

Fig. 4 Distribución actual de la red de observatorios sísmológicos del Instituto de Geofísica, UNAM. Aparentemente la red cubre la zona sísmica del sur del país; sin embargo, la diversidad y obsolescencia del instrumental no permiten asegurar un monitoreo confiable de la actividad sísmica de México.

## 7

### Características de los sismos

#### 7.1 Causas de los sismos

Muchos son los fenómenos que pueden dar origen a los sismos: la actividad volcánica, las explosiones, el colapso de los techos-de-cavernas, etcétera. Con mucho, los sismos más importantes desde el punto de vista de la ingeniería son de origen tectónico, es decir, los asociados con deformaciones a gran escala en la corteza de la tierra. La situación obedece a la frecuencia con que ocurren los sismos tectónicos, la energía que liberan y la extensión de las áreas que afectan.

Hay dudas en cuanto a los mecanismos que producen movimientos tectónicos. La teoría más favorecida sostiene que los sismos tectónicos son causados por deslizamientos a lo largo de fallas geológicas. En los sismos mayores tendría lugar una reacción en cadena a lo largo de toda la longitud del deslizamiento, pero en cualquier instante dado, el origen del sismo quedaría en un pequeño volumen de la corteza —prácticamente en un punto— y se desplazaría a lo largo de la falla. Sin embargo, algunos sísmólogos sostienen que los temblores se originan en los cambios de fase de las rocas, acompañados de cambio volumétricos, en volúmenes relativamente pequeños de la corteza (Evison, 1963 y 1967).<sup>1</sup> Los datos que existen son insuficientes para sostener cualquiera de las teorías, y es concebible que diferentes sismos tectónicos sean causados por más de un mecanismo.

Quienes favorecen la teoría del cambio de fase arguyen que es poco probable la presencia de fallas geológicas a profundidades mayores de unos cuantos cientos de kilómetros debido a las elevadas temperaturas y pre-

<sup>1</sup> Los cambios volumétricos de la roca que se necesitan para alcanzar una condición de equilibrio pueden deberse a cambios importantes en la compresión litostática, causada por migración, acercándose o alejándose la roca respecto a la superficie de la tierra, o pueden deberse a la aplicación o remoción de grandes cargas, como el peso de los glaciales y del agua en los vasos de almacenamiento.

siones confinantes y, sin embargo, los datos parecen indicar que se han originado temblores a profundidades mayores de 600 km (Gutenberg y Richter, 1954) y hasta de 800 km. Por tanto, quizá algunos sismos no estén asociados a las fallas. Por otra parte, una evaluación de los sismos del sur de California en el periodo de 1934-1963 favorece fuertemente la hipótesis de que cuando menos la mayoría de estos movimientos provienen de deslizamientos a lo largo de las fallas geológicas (Allen y coautores, 1965). Además, los más precisos de los análisis recientes de los registros de la tierra invariablemente señalan los deslizamientos en las fallas como mecanismos responsables (véanse, por ejemplo, números del *Bull. Seism. Soc. of Am.*, 1964-1969).

Quizá el modelo teórico más satisfactorio para el mecanismo del deslizamiento en las fallas sea el propuesto por Burridge y Knopoff (1967). Se concibe que cuando menos un lado de la falla está formado por un gran número de elementos, constituido cada uno por un cuerpo rígido, un resorte lineal, un amortiguador lineal y un componente de fricción de Coulomb. El modelo explica tales fenómenos como los temblores premonitorios, las réplicas de temblores y corrimientos diferidos de las fallas, que se observan en combinación con un gran porcentaje de los macro-sismos.

La cuestión de los mecanismos generadores no es puramente académica. Las características de los movimientos intensos cerca del foco son sensibles al mecanismo generador (véase, por ejemplo, Rascón y Cornell, 1969). Así, suponiendo que los deslizamientos en fallas producen sismos y adoptando algunas hipótesis respecto a la propiedades mecánicas de las rocas, Housner (1965) ha deducido que la aceleración máxima posible es  $0.5g$ , donde  $g$  es la aceleración de la gravedad.

No se ha podido acotar la aceleración máxima posible del terreno con base en la suposición de que los temblores provienen de cambios de fase en las rocas. Por otra parte, la velocidad máxima del terreno que puede transmitirse está limitada por las deformaciones a la ruptura de las rocas y las velocidades de las ondas de cortante. Dependiendo de las propiedades de las rocas en cuestión, se han calculado velocidades horizontales máximas posibles del terreno de 1 a 3 m/seg (Newmark, 1968). De acuerdo con Ambraseys (1969) el límite superior queda entre 1 y 1.5 m/seg.

Estas velocidades corresponden a las intensidades sísmicas mayores que las que suelen suponerse para la mayoría de los objetivos prácticos. Puede aseverarse, pues, que desde el punto de vista práctico no hay límite superior a la intensidad de los sismos. De aquí se deduce que, independientemente de cuán conservador sea un diseño, existe una probabilidad finita de falla estructural en todo intervalo finito de tiempo, y es seguro que algún día se presentará la falla a menos que la estructura se demuela a propósito. La conclusión es válida aun en las llamadas zonas asísmicas. La regionalización sísmica debe tomarse en el sentido de mayor o menor riesgo, y una base aceptable para los mapas "de intensidad máxima probable" es el tiempo de retorno a que puedan corresponder.

La manera más sencilla de expresarse cuantitativamente respecto a los temblores consiste en graduarlos mediante un solo número —la intensidad o poder destructivo local del temblor— en alguna escala convencional. Esta es una base demasiado burda para la mayoría de los fines ingenieriles. Una descripción más adecuada abarca acelerogramas u otras

representaciones, en función del tiempo, de tres componentes ortogonales de traslación del movimiento del terreno en un punto: los dos horizontales y el componente vertical. Esta descripción es suficiente para el fin de calcular los efectos sísmicos en edificios de dimensiones pequeñas o moderadas. En casos especiales, las derivadas espaciales de las aceleraciones del terreno llegan a ser importantes; así sucede con las componentes rotacionales de la aceleración del terreno cuando se trata de estructuras esbeltas, y con las deformaciones del suelo en las grandes obras de ingeniería.

## 7.2 Foco, magnitud e intensidad

El *foco*, *centro*, *hipofoco* o *hipocentro* de un sismo es el punto de la corteza terrestre en el que indican los cálculos que se originan las ondas sísmicas.

El *epifoco* o *epicentro* es la proyección vertical del foco en la superficie de la tierra. En ausencia de datos instrumentales el epicentro ha de fijarse a veces, basándose en los daños observados, como el punto de sacudidas más intensas. En general este punto no coincide exactamente con el epicentro instrumental. Términos tales como *distancia focal* y *distancia epicentral* se refieren a distancias a un punto de interés dado, llamado *estación*.

La *magnitud* de un sismo es una medida de la energía liberada. *Intensidad* es una medida de la capacidad de destrucción sísmica local. Por tanto, a un sismo se asocia una sola magnitud, mientras que su intensidad varía de estación a estación.

Las escalas de magnitud de Richter se usan universalmente (véase Richter, 1958). En su definición original, la magnitud (representada por  $M$ ) es el logaritmo común de la amplitud de la traza, en micras, de un sismógrafo estándar Wood-Anderson con amplificación de 2800, periodo natural de 0.8 seg y coeficiente de amortiguamiento de 80 por ciento, instrumento que esté colocado en terreno firme a 100 km del epicentro. Existen diagramas y tablas empíricas para corregir para distancias epicentrales que difieran de 100 km y para distintas condiciones del terreno. Los diagramas correctivos y la definición misma se aplican estrictamente solo a sismos con profundidad focal menor de unos 30 km. Los diagramas correctivos son relativamente precisos hasta distancias epicentrales de unos 600 km.

La escala telesísmica (que también se representa por  $M$ ) y la escala unificada de Gutenberg (representada por  $m$ ) se aplican, respectivamente, a distancias focales mayores de 2000 km y de 600 a 2000 km. Ambas se determinan a partir de las amplitudes y periodos de ciertas fases de los sismos. Aunque se intenta que coincidan con la definición original de magnitud, estas dos escalas, especialmente la unificada, dan diferencias sistemáticas con la magnitud original de Richter (Riznichenko, 1962), sobre todo en condiciones geológicas diferentes de las de California (Jordan, Black y Bates, 1965). La mayoría de las magnitudes que se manifiestan oficialmente se determinan con base en la escala telesísmica original (sin embargo, el U.S. Coast and Geodetic Survey ha conservado la escala unificada en sus informes), y en este libro confinaremos el uso cuantitativo del término *magnitud* a las escalas  $M$  (para magnitudes muy grandes

la definición original de Richter se remplaza siempre con la escala tele-sísmica o la escala unificada).

Ha sido necesario modificar las expresiones primitivas que relacionan magnitud con desprendimiento de energía. La relación siguiente goza del favor de los sismólogos:

$$\log_{10} W = 11.8 + 1.5M \quad (7.1)$$

donde  $M$  es magnitud y  $W$  es la energía desprendida en ergios (Gutenberg y Richter, 1956).<sup>2</sup> Usaremos esta expresión en conexión con la sismicidad en el capítulo 8.

Las explosiones nucleares desprenden cantidades de energía que se comparan con los sismos medianos. Una bomba de un megatón libera aproximadamente  $5 \times 10^{22}$  ergios. Sin embargo, solamente una pequeña fracción de ella se convierte en ondas sísmicas. Serían necesarios aproximadamente 50 megatones para producir una energía sísmica igual a ésta, que es del mismo orden que la energía de un sismo de magnitud 7.3 (Ec. 7.1). Los temblores naturales de esta magnitud o mayor ocurren como promedio siete veces al año en todo el mundo (Gutenberg y Richter, 1954). Los efectos más importantes de las explosiones nucleares no se transmiten normalmente como ondas sísmicas, de manera que los movimientos del terreno que provienen de esta causa merecen un tratamiento secundario y especializado, que difiere del de los sismos naturales y no se abordará en la presente obra en forma detallada.

Casi todas las escalas de intensidad son subjetivas y tienen formato semejante al de la escala de Mercalli modificada ( $MM$ ) (apéndice 2). Esta escala, muy usada en Norteamérica, se parece en rasgos generales a la escala soviética, a la de Cancanni-Sieberg, que se usa extensamente en Europa occidental, y la más reciente de Medvedev, Sponheuer y Karnik, conocida como la MSK-64 (Medvedev y Sponheuer, 1969). Se han publicado equivalencias en otras escalas de intensidad (Richter, 1958).

Parece indeseable la naturaleza subjetiva de estas escalas. Las reacciones del hombre a los sismos dependen de numerosos factores, incluyendo la experiencia previa con movimientos del terreno. Los efectos en los edificios dependen del proyecto local y de los procedimientos de construcción. Parecen especialmente criticables las cláusulas que permiten asignar una intensidad a un sismo en regiones desiertas en función de la amplitud de las deformaciones permanentes, fallas de taludes o desplazamientos relativos del terreno, pues la zona de máxima intensidad no suele coincidir con fallas superficiales en que se acusan los deslizamientos relativos, y las fallas de taludes ocurren con frecuencia en ausencia de sismos.

A pesar de sus muchos inconvenientes, las escalas subjetivas de intensidad constituyen un elemento importante de juicio en áreas donde no se hayan instalado instrumentos para movimientos fuertes y suministran el único medio para interpretar la información histórica.

Con objeto de utilizar datos instrumentales y relacionarlos con las escalas subjetivas, también se han propuesto escalas instrumentales de in-

<sup>2</sup> Una escuela de sismólogos favorece sustituir las escalas de magnitud relativamente arbitrarias con el "momento sísmico" que se basa en conceptos físicos, y esta cantidad puede relacionarse directamente con el desprendimiento de energía (J. Brune y C. Lomintz, comunicación personal, 1969).

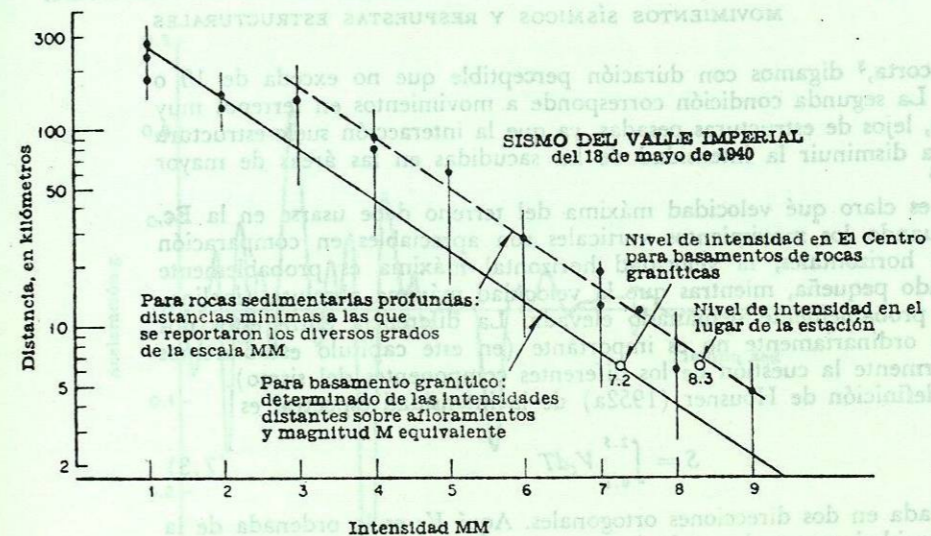


FIGURA 7.1. Gráfica distancia-intensidad para los sismos de California, con autorización de *Earthquake Intensity and Related Ground Motion*, por Frank Neuman, derechos registrados ©, 1954, por la University of Washington Press

tensidad. Las que se apoyan exclusivamente en la máxima aceleración del terreno o en la traza máxima de algún tipo de sismógrafo guardan poca relación con lo destructivo del movimiento del terreno. Las cosas mejoran algo si cuando menos se toma toscamente en cuenta la distancia focal. Se muestra en la figura 7.1 una correlación aproximada de este tipo (que probablemente es aplicable a los sismos de California, aunque no necesariamente a otras regiones del mundo).

Ya que la destructividad está directamente relacionada a la energía que el movimiento de la tierra transmite a los seres humanos y a las estructuras construidas por el hombre, puede esperarse una correlación mucho mejor, la cual se ha confirmado, con la máxima velocidad del terreno, o mejor todavía, con la ordenada media del espectro pseudovelocity, como se describirá en los capítulos 15 y 17.

La siguiente expresión coincide razonablemente bien con las correlaciones propuestas (Esteve y Rosenblueth, 1964; Rosenblueth, 1964c) y comprobadas entre la intensidad  $I$  de la escala  $MM$  y la velocidad máxima del terreno  $v$  (cm/seg):

$$I = \frac{\log 14v}{\log 2} \quad (7.2)$$

En promedio, esta correlación es válida hasta  $I = 10$  y sobrestima  $I$  para intensidades mayores. Convendría modificar la escala  $MM$  para intensidades mayores que 10, de acuerdo con la ecuación.

Existen otras dos condiciones en que la Ec. 7.2 sobrestima la intensidad. Una corresponde a los movimientos del terreno con duración excepcional-