sevilla, Valencia, Barcelona, Gijón y Vergara. La primera escuela nacional de aviación aparece en Getafe en 1913 y en 1928 se crea la Escuela Superior de ingenieros Aeronáuticos.

El ingeniero es la persona que se dedica a la Ingeniería con título oficial y su misión es transformar los resultados de la investigación científica en procedimientos tecnológicos y relacionar la economía con la tecnología calculando los costos en relación con las exigencias del mercado.

La técnica hace referencia a la aplicación de las ciencias y las artes para la obtención de resultados prácticos y la tecnología es el estudio o conocimiento de la evolución del conjunto de instrumentos, equipos, procedimientos y métodos técnicos

que permite la utilización de la fuerza natural para la satisfacción de las necesidades humanas.

De hecho desde el punto de vista antropológico existe una interrelación entre el cambio social y el cambio tecnológico. La tecnología constituye un indicador objetivable del estadio en que se encuentra una sociedad en general y en particular de las sociedades de tecnología sencilla que se hallan aún alejadas del modelo urbano industrial.

INGENIERÍA SÍSMICA

Los terremotos constituyen un fenómeno mundial de difícil predicción y de efectos muy graves. Se ha estimado que cada año se producen una media anual de 940 terremotos que causan daños; de ellos 120 son destructivos, 18 son considerados mayores y 1.1 son sismos excepcionalmente grandes y catastróficos.

Cuando el hombre vivía en habitáculos rudimentarios, cuevas y chozas los daños y víctimas producidos por los terremotos eran escasos. Pero cuando el hombre empieza a construir, las destrucciones adquieren una importancia progresiva. De hecho, muchos de los monumentos de las civilizaciones antiguas mediterráneas han sido destruidas por la acción de los sismos; citamos como ejemplo el célebre faro de Alejandría, considerado una de las maravillas del Mundo.

Durante miles de años el hombre construyó sin más base que su experiencia e ingenio que le llevaron, a lo sumo a formular leyes y métodos empíricos. Como consecuencia de los intensos terremotos que en el siglo V destruyeron muchos de los antiguos monumentos del levante mediterráneo surgieron nuevos conceptos constructivos cuyo ejemplo típico puede hallarse en la Catedral de Santa Sofía de Estambul (Constantinopla) caracterizada por gruesos muros sobre los que se levantan las bóvedas que a su vez se apoyan entre sí. Este tipo de construcción sintetiza probablemente los conocimientos y prácticas constructivas de aquellos tiempos.

En España cabe citar la Mezquita de Córdoba que a lo largo de un milenio ha resistido más de un terremoto de intensidad superior a VIII.

Ya hemos comentado que el sismo de 1755 de Lisboa con epicentro localizado en el Cabo de San Vicente, constituye un punto de referencia en la historia de la Sismología pero su influencia fue aún mayor en la Ingeniería civil. De hecho se planteó por vez primera de manera formal el problema de la construcción de edificios capaces de resistir las acciones sísmicas. El desconocimiento del fenómeno obligó a ensayar métodos empíricos aproximados para simular la acción de los terremotos sobre los edificios: en la plaza principal de Lisboa se construyó una plataforma y sobre ella se montaron diferentes modelos de construcciones. La plataforma era golpeada con mazas manejadas por soldados. Esta serie de ensayos permitieron establecer que la manpostería resiste mejor si se le incorpora un cuadro con diagonales. Este sistema fue prescrito como el más adecuado para las zonas sísmicas y puede verse en contrucciones del siglo pasado en la capital de España. Podemos decir, finalmente, que toda la experiencia acumulada a través de los siglos enseña que los efectos de un terremoto se traducen en tensiones horizontales en los edificios lo que conduce a la idea de rigidizar las estructuras mediante enlaces horizontales y verticales capaces de resistir las deformaciones completadas con diagonales o enlaces en forma de cruces de San Andrés.

Los primeros intentos para aclarar de forma científica el problema planteado por la acción sísmica y su aplicación práctica se deben al Ingeniero Inglés Robert Mallet que se desplazó durante dos meses a Italia para estudiar *"in situ"* el área afectada por un gran terremoto ocurrido en el sur de Nápoles el 16 de diciembre de 1857 que devastó la región. En el año 1898 presentó un detallado estudio sobre la dinámica de las construcciones en la Academia de Ciencias de Irlanda; su obra *"The Great Neopolitan Earthquake of 1857. The First Principles of Observational Seismology"* consta de dos volúmenes y describe el comportamiento de las construcciones.

El impacto de la catástrofe sísmica sobre la sociedad actual llevó a Davison (1936) a afirmar: *"nada hace progresar más la ciencia de la Sismología que un gran terremoto"*. Aunque Bolt (1978) no se muestra muy de acuerdo con esta máxima, y nosotros pensamos que cada día es menos cierta, hay que reconocer que existen dos puntos a su favor. Por una parte los gobiernos, si bien sólo de forma coyuntural, dedican mayores recursos al estudio de la reducción del riesgo sísmico; por otra parte los Sismólogos, Geólogos e Ingenieros tienen la oportunidad de nuevas observaciones e investigaciones detalladas en el lugar del suceso. De hecho la ocurrencia de grandes catástrofes sísmicas suponen una gran sensibilización de la opinión pública, una constatación dolorosa de los límites de nuestro conocimiento y tecnología y en consecuencia un nuevo impulso y estímulo para la búsqueda de nuevos métodos y técnicas que permitan superar la siempre traumática experiencia de pérdidas humanas y materiales. En el orden puramente científico el gran terremoto es, cada vez más, una fuente de datos excepcional y el lugar del suceso se convierte en un enorme laboratorio natural. Los registros del suceso en campo próximo y lejano y el análisis de los efectos causados sobre diferentes tipos de suelos y estructuras permiten a los científicos e ingenieros observar y analizar el fenómeno, plantear nuevos problemas, contrastar y revisar avances teóricos y mejorar los diseños estructurales.

Algunos ejemplos ponen de manifiesto una estrecha relación entre grandes sismos y avances de la Sismología. La teoría del rebote elástico para explicar el mecanismo focal de los terremotos fue sugerida por H.F. Reid, para explicar el origen del terremoto de San Francisco de 1906. La fractura causada por el terremoto podía seguirse a lo largo de más de 300 km y su desplazamiento relativo alcanzaba en algunos sitios hasta 6 m. El mayor sismo ocurrido en el Norte del continente Americano tuvo lugar en Alaska el 27 de Marzo de 1964 y estimuló un amplio interés en la ingeniería sísmica entre muchos profesionales de la ingeniería. Como consecuencia la universidad de California, Berkeley organizó en septiembre de 1965 un curso sobre el estado de la Sismología, geología e ingeniería aplicados a la ingeniería sísmica cuyas lecciones fueron recogidas por Wiegel (1970). Los terremotos de Méjico de 1985 permitieron estudiar con detalle los efectos de un gran sismo sobre una ciudad parcialmente construida sobre sedimentos y depositos de aluvión con espesores medios de 30-45 m alcanzándose en algún punto espesores de 2300 m. Las características geotécnicas del suelo fueron la causa de que en algunos puntos las aceleraciones del terreno se amplificaran hasta 8 veces con un amortiguamiento del 5%. Un año más tarde, Cassaro y Martínez-Romero (1986) publican los resultados iniciales una amplia gama de estudios sobre los factores implicatos en la catástrofe de Mejjico de 1985.

Por otra parte cada vez son más las monografías, revistas y estudios sísmicos que se publican y los avances que se producen sin relación directa con ningún terremoto, de forma que podemos concluir que aunque seguramente la Sismología no existiría sin

los terremotos, cada vez existe menos relación directa entre sus avances y terremotos puntuales.

En el presente siglo, la experiencia de los efectos destructores de los terremotos y el desarrollo de las grandes ciudades con grandes aglomeraciones humanas con edificios de numerosos pisos y estructuras complicadas y variadas ha planteado el problema de realizar construcciones que puedan resistir la acción de los terremotos. Paralelamente los progresos de la ciencia y de la técnica ha permitido establecer las bases necesarias para la resolución de este problema.

Milne estudió y comentó las diferentes prescripciones e instrucciones en los países con fuerte sismicidad y fue el primero que investigó la influencia del terreno en los efectos causados por los terremotos.

En 1956 tuvo lugar en estados Unidos la Primera Conferencia Mundial sobre Ingeniería Sísmica. Una segunda conferencia realizada en Japón en 1960 evidenció la necesidad de instituir un organismo que promoviera y encauzara la colaboración de científicos e ingenieros para reducir el daño causado por los sismos. Como resultado se crea en 1963 la Asociación Internacional de Ingeniería Sísmica que se ha hecho cargo de la convocatoria de las restantes conferencias mundiales que se realizan cada 4 años.

La obra *Études sur les constructions japonaises et sur les constructions en général au point de vue du tremblement de terre et description d'un système destiné a donner une grande sécurité aux constructions en maçonnerie* publicada en París en 1977 por el ingeniero francés Lecasse facilitó las primeras normas explícitas y precisas para la construcción sismoresistente.

La décima conferencia mundial sobre Ingeniería Sísmica se celebró en Madrid el verano de 1992, en ella se seleccionaron 1492 comunicaciones entre 2300 *abstracts* presentados y la publicación que recoge los *Proceedings* de la conferencia consta de 6323 páginas recogidas en 10 Volúmenes. Estos datos dan idea del enorme interés actual por la Ingeniería Sísmica y el siguiente resumen de la estructura de la conferencia permite apuntar la variedad de temas de los que hoy se ocupa.

- 1.- Daños producidos por sismos recientes
Evaluación del daño general. Daño estructural, Daños inducidos por licuefacción.
- 2.- Observación de sismos y procesado de datos
Progresos en instrumentación y procesado de registros. Observaciones en redes sísmicas (arrays).
- 3.- Peligrosidad y riesgo sísmicos
Sismicidad y atenuación, metodología de la peligrosidad sísmica, peligrosidad sísmica de regiones específicas. Vulnerabilidad y riesgo.
- 4.- Movimientos fuertes del suelo: efectos locales
Características del movimiento del suelo. Atenuación de los movimientos intensos. Generación sintética de movimientos del suelo causados por sismos. Modelado estocástico del movimiento del suelo. Efectos de la topografía. Efectos locales. Observación y estimación. Propagación de ondas.
- 5.- Propiedades dinámicas y respuesta del suelo.
Análisis de la respuesta del suelo. Ensayos *in situ* y de laboratorio. Licuefacción.
- 6.- Interacción suelo estructura: Cimentaciones.
Análisis teórico. Modelado numérico. Estructuras empotradas y de contención de tierras. Análisis dinámico de estructuras. Técnicas experimentales y verificación.

- 7.- Aislamiento sísmico.
Fundamentos del aislamiento sísmico. Sistemas de control. Técnicas de aislamiento en ingeniería civil. Métodos y dispositivos de aislamiento. Estudios analíticos y experimentales. Aislamiento de la base de los edificios.
- 8.- Modelado constitutivo bajo la acción de cargas sísmicas.
Suelos. Hormigón y Manpostería.
- 9.- Métodos experimentales de estructuras y elementos, (benchmarks) y bancos de datos
Técnicas y equipos experimentales. Ensayos en mesas vibrantes. Elementos y uniones de acero. Armaduras de acero. Columnas de hormigón armado. Vigas y losas de hormigón armado. Conexiones y uniones viga-columna de hormigón armado. Paredes de hormigón armado. Armaduras y edificios de hormigón armado. Estructuras compuestas. Estructuras de Manpostería y de adobe⁽³⁾. Presas y centrales nucleares.
- 10.- Análisis y diseño estructural.
Análisis y diseño sísmico: consideraciones generales. Modelado estructural en análisis sísmico. Estudios de casos ejemplo. Análisis y diseño de estructuras con control sísmico. Estructuras de hormigón armado. Estructuras de acero. Estructuras de mampostería, compuestas y de madera.
- 11.- Estructuras especiales y aplicaciones industriales (facilities).
Centrales nucleares. Tanques. Estructuras y equipos especiales.
- 12.- Reparación y rehabilitación de estructuras.
Técnicas generales de rehabilitación. Estructuras de Hormigón armado. Puentes. Monumentos y edificios históricos. Técnicas especiales de restauración.
- 13.- Sistemas vitales⁽⁴⁾.
Análisis determinista. Medidas y daños causados por los terremotos. Diseño probabilista: evaluación del riesgo.
- 14.- Códigos y normas sísmicas.
Metodología de diseño sísmico. Evaluación y comparación de las disposiciones de las normas. Caracterización de la acción sísmica. Espectros de diseño sísmico. Progresos recientes y orientaciones futuras.
- 15.- Mitigación del riesgo sísmico y consecuencias socio-económicas.
Programas de mitigación del daño del riesgo sísmico. Evaluación y modelado del daño. Aspectos sociales, económicos y educacionales de la mitigación del riesgo sísmico.
- 16.- Planificación urbana: Microzonación.
Técnicas de microzonación. Aplicaciones a la planificación y diseño urbanos.
- 17.- Aplicaciones en sistemas expertos.

CARACTERÍSTICAS DEL DESARROLLO CIENTÍFICO

Destacamos en este apartado algunas características del progreso científico en general y en particular del avance de la Geofísica durante el devenir histórico.

⁽³⁾ **Adobe:** es un material formado por ladrillos de arcilla o barro y paja secados al sol

⁽⁴⁾ En inglés **lifeline** se usa para identificar cualquier medio o ruta necesaria para la circulación de cualquier tipo de suministros imprescindibles o necesarios para el funcionamiento normal de la sociedad.

Sin lugar a duda, el protagonismo del esfuerzo científico está en el hombre, en su inteligencia y voluntad, en su esfuerzo constante y paciente, en su curiosidad, en su espíritu de superación y finalmente en la conservación cuidadosa y en el aprovechamiento del patrimonio cultural y científico que han aportado las generaciones pasadas. Pero hay una serie de características que hacen que este esfuerzo sea fecundo y que queremos destacar.

1. El método empírico–formal

La adopción del método empírico–formal por la Geofísica que, como Física, utiliza datos empíricos para crear teorías y modelos que los expliquen y que, una vez creado el sistema o modelo lógico–formal, regresa a la experiencia a la que otorga el papel de juez y mediante la que fija los niveles de confianza y el dominio de “validez” de su teoría. Es la experiencia la que muestra el camino que permite variar o conservar y perfeccionar el modelo formal que pretende explicarla.

2. La observación y la experimentación

El incremento de la capacidad de observación y la experimentación, el ingenio en el diseño de aparatos de precisión que aumenten la capacidad de resolución de las observaciones y el fomento y la realización de experimentos que conducirán a un mejor conocimiento del fenómeno u objeto que se quiere estudiar son condiciones necesarias para el progreso científico.

En Geofísica, la observación es particularmente importante y necesaria debido a que la experimentación tiene grandes limitaciones. Tiene límites físicos (resulta difícil concebir una experiencia que nos permita el acceso directo al interior del núcleo de la Tierra) y tiene también límites éticos: no es lícito hacer temblar la Tierra si con ello dañamos a sus habitantes o alteramos gravemente o con consecuencias imprevisibles el entorno natural.

3. La formalización

La introducción del lenguaje matemático en la Geofísica es importante. La matemáticas posibilitan y facilitan por una parte la comprensión y el aprovechamiento del patrimonio científico y por otra la concepción y desarrollo de modelos formales que representan los fenómenos estudiados. La Matemática es la disciplina que proporciona las herramientas lógico–formales y los métodos numéricos necesarios para tratar la información que la observación y la experimentación proporcionan.

4. La comunicación y la difusión

Los viajes, estancias en centros e instituciones científicas, la correspondencia epistolar entre estudiosos e investigadores y el intercambio y contraste de información son una constante en la evolución y desarrollo de la Ciencia. En la actualidad, sin olvidar la importancia de los contactos directos entre diferentes investigadores e instituciones, la comunidad científica ha institucionalizado las

vías de comunicación y de intercambio mediante las reuniones científicas y las publicaciones:

Las publicaciones: Las revistas científicas son los instrumentos de los que se sirve la comunidad científica para difundir de manera formal las contribuciones de sus componentes. Por una parte, el científico tiene el derecho y el deber de publicar sus resultados; por otra, estas publicaciones proporcionan un inapreciable material de estudio. Finalmente hay que decir que la publicación lleva implícito el reconocimiento del trabajo y esfuerzo investigador por parte de la comunidad científica. No hay que olvidar tampoco, la difusión en libros de texto, en artículos para revistas o libros de difusión científica y en los medios de comunicación que circunstancialmente lo permitan.

5. Las instituciones y la sociedad

Durante la historia, es frecuentemente la sociedad la que sustenta, orienta y fomenta el progreso científico o bien lo sofoca. Por esto es importante que la sociedad garantice, estimule y potencie mediante sus instituciones, el esfuerzo investigador, orientándolo hacia las necesidades sociales, pero dentro del respeto a la libertad necesaria en toda actividad investigadora. El científico debe aprovechar con responsabilidad, los recursos que la sociedad pone a su disposición.

RESUMEN

La ciencia es el conocimiento de la multiplicidad, organizada y relacionada de forma metódica y ordenada hasta que llega a ser accesible.

El concepto de ciencia como conjunto de principios y teorías que gozan del reconocimiento de la comunidad científica y que se obtienen a partir de observaciones y que a su vez las explican, es un concepto moderno.

Aunque podemos hablar de una ciencia embrionaria griega, la interpretación del mundo físico en Grecia, se hace mediante una vía racional y su concepción del mundo tiene muchas más componentes de sistemas “a priori” que de observaciones o de experimentaciones.

Durante el eclipse de la civilización occidental los árabes salvan las aportaciones del mundo helénico y aunque en los siglos XII y XIII existen precursores del método científico y de la ciencia experimental, la construcción de la física moderna no se inicia hasta el siglo XVII.

Galileo, Descartes y Newton son nombres que se hallan en la raíz del árbol de la ciencia. El esfuerzo de un gran número de científicos ha contribuido a su desarrollo y crecimiento.

La adopción del método empírico-formal, la utilización y el incremento de la capacidad de observación y de experimentación, la introducción del lenguaje matemático que hace posible la concepción y desarrollo de los modelos formales que representan los fenómenos observados y facilita el aprovechamiento del patrimonio científico, son condiciones necesarias para el desarrollo y el progreso de la ciencia.

La comunicación y la difusión de los hallazgos científicos que se realizan en las

reuniones científicas y en las publicaciones contribuyen al debate y al esclarecimiento de las ideas y constituyen un estímulo y un motor de la investigación.

La sociedad es el beneficiario final del esfuerzo científico. Ella, mediante sus instituciones tiene la capacidad de sustentar, orientar y fomentar el esfuerzo investigador. El olvido de la ciencia por la sociedad puede frenar y sofocar su progreso.

Las instituciones científicas internacionales desempeñan un papel importante y son un reflejo de la dimensión supranacional de la ciencia.

La Sismología nace en el seno de la Geofísica y en los primeros libros de texto aparecidos hacia la segunda mitad del siglo XIX se presenta como uno de sus temas.

La Geofísica es la ciencia que estudia el conjunto de fenómenos que tienen lugar en el globo terrestre considerado compuesto de la tierra sólida, los mares y océanos o hidrosfera y su envoltura exterior próxima. Estudia la física de estos fenómenos y por tanto se ocupa de las propiedades de los cuerpos y de las leyes que tienden a modificar su estado o su movimiento sin alterar su naturaleza. Es una ciencia experimental y se fundamenta en la observación y en la experimentación y tiene como característica la interpretación de la realidad en base a modelos matemáticos.

La Sismología estudia los terremotos y es un ejemplo de ciencia moderna desarrollada en el presente siglo que ha hecho posible que las ondas sísmicas hayan pasado de ser fuente de temor y de catástrofe a ser fuente de conocimiento y de información codificada sobre la estructura de la Tierra y del subsuelo.

La ingeniería aplica los conocimientos científicos a la invención, perfeccionamiento y utilización en todas sus dimensiones y la misión del ingeniero es transformar los resultados de la investigación científica en procedimientos tecnológicos al servicio de la sociedad.

La ingeniería sísmica tiene como objeto cancelar o minorar los efectos destructores de los terremotos sobre la humanidad. La intensa relación de la economía con la tecnología obliga a evaluar los costos y a estudiar y establecer los niveles de riesgo, peligrosidad y protección de forma que se consiga minimizar el daño sísmico con unos costos económicos que la sociedad pueda asumir.

REFERENCIAS

Aki, K. y P. G. Richards, P.G. (1980). *Quantitative Seismology. Theory and methods*. Freeman and Co., San Francisco, Ca.

Bolt, B.A. (1978). *Earthquakes. A. Primer*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, Ca. (existe una versión castellana del libro: Bolt, B.A. (1981) *Terremotos*. Reverté, Barcelona. Orbis, Barcelona (1985).

Cassaro, M.A. y Martínez-Romero, E. Eds. (1986) *The Mexico earthquakes-1985. Factors involved and lessons learned*. ASCE, New York.

Davison, C. (1936). *Great Earthquakes*. Murby. London.

Haskell, N.A. (1953). The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43: 17-34.

Hudson, D.E. (1962). Some problems in the application of spectrum techniques to strong-motion earthquake analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 417-430.

Thomson, W.T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid. *Journal of Applied Physics*, 21: 89-93

Wiegel, R.L. (1970). *Earthquake Engineering*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

CAPITULO 1

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

SISMICIDAD

La ocurrencia de un movimiento sísmico va acompañada, en muchos casos por una serie de daños sobre los terrenos, estructuras o personas que se encuentran dentro del área afectada. Estos daños son de mayor o menor importancia dependiendo del tamaño del movimiento sísmico y otros factores como el tipo de terreno y elementos de construcción.

Un terremoto puede definirse como la liberación súbita de energía acumulada en el interior de la Tierra. Esta liberación se manifiesta en su forma más general por el movimiento diferencial de bloques a lo largo de fallas. El movimiento puede ser debido a la creación de una falla o, más frecuentemente, a la reactivación de fallas ya existentes. Los terremotos son pues una expresión de la dinámica de la Tierra.

En general se habla de terremotos tectónicos para diferenciarlos de otros debidos a expresiones volcánicas o colapsos de cavidades. Los terremotos tectónicos tienen importancia a nivel global mientras que los otros son de alcance solamente local. Utilizaremos aquí el concepto de terremoto para referirnos a los tectónicos (simotectónica).

La sismicidad tiene por objeto la localización de los sismos y el estudio de las características de ocurrencia de éstos y su relación con la tectónica de la zona de estudio.

Se denominan placas tectónicas las unidades estructurales rígidas constituidas por la litosfera que alcanza espesores del orden de los 100 km. Las placas se deslizan sobre un estrato del manto superior (astenosfera) originando interacciones entre ellas que dan lugar a esfuerzos y deformaciones que serán los causantes de los terremotos. Cuando se supera el límite elástico impuesto por la constitución de los materiales litosféricos, los esfuerzos acumulados se liberan bruscamente originando el terremoto. La distribución de sismos sobre la superficie terrestre proporciona los límites entre las principales placas (fig. 1).

Los terremotos quedan perfectamente explicados por la teoría de Reid (1910), también conocida por la teoría de rebote elástico (fig. 2). En ellas, se supone que en el caso A (ver figura 2) no existe deformación y por lo tanto a ambos lados de la línea F la situación es idéntica. En B actúan los esfuerzos representados por los vectores y por lo tanto se origina deformación a lo largo de la línea F. En C, finalmente, estos esfuerzos se liberan bruscamente originando la ruptura y desplazamiento de un lado de la línea F respecto al otro originando el terremoto. La línea de ruptura se denomina falla.

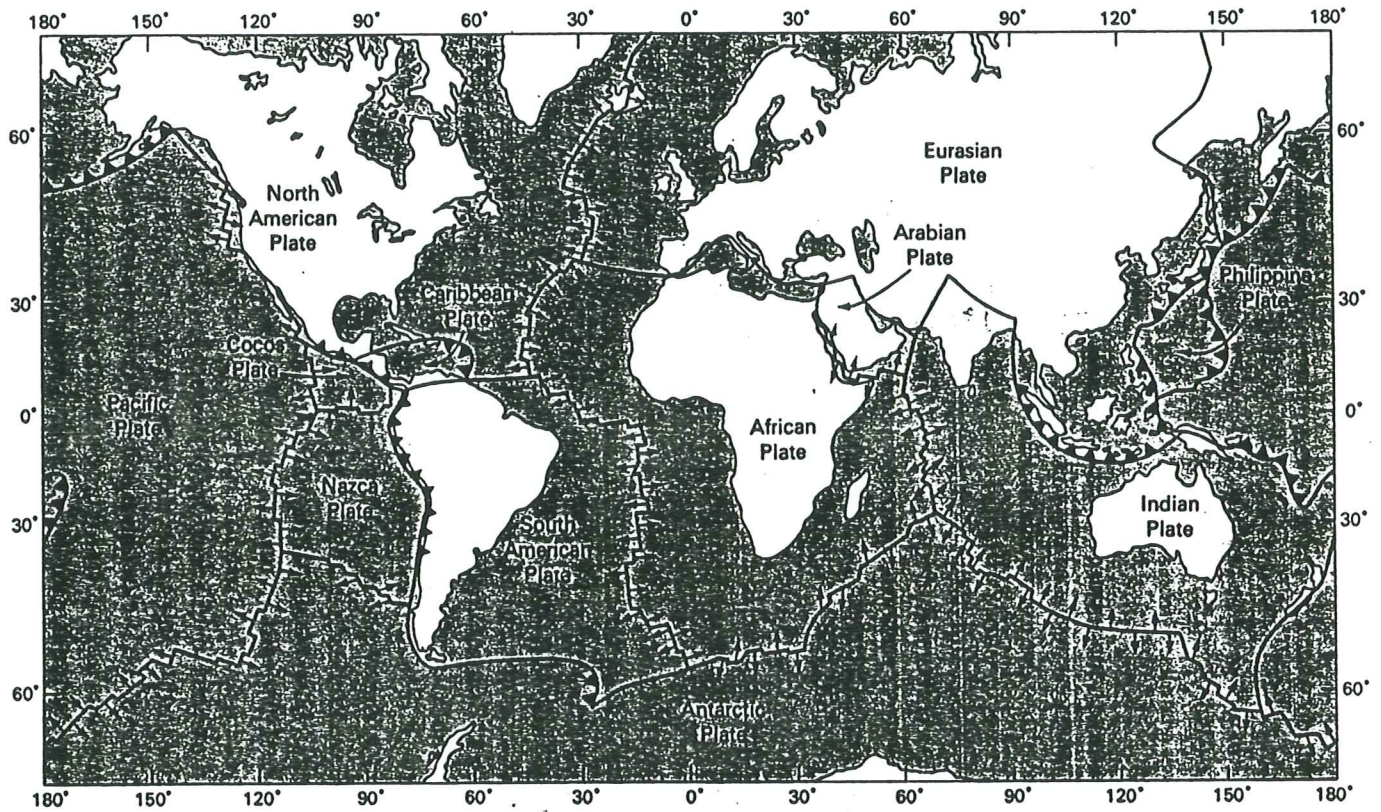
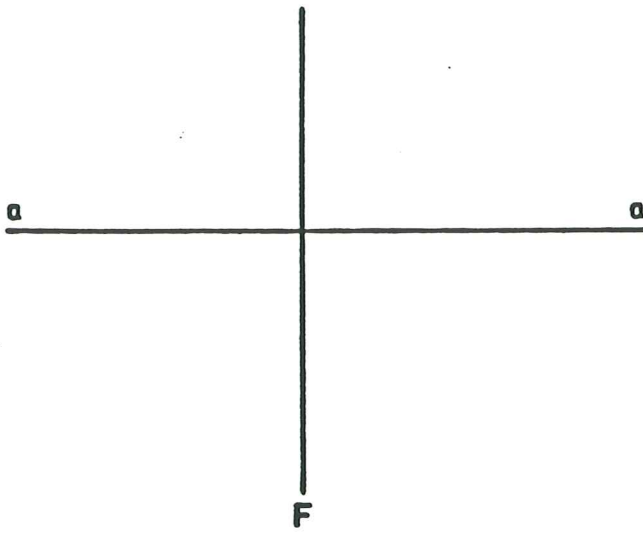
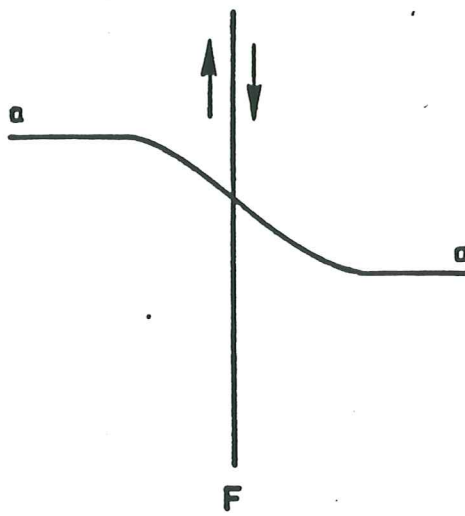


Figura 1.- Principales placas terrestres (Forsyth y Uyeda, 1975)

(A)



(B)



(C)

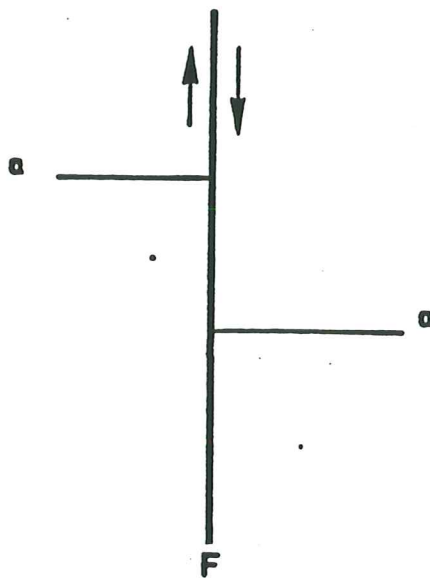


Figura 2.- Teoría de Reid del rebote elástico

Una manera conveniente de representar los sismos es considerarlos como focos puntuales. A pesar de que el foco de un terremoto es una zona de una cierta extensión, las dimensiones del foco (desde unos metros a varios kilómetros) son, en primera aproximación, despreciables frente a las distancias a los observatorios sismológicos (normalmente, del orden de cientos de kilómetros). Los focos, así definidos, se localizan en la Tierra a partir de su longitud, latitud y profundidad (hipocentro). La proyección ortogonal del hipocentro sobre la superficie terrestre se denomina epicentro. Un parámetro tan importante como los que define su localización espacial es la hora en que el terremoto ha ocurrido u hora origen que define su localización temporal. El hipocentro y la hora origen se obtienen a partir de la aplicación del método de mínimos cuadrados al conjunto de observaciones constituidas por las llegadas de las ondas de tipo P y S a los distintos observatorios sismológicos. Las ondas P originan a su paso movimiento compresivo-dilatatorio en la dirección de propagación de las ondas, y las ondas S movimiento transversal a dicha propagación. Las señales sísmicas registradas en los observatorios reciben el nombre de sismogramas y los aparatos que los registran sismógrafos.

Para dar una medida del tamaño de los terremotos se utilizan dos conceptos distintos: intensidad y magnitud. La intensidad es una medida subjetiva que indica los efectos producidos por el terremoto en un punto determinado. Generalmente, cuando se habla de la intensidad de un sismo, uno se refiere a la intensidad máxima sentida. Por otra parte, la magnitud es una medida física de la energía sísmica liberada que se calcula a partir de los registros obtenidos en las estaciones sismográficas. La intensidad se expresa en España en grados del I al XII, de acuerdo con la escala propuesta por Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1964, escala MSK (Apéndice 1). Esta escala es también la utilizada en Europa. En América se utiliza la escala de Mercalli Modificada (MM). Ambas escalas son semejantes aunque existen ciertas diferencias para los grados comprendidos entre V y IX como queda reflejado en la tabla I.

M.S.K.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
M.M.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Tabla I.- Comparación entre las escalas M.S.K. y M.M.

Clasificamos los terremotos ocurridos en el pasado en dos grupos: históricos e instrumentales, dependiendo de que exista solamente constancia histórica escrita o hayan sido recogidos instrumentalmente. El estudio de los terremotos históricos

es muy importante puesto que el periodo instrumental empieza prácticamente con el siglo XX y para la escala de tiempo geológica cualquier información anterior es fundamental. Con información histórica suficiente un terremoto puede ser localizado con cierta aproximación y, asimismo, efectuar una estima de su intensidad. En Cataluña se han recogido relatos de terremotos históricos a partir del siglo X. Un ejemplo de ellos es el conjunto de estudios realizados por diferentes autores del terremoto del día 2 de Febrero de 1428 (ver Capítulo 3).

No obstante, a pesar de constituir un primer paso a la cuantificación o medida de los terremotos y a pesar de su frecuente uso hoy en día, las escalas de intensidad presentan una serie de inconvenientes que las convierten, en muchos casos, en inadecuadas. Estos inconvenientes radican fundamentalmente en el carácter subjetivo de las apreciaciones de los testigos, lo que introduce, sin duda, un cierto grado de incertidumbre. Por otro lado, puede presentarse una pérdida de información cuando el efecto del sismo se hace sentir en zonas montañosas o despobladas.

Con objeto de paliar los inconvenientes anteriores, y gracias a la aparición e instalación de los instrumentos de registro de terremotos (sismógrafos) a partir del inicio de este siglo, se ha establecido una nueva escala de medida del tamaño de los terremotos denominada magnitud.

La magnitud de un sismo cuantifica la energía disipada en el foco y transformada en ondas sísmicas. La energía total desprendida en un temblor puede considerarse compuesta por energía sísmica transmitida en forma de ondas y energía disipada en otras formas (p. ej. calor).

El cociente entre la energía sísmica y la energía total recibe el nombre de coeficiente de eficiencia sísmica, cuyo valor oscila aproximadamente entre 0.05 y 0.2. Las amplitudes correspondientes a las ondas elásticas son detectadas durante su propagación y medidas en los observatorios sismológicos y, a partir de ellas, se obtienen las magnitudes correspondientes a los sismos. De esta manera, la magnitud deja de ser una medida subjetiva del temblor, como ocurría en el caso de la intensidad, para convertirse en una medida física e instrumental cuya precisión y fiabilidad vendrá proporcionada por el número, distribución y calidad de los aparatos de registro.

La magnitud de un terremoto definida de esta forma no tiene un límite matemático establecido, si bien los terremotos más grandes registrados en el mundo (p. ej. San Francisco, 1906) han tenido magnitudes comprendidas entre 8 y 9. A pesar de que no exista un límite matemático en la escala de magnitudes, existe un límite físico a dicha escala impuesto por la propia constitución de los materiales terrestres que hace que la liberación de esfuerzos en el foco de un terremoto no haya sobrepasado determinadas magnitudes. En general un terremoto de magnitud 1 es prácticamente imperceptible y uno de magnitud 6 equivale, aproximadamente, a uno de intensidad VII-VIII. Por otra lado, y también a modo orientativo, una variación de una unidad de magnitud puede suponer variaciones de la energía sísmica transmitida del orden de 100 veces la correspondiente al grado inmediatamente superior o inferior.

Es importante, pues, no confundir los conceptos de intensidad y magnitud, hecho que sucede a menudo; si bien ambos tienen como finalidad la medición o cuantificación de los terremotos, los criterios son claramente distintos.

MAGNITUD LOCAL DE RICHTER

Richter (1945) midió en California (EEUU), a partir de sismógrafos de tipo

Wood-Anderson de torsión, las amplitudes máximas de las primeras llegadas de las ondas internas y las relacionó con la distancia al epicentro en kilómetros. Los ajustes para diferentes terremotos en escala logarítmica (fig. 3) eran aproximadamente paralelos, lo que sugirió una independencia de la magnitud respecto a la distancia al epicentro. A partir de aquí Richter definió la magnitud cero como aquella que proporciona una amplitud máxima de vibración del suelo de 1 micra a una distancia de 100 Km. Así la magnitud local de Richter, M_L , es la diferencia entre el logaritmo decimal de la amplitud y el logaritmo decimal de la amplitud patrón.

$$M_L = \log_{10} A - \log_{10} A_0 \quad (1)$$

donde A es la amplitud del movimiento del suelo registrada en un sismógrafo tipo Wood-Anderson a una distancia dada y A_0 corresponde a la curva patrón. La curva patrón (fig. 3) fué aportada por Richter y tiene la expresión:

$$\log_{10} A_0 = 6.37 - 3 \log_{10} \Delta \quad (2)$$

donde Δ es la distancia epicentral en kilómetros. Sabiendo que la amplificación de la amplitud registrada por el sismógrafo era, para ese caso, 2000 veces la amplitud real de las partículas del terreno (a) debidas al terremoto e introduciendo (2) en (1) se obtiene:

$$M_L = \log_{10} a + 3 \log_{10} \Delta - 2.92 \quad (3)$$

La expresión (3) es tan solo válida para la zona donde fué calculada, y no se puede aplicar directamente a otras regiones. Nótese que la expresión (2) introduce unos coeficientes. El que acompaña al $\log_{10} \Delta$ es típico de cada región de estudio. Debido a ello, las fórmulas de magnitud local deben ser tan solo aplicadas a las regiones para las que han sido calculadas.

MAGNITUDES SUPERFICIAL Y VOLÚMICA

En 1945, Gutenberg basándose en estudios anteriores de Gutenberg y Richter desarrolló expresiones para magnitudes basadas en ondas de tipo superficial. Estas ondas tienen la propiedad de que viajan por la superficie terrestre, disminuyendo su amplitud a medida que aumenta la profundidad. En la mayoría de los casos en que se han obtenido magnitudes de ondas superficiales, éstas se obtienen a partir de las componentes horizontales de los registros de los terremotos. Las amplitudes de las ondas se miden a periodos del orden de 20 segundos. La magnitud de tipo volúmico utiliza ondas que se propagan a través del interior de la Tierra. Las más utilizadas son las ondas P o compresionales, correspondiendo a las primeras llegadas registradas en los sismógrafos, las cuales tienen periodos dominantes del orden de un segundo.

La expresión general para ambos tipos de magnitudes es del tipo:

$$M = \log_{10} A + B \log_{10} \Delta + C \quad (4)$$

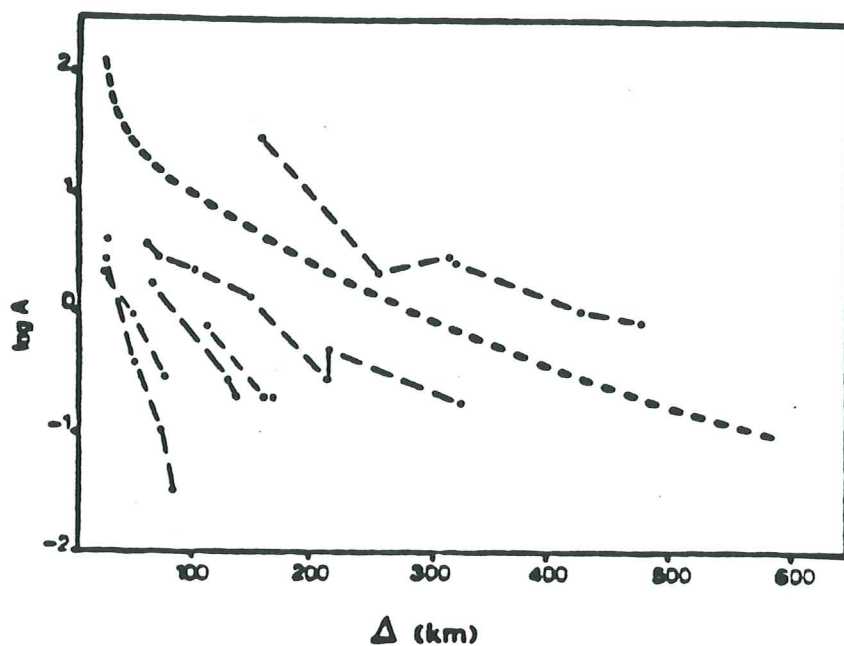


Figura 3.- Obtención de la magnitud local de Richter

Una forma alternativa a la anterior es:

$$M = \log_{10} \frac{A}{T} + B \log_{10} \Delta + C \quad (5)$$

donde M indica la magnitud de tipo superficial (M_s) o volúmica (m_b). B y C son constantes, A indica la amplitud del movimiento del suelo y T el periodo al que se ha medido la amplitud en el registro del terremoto (sismograma). Estas fórmulas son válidas para cualquier distancia y cualquier tipo de sismógrafo.

FÓRMULAS LOCALES DE MAGNITUD

Cuando se trabaja en zonas de la Tierra tales que las distancias entre los terremotos y los observatorios sismológicos son del orden de unos pocos centenares de kilómetros (distancias locales) es conveniente construir fórmulas para dichas regiones. Estas fórmulas locales, en la mayoría de los casos, están basadas en la fase L_g , que son ondas debidas a los modos superiores de vibración de las ondas de Rayleigh y Love y normalmente se desarrollan y observan muy bien a distancias locales (fig. 4). Otro tipo de magnitud local está basado en la duración del temblor, entendiéndose por duración el tiempo medido en segundos desde el inicio de la primera llegada en el sismograma hasta que la señal sísmica se confunde con el ruido de fondo propio de la estación sismológica (fig. 4). La ventaja que ofrecen las magnitudes basadas en la duración sobre las basadas en las amplitudes reside en que permiten obtener la magnitud del temblor a pesar de que no se registren las ondas necesarias o que las amplitudes de las ondas a utilizar en los cálculos aparezcan truncadas.

Las fórmulas basadas en la amplitud de la onda L_g obedece a expresiones del tipo dado por la expresión (5), mientras que los basados en la duración obedecen a expresiones del tipo:

$$m_{\tau} = A + B \log_{10} \tau + c (\log_{10} \tau)^2 + D\Delta \quad (6)$$

donde A , B , C y D son constantes, τ indica la duración en segundos y Δ la distancia epicentral en kilómetros.

En Cataluña han venido utilizándose diversas fórmulas correspondientes a otras regiones. Susagna y Lana (1986) han obtenido una fórmula de magnitud basada en el tiempo de duración, válida para el sismógrafo de corto periodo del Observatorio Fabra, que tiene la expresión:

$$m_{\tau} = -0.419 + 1.987 \log_{10} \tau \quad (6a)$$

solamente para pequeñas magnitudes (2.5-4.0) y distancias epicentrales menores de 300 Km. Estas limitaciones no resultan rigurosas dadas las magnitudes y distancias epicentrales correspondientes a la sismicidad actual de Catalunya.

Para el Observatorio del Ebro se ha deducido una fórmula análoga (Peñuelas y Canas, 1985) para magnitudes comprendidas entre 2.8 y 5.6, siendo las distancias epicentrales del orden de 300 km.

$$m_{\tau} = 1.71 + 2.17(\log \tau) + 2.80 \times 10^{-3} \Delta \quad (6b)$$

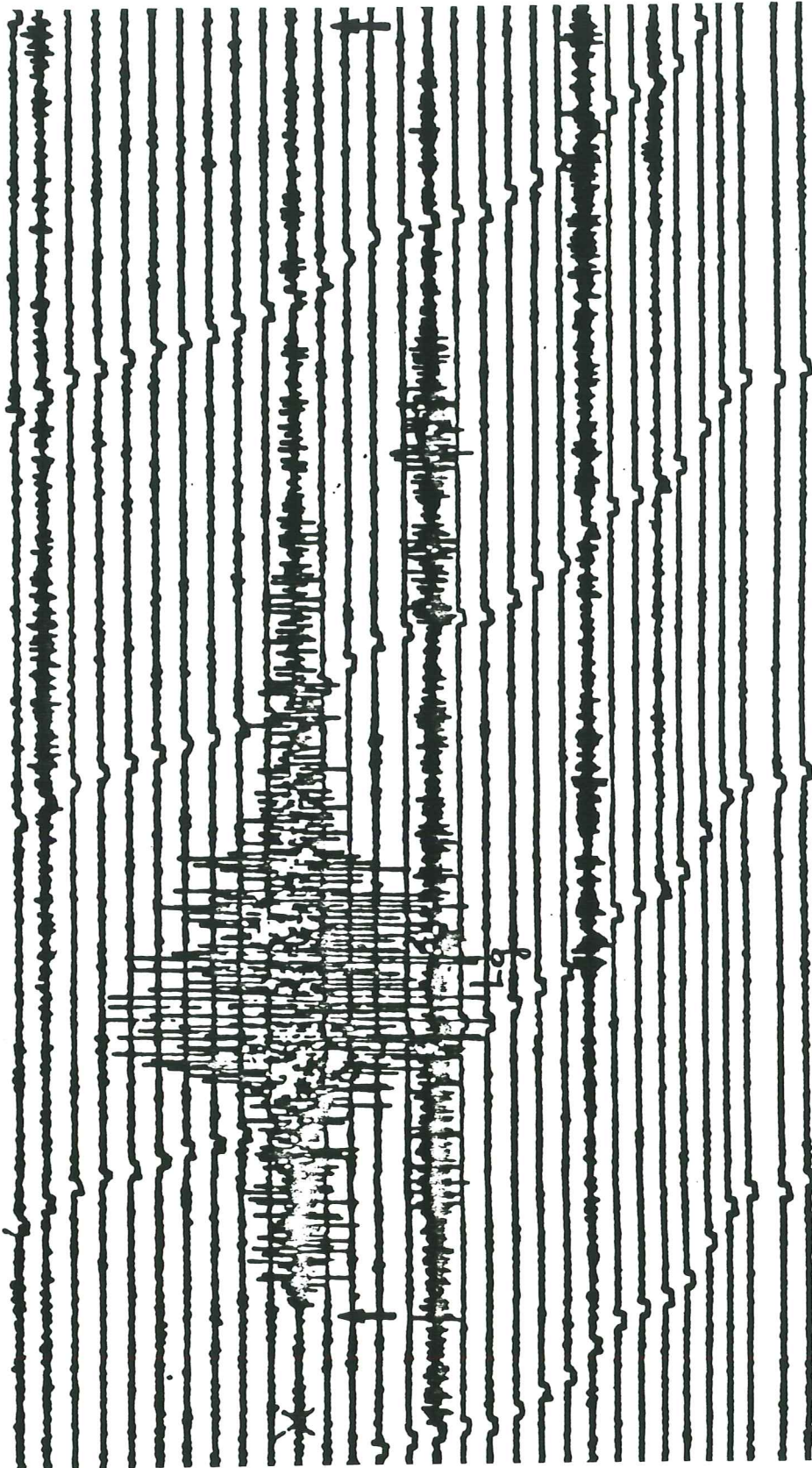


Figura 4.- Típico sismograma registrado en la estación EBR. En él aparece la fase L_g

RELACIONES MAGNITUD-ENERGÍA

Como ya se ha mencionado, la magnitud es una manera de evaluar la energía disipada por un terremoto y transformada en ondas sísmicas. En esencia ésta es, como en todo fenómeno ondulatorio, proporcional al cuadrado de la amplitud de vibración. Combinando estudios teóricos relativos a la radiación energética en el foco y datos empíricos, se llegó a la relación que normalmente se utiliza entre magnitud volúmica m_b y la energía sísmica E_S :

$$\log_{10} E_S = 5.8 + 2.4 m_b \quad (7)$$

Para ondas superficiales, teniendo presente la relación entre la magnitud de ondas volúmicas y la magnitud de ondas superficiales se puede escribir:

$$\log_{10} E_S = 11.8 + 1.5 M_S \quad (8)$$

Debe entenderse que tanto (7) como (8) dan aproximaciones válidas, pero no son una medida exacta debido a las propias limitaciones de los métodos empleados para la obtención de las fórmulas.

ATENUACIÓN DE INTENSIDAD

Si haciendo uso del concepto de intensidad, trazamos sobre un mapa las líneas tales que separan regiones de distinta intensidad obtenemos un mapa de isosistas (fig. 5). De la observación directa de cualquier mapa de isosistas se deduce inmediatamente que los efectos observados debidos a los terremotos decrecen en importancia al aumentar la distancia al foco. Este fenómeno recibe el nombre de atenuación de la intensidad sísmica. La atenuación no solo depende de la distribución geométrica de la energía radiada desde el foco sino que también es consecuencia de fenómenos de absorción y dispersión de ondas.

La escala más conveniente para el estudio de la atenuación de intensidades es la MSK, ya que es la única escala de intensidad que incorpora explícitamente la naturaleza probabilística del comportamiento de edificaciones a acciones de tipo sísmico.

Implícita o explícitamente, en las relaciones de atenuación de intensidades, son de uso común las siguientes hipótesis:

- a) El foco sísmico es puntual y la energía es radiada a través de un espacio de geometría simple.
- b) La intensidad se mide en enteros y, predominantemente, es considerada como variable aleatoria ajustada a una distribución normal.
- c) La atenuación de la energía E es debida a la tasa de absorción y/o a la atenuación geométrica; se puede expresar como:

$$E(\Delta) = C\Delta^{-n} e^{-\alpha\Delta} \quad (9)$$

donde:

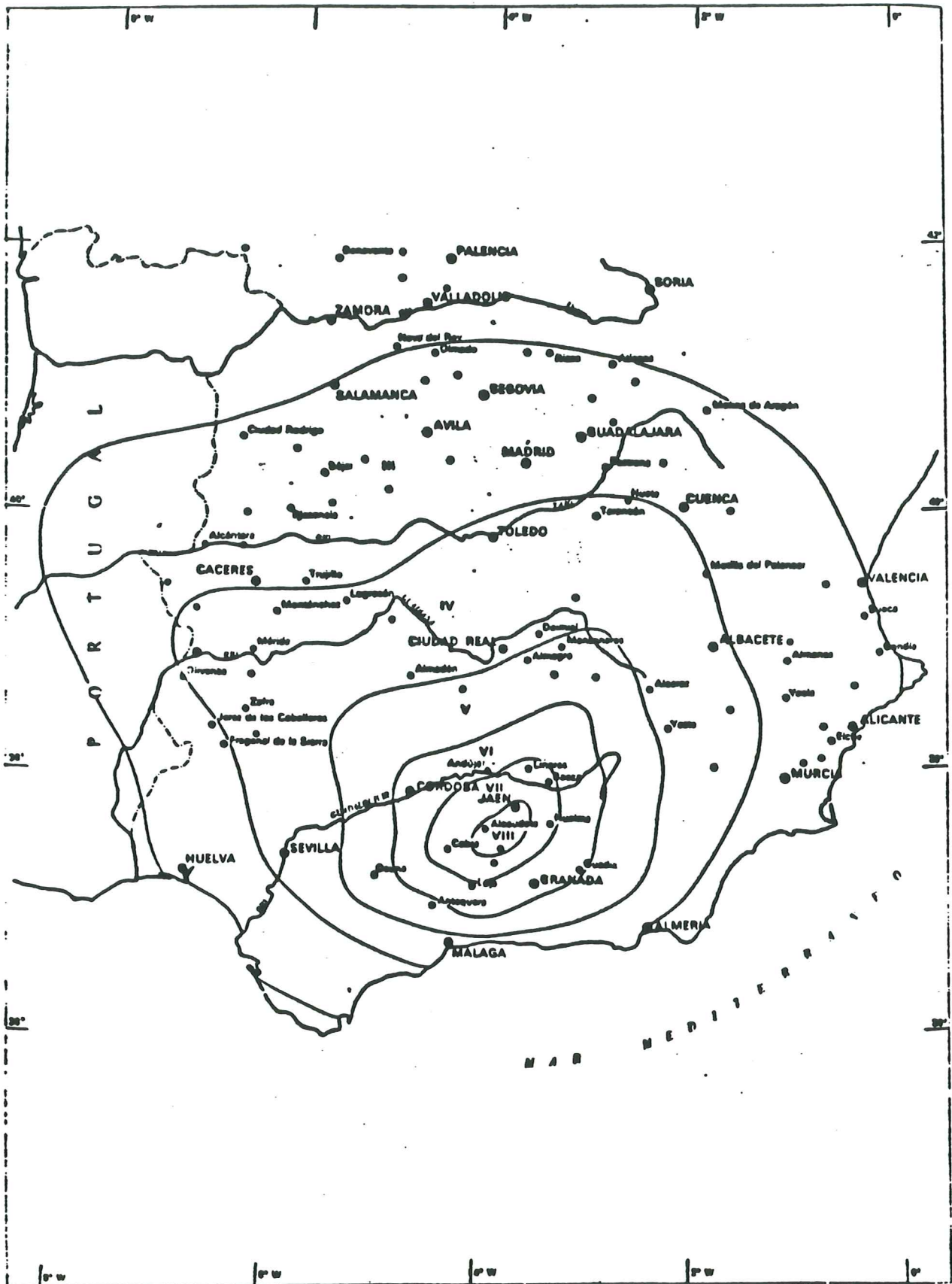


Figura 5.- Isosistas del terremoto del 19 de Mayo de 1951 (Mezcua, 1982)

Δ = distancia al foco en kilómetros

C = constante

n = exponente debido a la atenuación geométrica de la energía

α = constante representativa de la tasa de absorción en km^{-1}

- d) Dado que la energía a una determinada distancia es función del cuadrado de la amplitud del movimiento del terreno, se admite que la intensidad de los efectos del movimiento varía linealmente con el logaritmo de la energía en la forma:

$$I(K) = K \log_{10} E(A) + D \quad (10)$$

donde K y D son constantes.

Teniendo en cuenta la profundidad del foco a partir de las fórmulas (9) y (10) se llega a la expresión:

$$I = I_0 - C_1 \log_{10} \sqrt{1 + \frac{r^2}{h^2}} - C_2 \sqrt{r^2 + h^2} - h \quad (11)$$

donde C_1 y C_2 son constantes, r es la distancia epicentral, h la profundidad del foco e I_0 es la intensidad epicentral.

- e) Ocasionalmente se omite el término debido a la absorción, con lo cual la expresión (11) se convierte en:

$$I = I_0 - C_1 \log_{10} \sqrt{1 + \frac{r^2}{h^2}} \quad (12)$$

Esta última expresión ha sido denominada "invariante de intensidad".

- f) El uso de la intensidad epicentral I_0 puede dar lugar a incertidumbre. Esta puede eliminarse seleccionando la isosista de mayor intensidad, I_{max} , y su radio equivalente, r_{max} , en la forma:

$$r_{max} = \sqrt{\frac{A_{I_{max}}}{M}} \quad (13)$$

donde $A_{I_{max}}$ = área donde $I \geq I_{max}$, de este modo se llega a la siguiente expresión:

$$I = I_{max} - C_1 \log_{10} \sqrt{\frac{r^2 - h^2}{r_{max}^2 + h^2}} \quad (14)$$

Existen diversas expresiones para distintas partes del mundo. Como ejemplo citaremos la relación de Anderson (1978) para sismos norteamericanos hasta el año 1972:

$$I = I_0 + 3.2 - 1.17 a r - 2.7 \log_{10} r \quad (15)$$

donde a es 0.6 grado^{-1} para el oeste de USA y 0.1 grado^{-1} para el este del mismo país.

Relaciones del tipo anterior son tan solo aplicables a las zonas para las que son obtenidas. Aplicarlas a zonas distintas puede dar lugar a conclusiones totalmente erróneas.

ATENUACIÓN ANELÁSTICA DE LA ENERGÍA

La atenuación de la energía sísmica queda reflejada en las observaciones instrumentales recogidas en los sismogramas obtenidos en los observatorios sismológicos. En efecto, cuando se comparan los movimientos del suelo deducidos de los registros de un mismo terremoto, correspondientes a dos observatorios tales que ambos y el epicentro estén situados sobre un círculo máximo terrestre -para evitar problemas de radiación en el foco-, se observa que la amplitud de las ondas en el observatorio más lejano ha decrecido respecto al primero por el efecto de dispersión geométrica de la energía y por la propia anelasticidad de la Tierra.

De esta manera, del análisis de la atenuación de las ondas sísmicas puede obtenerse abundante información acerca de la constitución anelástica de la zona atravesada por las ondas. Esta información puede referirse tanto a las capas superficiales de la Tierra (corteza terrestre) como al mismo núcleo interno, dependiendo del tipo de ondas utilizadas para su estudio. Estos fenómenos de atenuación están, pues, directamente relacionados con la tectónica y geología de la zona afectada así como con las características de sus materiales (propiedades físico-químicas de las rocas constituyentes).

Existen diversos métodos para la obtención de la atenuación anelástica de una zona geográfica determinada. Su caracterización puede establecerse a partir de dos parámetros que están relacionados entre si cuando se obtienen a partir de un mismo tipo de onda. La forma más común de medir la atenuación anelástica es a través de un factor adimensional 'Q' denominado factor anelástico de calidad. Este factor representa el inverso de la razón de la energía disipada por longitud de onda respecto a la energía total transportada por tal longitud. Valores pequeños de Q ($\simeq 100$) corresponden a zonas de gran atenuación que se asocian, en general, a zonas sísmicamente activas. Valores grandes de Q ($\simeq 1000$) corresponden, a su vez, a zonas con baja atenuación.

Otro parámetro utilizado para la determinación de la atenuación es el llamado coeficiente anelástico ' γ '. Este coeficiente, generalmente función del periodo, afecta a la expresión de la energía sísmica y por lo tanto a las amplitudes registradas a una determinada distancia del foco del temblor.

La expresión que relaciona los factores ' γ ' y ' Q ' para una zona determinada viene dada por:

$$\gamma = \frac{\pi}{T v Q} \quad (16)$$

donde

T es el periodo en segundos

v es la velocidad de fase o de grupo de las ondas en km/s. Se utiliza la velocidad de fase para las ondas no dispersivas (volúmicas) y de grupo para las dispersivas (superficiales).

De esta relación se deduce que γ no es un parámetro adimensional, tal como ocurre con Q , teniendo por unidades km^{-1} . Por otro lado, se deduce también que a mayor valor de Q menor es el valor de γ correspondiente, de forma que a zonas de baja atenuación les corresponden valores de γ pequeños mientras que a zonas de gran atenuación les corresponden valores grandes de γ .

La aplicabilidad de los parámetros de atenuación γ y Q al estudio del tipo de terreno ha quedado ampliamente justificada en numerosos trabajos de diversos autores (p.e. Nuttli, 1973). Es importante notar que los factores γ y Q indican también que si un terremoto de idénticas características ocurriese a la vez en una zona de alta atenuación y en una de baja, los efectos del terremoto serían mucho más catastróficos en la zona de baja que en la de alta atenuación. Asimismo el área afectada por el terremoto en una zona de baja atenuación es mucho más amplia que la correspondiente a una zona de alta atenuación.

De todo lo dicho, resulta claro que para poder valorar la peligrosidad sísmica de una región es muy importante el conocimiento de la atenuación anelástica con el fin de deducir los efectos de los terremotos en función de las distancias focales.

MOMENTO SÍSMICO

Hasta ahora hemos visto que para evaluar el tamaño de un sismo se hace uso de los conceptos de intensidad y magnitud. Otra forma de cuantificar el tamaño de un terremoto es midiendo la dislocación de los materiales terrestres que intervienen en la generación del terremoto.

En la práctica el momento sísmico, M_0 , se evalúa a partir de la proporcionalidad existente entre la caída de tensiones en el plano de falla, $\Delta \sigma$, la profundidad h de dicho plano y el área de rotura, A , de tal forma que:

$$M_0 \propto \Delta \sigma h A \quad (17)$$

donde la constante de proporcionalidad para transformar en ecuación la expresión (17) depende del tipo de falla.

Otra forma de calcular el momento sísmico es teniendo presente que éste es proporcional a la amplitud espectral asociada a la frecuencia esquina.

Se ha observado un comportamiento característico de la relación entre la amplitud espectral y el logaritmo decimal de la frecuencia de modo que aquella se mantiene prácticamente constante por debajo de cierta frecuencia denominada frecuencia esquina, a partir de la cual decrece linealmente. La constante de proporcionalidad entre el momento sísmico y la amplitud espectral asociada a la frecuencia esquina depende, entre otros factores, de la distribución de la energía y de la atenuación anelástica.

La relación entre el momento sísmico, y cualquiera de las diferentes magnitudes, no es inmediata. No obstante algunos autores han comprobado la bondad de un ajuste logarítmico lineal de tipo:

$$\log M_0 = a + bM \quad (18)$$

donde a y b son constantes.

Así pues el momento sísmico proporciona otra forma de cuantificar el tamaño de un temblor, aunque no es tan usual como las anteriormente expuestas.

RELACIÓN ENTRE FRECUENCIA DE OCURRENCIA DE SISMOS Y MAGNITUD

Gutenberg y Richter (1954), efectuando estudios relativos a la frecuencia de ocurrencia y magnitudes de temblores en zonas sísmicas, obtuvieron la relación:

$$M = c - d \log_{10} N \quad (19)$$

donde N es el número de terremotos de magnitudes igual o mayor a M por unidad de tiempo. c y d son constantes. La expresión (19) ha sido comprobada para prácticamente la totalidad del planeta y en zonas muy específicas de gran actividad sísmica.

Del análisis de la expresión (19) se puede obtener información acerca del grado de ocurrencia de temblores y del periodo de retorno medio probable de ocurrencia de un movimiento sísmico de una cierta magnitud. El periodo de retorno se define como el inverso de N . La expresión (19) usualmente se escribe de la siguiente forma:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (20)$$

donde a y b son constantes (fig. 6). La constante b se utiliza como parámetro tectónico y su rango de variabilidad se sitúa entre 0.5 y 1.5 aproximadamente. Valores superiores a la unidad indican actividad tectónica considerable, mientras que valores menores indican actividad moderada.

El uso de la anterior relación está muy generalizado hoy en día y es de especial importancia para el estudio de la sismicidad inducida, o sea el estudio de las características de ocurrencia de temblores generados indirectamente por el hombre por medios artificiales. Estudios de sismicidad inducida son especialmente importantes en zonas en las que por ejemplo se deban construir presas.

MECANISMO DE LOS TERREMOTOS

La radiación de energía a partir del foco sísmico depende del tipo de falla donde se origina el terremoto. Una forma conveniente para estudiar los distintos tipos de fallas es a partir de la construcción de mecanismos focales. Éstos pueden ser simples cuando tan solo se estudia un único terremoto o compuestos cuando se estudia un enjambre de ellos que se suponen asociados a un mismo tipo de falla. El modelo matemático más aceptado hoy en día es el constituido por dos pares de fuerzas sin momento resultante. La radiación de energía desde el foco, para los distintos tipos de ondas, depende de la expresión matemática que representa al modelo citado. La propagación de la onda P da lugar a compresiones o dilataciones sobre la

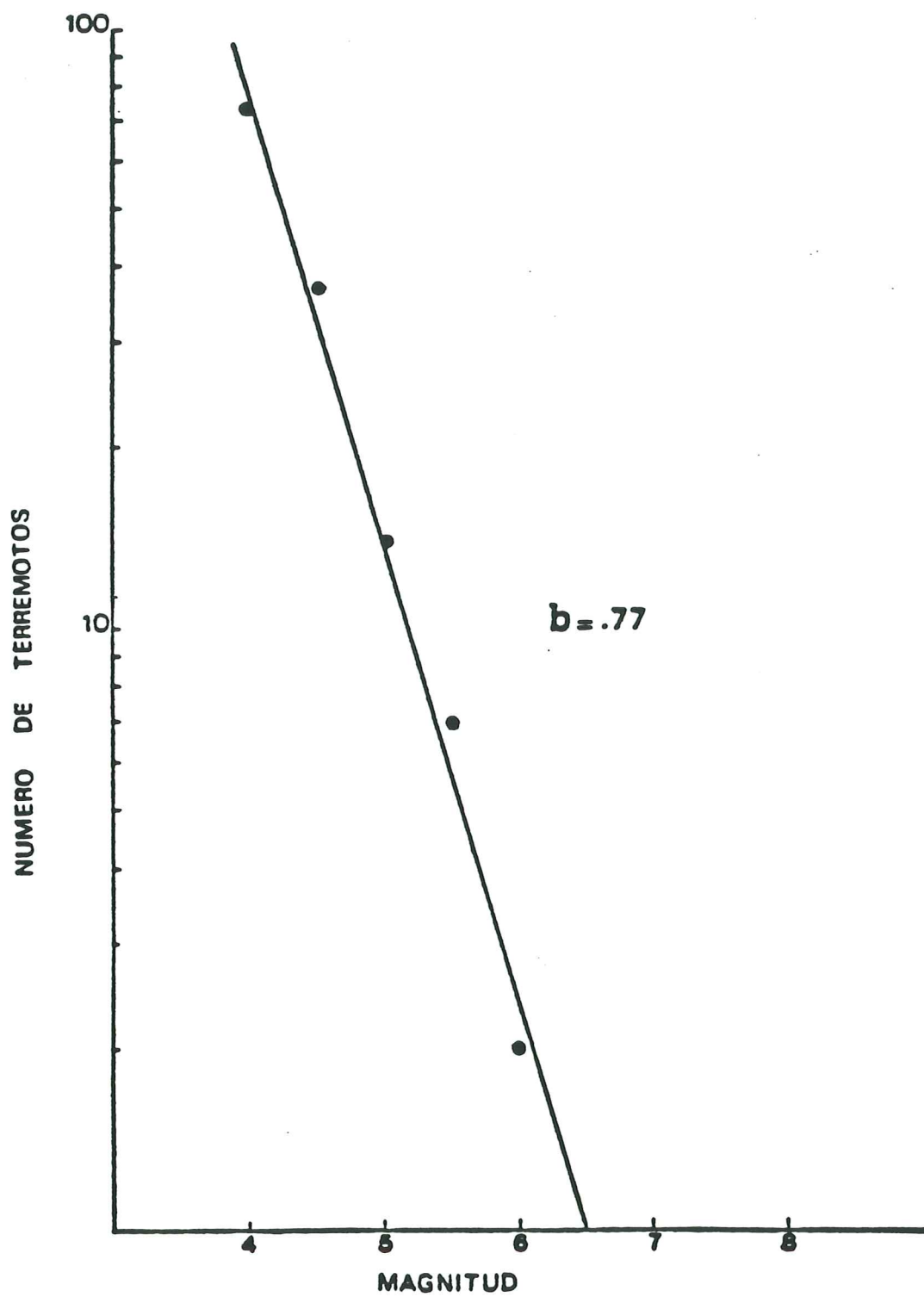


Figura 6.- Relación frecuencia de ocurrencia - magnitud para las Azores. (Jiménez, M.J., 1982)

superficie terrestre. El mecanismo focal basado en las observaciones de compresiones y dilataciones obtenidas en diversos observatorios se obtiene mediante la aplicación de un método gráfico que permite determinar el tipo de falla correspondiente al terremoto o enjambre de terremotos estudiados. A cada tipo de falla le corresponde un mecanismo focal distinto (fig. 7). Existe ambigüedad en la determinación de la falla a partir de mecanismo focal. Los mecanismos focales proporcionan dos planos perpendiculares entre sí, uno llamado plano de falla propiamente dicho, y el otro llamado plano auxiliar. Realmente en el mecanismo no se puede distinguir entre ambos y por lo tanto se necesita información adicional, normalmente de carácter geotectónico, para determinar cual es el plano de falla.

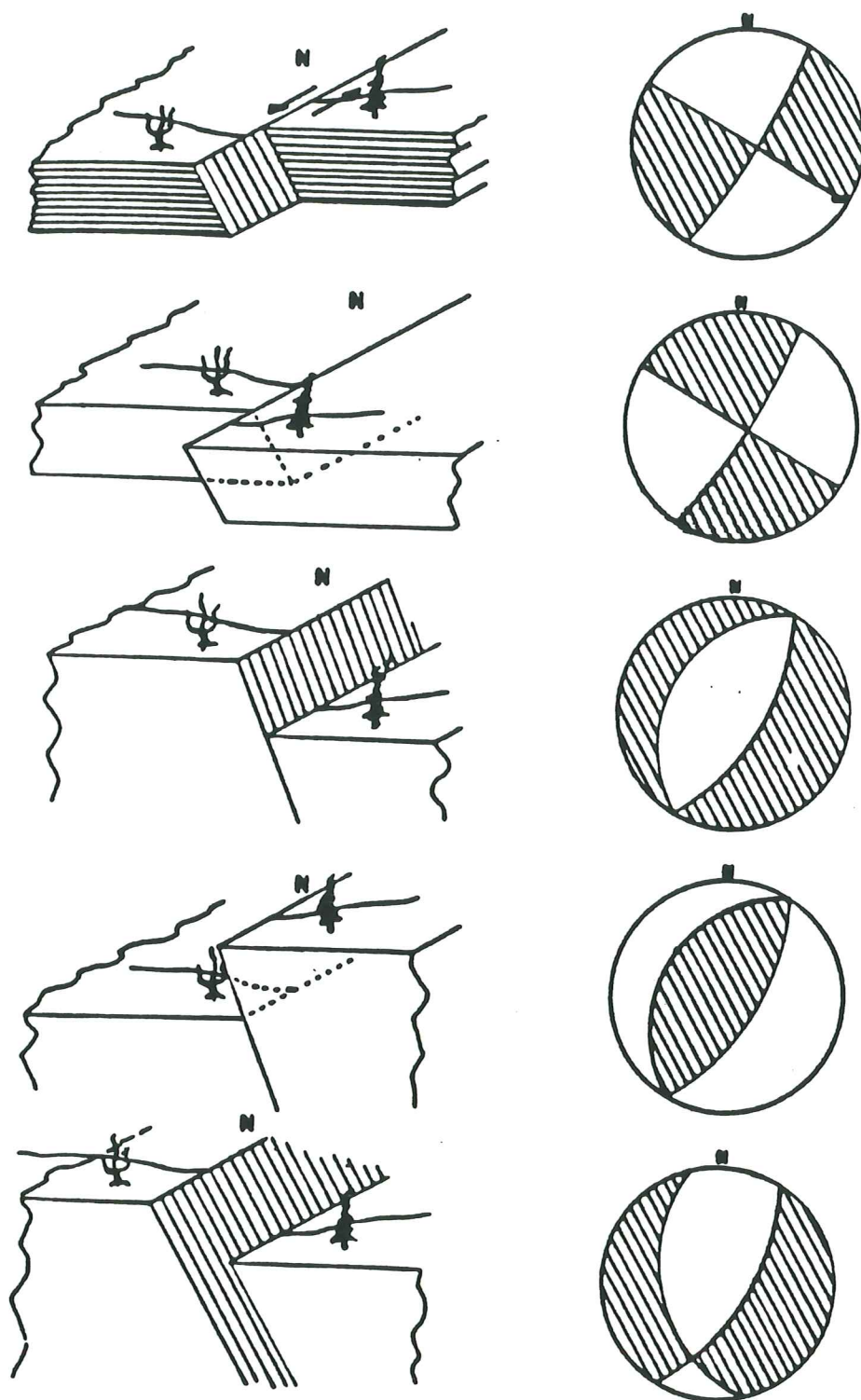


Figura 7.- Tipos de fallas y mecanismos focales correspondientes.
(Jiménez, Z., 1977)

REFERENCIAS

- Anderson, J. G. (1878). On the attenuation of MM intensity with distance in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68: 1147-1179.
- Forsyth, D. and S. Uyeda (1975). On the relative importance of the driving forces of Plate Motion. *Geophys. J.*, 43, p. 163
- Gutenberg, B. (1945). Amplitudes of surface waves and magnitude of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35: 3-12.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954). Seismicity of the Earth. *Princeton University Press. 2nd ed.*, 16-25
- Jiménez, M.J. (1982). Estudio del Terremoto del 26 de Mayo de 1975. Region Azores-Gibraltar. *Tesina de Licenciatura. Facultad de Física. Universidad Complutense de Madrid.*
- Jiménez, Z. (1977). Mecanismo focal de siete temblores (Mb 5.5) ocurridos en la región de Orizaba, México. En el período 1928-1973. *Tesis Profesional, Fac. de Ciencias, UNAM-México.*
- Mezcua, J. (1982). Catálogo General de Isosistas de la Península Ibérica. *I.G.N., Madrid*, pp. 301.
- Nuttli, O.W. (1973). Seismic waves attenuation and magnitude relations for eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 78: 876-885.
- Peñuelas, G., y Canas, J.A. (1985). Fórmulas de magnitud de duración y atenuación anelástica de la fase L_g para el subbloque Ibero-Costero-Pirenaico. Abstract R.S.E.F.Q., Sitges (Barcelona).
- Reid, H.F. (1910). The mechanism of the earthquake. In: The California Earthquake of April 18, 1906. *Rept. State Earthquake Invest. Comm., e. Carregie, Inst., Washington, D.C.*
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake scale. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- Susagna, T. y Lana, X (1986). Búsqueda de una ley de magnitud en función de la duración de los terremotos. *Revista de Geofísica*, 42: 73-80.

CAPITULO 2

SISMICIDAD DE CATALUÑA

Las fuentes de información para el estudio de la sismicidad en Cataluña son diversas. No obstante, de entre ellas merecen comentario aparte los catálogos que presentan una fusión de datos recientes con numerosos estudios específicos. De entre ellos destacamos el "Catálogo de terremotos de Cataluña, Pirineos y zonas adyacentes, 1100-1979", de E. Suriñach y A. Roca (1982). Este catálogo efectúa una división en dos partes. La primera comprende la época histórica entre 1100 y 1906. Esta parte es una síntesis de trabajos anteriores de Fontseré e Iglèsies (1971), Munuera (1963), Galbis (1932, 1940) y Vogt (1979) y solo se consideran los terremotos de intensidad $I \geq V$ (escala MSK). La segunda parte del catálogo corresponde a la época instrumental y abarca desde 1906 hasta 1979. Se nutre fundamentalmente del catálogo de Roca (1975) y de diversas informaciones extraídas de Galbis (1932, 1940), Munuera (1963) y Vogt (1979). De acuerdo con la desigual calidad de los datos la segunda parte del catálogo se subdivide en dos etapas 1907-1966 y 1967-1979.

El segundo catálogo al que nos referiremos es el de Mezcua y Martínez-Solares (1983): "Sismicidad del área Ibero-Mogrebí", que abarca desde los 880 A.C. hasta 1980. La época histórica se obtiene fundamentalmente de Galbis (op. cit.) y de Fontseré e Iglèsies (1971; op. cit.) para Cataluña. La época instrumental está basada en los trabajos citados de Galbis y Munuera, Sánchez-Navarro (1921), Bonelli (1960), Rey Pastor (1946) y Due Rojo (1960).

La sismicidad reciente de Cataluña está siendo recogida en publicaciones del Observatorio Fabra (Academia de Ciencias de Barcelona) y, más recientemente, en el "Butlletí Sismològic del Servei Geològic de Catalunya" (Olivera et al., 1985). Este boletín consiste en una recopilación de los registros de estaciones sísmicas permanentes en Cataluña y regiones vecinas.

A pesar de que las estaciones sismológicas en Cataluña han sido muy escasas en el pasado, los terremotos de magnitud suficiente han podido ser localizados con las estaciones de todo el Estado y de otros países. La precisión con que se han localizado es variable y depende, sobre todo, del carácter histórico o instrumental de los terremotos. En la categoría de los instrumentales, la precisión depende del número de estaciones que hayan sido utilizadas para su localización. En general, los errores pueden llegar a ser de algunos kilómetros y, en casos muy poco favorables, incluso de algunas decenas de kilómetros.

Los terremotos de Cataluña y zonas adyacentes se localizan preferentemente en ciertas regiones que corresponden, generalmente, a las unidades geoestructurales de la región. Ésto puede verse claramente en la figura 8 donde se representan los terremotos registrados en 1985 y que se acumulan en la Cadena Pirenaica, Cadena Costera Catalana, y muy debilmente a lo largo del Sistema Ibérico.

En el Pirineo catalán la sismicidad es relativamente baja. Los terremotos del Pirineo son debidos principalmente a la actividad tectónica de fallas directamente

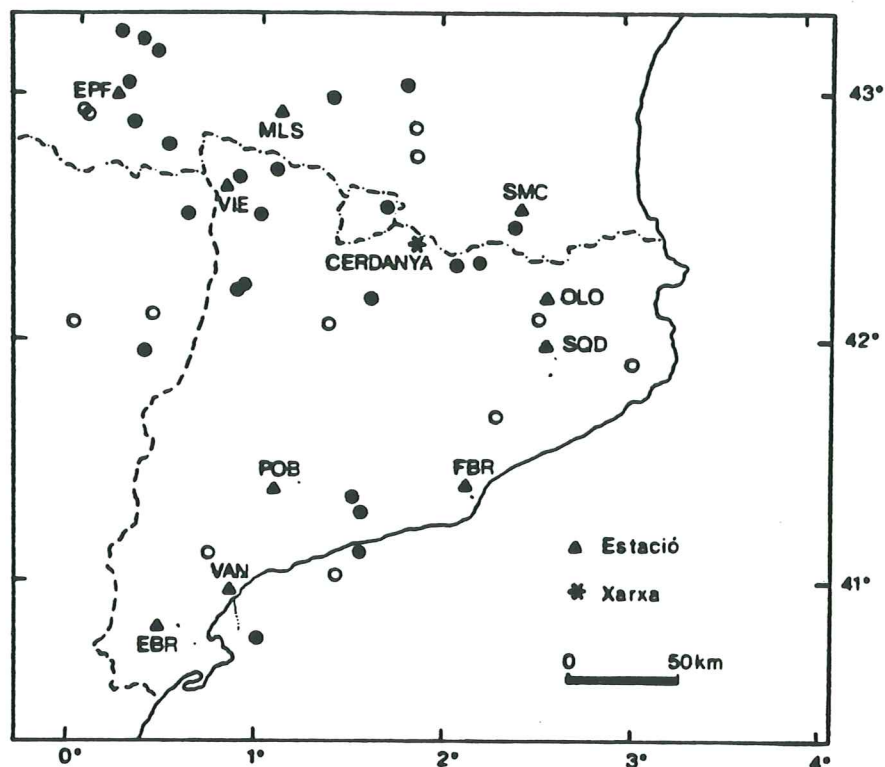


Figura 8.- Terremotos registrados por la red sísmica catalana. Los asteriscos y los triángulos indican red y estaciones respectivamente. (Butlletí Sismològic, 1985)

relacionadas con la estructura del Pirineo, tales como la falla norpirenaica –límite entre la placa europea y la subplaca Ibérica,– o fallas de dirección este-oeste situadas en la zona de contacto entre la zona axial del Pirineo y la zona subpirenaica, o, en particular en el Pirineo catalán, en fallas oblicuas, como las Tec y la del Tet, orientadas NE-SW. El movimiento actual de estas fallas está muy probablemente relacionado con los regímenes extensivos que se han producido en el Mediterráneo occidental durante los últimos 20 millones de años. El terremoto de magnitud 4.4 que conmovió la comarca del Ripollés y otras del 26 de septiembre de 1984 es un ejemplo reciente de terremoto debido al juego de fallas que limitan la zona axial del Pirineo. Este terremoto fue seguido por numerosas réplicas que fueron registradas en estaciones portátiles. Ello permitió la localización muy precisa de su epicentro, a unos 2-3 Km al NW de Ribes de Freser.

Los sismos de la Cordillera Costera Catalana son interpretados como debidos al juego de fallas que individualizan esta unidad, en relación con el régimen distensivo ya

mencionado. Fallas análogas, pertenecientes a la misma unidad estructural, se hallan bajo el Mediterráneo entre la costa oriental de Iberia y las Islas Baleares, en el Golfo de Valencia, y superpuestas a la Cordillera Ibérica. A pesar de que la sismicidad de la Cordillera Ibérica, del Golfo de Valencia y de las islas Baleares es muy débil y dispersa, ésta debe originarse en el juego extensivo de estas fallas que reaccionaron a la distensión que siguió al bloqueo de la subplaca Ibérica al formarse el Pirineo y la Cordillera Bética. Así pues, podemos generalizar diciendo que tenemos terremotos debidos a fracturas situadas en el interior de la placa Ibérica -sismicidad intraplaca- (Pirineo, Cordillera Costera Catalana, Cordillera Ibérica y Mediterráneo).

REFERENCIAS

- Bonelli, J. (1960). Catálogo sísmico 1938-1960. Instituto Geográfico y catastral. *Informe interno*. Madrid.
- Butlletí Sismològic (1985). Edita: Servei Geològic, Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Generalitat de Catalunya.
- Due Rojo, A. (1960). Movimientos sísmicos en España durante el año 1958. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, LVIII, 97-104.
- Fontseré, E. and Iglèsies, J. (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fundació Salvador Vives*. Barcelona.
- Galbis, J. (1932). Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W y paralelos 45° y 25°N. *Tomo I, Inst. Geog. Cat.* Madrid.
- Galbis, J. (1940). Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W y paralelos 45° y 25°N. *Tomo II, Inst. Geog. Cat.* pp. 277, Madrid.
- Mezcua, J. y Martínez-Solares, J.; (1983). Sismicidad del área Ibero-Mogrebi. *Inst. Geog. Nac.* Madrid, pp. 301.
- Munuera, J.M. (1963). A study of seismicity on the Peninsula Iberica area. *Technical note n. 1. "Seismic data". Inst. Geog. Cat.* Madrid.
- Olivera, C., Banda, E. i Susagna, T. (1985). Butlletí Sismològic 1984, *D.P.T. i O.P. Servei Geològic*.
- Rey Pastor, A. (1946). Sismicidad de la comarca costera alicantina. *Inst. Geog. Cat.* Madrid.
- Roca, A. (1975). Sismicidad de Cataluña 1906-1974 y relación señal-ruido en una estación para el estudio de la sismicidad local. *Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona*.
- Sánchez-Navarro, M. (1921). Lista de los terremotos más notables sentidos en la Península Ibérica. (a.c., 1917). *Est. Sism. de Cartuja* 11-65, Granada.
- Suriñach, E. and Roca, A. (1982). Catálogo de terremotos de Cataluña, Pirineos y zonas adyacentes. 1100-1979. En: La sismicidad en la zona comprendida entre 40°N- 44°N y 3°W-5°E. NE Peninsula Ibérica. *Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid*, 9-106. Madrid.
- Vogt, J. (1979). Les tremblements de terre en France. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.* 96. Strasbourg.

CAPITULO 3

CASOS TIPO

Expondremos aquí dos casos que resultan representativos de la sismicidad de Cataluña. Uno es el terremoto mencionado anteriormente, 2 de febrero de 1428, que fue muy destructivo, siendo un ejemplo de estudio de un sismo histórico para el que solamente podemos utilizar datos de intensidades estimadas a través de la lectura de documentos de la época. Por otra parte presentaremos el estudio del terremoto acontecido el 26 de Septiembre de 1984 cerca de Ribes de Freser, el cual no produjo destrucción pero es representativo de la sismicidad de Cataluña durante este siglo.

EL TERREMOTO DEL 2 DE FEBRERO DE 1428

En la mañana del 2 de febrero de 1428, día de la Candelera, entre las 8 y las 9 de la mañana hora local un terremoto fue sentido en Cataluña y regiones circundantes. El evento devastó pueblos, destruyó iglesias, castillos y fortalezas y quitó la vida de más de 800 personas.

Dada la importancia de la sismicidad histórica en estudios de peligrosidad sísmica, este terremoto ha sido estudiado con detalle (Banda y Correig, 1984). La información disponible fue evaluada para obtener una estimación realista de la distribución de intensidades, localización del terremoto y su atenuación.

La mayor parte de los datos relativos a este terremoto fueron compilados por Fontseré e Iglèsies (1971) en un trabajo monumental de este equipo compuesto por un geofísico y un geógrafo. Los documentos originales recogidos por Fontseré e Iglèsies van desde relatos de cronistas y autoridades locales hasta cartas escritas por personas pidiendo la exención de impuestos argumentando los daños producidos por el terremoto en sus propiedades.

Algunas crónicas son fantásticas y no se les puede atribuir ningún peso. Otros relatos son mucho más específicos y dan cuenta detallada de daños que son de gran interés para el sismólogo. En algunos documentos se pueden obtener pistas de posibles fallas geológicas vistas en superficie. Uno de los relatos específicos cuenta que a lo largo de la falla "el lado opuesto al sol naciente permaneció por debajo del otro lado". Esto puede interpretarse como una indicación de falla normal o inversa. Asimismo, muchos cronistas coinciden en relatar emanaciones de gas y volcanes de lodo.

Se reunió información macrosísmica de 45 localidades diferentes (pueblos, castillos, iglesias y fortalezas) (fig. 9 y Tabla II). En muchos casos la intensidad sentida fue difícil de estimar por lo que en algunas ocasiones se asignaron valores afectados de error. Se consideró que los castillos, fortalezas e iglesias corresponden a edificaciones de tipo A y las casas a tipo B (ver escala MSK, apéndice 1). La escala utilizada fue la MSK.

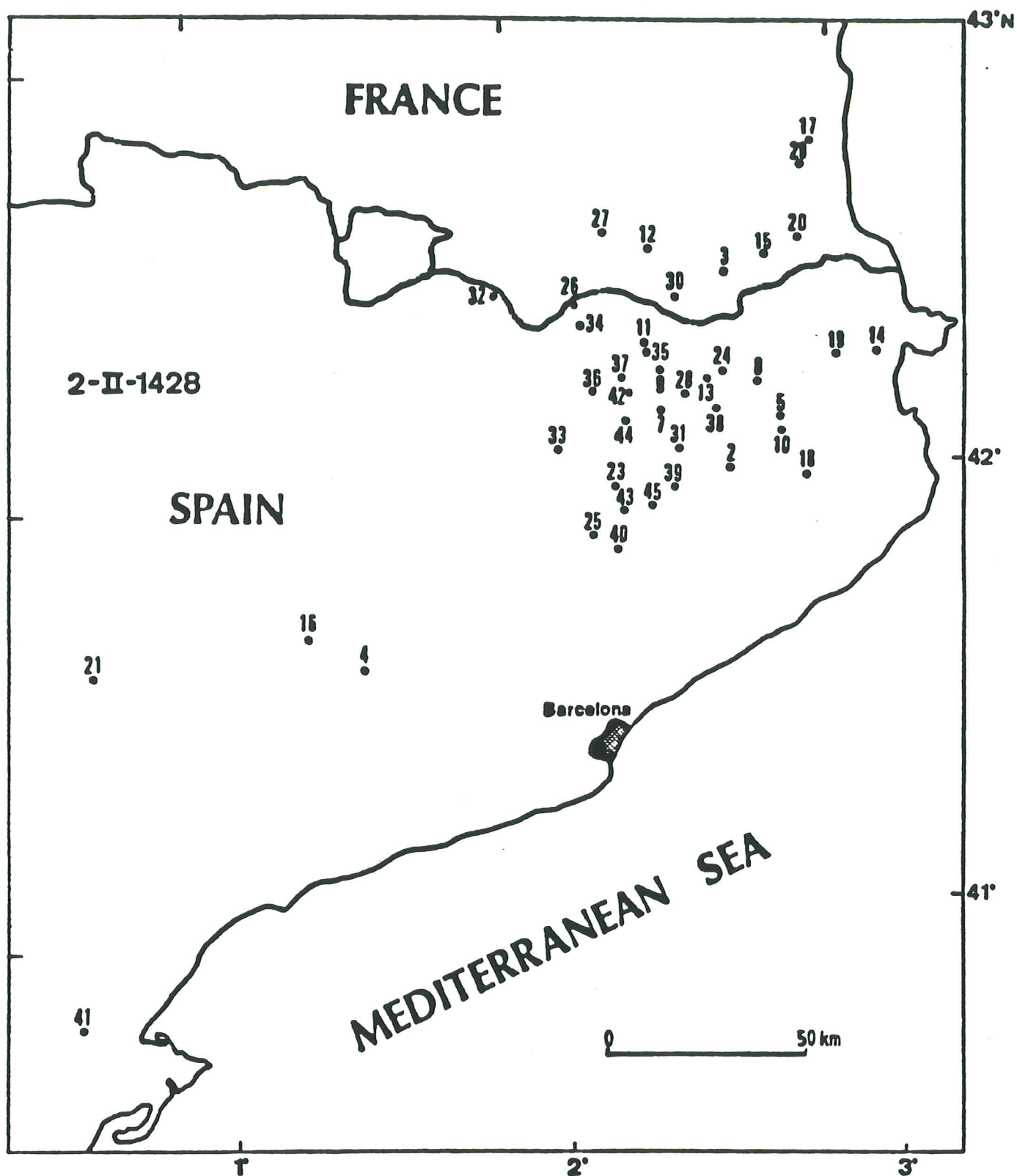


Figura 9.- Localización de los datos macrosísmicos en la Tabla II

LOCALIDAD		INTENSIDAD (MSK)
1	Albi	VI
2	Amer	VII-VIII
3	Arles	VIII-IX
4	Argentera	VI-VII
5	Banyoles	VIII
6	Barcelona	VII
7	Bas	VIII
8	Besalu	VIII
9	Bianya	VIII
10	Camus	VIII
11	Camprodon	IX-X
12	Canigo	VIII
13	Castellfollit	VIII-IX
14	Castelló d'Empúries	VII
15	Ceret	VI
16	Cervera	VI
17	Clayra	VI-VII
18	Girona	VII
19	Figueras	VI
20	Fontclara	VII-VIII
21	Ildida	V
22	Jorret	?
23	Mandreu	VI-VII
24	Mantagut	VIII
25	Muntanyola	VI-VII
26	Núria	> VIII
27	Olette	VII
28	Olot	VIII
29	Orpinya	VI
30	Prats de Molló	VIII-IX
31	Pruet	VII-VIII
32	Puigcerdá	IX-X
33	Prigorrol, Sta. E.	VII-VIII
34	Queralps	IX-X
35	St. La.	> VIII
36	Hipoll	VIII
37	St. Joan de les Ab.	VIII-IX
38	Sta. Pau	VII-VIII
39	Sau	VII-VIII
40	Tona	VII-VIII
41	Tortosa	V-VI
42	Vallfogona	VII-VIII
43	Vic	VI-VII
44	Vidrà	VII-VIII
45	Vilatorrada	VII-VIII

Tabla II Datos macrosísmicos de 45 localidades. Terremoto 2 de febrero de 1428

Algunos puntos de información son particularmente conflictivos o contradictorios. Uno de ellos, tal como notó Cadiot (1979), es el de Perpignan donde los relatos disponibles no dan cuenta de daños. No obstante el terremoto fue sentido en Burdeos (Francia) y en Fez (Marruecos) que están situados a 270 y 700 km respectivamente de la zona epicentral.

A partir de las intensidades asignadas se ha podido conseguir el mapa de isosistas de la fig. 10 (Banda y Correig, 1984). La intensidad epicentral asignada fue IX, aunque localmente pudo haberse alcanzado el grado X. Esta estimación es menor que la de Cadiot (1979) quien sugirió X-XI, basado en que el terremoto fue sentido en algunas ciudades francesas.

Este terremoto es conocido tradicionalmente como el terremoto de Olot, aunque los estudios más recientes permiten localizarlo algo alejado de esta ciudad. Sin embargo la localización precisa es muy difícil dado que la información de Camprodón y Puigcerdá, separados unos 50 km, solo permiten definir una intensidad IX-X para ambos. Entre estas dos localidades solo se dispone de la información de Nuria (I > VIII) y la de Queralps (IX-X) para el que el único relato de que se dispone es: "Todo el pueblo destruido". Con la información disponible puede decirse que el epicentro se situó entre Puigcerdá y Camprodón y, muy probablemente, cerca de Queralps (42.4° 2.2° E).

A partir del mapa de isosistas Banda y Correig (1984) estimaron la atenuación y la profundidad focal. Los mejores resultados para la profundidad dieron un valor de 8 Km. Aunque la profundidad sea muy incierta, el resultado permite afirmar que el terremoto del 2 de Febrero de 1428 fue un terremoto cortical (0-30 Km). La atenuación obtenida en el estudio es comparable a la de eventos ocurridos en centro-europa. De hecho los resultados son prácticamente idénticos a los obtenidos por Mayer-Rosa y Cadiot (1979) para el terremoto destructivo de Basilea de 1356. Sin embargo, se observaron diferencias realmente importantes de atenuación respecto a terremotos acontecidos en el sur de España. En particular esta diferencia puede comprobarse con el bien estudiado terremoto de Andalucía de 1884 (Udias y Muñoz, 1979).

EL TERREMOTO DEL 26 DE SEPTIEMBRE DE 1984

Los habitantes de la comarca del Ripollés y otras vecinas, sintieron el 26 de Septiembre de 1984 un fuerte temblor a las 6:54 hora local. La mayor parte de la gente de esa región se despertó y unos 40 minutos más tarde sintió una réplica de intensidad menor. Este terremoto se situó en la zona que se da como probable para el gran terremoto del 1428 descrito anteriormente. Por esta razón se dispusieron estaciones portátiles en la región para el estudio de posibles réplicas (C. Olivera; comunicación personal). De hecho se recogieron 80 réplicas de magnitud inferior a 2.5 con una actividad decreciente exponencialmente con el tiempo.

Si se admite que las réplicas son reajustes que se producen en el mismo lugar que el terremoto principal, podemos localizar muy precisamente el epicentro. Se obtuvieron unas coordenadas 42° $19.20'$ N y 02° $10.20'$ E a 5 Km de profundidad que lo sitúan a pocos km al NW de Ribas de Freser.

En la fig. 11 podemos ver la localización del epicentro, reportado por diferentes

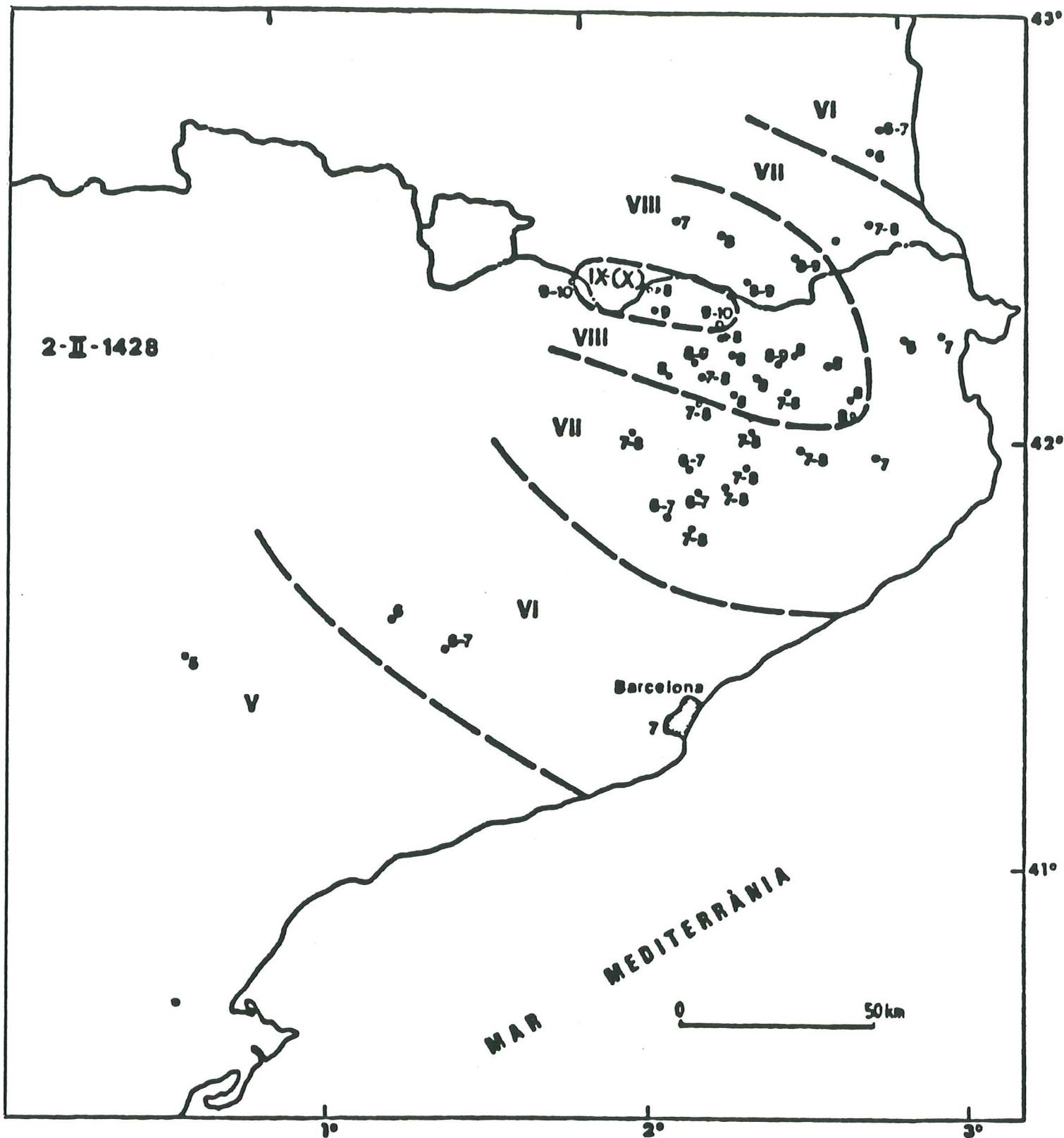


Figura 10.- Mapa de isosistas del terremoto del 2 de Febrero de 1428
(Banda y Correig, 1984)

agencias, así como la localización de las réplicas de mayor importancia. Consideramos estos resultados como de gran interés dado que es la primera vez que se hace un estudio de réplicas en Cataluña, pudiendo compararse la localización dada por diferentes agencias (Olivera et al., 1985).

Por otra parte se ha recogido una cantidad considerable de información macrosísmica (fig. 12, tabla III) que ha permitido la construcción de las isosistas correspondientes (fig. 13).

El estudio detallado del terremoto permitió definir el mecanismo focal (fig. 14) que nos indica que el terremoto se produjo en una falla dextral con el eje de presiones casi horizontal en dirección NW-SE.

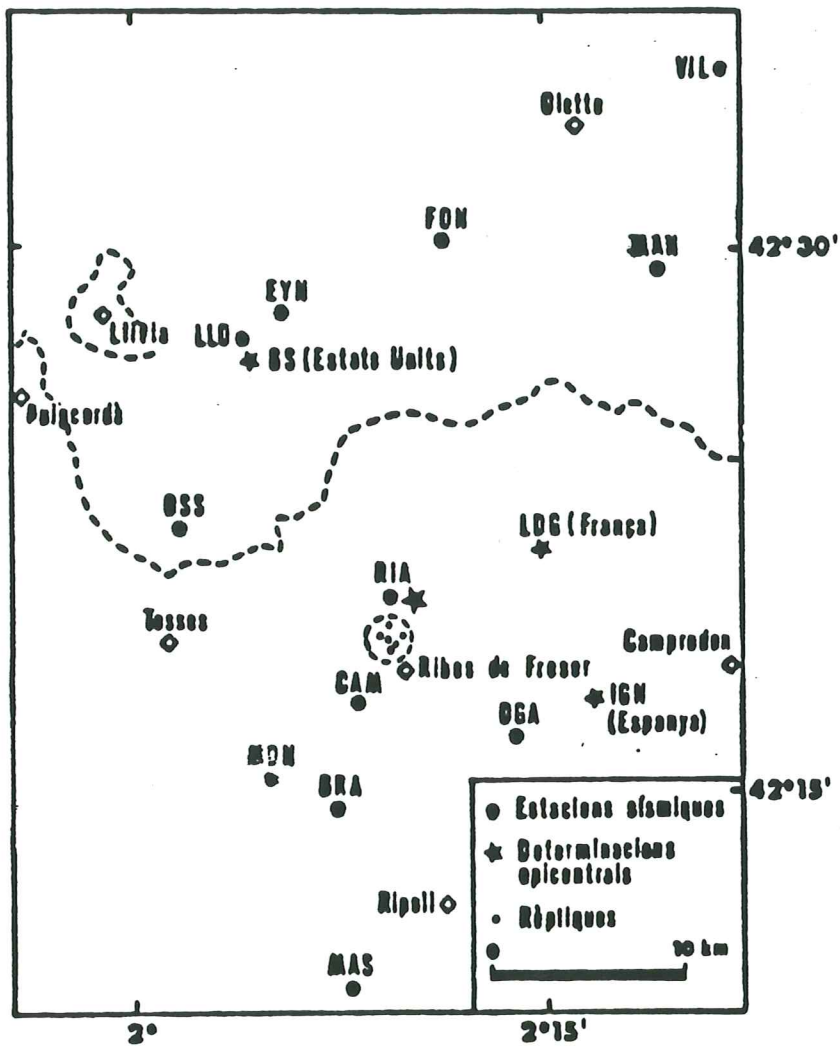


Figura 11.- Información relativa al terremoto del 26 de Septiembre de 1984 (Olivera et al., 1985)

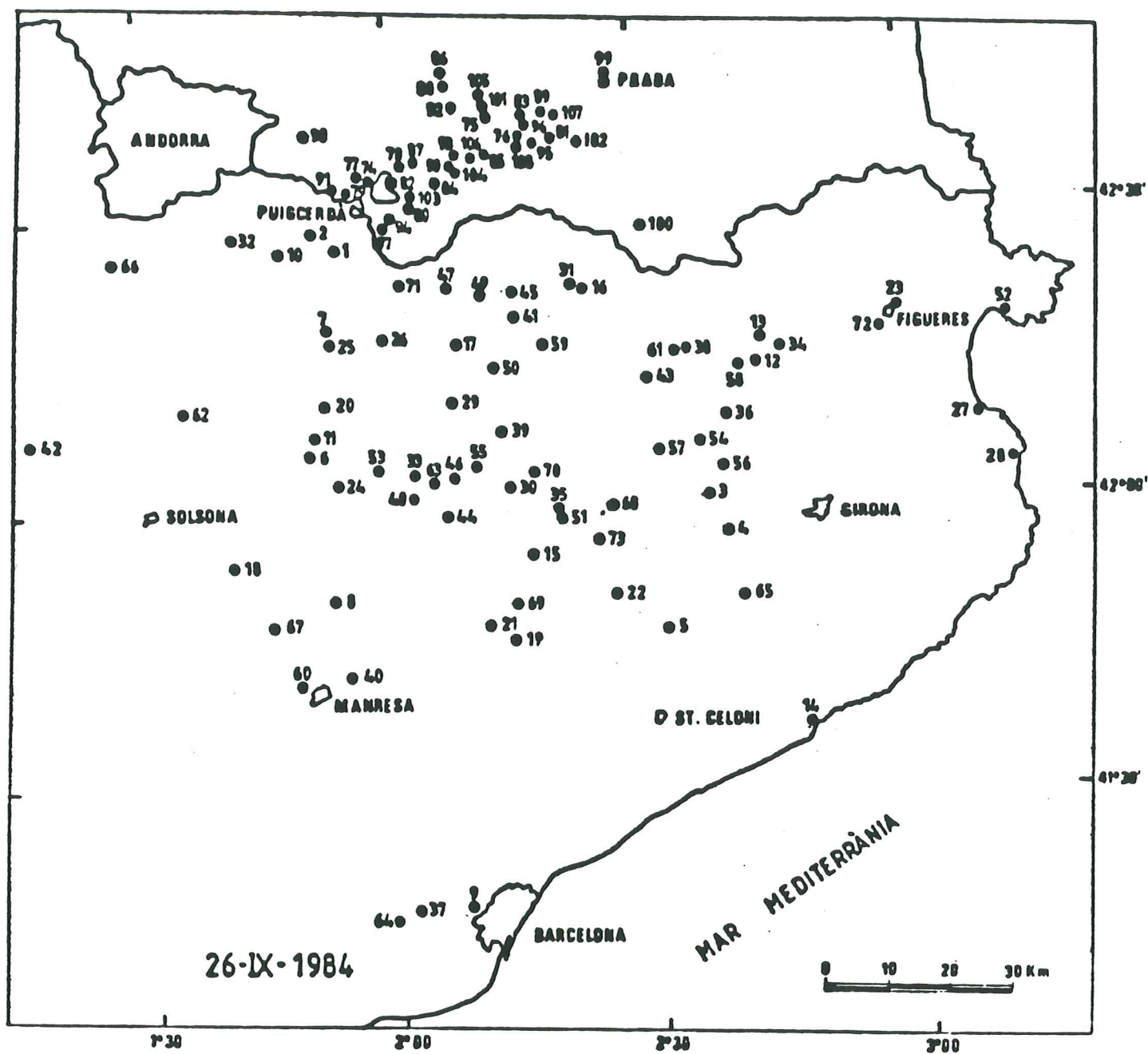


Figura 12.- Información macrosísmica del terremoto del 26 de Septiembre de 1984.

Nº	Intensitat	Localitat	Nº	Intensitat	Localitat
1	III	Alp	55	III	Sant Boi de Lluçanès
2	N	All (Isòvol)	56	II	Sant Esteve de Llémena
3	N	Amer	57	N	Sant Feliu de Pallerols
4	N	Anglès	58	N	Sant Ferriol
5	N	Arbucies	59	IV	Sant Joan de les Abadesses
6	II-III	Avià	60	N	Sant Joan de Vilatorrada
7	IV	Bagà	61	II	Sant Joan les Fonts
8	II-III	Balsareny	62	N	Sant Llorenç de Morunys
9	II	Barcelona	63	N	Sant Martí d'Albars
10	II	Bellver de Cerdanya	64	II	Sant Vicenç dels Horts
11	II-III	Berga	65	N	Santa Coloma de Farners
12	II	Besalú	66	N	la Seu d'Urgell
13	II	Beuda	67	N	Súria
14	N	Blanes	68	N	Tavertet
15	N	Caldes de Pinós	69	II	Tona
16	III	Camporodó	70	III	Torelló
17	IV	Campdevànol	71	V	Toses
18	N	Cerdona	72	II	Vilafant
19	II	Centelles	73	N	Vilanova de Sau
20	IV	Cercs	74	N	Angostrina (Angoustrine)
21	N	Collsuspina	75	IV	Aiguatèbia (Aiguatèbia)
22	II	Esperel·les	76	N	Canavelles (Canavelles)
23	N	Fígueras	77	N	Dorres (Dorres)
24	N	Gironella	78	IV	Èguit (Èguit)
25	IV	Guardiola de Berguedà	79	III-IV	Enverç (Enveltg)
26	IV	la Pobla de Lillet	80	IV	Er (Er)
27	N	l'Escaló	81	N	Escaró (Escaró)
28	II	l'Estarç	82	III-IV	Estarç (Estarç)
29	IV	les Lloses	83	N	Evol (Evol)
30	III	les Masies de Voltregà	84	N	Eina (Eyna)
31	III	Llanars	85	IV	Fontpedrosa (Fontpedrosa)
32	N	Lles de Cerdanya	86	N	Font-rabiosa (Font-rabiosa)
33	N	Lluçà	87	N	Font-romeu (Font-Romeu)
34	N	Maia de Montcal	88	N	Formigueres (Formigueres)
35	II-III	Manlleu	89	II	Júpols (Júpols)
36	N	Mieres	90	N	la Cabanassa (La Cabanassa)
37	II	Molins de Rei	91	III	la Tor de Querol (La Tour-de-Carol)
38	N	Montagut de Fluvià	92	N	Matamala (Matamala)
39	IV	Montesquiu de Ripollès	93	III	Montlluís (Mont Louis)
40	N	Navarres	94	III-IV	Nauja (Nauja)
41	IV	Ogassa	95	N	Nyer (Nyer)
42	N	Oliana	96	N	Orellà (Orellà)
43	II-III	Olot	97	III-IV	Oceja (Osseja)
44	III	Olost	98	III-IV	Portè i Pinoret (Portè-Puymerens)
45	V	Pardines	99	N	Prada (Prades)
46	III	Perafita	100	N	Prats de Molló (Prats-de-Mollo)
47	V	Pianóles	101	N	Ralleu de Conflent (Railleu)
48	N	Prats de Lluçanès	102	III-IV	Sorra (Sahorre)
49	V	Ribes de Freser	103	IV	Sallagosa (Sallagosa)
50	IV-V	Ripoll	104	N	Sant Pere dels Forcats (St. Pierre-dels-Forcats)
51	N	Roda de Ter	105	N	Sansà (Sansà)
52	N	Roses	106	IV	Sautó (Sautó)
53	II	Sagàs	107	N	Sardinyà (Sardinya)
54	II	Sant Aniol de Finestres	108	III-IV	els Banyes de Toses (Thues-les-Bains)

Tabla III.- Datos macrosísmicos de 108 localidades. Terremoto 26 de Septiembre de 1984

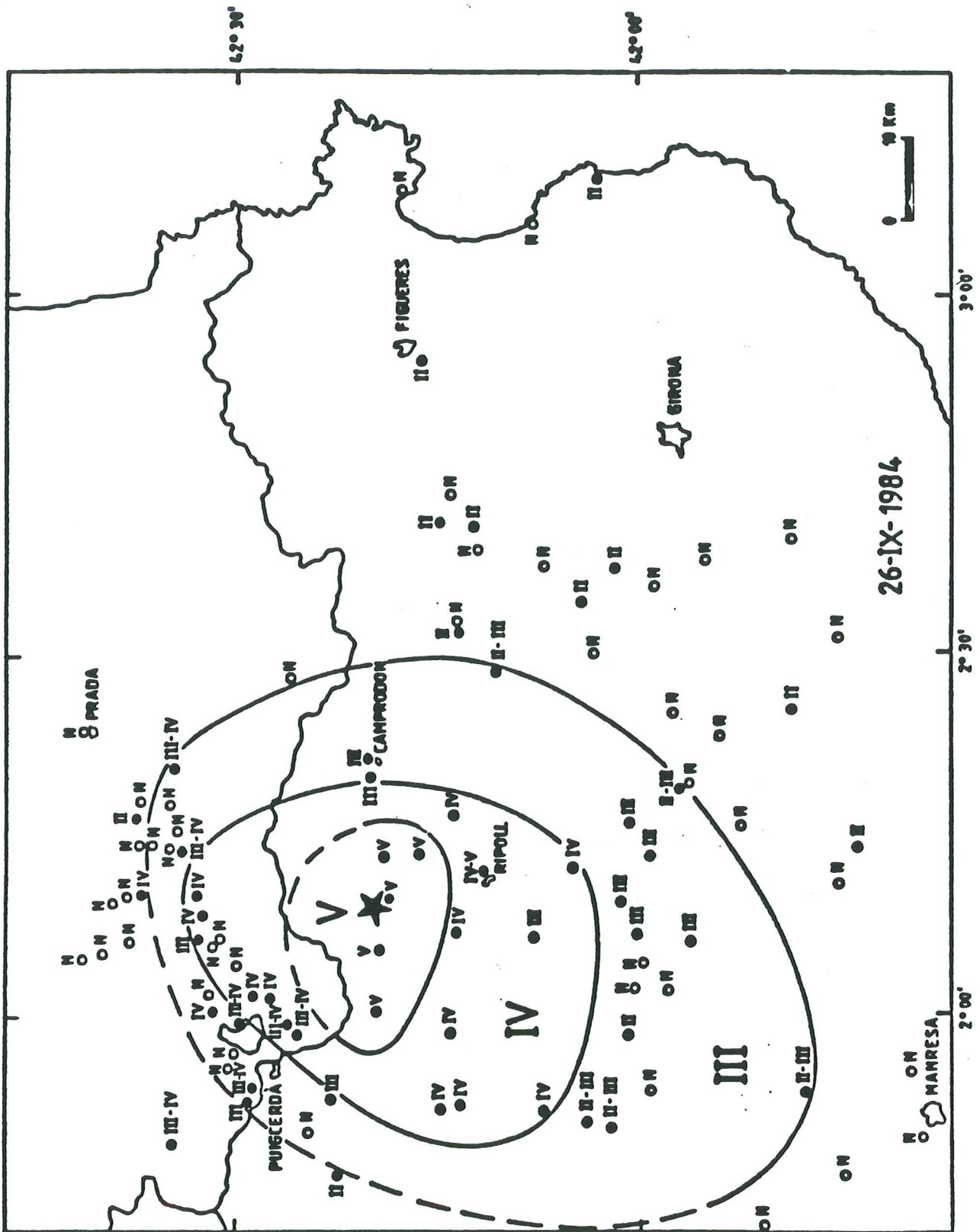


Figura 13.- Isosistas del terremoto del 26 de Septiembre de 1984

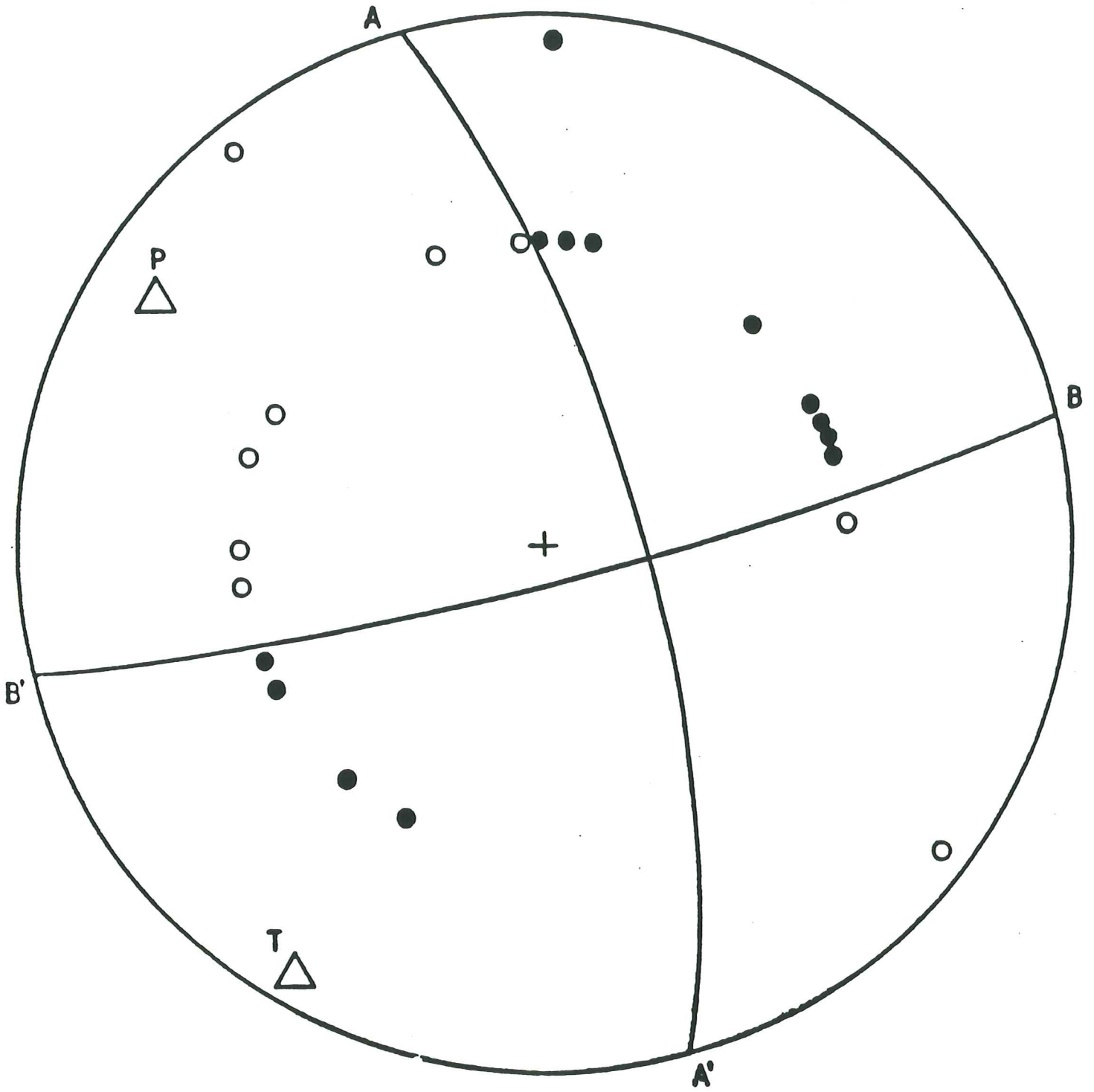


Figura 14.- Mecanismo focal del terremoto del 26 de Septiembre de 1984.

REFERENCIAS

Banda, E. and Correig, A.M. (1984). The Catalan earthquake of February 2, 1428, *Eng. Geol.*, 20: 89-97

Cadiot, C. (1979). Les effects en France du Séisme catalan de 1428. In: Les Tremblements de Terre en France. BRGM, (J. Vogt, directeur), 96: 166-171.

Fontseré, E. and Iglèsies, J. (1971). Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906. *Fundació Salvador Vives*. Barcelona.

Mayer-Rosa, D., and Cadiot, B. (1979). A review of the 1356 Basel earthquake: basic data. *Tectonophysics*, 53: 325-333.

Olivera, C., Banda, E. i Susagna, T. (1985). Butlletí Sismològic 1984, *D.P.T. i O.P. Servei Geològic*.

Udías, A. and Muñoz, D. (1979). The Andalusian earthquake of 25 December 1984. *Tectonophysics*, 53: 291-299.

CAPITULO 4

PELIGROSIDAD SÍSMICA

INTRODUCCIÓN

El problema de la determinación de la peligrosidad sísmica de una cierta región es un problema importante de tipo económico-social no solo en regiones con un alto grado de sismicidad sino incluso en aquellas en que es moderada. Esto se debe principalmente a que las estructuras y edificaciones modernas, y en particular aquellas requiriendo medidas especiales de seguridad, pueden ser afectadas y dañadas incluso por terremotos de baja magnitud.

En los anteriores apartados se han ido definiendo una serie de conceptos necesarios para adentrarnos en los métodos de obtención de la peligrosidad sísmica.

Definiremos como zona sismogénica, la zona productora o generadora de sismos normalmente asociados a unas ciertas características geotéctonicas. Una vez determinada la sismicidad asociada a una cierta región, es importante obtener, si es posible, las distintas zonas sismogénicas en que queda subdividida la sismicidad observada.

Básicamente lo que persiguen los estudios de peligrosidad sísmica es estimar el movimiento del terreno en un lugar determinado a partir de los terremotos situados en las distintas zonas sismogénicas. En su defecto, es decir, si no se pueden estimar movimientos de terreno, es importante efectuar una estima de la intensidad en el lugar.

Existen dos métodos que resuelven el problema anterior basados en concepciones distintas. Estos métodos se denominan "método determinístico" y "método probabilístico".

MÉTODO DETERMINÍSTICO

En este método se deben estimar la localización y el tamaño del posible terremoto correspondientes a las distintas zonas sismogénicas consideradas. A partir de las leyes de atenuación de la energía sísmica, previamente obtenidas, se determina el movimiento máximo del terreno esperado en el lugar de interés. El movimiento del terreno usualmente se cuantifica en función del desplazamiento máximo, velocidad máxima y aceleración máxima de las partículas que lo constituyen al paso de las ondas sísmicas y de las frecuencias correspondientes. También es importante la determinación de la duración de las aceleraciones que actúan en el terreno. En particular, entre los distintos tipos de duración definidos, creemos que es importante la duración acotada (Bolt, 1978) que es el "tiempo durante el que la

aceleración horizontal excede un valor máximo prefijado (usualmente 0.05 g, g es el valor de la gravedad)". Ciertamente los efectos serán mucho mayores cuanto mayor sea el tiempo de actuación de las fuerzas sísmicas.

En el método determinístico, cuando tratamos problemas en que se hallan involucradas grandes estructuras, tales como presas, centrales nucleares, túneles, etc., usualmente el cálculo del movimiento del terreno se efectúa considerando que el posible terremoto es el máximo posible para la zona de interés y que además ocurre en el lugar más próximo a la estructura, dentro de su zona sismogénica. Es decir si la estructura se halla fuera de la zona sismogénica el terremoto se considera como si ocurriese en el punto borde de ésta más próximo a la estructura. Si la estructura se hallase dentro de la zona sismogénica, el terremoto se supone que ocurre en el punto de la falla más próximo a la estructura.

MÉTODO PROBABILÍSTICO

A diferencia del método determinístico expuesto más arriba, en el que se da el valor esperado del desplazamiento, velocidad y aceleración, el método probabilístico proporciona la probabilidad de excedencia de las variables anteriormente mencionadas. A efectos de cálculo de diseño, el método determinista no da margen a la definición de riesgo mientras que el probabilista permite decidir el % de riesgo que se adopta.

La aplicación del método probabilístico requiere el conocimiento de:

- zonas sismogénicas.
- máximo terremoto esperado en cada una de ellas,
- relaciones frecuencia de ocurrencia-magnitud en las zonas sismogénicas y por consiguiente evaluación de periodos de retorno
- atenuación de la energía sísmica.

A partir de los datos anteriores es posible, probabilísticamente, predecir cual será el desplazamiento máximo, velocidad máxima y aceleración máxima en un lugar determinado.

Los métodos determinístico y probabilístico pueden ser aplicados no tan solo para la obtención de los movimientos máximos del terreno sino también para la obtención de intensidades esperadas en el lugar o zona determinada. El proceso es paralelo al anterior, las únicas diferencias consisten en que en vez de utilizar magnitudes para asignar el tamaño de los temblores se utilizan intensidades epicentrales o intensidades máximas; la relación frecuencia de ocurrencia-intensidad epicentral (o intensidad máxima) y la atenuación de la energía sísmica se sustituye por la correspondiente ley de atenuación de intensidades.

El concepto de intensidad es, como anteriormente se citó, subjetivo. Parece lógico suponer que la mejor forma de efectuar un estudio de peligrosidad sísmica es a partir de los movimientos del suelo deducidos de registros instrumentales, y por lo tanto de la utilización del concepto de magnitud y de la ley de atenuación de la energía sísmica. No obstante, aunque lo adecuado sería lo anterior, existen grandes inconvenientes para su aplicación práctica, especialmente en zonas donde no existen instrumentos adecuados (acelerómetros) para obtener registros de aceleraciones del terreno (acelerogramas), o bien en zonas tales que no generan terremotos lo

suficientemente grandes para inicializar los acelerómetros. Es importante notar en este punto que las velocidades y desplazamientos en función del tiempo (sismogramas) se obtienen a partir de los acelerogramas mediante simples integraciones sucesivas por medio de métodos numéricos. Un ejemplo del aspecto que ofrecen aceleraciones, velocidades y desplazamientos aparece en la fig. 15. En ella se muestra también la aceleración, velocidad y desplazamiento máximos.

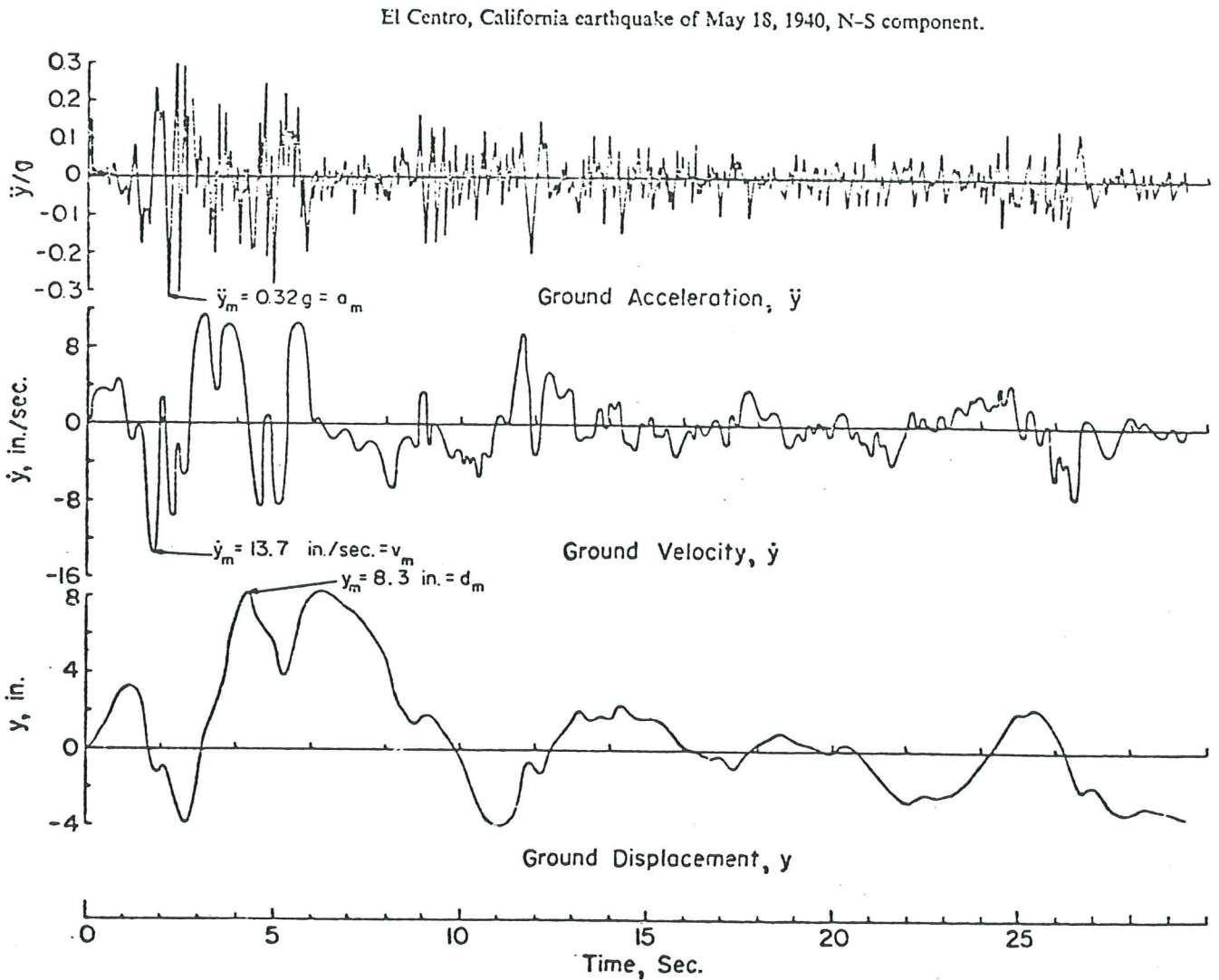


Figura 15.- Aceleraciones, velocidades y desplazamientos del terremoto de El Centro del 18 de Mayo de 1940. Componente N-S. La aceleración, velocidad y desplazamiento máximos quedan identificados en la figura

Así pues, si se dispone de un conjunto de acelerogramas correspondientes

a una región de estudio, la determinación del movimiento máximo esperado del suelo es relativamente sencillo de obtener, ya sea por métodos determinísticos o probabilísticos. El resultado final consiste usualmente en proporcionar las aceleraciones máximas esperadas para la región de estudio. Este resultado, normalmente, se presenta en forma de mapas. Si el proceso adoptado ha sido probabilístico se dan además las probabilidades de ocurrencia de las aceleraciones representadas en el mapa en un periodo determinado de tiempo.

Creemos que es importante exponer a partir de ahora cual es el proceso más común a seguir en la determinación del movimiento del suelo cuando la información de partida es suficientemente buena. Este es el caso por ejemplo de zonas de alta sismicidad, con terremotos grandes, cubierta con suficiente número de acelerógrafos y que dispone de gran cantidad de acelerogramas (p. e. Japón, USA). Más adelante expondremos un método adecuado para zonas en que todas o parte de las condiciones anteriores no concurren (p. ej. Cataluña).

El proceso general a seguir en el caso de disponer de datos suficientemente buenos es el siguiente. A partir de los acelerogramas obtenidos se calculan mediante técnicas numéricas la velocidad y el desplazamiento en función del tiempo. Se determina el tipo de duración elegido, siendo aconsejable, por ser quizá la más extendida en su uso, la duración acotada. Finalmente se determinan a partir de los espectros de amplitudes, las frecuencias a las que ocurren la aceleración máxima, velocidad máxima y desplazamiento máximo.

Si se dispone de un buen número de acelerogramas y el rango de distancias cubre adecuadamente la zona de estudio, se puede también obtener:

- i) coeficientes de atenuación de la energía sísmica para el rango de frecuencias de interés (usualmente 1 a 10 Hz).
- ii) relaciones entre aceleraciones, velocidades o desplazamientos máximos y la distancia epicentral (o hipocentral), magnitud y atenuación elástica e inelástica de la energía sísmica.

Los resultados finales normalmente se presentan como una serie de curvas de aceleración en función de la distancia para distintas magnitudes o bien en forma de mapas (figura 16).

Si el problema debe tratarse probabilísticamente, el proceso es tal como se ha descrito anteriormente y la presentación de los resultados se hace, usualmente, en forma en mapas en los que se dan además las probabilidades de ocurrencia de las aceleraciones máximas y sus periodos de retorno.

Este sencillo método no es aplicable a la región catalana, fundamentalmente debido a que no existen temblores suficientemente fuertes en un periodo corto de tiempo y porque no se dispone de acelerogramas. El método, que debe aplicarse a zonas como la catalana, es el que a continuación se expone.

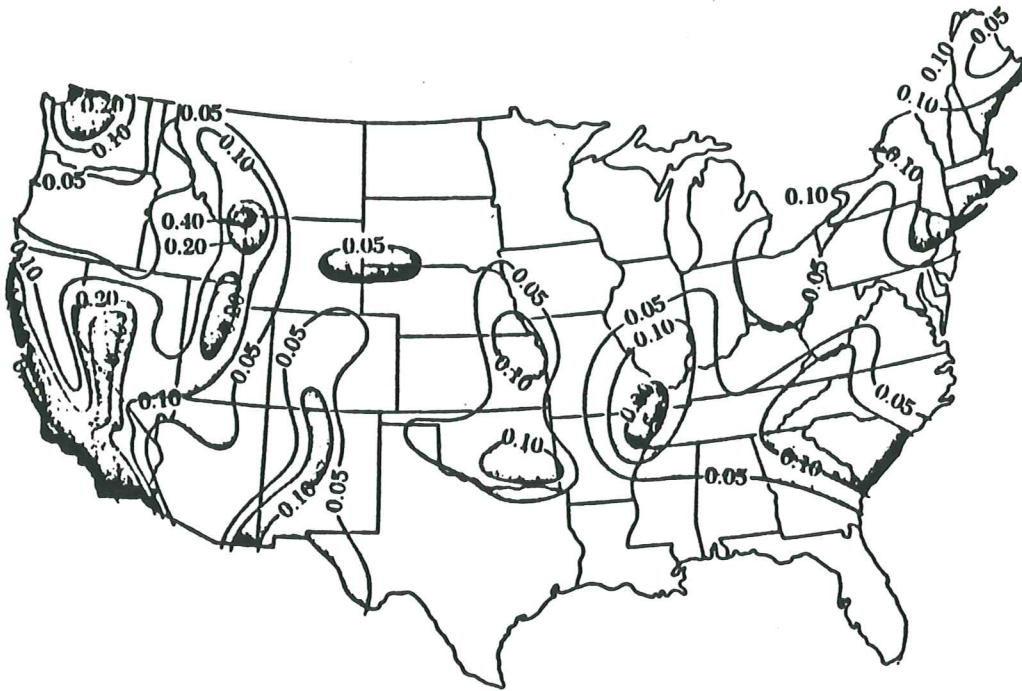


Figura 16.- Mapa de aceleraciones en decimas de g para un periodo de 50 años (Bolt, 1978)

APROXIMACIÓN A LA DETERMINACIÓN DE RELACIONES DE DESPLAZAMIENTOS, VELOCIDADES Y ACELERACIONES MÁXIMAS DEL TERRENO A PARTIR DE SISMOGRAMAS

Para la aplicación del método a seguir, lo más conveniente sería contar con una red de sismógrafos tales que cubrieran adecuadamente la región a estudiar y tales que su respuesta instrumental cubriera el rango de frecuencias correspondientes a la mayoría de edificaciones construidas (≈ 1 a 10 Hz). Desafortunadamente, en muchos casos esto no ocurre, en cuyo caso, y dependiendo del tipo de instrumentación

disponible y de las distancias cubiertas, los resultados gozarán de un margen de confianza menor.

De entre todas las distancias a cubrir por la red de sismógrafos, las más importantes son las cortas, es decir, distancias menores a unos 50 km. Estas distancias se miden respecto a la fuente o fuentes de los terremotos. En este rango y, especialmente, hasta los 10 o 20 km es donde se obtiene información de las aceleraciones máximas en la zona próxima a la fuente. La cobertura de distancias cortas y largas proporciona el requisito adecuado para poder obtener la atenuación anelástica de la energía sísmica en el rango de frecuencias de interés. Si no se dispone de una red de sismógrafos adecuada, una buena aproximación para solventar el problema es elegir terremotos cuyas distancias hasta la estación o estaciones sismológicas sean similares a las anteriormente citadas.

Obsérvese que es de capital importancia la obtención de la atenuación anelástica de la energía. Así como existen expresiones generalizadas que especifican como se distribuye la energía sísmica en una Tierra esférica para cualquier tipo de ondas y para cualquier sistema de coordenadas elegido, la atenuación anelástica es función tan solo de la frecuencia del tipo de terreno donde estamos trabajando. Es decir los valores de atenuación anelástica son, para cada frecuencia, propios del terreno a estudiar y no son en modo alguno aplicables a cualquier otra región ya que se corre el grave riesgo de cometer errores considerables en la determinación de parámetros en los que éstos intervienen.

El método a aplicar se basa esencialmente en los registros obtenidos de la fase L_g . Esta fase, en sismógrafos de tipo vertical, es una mezcla de modos superiores de vibración de ondas de Rayleigh. Si se registra en sismógrafos de tipo horizontal es una mezcla de modos superiores de vibración de ondas de Love y ondas de Rayleigh. Si los sismogramas horizontales son tratados ordenadamente (rotación de ejes) se pueden obtener las componentes radial y transversal que registran tan solo modos superiores de ondas de Rayleigh y modos superiores de ondas de Love respectivamente. La forma usual de tratar el problema es trabajar con las componentes horizontales, y de entre estas se elige aquella componente que proporciona las mayores amplitudes horizontales a igualdad de amplificación.

El uso de la fase L_g se ha generalizado para estudios de peligrosidad sísmica, ya que es la onda que contribuye más poderosamente a los efectos observados debidos a los terremotos para magnitudes menores o próximas a 6. Dado que todos los terremotos ocurridos en el subbloque Ibero-Costero-Pirenaico afectando a Cataluña son de magnitudes menores a 6 es pues inmediato el interés que este tipo de estudios puede tener para zonas similares a la catalana. Dada la importancia que la obtención de la atenuación anelástica de las ondas L_g tiene en este tipo de estudios, en el Apéndice 2 se tratan con detalle los aspectos más relevantes de este fase y se incide en las distintas formas de determinación de la atenuación anelástica. Asimismo se cita una amplia bibliografía para los estudiosos del tema.

El proceso a seguir es el siguiente: una vez obtenidas las componentes vertical y/o horizontal de la fase L_g , registradas en sismógrafos de tipo digital (si son analógicos, la alternativa es digitalizar la señal), se aplica un análisis de Fourier a las señales debidamente corregidas por las respuestas instrumentales. Por aplicación de este método se obtiene el espectro de amplitudes de desplazamientos del suelo (FD),

que viene dado por:

$$FD = \left| \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \right| \quad (21)$$

donde $f(t)$ es la señal digitalizada, t el tiempo y ω la frecuencia angular.

La amplitud de la velocidad del terreno, FV , se puede calcular a partir de:

$$FV = \omega FD \quad (22)$$

y la amplitud espectral de la aceleración del terreno, FS , se obtiene de:

$$FS = \omega FV \quad (23)$$

Por otra parte, el espectro de respuesta es la forma preferida por el ingeniero estructural para estudiar la respuesta de una edificación sometida a acciones sísmicas. Esta técnica es de uso generalizado hoy en día. Para aplicaciones de tipo ingenieril el máximo valor de la aceleración es básico para los cálculos posteriores. En ingeniería sísmica los valores máximos del desplazamiento, velocidad y aceleración se expresan como:

$$SD = |x(t)|_{max} \quad (24)$$

$$SV = |\dot{x}(t)|_{max} \quad (25)$$

$$SA = |\ddot{y}(t)|_{max} \quad (26)$$

Donde $x(t)$, $\dot{x}(t)$ e $\ddot{y}(t)$ son las respuestas a desplazamiento, velocidad y aceleración, $\ddot{y}(t)$ representa la aceleración absoluta obtenida de los acelerogramas. Las expresiones (24), (25) y (26) se calculan, generalmente, para distintos valores de un coeficiente de amortiguamiento implícito en dichas expresiones. Los resultados obtenidos a partir de (23) son parecidos, pudiendo llegar a ser iguales a los obtenidos a partir de (25) cuando se considera un coeficiente de amortiguamiento nulo. En la fig. 17 puede observarse tal aproximación.

Para trabajos de tipo sísmo-ingenieril es conveniente además trabajar con pseudo-desplazamientos, PSD, pseudo-velocidades, PSV, y pseudo-aceleraciones, PSA, en lugar de trabajar con SD, SV y SA obtenidos a partir de (24), (25) y (26) respectivamente. La razón es sencillamente por comodidad de cálculo ya que las aproximaciones obtenidas son lo suficientemente buenas como para evitar parte del trabajo que representan las expresiones (24), (25) y (26). El pseudo-desplazamiento, la pseudo-velocidad y la pseudo-aceleración se definen como:

$$PSD = |SD|_{n=0} \quad (27)$$

donde n es el coeficiente de amortiguamiento

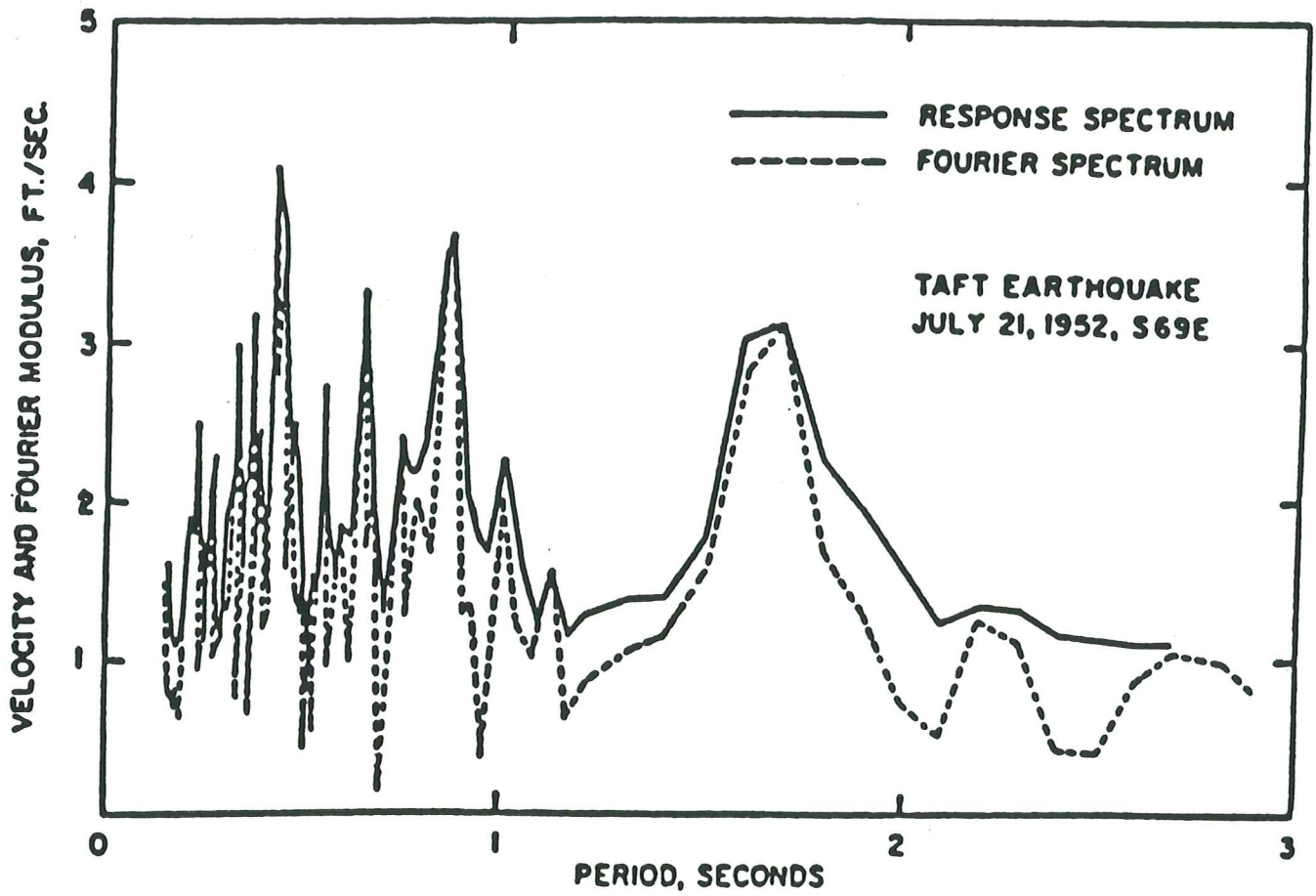


Figura 17.- Comparación entre el espectro de respuesta de velocidades y el espectro de Fourier de las aceleraciones (Hudson, 1962)

$$PSV = \omega PSD \quad (28)$$

$$PSA = \omega PSV = \omega^2 PSD \quad (29)$$

Cuando los valores de n aumentan PSD, PSV y PSA tienden a ser menores.

La similitud que se observa entre (23) y (25), bajo las condiciones anteriormente expuestas, puede trasladarse ahora al caso de (23) y (28); es decir, se puede establecer la siguiente relación:

$$PSV \simeq FS \quad (30)$$

y por tanto a partir de (27) y (28) se puede escribir:

$$PSD \simeq \frac{1}{\omega} FS \quad (31)$$

$$PSA \simeq \omega FS \quad (32)$$

Las expresiones (30) y (32) son importantes para el tipo de estudios que se propone en este apartado. FS se puede obtener a partir de los sismogramas de registros de corto periodo, luego la simple aplicación de (32) proporciona una estima de la pseudo-aceleración.

Lo expuesto hasta el momento constituye el formalismo básico para la obtención de la pseudo-aceleración espectral. El siguiente paso es la obtención de fórmulas que relacionen las pseudo-aceleraciones máximas, pseudo-velocidades máximas y pseudo-desplazamientos máximos con la magnitud del terremoto, distancia y coeficiente de atenuación anelástica del terreno. La experiencia demuestra que la pseudo-aceleración depende de la magnitud, de la distancia y de la atenuación en la siguiente forma:

$$PSA = A e^{BM} e^{-\gamma r} r^{-1/2} \quad (33)$$

donde r es la distancia epicentral; A y B son constantes y γ es el coeficiente de atenuación anelástica. $r^{-1/2}$ es el factor de distribución geométrica de la energía para ondas de tipo superficial.

Si γ se puede calcular separadamente bien a partir de métodos directos de determinación de γ o indirectos a partir de los factores de calidad específicos Q , la obtención de las constantes A y B es inmediata al aplicar métodos de mínimos cuadrados a la expresión (33), previamente linealizada.

La experiencia ha enseñado que en los primeros 10 o 20 km las aceleraciones máximas no dependen fuertemente del tipo de terreno. A partir de estas distancias el término dependiente del coeficiente γ empieza a hacerse paulatinamente importante y hace que el tipo de terreno empiece a influenciar el posible valor de las aceleraciones. El coeficiente γ en terrenos poco consolidados puede ser 10 veces más elevado

que en terrenos consolidados, lo que hace, que dependiendo de las distancias epicentrales, las aceleraciones en terrenos consolidados sean mayores que en terrenos poco consolidados.

El proceso seguido para el cálculo de las pseudo-aceleraciones máximas es paralelo al que debe aplicarse para el cálculo de pseudo-velocidades y pseudo-desplazamientos máximos.

La deficiencia de una base de datos suficientemente sólida como para determinar con seguridad la peligrosidad sísmica provoca que uno de los inconvenientes de los algoritmos usados en la evaluación es la falta de márgenes de error en los resultados, es decir, la cuantificación de la incertidumbre. Por esta razón se han desarrollado actualmente metodologías que permiten la inclusión de la incertidumbre en la determinación de parámetros (sea aceleración, velocidad o desplazamiento).

Una manera de conseguir la incertidumbre es asignar errores a los parámetros utilizados en la evaluación de la peligrosidad. La forma de efectuar este proceso es consultar a diferentes expertos para que en el cálculo final intervengan las estimaciones de parámetros hechas según diferentes criterios.

Por otra parte otras metodologías, tales como la aproximación Bayesiana, han proporcionado la posibilidad de introducir información subjetiva a la vez que, con la hipótesis de que los parámetros son aleatorios, puede determinarse la incertidumbre.

EL CASO DE CATALUÑA

La zonas sismogénicas correspondientes al subbloque Ibero-costero-Pirenaico (fig. 18), del que forma parte Cataluña, guardan estrecha relación con las grandes subunidades estructurales.

En el sistema pirenaico se consideran básicamente tres zonas. La zona occidental con gran acumulación de sismos alrededor de la ciudad francesa de Arette, donde han ocurrido sismos de intensidad máxima VIII y IX. La zona oriental que incluye la región de Olot, con sismos también de intensidad máxima VIII y IX. La zona meridional de los Pirineos es de baja sismicidad, aunque engloba sismos de intensidad máxima VII y VIII. Observese que en la fig. 18 existe un sismo de intensidad máxima igual a VIII en el área de Lérida acontecido en 1852. La ocurrencia de sismos en la zona cercana a Lérida es prácticamente nula, lo cual hace suponer que probablemente el sismo de intensidad VIII fue erróneamente localizado y pueda corresponder a algún punto de la zona meridional.

El Sistema Costero Catalán incluye una región alrededor de la ciudad de Barcelona en la que han ocurrido sismos de intensidad máxima VII y VIII, una cerca de Gerona con sismos de intensidad máxima VII y VIII y una área en Tarragona con un sismo de intensidad máxima igual a VIII. Estos sismos son probablemente causados por una serie de fallas prácticamente paralelas a la línea costera y se extienden desde la provincia de Gerona a la de Tarragona.

La frecuencia de ocurrencia de sismos en el Sistema Ibérico es similar al Pirineo meridional y menor que en los Pirineos orientales, Pirineos occidentales y Sistema Costero Catalán, aunque por su lejanía de la mayor parte de Cataluña, la influencia sísmica es muy pequeña.

En síntesis, en cuanto a la región catalana se refiere, las zonas generadoras de

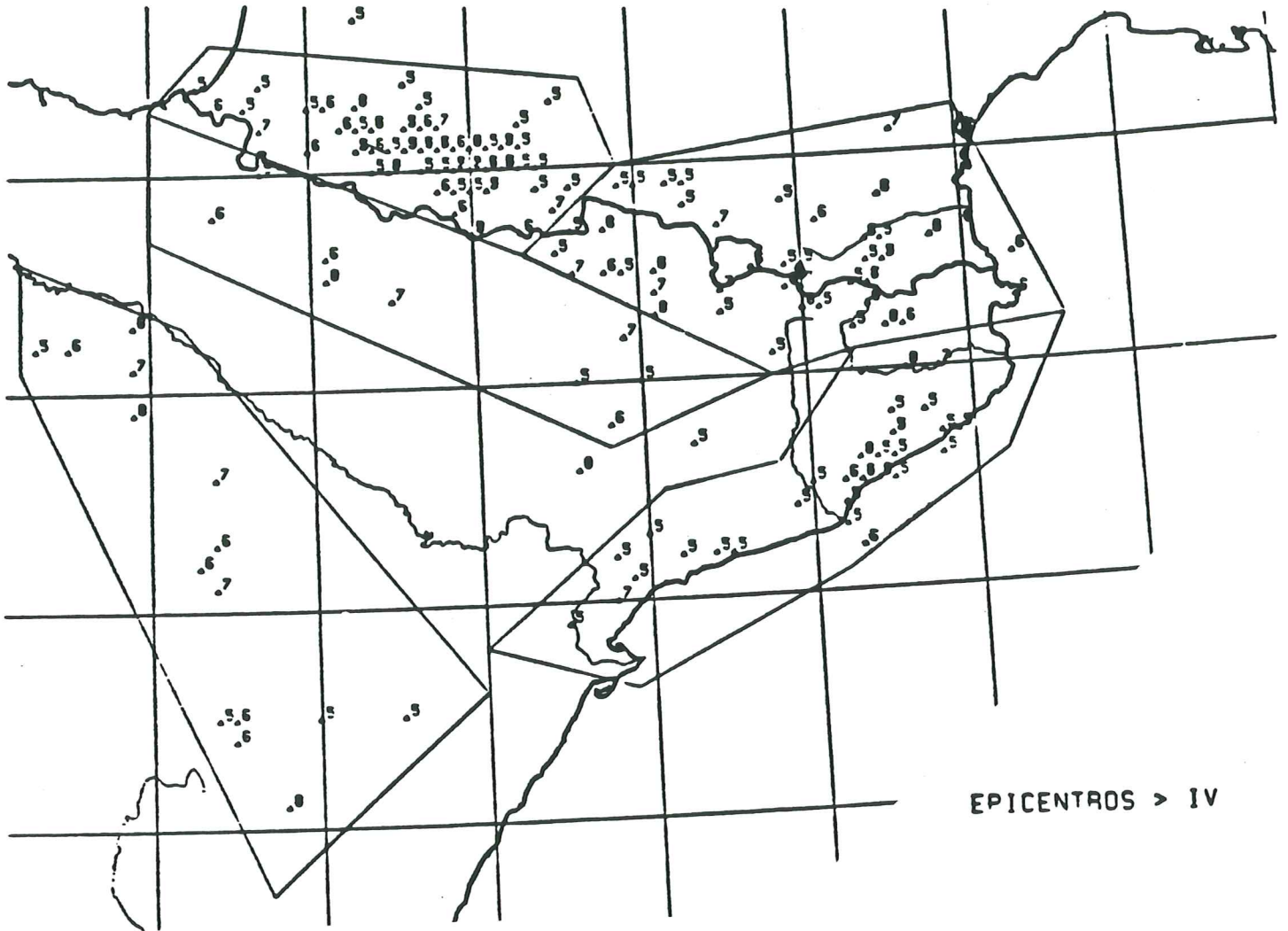


Figura 18.- Zonas sismogénicas del subbloque Ibero-Costero-Pirenaico (cortesía de J.J. Egozcue)

sismos más importantes son: el Pirineo oriental, en la que la zona de mayor actividad está centrada en la región al oeste de Olot, y el Sistema Costero Catalán, con la zona de mayor actividad alrededor de Barcelona.

Tal como se ha mencionado, el mejor método para calcular aceleraciones máximas a partir de sismogramas en regiones como Cataluña, donde no existen acelerogramas, es la aplicación directa del esquema matemático desarrollado en el apartado anterior. Ya que Cataluña está inmersa en el subbloque Ibero-Costero-Pirenaico la fórmula obtenida puede considerarse una aproximación válida para todo el subbloque. Los sismogramas utilizados corresponden todos ellos al sismógrafo vertical de periodo corto ($T = 1 s$) de la estación sismográfica del Ebro (EBR), situada en Roquetes (Tarragona). Los terremotos utilizados y la estación sismográfica se representan en la figura 19. Como puede observarse los recorridos entre los epicentros y la estación sismográfica cubren razonablemente el subbloque, que en primera aproximación se puede considerar compuesto por un tipo de terreno medio, ni poco ni muy consolidado.

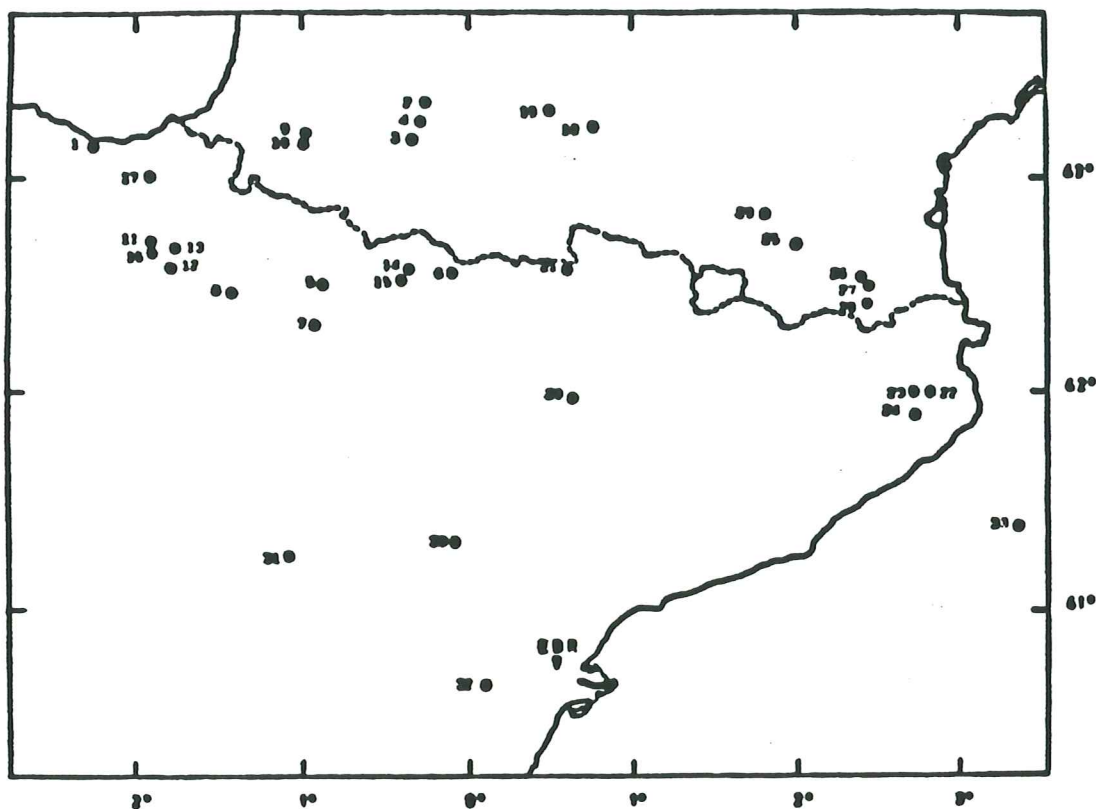


Figura 19.- Terremotos utilizados para la obtención de las pseudo - aceleraciones y estación sismográfica de Ebro (EBR)

La expresión obtenida para el subbloque es:

$$\text{Log}_{10}PSA = -1.98 + 0.88 m_r - 0.5 \log_{10} r - 0.013 (\log_{10}e)r \quad (34)$$

donde:

PSA = pseudo-aceleración vertical.

m_r = magnitud de duración a partir de la expresión 5b -Cap. 1-

r = distancia en kilómetros.

La variación de la pseudo-aceleración con la distancia para magnitudes 5 y 6 puede observarse en la figura 20.

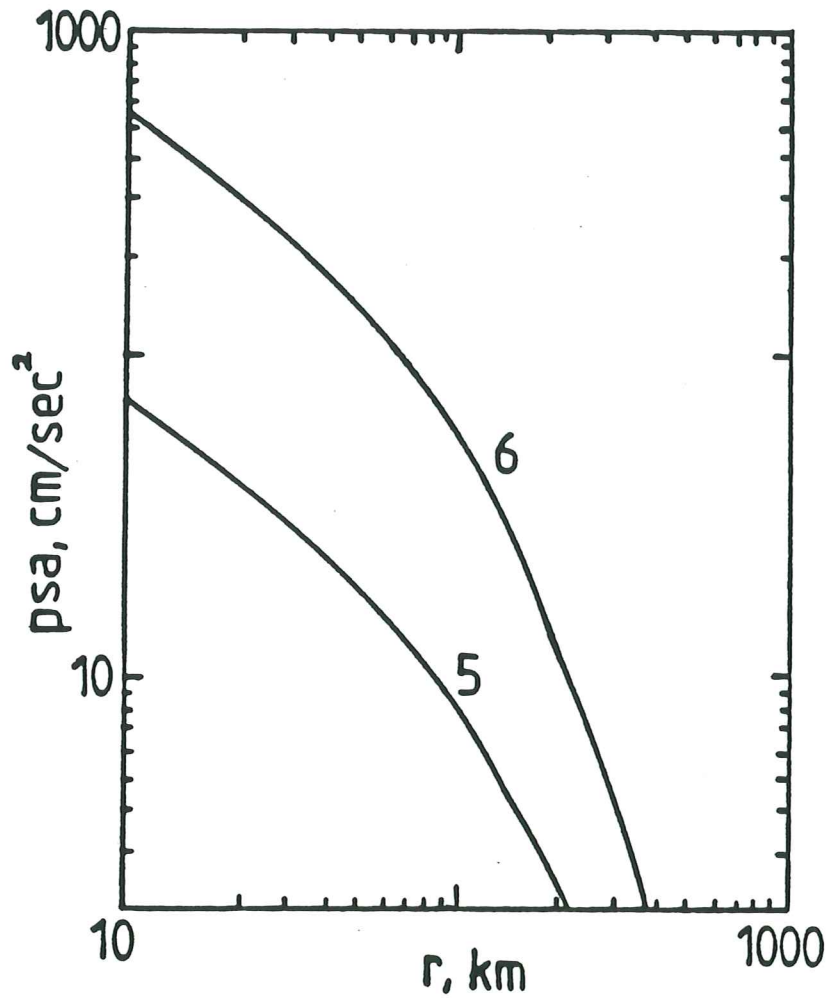


Figura 20.- Pseudo-aceleraciones en función de la distancia para las magnitudes $m_r = 5$ y $m_r = 6$

REFERENCIAS

Bolt, B.A. (1978). *Earthquakes. A Primer*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, Ca., pp. 241.

Hudson, D.E. (1962). Some problems in the application of spectrum techniques to strong-motion earthquake analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 417-430.

CAPITULO 5

SISMICIDAD INDUCIDA EN PRESAS

El riesgo de que una gran obra se vea afectada por los efectos de terremotos toma un cariz especial en el caso de grandes presas debido al fenómeno conocido como sismicidad inducida. En efecto, el embalse producido por una presa actúa sobre el terreno de forma todavía poco conocida aunque el resultado, generación de terremotos inducidos, es poco discutible. De hecho parece que la acción del fluido es la que facilita la liberación de los esfuerzos acumulados en una región.

De los estudios de sismicidad inducida por presas se desprende que algunas de ellas desarrollan sismicidad inducida poco después de ser llenadas. Sin embargo la sismicidad que genera terremotos de magnitud considerable aparece unos años después de la puesta en funcionamiento de la presa. Este es, por ejemplo, el caso de un terremoto de magnitud 6.5 en el año 1967, cerca de la presa de Koyna en India, cuyo llenado empezó en 1962. Lo mismo puede decirse de otras presas distribuidas en la geografía mundial.

Sea cual sea el mecanismo de generación es evidente que la construcción de presas es un factor a añadir al riesgo sísmico de una zona determinada. Aparte de la sismicidad ambiental, existe el peligro de la inducida que por su cercanía a la obra puede representar un peligro evidente.

Está claro que el diseño de una presa debe tener en cuenta el fenómeno sísmico. Digamos que la importancia que tiene solo es debidamente atendida si el proyecto de una gran presa conlleva una instrumentación antes, durante y después de su construcción. Es decir, no bastará vigilar la sismicidad durante el llenado si no se tiene conocimiento de la sismicidad ambiental antes de la construcción. Asimismo, la vigilancia posterior es fundamental, especialmente porque la sismicidad inducida parece corresponder a un tipo de sismicidad que desarrolla precursores antes de un evento de gran magnitud.

La instrumentación necesaria a nivel de sismicidad es la que corresponde a una pequeña red sísmica de cuatro sismógrafos, uno de ellos de tres componentes, que permita la localización de eventos y el estudio de éstos. La propia estructura de la presa debe vigilarse con acelerógrafos y analizadores de espectros.

Si una presa no está instrumentada y sufre algún daño, su reparación y refuerzo será de difícil diseño al no disponerse de la respuesta de la estructura a una sacudida sísmica.

Un caso reciente de sismicidad inducida en Cataluña se produjo durante las inundaciones de Noviembre del año 1982. Un estudio interesante al respecto puede encontrarse en Banda y Olivera (1983). Las inundaciones fueron acompañadas por un terremoto que en principio se interpretó como desligado del fenómeno meteorológico. Sin embargo estudios algo más detallados mostraron que el epicentro se situaba cerca del pantano de Oliana. Una investigación de la evolución de llenado demostró que el terremoto se produjo después de que el pantano se hubiera llenado totalmente (fig.

21). Ello permitió sugerir que la sacudida sísmica era un fenómeno inducido por el llenado súbito del embalse. Desafortunadamente, no existen relaciones entre las frecuencias de ocurrencia y las magnitudes a partir de las cuales se pueda inferir el comportamiento del parámetro tectónico b en la expresión (20) del Capítulo 1.

El libro de Gupta y Rastogi (1976) introduce al lector en el mecanismo de generación de este tipo de terremotos, proporcionando además algunos ejemplos muy claros.

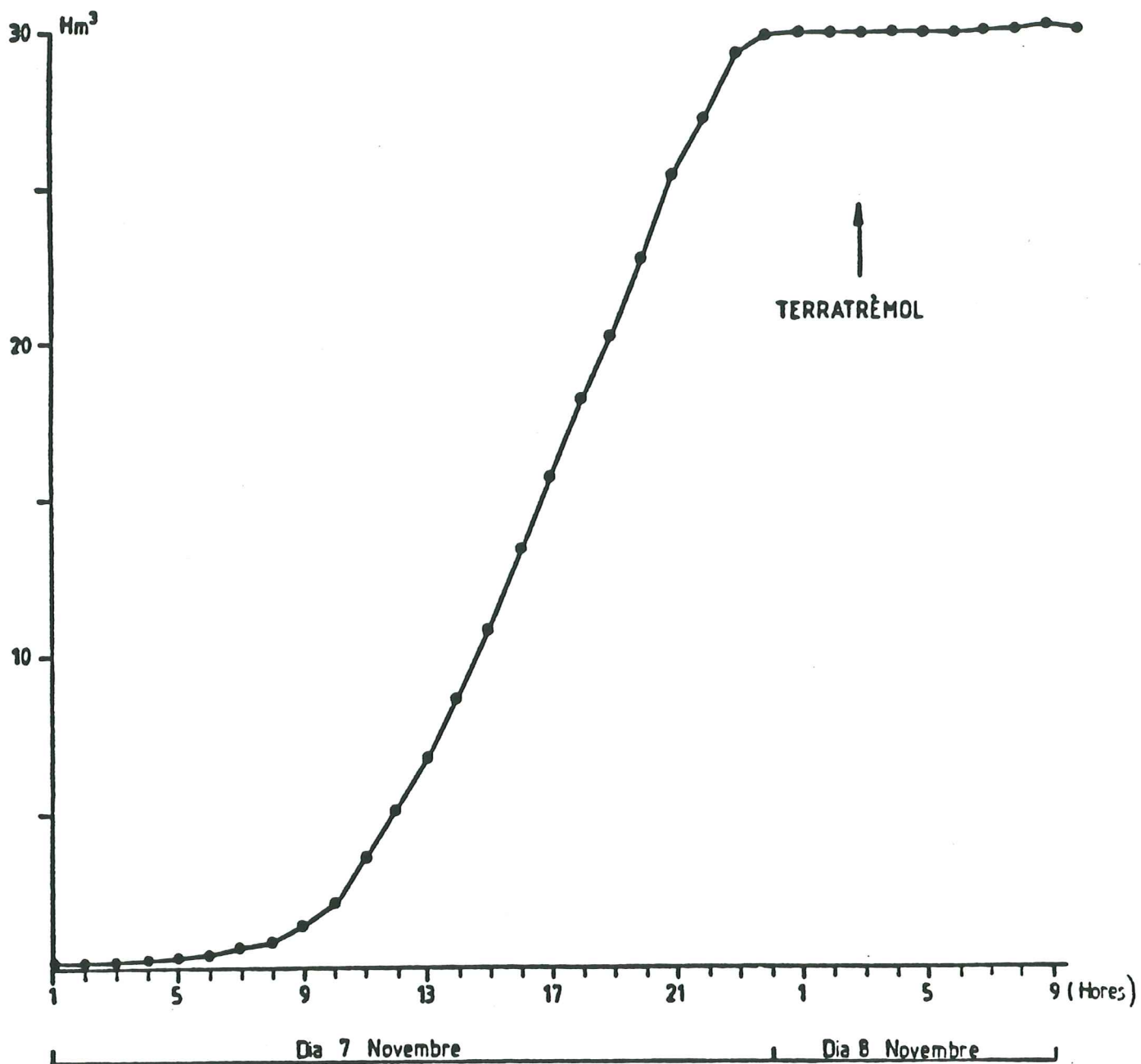


Figura 21.- Relación entre el llenado del pantano de Oliana y el terremoto acontecido el 8 de Noviembre de 1982

REFERENCIAS

Banda, E. and Olivera, C. (1983). Hidrometria i fenómens sísmics, a: Efectes geomerològics del aiguats del Novembre de 1982. *D.P.T. i O.P.*, 40-47.

Gupta, H. and B. K. Rastogi (1976). *Dams and Earthquakes. Developments in Geotechnical Engineering, Vol 11.* Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 229.

CAPITULO 6

VIGILANCIA Y PREDICCIÓN

Tal como se ha indicado en el caso de sismicidad inducida en presas, es de vital importancia el conocimiento de la actividad sísmica del territorio. Solo en la medida que se vayan acumulando datos instrumentales de calidad se conseguirá determinar con precisión donde, como y cuando se producen los terremotos. La vigilancia supone, a nivel regional, disponer de cierto número de estaciones sísmicas que adquieran los datos necesarios para los estudios de sismicidad. La sensibilidad del hombre hacia este tipo de vigilancia ha aumentado considerablemente y no es arriesgado decir que se sigue un camino correcto desde el punto de vista sismológico. Estamos de hecho en los inicios, y antes de plantearse los problemas de predicción uno debe atender a los problemas de comprensión de la sismicidad.

La región catalana no se ha visto favorecida con la instalación de estaciones sísmicas en el pasado. Los Observatorios de Fabra y de Ebro, que empezaron a funcionar a principios de siglo, han sido los únicos testigos instrumentales de la sismicidad de Cataluña hasta muy recientemente. En la fig. 22 puede verse la disposición actual de estaciones así como las proyectadas para el futuro inmediato.

La disponibilidad de datos por parte de los diferentes grupos de investigación permitirá en el futuro abordar estudios más precisos de la sismicidad y, en consecuencia, de la peligrosidad sísmica. Asimismo, la adquisición de datos sísmicos permitirá establecer una vigilancia de riesgo volcánico dada la coexistencia de volcanes y terremotos (ver Capítulo 1).

Está claro que el objetivo último del sismólogo es la predicción exacta de terremotos en el espacio y en el tiempo. En ese sentido se han realizado grandes esfuerzos en países como EEUU, China y Japón. Sin embargo, el éxito está todavía lejos de nuestro alcance aunque los resultados obtenidos permiten ver cierta luz en cuanto a la posible solución del problema. La forma de efectuar estudios adecuados de predicción puede encontrarse en los libros de Rikitake (1976), de Asada (1982) o de Mogi (1985)

Uno de los conceptos que más aceptación, y en cierto modo éxito, ha tenido en trabajos de predicción es el de vacío sísmico ("gap"). Este concepto indica una zona donde se observa una falta temporal de sismicidad y en base a métodos y correlaciones estadísticas se espera que comience su actividad. Naturalmente este tipo de trabajos constituyen la predicción a largo término y conlleva imprecisión en el espacio y en el tiempo.

Dentro de la predicción a medio plazo se están investigando las anomalías de ciertos parámetros tales como la variación de la velocidad de las ondas compresionales con respecto a las de cizalla, cambios en la emisión de radón, nivel de fluidos en pozos, etc. En este sentido vale la pena resaltar el éxito obtenido por los chinos al predecir un terremoto de magnitud 6.3 en 1975, junto a fracasos posteriores en el que la misma vigilancia deja de "avisar" la ocurrencia de terremotos. En cualquier caso, el camino

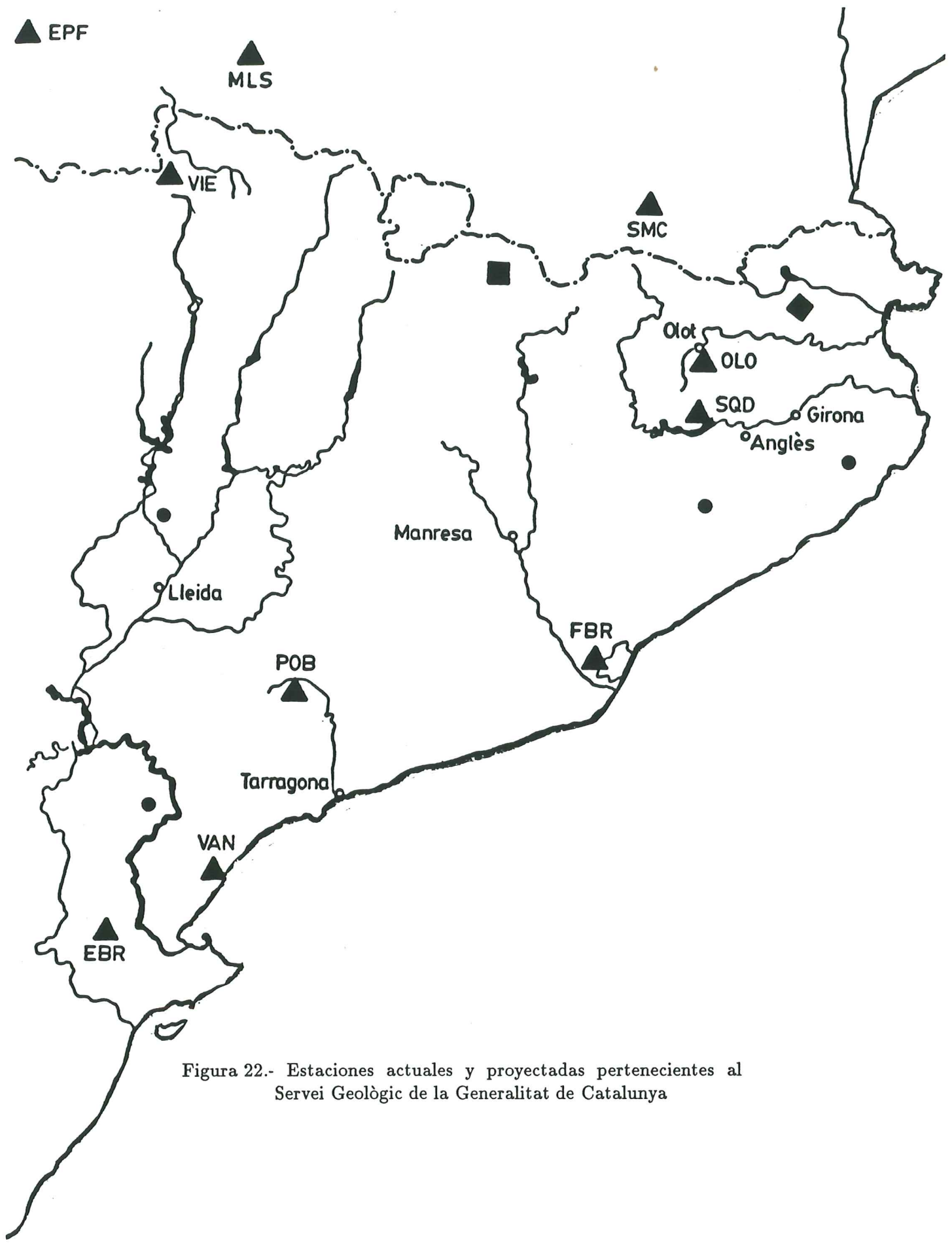


Figura 22.- Estaciones actuales y proyectadas pertenecientes al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya

de la predicción está abierto, y, como en cualquier proyecto ambicioso, se requiere del tiempo necesario para acumular y analizar datos que permitan a los investigadores alcanzar la meta propuesta.

REFERENCIAS

Asada, T. (1982). *Earthquake Prediction Techniques*. University of Tokyo Press. Tokyo, pp 317.

Mogi, K. (1985). *Earthquake Prediction*. Earthquake Research Institute, University of Tokyo. Tokyo, pp. 355.

Rikitake, T. (1976). *Earthquake Prediction. Developments in Solid Earth Geophysics, Vol. 9*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 357.

APENDICE 1

ESCALA DE INTENSIDAD SÍSMICA MSK

Esta escala fue presentada en Paris, Abril de 1964, por V. Medvedev y W. Sponheuer, siendo denominada escala MSK debido a V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik. Se denominó MSK-64 que es la que se ha utilizado hasta la fecha. Existe una más moderna editada en 1993, pero para los efectos de este libro, esta es suficiente.

EFFECTOS QUE DEFINEN LOS GRADOS DE INTENSIDAD MSK

- a) Los fenómenos sentidos por las personas y percibidos en su medio ambiente.
- b) Los daños producidos en las construcciones según sus diversos tipos.
- c) Los cambios advertidos en la naturaleza.

TIPOS DE CONSTRUCCIÓN

Tipo A: Con muros de mampostería en seco o con barro, de adobes, de tapial.

Tipo B: Con muros de fábrica de ladrillo, de bloques de mortero, de mampostería con mortero, de sillarejo, de sillería, entramados de madera.

Tipo C: Con estructura metálica ó de hormigón armado.

TÉRMINOS DE CANTIDAD

Los términos de cantidad utilizados en la definición de los grados de intensidad corresponden aproximadamente a los siguientes porcentajes:

Algunos	5%
Muchos	50%
La mayoría	75%

CLASIFICACIÓN DE LOS DAÑOS EN LAS CONSTRUCCIONES

Clase 1 – Daños ligeros: Fisuras en los revestimientos, caída de pequeños trozos de revestimiento.

Clase 2 – Daños moderados: Fisuras en los muros, caída de grandes trozos de revestimiento, caída de tejas, caída de pretilas, grietas en las chimeneas e incluso derrumbamientos parciales en las mismas.

Clase 3 – Daños graves: Grietas en los muros, caída de chimeneas de fábrica o de otros elementos exteriores.

Clase 4 – Destrucción: Brechas en los muros resistentes, derrumbamiento parcial, pérdida de enlace entre distintas partes de la construcción, destrucción de tabiques y muros de cerramiento.

Clase 5 – Colapso: Ruina completa de la construcción.

DESCRIPCIÓN DE LOS GRADOS DE INTENSIDAD MSK

GRADO I

La sacudida no es percibida por los sentidos humanos, siendo detectada y registrada solamente por los sismógrafos.

GRADO II

La sacudida es perceptible solamente por algunas personas en reposo, en particular en los pisos superiores de los edificios.

GRADO III

La sacudida es percibida por algunas personas en el interior de los edificios y sólo en circunstancias muy favorables en el exterior de los mismos. La vibración percibida es semejante a la causada por el paso de un camión ligero. Observadores muy atentos pueden notar ligeros balanceos de objetos colgados, más acentuados en los pisos altos de los edificios.

GRADO IV

El sismo es percibido por muchas personas en el interior de los edificios y por algunas en el exterior. Algunas personas que duermen se despiertan, pero nadie se atemoriza. La vibración es comparable a la producida por el paso de un camión pesado con carga. Las ventanas, puertas y vajillas vibran. Los pisos y muros producen chasquidos. El mobiliario comienza a moverse. Los líquidos contenidos en recipientes abiertos se agitan ligeramente. Los objetos colgados se balancean ligeramente.

GRADO V

- a) El sismo es percibido en el interior de los edificios por la mayoría de las personas y por muchas en el exterior. Muchas personas que duermen se despiertan y algunas huyen. Los animales se ponen nerviosos. Las construcciones se agitan con una vibración general. Los objetos colgados se balancean ampliamente. En algunos casos los relojes de péndulo se paran. Los objetos ligeros se desplazan o vuelcan. Las puertas o ventanas abiertas baten con violencia. Se vierten en pequeña cantidad los líquidos contenidos en recipientes abiertos y llenos. La vibración se siente en la construcción como la producida por un objeto pesado arrastrándose.
- b) En las construcciones de tipo A son posibles ligeros daños (clase 1).
- c) En ciertos casos se modifica el caudal de los manantiales.

GRADO VI

- a) Lo siente la mayoría de las personas, tanto dentro como fuera de los edificios. Muchas personas salen a la calle atemorizadas. Algunas personas llegan a perder el equilibrio. Los animales domésticos huyen de los establos. En algunas ocasiones, la vajilla y la cristalería se rompen, los libros caen de sus estantes, los cuadros se mueven y los objetos inestables vuelcan. Los muebles pesados

- pueden llegar a moverse. Las campanas pequeñas de torres y campanarios pueden sonar.
- b) Se producen daños moderados (clase 2) en algunas construcciones de tipo A. Se producen daños ligeros (clase 1) en algunas construcciones del tipo B y en muchas del tipo A.
 - c) En ciertos casos pueden abrirse grietas de hasta un centímetro de ancho en suelos húmedos. Pueden producirse deslizamientos en las montañas. Se observan cambios en el caudal de los manantiales y en el nivel de agua de los pozos.

GRADO VII

- a) La mayoría de las personas se aterroriza y corre a la calle. Muchas tienen dificultad para mantenerse en pie. Las vibraciones son sentidas por personas que conducen automóviles. Suenan las campanas grandes.
- b) Muchas construcciones del tipo A sufren daños graves (clase 3) y algunas incluso destrucción (clase 4).
- c) En algunos casos, se producen deslizamientos en las carreteras que transcurren sobre laderas con pendientes acusadas; se producen daños en las juntas de las canalizaciones y aparecen fisuras en muros de piedra. Se aprecia oleaje en las lagunas y el agua se enturbia por remoción del fango. Cambia el nivel del agua de los pozos y el caudal de los manantiales. En algunos casos, vuelven a manar manantiales que estaban secos y se secan otros que manaban. En ciertos casos se producen derrames en taludes de arena o de grava.

GRADO VIII

- a) Miedo y pánico general, incluso en las personas que conducen automóviles. En algunos casos se desgajan las ramas de los árboles. Los muebles, incluso los pesados, se desplazan o vuelcan. Las lámparas colgadas sufren daños parciales.
- b) Muchas construcciones de tipo A sufren destrucción (clase 4) y algunas colapso (clase 5).
Muchas construcciones de tipo B sufren daños graves (clase 3) y algunas destrucción (clase 4).
Muchas construcciones de tipo C sufren daños moderados (clase 2) y algunas graves (clase 3).
En ocasiones, se produce la rotura de algunas juntas de canalizaciones. Las estatuas y monumentos se mueven y giran. Se derrumban muros de piedra.
- c) Pequeños deslizamientos en las laderas de los barrancos y en las trincheras y terraplenes con pendientes pronunciadas. Grietas en el suelo de varios centímetros de ancho. Se enturbia el agua de los lagos. Aparecen nuevos manantiales. Vuelven a tener agua pozos secos y se secan pozos existentes. En muchos casos cambia el caudal y el nivel de agua de los manantiales y pozos.

GRADO IX

- a) Pánico general. Daños considerables en el mobiliario. Los animales corren confundidamente y emiten sus sonidos peculiares.

- b) Muchas construcciones del tipo A sufren colapso (clase 5)-; Muchas construcciones del tipo B sufren destrucción (clase 4) y algunas colapso (clase 5).

Muchas construcciones del tipo C sufren daños graves (clase 3), y algunas destrucción (clase 4).

Caen monumentos y columnas. Daños considerables en depósitos de líquidos. Se rompen parcialmente las canalizaciones subterráneas. En algunos casos, los carriles del ferrocarril se curvan y las carreteras quedan fuera de servicio.

- c) Se observa con frecuencia que se producen extrusiones de agua, arena y fango en los terrenos saturados. Se abren grietas en el terreno de hasta 10 centímetros de ancho y de más de 10 centímetros en las laderas y en las márgenes de los ríos. Aparecen además numerosas grietas pequeñas en el suelo. Desprendimientos de rocas y aludes. Muchos deslizamientos de tierras. Grandes olas en lagos y embalses. Se renuevan pozos secos y se secan otros existentes.

GRADO X

- b) La mayoría de las construcciones del tipo A sufren colapso (clase 5). Muchas construcciones de tipo B sufren colapso (clase 5). Muchas construcciones de tipo C sufren destrucción (clase 4) y algunas colapso (clase 5). Daños peligrosos en presas; daños serios en puentes. Los carriles de las vías férreas se desvían y a veces se ondulan. Las canalizaciones subterráneas son retorcidas o rotas. El pavimento de las calles y el asfalto forman grandes ondulaciones.

- c) Grietas en el suelo de algunos decímetros de ancho que pueden llegar a un metro. Se producen anchas grietas paralelamente a los cursos de agua. Deslizamientos de tierras sueltas en las laderas con fuertes pendientes. En los ribazos de los ríos y en laderas escarpadas se producen considerables deslizamientos. Desplazamientos de arenas y fangos en las zonas litorales. Cambio de nivel de agua en los pozos. El agua de canales y ríos es lanzada fuera de su cauce normal. Se forman nuevos lagos.

GRADO XI

- b) Daños importantes en construcciones, incluso en las bien realizadas, en puentes, presas y líneas de ferrocarril. Las carreteras importantes quedan fuera de servicio. Las canalizaciones subterráneas quedan destruidas.

- c) El terreno queda considerablemente deformado tanto por desplazamientos horizontales como verticales y con anchas grietas. Muchos deslizamientos de terrenos y caídas de rocas.

Para determinar la intensidad de las sacudidas se precisan investigaciones especiales.

GRADO XII

- b) Prácticamente se destruyen o quedan gravemente dañadas todas las estructuras, incluso las subterráneas.

- c) La topografía cambia. Grandes grietas en el terreno con importantes desplazamientos horizontales y verticales. Caída de rocas y hundimientos en los escarpes de los valles, producidas en vastas extensiones. Se cierran valles y se transforman en lagos. Aparecen cascadas y se desvían los ríos.

REFERENCIAS

Medvedev, A. V. and W. Sponheuer (1964). The scale MSK-1964. *UNESCO Intergovernmental Meeting on Seismology and Earthquake Engineering*, April, Paris.

APENDICE 2

ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g

MÉTODO DETERMINISTA DE CÁLCULO DE LA ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g

El estudio de la propagación y atenuación de las ondas sísmicas, proporciona información sobre la estructura elástica y anelástica de la Tierra. Dependiendo del tipo de ondas que se utilicen en los estudios, los resultados pueden corresponder a las capas más profundas de la Tierra -núcleo interno- o a las capas más superficiales -corteza terrestre-.

En los estudios de atenuación de ondas sísmicas se observa que la atenuación que sufre la onda entre el epicentro (o hipocentro) del terremoto y la estación sismográfica es, si las mediciones se efectúan con suficiente rigor, mayor que la esperada al suponer un comportamiento elástico de los materiales que constituyen la Tierra. Esta *extra atenuación*, que aparece en los sismogramas como una mayor disminución de la amplitud de las ondas que la que correspondería en el caso elástico, es la que se conoce como atenuación anelástica (Anderson y Archambeau, 1964; White, 1965). En ella se hallan incluidos todos los efectos relativos a atenuación que no son imputables a las características elásticas del medio, como por ejemplo: resonancia, histéresis, relajación y viscosidad de los medios materiales que constituyen la Tierra.

En particular en este estudio, nos interesa la atenuación anelástica de las ondas L_g .

Las ondas L_g son las que transportan la mayor parte de la energía para terremotos de magnitud moderada ($m_{bL_g} \leq 6$). Sus frecuencias de vibración entre 1 Hz y 10 Hz son similares a las de la mayor parte de las estructuras construidas por el hombre (Nuttli, 1973, 1978; Dwyer et al., 1983).

En la Península Ibérica, y en particular en la zona de interés de este estudio, los terremotos que ocurren normalmente son de magnitud moderada, es decir $m_{bL_g} \leq 6$; de ahí, por lo anteriormente citado, el interés que en Ingeniería Sísmica tiene este tipo de ondas.

En los apartados siguientes se definen las ondas L_g y la metodología aplicada para la determinación de la atenuación anelástica asociada a su propagación.

La atenuación anelástica de las ondas L_g se puede determinar de tres formas: la primera, utilizando sus amplitudes máximas o sostenidas en el dominio del tiempo; la segunda, indirectamente, a partir de las ondas de coda y la tercera, a partir de sus amplitudes espectrales en el dominio de las frecuencias.

El proceso utilizado en este estudio es el tercero, es decir a partir de las amplitudes espectrales en el dominio de las frecuencias. La ventaja de este método sobre los otros dos, consiste en que utilizando amplitudes espectrales se puede determinar la atenuación anelástica para un rango frecuencial más amplio del que es posible obtener mediante los otros dos. Ésto es básico para el tipo de estudio que

se pretende realizar. Debido a ello, se exponen brevemente los dos primeros métodos y en forma más amplia el utilizado en este trabajo.

CARACTERIZACIÓN DE LAS ONDAS L_g

Las ondas L_g -identificadas como tales por primera vez por Press y Ewing (1952)- están constituidas por la combinación de las amplitudes y las fases de los modos superiores de vibración de las ondas superficiales de Rayleigh y de Love (p. e. Oliver y Ewing, 1957, 1958a, 1958b; Lehmann y Ewing, 1960; Kovach y Anderson, 1964; Knopoff et al., 1973; Gregersen y Alsop, 1976; Bollinguer, 1979). La componente vertical de los sísmógrafos de corto periodo registra ondas L_g compuestas exclusivamente por modos superiores de vibración de las ondas de Rayleigh. Las componentes horizontales NS y EW del mismo tipo de sísmógrafos registran ondas provenientes de los modos superiores de vibración de las ondas Rayleigh y de Love. El carácter dispersivo de la onda superficial se manifiesta, como es lógico, en la onda L_g , es decir aparecen en forma de trenes de ondas en las que el periodo, normalmente, disminuye con el tiempo (Nuttli, 1980). La denominación L_g nace de suponer que estaban constituidas tan sólo por ondas de Love (L) de corto periodo, propagándose en la capa granítica (g). La aparición en el sísmograma corresponde, usualmente, a la zona de mayores amplitudes de la señal sísmica y a partir de la cual ésta decrece, aproximadamente, de forma exponencial hasta que su amplitud se hace igual a la amplitud del ruido de fondo.

En síntesis, las características principales de este tipo de ondas son las siguientes:

- * La velocidad de grupo a la que se propagan, para distancias suficientemente grandes, es de aproximadamente 3.5 km/s.
- * Buena propagación en estructuras de tipo continental. La corteza puramente oceánica no propaga este tipo de ondas. 100 km de corteza oceánica hace que tales ondas desaparezcan por completo. Las grandes estructuras geológicas facilitan su desaparición (Gregersen, 1984).
- * Usualmente, hasta distancias de 1000 km, se la denomina S_g o L_g , indistintamente, debido al solapamiento entre una y otra fases (Payo y de Miguel, 1974; Kennet, 1989). Ambas aparecen como grupos de ondas siendo su atenuación anelástica muy similar en ambas (p. e. Canas et al., 1988).
- * Para distancias y periodos pequeños las velocidades de las ondas L_g se reducen apreciablemente al propagarse en terrenos poco consolidados (p. e. Herrmann, 1980; Blay, 1986).

En este estudio se utilizan las ondas L_g para obtener la atenuación anelástica del terreno y a la vez el riesgo sísmico. Otras aplicaciones importantes que se pueden enumerar de estas ondas son:

- * Determinación de fórmulas de magnitud locales y regionales (p. e. Nuttli, 1973; Real and Teng, 1973; Herrmann, 1975; Bollinger, 1979; Suteau and Whitcomb, 1979; Nuttli, 1980; Haskov y Macias, 1983; Bakun, 1984a, 1984b)
- * Determinación de momentos sísmicos (p. e. Bakun y Lindh, 1977; Herrmann, 1980; Dwyer et. al, 1983; Bakun, 1984a).
- * Estudios tectónicos derivados de su propagación (p. e. Wyss y Brune, 1968; Brune, 1970; Reyes et al., 1979; Valdés et al., 1982; Singh y Herrmann, 1983).

- * Medidas indirectas del factor Q de atenuación (p. e. Herrmann, 1980; Canas et al., 1988; Pujades et al., 1990).
- * Identificación de explosiones nucleares (p. e. Nuttli, 1981, 1986; Murphy y Bennet, 1982; Pomeroy et al., 1982).

ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g EN EL DOMINIO DEL TIEMPO

Si la Tierra pudiera considerarse como una esfera perfectamente elástica y la emisión de las ondas sísmicas se produjera desde un foco puntual interior a ella, la propagación de las ondas no alteraría su forma y periodo. La progresiva disminución de la amplitud sería causada únicamente por una dispersión geométrica de la energía sísmica.

Sin embargo, el comportamiento terrestre no es perfectamente elástico. Los registros en las estaciones sismográficas demuestran que existe una distorsión de la forma del tren de ondas a causa de la anelasticidad de la Tierra.

La forma matemática de introducir este efecto consiste en considerar que el número de onda k es complejo. De esta forma, la expresión de la energía sísmica propagada es:

$$E(\omega) = G E_o(\omega) e^{i(\omega t - k^* x)} \quad (A2.1)$$

donde:

ω es la frecuencia de la onda, G es el factor de dispersión geométrica de la energía -independiente de la frecuencia-, E_o es la energía en el foco del temblor, t es el tiempo, x es la distancia al foco del temblor, y k^* es el número complejo de onda.

El número de onda k^* se define como:

$$k^* = k - i\gamma \quad (A2.2)$$

donde γ es el coeficiente de atenuación anelástico. Si se introduce la expresión (A2.2) en (A2.1) se obtiene:

$$E(\omega) = G E_o(\omega) e^{i(\omega t - kx) - \gamma x} \quad (A2.3)$$

En un modelo esférico y anelástico con un foco puntual y uniforme de ondas elásticas, la dispersión de amplitudes, A_1 , de ondas superficiales para la fase de Airy -tren de ondas de frecuencia aproximadamente constante y amplitudes decrecientes- se modela por la expresión (p. e. Ewing et al., 1957; Dwyer et al., 1983):

$$A_1 = K_1 r^{-\frac{1}{3}} (\text{sen } r)^{-\frac{1}{2}} e^{-\gamma r} \quad (A2.4)$$

Para otras fases (Nuttli, 1973) se convierte en:

$$A_2 = K_2 r^{-\frac{1}{2}} (\text{sen } r)^{-\frac{1}{2}} e^{-\gamma r} \quad (A2.5)$$

donde:

r es la distancia epicentral en kilómetros; γ el coeficiente anelástico de atenuación anelástico de las ondas L_g , K_1 y K_2 son constantes que dependen de la excitación en la fuente del terremoto.

Para pequeñas distancias epicentrales, la expresión (A4.4) se convierte en (Nuttli, 1973):

$$A = Kr^{-\frac{5}{8}} e^{-\gamma r} \quad (A2.6)$$

Para distancias aproximadamente menores a 1000 km, la aplicación del método de mínimos cuadrados a un conjunto de datos consistente en amplitudes de las ondas L_g en función de sus distancias epicentrales proporciona el coeficiente de atenuación anelástico γ para la zona de estudio -expresión (A2.6)-.

Una forma alternativa de determinar el coeficiente anelástico de atenuación γ a partir de los factores específicos de atenuación Q , es utilizando la expresión:

$$\gamma = \frac{\pi f}{uQ} \quad (A2.7)$$

donde:

f es la frecuencia y u la velocidad de grupo de la onda L_g .

ATENUACIÓN DE LAS ONDAS L_g A PARTIR DE ONDAS DE CODA

Las ondas de coda constituyen la parte final de los sismogramas locales o regionales (Aki, 1969); en otras palabras son ondas que aparecen después de las primarias (p. e. Herraiz y Espinosa, 1987). La característica principal, en cuanto a su aparición en los sismogramas, es que presentan un decrecimiento exponencial a partir del máximo correspondiente a las ondas L_g hasta confundirse con el ruido de fondo del sismograma. Desarrollaron extensamente la teoría de coda Aki (1969) y Aki y Chouet (1975). La teoría la modificó y aplicó Herrmann (1980) para la determinación de valores de Q de coda en diversas zonas.

Brevemente, el procedimiento que se utiliza para determinar coeficientes de atenuación a partir de las ondas de coda es como sigue (p. e. Canas et al., 1989):

Para determinar el coeficiente de atenuación anelástico, γ , es necesario representar gráficamente la amplitud de la envolvente de la señal sísmica, incluyendo el máximo de la onda L_g y la coda, en un papel doblemente logarítmico en función del tiempo transcurrido entre el origen del terremoto y la señal considerada. A continuación se dibuja la curva teórica que representa la función de forma de la coda frente al tiempo, las llamadas $C(f_p, t)$, donde f_p y t indican frecuencia predominante y tiempo leídos en el sismograma, usando para ello el valor o los valores del factor Q , previamente determinados para la región de estudio.

Las gráficas correspondientes a las codas observadas se superponen a la curva $C(f_p, t)$, ajustándolas verticalmente hasta que las colas sean tangentes a ella. La lectura de la amplitud del máximo de la coda observada, una vez ajustada, es el valor de la amplitud denominada *corregida* que corresponde al sismograma.

Los pares de valores: *amplitud corregida-distancia epicentral* se pueden analizar aplicando la formulación de Nuttli (1973), expuesta en el apartado anterior, teniendo

en cuenta que la amplitud A en la expresión (4.6) corresponde en este caso a la denominada *amplitud corregida*.

Efectuando el mismo proceso que en el apartado anterior, es decir aplicando el método de mínimos cuadrados a un conjunto de datos consistente en *amplitudes corregidas* y distancias epicentrales y utilizando asimismo la expresión (A2.6) se puede determinar el coeficiente de atenuación anelástico, γ , de las ondas L_g en la región de estudio.

ATENUACIÓN ESPECTRAL DE LAS ONDAS L_g

Espectro de amplitudes de la onda L_g

Dada una función del tiempo no periódica, ésta se puede representar en el dominio de la frecuencia como superposición de sus componentes sinusoidales. Esta superposición denominada espectro de Fourier (p. e. Rubin, 1961; Hays, 1980) es ideal para el análisis de señales sísmicas, ya que permite representar una función no periódica -sismograma- en función del espectro de amplitudes -*amplitudes en función de la frecuencia*- y del espectro de fases -*fases en función de la frecuencia*-.

La ventaja de la utilización de este método para la determinación de los coeficientes anelásticos de atenuación de las ondas L_g sobre los otros dos se fundamenta en el hecho de que en este caso se obtiene, como se ha dicho anteriormente, un mayor rango frecuencial, lo que implica que la variabilidad de los coeficientes de atenuación anelásticos con la frecuencia pueda ser estudiada con mayor detalle que en los otros dos métodos citados.

El espectro de amplitudes, fundamental en este estudio se define como (p. e. Hudson, 1979; Jennings, 1983):

$$F(\omega) = \sqrt{\left[\int_0^T f(t) \cos \omega t dt \right]^2 + \left[\int_0^T f(t) \sin \omega t dt \right]^2} \quad (A2.8)$$

$$F(\omega) = \int_0^T f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (A2.9)$$

donde $F(\omega)$ es la transformada de Fourier, en el dominio de la frecuencia, de la función $f(t)$ y T es la duración total de la señal sísmica.

Metodología empleada

Para la determinación óptima de los coeficientes de atenuación espectral de las ondas L_g la mejor disposición sería aquella constituida por un solo terremoto y una serie de estaciones sismográficas situadas a lo largo de un círculo máximo en el que se hallase el epicentro del terremoto. De esta forma se eliminaría la dependencia azimutal de la radiación en la fuente, y los coeficientes de atenuación obtenidos representarían la atenuación anelástica para una sola trayectoria.

Desafortunadamente, en la práctica, lo anterior no siempre se cumple y se debe tratar con distribuciones cualesquiera de sismos y de estaciones. En el caso de utilizar

una estación y muchos sismos -como es el de este estudio-, para poder trabajar con el conjunto de amplitudes espectrales de los sismos utilizados, éstas deben reducirse a una magnitud de referencia prefijada. Los coeficientes de atenuación anelásticos obtenidos en este caso, representarán el promedio de atenuación anelástica, no para un camino, sino para toda la zona abarcada por las diversas trayectorias entre los epicentros y la estación sismográfica. Los coeficientes así determinados, debido a las distintas radiaciones de energía en el foco de los terremotos y a los distintos tipos de terreno que representan vienen afectados, normalmente, por desviaciones típicas considerables.

La reducción a una misma magnitud tomada como referencia se efectúa mediante la expresión (p. e. Nuttli, 1973, 1978; de Miguel y Vidal, 1982; Dwyer et al., 1983):

$$\log A - \log A^* = m - m^* \quad (A2.10)$$

donde:

A y A^* indican amplitudes espectrales correspondientes a las magnitudes del terremoto, m , y del tomado como referencia, m^* .

De esta forma el conjunto de amplitudes espectrales de trabajo se obtendrán de la expresión:

$$A^* = A 10^{m^* - m} \quad (A2.11)$$

La expresión equivalente a la (4.6) -cálculo de la atenuación anelástica en el dominio del tiempo- en este caso, viene dada por (p. e. Shin y Herrmann, 1987):

$$A = A_0 r^{-\frac{1}{2}} e^{-\gamma r} \quad (A2.12)$$

La única diferencia con la expresión (A2.6) estriba en que en la (A2.12) se ha eliminado el factor $r^{-\frac{1}{3}}$. Ésto se justifica físicamente considerando que la dispersión puede ser obviada simplemente seleccionando una ventana de tiempo suficientemente amplia, de forma que la duración del tren de onda (dispersado o no dispersado) quede contenido dentro de la ventana temporal seleccionada (Hasegawa, 1985).

El espectro de amplitudes del movimiento del suelo puede referirse a desplazamientos, velocidades o aceleraciones. El espectro de aceleraciones se obtiene simplemente a partir de la multiplicación por ω del espectro de velocidades, y el de velocidades, análogamente, a partir de multiplicar el espectro de desplazamientos por ω . La determinación de los coeficientes anelásticos de atenuación espectral puede efectuarse a partir de cualquiera de los espectros citados ya que las multiplicaciones efectuadas dejan invariable el valor del coeficiente espectral determinado para diversas frecuencias.

El análisis espectral aplicado a las ondas L_g permite inferir adecuadamente la dependencia frecuencial del coeficiente de atenuación anelástico γ . Esta dependencia se expresa como (p. e. Dwyer et al., 1983; Hasegawa, 1985; García, 1989):

$$\gamma(f) = \gamma_0 f^\nu \quad (A2.13)$$

donde γ_0 indica el valor de γ para una frecuencia de referencia de 1 Hz.

La determinación de los coeficientes de atenuación espectrales, γ , de las ondas L_g se efectúa ajustando el conjunto de datos: *amplitudes espectrales corregidas* - obtenidos de la expresión (A2.11)- y *distancias epicentrales*, a la expresión (A2.12), previamente linealizada, mediante la técnica de mínimos cuadrados. O sea, tomando logaritmos naturales en la expresión (A2.12) se puede escribir:

$$y = B - \gamma r \quad (A2.14)$$

donde:

$$y = \ln(Ar^{\frac{1}{2}}) \quad (A2.15)$$

y

$$B = \ln A_0 \quad (A2.16)$$

La determinación de la dependencia frecuencial ν , en la expresión (A2.13), se realiza aplicando la misma técnica anterior a los valores de γ y las frecuencias correspondientes obtenidas anteriormente.

En este caso las expresiones (A2.14) a (A2.16) se escriben como:

$$y = B + \nu \ln f \quad (A2.17)$$

donde:

$$y = \ln \gamma \quad (A2.18)$$

y

$$B = \ln \gamma_0 \quad (A2.19)$$

PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

El proceso seguido para la determinación de los coeficientes anelásticos de atenuación espectral es como sigue:

- * Digitalización de la parte de la señal del sismograma que contiene la onda L_g . Se ha comprobado que las amplitudes espectrales de las ondas L_g es, en el rango frecuencial de este estudio, de uno a dos órdenes de magnitud superior al ruido de fondo en el peor de los casos. Asimismo la introducción de alguna fase distinta a la fase L_g en la digitalización de la señal no afecta prácticamente a la forma y a las amplitudes del espectro de la fase L_g . Tal como se citará en el Capítulo 5, el intervalo constante de digitalización utilizado para el análisis espectral de la fase L_g -comprendido entre 0.01 s y 0.1 s- es el adecuado para las longitudes de los registros estudiados y, además, es tal que permite un

análisis fiable en el rango de frecuencias de interés de este estudio -comprendido aproximadamente entre 1 Hz y 10 Hz-.

- * Corrección por línea base de los sismogramas. Cada uno de los sismogramas utilizados ha sido corregido debido a la deriva que sufre el papel sobre el tambor registrador del sismógrafo. Para ello se han aplicado las técnicas de Mitchell y Landisman (1969) de elección de la línea base adecuada.
- * La aplicación de la transformada rápida de Fourier -FFT- (Brigham, 1974) a las señales digitalizadas y corregidas por el efecto de línea de base ha permitido obtener el espectro del movimiento del suelo al paso de las ondas L_g . La transformación de movimiento registrado en el sismograma a movimiento real del suelo se efectúa introduciendo en el análisis las técnicas de Pujades (1987) -Capítulo 6- que permiten representar las curvas de amplificación de los sismografos utilizados mediante funciones analíticas. El espectro de amplitudes del movimiento del suelo se obtiene para las componentes NS, EW, Z, R -radial- y T -transversal-. En el caso de las componentes R y T del movimiento del suelo, éstas se obtienen a partir de las componentes NS y EW mediante un giro adecuado de ejes.

REFERENCIAS

- Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes and scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 74: 615-631.
- Aki, K. and B. Chouet (1975). Origin of coda-waves: source, attenuation, and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 80: 3322-3342.
- Anderson, D.L. y C.B. Archambeau. (1964). The Anelasticity of the Earth. *J. Geophys. Res.*, 69: 2071-2084.
- Bakun, W. H. (1984a). Seismic moments, local magnitudes and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74: 439-458.
- Bakun, W. H. (1984b). Magnitudes and moments of duration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74: 2335-2356,
- Bakun, W. H. y A. G. Lindh (1977). Local magnitudes, seismic moments and coda duration for earthquake near Oroville, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 615-629.
- Blay, C. (1986). Atenuación espectral en la región activa de Granada para frecuencias de interés en Ingeniería Sísmica. *Tesis de Especialidad, ETSECCP*, Universidad Politécnica de Catalunya, 2 tomos.
- Bollinger, G.A. (1979). Attenuation of the L_g phase and the determination of m_b in the southeastern United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 45-63.
- Brigham, E.O. (1974). *The Fast Fourier Transform*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75: 4997-5009.
- Canas, J.A., J.J. Egozcue y L. Pujades. (1988a). Seismic attenuation in Southern Mexico using the coda Q method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78: 1807-1817.
- Dwyer, J.J., R.B. Herrmann y O.W. Nuttli. (1983). Spatial attenuation of the L_g wave in the central United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 781-796.
- Ewing, M., W.S. Jardetsky y F. Press. (1957). *Elastic Waves in Layered Media*. McGraw-Hill Book Company, New York, 358 pp.
- García, M. (1989). Atenuación espectral de ondas L_g y pseudoaceleración máxima del terreno en la Península Ibérica. *Tesis Doctoral Universidad de Barcelona*, 233 pp.
- Gregersen, S. (1984). L_g -wave propagation and crustal structure differences near Denmark and the North Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79: 217-234.
- Gregersen, S. y L.E. Alsop. (1976). Mode conversion of Love waves at a continental margin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66: 1855-1872.
- Hasegawa, H.S. (1985). Attenuation of L_g waves in the Canadian shield. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 1569-1582.
- Havskov, J. y M. Macias (1983). A coda-length magnitude scale for Mexico, *Geofis. Internacional*, 21: 249-263.
- Hays, W. W. (1980). Procedures for estimating earthquake ground motions. US. Geol. Surv., *Prof. Paper 1114*, 77pp.
- Herraziz, M. y A. F. Espinosa (1987). Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: Development of the theory of coda waves, *Open File Report 86-455*, pp. 92, US Geological Survey, Denver, Co.

- Herrmann, R. B. (1975). The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65: 899-913.
- Herrmann, R.B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 447-468.
- Hudson, D.E. (1979). Reading and interpreting strong motion accelerograms. *Engineering Monographs on Earthquake Criteria, Structural Design and Strong Motion Records, Vol. 1*, Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley, California, 112 pp.
- Jennings, P.C. (1983). Engineering Seismology, in: H. Kanamori, E. Boschi (eds.). *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*. North-Holland Publ. Comp., Amsterdam, 138-173.
- Kennett, B.L.N. (1989). On the nature of regional seismic phases-I. Phase representations for Pn, Pg, Sn, Lg. *Geophys. J. Int.*, 98: 447-456.
- Knopoff, L., F. Schwab y E. Kausel. (1973). Interpretation of Lg. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 33, 389-404.
- Kovach, R.L. y D.L. Anderson. (1964). Higher mode surface waves and their bearing on the structure of the Earth's mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54: 161-182.
- Lehmann, I. y M. Ewing. (1960). On short-period surface waves as recorded in Copenhagen. *Geodætisk Instituts Skrifter 3. række, 34*, 37 pp.
- Miguel, F. de y F. Vidal. (1982). Regional propagation of Lg waves in and near Iberian Peninsula. *Report 3.1982, Observatorio Universitario de Cartuja, Universidad de Granada, Granada*, 15 pp.
- Mitchell, B.J. and M. Landisman (1969). Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 1335-1348.
- Murphy, J.R. y T.J. Bennett. (1982). A discrimination analysis of short-period regional seismic data recorded at Tonto Forest Observatory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72: 1351-1366.
- Nuttli, O.W. (1973). Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, *J. Geophys. Res.*, 78: 876-885.
- Nuttli, O.W. (1978). A time-domain study of the attenuation of 10 Hz waves in the New Madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68: 343-355.
- Nuttli, O.W. (1980). The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 469-485.
- Nuttli, O.W. (1981). On the attenuation of Lg waves in western and central Asia and their use as a discriminant between earthquakes and explosions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71: 249-261.
- Nuttli, O.W. (1986). Yield estimation of Nevada Test Site explosions obtained from seismic Lg waves. *J. Geophys. Res.*, 91: 2137-2151.
- Oliver, J. y M. Ewing. (1957). Higher modes of continental Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 47: 187-204.
- Oliver, J. y M. Ewing. (1958a). Normal modes of continental Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48: 33-49.
- Oliver, J. y M. Ewing. (1958b). The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48: 339-354.
- Payo, G. y F. de Miguel. (1974). Magnitud de los sismos de la región Ibérica a partir de la fase Lg. *Rev. de Geofísica, XXXIII*, 159-173.
- Pomeroy, P.W., W.J. Best y T.V. McEvelly. (1982). Test ban treaty verification

with regional data - A review. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72: S89-S129.

Press, F. y M. Ewing. (1952). Two slow surface waves across North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 42: 219-228.

Pujades, L. (1987). Distribució de Q de coda a la Península Ibérica. *Tesis Doctoral Universitat de Barcelona*, 263 pp.

Pujades, L., J.A. Canas, J.J. Egozcue, M.A. Puigvi, J. Gallart, X. Lana, J. Pous y A. Casas. (1990). Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 100: 285-302.

Real, C. R. y T. L. Teng (1973). Local Richter magnitude and total signal duration in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63: 1809-1827.

Reyes, A., J. N. Brune y C. Lomnitz (1979). Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 1819-1840.

Rubin, S. (1961). Concepts in shock data analysis, in: C.M. Harris, C.E. Crede (eds.). *Shock and Vibration Handbook, volume 2: Data analysis, testing and methods of control*. McGraw-Hill Book Comp., New York, 23.1-23.37.

Shin, T.C. y R.B. Herrmann. (1987). L_g attenuation and source studies using 1982 Miramichi data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77: 384-397.

Singh, S. y R.B. Herrmann. (1983). Regionalization of crustal coda Q in the continental Unites States. *J. Geophys. Res.*, 88: 527-538.

Suteau, A. M. y J. H. Whitcomb (1979). A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment M_0 and local Richter magnitude M_L , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 353-368.

Valdés, C., R. P. Meyer, R. Zúñiga, J. Havskov y S. K. Singh (1982). Analysis of the Petatlan aftershocks having coda lengths greater than 60 seconds, *J. Geophys. Res.*, 87: 8519-8527.

White, J.E. (1965). *Seismic Waves: Radiation, Transmission and Attenuation*. McGraw-Hill Inc., New York, 302 pp.

Wyss, M. y J. N. Brune (1968). Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California region, *J. Geophys. Res.*, 73: 4681-4694.

CENTRO INTERNACIONAL DE METODOS NUMERICOS EN INGENIERIA

Lista de monografías publicadas en la Serie de Ingeniería Sísmica

Las monografías pueden adquirirse dirigiéndose al Departamento de Publicaciones del Centro Internacional de Métodos Numericos en Ingeniería, Edificio C1, Campus Norte UPC, c/ Gran Capitán s/n, 08034 Barcelona, teléfono: 93-401.60.37, Fax: 93-401-65-17.

- IS-1 *Qualitative Reasoning for Earthquake Resistant Buildings*, Luís M. Bozzo, 149 pp., ISBN 84-87867-36-7, 1993.
- IS-2 *Control predictivo en sistemas de protección sísmica de estructuras*, R. Andrade Cascante, J. Rodellar, F. López Almasa, 143 pp., ISBN 84-87867-37-5, 1993.
- IS-3 *Simulación numérica del comportamiento no lineal de presas de hormigón ante acciones sísmicas*, M. Galindo, J. Oliver, M. Cervera, 255 pp., ISBN 84-87867-38-3, 1994.
- IS-4 *Simulación del daño sísmico en edificios de hormigón armado*, A. Hanganu, A.H. Barbat, S. Oller, E. Oñate, 96 pp., ISBN 84-87867-40-5, 1994.
- IS-5 *Edificios con aislamiento de base no lineal*, N. Molinares, A.H. Barbat, 96 pp., ISBN 84-87867-41-3, 1994.
- IS-6 *Vulnerabilidad sísmica de edificios*, C. Caicedo, A.H. Barbat, J.A. Canas, 100 pp., ISBN 84-87867-43-X, 1994.
- IS-7 *Análisis de terremotos históricos por sus efectos*, J. R. Arango Gonzalez, 119 pp., ISBN 84-87867-44-8, 1994.
- IS-8 *Control activo no lineal de edificios con aislamiento de base*, A.H. Barbat, N. Molinares, J. Rodellar, ISBN 84-87867-46-4, 1994.
- IS-9 *Análise estocástica da resposta sísmica nao-linear de estruturas*, Alvaro A.M. F. Cunha, ISBN: 84-87867-47-2, 1994
- IS-10 *Definición de la acción sísmica*, A.H. Barbat, L. Orosco, J.E. Hurtado, M. Galindo, ISBN: 84-87867-448-0, 1994

Los autores interesados en publicar monografías en esta serie deben contactar con el editor para concretar las normas de preparación del texto.