

III. ESTUDIO MICROSISMICO DE LOS TERREMOTOS

La evaluación del peligro que los seísmos suponen para la población se basa en una determinación tan exacta como sea posible de las zonas sísmicas, tanto mediante la interpretación de los datos proporcionados por las observaciones sismológicas (estudio microsísmico) como mediante las observaciones directas sobre el terreno (estudio macrosísmico).

La interpretación de los sismogramas permite determinar con precisión (generalmente con una aproximación de una décima de segundo) el tiempo de llegada de cierto número de ondas (o fases). La identificación de esas fases permite calcular la distancia epicentral Δ (distancia entre el epicentro de seísmo y el observatorio) y, quizá, la profundidad del hipocentro.

Cuando el seísmo se produce a una distancia relativamente escasa (inferior a 1.000 km), las fases más claras corresponden a las ondas Pg y Sg que se propagan por la capa principal de la corteza (capa granítica), y a las ondas Pn y Sn que se propagan bajo la discontinuidad de Mohorovicic ("Moho"), que separa la corteza del "manto superior" de la tierra.

Como las velocidades de las ondas P y S (Pg y Sg y Pn y Sn) son diferentes, la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas longitudinales y de las transversales será tanto mayor cuanto mayor sea la distancia al epicentro; la lectura de esa diferencia de tiempos en un sismograma permitirá, por lo tanto, conocer inmediatamente la distancia epicentral recurriendo a tablas elaboradas a partir de modelos particulares (tablas de Jeffreys, Haslach, Balkans, etc...)

Cuando el seísmo se produce a una distancia superior a 1.000 km, se utilizarán las fases P y S : la onda P será especialmente clara en los sismógrafos proporcionados por los aparatos que registren la componente vertical del movimiento del suelo, y la onda S, por el contrario, resultará más visible en los registros de componentes horizontales.

Pueden emplearse diversas tablas de tiempos de propagación : las de Jeffreys-Bullen (publicadas por el International Seismological Summary en 1940) o las tablas más recientes de Herrin, perfeccionadas sobre todo gracias a los datos proporcionados por las grandes explosiones químicas o nucleares, que constituyen fuentes superficiales bien determinadas en el espacio y en el tiempo. Esas tablas indican los tiempos medios de propagación de las principales fases, en función de la distancia angular en grados y de la profundidad del hipocentro.

3.1 Determinación de los parámetros de un foco sísmico: coordenadas geográficas del epicentro, profundidad del hipocentro

3.1.1 Caso de una sola estación

Los datos obtenidos de una sola estación permiten situar aproximadamente la región epicentral : la distancia epicentral se determina a partir de diferencias de tiempos como $S - P$ y el azimut del epicentro por la relación entre las amplitudes A_E y A_N del primer impulso en los registros de las componentes del movimiento que siguen las direcciones EO y NS, teniendo en cuenta el sentido de la componente vertical de ese primer movimiento.

La determinación del azimut se mejora mediante la instalación de estaciones tripartitas o de estaciones complejas ("arrays"). Una estación tripartita comprende tres estaciones dotadas de sismógrafos verticales de período corto y de gran sensibilidad (la amplificación puede ser de 250.000 a 500.000) situadas sobre un triángulo de distancias del orden de 30 a 50 km.

Las tres estaciones están unidas por medios de teletransmisión y los tres registros se hacen en un mismo diagrama en la estación principal. La diferencia entre los tiempos de llegada de una misma onda a los tres aparatos permite determinar el azimut de la fuente y la velocidad de propagación aparente de la onda : el valor de esa velocidad permite calcular aproximadamente la distancia a la fuente.

Las estaciones complejas (arrays) establecidas en algunos países comprenden un centenar de sismógrafos repartidos por el terreno en el interior de un círculo que puede tener un radio de unos cincuenta kilómetros. La combinación de los registros permite aumentar la claridad de las fases ("impetus") en medio del ruido de fondo. A pesar de esos perfeccionamientos, los resultados experimentales muestran que las posiciones epicentrales calculadas pueden distar a veces varios centenares de kilómetros de la posición real.

3.1.2 Caso de varias estaciones (seísmos próximos)

La determinación de los parámetros de un seísmo próximo a partir de los datos de una red nacional o regional puede hacerse gráficamente (método de las hipérbolas, que utiliza las diferencias de tiempo de llegada de la fase Pg a las parejas de estaciones $S_1 - S_2$, $S_2 - S_3$, etc...) o por cálculo electrónico. En este último caso, se introducirá una tabla regional de tiempos de propagación en el programa general de determinación del epicentro.

Un programa de esa clase se publicó en un informe elaborado para la UNESCO (Oficina Central Internacional de Sismología, Programa de determinación de epicentros y manual de utilización, proyecto PNUD-UNESCO : El estudio de la sismicidad de la región Balcánica, Estrasburgo, 1° de octubre de 1972).

3.1.3 Caso de varias estaciones (seísmos alejados)

La determinación de los parámetros del foco se hace sistemáticamente por varios servicios nacionales o internacionales; hoy, esas determinaciones se realizan por medio de computadoras:

- 1) La Oficina Central Internacional de Sismología, 5 Rue René Descartes 67000, Estrasburgo (Francia) difunde en un plazo de algunos días las determinaciones de epicentros hechas para Europa, la cuenca mediterránea y el Oriente Medio.
- 2) El servicio sismológico norteamericano (U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Service, D2, Denver, Co.80255, EE.UU.) publica con un retraso de algunas semanas muchas determinaciones preliminares de epicentros (en total, unas 5.000 anuales) para todas las partes del mundo.
- 3) El International Seismological Center, 6 South Oswald Road, Edimburgo (Escocia), publica mensualmente, en un plazo de unos meses, muchas determinaciones definitivas de epicentros, igualmente para todas las partes del mundo.

3.1.4 Profundidad de los focos

La determinación exacta de la profundidad de un foco sísmico sigue siendo un problema resuelto de forma incompleta.

En el caso de los seísmos "intermedios" (de profundidad comprendida entre 70 y 300 km) y de los seísmos profundos (de profundidad que oscila entre 300 y 725 km), la lectura directa de los datos registrados puede permitir estimar esa profundidad. El método utiliza la diferencia entre los tiempos de llegada de la onda P y de la onda pP (onda reflejada en la proximidad del epicentro y característica de los seísmos intermedios y profundos) : esa diferencia de tiempo, a distancia epicentral igual, aumenta rápidamente con la profundidad del foco. La profundidad puede determinarse así con una precisión de una decena de kilómetros.

El cálculo electrónico prevé la determinación de la profundidad al mismo tiempo que la de otros parámetros (longitud, latitud, hora, origen); ese cálculo sólo es posible si las estaciones cuyos datos se utilizan se distribuyen a distancias regularmente crecientes a partir de estaciones tan próximas al epicentro como sea posible. Los errores que pueden cometerse son a veces de varias decenas de kilómetros.

Cuando el foco de los seísmos se encuentra en la corteza, pueden utilizarse, para una distancia epicentral conocida, las diferencias de tiempos de llegada de las ondas Pn y Pg a una misma estación. Esas diferencias, tal como aparecen en las tablas de tiempos de propagación, dependen naturalmente del modelo elegido y, en particular, de la profundidad de la superficie de Mohorovičić. Por consiguiente, el resultado del cálculo es sólo aproximado y pueden cometerse errores importantes.

Hay que tener en cuenta la incertidumbre que hoy existe todavía en la determinación de la profundidad de un foco. Ante el interés que presenta esa determinación para la interpretación tectónica de la sismicidad, es de desear que se emprendan nuevas investigaciones en esa esfera.

3.2 Magnitud

La magnitud es una dimensión que depende de la energía producida en el foco del seísmo. Este concepto fue propuesto por C. F. Richter en 1934, sobre la base de la observación siguiente :

Se supone que existen varias estaciones geofísicas y que en cada una de ellas hay un sismógrafo (el instrumento normal es el sismómetro de torsión Wood-Anderson, capaz de registrar un desplazamiento máximo horizontal des suelo A).

Cuando se produce un terremoto, se localiza ante todo el epicentro mediante un análisis apropiado de los valores registrados de A. Entonces se traza un diagrama punto por punto, tomando la distancia epicentro-estación como la abscisa y el desplazamiento A como la ordenada (figura 3-1).

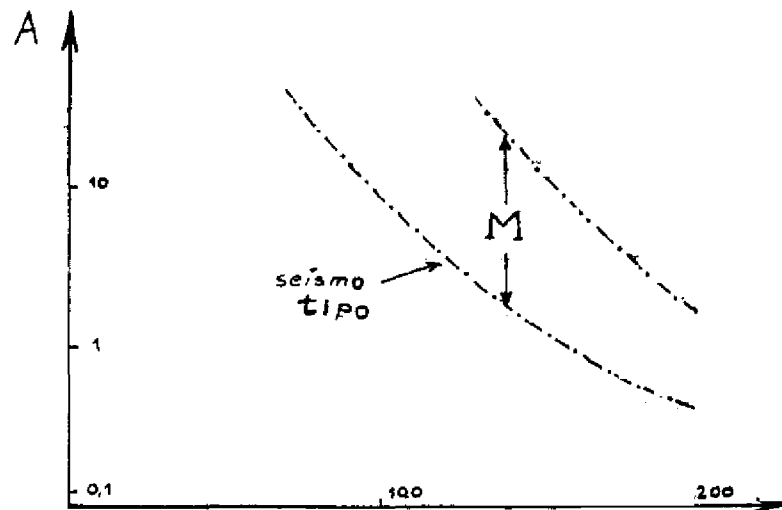


Fig. 3-1

Se ha observado experimentalmente que los diagramas así obtenidos son prácticamente paralelos entre sí. Por ello, si se examinan los diagramas relativos a dos seísmos diferentes, se aprecia la misma separación en el gráfico, cualquiera que sea la abscisa.

Sobre la base de esa observación, se ha determinado un seísmo tipo o, mejor, un diagrama modelo. A su lado, después de ocurrido un terremoto se traza el diagrama empírico obtenido a partir de las observaciones de las estaciones sismográficas. La distancia M entre esos dos diagramas se ha elegido como medida de la energía del terremoto. Para esa dimensión se ha propuesto el nombre de "magnitud".

Más adelante se introducirá la noción de la intensidad local I , expresada con arreglo a la escala de Mercalli. Puede observarse desde ahora que la correlación directa entre esas dos cantidades I y M está sujeta a muchas incertidumbres. Por ejemplo, un terremoto que tenga un origen superficial y efectos limitados a una extensión de algunos km de radio (como en Toscana, Italia, en 1970) puede producir efectos destructivos en el epicentro, a pesar de tener sólo una débil energía global ($M = 3,5$ en Toscana). En cambio, un terremoto de foco profundo - situado de 70 a 100 km bajo la superficie del suelo - puede tener efectos poco destructivos pero repartidos por una extensa superficie. Su intensidad Mercalli en el epicentro es en este caso limitada (por ejemplo : $I = VIII$), pero su magnitud M puede alcanzar valores hasta de 5 ó 5,5.

Un seísmo de magnitud 3 corresponde a una sacudida sentida en una superficie poco extensa ; un seísmo de magnitud 4,5 puede causar daños ligeros; un seísmo de magnitud 6 - la del de Skopje en 1963 - produce daños importantes, sobre todo si su foco es poco profundo;

el seísmo de San Fernando (California, 1971), que tenía una magnitud relativamente poco elevada de 6,6 pero que afectó a una región muy industrializada, causó daños valorados en 550 millones de dólares. Los mayores seísmos, registrados por todas las estaciones del mundo, tienen una magnitud comprendida entre 7 y 8,6; se estima que el seísmo de mayor magnitud, próxima a 9, fue el de Lisboa de 1755.

La magnitud M está relacionada con la energía liberada en el foco del seísmo por la siguiente fórmula aproximada:

$$\log E \text{ (ergs)} = 11,8 + 1,5M$$

Esa fórmula permite calcular la energía sísmica liberada en cada región en un intervalo determinado; muestra que un seísmo de magnitud 8,5 es 100 millones de veces más fuerte que un pequeño seísmo de magnitud 3.

Se puede hacer una comparación aproximada con la energía desarrollada en las explosiones nucleares : la magnitud de una bomba A (equivalente a 20.000 toneladas de TNT) se acerca a 6; una bomba H de 50 megatones tendría una magnitud superior a 8, es decir análoga a la de los mayores seísmos.

La determinación exacta de la magnitud a partir de las amplitudes medidas en los registros es a menudo difícil y no hay que extrañarse de las divergencias - que pueden ser de una y hasta de dos unidades - que existan entre los valores de la magnitud de un mismo seísmo calculada en diferentes estaciones; la influencia del subsuelo de la estación y la del carácter (suboceánico, continental) del recorrido de la onda entre el foco y la estación explican esas divergencias. Habrá que referirse preferiblemente a los valores de magnitud calculados por la estación de base de Pasadena.

IV. ESTUDIO MACROSISMICO DE LOS TERREMOTOS

Los seísmos se estudian mediante la observación y luego por el análisis de sus efectos en el terreno, las construcciones y el hombre; aquí se tratará de los efectos observables directamente, sin necesidad de recurrir a ningún instrumento especial.

En el caso de los seísmos "históricos" (anteriores a los comienzos del siglo XX, fecha en que comenzaron las observaciones instrumentales), la descripción de sus efectos es el único elemento de que disponemos para fijar su epicentro y magnitud aproximada y, por consiguiente, para determinar la sismicidad de las diferentes regiones.

Se designan con el nombre de macrosismos los seísmos perceptibles por el hombre. La superficie en que pueden hacerse observaciones humanas directas varía mucho, según la energía desarrollada en el foco del seísmo y también según la profundidad de ese foco. Hay seísmos que se sienten sólo en algunas aldeas, mientras que otros, por el contrario, se aprecian en extensiones considerables : el seísmo de Assam (15 de agosto de 1950), en $3.000.000 \text{ km}^2$; el seísmo de Kansu, en China (16 de diciembre de 1920), en $4.000.000 \text{ km}^2$.

Por otro parte, los límites de la zona de percepción de un terremoto son con frecuencia difíciles de precisar con exactitud; dependen de la acuidad individual de los sentidos de los diferentes observadores. Como ocurre con muchos de los problemas geofísicos resulta necesario calcular promedios y tener en cuenta el número de observaciones.

El estudio macrosísmico se basa en la evaluación, en un punto determinado, de la intensidad del seísmo. Conociendo la intensidad media de los terremotos en cada región se podrá medir el peligro que ese fenómeno supone para el hombre y sus construcciones. Por eso se ha tratado progresivamente de determinar una escala de intensidades accesible a todos, aplicable en todo lugar y que permita a un observador desprovisto de aparatos indicar con facilidad la intensidad del seísmo en el punto de observación.

4.1 Escalas de intensidades

Se han utilizado muchas escalas de intensidades entre ellas, la de Rossi-Forel (RF), de diez grados, empleada aún en muchos países, y la escala de Mercalli modificada (MM), de doce grados, que se utiliza sobre todo en los Estados Unidos. La más reciente es la escala MSK, propuesta en 1964 por Medvedev, Sponheuer y Karnik.

Las escalas apenas difieren en los grados inferiores :

- grado I : sacudida no sentida;
- grado II : sacudida sentida por pocas personas y, sobre todo, en las plantas elevadas de las viviendas;
- grado III : sacudida sentida por algunas personas en el interior de las viviendas; vibración de los cristales y oscilación de los objetos;
- grado IV : sacudida sentida por muchas personas en el interior de las viviendas; crujidos de pavimentos y tabiques, vibración de ventanas, puertas y vajilla;
- grado V : sacudida sentida por toda la población de una localidad, despertar de muchas personas dormidas proyección de líquidos, gran oscilación de los objetos suspendidos.

Para los grados VI a X, la escala MSK precisa las definiciones de las otras escalas de intensidades, teniendo en cuenta los tipos de construcciones, los porcentajes de edificios dañados y la naturaleza de los daños.

4.1.1 Tipos de construcción

- Tipo A : viviendas de tierra apisonada, ladrillo sin cocer (adobe), viviendas rurales, construcciones de piedra ordinaria (guijarros, etc...);
- Tipo B : construcciones de ladrillo, bloques de hormigón, construcciones mixtas de albañilería y madera, construcciones de piedra tallada;
- Tipo C : construcciones armadas y buenas construcciones de madera.

4.1.2 Porcentaje de edificios dañados

- A (algunos) : aproximadamente el 5%
- M (muchos) : aproximadamente el 50%
- IM (la mayoría) : el 75% y más.

4.1.3 Naturaleza de los daños

- 1 : agrietamiento y caída de fragmentos y de eulucido;
- 2 : agrietamiento de las paredes, caída de tejas, agrietamiento y caída de partes de las chimeneas;
- 3 : grietas anchas y profundas en las paredes, caída de chimeneas;
- 4 : brechas en las paredes, derrumbamiento parcial, destrucción de accesorios o de tabiques interiores;
- 5 : derrumbamiento total de la construcción.

El cuadro que sigue permite definir exactamente la intensidad del temblor de tierra en un punto determinado, en función del tipo de construcción (A,B,C), de la proporción de edificios dañados (A, M, IM) y de la naturaleza de los daños (1 a 5).

Intensidad	Tipo A			Tipo B			Tipo C		
	A	M	IM	A	M	IM	A	M	IM
VI	2	1		1					
VII	4	3		2				1	
VIII	5	4		4	3		3	2	
IX		5		5	4		4	3	
X			>		5		5	4	

Los efectos en el terreno aumentan con la intensidad del temblor : en el grado VI, se forman pequeñas hendiduras en los terrenos muy blandos; en los grados VII y VIII, varía el caudal de las fuentes, las carreteras se agrietan y el agua de los lagos se en turbia por el fango removido; en el grado IX, se observan proyecciones de agua, arena y barro, caídas de piedras y muchos corrimientos de tierras; en el grado X, resultan dañados los puentes, las presas y los diques, se rompen las canalizaciones subterráneas, se retuercen las vías de ferrocarril, y las hendiduras pueden alcanzar un metro de anchura.

En el grado XI, se producen daños importantes incluso en edificios bien contruidos; el terreno sufre deformaciones importantes, con muchos corrimientos de tierras y caídas de piedras. El grado XII corresponde a un cambio del paisaje con alteración de la topografía;

la formación de enormes hendiduras; valles cegados por derrumbamientos se transforman en lagos; y las estructuras situadas encima y debajo de la superficie resultan gravemente dañadas o son destruidas.

4.2 Mapas de isosistas

El estudio macrosísmico se hace mediante encuestas directas sobre el terrano o mediante el envío de cuestionarios a las autoridades (alcaldes, maestros) de la región interesada. Una vez trasladados a un mapa los valores de las intensidades observadas en diferentes puntos, se pueden trazar curvas isosistas, que delimitan las zonas en que se ha observado una misma intensidad (figura 4-1). El epicentro macrosísmico se encuentra en el interior de la zona pleistosista, delimitado por la isosista de grado más elevado. La forma de las isosistas proporciona información sobre la influencia de los terrenos en la propagación del movimiento sísmico. La naturaleza del subsuelo desempeña un papel importante : la intensidad es generalmente mayor en los terrenos movedizos y de aluvión. Cuando están agrupadas y son de forma alargada, las isosistas revelan la existencia de un accidente tectónico (falla), que es la sede del seísmo. La forma y la separación de las isosistas son función de la profundidad del hipocentro del seísmo. Se han determinado fórmulas que permiten calcular aproximadamente esa profundidad.

Debe citarse la fórmula de Gutenberg:

$$\frac{r}{h} = \sqrt{10^{\left(\frac{10}{3} - \frac{1}{2}\right)} - 1}$$

en la que h es la profundidad del hipocentro, $\frac{r}{h}$ el radio de la superficie macrosísmica e I_0 la intensidad máxima en el epicentro.

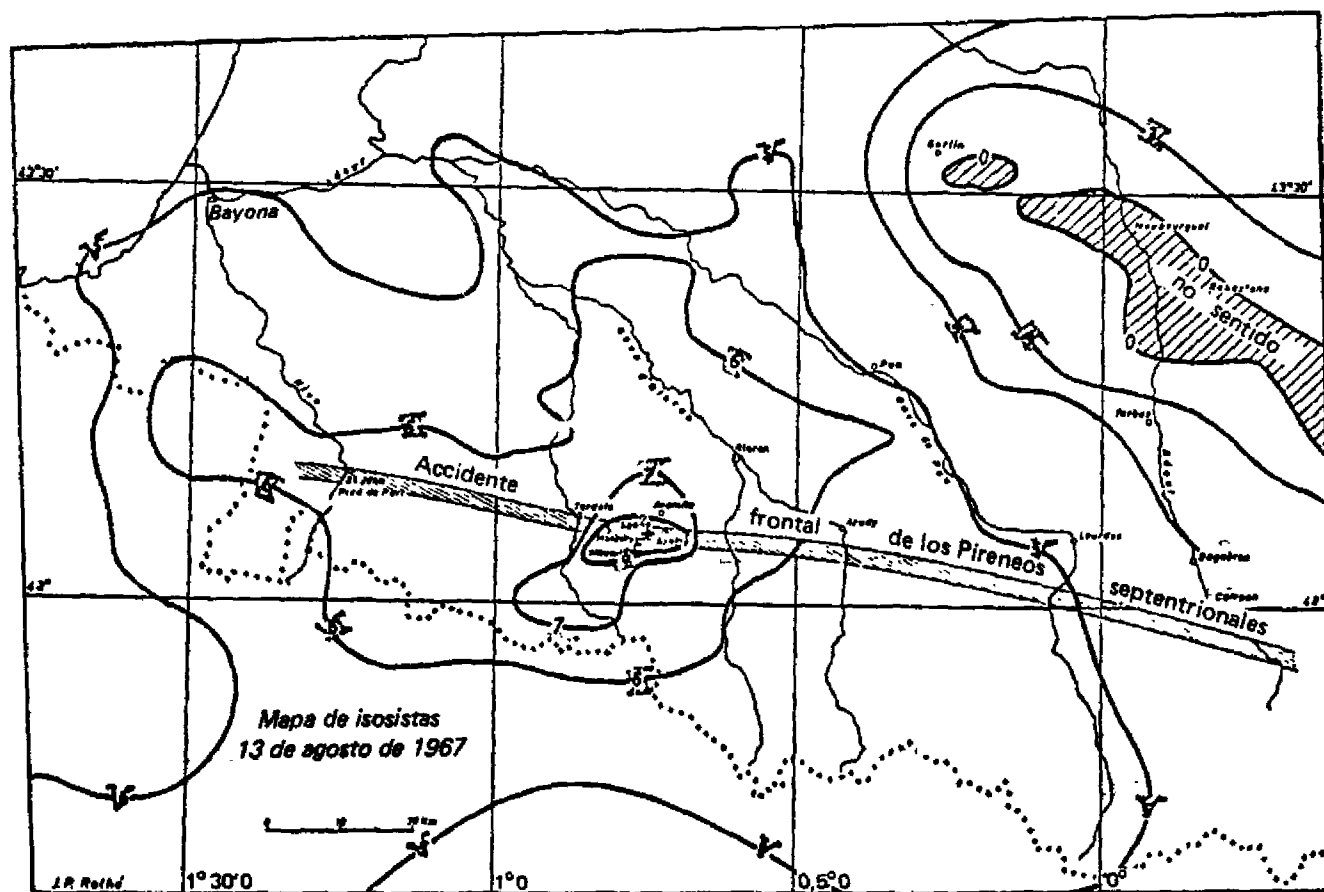


Figura 4-1 : Ejemplo de mapa de isosistas : terremoto de Arette (Francia), 13 de agosto de 1967. El epicentro está situado en el accidente frontal de los Pirineos septentrionales. (J.P. Rothé, 1972).

4.3 Relaciones intensidad-aceleración e intensidad-velocidad

Aunque la comparación de un dato macrosísmico con un dato instrumental sea discutible, puede intentarse, por razones prácticas, poner en relación la intensidad con la aceleración máxima o con la velocidad del suelo. En el cuadro que sigue figuran, en función de los grados de intensidad, el valor de la aceleración γ del movimiento del suelo (para períodos comprendidos entre 0,1 y 0,5 s) y la velocidad v (para períodos comprendidos entre 0,5 y 25 s).

<u>I</u> <u>(grados)</u>	<u>γ</u> <u>(cm/sec²)</u>	<u>v</u> <u>(cm/sec)</u>
V	-	1 - 2
VI	-	2.1 - 4.0
VII	-	4.1 - 8.0
VIII	-	8.1 - 16
IX	-	16.1 - 32
X	-	32.1 - 64

Si se contempla la figura 4-1, puede observarse en una misma isosista efectos diferentes, especialmente en función de los diferentes tipos de subsuelos. El gráfico (figura 4-2) muestra a este respecto la dispersión que puede observarse entre esos parámetros, incluso en lugares próximos entre sí. Se volverá a tratar de este punto en la parte relativa a la "microzonificación", en que se definen técnicas para evaluar los efectos del subsuelo en las aceleraciones de la superficie.

Se puede recordar también la sencilla fórmula propuesta para California por Gutenberg:

$$\log \gamma_0 = \frac{I_0}{3} - \frac{1}{2}$$

que pone en relación la aceleración máxima γ_0 o con la intensidad máxima I_0 .

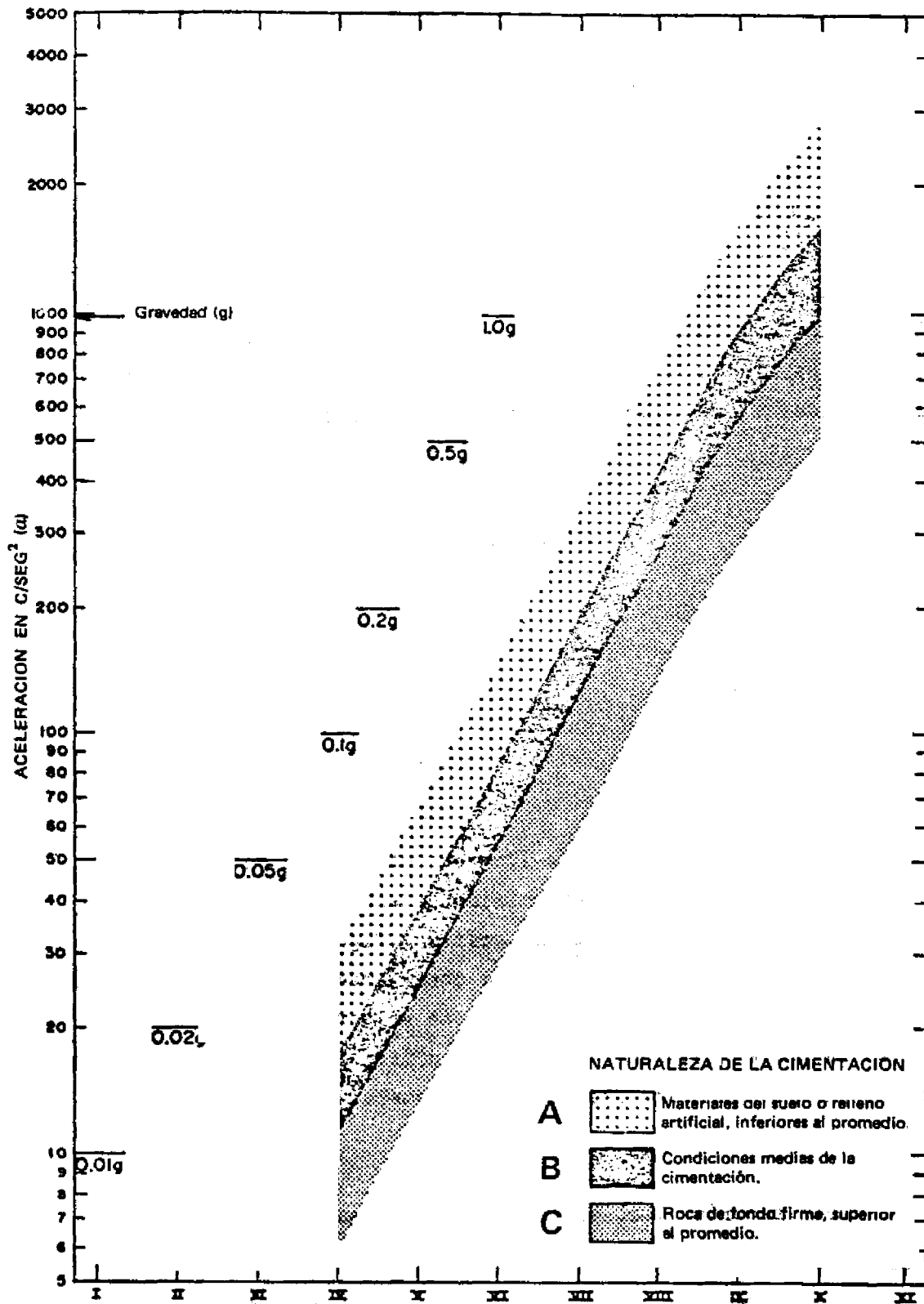


Figura 4-2 : Relación entre la aceleración máxima y la intensidad macrosísmica.

(Coulter y al., 1973)

4.4 Relaciones intensidad-magnitud

A fin de utilizar las observaciones históricas, se ha intentado establecer una relación aproximada entre la magnitud M y la intensidad I_0 .

$$M = 1 + \frac{2}{5} I_0$$

V. MEDIDA DE LA ACELERACION - ESPECTRO DE RESPUESTAS

Los ingenieros de construcciones antisísmicas y los sismólogos necesitan datos sobre los movimientos intensos del suelo producidos por los terremotos, en particular en la zona epicentral; la medida directa de la aceleración del movimiento del suelo y el estudio de su espectro de frecuencias son elementos indispensables que deben introducirse en los cálculos de los ingenieros.

Actualmente se utilizan muchos tipos de instrumentos (sismógrafos "strong-motion"). Se trata en general de acelerógrafos de un solo grado de libertad que registran las dos componentes horizontales y la componente vertical del movimiento. Las aceleraciones máximas registradas pueden variar entre 0,5 g y 2 g; la gama de frecuencias explotables puede extenderse de 0,05 a 30 Hz, aproximadamente (lo que corresponde a períodos de movimiento del suelo que oscilan entre 0,03 y 20s).

Los problemas planteados por la medida de los movimientos del suelo de gran intensidad fueron objeto de un seminario celebrado en México en agosto de 1972, patrocinado por la UNESCO (véase Mouvements sismiques de haute intensité, Nature et ressources, vol. IX, N° 4, UNESCO, París 1973, págs. 12 a 16).

Los datos que han podido recogerse con ocasión de seísmos recientes han mostrado que las aceleraciones medidas alcanzaban valores más elevados que los generalmente previstos. Se registró una aceleración de 0,4 g en la región epicentral del seísmo de Managua (25 de diciembre de 1972); de 0,5 g en la presa de Koyna (10 de diciembre de 1967), e incluso un valor de 1 g en la presa de Pacoima (seísmo de San Fernando, en California, del 9 de febrero de 1971). Esos resultados son especialmente importantes para los

cálculos de construcciones antisísmicas y es conveniente que el número de aparatos en servicio se aumente considerablemente, a fin de poder poner a disposición de los ingenieros una documentación suficientemente abundante.

VI. LA SISMICIDAD DEL GLOBO

6.1 Las principales zonas sísmicas

Todos los años, el servicio sismológico estadounidense determina las coordenadas hipocentrales de unos 5.000 seísmos. La localización de esos epicentros ha permitido obtener una imagen de las zonas sísmicas del globo que, unida a las medidas de las anomalías magnéticas positivas y negativas que aparecen alternativamente a un lado y otro de los ejes de las dorsales oceánicas, ha conducido a la teoría de la expansión de los fondos oceánicos y dibujado a grandes rasgos la estructura del globo. Esa nueva "tectónica global" permite a su vez comprender mejor la causa y el mecanismo de los seísmos.

Los mapas mundiales se parecen mucho de un año a otro: son siempre las mismas regiones las que presentan una actividad sísmica más intensa. Sin embargo, regional o localmente, se observan diferencias, siendo raro que los nuevos hipocentros ocupen exactamente el lugar de hipocentros antiguos. De vez en cuando se producen seísmos en regiones poco habituales: el del 29 de marzo de 1954, a 630 km de profundidad bajo Sierra Nevada, en España, es un ejemplo clásico.

Si se examina el mapa de epicentros de los 700 seísmos más importantes o más interesantes por su ubicación desde el año 1971 (figura 6-1), aparecen claramente las principales zonas sísmicas del globo:

6.1.1 El círculo sísmico circumpacífico, en donde se libera el 80% de la energía sísmica total, está delimitado por el arco de las islas Aleutianas, Kamchatka, la guirnalda de las islas Kuriles y las costas orientales de las islas japonesas; la zona sísmica

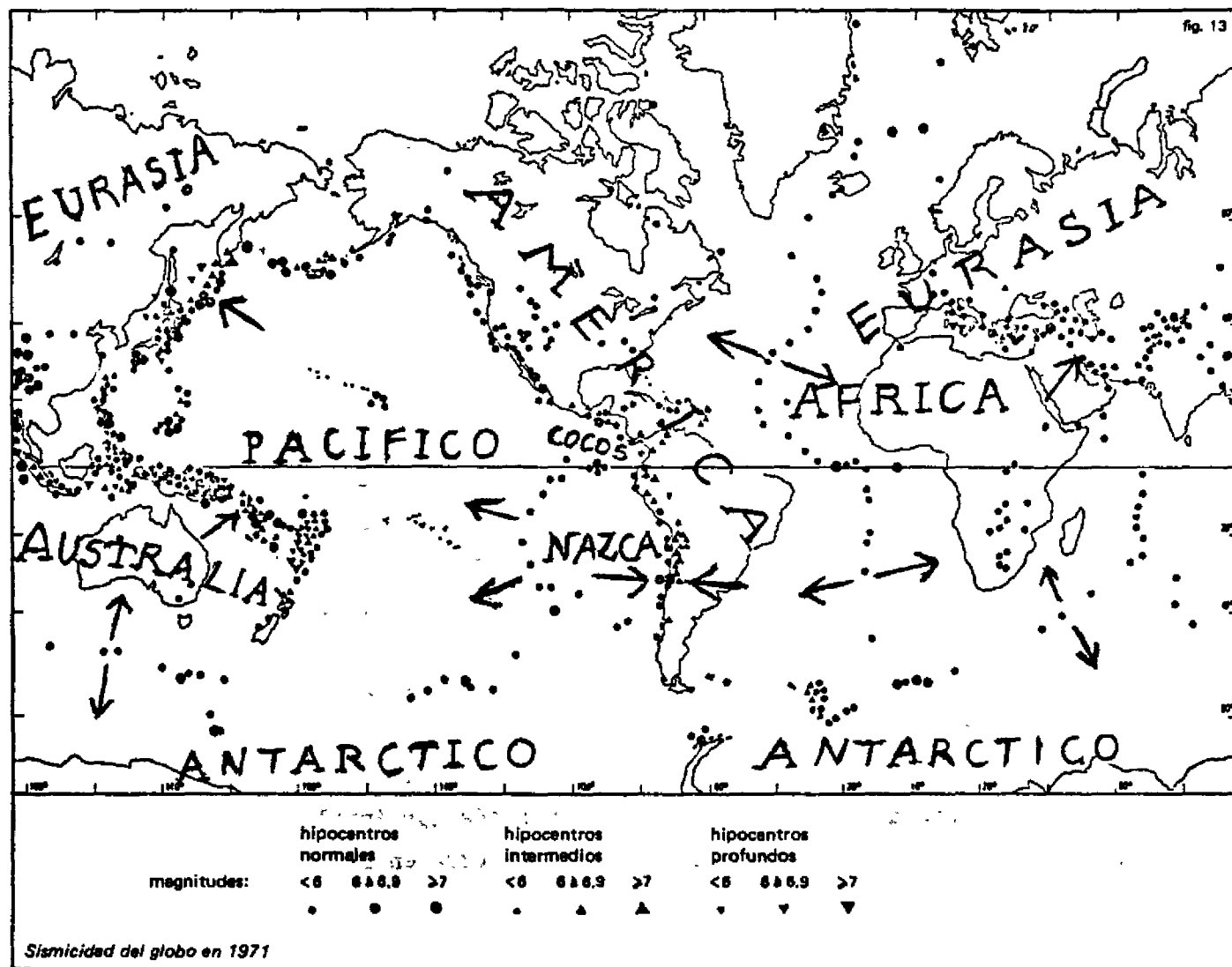


Figura 6-1 : La sismicidad del globo y las principales placas tectónicas. Principales epicentros en el año 1971. (J.P. Rothé, UNESCO, Resumen anual 1971).

se divide luego en dos ramas : una que pasa por Formosa y el arco de las Filipinas y otra que, por el contrario, sigue más al este la creste submarina marcada por las islas Bonin, Marianas, Guam y Carolinas occidentales; las dos ramas se reúnen en Nueva Guinea y el círculo prosigue por las islas Salomón, las Nuevas Hébridas, las Fiji, Tonga y Kermadec y Nueva Zelandia. En toda esa zona, focos "intermedios" (situados a profundidades comprendidas entre 70 y 300km) y focos "profundos" (a profundidades comprendidas entre 301 y 725 km) aparecen junto a focos normales (a menos de 70 km de profundidad) y se ordenan en planos inclinados (planos de Benioff) hundiéndose, salvo en la región de las Nuevas Hébridas, hacia el exterior del Pacífico.

En el Pacífico sudoriental, la zona sísmica presenta por el contrario otro carácter : está asociada a una dislocación oceánica que, a partir de las islas Balleny en el Antártico, se une al golfo de California pasando por la cresta de la isla de Pascuas y de las islas Galápagos: los seísmos son todos normales.

Otra zona se origina en las Antillas meridionales, sube a lo largo del litoral pacífico de América meridional y bajo los Andes - donde nuevamente aparecen seísmos intermedios y profundos junto a seísmos normales - y engloba el rizo de las Antillas; por México, California y Alaska, el círculo se cierra en las islas Aleutianas.

6.1.2 La zona sísmica transasiática abarca todo el sistema orogénico alpino, desde España y Africa septentrional hasta las cadenas de Asia central; por Birmania e Indonesia se une, en el mar de Banda, al círculo circumpacífico.

6.1.3 Las dislocaciones mediooceánicas (indoatlántica e indoantártica), largas líneas de quebraduras que dividen en dos partes el océano Atlántico y el océano Índico, son sede de seísmos frecuentes únicamente superficiales y de magnitud generalmente moderada.

Los autores de la "Tectónica de placas" imaginan cierto número de bloques, las placas litosféricas, cuyos bordes corresponden a las estrechas zonas sísmicas activas: Eurasia, Africa, Australia, mar de Filipinas, Pacífico interior, Nazca, Cocos y Antártico. Las placas litosféricas resistentes, de unos 100 km de espesor, llevan en su parte superior una costra granítica bajo los continentes y de tipo "oceánico" (basáltico) bajo los océanos, y descansan sobre una capa capaz de desplazamientos lentos, la astenosfera, zona débil que se comporta como un cuerpo imperfectamente elástico que absorbe las ondas sísmicas.

Como consecuencia de un movimiento de convección de origen térmico, el magma profundo asciende por las dislocaciones de las dorsales oceánicas, obligando a las placas a separarse de esas dorsales y, por consiguiente, a entrar en colisión con las placas vecinas. En esos movimientos de enfrentamiento se acumulan tensiones que se liberan en forma de seísmos. al mismo tiempo que nacen cadenas de montañas. Ese enfrentamiento entre dos placas será más o menos violento según que cada una vaya directamente al encuentro de la otra, que sus movimientos sean más o menos oblicuos o que una de las placas permanezca inmóvil. Una placa más densa (placa oceánica) hecha de basalto y de peridotita que encuentre una placa más ligera (placa continental) se sumergirá bajo ella en el interior del manto superior. Así se explica la distribución de

los hipocentros a lo largo de los "planos de Benioff" en el contorno del Pacífico y, en particular, a todo lo largo de América meridional (figura 6-2).

En las regiones de estiramiento, a lo largo de las dislocaciones de las dorsales, las energías liberadas en los estremecimientos que acompañan la separación de dos placas son más débiles que en las regiones de compresión, zonas de encuentro entre dos placas; la actividad sísmica se concentra en la zona estrecha de las dislocaciones, los hipocentros son todos superficiales, limitados a la litosfera, y no se observan seísmos de gran magnitud.

Esta tectónica, relativamente simple en la zona del Pacífico y a lo largo de las dorsales, es mucho más compleja en la zona alpina, más sinuosa, y en donde el papel desempeñado por el Mediterráneo, cuya estructura es en gran parte del tipo Pacífico, se conoce todavía mal. En la zona alpina, la actividad sísmica coincide con las principales cadenas de montañas y es tanto más fuerte cuanto más recientes son los plegamientos; se manifiesta también a lo largo de algunas grandes fallas de "descolgamiento", como la de la Anatolia septentrional y la de Zagros. Esas fallas se caracterizan por movimientos de cizalla horizontales, en que el desplazamiento relativo de los dos bordes - diestro o siniestro, según los casos - puede ser de muchos metros en un mismo seísmo.

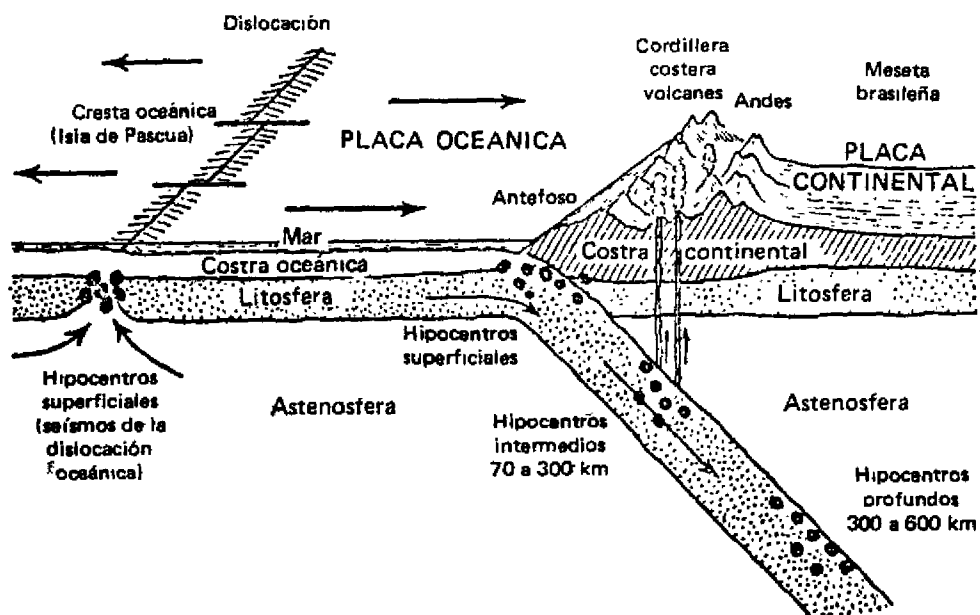


Figura 6-2. Corte transversal del Pacífico sudoriental
(J.P. Rothé, Séismes et volcans, Que sais-je?, 1972).