

TERREMOTOS

Autor: ALEJANDRO NAVA

- [COMITÉ DE SELECCIÓN](#)
- [EDICIONES](#)
- [DEDICATORIA](#)



© Fondo de Cultura Económica
Primera edición, 1987
Tercera edición, 1998
ISBN 968-16-5768-3
ISBN 968-16-2542-0
Impreso en México

- [EPÍGRAFE](#)
- [PREFACIO](#)
- [I. INTRODUCCIÓN](#)
- [II. LA FUENTE SÍSMICA](#)
- [III. ONDAS SÍSMICAS](#)
- [IV. ESTRUCTURA DE LA TIERRA, TECTÓNICA DE PLACAS Y SISMICIDAD](#)
- [V. INTENSIDAD Y MAGNITUD](#)
- [VI. SISMICIDAD Y RIESGO SÍSMICO](#)
- [VII. PREDICCIÓN](#)
- [VIII. ¿PUEDEN PREVENIRSE LOS TERREMOTOS?](#)
- [IX. QUÉ HACER ANTE LOS TERREMOTOS](#)
- [APÉNDICE](#)
- [COLOFÓN](#)
- [CONTRAPORTADA](#)





COMITÉ DE SELECCIÓN

Dr. Antonio Alonso

Dr. Gerardo Cabañas

Dr. Juan Ramón de la Fuente

Dr. Jorge Flores

Dr. Leopoldo García-Colín Scherer

Dr. Tomás Garza

Dr. Gonzalo Halffter

Dr. Raúl Herrera

Dr. Jaime Martuscelli

Dr. Héctor Nava Jaimes

Dr. Manuel Peimbert

Dr. Juan José Rivaud

Dr. Julio Rubio Oca

Dr. José Sarukhán

Dr. Guillermo Soberón

Coordinadora:

María del Carmen Farías



la

ciencia/34

para todos

Primera edición (La Ciencia desde México), 1987

Tercera edición (La ciencia para Todos), 1998

La Ciencia para Todos es proyecto y propiedad del Fondo de Cultura Económica, al que pertenecen también sus derechos. Se publica con los auspicios de la Secretaría de Educación Pública y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

D. R. © 1987 FONDO DE CULTURA ECONÓMICA, S.A. DE C.V.

D. R. © 1998 FONDO DE CULTURA ECONÓMICA, S.A. DE C.V.

Carretera Picacho-Ajusco 227, 14200 México, D.F.

ISBN 968-16-5768-3

Impreso en México



DEDICATORIA

Para CH

IPOLATA

APITOS (3)

IP

APOTE

Indice



Este Sol, su nombre 4 movimiento, éste es

nuestro Sol, en el que vivimos ahora.

Y aquí está su señal, cómo cayó en el fuego

el Sol, en el fogón divino, allá en

Teotihuacan.

Igualmente fue éste el Sol de nuestro

príncipe, en Tula, o sea de Quetzalcóatl.

El quinto Sol, 4 movimiento su signo,

se llama Sol de movimiento porque se mueve,

sigue su camino.

Y como andan diciendo los viejos, en él habrá

Y como andan diciendo los viejos, en él habrá

movimientos de tierra, habrá hambre y con esto

pereceremos.

Leyenda de los soles



PREFACIO

TERREMOTOS CONCEPTOS BÁSICOS Y PREDICCIÓN

Sufrir un terremoto puede ser una experiencia física y mental muy traumática. Cuando termina surgen en la mente preguntas como: ¿habrá sido éste un temblor cercano que se sintió fuertemente sólo aquí, o un terremoto fuerte que puede haber dañado mi casa y mi familia? ¿Se repetirá, y de ser así, cuándo? ¿Qué puedo hacer si ocurre otro?, etcétera.

Por desgracia, en ese momento, cuando es más necesario que llegue a todas las personas información correcta que les permita planear sus futuras acciones, es común que comiencen a correr rumores y consejas, propalados por gente irresponsable u oportunista que se aprovecha del dolor y la ansiedad ajenos para medrar.

Es entonces, también, cuando una persona que conoce las causas de los terremotos, la forma en que las ondas generadas por ellos se propagan y afectan al terreno y las estructuras y los principios de riesgo y predicción sísmicos, puede juzgar cuál información es confluente y cuál no. Ésta es la justificación y la finalidad del presente libro: en él se pretende presentar, en forma cuidadosa, los principios de la sismología pero de tal manera que el lector no necesite de conocimientos especiales de física, matemáticas o geología para entenderlos; de hecho, las pocas fórmulas que se utilizan no son indispensables para la comprensión del material. El lector de nivel universitario que desee estudiar más rigurosamente los temas aquí expuestos, podrá hacerlo sirviéndose de las referencias que se dan en cada capítulo, las cuales, por otra parte, no son esenciales para la comprensión del texto.

Se ha procurado presentar el material de manera ordenada, para que el lector que aborde el tema por primera vez pueda entender cualquier capítulo si ha leído los anteriores. Para quien ya conoce las bases de la sismología, se exponen algunos de los problemas que la comunidad científica trata, actualmente, de resolver. Varios temas de gran importancia, pero no indispensables para la comprensión de las cuestiones de riesgo y predicción, han sido omitidos por falta de espacio. Los elegidos son ilustrados, en lo posible, con ejemplos apropiados a la experiencia de México y han sido tomados de estudios hechos por científicos mexicanos; gran parte de los ejemplos se refieren a los terremotos de Michoacán, de septiembre de 1985.

Quiero expresar mi agradecimiento a mis amigos y colegas Juan Manuel Espíndola, Manuel Mena, Shri Singh, Jaime Yamamoto y Zenón Jiménez, quienes revisaron el manuscrito y ofrecieron útiles sugerencias, y muy especialmente a Servando de la Cruz, quien, además, me sugirió escribir este libro y es quien tomó las fotografías que ilustran los daños causados en la ciudad de México por los terremotos de septiembre de 1985. Gracias a la doctora Alejandra Jaidar, Coordinadora del Comité de Selección de la serie La Ciencia desde México, por su paciencia. Mi reconocimiento al Instituto de Geofísica de la UNAM, su centro de cómputo y su biblioteca, que me brindaron facilidades para escribir el presente libro. Gracias a mi esposa e hijos por su comprensión, cooperación y apoyo.

NOTA

Los números colocados entre paréntesis dentro del texto se refieren a la Bibliografía y referencias situadas al final de cada capítulo.





I. INTRODUCCIÓN

LOS TERREMOTOS constituyen una de las catástrofes naturales más devastadoras y más aterradoras que existen. La Tierra, fuente y símbolo de lo constante, firme e imperecedero, es súbitamente sacudida y rota, atemorizando al hombre que encara el fenómeno con su condición de mortal y su impotencia ante las fuerzas enormes de la naturaleza.

En unos cuantos momentos, miles de personas pueden perder bienes, salud, seres queridos y, tal vez, la vida. Algunos terremotos han llegado a causar cientos de miles de muertes y graves daños en áreas de miles de kilómetros cuadrados, y se recuerdan como fechas dolorosas de la historia de la humanidad.

Desde tiempos históricos se guarda la memoria de un gran número de terremotos destructivos; sin embargo, la ciencia que se dedica al estudio sistemático de éstos es bastante reciente.

I.1 TERREMOTOS HISTÓRICOS

Resulta instructivo recordar la cantidad de víctimas que puede causar un terremoto para tomar conciencia de la importancia de su estudio y de la necesidad de contar con una preparación adecuada para enfrentárseles. A continuación se presenta una lista, necesariamente muy incompleta, de los sismos históricos más significativos (excluyendo los ocurridos en México que serán listados más abajo), sea por su tamaño, por el número de víctimas que causaron, o por estar relacionados con algún desarrollo sismológico. Las cantidades entre paréntesis son magnitudes de diferentes tipos, cuyo significado será explicado más adelante; el símbolo ~ significa "del orden de".

Turkmenia (ex URSS), 2 000 a.C. "algunos" muertos.

Rodas (Grecia), 225 a.C.

Daipul (India), 893, 180 000 muertos.

Ardabil (Irán), 23 de mayo de 893, 150 000 muertos.

Ganzah, Aleppo (Siria) 8 de septiembre de 1138, 230 000 muertos.

Mar Egeo, 1201, 100 000 muertos.

Egipto, Siria, 5 de julio de 1201, 1 100 000 muertos.

Lisboa (Portugal), 26 de enero de 1531, 30 000 muertos.

Shansi (China), 1556, 830 000 muertos.

Sicilia (Italia), 9 de enero de 1693, 93 000 muertos.

Sicilia (Italia), 11 de enero de 1693, 60 000 muertos.

Sicilia (Italia), septiembre de 1693, 100 000 muertos.

Hokkaido (Japón), 30 de diciembre de 1730, 137 000 muertos.

Pekín (China), 30 de noviembre de 1731, 100 000 muertos.

Calcuta (India), 11 de octubre de 1737, 300 000 muertos.

Lisboa (Portugal), 1 de noviembre de 1755 (M~8.7), 62 000 muertos.

Tabríz (Irán), 1779-1780, 100 000 muertos.

Nápoles (Italia), 16 de diciembre de 1875 (M ~ 6.5), 12 000 muertos.

Perú y Ecuador, 13 de agosto de 1868, 250 000 muertos.

Perú y Ecuador, 16 de agosto de 1868, 70 000 muertos.

Riku-Ugo (Japón), 15 de junio de 1896, 27 120 muertos.

Assam (India), 12 de junio de 1897 (M ~ 8.7), 1 500 muertos.

Yakutat Bay (Alaska), 3 de septiembre de 1899 (M ~ 8.3).

Yakutat Bay (Alaska), 10 de septiembre de 1899 (M~ 8.5).

Quetzaltenango (Guatemala), 19 de abril de 1902 (M= 8.3), "muchos" muertos.

San Francisco (EUA), 18 de abril de 1906 (M=8.3, Mw = 8.2), 700 muertos.

Santiago y Valparaíso (Chile), 17 de agosto de 1906 (M = 8.6, Mw = 8.2), 20 000 muertos.

Messina (Italia), 28 de diciembre de 1908 (M = 7.5), 29 980 muertos.

Kansu (China), 16 de diciembre de 1920 (M = 8.5), 200 000 muertos.

Kwanto (Japón), 1 de septiembre de 1923 (M = 8.3, Mw = 7.9), 100 000 muertos.

Nan-Shan (China), 22 de mayo de 1927 (M = 8.3), 200 000 muertos.

Assam (India), 15 de agosto de 1950 (Ms = 8.7, Mw = 8.06), 574 muertos.

Kamchatka (ex URSS), 4 de noviembre de 1952 (Ms = 8.2 - 8.4, Mw = 9), "muchos" muertos, *tsunami*.

Aleutianas (EUA), 9 de marzo de 1957 (M = 8.3, Mw = 9.1), *tsunami*.

Chile, 21 de mayo de 1960 (M = 7.3 - 7.5)

Chile, 22 de mayo de 1960 (M = 8.5, Mw = 9.5!), 4 000 a 6 000 muertos.

Anchorage (Alaska), 28 de marzo de 1964 (M = 8.5, Mw = 9.2), 114 muertos, *tsunami*.

Aleutianas (EUA), 4 de febrero de 1965 (M = 7.7, Mw = 8.7), 400 muertos.

Ancash (Perú), 31 de mayo de 1970 (M = 7.7 - 7.8, Mw = 7.9), 50 000 a 70,000 muertos.

Guatemala, 4 de febrero de 1976 (Ms = 7.5), 23 000 muertos.

Tang-Shan (China), 27 de julio de 1976 (Ms = 7.9), 655 200 muertos.

Valparaíso (Chile), 3 de marzo de 1985 (Mw = 8.0).

Como puede observarse en la lista anterior, no siempre son los terremotos más grandes (los de mayor magnitud) los que causan mayor número de desgracias. Otros factores que influyen grandemente en la

cantidad de daños que produce un terremoto son: la densidad de población en las regiones cercanas al lugar de ocurrencia del terremoto (por ejemplo, el enorme terremoto de Alaska de 1964 causó muy pocas víctimas, mientras que el relativamente pequeño terremoto de Anatolia de 1939 causó muchas); la profundidad del foco (el lugar donde comenzó) del terremoto (los terremotos someros, como el de Guatemala de 1976, causan gran número de víctimas); el tipo de construcción en la zona afectada y las condiciones locales del suelo; la posibilidad de que el terremoto "dispare" otros desastres colaterales, como inundaciones, aludes (como los causados por el terremoto de Perú de 1970, que causaron un enorme número de víctimas al sepultar la ciudad de Yungay) o incendios [que provocaron el mayor número de daños en los sismos de Kwanto (1923) y de San Francisco (1906)] la hora local de ocurrencia del terremoto (generalmente causan más víctimas los que ocurren de noche, cuando las gentes se encuentran dormidas en sus casas; aunque, si las construcciones más afectadas son edificios grandes, puede haber gran número de desgracias en lugares como fábricas, escuelas, almacenes, etc.) y, finalmente, las condiciones del tiempo (el número de muertos es mayor cuando los damnificados deben enfrentarse a fríos o calores excesivos; condiciones climáticas adversas pueden también entorpecer las labores de rescate).

México es uno de los países más sísmicos del mundo (Figura 1). Su geología refleja, como veremos más adelante, que gran parte de su territorio esté sometido a enormes esfuerzos que causan, entre otros efectos, grandes terremotos. Es raro el habitante de la costa occidental, o del sur o centro de México que no haya sentido alguna vez un terremoto.

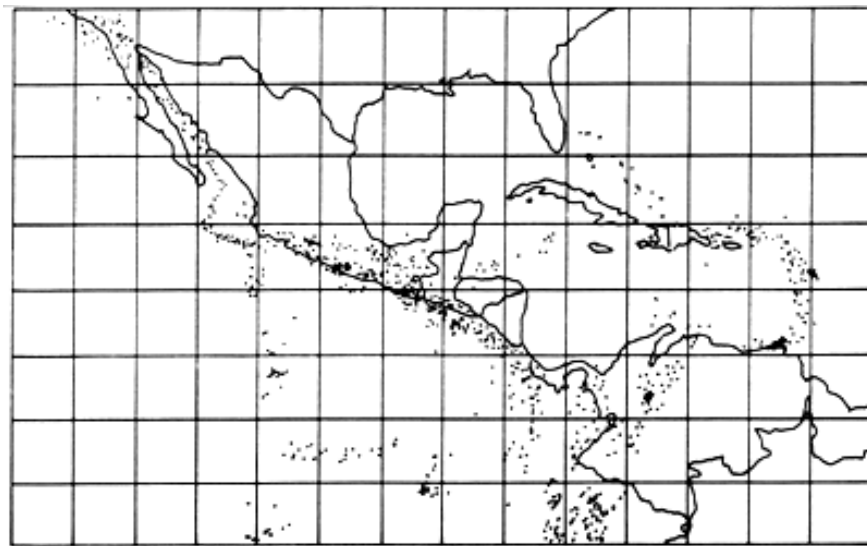


Figura 1. Sísmicidad de México y América Central (1962-1969).

En nuestro país se cuenta con datos históricos de sismos que se remontan a 1460, si bien son incompletos y difícilmente cuantificables. Aunque existen datos de terremotos ocurridos desde 1603, podemos estar seguros de que los efectos de otros, tanto o más grandes que éstos, ocurridos en fechas más tempranas, pueden no haber sido registrados.

La baja densidad de población en las zonas de México donde se generan los terremotos ha determinado que, afortunadamente, el número de víctimas causado por los sismos más destructivos de nuestra historia no sea tan enorme como algunos de los listados arriba.

Algunos de los sismos más significativos acaecidos en México en tiempos históricos son:

Cocula (Jalisco), 27 de diciembre de 1568.

Jalisco y México, 25 de agosto de 1611, "muy grande".

Oaxaca, 23 de agosto de 1696 (M~ 7.5).

Oaxaca, 21 de diciembre de 1701, "destructivo".

Colima, 16 de septiembre de 1711, "varios muertos".

Acapulco (Guerrero), 1 de septiembre de 1741, *tsunami*.

Acapulco (Guerrero), 28 de mayo de 1784, *tsunami*, "varios muertos".

Zapotlán (Jalisco), 25 de marzo de 1806, se reportan "muchos muertos".

Jalisco, 22 de noviembre de 1837 (M ~ 7.7).

Oaxaca, 9 de marzo de 1845 (M = 8.0).

Oaxaca, 5 de mayo de 1854 (M = 8.0).

Zapopan (Jalisco), 11 de febrero de 1875 (M ~ 7.5).

Huajuapán de León (Oaxaca), 19 de julio de 1882.

Sonora, 3 de mayo de 1887, 42 muertos (min).

Oaxaca-Guerrero, 29 de enero de 1899 (M ~ 8.4).

Jalisco, 20 de enero de 1900 (M = 8.3).

Jalisco, 16 de mayo de 1900 (M = 7.8).

Chiapas, 23 de septiembre de 1902 (M = 8.4).

Baja California Norte, 16 de octubre de 1902 (M = 7.8).

Oaxaca-Chiapas, 14 de enero de 1903 (M = Ms = 8.3).

Acapulco, 15 de abril de 1907 (M = 8.3, Ms = 8.2).

Golfo de Baja California (?), 16 de octubre de 1907 (M = 7.5).

Jalisco, 7 de junio de 1911 (M = 8.0, Ms = 7.9), 45 muertos, daños en la ciudad de México.

Ciudad Guzmán (Jalisco), 30 de abril de 1921 (M = 7.8).

Pinotepa Nacional (Oaxaca), 17 de junio de 1928 (Ms = 8.0), daños en la ciudad de México.

Puerto Escondido (Oaxaca), 9 de octubre de 1928 (Ms = 7.8, M = 7.6, Mw = 8.0).

Jalisco, 3 de junio de 1932 (Ms = 8.2, Mw = 8.1) *tsunami*.

Jalisco, 18 de junio de 1932 (M = 7.8 - 7.9).

Colima, 22 de junio de 1932 (M = 7.9).

Orizaba (Veracruz), 26 de julio de 1937 (M = 7.7), 34 muertos.

Petatlán (Guerrero), 22 de febrero de 1943 (Ms = 7.5 - 7), 75 muertos.

Acapulco (Guerrero), 28 de julio de 1957 (M = 7.9, Ms = 7.7), 160 muertos, daños en la ciudad de México (Ángel de la Independencia caído).

Oaxaca, 23 de agosto de 1965 ($M_s = 7.6$, $M_w = 7.5$), 5 muertos.

Chiapas, 29 de abril de 1970 ($M_s = 7.3$, $M_w = 7.4$).

Colima, 30 de enero de 1973 ($M = 7.7$, $M_s = 7.5$, $M_w = 7.6$) 56 muertos.

Orizaba (Veracruz), 28 de agosto de 1973 ($m_b = 6.8$, $M = 7.3$), 600 muertos.

Oaxaca, 29 de noviembre de 1978 ($M_s = 7.8$, $M_w = 7.6$).

Petatlán (Guerrero), 26 de enero de 1979 ($M_s = 6.5$, $M_b = 5.9$).

Petatlán (Guerrero), 28 de febrero de 1979 ($m_b = 5.2$).

Petatlán (Guerrero), 14 de marzo de 1979 ($M = M_s = M_w = 7.6$), 5 muertos.

Tehuantepec (Oaxaca), 22 de junio de 1979 ($m_b = 6.3$, $M_w = 7.1$).

Huajuapán de León (Oaxaca), 24 de octubre de 1980 ($m_b = 7.0$), 50 muertos.

Playa Azul (Michoacán), 25 de octubre de 1981 ($M_s = 7.3$, $m_b = 6.1$, $M_w = 7.2$).

Ometepec (Guerrero), 7 de junio de 1982 ($M_s = 6.9 - 7.0$).

Michoacán, 19 de septiembre de 1985 ($M = 8.1 - 8.2$, $M_w = 7.9 - 8.1$), 20 000 muertos.

Michoacán, 20 de septiembre de 1985 (local) ($M = 7.5$, $M_w = 7.6 - 7$).

Los dos últimos terremotos mencionados causaron daños en la región de la costa de Michoacán, Colima y Guerrero, donde se localizaron sus fuentes; pero el mayor número de daños se registró en la ciudad de México, situada a más de 300 km de distancia de aquéllas, debido, entre otros factores, a la densidad de población y características locales del suelo y de las estructuras (mencionadas arriba), así como a otros factores que serán discutidos más adelante. Las figuras 2 a 10 muestran algunos aspectos de los daños causados por estos terremotos en la ciudad de México. El espíritu de cooperación y sacrificio mostrado por sus habitantes logró salvar gran cantidad de vidas de las víctimas atrapadas bajo los escombros.



Figura 2.



Figura 3.



Figura 4.



Figura 5.



Figura 6.



Figura 7.



Figura 8.



Figura 9.



Figura 10.

El lector interesado en listados más completos de los grandes terremotos ocurridos en México y el mundo puede consultar las referencias (1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7).

I.2 ¿QUÉ ES LA SISMOLOGÍA?

Antes de entrar en materia es conveniente definir algunos términos, usados comúnmente en forma más o menos imprecisa, para el objeto de nuestro estudio. Llamamos *sismo* (del griego *seiein* = mover) a cualquier movimiento del terreno; éste es el término científico o técnico más general y es el que usaremos en adelante, excepto cuando sea más descriptivo alguno de los términos que a continuación se definen. Se llama usualmente *temblor* a un sismo pequeño, generalmente local; mientras que un sismo grande, que puede causar daños graves, se denomina *terremoto*, llamado a veces, también, *macrosismo*. Un *maremoto* es un terremoto ocurrido bajo el fondo marino, pero a veces se llama así (incorrectamente) a las olas, en ocasiones muy grandes, causadas por terremotos o maremotos, y cuyo nombre correcto es *tsunami*.

Otros términos, tanto técnicos como de uso común, serán definidos más adelante, conforme vayan siendo empleados.

La sismología es la ciencia que estudia todo lo referente a los sismos: la fuente que los produce (localización, orientación, mecanismo, tamaño, etc.), las ondas elásticas que generan (modo de propagación, dispersión, amplitudes, etc.) y el medio físico que atraviesan dichas ondas.

El estudio de la fuente sísmica incluye el estudio de las causas, así como el de los procesos que se presentan en ella, y es importante para elaborar modelos realistas que ayuden a la predicción de terremotos.

Por su parte, el estudio de las ondas sísmicas es importante porque además de que de ellas depende el tipo de daños que causa un sismo, nos dan información acerca de lo que está ocurriendo en la fuente y del medio material que han atravesado.

Finalmente, el estudio del medio es importante porque nos permite conocer cómo está constituido el planeta sobre cuya superficie vivimos, tanto a pequeñas profundidades (lo que tiene aplicaciones en minería, petróleo, etc.), como a grandes profundidades. Conocer el medio permite localizar correctamente los sismos y estudiar las ondas que generan.

Cada aspecto de la sismología está relacionado con otros aspectos de esta ciencia y de otras ciencias complementarias. En su estudio se aplican técnicas de muchas otras disciplinas: física, matemáticas, geología, computación, química, etcétera.

1.3 ¿POR QUÉ OCURREN LOS SISMOS?

I.3.1 *Breve bosquejo histórico.* Desde la Antigüedad hasta la época helénica y durante la Edad Media (y en algunas culturas hasta la fecha) se dio a los terremotos, como a todos aquellos fenómenos cuya causa se desconocía, una explicación mítica. Por ejemplo, los japoneses creían que en el centro de la Tierra vivía un enorme bagre (pez gato), cuyas sacudidas causaban los terremotos; en Siberia éstos eran atribuidos al paso de un dios en trineo bajo la Tierra; los maoríes creían que un dios, Raumoko, enterrado accidentalmente por su madre, la Tierra, gruñía causando terremotos.

Los aztecas pensaban que la vida humana se extinguía periódicamente a causa de diferentes calamidades, al fin de cada era llamada "Sol". El quinto Sol, el actual, cuyo signo era *nahui ollin*, que significa "cuatro movimiento" (*ollin*, cuyo jeroglífico se muestra en la Figura 11, significa movimiento, terremoto), debería terminar a causa de un terremoto. Los aztecas pretendían retrasar, mediante *chalchíhuatl*, el agua preciosa del sacrificio, el cataclismo que habría de poner fin al quinto Sol.

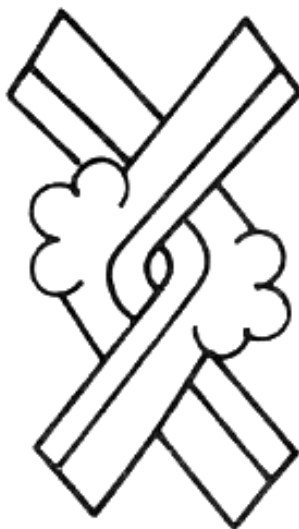


Figura 11. Ollin.

En el mundo antiguo los efectos de los terremotos fueron a menudo tema de leyendas; por ejemplo, el hundimiento de la Atlántida hace doce siglos, narrado por Platón, y el "Diluvio de Ogiges" de 1900 a.C., causado probablemente por los efectos de un terremoto y un *tsunami* (véase abajo).

Los terremotos eran, además, fuente de supersticiones. Según Tucídides, los ejércitos del Peloponeso que avanzaban sobre Beocia fueron sacudidos por sismos, en 476 a.C., y éstos fueron considerados como malos augurios, por lo que la invasión se canceló. En la China antigua se creía que los terremotos anunciaban cambios inminentes en el gobierno, por lo que se había desarrollado un sistema de informes sísmicos muy completo.

Los filósofos de la antigua Grecia fueron los primeros en asignar causas naturales a los terremotos. Anaxímenes (siglo V a.C.) y Demócrito (siglo IV a.C.) pensaban que la humedad y el agua los causaban. La teoría de que eran producidos por salidas súbitas de aire caliente fue propuesta por Anaxágoras y Empédocles (siglo IV a.C.) y recogida por Aristóteles (siglo IV a.C.), quien le dio tal respetabilidad, que llega, a través de los romanos Séneca y Plinio el Viejo (siglo I), hasta la Edad Media, en la que fue difundida por Avicena y Averroes, Alberto Magno y Tomás de Aquino.

Sin embargo, durante el medievo las explicaciones naturalistas de los terremotos fueron formalmente prohibidas como heréticas y la única causa aceptada en Europa era la de la cólera divina. No fue sino hasta principios del siglo XVII que se volvió a especular acerca de causas naturales.

Regresando a la teoría de gases subterráneos, A. Kircher (siglo XVII) propone conductos de fuego que atraviesan la Tierra, y M. Lister y N. Lesmerg (siglo XVII) proponen fuegos de origen químico. Estas

teorías son aceptadas por Newton y Buffon. Otras hipótesis proponían causas "modernas", como, por ejemplo, las descargas eléctricas subterráneas propuestas por W. Stubeley (1750), teoría que llegó hasta el siglo XIX.

Probablemente fue A. von Humboldt el primero en establecer una relación entre las fallas geológicas y los terremotos. Sin embargo, esta teoría no fue universalmente aceptada entonces; R. Mallet, quien hizo el primer estudio científico de un terremoto (el de Nápoles de 1857), aunque propuso que la corteza podía romperse por tensión como una barra de hierro, no descartaba un origen explosivo.

La relación entre fallas y terremotos fue propuesta de nuevo por E. Suess en 1875, y adoptada por los pioneros de la sismología, Montessus de Ballore y Sieberg; y las fallas como origen de la energía sísmica lo fueron por Koto y Milne a consecuencia de un terremoto en 1881, en Japón. Fue H. Reid quien, a raíz de un estudio sobre el de San Francisco de 1906, propuso el primer modelo mecánico de la fuente sísmica; versiones refinadas de este modelo son las actualmente investigadas.

Tratamientos más completos sobre este tema pueden encontrarse en las referencias (5, 8, 9, 10 y 11).

I.3.2 Primer modelo heurístico. Adoptando el modelo de Reid, y a reserva de tratar más adelante en detalle este tema, podemos decir heurísticamente (de una manera informal que propicia el descubrimiento) que: *los sismos ocurren cuando las rocas no soportan los esfuerzos a los que están sometidas y se rompen súbitamente, liberando energía elástica en forma de ondas sísmicas.*

A continuación explicaremos los términos usados arriba; veremos qué son los esfuerzos, cómo son producidos, qué es la energía elástica asociada con ellos y qué son las ondas. Para ello necesitamos hablar brevemente de la rama de la física llamada elasticidad. Tratamientos completos de este tema pueden hallarse, por ejemplo, en las referencias (12, 13 y 14).

I.3.3 Elasticidad. En general, cuando aplicamos una fuerza a un cuerpo en reposo, cada punto de éste cambia de lugar respecto al cual se encontraba originalmente; este cambio de posición se llama *desplazamiento*. Si todos los puntos del cuerpo se desplazan de la misma manera, éste no cambia de forma, pero si cada punto lo hace de manera diferente, el material se deforma; así, llamamos *deformación* al cambio de desplazamiento de cada punto del cuerpo respecto a los puntos que lo rodean.

Si al dejar de aplicar la fuerza el material recobra su forma original, decimos éste es *elástico* (se comporta elásticamente); si no recobra su forma original, que es *plástico* (se comporta plásticamente). Un material totalmente plástico no puede almacenar energía elástica; por lo tanto, los sismos se deben al comportamiento elástico de la Tierra.

La forma en que una fuerza deforma un material depende de sobre qué superficie y con qué orientación esté aplicada. La figura 12 (a) muestra el efecto de aplicar fuerzas perpendiculares a las caras de un cubo de material elástico; el cubo se deforma en *compresión*. Éste es el tipo de esfuerzo que corresponde a la *presión hidrostática*, esto es, a la presión que sentimos cuando buceamos y a la que continuamente ejerce sobre nosotros la atmósfera terrestre.

Si aplicamos al cubo fuerzas de la misma magnitud que las aplicadas antes, pero ahora en dirección paralela a sus caras, como se muestra en la figura 12 (b), el resultado es completamente distinto: el cubo se deforma en *cizalla* o *corte*. Este es el tipo de esfuerzo que generan las tijeras, troqueles, etcétera.

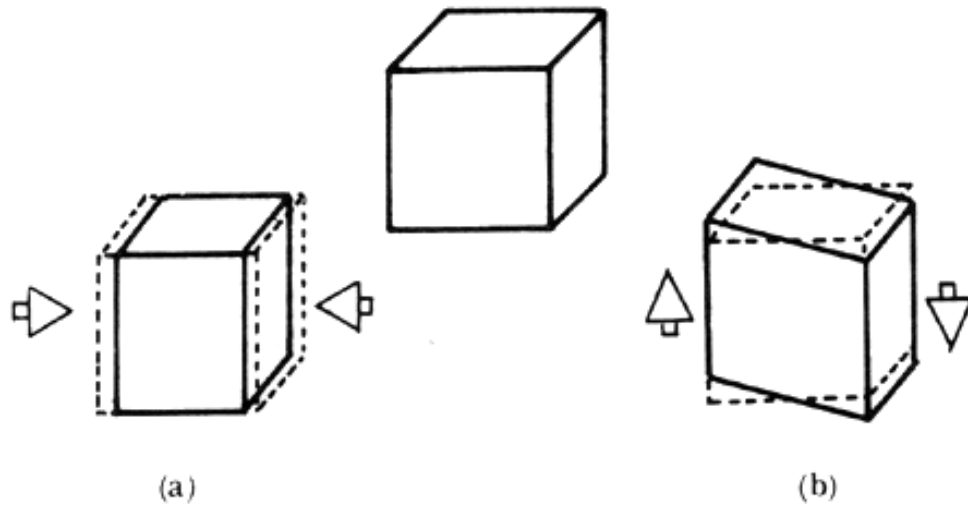


Figura 12. Cubo en compresión (a) y en cizalla (b).

Por lo tanto es necesario especificar, no solo el tamaño de las fuerzas aplicadas, sino también su dirección de aplicación respecto a cualquier superficie. La fuerza por unidad de área (especificando las orientaciones de ambas) se llama *esfuerzo*.

Si aplicamos un esfuerzo a un material elástico, éste se deformará, de tal manera que la deformación será proporcional al esfuerzo: a mayor esfuerzo, mayor deformación; esta relación se conoce como *ley de Hooke*. Qué tanto se deforma (en cizalla) un material al aplicarle un esfuerzo cortante depende de la *rigidez* del material. Un cuerpo de gran rigidez se deforma menos que uno de baja rigidez al aplicar a ambos el mismo esfuerzo.

Al deformar el material mediante la aplicación de un esfuerzo, estamos realizando un trabajo, esto es, estamos gastando *energía* (energía es la capacidad de realizar trabajo). Al dejar de aplicar el esfuerzo, el cuerpo recupera su forma original, esto es, devuelve el trabajo que realizamos sobre él y que almacenó como *energía elástica potencial*.

Casi todos los materiales naturales son elásticos, pero con limitaciones: si a un sólido elástico se le aplica un esfuerzo demasiado grande, se rompe o queda deformado permanentemente; si se aplica un esfuerzo durante un tiempo muy largo (del orden de miles de años para las rocas), el material sólido *fluye* como si fuera un líquido muy viscoso. Estas deformaciones pueden llegar a ser muy grandes, de hecho, las grandes cadenas montañosas son uno de sus productos.

Otra limitación de la elasticidad de los materiales naturales es que no toda la energía usada para deformarlos se guarda como energía potencial; parte de ésta se gasta en procesos "disipativos" como es el de sobreponerse a la fuerza de fricción, la cual se opone al movimiento y disipa energía en forma de calor. De no existir esta disipación, las ondas sísmicas viajarían permanentemente a través de la Tierra.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Gause, R., y J. Nelson (1981), *Catalog of Significant Earthquakes 2000 B. C.-1979*. Report SE-27, US Dept. of Commerce, NOAA, EUA.
2. Yamamoto, J. (1980), "Historia parcial del miedo", en *Comunidad CONACYT*, año VI, núm. III, pp. 64-70.
3. Sánchez, E. (1982), Lista cronológica de sismos históricos mexicanos. *Com. Tec. IIMAS, UNAM, Inv. 305*.
4. Singh, S., M. Rodríguez, y J. Espíndola (1984), "A catalog of shallow earthquakes of Mexico from 1900

to 1981", en *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 74, pp. 267-279.

5. Lomnitz, C. (1974), *Global Tectonics and Earthquake Risk*. Elsevier Publ. Co.

6. UNAM Seismology Group (1986), "The September 1985 Michoacan, Mexico Earthquake: Aftershock Distribution and History of Rupture", en *Geophys. Res. Letts.*, vol. 13, pp. 573-576.

7. Kanamori, H. (1977), "The Energy Release in Large Earthquakes", *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 1981-1987.

8. Udías, A. (1985), "Evolución histórica de las teorías sobre el origen y mecanismo de los terremotos", en *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E. (comps.), Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 15-40.

9. León-Portilla, M. (1979), *La filosofía náhuatl*. Universidad Nacional Autónoma de México, México.

10. Berlin, G. (1980), *Earthquakes and the Urban Environment* CRC Press, EUA.

11. Tazieff, H. (1970), *Cuando la tierra tiembla*. Siglo XXI Editores, México.

12. Love, A. E. H. (1944), *A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity*. Cuarta edición, Cambridge Univ. Press, reimpresso por Dover Publications, Nueva York.

13. Fung, Y. (1965), *Foundations of Solid Mechanics*. Prentice Hall Inc., Nueva Jersey.

14. Landau, L., y E. Lifschitz (1969), *Teoría de la elasticidad*. Editorial Reverté, México.



II. LA FUENTE SÍSMICA

CUANDO LAS fuerzas que actúan sobre la roca se incrementan rápidamente que ésta puede comportarse plásticamente; y si son tan grandes que la roca no puede soportarlas deformándose elásticamente, hacen que *falla*, es decir, que se rompa súbitamente.

II.1 EL REBOTE ELÁSTICO

Para explicar cómo la falla del terreno había sido la causa del terremoto de San Francisco de 1906, H. Reid propuso, en 1910, el modelo del *rebote elástico* (1) el cual se ilustra en la figura 13. La figura 13 (a) muestra un pedazo de terreno antes de ser deformado por las fuerzas indicadas como flechas gruesas; la línea representa una carretera construida cuando el terreno aún no estaba deformado. La figura 13 (b) muestra cómo la línea de la carretera se deforma cuando lo hace el terreno; la línea inferior representa una nueva carretera construida sobre el terreno deformado. Finalmente, cuando el terreno ya no soporta los esfuerzos, se rompe a lo largo de un plano, representado en la figura por la línea A-A', el llamado *plano de falla*; la carretera antigua recobra su forma recta [Figura 13 (e)], pero con una discontinuidad sobre el plano de falla, mientras que la carretera nueva ha quedado deformada en la cercanía de dicho plano. La distancia B-B' entre las puntas de la carretera deformada nos indica qué tanto se desplazó un lado de la falla respecto al otro; la mitad de este desplazamiento (el desplazamiento para un solo lado de la falla) es llamado *corrimiento* o *corrimiento de falla*, y puede ir de unos cuantos centímetros a varios metros.

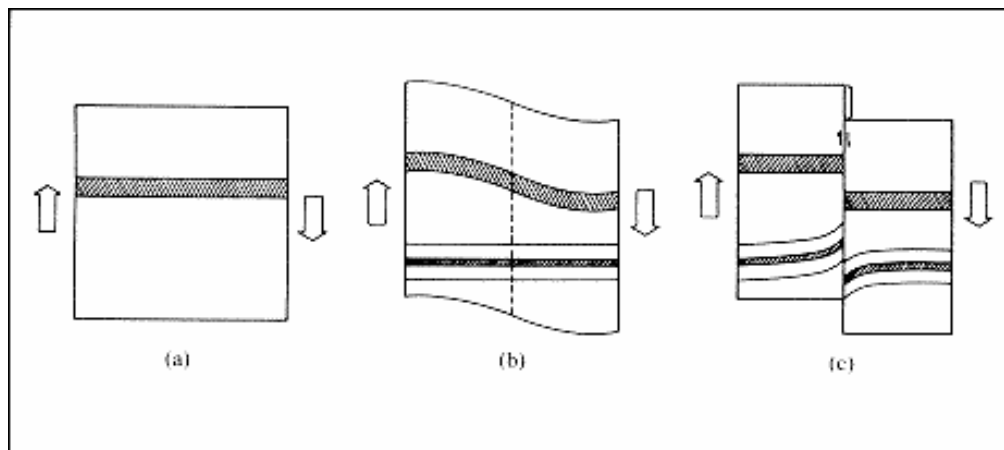


Figura 13. Rebote elástico.

II.2 TIPOS DE FALLAS

Dependiendo de los esfuerzos que actúen sobre un cuerpo, éste puede fallar en alguna de las tres formas siguientes. La primera forma, mostrada en la figura 14 (a), es de *falla normal* o *de deslizamiento*, que resulta de esfuerzos de tensión. En ésta y las demás figuras los esfuerzos se indican con flechas gruesas; la flecha delgada sobre el plano de falla indica el *corrimiento* relativo de un lado de la falla respecto al otro. El ángulo que forman el *plano de falla con la horizontal es el echado*; mientras que el ángulo que forma la dirección de la proyección horizontal del plano de falla, con el Norte, se llama *rumbo* (si se expresa como, por ejemplo, N 10°E) o *azimut* (si se expresa en grados, medidos en sentido de las manecillas del reloj a partir del norte).

La figura 14 (b) muestra el segundo tipo, que es de *falla reversa* o *de cabalgadura*. Este tipo de falla ocurre cuando los esfuerzos son compresionales.

El tercer tipo de falla, mostrado en la figura 14 (c), es el de *falla transcurrente* o *de rumbo*, que se produce cuando los esfuerzos son cortantes sin componente vertical. En este caso el corrimiento es horizontal.

Cuando los esfuerzos que actúan sobre el terreno son una combinación de esfuerzos de tensión o compresión con esfuerzos de corte, el terreno puede fallar en una forma mixta, como se muestra en la figura 14 (d).

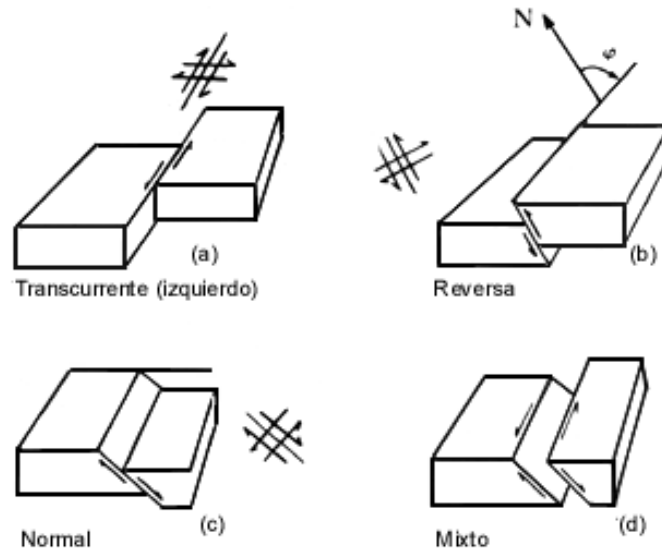


Figura 14. Tipos de fallas.

II.3 REPRESENTACIÓN PUNTUAL

Cuando podemos considerar a la falla como un punto, ya porque sea muy pequeña o porque estemos observando longitudes de onda (concepto que será explicado más adelante) muy largas, cada uno de los tipos de fallamiento puede ser representado por un conjunto de fuerzas llamado *doble par* (2), que se representa en la figura 14, junto a cada tipo de falla. La magnitud de cada uno de los pares de fuerzas es llamada *momento sísmico* y se representa generalmente por M_0 . El momento sísmico es un parámetro importante para caracterizar el "tamaño" de un sismo; depende de la rigidez del medio, del área de ruptura y del corrimiento promedio (3 y 4).

Si consideramos cómo es el desplazamiento de los puntos de un material que rodean al punto de aplicación de un doble par, vemos que es distinto para distintas direcciones. La figura 15 representa una falla transcurrente observada desde arriba; muestra al doble par e indica el desplazamiento de los puntos como una figura de cuatro lóbulos, parecida a un trébol de cuatro hojas. Los lóbulos señalados por un signo C son direcciones en donde el material del terreno es comprimido, mientras que los indicados por un signo D señalan dilatación. En cada caso la distancia desde el centro hasta la orilla del lóbulo es proporcional a la magnitud del desplazamiento en esa dirección; de donde vemos que el fallamiento produce grandes desplazamientos en unas direcciones y desplazamientos nulos en otras (*nodos*) (5).

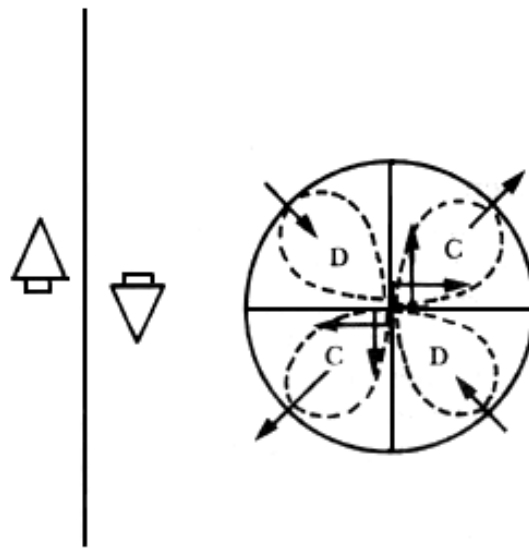


Figura 15. Falla transcurrente (vista superior y patrón de radiación. (C = compresión; D = dilatación.)

En general, una falla radiará cantidades distintas de energía en diferentes direcciones (la forma en que lo hace es llamada *patrón de radiación*), y lo hará de tal o cual manera según los distintos tipos de ondas. La figura que representa el patrón de radiación cerca de la fuente es llamada *solución de plano de falla*, y es de gran utilidad para la determinación del tipo y mecanismo de una falla sísmica (6).

II.4 LA RUPTURA SÍSMICA

Parte de la energía elástica que estaba almacenada en forma de esfuerzo en la roca deformada (como la que se almacena en un resorte comprimido) se gasta en *crear* la falla, *i. e.*, romper la roca y vencer la fricción entre ambas caras de la fractura, que trata de frenar el movimiento (7); otra parte puede permanecer en las rocas (esfuerzo residual) y el resto se libera en forma de ondas sísmicas; esta energía liberada, llamada *energía sísmica*. Es, es la que viaja, a veces atravesando la Tierra entera y causando daños aun en lugares alejados de la zona de la ruptura, y se conoce como terremoto.

La energía liberada por los sismos más grandes es enorme (del orden de 10^{25} ergs, véase página 105); es 100 000 veces mayor que la bomba atómica de 20 kilotones que destruyó Hiroshima, y mayor que la de las grandes bombas nucleares de varios megatones (1 kilotón = 4.2×10^{19} ergs) (18).

La energía total gastada durante el sismo depende del corrimiento promedio en la falla, del tamaño (área) y del nivel promedio de esfuerzos en ella (4). Solamente una fracción de esta energía [no se sabe qué tanto, pero posiblemente sea del orden de 1% (9) y dependa de la velocidad de ruptura (10)] es radiada en forma de ondas sísmicas, por lo que el nivel promedio de esfuerzos determinado a partir de E_s y de M_0 es sólo un límite inferior para la energía total.

Es posible, por medio del estudio de la forma de las ondas sísmicas, complementado con otros estudios y observaciones de campo, obtener estimaciones de los valores de M_0 , de las dimensiones de la falla y de la *caída de esfuerzo* (esfuerzo antes del sismo menos esfuerzo remanente) en la fuente (II). Observaciones de caídas de esfuerzo (que son un límite inferior para los esfuerzos que actúan durante el sismo) van de unos cuantos bars a unos 100 bars (un bar es aproximadamente igual a una atmósfera de presión) para sismos que ocurren en las orillas de los trozos de corteza terrestre conocidos como placas litosféricas (de las cuales hablaremos más extensamente en el capítulo IV) (12) y son ligeramente mayores en los sismos que ocurren dentro de éstas (13). Las caídas de esfuerzos de los terremotos de Michoacán del 19 y 20 de septiembre de 1985 fueron 19 y 43 bars, respectivamente (6).

Sin embargo, experimentos de laboratorio en los cuales se comprimen muestras de roca hasta que se rompen indican que, para las presiones que se pueden esperar en el interior de la Tierra (del orden de 9 kbar a 33 km de profundidad, 31 kbar a 100 km, 170 kbar a 500 km), se requieren esfuerzos cortantes de

decenas de miles de bars para lograr que fallen las muestras (14 y 15).

Por lo tanto, existe actualmente una controversia acerca de cuál es el nivel real de esfuerzo cortante en las rocas de las capas más superficiales de la Tierra, donde ocurren los mismos. Es posible conciliar ambas observaciones si consideramos que la resistencia a la ruptura de las rocas varía de lugar a lugar (16), y que pueden existir concentraciones de esfuerzos muy altas.

Las concentraciones de esfuerzo pueden ocurrir donde una *asperidad* [una zona con resistencia a la ruptura mucho mayor que la del material que la rodea (17)] haya resistido mientras se rompía el material a su alrededor. Los lugares adyacentes a zonas de baja resistencia a la ruptura o a *microfallas* (pequeñas áreas donde la fricción puede considerarse nula), donde el corrimiento de las caras produce concentraciones de deformación y, posiblemente, debilitamiento de la roca (18), son lugares donde también pueden ocurrir concentraciones de esfuerzo. Al romperse el sitio donde hay una gran concentración de esfuerzo, el fallamiento, con su consiguiente corrimiento, produce concentraciones de esfuerzo en los bordes de la ruptura que, si son mayores de lo que puede soportar la roca, hacen que la falla se *propague*, esto es, que crezca (19) y continúe creciendo hasta que las concentraciones de esfuerzo que produce ya no sean lo suficientemente grandes para romper la roca, creando una nueva superficie de falla.

El punto donde comienza la ruptura se llama *hipocentro*, y el punto de la superficie terrestre localizado inmediatamente arriba de él se llama *epicentro*. Se llama *foco sísmico* al hipocentro y la zona de ruptura, donde ocurrió la liberación de energía del sismo. Los sismos se consideran *someros*, si ocurren a una profundidad menor de 60 km; *profundos*, si ocurren a más de 300 km de profundidad, y de *profundidad intermedia* en el resto de los casos. A veces se emplea el término *profundidad normal* para indicar entre 30 y 60 km (20).

Si el medio que rodea al hipocentro tiene un nivel alto de esfuerzo, es muy fácil que la ruptura se propague; mientras que si el nivel es bajo (por ejemplo, por haber ocurrido recientemente un sismo fuerte allí), es probable que la ruptura se detenga. Otra posible causa para que la ruptura se detenga es que se encuentre una asperidad que no pueda romper con las concentraciones de esfuerzo que produce (21), o a cambios en la orientación del plano de la falla. Algunos de estos efectos han sido observados en el campo, tras algunos temblores medianos y fuertes (22) y en simulaciones de rupturas sísmicas hechas en computadoras (23).

Como las propiedades de la roca y las concentraciones de esfuerzo cambian de lugar a lugar, los grandes sismos, que rompen áreas grandes, tienen generalmente fuentes más o menos complicadas. En virtud de que no se rompe toda el área al mismo tiempo, sino que la ruptura se propaga y lo hace, aparentemente, a velocidades cercanas a las de ondas de cizalla (que estudiaremos en el siguiente capítulo) (24, 25 y 10) tarda cierto tiempo, llamado *tiempo de ruptura*, en alcanzar su extensión total. La función que describe la manera como se propagó la ruptura durante este tiempo es llamada *función temporal de fuente* (26). La ruptura puede ser gradual y continua y generar ondas de periodo largo, o puede ser como una sucesión de sismos más pequeños y generar ondas que presentan vibraciones muy rápidas (esto es, altas frecuencias, las cuales serán discutidas en el siguiente capítulo), dependiendo, posiblemente, del tamaño y número de las asperidades (27). Se ha observado que estas características son distintas para diferentes regiones de la Tierra (28).

Las funciones de fuente de los sismos de Michoacán de septiembre 19 y 20 de 1985 duraron 61 y 15 segundos, respectivamente; el primer evento (el más grande) estuvo compuesto por dos subeventos, cada uno de 17 segundos, que ocurrieron con 27 segundos de separación (6). Esta es una razón por la cual el mismo liberó energía durante un tiempo largo, lo cual probablemente fue, como veremos más adelante, uno de los factores que contribuyeron a que causara tantos daños en la ciudad de México.

La figura 16 muestra las áreas de ruptura (170 x 50 km² y 66 x 33 km², respectivamente) de estos sismos; los epicentros están indicados por asteriscos. También se indican las áreas rotas por otros sismos cercanos: Colima (1973), Playa Azul (1981) y Petadán (1979). Aparentemente, la ruptura del sismo del 19 de

septiembre, habiendo comenzado en el hipocentro, se propagó principalmente hacia el sureste; casi se detuvo al alcanzar la zona rota previamente en 1981, pero logró continuar, terminando de romper, durante el segundo subevento, el resto del área indicada. Durante los días siguientes al 19 se observó muy poca actividad sísmica en la región rota por el sismo de 1981; lo que indica un bajo nivel de esfuerzos en esa área.

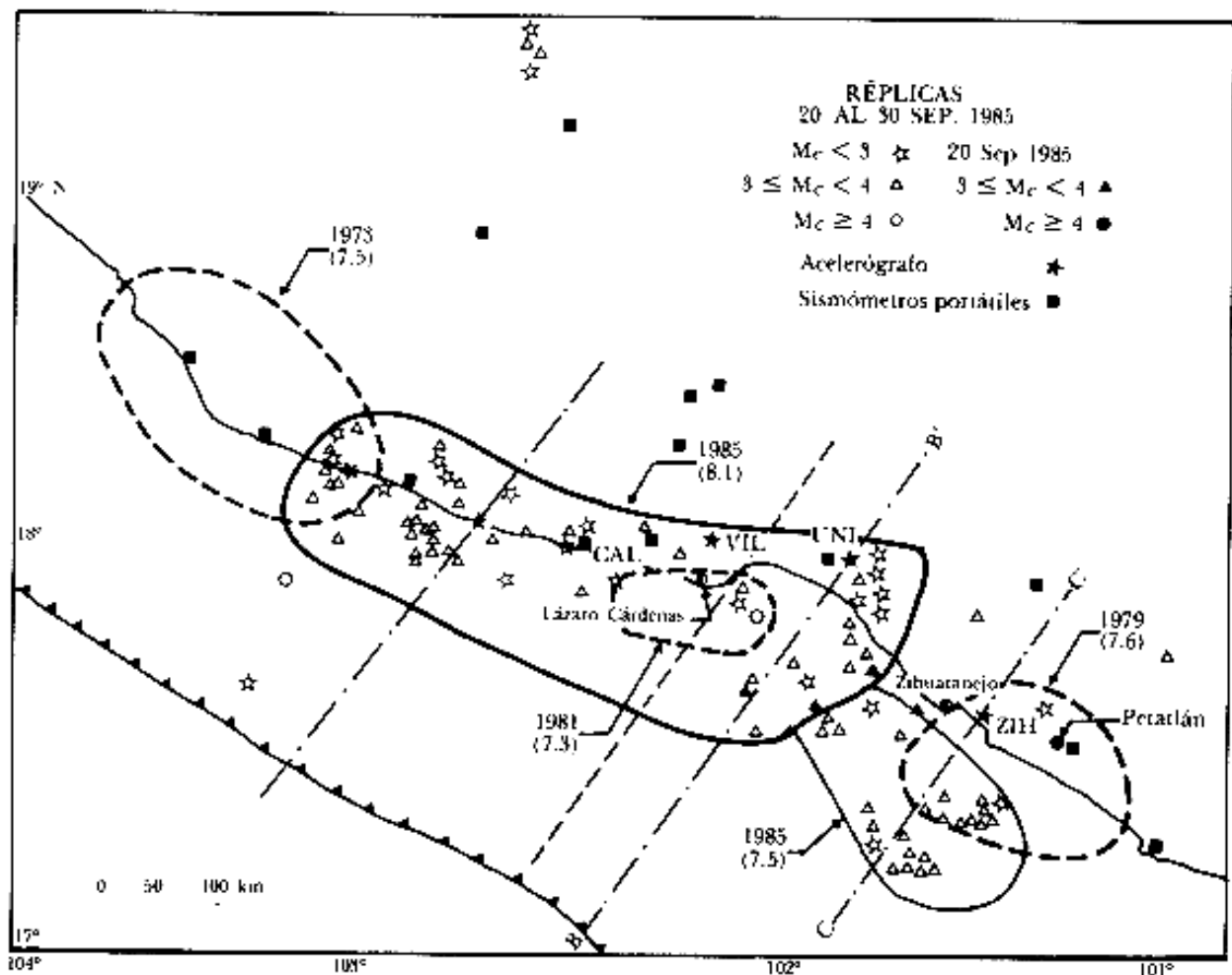


Figura 16. Áreas de ruptura y réplicas de los sismos de Michoacán de septiembre de 1985.

El sismo del 20 de septiembre comenzó su ruptura cerca de donde terminó el evento principal, y continuó hacia el sureste, rompiendo un área de la región costera rota previamente por el sismo de 1979, pero menos tierra adentro; esto indica que la ocurrencia de un sismo (en este caso el de 1979) no indica que una región costera no pueda producir más sismos en un futuro próximo, a menos que el sismo haya roto completamente su zona sísmogénica (6).

II.5 PREEVENTOS Y RÉPLICAS

II.5.1 *Preeventos*. Los temblores que ocurren antes (de segundos a meses) de un temblor grande (llamado *evento principal*) y que tienen el efecto de concentrar los esfuerzos que darán lugar a éste, se llaman *sismos premonitores* o *preeventos*. Utilizaremos en adelante el segundo término, pues hablaremos también de otros tipos de premonitores.

Como ejemplos de preeventos observados en los terremotos de México, podemos citar la secuencia de Petatlán de 1979 que aparece en la Introducción; el sismo con $M = 4$ del 14 de marzo ocurrió 28 segundos antes del evento principal (29). A veces, un terremoto muy grande puede ser preevento de otro más grande aún como, por ejemplo, en el caso de Yakutat Bay, Alaska, 1899 (véase lista); sin embargo, como veremos más abajo, no siempre es necesario preocuparse por esta posibilidad, pues es posible estimar el tamaño máximo de los terremotos que pueden ocasionarse en un lugar determinado.

Los preeventos son estudiados actualmente, entre otras razones, por su posible aplicación a la predicción de la ocurrencia del evento principal (30). Desgraciadamente, en muy pocos lugares existe una cobertura apropiada de estaciones sismográficas que permita el monitoreo regular de todas las zonas sísmicas.

II.5.2 *Réplicas*. Después de un temblor grande ocurren muchos temblores más pequeños, llamados *réplicas*, cuyos focos están localizados en el área de ruptura del evento principal o en su periferia. Se piensa que pueden deberse a la rotura de áreas resistentes que no se rompieron durante el evento principal y a la extensión del plano de falla. Estas áreas se rompen después, porque, debido a las propiedades anelásticas (viscosas) de las rocas, no toda la energía de deformación es gastada súbitamente durante el sismo principal; parte de la energía almacenada en las rocas de la región que rodea la falla alimenta a ésta posteriormente (31 y 32). La ocurrencia de réplicas puede durar desde días hasta años, dependiendo del tamaño del evento principal y del tipo de roca en que ocurran.

Si alguno de los sismos que siguen a un evento grande es aproximadamente del mismo tamaño que éste, no se considera réplica, sino que ambos sismos se consideran como un *evento múltiple*. Consideramos como réplicas a los sismos que siguen al evento principal y que son menores que éste por un factor de 3.16 (correspondiente a medio grado de magnitud, como se verá más abajo).

Es común que después de un terremoto, grupos de sismólogos vayan a la región epicentral, llevando sismógrafos portátiles para registrar las réplicas. Una localización cuidadosa de un gran número de réplicas permite determinar el área de ruptura del evento principal (6); aunque, como mencionamos arriba, el área de réplicas tiende a crecer (33), por lo que se considera que el área que corresponde a la ruptura del evento principal (*ruptura cosísmica*) es menor o igual que la inferida por las réplicas que ocurren inmediatamente después (unas horas o unos cuantos días) del evento principal (34). Generalmente los sismólogos indican durante cuánto tiempo fueron observadas las réplicas usadas para inferir un área de ruptura. El crecimiento del área de réplicas con el tiempo es relativamente pequeño en las regiones costeras de México, Alaska y las Aleutianas; y es relativamente grande en zonas de Japón y del Pacífico austral y occidental (33).

II.6 ENJAMBRES

A veces ocurren episodios sísmicos que consisten en un gran número de eventos sin que haya alguno que sea bastante mayor que los demás, *i. e.*, sin evento principal. Este tipo de episodio es llamado *enjambre*; los eventos que lo constituyen raramente son muy grandes y es característico de zonas donde la corteza terrestre puede alcanzar altas temperaturas, como las volcánicas, geotérmicas y de creación de nueva corteza terrestre (de las cuales hablaremos más adelante).

II.7 OTRAS FUENTES SÍSMICAS

Veremos a continuación que aparte de las fuentes sísmicas asociadas con fallas, y que se conocen como *fuentes tectónicas*, existen otros tipos de fuentes sísmicas, esto es, procesos capaces de causar ondas sísmicas. A continuación describiremos brevemente algunas de estas fuentes.

II.7.1 *Fuentes de colapso*. Son, generalmente, poco energéticas y las ondas que producen no son peligrosas; aunque el colapso en sí pueda serlo (por ejemplo en el caso de colapsos en túneles). Las fuentes más grandes de este tipo son las asociadas con el colapso de las depresiones que se forman, en la parte superior de algunos volcanes, como consecuencia de erupciones explosivas.

II.7.2 *Fuentes explosivas*. Pueden ser desde muy pequeñas, como las asociadas con explosiones químicas utilizadas en la construcción, hasta bastante grandes, como explosiones nucleares de varios megatones que, como se vio arriba, son comparables a sismos de magnitud intermedia. Las explosiones sobre la superficie de la Tierra o en la atmósfera no generan casi ondas sísmicas, por lo que son solamente las explosiones subterráneas las de interés sismológico.

Tras explosiones subterráneas grandes se observan a menudo colapsos de capas de las cavidades causadas por la misma explosión [*espalación* (35)]. También se ha observado que explosiones nucleares subterráneas de varios megatones "disparan" sismos tectónicos; esto es, aparentemente provocan la liberación de la energía elástica acumulada alrededor del sitio de la explosión. Este efecto es conocido como *liberación tectónica* (36).

II.7.3 *Fuentes volcánicas*. Existen cuatro tipos de fuentes sísmicas asociadas con la actividad volcánica (37): llamamos *sismo volcánico tipo A* a sismos generalmente pequeños ($M < 6$) que ocurren a profundidades de 1 a 20 km bajo los volcanes, y usualmente en forma de enjambres. Presentan altas frecuencias y el comienzo de los registros de estos eventos en los sismogramas es súbito y abrupto.

Los *sismos volcánicos tipo B* ocurren por lo general en, o cerca de, los cráteres activos; son muy someros y de magnitudes muy pequeñas, presentando arribos graduales a emergentes; son aparentemente ondas superficiales (38). Es común que el número de sismos tipo B aumente antes de las erupciones, por lo que son útiles para la predicción de éstas. Son causados, probablemente, por procesos de degasificación (pequeñas explosiones) del magma.

A veces, generalmente antes de una erupción, se observa en los sismógrafos que operan sobre el volcán una vibración más o menos continua, llamada *tremor volcánico*. Esta vibración es probablemente causada por movimientos de la columna magmática y/o por multitud de enjambres de sismos tipo B. Sirve también como ayuda para la predicción de erupciones.

Finalmente tenemos los *sismos volcánicos explosivos*, que son generados por las erupciones explosivas; su magnitud, que es proporcional a la energía cinética de la erupción, es generalmente pequeña y son sentidos solamente en las inmediaciones del volcán. Esto se debe a que la mayor parte de la energía de la erupción se disipa en el aire; las grandes erupciones explosivas generan una *onda de aire*, una onda de choque que, como su nombre lo indica, se propaga como onda sónica en el aire y que es a menudo registrada por los sismógrafos instalados cerca del volcán.

Por lo tanto podemos decir que las explosiones volcánicas no presentan un riesgo sísmico; su gran poder de destrucción es debido más bien a las ondas de aire y a los productos que arrojan. La ocurrencia de sismos tectónicos fuertes cerca de volcanes puede ocasionar cambios en la estructura geológica que causen, o propicien, actividad en éstos; por otro lado, los cambios de presión resultantes de una erupción pueden propiciar la liberación de energía elástica, que pueda estar almacenada en la región, por sismos someros (39).

II.7.4 *Fuentes de impacto*. Es posible suponer que el impacto de un meteorito pueda generar ondas sísmicas apreciables, ya que su efecto es parecido al de una fuente explosiva en la superficie terrestre; el meteorito de Siberia (30 de junio de 1908) produjo ondas de aire enormes (40). Sin embargo, ni ese meteorito ni el caído también en Siberia el 12 de febrero de 1947 produjeron ondas sísmicas que fueran sentidas ni siquiera en lugares próximos; incluso, las de este último no fueron registradas por un sismógrafo colocado a una distancia de 400 km (20). Es probable que la energía del impacto se libere principalmente a la atmósfera, y tanto el tamaño como la velocidad de los meteoritos son disminuidos por el roce con la atmósfera terrestre. De hecho, es muy rara la ocurrencia de impactos de meteoritos contra la superficie de la Tierra, ya que la mayor parte son consumidos por la fricción con la atmósfera. Los meteoritos pueden ser más importantes como fuentes sísmicas en sitios carentes de atmósfera, como la Luna.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Reid, H. F. (1910), *The Mechanism of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906*. Informe de la Comisión Senatorial de Investigación, vol. 2, Carnegie Institution, Washington, D. C., pp. 16-28.

2. Burridge, R., y L. Knopoff (1964), "Body wave equivalents of seismic dislocations". *Bull. Seism. Soc.*

Amer., vol. 54, pp. 1875-1888.

3. Aki, K (1966), "Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum". *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo Univ., vol. 44, pp. 73-88.
4. Brune, J. (1976), "The physics of earthquake strong motion", en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, Lomnitz, C. y Rosenblueth, E. (comps.), Elsevier Scientific Publ. Co., Países Bajos, pp. 141-177.
5. Aki, K, y P. Richards (1980), *Quantitative Seismology*. W. H. Freeman and Co., EUA.
6. Udías, A., E. Buforn, D. Brillinger y B. Bolt (1980), "A numerical method for individual and regional fault plane determinations". *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, vol. A-10, pp. 87-94.
7. Husseini, M., D. Jovanovich, M. Randall y L. Freund (1975), "The fracture energy of earthquakes". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 43, pp. 367-385.
8. Dahlman, O., y H. Israelson (1977), *Monitoring Underground Nuclear Explosions*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
9. McGarr, A., S. Spottiswoode, N. Gay y W. Ortlepp (1979), "Observations relevant to seismic driving stress, stress drop, and efficiency". *J. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 2251-2261.
10. Husseini, M., y M. Randall (1976), "Rupture velocity and radiation efficiency". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 66, pp. 1173-1187.
11. Brune, J. (1970), "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes". *J. Geophys. Res.*, vol. 75, pp. 4997-5009.
12. Kanamori, H., y D. Anderson (1975), "Theoretical basis of some empirical relations in seismology". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 65, pp. 1073-1095.
13. Sykes, L., y M. Sbar (1973), "Intraplate earthquakes, lithospheric stress, and the driving mechanism of plate tectonics". *Nature*, vol. 245, pp. 298-302.
14. Gutenberg, B. (1951), *Internal Constitution of the Earth*. Dover Publ. Inc., EUA.
15. Handin, J. (1966), "Strength and ductility", en *Handbook of Physical Constants*. S. Clark (comp.), Geol. Soc. Amer. Memoir 97, pp. 224-273.
16. Israel, M., y A. Nur (1979), "A complete solution of a onedimensional propagating fault with nonuniform stress and strength". *J. Geophys. Resolutions*, vol. 84, pp. 2223-2234.
17. Kanamori, H. (1981), "The nature of seismicity patterns before large earthquakes", en *Earthquake Prediction-An International Review*, D. Simpson y P. Richards, (comps.), Maurice Ewing Series 4, Amer. Geophys. Union., pp. K 1 - K 19.
18. Burridge, R., G. Conn y L. Freund (1979), "The stability of a rapid mode II shear crack". *J. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 2210-2222.
19. Freund, L. (1979), "The mechanics of dynamic shear crack propagation". *J. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 2199-2209.
20. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman Co., EUA.

21. Das, S., y K. Aki (1977), "Fault plane with barriers: A versatile earthquake model". *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 5658-5670.
22. González, J., F. Nava y C. Reyes (1984), "Foreshock and aftershock activity of the 1976 Mesa de Andrade, Mexico, earthquake". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 74, pp. 223-233.
23. Nava, F., y C. Lomnitz (1986). "Computer simulation of dynamic processes of earthquake generation on an active fault". Exposición.
24. Archuleta, R., y J. Brune (1975), "Surface strong motion associated with a stick-slip event in a foam rubber model of earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 65, pp. 1059-1071.
25. Andrews, D. (1976), "Rupture propagation with finite stress in antiplane strain *J. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 3575-3582.
26. Nava, F. y J. Brune (1983), "Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in the northern Baja California area". *Geoph. J. Roy. Astr. Soc.*, vol. 73, pp. 739-763.
27. Ruff, L., y H. Kanamori (1983), "The rupture process and asperity distributions of three great earthquakes from longperiod diffracted P-waves". *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 31, pp. 202-230.
28. Lay, T., H. Kanamori y L. Ruff (1982), "The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes". *Earthquake Pred. Res.*, vol. 1, pp. 3-71.
29. Meyer, R., W. Pennington, L. Powell, W. Unger, M. Guzmán, J. Havskov, S. Singh, C. Valdés y J. Yamamoto (1980), "A first report on the Petatlan, Guerrero, Mexico, earthquake of 14 March 1979". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 7, pp. 97-100.
30. McNally, K. (1982), "Variations in seismicity as a fundamental tool in earthquake prediction". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 72, pp. S351-S366.
31. Benioff, H. (1951), "Earthquakes and rock creep", Primera parte. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 41, pp. 31-62.
32. Lomnitz, C. (1956), "Creep measurements in igneous rocks". *Jour. Geology*, vol. 25, pp. 437-479.
33. Tajima, F., y H. Kanamori (1985), "Aftershock area expansion and mechanical heterogeneity of fault zone within subduction zones". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 12, pp. 345-348.
34. Núñez-Cornú, F., L. Ponce, K- McNally y L. Quintanar (1977-1978), "Oaxaca, Mexico, earthquake of november, 1978: A preliminary report on seismic activity for period 20 January-20 April 1979". *Geof. Int.* vol. 17, pp. 351-357.
35. Vi Farrell, J. (1973), "Spallation and the generation of surface waves by and underground nuclear explosion". *J. Geophys. Res.*, vol. 78, pp. 2475 ss.
36. Wallace, T., D. HeImberger y G. Engen (1983), "Evidence of tectonic release for underground nuclear explosions in long-period P waves". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 73, pp. 593-613.
37. Minakami, T. (1974), "Seismology of volcanoes in Japan", en *Physical Volcanology*, L. Civetta, Gasparini, P., Luongo, G. y Rapolla, A. (comps.), Elsevier Scientific Publish. Co., Países Bajos, pp. 1-27.
38. McNutt, S. (1986), "Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlov volcano, Alaska". *Bull Seism. Soc. Amer.*, vol. 76, pp. 153-175.
39. Abe, K. (1979), "Magnitudes of major volcanic earthquakes of Japan 1901 to 1925". *J. Fac. Sc.*,

40. Bullen, K (1963), *An Introduction to the Theory of Seismology*. Tercera edición, Cambridge University Press, G. B.



III. ONDAS SÍSMICAS

VIMOS ANTES que un terremoto afecta áreas muy grandes comparadas con la extensión de la fuente sísmica. Esto nos indica que existe energía, liberada en la fuente, que es transmitida a través del terreno; esta energía se propaga en forma de ondas sísmicas. A continuación presentaremos los conceptos de onda y de rayo, y hablaremos acerca de los distintos tipos de ondas sísmicas y de su nomenclatura. Estos temas son tratados a fondo, y desde diferentes puntos de vista, en varios libros, algunos de los cuales son los que se presentan en las referencias (1, 2, 3, 4, 5 y 6.)

III.1 ¿QUÉ ES UNA ONDA?

III.1.1 *Ondas elásticas.* Si tomamos una barra de algún material elástico (metal, madera, piedra, etc.) por un extremo y la golpeamos en el otro extremo, sentiremos que la energía del golpe se transmite a través de la barra y llega a nuestra mano. Esto sucede porque cada parte de la barra se deforma y luego vuelve a su forma original; al deformarse jala o empuja a las partes vecinas, las cuales, a su vez, mueven a sus propias partes vecinas, etc., lo que hace que la deformación *viaje* a lo largo de la barra. Nótese que es la deformación la que viaja y no las partículas o pedazos de la barra, los cuales sólo se *desplazan* un poco de su posición original y luego vuelven a ella.

Una deformación que viaja a través de un medio elástico se llama *onda elástica*; y cuando el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se llama *onda sísmica*.

Al conjunto de todos los puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama *frente de onda*. Un ejemplo familiar es el de las ondas formadas en la superficie de un lago al dejar caer en ella algún objeto (Figura 17); los frentes de onda son los círculos concéntricos que viajan alejándose de la fuente, es decir, del lugar donde se originó el disturbio.

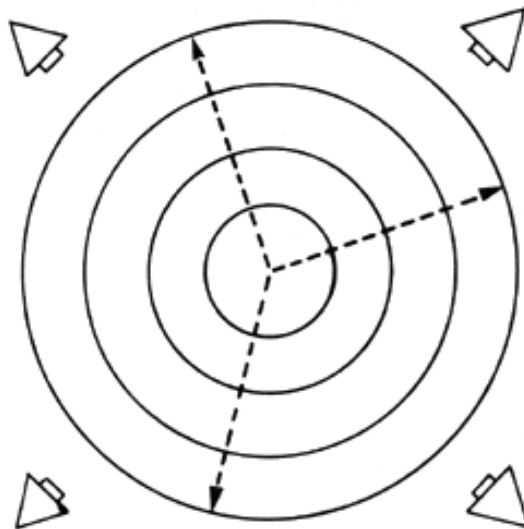


Figura 17. Frentes de onda circulares propagándose hacia afuera. Los rayos, perpendiculares a los frentes de onda, indican la trayectoria de propagación.

Si trazamos líneas (imaginarias) perpendiculares a los frentes de onda (indicadas por líneas punteadas en la figura), veremos que indican la dirección en la que viajan las ondas. Estas líneas son llamadas *rayos*, y son muy útiles para describir las trayectorias de la energía sísmica.

La onda sísmica deforma el terreno a través del cual pasa, lo cual indica que puede hacer trabajo, y, por lo tanto, corresponde a energía elástica que se desplaza. En el caso de ondas generadas por explosiones, la

energía es producto de las reacciones químicas o nucleares que causaron la explosión; en el caso de ondas generadas por sismos, es la que estaba almacenada como energía de deformación en las rocas.

III.1.2 *Ondas senoidales*. Las ondas más sencillas son las senoidales (aquéllas cuyos valores varían en el tiempo y/o en el espacio como senos o cosenos trigonométricos), como las que se muestran en las tres primeras trazas de la figura 18. Cada una se caracteriza por su *frecuencia* f (el número de veces que el movimiento se repite en cierto tiempo), expresada en Hertz (ciclos/segundo, abreviado Hz), o por su *periodo* $T = 1/f$ (el tiempo que tarda en repetirse), expresado en segundos, su *amplitud* A (el máximo valor que puede tomar), expresada en unidades de longitud (usualmente micras o centímetros) y su *fase* (qué valor tiene la onda, es decir, en qué punto de su ciclo está, para un tiempo o lugar de referencia). Si una onda senoidal viaja con una velocidad V , al cabo de un periodo habrá recorrido una distancia $\lambda = V \times T$, llamada su *longitud de onda*.

III.1.3 *Representación de Fourier*. Si sumamos las tres ondas senoidales de la figura 18, obtenemos la traza situada bajo ellas, la cual es menos regular que éstas y presenta un máximo donde los valores de las trazas componentes se suman (*interferencia constructiva*) y valores menores donde se anulan (*interferencia destructiva*).

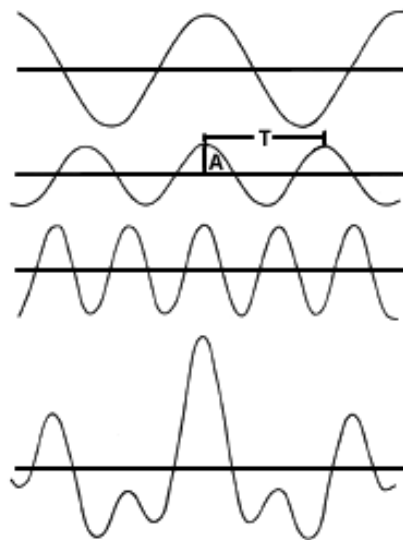


Figura 18. Ondas senoidales sumadas para obtener un pulso.

De esta manera podemos construir una onda de cualquier forma, mediante la suma (a veces infinita) de ondas senoidales con diferentes amplitudes y frecuencias (teorema de Fourier) (7). La amplitud de cada onda senoidal componente nos indica qué tanto de ella contiene la onda sísmica en cuestión. Se llama *espectro* de la señal sísmica al conjunto de sus componentes senoidales.

Se dice que una onda sísmica es de alta o baja frecuencia (o de periodo corto o largo) según predominen en su espectro unas u otras componentes.

III.2 ONDAS DE CUERPO

La teoría de la elasticidad nos dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra, y que son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales o de cizalla.

III.2.1 *Ondas P*. Las ondas *compresionales* son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio. Esto es fácil de visualizar si pensamos en un resorte como el mostrado en la figura 19. Si comprimimos un extremo del resorte (a) y luego lo soltamos, el material comprimido se extiende en la dirección indicada por la flecha pequeña, comprimiendo al material que está junto a él (b). Esa compresión y la dilatación (extensión) correspondiente viajan en la dirección indicada por las flechas gruesas, que es la misma

(aunque puede variar el sentido) del desplazamiento de las partículas.

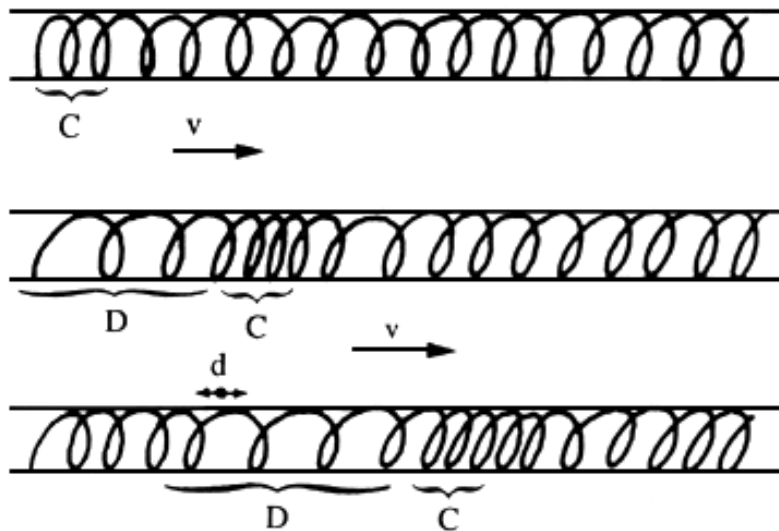


Figura 19. Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad v . C indica compresión y D indica dilatación. El desplazamiento de las partículas del resorte se produce en las direcciones indicadas por d .

Ésta es la más veloz de todas las ondas sísmicas (más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza más de 11 km/s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas, por lo que se llamó onda *Primera* o *Primaria* y de allí el nombre de P (en inglés se asocia también con *push* que significa empujón o empujar).

III.2.2 *Ondas S*. Las ondas de *corte* o de *cizalla*, llamadas *ondas S*, son aquéllas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla. Podemos visualizarlas si pensamos en las ondas que viajan por una cuerda tensa (Figura 20) y movemos uno de sus extremos perpendicularmente a ella (a). Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas pequeñas, jalando a sus vecinas; de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda (indicada por la flecha grande) perpendicularmente a la dirección del desplazamiento de cada pedazo de cuerda (b-c).

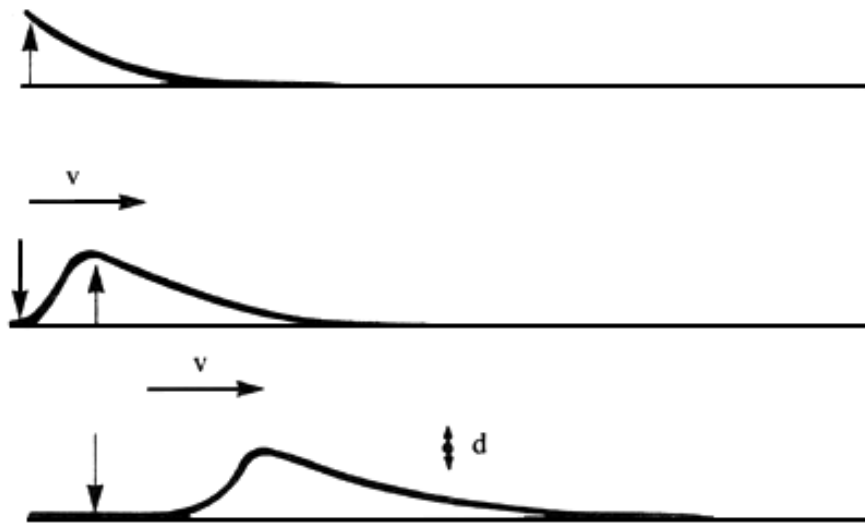


Figura 20. Onda de cizalla propagándose con velocidad v a lo largo de una cuerda. El desplazamiento de las partículas de la cuerda se da en las direcciones indicadas por d .

La onda S es más lenta que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P, V_p , dividida entre $\sqrt{3}$ (esto es conocido como *condición de Poisson*). Como la onda S es la segunda en llegar se le llamó *Secundaria*, y de allí su nombre (en inglés se asocia con *shake*, que significa sacudir).

Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos.

El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación; pero, a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están *polarizadas*. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (Figura 21).

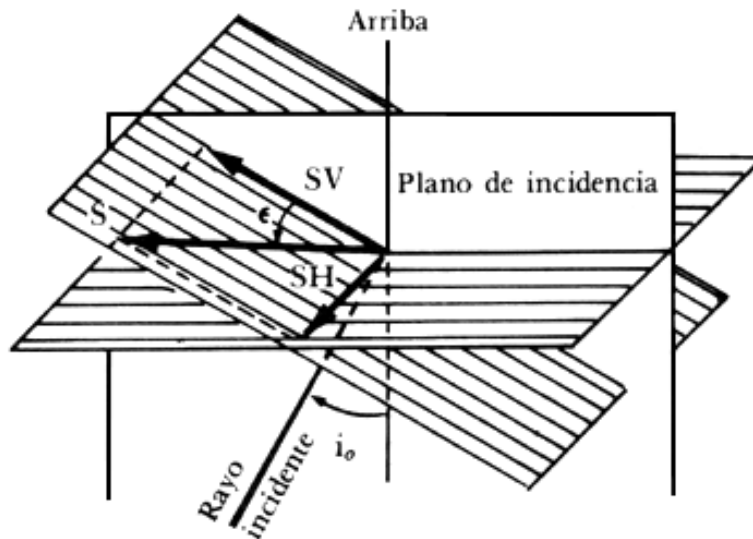


Figura 21. La onda S y sus componentes SV y SH.

Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P, y se siente más fuerte que ésta.

III.2.3 *Ondas convertidas*. Cuando una onda de cuerpo que viaja a través de un medio incide sobre una interfase (una superficie) que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas, como se indica en la figura 22, en general parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada.

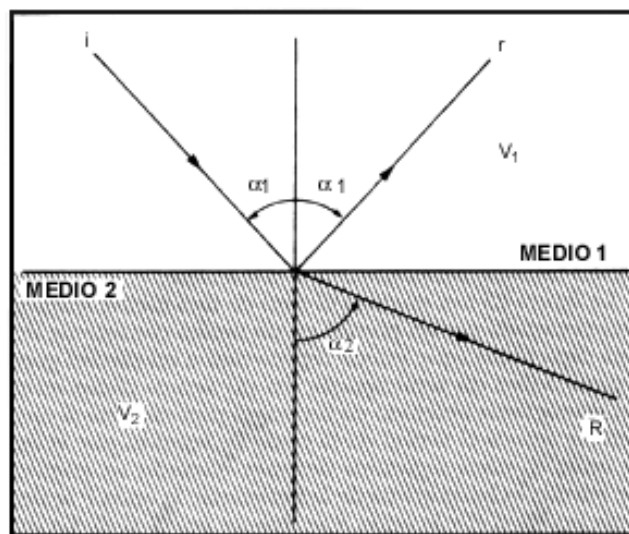


Figura 22. i rayo incidente, r rayo reflejado, R rayo refractado.

Si pensamos en una línea perpendicular a la interfase (la *normal*), y medimos los ángulos α_1 y α_2 que forman los distintos rayos con ella, podemos ver que están relacionados según la siguiente fórmula,

conocida como *ley de Snell*:

$$\text{sen } \alpha_1 / \text{sen } \alpha_2 = V_1 / V_2$$

donde V_1 es la velocidad (P o S) del rayo en el primer medio y V_2 su velocidad en el segundo medio. La aplicación de la ley de Snell nos permite saber cómo se comportan los rayos sísmicos cuando encuentran alguna de las discontinuidades que presenta la Tierra y que serán vistas someramente más adelante; veremos los nombres que se aplican a las ondas de cuerpo según la trayectoria que hayan recorrido.

La ley de Snell nos dice que si un rayo pasa de un medio de menor velocidad a otro de mayor velocidad se aleja de la normal, mientras que si pasa de un medio de mayor a otro de menor velocidad se acercará a ella. En particular, cuando $\text{sen } \alpha_2 = 1$ el ángulo de refracción es de 90° , y el rayo, llamado *críticamente refractado* viaja por el medio inferior, paralelamente a la interfase.

La figura 23 nos muestra el caso de una fuente sísmica (representada por un punto) en un medio consistente de una capa plana (que puede representar a un estrato geológico) sobre un semiespacio. En (a) vemos cómo sería un sismograma obtenido en un punto muy cercano al epicentro: vemos el arribo de la onda P_ξ , seguido por el de la onda S_ξ unos segundos después (cuando su ángulo de partida es hacia arriba de la horizontal, la onda P se denota por P_ξ o P, y la onda S se denota por S_ξ o S. La diferencia de tiempo entre estos arribos es llamado a veces *prefase*, se indica generalmente por t_{SP} y está relacionado con la distancia D a la fuente como:

$$D = t_{SP} V_P V_S / (V_P - V_S)$$

Por lo tanto, para una gran cantidad de lugares en la Tierra (donde se cumple la condición de Poisson y V_p es aproximadamente igual a 6 km/s), si contamos el número de segundos entre las llegadas de P y S, y los multiplicamos por 8.2, obtendremos la distancia a la fuente en kilómetros.

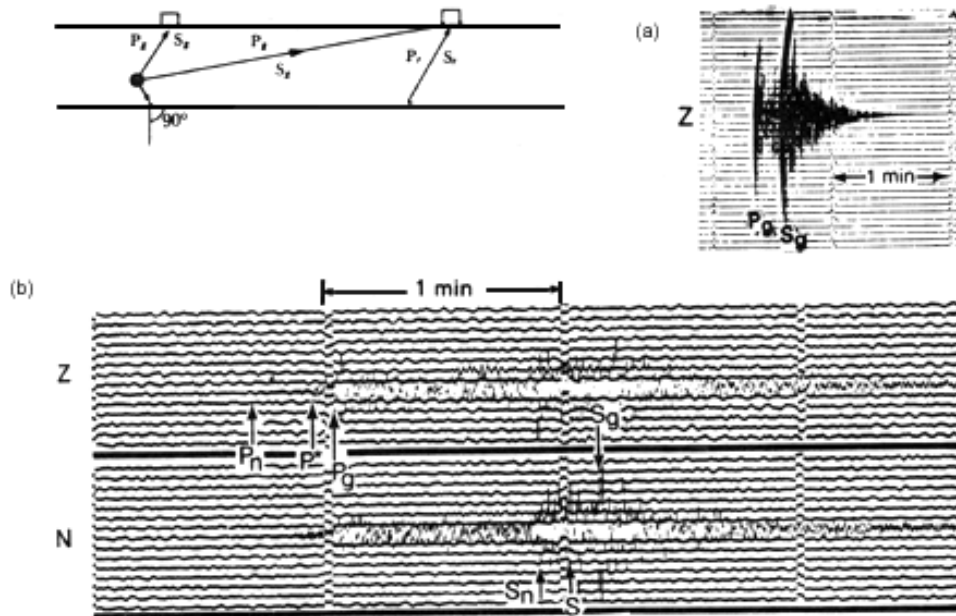


Figura 23

Además de P_ξ y S_ξ , llegarán rayos reflejados en la interfase. Éstos son rayos P reflejados como P o como S y rayos S reflejados como S o como P. Siempre llegarán después de P_ξ , pues tienen que recorrer un camino mayor, y parte de ese camino puede ser recorrido, en calidad de S.

En la figura 23 (b) vemos el sismograma correspondiente a un punto más lejano del epicentro, donde se ve que la onda P críticamente refractada en alguna interfase, llamada a veces P_r , llega antes que P_g . Esto sucede porque el camino de P_r es más largo pero más rápido. A partir de este punto, el *primer arribo*, llamado a veces *FA*, será el correspondiente a P_r . Si existe otro medio aún más rápido bajo la capa en que viaja esta P_r , puede dar lugar a otra P_r que, para distancias más lejanas llegue aún más temprano. Como las ondas críticamente refractadas llegan a menudo a la cabeza del sismograma, son llamadas a veces *ondas de cabeza*.

Las ondas de cabeza asociadas con la discontinuidad de Conrad (véase capítulo siguiente) se denotan por P^* y S^* ; la velocidad de P es del orden de 6.5 a 6.8 km/s. Las ondas de cabeza refractadas por la discontinuidad de Mohorovičić (véase capítulo siguiente) se denotan por P_n y S_n y S_n ; la velocidad de P_n va de 7.8 a 8.3 km/s.

III.2.4 *Coda*. Después de la llegada de las ondas P y S, vemos que la señal en el sismograma decae poco a poco como lo indican las líneas punteadas en la figura 23. Esta parte de la "cola" de la señal se llama *coda*, y se debe a energía sísmica "dispersa" que llega hasta el sensor después de haber sido reflejada por las heterogeneidades propias del terreno. La forma como decae la coda nos sirve para estimar qué tan grande es la atenuación del terreno. También, como veremos más adelante, es útil para la determinación de la magnitud de los sismos, sobre todo de los locales.

III.3 ONDAS SUPERFICIALES

Además de las ondas que viajan a través del terreno, existen otras que lo hacen por la superficie, esto es, su amplitud es máxima en ésta y nula en las grandes profundidades.

Estas ondas pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción de muchas de estas ondas que viajan en diferentes direcciones), y son más lentas que éstas. En el caso de los *telesismos* (los que ocurren a más de 1000 km de distancia del observador), como el mostrado en la figura 24, las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y podemos apreciar que presentan *dispersión*; esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades.

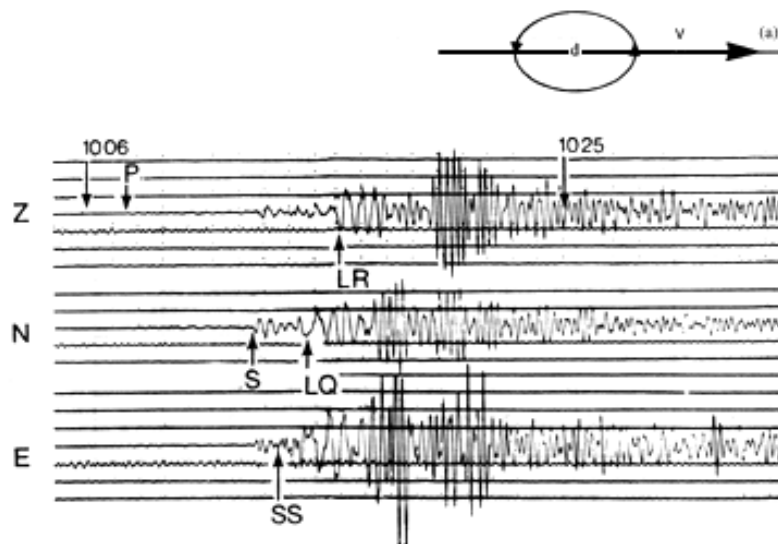


Figura 24. Telesismo registrado en sismómetros vertical (Z) y horizontal en dirección Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E). En (a) d indica cómo es el desplazamiento de una partícula de la superficie de la Tierra al paso de una onda Rayleigh con velocidad v.

A continuación veremos los dos tipos principales de ondas superficiales y explicaremos algunas de sus propiedades.

III.3.1 *Ondas de Rayleigh*. Éstas, denotadas usualmente por *R*, o *LR* cuando son de periodo muy largo (Figura 24), se deben a la interacción entre las ondas P y las SV, y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda se da en forma de elipse retrógrada, según se muestra en la figura 24 (a).

Son las ondas más lentas con *velocidades de grupo* (la velocidad con que viaja la energía) que van de 1 a 4 km/s, según se muestra en la figura 25 (a), que muestra varias curvas que corresponden a diversos *modos* de propagación de la onda de Rayleigh; donde cada *modo propio*, *modo fundamental* o *eigenmodo* es una forma en la cual puede vibrar el terreno de manera que se logre la interferencia constructiva que da lugar a las ondas superficiales. El modo cuya amplitud no cambia de signo con la profundidad [Figura 26 (a)] es llamado *modo fundamental*, el que cambia una vez de signo [Figura 26 (b)] ,*primer modo superior*, el que cambia de signo dos veces [Figura 26 (c)] *segundo modo superior*, etcétera.

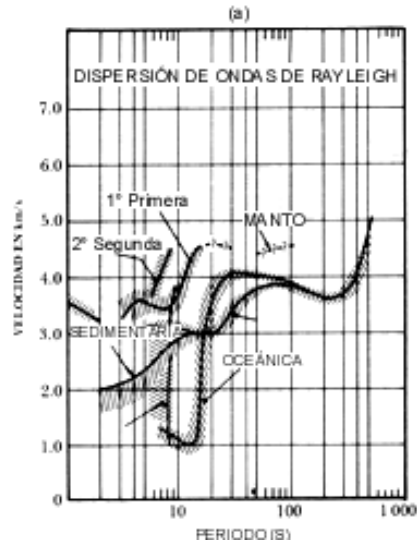


Figura 25. (a) Velocidades de grupo para ondas Rayleigh.

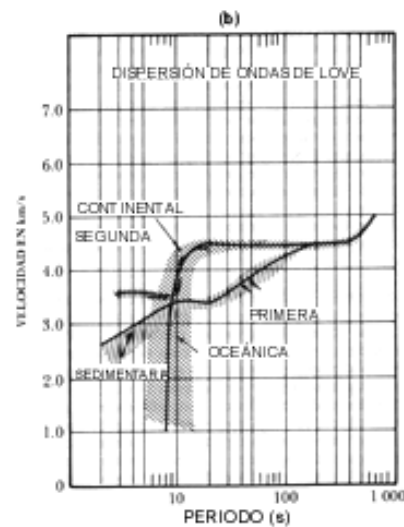


Figura 25. (b) Velocidades de grupo para ondas Love.

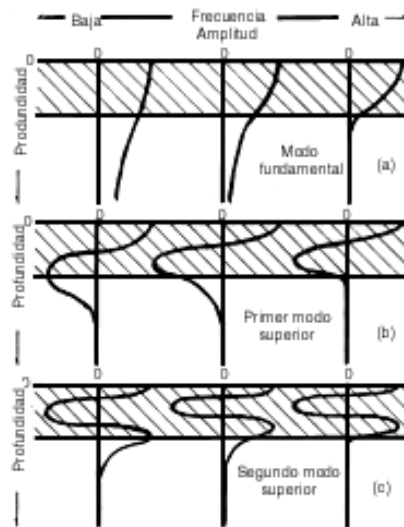


Figura 26. Amplitudes de los modos propios de vibración para el modo fundamental y los dos primeros superiores de una onda de Rayleigh.

Vemos que los modos de alta frecuencia tienen grandes amplitudes solamente cerca de la superficie del terreno, por lo que las propiedades del material profundo casi no influyen en ellos. En cambio, los modos de baja frecuencia tienen amplitudes considerables en profundidades mayores, por lo que su velocidad depende de las profundidades del medio cerca de la superficie y lejos de ella. La velocidad del terreno aumenta, usualmente, con la profundidad, lo que explica por qué, como se muestra en la figura 25, las componentes de más baja frecuencia son usualmente las más rápidas. Sin embargo, la velocidad de grupo no disminuye siempre al aumentar la frecuencia, pues la transmisión de energía requiere de interferencia constructiva de los modos.

Otro efecto de la dependencia de los modos en la profundidad es que si la fuente sísmica ocurre a cierta profundidad, excitará más a aquellos modos cuyas amplitudes sean grandes y menos a aquellos cuyas amplitudes sean pequeñas (o, posiblemente, nulas) a dicha profundidad. Esto permite determinar la profundidad del foco de un terremoto (8), y, si es profundo, distinguirlo de una explosión nuclear que siempre es somera. En general, los sismos más someros generan mayores ondas superficiales que los profundos (para iguales momentos y áreas de ruptura).

III.3.2 *Ondas de Love* (en inglés *Love waves*, lo que se presta a infinidad de chistes) son las denotadas usualmente por L, o G o LQ si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas de Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica.

Son polarizadas horizontalmente (como las SH) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales, como se muestra en la figura 24 (c).

Aunque más lentas que las ondas de cuerpo, las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 km/s son más veloces que las de Rayleigh, como se muestra en la figura 24. La figura 25 (b) muestra las curvas de dispersión de grupo para varios modos propios de las ondas de Love. Podemos ver que, igual que con las ondas de Rayleigh, cada modo tiene una velocidad tope, y también existe una frecuencia tope por debajo de la cual no puede vibrar cada uno de los modos superiores.

III.4 ONDAS GUIADAS

Cuando una capa o nivel de roca se encuentra rodeada de otras rocas con velocidades sísmicas superiores, algunas de las ondas que se encuentren dentro de ella no podrán escapar a los medios circundantes y serán transmitidas a lo largo de la capa con muy poca pérdida de energía. Este tipo de estructura es conocido

como *guía de ondas*. Existen varios tipos de guías de ondas; podemos considerar que la superficie de la Tierra es una guía de ondas para las ondas de Rayleigh y de Love. En el océano existe una capa de agua de baja velocidad, conocida como canal *SOFAR*, que transmite ondas hasta grandes distancias; si un sismo genera ondas que se transmitan por este canal (a la velocidad del sonido en el agua), al alcanzar la tierra firme serán registradas después de la llegada de las ondas P y S, por lo que son conocidas como ondas *T* (de "Terceras").

Otros tipos de ondas guiadas son las ondas L_{ξ} que son ondas de periodo corto (1 a, 6 s), predominantemente transversales, guiadas en la corteza terrestre y observadas solamente en trayectorias puramente continentales; y las *ondas de placa*, que son ondas que viajan a lo largo de las placas subducidas que estudiaremos más abajo.

III.5 MODOS PROPIOS DE LA TIERRA

Cuando golpeamos un objeto de tamaño finito, como, por ejemplo, una campana, ésta comenzará a vibrar; pero no puede vibrar de cualquier manera, sólo puede vibrar en formas que sean combinaciones de ciertas formas de vibrar llamadas *modos propios*. Una campana o un diapasón tienen un modo que domina la vibración, y es lo que les da sus tonos característicos; sin embargo, no vibran de un solo modo, su vibración total es la suma del total de sus modos, excitados cada uno en mayor o menor proporción.

La Tierra se comporta de manera similar, puede vibrar sólo de modos determinados, y toda vibración será una combinación de éstos. La figura 27 muestra algunos de los modos de la Tierra. Cuando ocurre un sismo, excita algunos de estos modos (9), y podemos expresar cualquier onda sísmica como una combinación de ellos. Sin embargo, para periodos muy largos podemos distinguir los modos individuales, y su estudio ha sido de gran valor para inferir varios datos acerca de la estructura del interior de la Tierra (10).

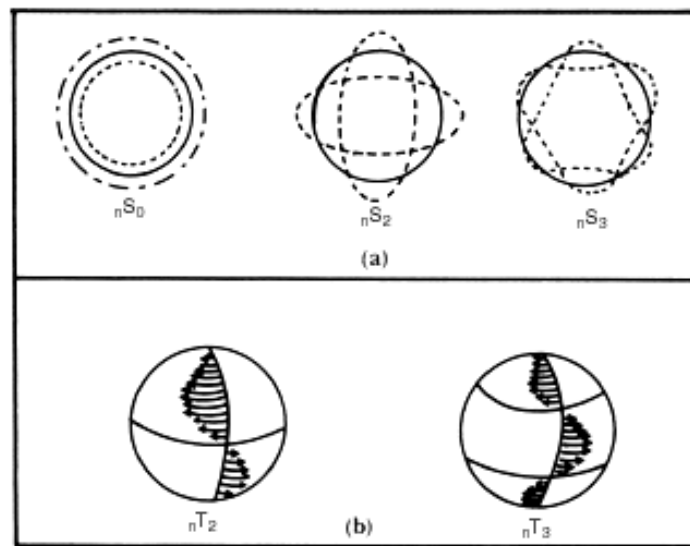


Figura 27. Modos propios de la Tierra. (a) Modos volumétricos: modo fundamental (nS_0) y los dos primeros modos superiores. (b) Primeros dos modos de cizalla.

III.6 TSUNAMIS

Tsunami es una voz japonesa con la que se designa a las olas marinas, generadas por terremotos, que azotan las costas minutos u horas después del sismo. El terremoto de Michoacán, del 19 de septiembre de 1985, generó *tsunamis* de unos 1.5 m de altura que azotaron las costas de Michoacán y Guerrero. De 1732 a 1973 han ocurrido al menos 20 *tsunamis* en México, casi todos causados por sismos ocurridos entre las regiones de Acapulco y Jalisco, dos de los cuales, en 1787 y 1925, alcanzaron alturas de 12 m, en Manzanillo y Zihuatanejo respectivamente (11).

Los grandes *tsunamis*, especialmente en el Pacífico, se originan en alguna de las grandes trincheras oceánicas, como las de Chile, Japón y las Aleutianas. La ola viaja, a través del mar abierto, con velocidades del orden de 300 m/s y amplitudes relativamente pequeñas (del orden de uno a unos cuantos metros). Cuando se acerca a las costas, donde la profundidad del agua disminuye, y a veces la topografía hace efectos de embudo, la ola crece, alcanzando a veces alturas considerables y arrasando ciudades enteras. Podemos anotar *tsunamis* de 14.3 m de altura en África, Chile (1868), de 23 m en Honshu, Japón (1933), de 17 m en Hawai y de 30.5 m en las Aleutianas (1946) (1).

Estas olas son tan dañinas que se ha establecido el Sistema de Alarma Temprana de Tsunamis (TEWA) que, tras sismos grandes en las zonas donde se generan usualmente *tsunamis*, detecta el paso de las olas y da la alarma a los sitios que pueden resultar afectados.

III.7 FASES SÍSMICAS Y ARRIBOS

Cada onda (de cuerpo, superficial, directa, reflejada, de cabeza, etc.) que podemos distinguir en un sismograma, es llamada *fase sísmica* (no confundir estas "fases" con la fase de una onda senoidal).

El punto del sismograma donde comienza, en el que "llega", la fase sísmica es llamado *arribo* y el tiempo correspondiente es llamado *tiempo de arribo* de la fase. Es uso general expresar todos los tiempos de arribo referidos al Tiempo Coordinado Universal (UCT), que es radiado por varias estaciones en el mundo entero y ha venido a remplazar al Tiempo Medio de Greenwich (GMT); aunque éstos son casi exactamente iguales.

Cuando un arribo es súbito, es decir comienza con un movimiento grande y empinado, que permite distinguirlo claramente a pesar del ruido, como se muestra en la figura 23 (a), se llama *impulsivo*. Los arribos impulsivos son típicos de sismos cercanos.

El caso contrario, cuando el arribo es gradual y resulta difícil determinar su comienzo, como el ejemplo de la figura 24, se llama *emergente*. Estos arribos son típicos de telesismos, o de fases que tengan relativamente poca energía y se pierdan en el ruido.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.
2. Bullen, K. (1963), *An Introduction to the Theory of Seismology*. Tercera edición. Cambridge Univ. Press, G. B.
3. Aki, K, y P. Richards (1980), *Quantitative Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.
4. Udías, A. (1971), *Introducción a la sismología y estructura interna de la Tierra*. Taller del I. G. y C., Madrid, España.
5. Grant, F., y G. West (1965), *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Co., EUA.
6. Burridge, R. (1976), *Some Mathematical Topics in Seismology*. Universidad de Nueva York, EUA.
7. Bracewell, R. (1965), *The Fourier Transform and Some of its Applications*. McGraw-Hill Book Co., EUA.
8. Tsai, Y, y K. Aki (1970), "Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves". *J. Geophys. Res.*, vol. 75, pp. 5729-5743.
9. Gilbert, F. (1970), "Excitation of normal modes of the Earth by earthquake sources". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 22, pp. 223-226.

10. Gilbert, F., y A. Dziewonski (1975), "An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanism from seismic spectra". *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol. A278, pp. 187-269.

11. Cruz, G., y M. Wyss (1983), "Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the Pacific coast of Mexico and Central America". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 73, pp. 553-570.



IV. ESTRUCTURA DE LA TIERRA, TECTÓNICA DE PLACAS Y SISMICIDAD

A CONTINUACIÓN veremos cómo y dónde se producen los enormes esfuerzos que deforman las rocas terrestres y causan los sismos, la formación de montañas, de fosas marinas, etc. Para ello necesitamos saber un poco acerca de cómo está constituida la Tierra y cuáles son los procesos que ocurren en su interior.

IV.1 ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Nadie sabe exactamente cómo está constituido el interior de la Tierra; las perforaciones más profundas no son más que un rasguño sobre su superficie, comparadas con el radio terrestre de 6 370 km. Sin embargo, conocemos varias de las características principales de la estructura interna de la Tierra gracias al estudio de las ondas sísmicas que la atraviesan. De los muchos libros que tratan este tema podemos mencionar las referencias (1, 2 y 3).

La figura 28 muestra cómo está constituido internamente nuestro planeta. La capa exterior se llama *corteza* y es de dos tipos: la corteza *oceánica*, que compone el fondo de los mares, es basáltica y tiene espesores promedio de 5 a 7 km; la corteza continental que forma los continentes es primordialmente granítica y tiene un grosor promedio de 30 a 40 km, aunque bajo las grandes cadenas montañosas, como el Himalaya, alcanza un grosor mayor de 60 km. En Europa y algunas partes de América se ha identificado una discontinuidad de velocidades de la corteza, alrededor de los 27 km de profundidad, que se conoce como *discontinuidad de Conrad*.

Bajo la corteza se encuentra el *manto*, que llega hasta los 2 870 km de profundidad. El cambio corteza/manto se conoce como *discontinuidad de Mohorovicic* o *Moho*, en honor del científico yugoslavo que la descubrió en 1909. El manto se divide en *manto superior* que va de la base de la corteza hasta los 700 km de profundidad, y *manto inferior*; está compuesto por rocas parecidas al olivino y la peridotita, que son silicatos y óxidos de magnesio de hierro. La parte del manto situada entre los 100 y 200 km de profundidad se encuentra cercana al punto de fusión, y se comporta como un líquido para escalas de tiempo geológicas; es conocida como *astenosfera* (del griego *astenos* = sin fuerza).

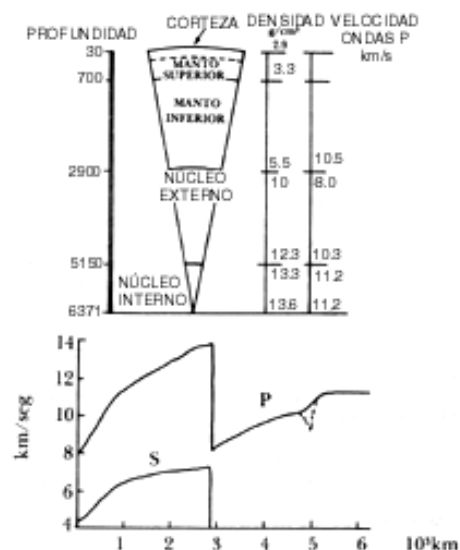


Figura 28. Constitución interna de la Tierra. Gráfica de velocidades sísmicas contra profundidad.

Desde la base del manto, separado de éste por la discontinuidad de Gutenberg, hasta los 5 150 km de profundidad, se encuentra el *núcleo externo*. Éste se supone compuesto de hierro-níquel y se sabe que es

líquido porque no transmite las ondas de cizalla. Es posible que sean corrientes del material de este manto líquido las que producen el campo magnético terrestre. Debajo del núcleo externo, separado de éste por la discontinuidad de Lehman, y en el centro de la Tierra (hasta los 6 371 km de profundidad) se encuentra el *núcleo interno*, que es sólido a pesar de tener temperaturas del orden de los 4 0000° C, y se cree que está constituido por compuestos de hierro.

La figura 28 muestra, a un lado y abajo del corte de la Tierra, los valores de las velocidades P y S y de la densidad de las rocas, como función de la profundidad. Podemos ver que las velocidades presentan grandes cambios súbitos ("discontinuidades"); es al encontrar estas discontinuidades que las ondas sísmicas pueden reflejarse o transmitirse como se muestra en la figura 29 (a).

En esta figura hemos representado una fuente sísmica mediante un punto, y los rayos que parten de ella como líneas. Las líneas gruesas representan la propagación P, mientras que las punteadas la propagación S. Se acostumbra, en sismología, describir las distancias entre dos puntos muy separados (como podrían ser una fuente sísmica y un sismógrafo operando muy lejos de ella) en grados; por ejemplo, un punto situado en el ecuador se encuentra a una distancia de 90° de un punto situado en un polo, y un punto exactamente antipodal está a una distancia de 180° de nosotros. Cada grado corresponde a una distancia de unos 111.2 km, que es, aproximadamente, al valor de un grado de longitud en el ecuador.

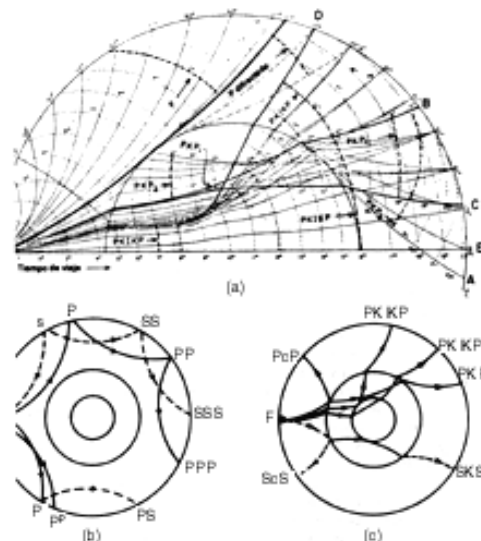


Figura 29. Trayectorias y nomenclaturas de varios rayos sísmicos.

A continuación veremos cuáles son las ondas sísmicas de cuerpo observadas a grandes distancias y cómo están relacionadas con la estructura interna de la Tierra. Estos puntos están tratados a fondo en las referencias (4, 5, 6 y otras) .

Dado que, a grandes rasgos, la velocidad del medio aumenta con la profundidad, los rayos sísmicos tienen trayectorias curvas hacia arriba. Los rayos que comienzan su viaje en dirección horizontal o hacia abajo y viajan directamente hasta alcanzar algún punto de la superficie se denotan simplemente por P o S, y se denominan *rayos directos* [Figura 29 (b)]. La presencia del manto hace que podamos observar arribos de rayos directos sólo hasta distancias de aproximadamente 103°, aunque, debido a efectos de difracción (desviación de las ondas por rozar la orilla de algún objeto), llega un poco de la energía de los rayos directos hasta los 130° [Figura 29 (a)].

Los rayos que tienen una trayectoria discontinua se representan por combinaciones de letras que describen cuál fue la forma de propagación a lo largo de los distintos tramos; por ejemplo, un rayo que viajó de la fuente a la superficie como P, allí rebotó y volvió a viajar hasta la superficie como P, y luego rebotó y se propagó como S se llamará PPS. Estos rayos pueden alcanzar cualquier punto de la superficie terrestre, pero su amplitud decae muy rápidamente, por lo que no es usual observar rayos correspondientes a un gran número de reflexiones.

Es posible percibir, en el caso de los sismos profundos, fases correspondientes a rayos que viajaron originalmente hacia arriba y se reflejaron en la superficie no lejos de la región epicentral antes de continuar sus trayectorias. Utilizamos letras minúsculas para indicar la trayectoria inicial hacia arriba; en la figura 29 (a) se ilustra el rayo G_r el cual es muy utilizado para calcular la profundidad del hipocentro.

Una c minúscula colocada entre las letras, indica que el rayo fue reflejado sobre el núcleo, como se ejemplifica en la figura por un rayo PcP

Utilizamos una K para indicar trayectorias (de ondas P solamente) a través del núcleo externo (núcleo = Kern, en alemán), como se ejemplifica en la figura por el rayo PKP . Como estos rayos son observados a menudo, es usual el denotarlos por P' en vez de PKP , P'' en vez de $PKPPKP$, etc. Naturalmente existen otros rayos, convertidos, con trayectoria K: PKS , SKP , SKS , etcétera.

Finalmente, una I denota el paso a través del núcleo interno. Un rayo que viaja exactamente hacia abajo a partir de la fuente es, por ejemplo, $PKIKP$.

La figura 30 muestra ejemplos de sismogramas que ilustran la apariencia de varias de las fases recién descritas. Vemos que determinadas fases se dan con mayor amplitud en ciertas distancias que en otras. Esta figura muestra también el arribo de las ondas superficiales.

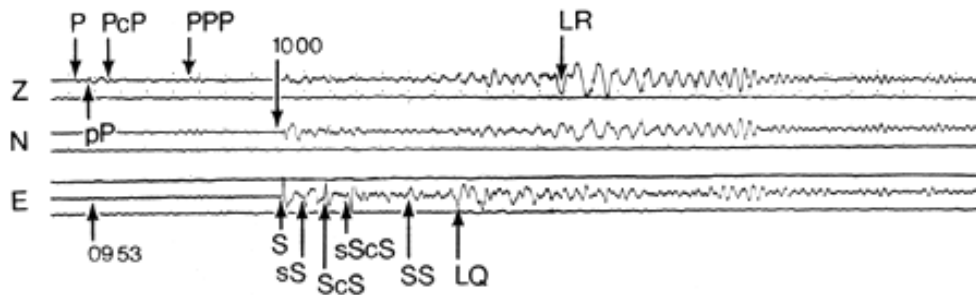


Figura 30. Algunas fases telesísmicas. Los puntos son marcas de minuto.

IV.2 TECTÓNICA DE PLACAS Y GEOGRAFÍA SÍSMICA

La Tierra no es igual en toda su superficie; existen océanos que cubren 60.6% de ésta y continentes repartidos de manera poco uniforme, concentrados (más de la mitad) en el hemisferio norte. Los propios continentes son desiguales, pues tienen regiones montañosas (hasta 8 848 m de altura) y llanas, y su geología varía grandemente (7).

La actividad sísmica tampoco está distribuida uniformemente en la superficie; como podemos ver en la figura 31 que muestra la sismicidad global, los sismos se encuentran concentrados a lo largo de líneas o bandas, donde ocurren a profundidades que van desde la superficie, en algunos lados, hasta 700 km, en otros.

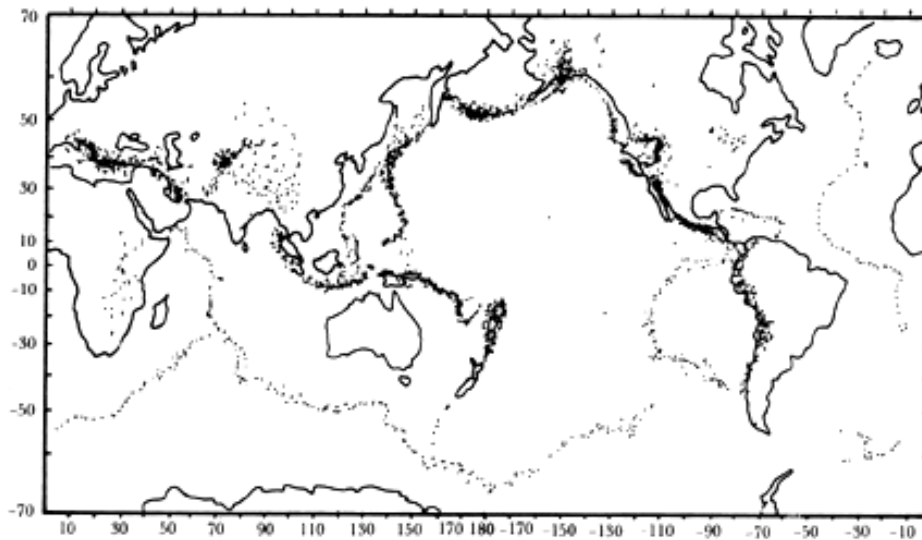


Figura 31. Distribución global de epicentros.

Si moviéramos África y Sudamérica de manera que coincidieran con la línea indicada por la sismicidad en el Atlántico sur, sus costas calzarían casi perfectamente. Este ajuste de las costas ocurre también en otros lugares de la Tierra. Los estudios hechos en estas costas revelan continuidad de formaciones geológicas y parentesco de especies animales y vegetales de un continente a otro (8).

Estas características pueden ser explicadas mediante la teoría de la *tectónica de placas*, que veremos a continuación, en forma muy breve, y desde el punto de vista de la sismología. Este tema será tratado más detalladamente en otro libro de esta misma colección y puede encontrarse también, por ejemplo, en las referencias (9 y 10).

En 1910, el meteorólogo austriaco Alfred Wegener propuso la teoría de la "deriva continental" según la cual los actuales continentes habían formado, en épocas pasadas, un solo continente llamado Pangea (11). Esta teoría no fue aceptada pues no explicaba cómo podían "navegar" los continentes a través del fondo oceánico (igual que un barco sobre la superficie del mar). Sin embargo, quedaban por explicar varias incógnitas (como el calzado de las costas de Sudamérica y África, continuidad de formaciones geológicas entre ellas, el parentesco de sus especies animales y vegetales, etc.) que apoyaban la continuidad en otras épocas de varios continentes que hoy se hallan separados entre sí.

No fue sino hasta los años sesenta que se propuso una teoría que explica razonablemente todas las observaciones. Esta dice que los 100 km más superficiales de la Tierra, que comprenden la corteza (continental y oceánica) y parte del manto superior, forman la *litosfera* (del griego *lithos* = piedra), mostrada en la figura 32, dividida en *placas* que se mueven como los trozos rígidos de un cascarón esférico, unos respecto a otros (12). Este movimiento relativo es la causa principal de la formación de montañas, valles, cadenas volcánicas, etc., y es un proceso conocido como *tectonismo* (*i. e.*, construcción).

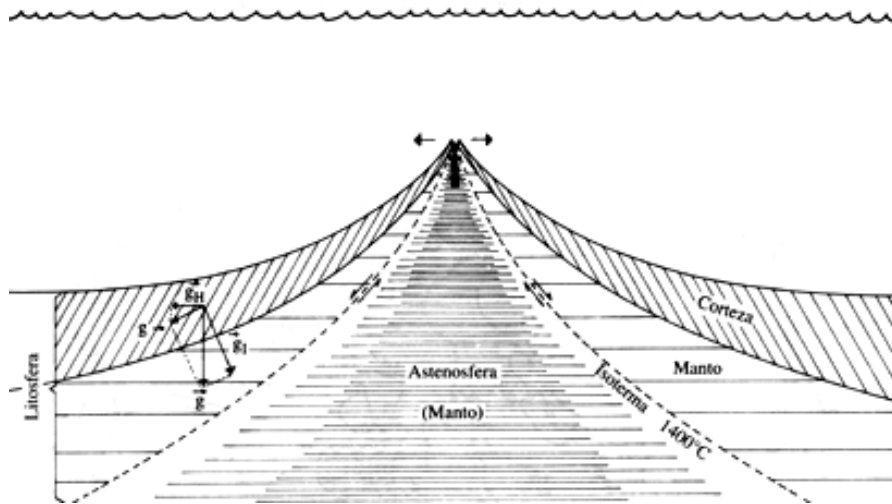


Figura 32. Creación de la corteza oceánica en las crestas y subducción en la trinchera. Bandas de magnetización.

La figura 33 muestra las placas más importantes, y las flechas indican sus movimientos relativos, que pueden ser divergentes, convergentes o transcurrentes. Las velocidades y las direcciones de interacción entre las placas cambian, en general, de punto a punto; cada placa se mueve como si girara alrededor de un punto de la Tierra (13). A continuación veremos cómo son estos movimientos y cuáles son sus consecuencias desde los puntos de vista sísmico y tectónico.

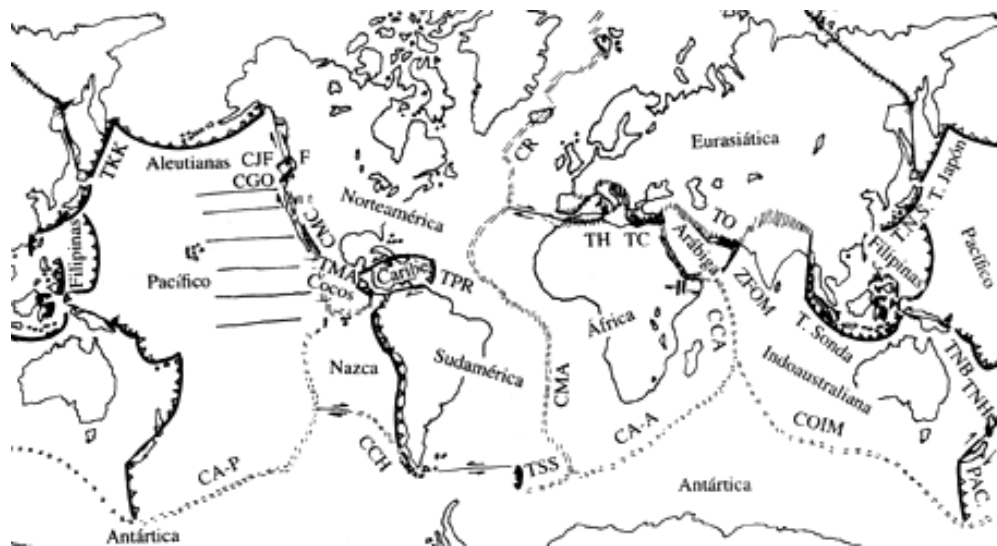


Figura 33. Las principales placas litosféricas. La línea doble señala el centro de extensión; la línea sencilla indica falla transformada; la línea dentada, una trinchera. Los dientes colocados sobre la placa superior indican la dirección de la subducción. El sombreado indica las zonas de compresión y deformación.

México, incluyendo su mar territorial, está repartido entre cuatro placas (Figura 34): dos grandes, la de Norteamérica, que va desde México hasta el Ártico, y la del Pacífico, que, además de parte de México, incluye parte de Estados Unidos y casi todo el Pacífico del norte; una mediana, la placa de Cocos que ocupa parte del océano Pacífico, frente a las costas de México y Centroamérica, y se extiende al sureste hasta Costa Rica; y la pequeña placa de Rivera, que se encuentra en la boca del golfo de California.

IV.2.1 Las dorsales oceánicas. El movimiento relativo entre dos placas es divergente cuando las placas se alejan una de la otra. Este movimiento produce un hueco en el espacio entre las placas, por el cual puede ascender material caliente del manto que se solidifica y forma una nueva corteza de tipo oceánico. Podemos decir que toda la corteza oceánica que existe actualmente ha sido creada por este proceso.

Al llegar a la superficie de la Tierra y enfriarse, los minerales magnéticos del material del manto se enfrían y permanecen magnetizados según el campo magnético terrestre. Como este campo no es constante, sino que cambia de polaridad ocasionalmente, resulta que el fondo oceánico tiene bandas de magnetización con distintas polaridades (algo parecido a una cinta magnética grabada; Figura 32) lo cual nos permite saber cuándo fue creada cada banda y nos permite conocer la historia de la corteza oceánica (14).

Generalmente no se observan grandes sismos asociados con las crestas mesoocénicas activas, y la sismicidad tiende a ser en enjambres y poco profunda, posiblemente porque allí la corteza está demasiado caliente como para soportar grandes esfuerzos, y la temperatura aumenta rápidamente con la profundidad. Sin embargo, como puede apreciarse en la figura 31, estas crestas están muy bien definidas por su sismicidad, que es generalmente de mecanismo de falla normal.

En México, las crestas activas pertenecen a la Dorsal del Pacífico Oriental, o son continuaciones de ella (Figura 34). Esta dorsal es una cordillera submarina enorme, formada por crestas de dispersión, que separa las placas del Pacífico y las de Cocos y Nazca (subducida esta última bajo América del Sur). Su continuación hacia el norte se da a lo largo de una serie de puntos de dispersión asociados con la separación de la península de Baja California del continente (15), comenzada hace unos cuatro millones de años, y que actualmente sigue apartando la península del continente, en la boca del golfo, a razón de 3 cm/año en promedio (16 y 17).

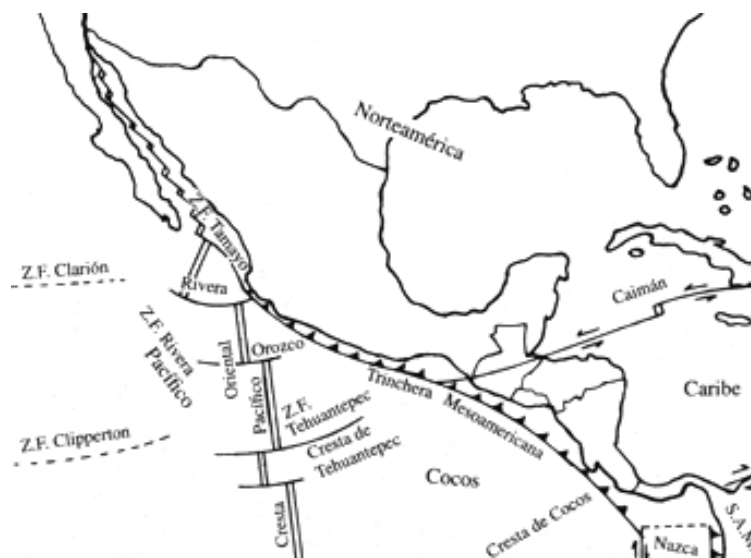


Figura 34.

Los centros de dispersión del golfo de California (Figura 34) están cada vez más cubiertos de sedimentos, conforme se encuentran más al norte (18), llegar al valle de Mexicali (el cual continúa en el valle Imperial, de California) donde los centros de dispersión han sido completamente cubiertos por los espesos sedimentos acumulados por el río Colorado. La presencia de centros activos de dispersión en el valle de Mexicali está evidenciada por una sismicidad característica de cresta y la presencia de zonas geotérmicas como la de Cerro Prieto (19).

IV.2.2 Las fosas. Como la Tierra no está creciendo, el hecho de que se esté creando una nueva corteza implica que la corteza antigua debe estar siendo destruida de alguna manera, pues de otro modo se encontraría como una persona que ha adelgazado rápidamente y cuya piel, demasiado grande, cuelga en pliegues. La corteza antigua está siendo continuamente consumida en las llamadas *fosas* o *trincheras oceánicas*, donde el fondo del mar se introduce bajo un continente (Figura 32) o bajo otra placa oceánica, regresando al manto. Este proceso es conocido con el nombre de *subducción*.

Es en las fosas marinas donde pueden observarse las mayores profundidades; la fosa más profunda del mundo es la de las Filipinas, que alcanza los 11.52 km de profundidad, y tiene una longitud de 1 200 km.

Existe generalmente una gran cantidad de sismos a lo largo de la zona donde ocurre la subducción. La zona definida por esos sismos es llamada *zona de Benioff*, en honor de H. Benioff, uno de los pioneros de la sismología (20). En algunos lugares, como por ejemplo Japón y Tonga-Fiji-Kermadec, la zona de Benioff alcanza profundidades de hasta 600 y 700 km, respectivamente (21).

La sismicidad no es uniforme a todas las profundidades; es común encontrar huecos, *i. e.*, zonas sin sismicidad; además, en el caso de los sismos que se localizan en el interior de la placa subducida, los mecanismos de plano de falla son reversos en algunas profundidades y normales en otras (22). Los mecanismos de los grandes sismos que ocurren en la frontera entre la placa subducida y la subducente son por lo general de mecanismo primordialmente reverso, de compresión; correspondiente a los movimientos relativos de las placas involucradas.

En México existe una trincheras oceánica que se extiende desde la boca del golfo de California hasta el extremo sur del país, en Chiapas, a lo largo de la costa del Pacífico, y se continúa por Centro y Sudamérica hasta la Tierra del Fuego. Esta trincheras es llamada "Trincheras mesoamericana" (23).

En la boca del golfo, la placa de Rivera (Figura 35) es subducida bajo la de Norteamérica con un echado (ángulo de inclinación o *buzamiento*) de unos 9° (24), la velocidad de subducción va de 1.2 (al noroeste), a 2.3 cm/año (al sureste) (13).

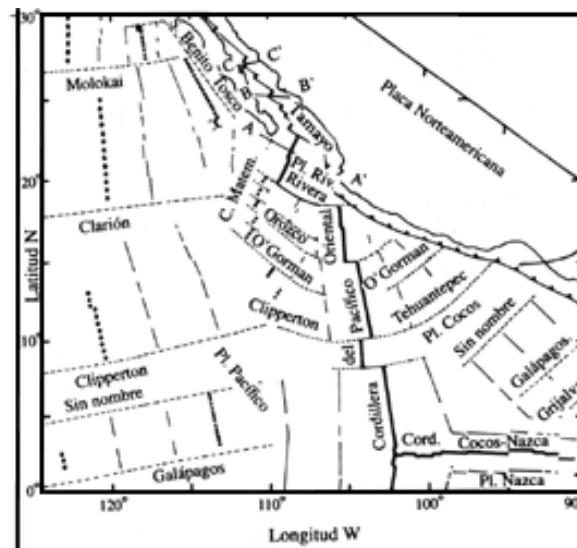


Figura 35. Placa de Rivera, y boca del golfo de Baja California.

Desde Colima hasta Panamá, la placa subducida es la de Cocos (Figura 36); su velocidad de subducción bajo la placa de Norteamérica va de 5 cm/año, cerca de la frontera de Jalisco, hasta 8.3 cm/año, cerca de la frontera con Guatemala. El echado cambia a lo largo de la trincheras; es de unos 9° en Michoacán (24), tiene unos 12° cerca de Acapulco (25), y alcanza unos 14° bajo Oaxaca (26). Más al sureste, en el área de Tehuantepec, la placa tiene un echado de unos 45° (27).

A lo largo de toda la trincheras, la actividad es más bien somera en México, alcanzando solamente profundidades máximas de menos de 300 km (28). La mayor parte de los sismos destructivos que ocurren en México se producen en esta trincheras. Aparentemente los mayores ocurren en las zonas donde es menor el echado de la placa subducida (y ésta es más joven) (29); esto podría explicarse, tentativamente, indicando que los esfuerzos compresivos entre las placas, que son un factor en las fuerzas de fricción (del acoplamiento) entre ellas, son menores si la placa subducida es tirada hacia abajo por su peso, tendiendo a separarse, por ello, de la placa subducente.

La *dorsal de Tehuantepec* alcanza unos 200 m de altura sobre el fondo oceánico, en apariencia asísmica, que forma parte de la placa de Cocos (Figura 36) y está siendo subducida en la trincheras mesoamericana, más o menos a la altura de la ciudad de Tehuantepec. Aparentemente esta dorsal corresponde a un antiguo

sistema de fallas transformadas (discutidas a continuación) (30). Al noreste de Tehuantepec se ha encontrado una zona de baja sismicidad que separa a los sismos más someros (profundidades menores de 25 a 30 km), que tienen mecanismos reversos, de los más profundos (60 a 150 km de profundidad), que tienen mecanismos normales [Figura 37 (a)]. Al sureste de Tehuantepec esta zona de baja sismicidad no existe [Figura 37 (b)] y hay profundidades a las cuales es posible observar ambos tipos de mecanismos (28).

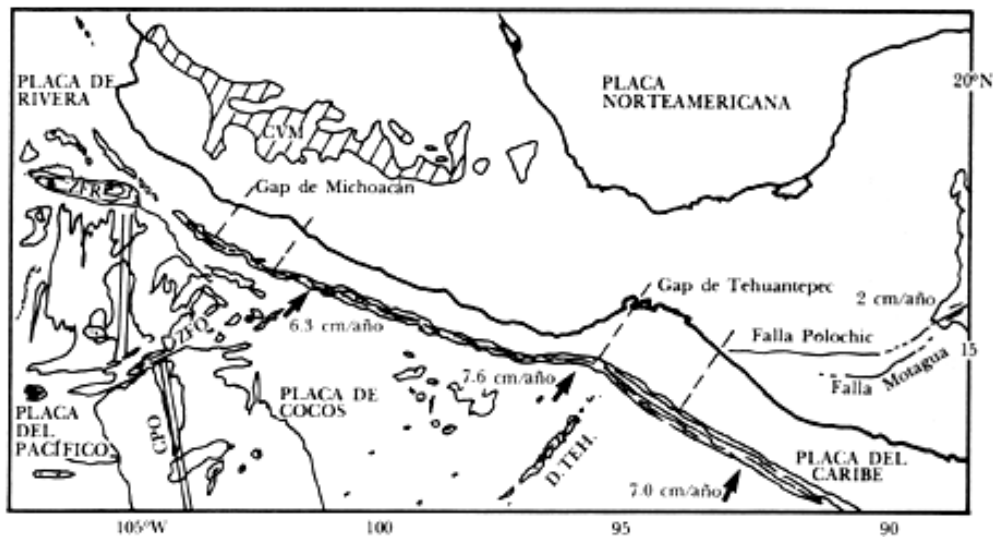


Figura 36. Zona de fractura de Orozco (ZFO), Dorsal de Tehuantepec (D. TEH), Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), gap de Michoacán (roto durante 1985), gap de Tehuantepec y fallas de Polochic y Motagua.

La máxima profundidad de la trinchera se da al sureste de Tehuantepec, y es mayor la profundidad del Moho (31), y tanto el echado como la profundidad máxima de los hipocentros aumentan también (32).

Se ha propuesto un cambio súbito en el buzamiento, tierra adentro de la placa subducida bajo México, a la altura de Pinotepa Nacional, Oaxaca; la sismicidad más profunda cambia, aparentemente, en este punto (33). Las profundidades relativamente pequeñas de la placa subducida cerca de la costa del golfo de México están aparentemente relacionadas con la ocurrencia de sismos grandes tierra adentro, como el de Huajuapán de León (1980) (34, 35 y 36) y Orizaba (1973) (37).

En muchas partes del mundo, donde existen trincheras, encontramos cadenas volcánicas paralelas a ellas, causadas por el ascenso de material fundido proveniente de la placa subducida (Figura 35), pero, en México, el eje volcánico no es paralelo a la trinchera (Figura 36) y no se sabe todavía por qué (38); su orientación puede estar relacionada con el cambio de echado de la placa subducida a profundidad. Ya que los volcanes más cercanos a la trinchera se encuentran, generalmente, sobre el punto donde la placa subducida alcanza los 110 km de profundidad (39).

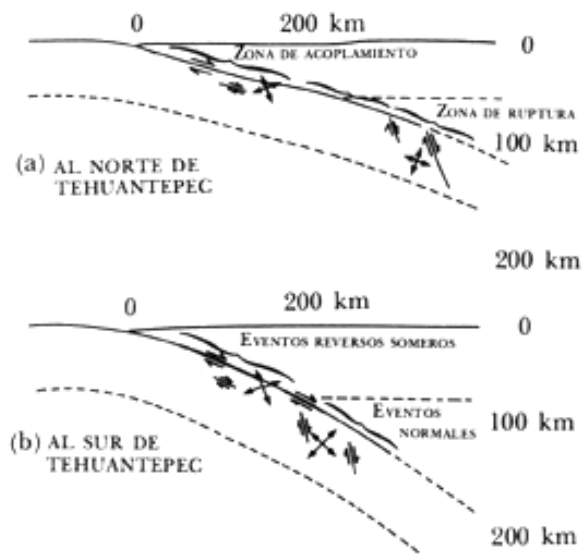


Figura 37. Distintos tipos de sismicidad a diferentes profundidades (a) al norte y (b) al sur de Tehuantepec.

La velocidad de las ondas sísmicas dentro de la placa subducida es usualmente superior a la de las partes superiores de la corteza; pero, a profundidad, la placa puede penetrar material con velocidades superiores y, puesto que la velocidad en el manto, bajo ella, es también más alta, puede actuar como guía de ondas (Figura 38). Al escapar de esta guía de ondas, la energía sísmica transmitida con poca pérdida, puede causar grandes daños a largas distancias (no se sabe aún cómo escapa la energía, pero seguramente es porque la guía de ondas se interrumpe), este efecto puede haber sido importante para explicar la gran cantidad de energía que llegó a la ciudad de México durante el sismo del 19 de septiembre de 1985 que ocurrió a 350 km de distancia, en la costa.

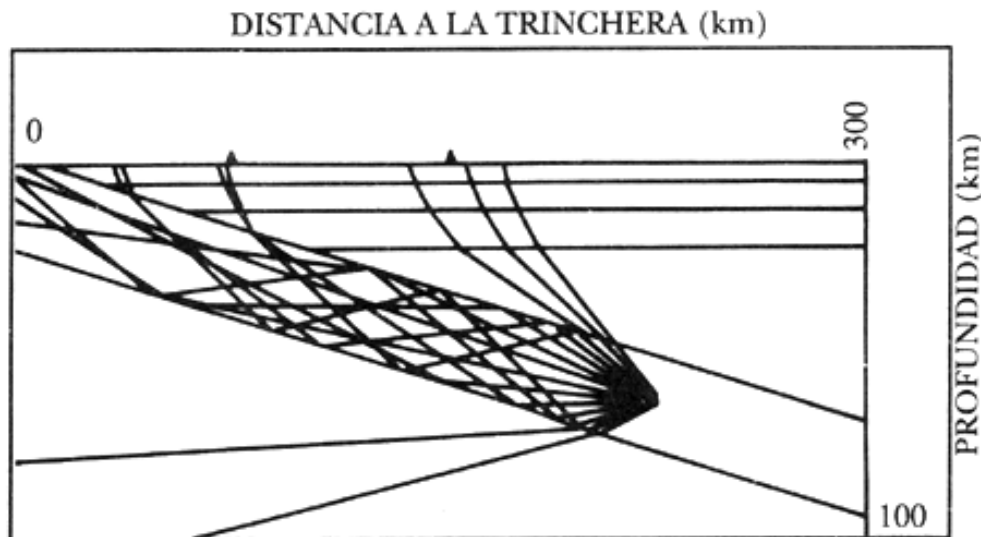


Figura 38. Rayos atrapados en la placa subducida que actúa como guía de ondas. Los rayos pueden escapar cuando su ángulo es mayor del crítico o cuando encuentran medios de menor velocidad adyacentes a la placa.

IV.2.3 *Las fallas transformadas.* Cuando el movimiento relativo entre dos placas es tal que se mueven en la misma dirección pero con sentidos diferentes, el contacto entre ellas se produce a lo largo de fallas transcurrentes. Dos ejemplos de fallas (o, más bien, sistemas de fallas) transcurrentes muy extensas son la falla de San Andreas, en California, Estados Unidos, y la Alpina, en Nueva Zelanda.

Una falla transcurrente que une zonas de subducción o dispersión se llama *falla transformada* (40). Este tipo de fallas se ilustra en la figura 39. En México existe un sistema de fallas transformadas que van desde la boca del golfo de California hasta el valle de Mexicali (Figura 34), uniendo zonas de dispersión y

presentando sismicidad, cuyos mecanismos de falla son primordialmente transcurrentes (41). Este sistema de fallas, continuación del sistema de fallas de San Andreas, es el que ha dado lugar a la creación del golfo de California, debido al movimiento de la península de Baja California y el sur de California (pertenecientes a la placa del Pacífico) rumbo al noroeste, en relación con el continente (perteneciente a la placa de Norteamérica) (16 y 17).

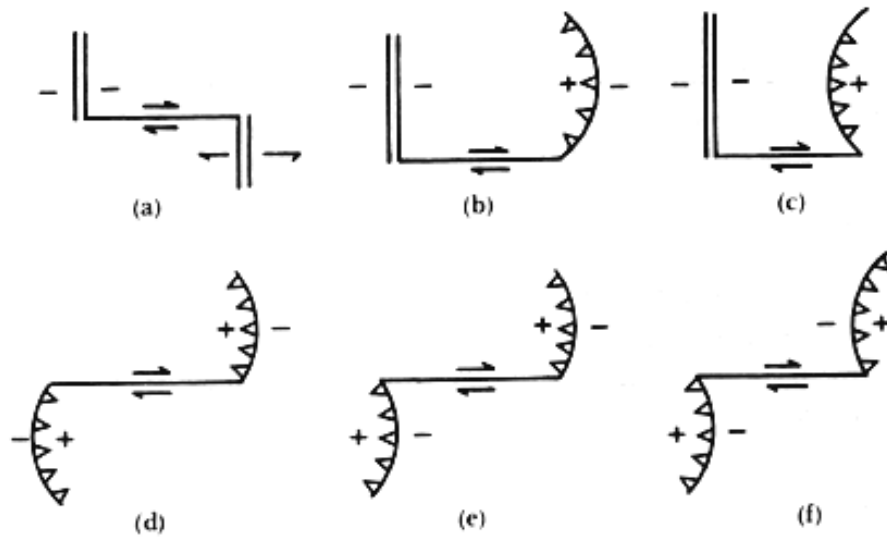


Figura 39. Posibles tipos de fallas transformadas. Las rayas paralelas representan crestas y los círculos dentados zonas de subducción, los dientes indican la dirección de subducción de la placa adyacente.

No todo el movimiento entre las placas del Pacífico y de Norteamérica se produce a través de las fallas transformadas del golfo y valle de Mexicali. Aparentemente, parte de este movimiento se está llevando a cabo a través de fallas que atraviesan la parte norte de la península, donde se encuentran las sierras de San Pedro Mártir (42). Estas fallas forman un sistema del cual las más importantes son las fallas Agua Blanca (la mejor definida), San Miguel (la más activa actualmente), Ojos Negros, Tres Hermanos, Vallecitos, y otras (Figura 40) (43 y 44).



Figura 40. Principales fallas en el norte de la península de Baja California y sur de California. Los rectángulos representan zonas de dispersión (crestas). Otras zonas de dispersión unen los extremos de las fallas de Cerro Prieto e Imperial, e Imperial y Brawley.

Algunas fallas, de este último sistema, continúan aparentemente mar adentro y a lo largo de la costa hacia

el norte (45 y 46), otras atraviesan por tierra y se continúan en el sistema de Rose Canyon en California (47).

Otras fallas (o sistemas de fallas) transformadas de México son: la falla de Tamayo (Figura 35), que separa parte de la placa de Rivera de la de Norteamérica; la falla de Rivera, que separa la placa de Rivera de la del Pacífico; algunas fallas pequeñas y la de Orozco, que unen desplazamientos de la cresta del Pacífico oriental y separan la placa de Cocos de la del Pacífico (Figura 36). Otra falla transformada que no está, actualmente, bien definida, es la que posiblemente separe las placas de Rivera y Cocos (Figura 35) (24). La zona de fallas de Orozco constituyó probablemente, la frontera entre las placas de Rivera y Cocos, y separa cortezas oceánicas cuya diferencia de edad es de dos millones de años (48).

Rozando el extremo sur de Chiapas, en Guatemala, se encuentra el sistema de fallas Chixoy-Polochic y Motagua (Figura 36), a través del cual se mueven transcurentemente las placas de Cocos y del Caribe (49). Estas fallas han sido fuente de varios sismos muy destructivos que afectaron poblaciones de México, y su actividad sísmica puede influir en la actividad de los volcanes Tacaná (situado exactamente en la frontera de México con Guatemala) y Tajumulco (22 km al sureste del Tacaná).

IV.2.4 *Puntos triples*. Existen lugares donde están en contacto tres placas, según se muestra en las figuras 34 y 36; estos lugares son llamados *puntos triples*. Estos tienden a desplazarse ("viajar") lentamente a lo largo de la frontera entre las placas, cambiando la forma de interacción entre ellas (50).

En México encontramos puntos triples en los extremos de la trinchera; al noroeste, los asociados con la placa de Rivera: Rivera-Pacífico-Norteamérica, Rivera-Pacífico-Cocos y Rivera-Norteamérica-Cocos; al sureste: Norteamérica-Cocos-Caribe. Aparentemente los sismos que ocurren cerca de los puntos triples son, generalmente, más complejos que los generados lejos de ellos (51 y 26), aunque hay excepciones, por ejemplo, en lugares donde existen posibles complicaciones tectónicas, como el área de Ometepec-Pinotepa Nacional en Oaxaca (52).

IV.2.5 *Velocidades entre placas y momento sísmico*. Como se vio en II.3, M_0 depende del área de ruptura de un terremoto, de la rigidez del terreno y del corrimiento en la falla. Por lo tanto, si conocemos M_0 y el área, podemos calcular el corrimiento de un terremoto; el que ocurre durante un tiempo dado entre dos placas separadas por una frontera sísmica, *i. e.*, la velocidad relativa entre ellas, debe ser, si despreciamos las posibles deformaciones plásticas de las rocas, aproximadamente igual a la suma de los corrimientos asociados con cada uno de los terremotos ocurridos en la frontera, conocidos como *corrimiento sísmico* (53). No todo el corrimiento entre placas genera necesariamente sismos; en algunos lugares se ha observado, y en varios otros se ha inferido, la ocurrencia de un *corrimiento asísmico* (54); la razón de corrimiento sísmico a corrimiento total es del orden de 0.32 a 0.56 para México (55), aunque en algunas áreas llega a ser del orden de 1.0 (56). Por lo tanto, la velocidad de corrimiento entre placas, determinada del corrimiento sísmico, es un límite inferior para la velocidad verdadera.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Gutenberg, B. (1951), *Internal Constitution of the Earth*. Dover Publ. Inc., EUA.
2. A. Udías (1981), *Física de la Tierra*. Ed. Alhambra, España.
3. Bullen, K. (1982), "El interior de la Tierra", en *El redescubrimiento de la Tierra*, CONACYT, México, pp. 59-70.
4. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Co., EUA.
5. Bullen, K. (1963), *An Introduction to the Theory of Seismology*. Tercera edición, Cambridge Univ. Press, G. B.
6. Udías, A. (1971), *Introducción a la sismología y estructura interna de la Tierra*. Taller del I. G. y C.,

España.

7. Cailleux, A. (1968), *Anatomía de la Tierra*. McGrawHill Book Co., Italia.
8. Colbert, E. (1982), "La vida sobre los continentes a la deriva", en *El redescubrimiento de la Tierra*. CONACYT, México.
9. Cox, A. (comp.) (1973), *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*. W. H. Freeman and Co., EUA.
10. Sullivan, W. (1974), *Continents in Motion*. McGraw-Hill Book Co., EUA.
11. Wegener, A. (1912), "Die Entstehung der Kontinente". *Geol. Rundschau*, vol. 3, pp. 276-292.
12. McKenzie, D. y Parker, R. (1967), "The North Pacific, an example of tectonics on a sphere". *Nature*, vol. 216, pp. 1276-1280.
13. Minster, J., y T. Jordan (1978), "Present-day plate motions". *J. Geophys. Res.*, vol. 83, pp. 5331-5334.
14. Cox, A., G. Dalrymple y R. Doell (1967), "Reversals of the Earth's magnetic field". *Scientific American*, vol. 216, pp. 44-54.
15. Thatcher, W., y J. Brune (1971), "Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 22, pp. 473-489.
16. Larson, R., H. Menard y S. Smith (1968), "Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting". *Science*, vol. 161, pp. 781-784.
17. Moore, D., y E. Buffington (1968), "Transform faulting and the growth of the Gulf of California since the late Pliocene". *Science*, vol. 161, pp. 1238-1241.
18. Moore, D. (1973), "Plate edge formation and crustal growth, Gulf of California structural province". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, pp. 1883-1905.
19. Albores, A., C. Reyes, J. Brune, J. González, L. Garcilazo y F. Suárez (1978), "Estudios de microsismicidad en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto", en *Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*. Lawrence Berkeley Lab., Rept. 7098, pp. 227-238.
20. Benioff, H. (1949), "Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps". *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, pp. 1837-1856.
21. Isacks, B., J. Oliver y L. Sykes (1968), "Seismology and the new global tectonics". *J. Geophys. Res.*, vol. 73, pp. 5855-5899.
22. Isacks, B., y P. Molnar (1971), "Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focalmechanism solutions of mantle earthquakes". *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 9, pp. 103-174.
23. Chael, E., y G. Stewart (1982), "Recent large earthquakes along the Middle America Trench and their implications for the subduction process". *J. Geophys. Res.*, vol. 87, pp. 329-385.
24. Eissler, H. y K. McNally (1984), "Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake". *J. Geophys. Res.*, vol. 89, pp. 4520-4530.
25. Porres, A., F. Castrejón y F. Nava (1984), "Un modelo estructural del área de la trinchera de Acapulco basado en datos de RESMAC. *Com. Tec. IIAMS, Inv. 376*.

26. Stewart, G., E. Chael y K. McNally (1981), "The November 29, 1978, Oaxaca, Mexico, earthquake: a large simple event". *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 5053-5060.
27. Havskov, J., S. Singh y D. Novelo (1982), "Geometry of the Benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico". *Geof. Int.*, vol. 21, pp. 325-330
28. LeFevre, L., y K. McNally (1985), "Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone". *J. Geophys. Res.*, vol. 90, pp. 4495-4510.
29. Ruff, L. y H. Kanamori (1980), "Seismicity and the subduction process". *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 23, pp. 240-252.
30. Klitgord, K., y J. Mammerickx (1982), "Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework". *J. Geophys. Res.*, vol. 87, pp. 6725-6750.
31. Shor, G., y R. Fisher (1961), "Middle America trench: seismic refraction studies". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 72, pp. 721-730.
32. MoInar, P., y L. Sykes, "Tectonics of the Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, pp. 1639-1684.
33. Hanus, V., y J. Vanek (1977-1978), "Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico". *Geof. Int.*, vol. 17, pp. 14-53.
34. Nava, F., V. Toledo y C. Lomnitz (1985), "Plate waves and the 1980 Huajuapán de León, Mexico, earthquake". *Tectonophysics*, vol. 112, pp. 463-492.
35. Lesage, P. (1984), "Determinación de parámetros focales del temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, del 24 de octubre de 1980, usando sismogramas sintéticos de ondas compresionales y un método de inversión linearizada". *Geof. Int.*, vol. 23, pp. 5772.
36. Yamamoto, J., Z. Jiménez y R. Mota (1984), "El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980". *Geof. Int.*, vol. 23, pp. 83-110.
37. Singh, S., y M. Wyss (1976), "Source parameters of the Orizaba earthquake of August 28, 1973". *Geof. Int.*, vol. 16, pp. 165-184.
38. Demant, A., y C. Robin (¿1975?), "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico". *Rev. Inst. Geol. UNAM*, vol. 75, pp. 70-83.
39. Tatsumi, Y. (1986), "Formation of the volcanic front in subduction zones". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 13, pp. 717-720.
40. Wilson, J. (1965), "A new class of faults and their bearing on continental drift". *Nature*, vol. 207, pp. 343-347.
41. Munguía, L., M. Reichle, C. Reyes, R. Simons y J. Brune (1977), "Aftershocks of the 8 July, 1975 Canal de las Ballenas, Gulf of California, earthquake". *Geophys. Res. Lett.*, vol. 4, pp. 507-509.
42. Lomnitz, C., C. Allen, J. Brune y W. Thatcher (1970), "Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México, resultados preliminares". *Geof. Int.*, vol. 10, pp. 37-48.
43. Nava, E., y J. Brune (1983), "Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in the northern Baja California area". *Geoph. J. R. astr. Soc.*, vol. 73, pp. 739-763.

44. Suárez, F., J. Morgan y P. Badin (1984), "Reconocimiento geológico-geofísico del sector norte de la falla de Vallecitos, Baja California Norte, en *Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium*. Malpica, V., S. Celis, J. Guerrero-García y L. Ortlieb (comps.), Inst. Geol. UNAM, México, pp. 341-346.
45. Legg, M., y M. Kennedy (1979), "Faulting offshore San Diego and northern Baja California, en *Earthquakes and Other Perils San Diego Region*. Abbot y Elliot (comps.), Fidelity Printing, S. D., pp. 29-46.
46. Rebollar, C. (1985), "Source parameters of the Ensenada Bay earthquake swarm, Baja California, Mexico". *Can. J. Earth Sci.*, vol. 22, pp. 126-132.
47. Simons, R. (1977), "Seismicity of San Diego, 1934-1974". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 67, pp. 809-826.
48. Mammerickx, J., y K. Klitgord (1982), "Northern East Pacific Rise: Evolution from 25my B. P. to the present". *J. Geophys. Res.*, vol. 87, pp. 4949-4959.
49. White, R. (1985), "The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixo-Polochic fault". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 75, pp. 455-473.
50. McKenzie, D., y J. Morgan (1969), "Evolution of triple junctions". *Nature*, vol. 224, pp. 125-133.
51. Chael, E., y G. Stewart (1982), "Recent large earthquakes along the Middle America trench and their implications for the subduction process". *J. Geophys. Res.*, vol. 87, pp. 329-338.
52. Beroza, G., J. Rial y K. McNally (1984), "Source mechanism of the June 7, 1982, Ometepe, Mexico, earthquake". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 11, pp. 689-692.
53. Brune, J. (1968), "Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones". *J. Geophys. Res.*, vol. 73, pp. 777-784.
54. Thatcher, W. (1974), "Strain release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake". *Science*, vol. 184, pp. 1283-1285.
55. Sykes, L., y R. Quittmeyer (1981), "Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries, en *Earthquake Prediction: an International Review*, Simpson, D. y Richards, P. (comps.), Am. Geophys. Union, EUA, pp. 217-247.
56. McNally, K., y B. Minster (1981). "Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench". *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 4949-4959.



V. INTENSIDAD Y MAGNITUD

EXISTEN DOS medidas principales para determinar el "tamaño" de un sismo: la *intensidad* y la *magnitud*, ambas expresadas en grados. Aunque a menudo son confundidas, expresan propiedades muy diferentes, como veremos a continuación.

V. 1 INTENSIDAD

La intensidad es una medida de los efectos causados por un sismo en un lugar determinado de la superficie terrestre. En ese lugar, un sismo pequeño pero muy cercano puede causar alarma y grandes daños, en cuyo caso decimos que su intensidad es grande; en cambio un sismo muy grande pero muy lejano puede apenas ser sentido ahí y su intensidad, *en ese lugar*, será pequeña.

Cuando se habla de la intensidad de un sismo, sin indicar dónde fue medida, ésta representa (usualmente) la correspondiente al área de mayor intensidad observada (*área pleistocista*).

Una de las primeras escalas de intensidades es la de Rossi-Forel (de 10 grados), propuesta en 1883. En la actualidad existen varias escalas de intensidades, usadas en distintos países, por ejemplo, la escala MSK (de 12 grados) usada en Europa occidental desde 1964 y adoptada hace poco en la Unión Soviética (donde se usaba la escala semiinstrumental GEOFIAN), la escala JMA (de 7 grados) usada en Japón, etc. Las escalas MM y MSK (propuesta como estándar internacional) resultan en valores parecidos entre sí (1 y 2).

La escala más común en América es la escala modificada de Mercalli (mm) que data de 1931. Ésta, detallada en el Apéndice, va del grado I (detectado sólo con instrumentos) hasta el grado XII (destrucción total), y corresponde a daños leves hasta el grado V. Como la intensidad varía de punto a punto, las evaluaciones en un lugar dado constituyen, generalmente, un promedio; por eso se acostumbra hablar solamente de grados enteros.

Es común representar en un mapa los efectos de un sismo mediante curvas, llamadas *isosistas*, que representan los lugares donde se sintió la misma intensidad. La figura 41 nos muestra un mapa isosístico de los efectos de un sismo ocurrido en Guerrero, cerca de la frontera con Oaxaca, el 26 de agosto de 1959 (3). Generalmente se observan las mayores intensidades cerca de la zona epicentral; aunque, a veces, pueden existir factores, como condiciones particulares del terreno, efectos de guías de ondas, etc. (discutidos más adelante), que ocasionen que un sismo cause mayores daños a distancias lejanas del epicentro. Otro factor que hace que la región pleistocista no coincida con la epicentral, es que pueden reportarse las mayores intensidades en otros sitios; donde, debido a la concentración de población, un terremoto causará más daños (o al menos serán reportados más daños) que en una región comparativa o totalmente deshabitada.

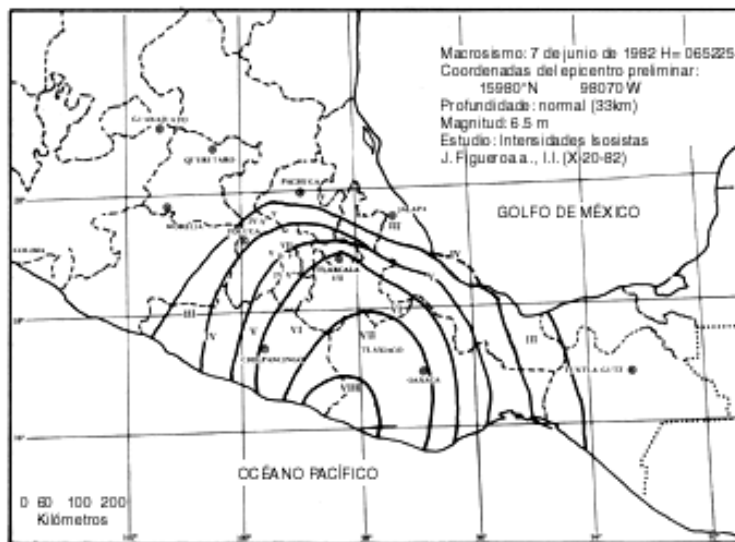


Figura 41. Intensidades e isosistas.

Cuando una falla se propaga *i. e.*, crece, preferentemente, en una dirección determinada, puede producir mayores intensidades en sitios situados a lo largo de esa dirección que a lo largo de otras. Este efecto se conoce con el nombre de *directividad* (4 y 5), y es uno de los factores que hacen que las isosistas no formen círculos concéntricos.

Como las intensidades son medidas de daños, y éstos están muy relacionados con las aceleraciones máximas causadas por las ondas sísmicas, es posible relacionarlos aproximadamente. Una de tantas relaciones es (6):

$$\log a \text{ (cm/s}^2\text{)} = I/3 - 1/2,$$

donde I es la intensidad. Esta relación nos dice que una intensidad de XI (11.0) corresponde a aceleraciones del orden de $1468 \text{ cm/s}^2 = 1.5 \text{ g}$ ($g = 980 \text{ cm/s}^2$ es la aceleración de la gravedad en la superficie terrestre), una intensidad de IX corresponde a 0.7 g , y una de VII a 0.07 g . Aparentemente la aceleración mínima que percibe el ser humano es del orden de 0.001 g , correspondiente a la intensidad II.

V.2 MAGNITUDES Y ENERGÍA

C. Richter definió, en 1935, el concepto de "magnitud" pensando en un parámetro que describiera, de alguna manera, la energía sísmica liberada por un terremoto (6). *La magnitud de Richter o magnitud local*, indicada usualmente por M_L está definida como el logaritmo (base 10) de la máxima amplitud (A_{max} , medida en cm) observada en un sismógrafo Wood-Anderson estándar (un sismógrafo de péndulo horizontal muy sencillo), menos una corrección por la distancia (D) entre el epicentro y el lugar de registro, correspondiente al logaritmo de la amplitud (A_0) que debe tener, a esa distancia, un sismo de magnitud cero (6):

$$M_L = \log (A_{max}) - \log A_0 (D).$$

Richter definió esta magnitud tomando como base las características de California, Estados Unidos (por lo que no es necesariamente aplicable a cualquier parte del mundo), y para distancias menores de 600 km (de aquí su nombre de "local").

Otra escala de magnitudes, muy usada para determinar magnitudes de sismos locales, es la escala basada en la longitud de la coda de los sismos (7). Es también logarítmica y se designa, usualmente, por M_c ; es una escala muy estable, pues los valores obtenidos dependen menos que M_L de factores como el azimut entre fuente y receptor, distancia y geología del lugar, que causan gran dispersión en los valores de ésta.

Para cuantificar los sismos lejanos se utilizan comúnmente dos escalas: *la magnitud de ondas de cuerpo mb* y *la magnitud de ondas superficiales* M_s o M . En varias partes del mundo se utilizan diferentes definiciones de estas magnitudes; casi todas ellas están basadas en el logaritmo de la amplitud del desplazamiento del terreno (la amplitud leída en el sismograma se divide entre la amplificación del sismógrafo para la frecuencia predominante de la onda correspondiente) corregida por factores que dependen de la distancia (a veces también de la región epicentral) y de la profundidad hipocentral, así como del periodo de las ondas observadas (8, 9, 10 y 11).

No es raro que los medios de información añadan (de su cosecha) las palabras "de Richter" a cualquier valor de magnitud del que estén informando. Sin embargo es muy probable, sobre todo para sismos muy grandes y/o lejanos, que sea alguna otra la magnitud medida. La magnitud de Richter tiene dos problemas graves: un sismo grande *satura* los sismógrafos cercanos a él (es decir, produce ondas mayores de las que los aparatos pueden registrar, resultando en registros que aparecen truncados), de manera que no podemos saber cuánto vale el desplazamiento máximo. Es común que los sismógrafos no saturados se hallen fuera del rango de los 600 km para el cual es válida la definición de M_L . Sin embargo, es factible obtener una estimación de M_L a partir de registros de acelerógrafos o de sismógrafos de gran rango dinámico, construyendo un sismograma pseudo-Wood-Anderson, mediante técnicas de filtrado y procesamiento digital (12 y 13).

Otro problema es que, como vimos antes, la ruptura asociada con un sismo grande dura bastante tiempo y radia energía durante todo este tiempo; por lo tanto, como esta definición de magnitud se refiere solamente a una característica momentánea del sismograma, leída además en un instrumento de periodo corto, resulta que no puede distinguir entre un sismo que genere un pulso de una amplitud determinada y otro que produzca varios pulsos de la misma amplitud. Este efecto es conocido como *saturación* (también) de la magnitud, y hace que la magnitud de Richter sea confiable sólo para sismos menores del grado 7.

Este problema de la saturación de la magnitud se aplica también a los otros tipos de magnitudes mencionados: m_b , que es leída también para periodos cortos, se satura alrededor del grado 7; M_s , que es determinada de ondas de alrededor de 20s, se satura para grados mayores de 8.3 (14). En general, cualquier medida de magnitud se satura cuando el periodo dominante de las ondas observadas es menor que el tiempo de ruptura de la fuente sísmica. Para evitar este efecto han sido utilizadas escalas de magnitud basadas en medidas a periodos mucho más largos (15), y actualmente es común utilizar *la magnitud de momento* M_w (16), cuyo valor se calcula a partir del logaritmo del momento sísmico M_0 como:

$$M_w = 2/3 \text{ Log } M_0 - 10.7,$$

el cual representa, en teoría, las frecuencias más bajas (14).

Por lo tanto, cada medida de magnitud evalúa un sismo a través de una "ventana" distinta de frecuencias. M_L y m_b valoran los pulsos de periodo corto, relacionados con la caída de esfuerzos y los detalles de la historia de la ruptura; M_S mide periodos intermedios y depende, por lo tanto, de tendencias en la historia de ruptura, también depende fuertemente de la profundidad de la fuente; M_w y otras medidas de periodo largo miden las características promediadas de la fuente y se relacionan con las dimensiones y tiempos totales de la ruptura sísmica. Las particularidades de los sismos, observadas a través de las magnitudes, varían de lugar a lugar; por ejemplo, los que ocurren en las sierras peninsulares, en el norte de Baja California, presentan valores más pequeños de M_S , para un sismo de m_b dada, que los sismos que ocurren en el valle de Mexicali; esto puede indicar que los esfuerzos en el terreno son menores en el valle de Mexicali, donde existe una espesa capa de sedimentos y altas temperaturas asociadas con los centros de dispersión (17 y 18).

La comparación entre m_b y M_S para un sismo dado permite distinguir también sismos tectónicos de explosiones. La razón M_s/m_b es siempre menor para sismos tectónicos que para explosiones, debido a la diferencia en los procesos de excitación de ondas y a la relativamente menor dimensión de las fuentes

explosivas (1 l).

Aunque, como vimos arriba, las isosistas en general no forman círculos, existen varias relaciones aproximadas entre la magnitud de un sismo y su intensidad a cierta distancia de la fuente. Como ejemplo presentamos una apropiada para los sismos someros en México (19):

$$I = 8.16 + 1.45 M - 2.46 \log R,$$

donde R es la distancia (en km) de la fuente al punto de observación.

Existen varias fórmulas que relacionan la magnitud de un sismo con su energía; diferentes fórmulas son aplicables a los sismos en diferentes lugares o suelos. Un ejemplo de la relación magnitud/ energía radiada, propuesto por Gutenberg y Richter (6), es:

$$\log E_s(\text{ergs}) = 11.4 + 1.5 M.$$

Puede usarse M para sismos pequeños a intermedios, pero para grandes es más apropiada M_w (16).

Como ejemplos de energías radiadas podemos mencionar los sismos de Michoacán de 1985 ($M_w = 8.1$) con $E_s = 3.8 \times 10^{23}$ ergs, y de Chile 1960 ($M_w = 9.5$) con $E_s = 4.5 \times 10^{25}$ ergs; mientras que los sismos medianos o pequeños, con magnitudes $M = 5$ y $M = 3$ generan 7.9×10^{18} y 7.5×10^{15} ergs, respectivamente. De aquí podemos ver que la energía liberada por los sismos medianos y pequeños es mucho menor que la liberada por los grandes (requeriríamos de 33 millones de sismos de magnitud 3, o 31 000 de magnitud 5 para liberar la energía correspondiente a uno de magnitud 8.0); por lo tanto, la ocurrencia de sismos pequeños no sirve como válvula de escape para la energía de deformación que dará lugar a sismos grandes.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Berlin, G. (1980), *Earthquakes and the Urban Environment*. CRC Press, EUA.
2. Mayer-Rosa, D. (1986), *Tremblements de terre. Origine, risque et aide*. Comisión Suiza de la UNESCO y Comisión Suiza de Geofísica.
3. Figueroa, J. (1963), "Isosistas de macrosismos mexicanos". *Ingeniería*, vol. 33, pp. 45-68.
4. Ben Menahem, A. (1961), "Radiation patterns of seismic surface waves from finite moving sources". *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, vol. 51, pp. 401-435.
5. Brune, J. (1976), "The physics of earthquake strong motion", en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, Lomnitz, C. and Rosenblueth, E. (compiladores), Elsevier Scient. Publ. Co., Países Bajos, pp. 141-177.
6. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman y Co., EUA.
7. Lee, W., R. Bennett y K. Meagher (1972), *A Method for Estimating Magnitude of Earthquakes from Signal Duration*. USGS, reporte de archivo abierto núm. 28.
8. Gutenberg, B. (1945), "Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 35, pp. 3-12.
9. Gutenberg, B., y C. Richter (1956), "Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 46, pp. 105-145.
10. Vanek, J., A. Zápotek, V. Kárník, N. Kondorskaya, Yu. Rizmichenko, E. Savarensky, S. Solov'yov y

N. Shebalin (1962), "Uniformación de las escalas de magnitud". *Izvestiya Akad. Nauk URSS, Ser Geofiz.*, vol. 2, pp. 153-158.

11. Marshall, P., y P. Basham (1972), "Discrimination between earthquakes and explosions employing an improved M_s scale". *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.*, vol. 28, pp. 431-438.

12. Kanamori, H., y P. Jennings (1978), "Determination of local magnitude M from strong-motion accelerograms". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 68, pp. 471-485.

13. Nava, F. (1986), "Digital ML determination". Trabajo puesto a consideración.

14. Hanks, I., y H. Kanamori (1979), "A moment magnitude scale". *J. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 2348-2350.

15. Brune, J., y C. King (1967), "Excitation of mantle Rayleigh waves of period 100s as a function of magnitude". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 57, pp. 1355-1365.

16. Kanamori, H. (1977), "The energy release in great earthquakes". *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 1981-1987.

17. Thatcher, W. (1972), "Regional variations of seismic source parameters in the Northern Baja California area". *J. Geophys. Res.*, vol. 77, pp. 1549-1565.

18. Nava, F., y J. Brune (1983), "Source mechanism and surface wave excitation for two earthquakes in the northern Baja California area". *Geoph. J. R. astr. Soc.*, vol. 73, pp. 739-763.

19. Esteva, L., y E. Rosenblueth (1964), "Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes". *Bol. Soc. Mex. Ing. Sis.*, vol. 2, pp. 1-18.



VI. SISMICIDAD Y RIESGO SÍSMICO

VARIAS NACIONES se encuentran dispuestas a gastar fuertes sumas en mantener redes sísmicas extensas, densas y complejas para poder observar, localizar, caracterizar y dar informes sobre la mayor cantidad posible de sismos. ¿Por qué? Una muy buena razón es que conocer la sismicidad (*i. e.*, la ocurrencia y distribución de los sismos) permite, además de estudiar los procesos tectónicos, evaluar probabilidades para la ocurrencia de sismos. En este aspecto de la sismología, la correcta aplicación de técnicas estadísticas sirve, no sólo para determinar modelos apropiados a los datos, que permitan el cálculo de probabilidades, sino además para evaluar la aplicabilidad de los modelos empleados y la confiabilidad de las probabilidades calculadas y de los mismos datos.

VI. 1 CATÁLOGOS

Una recopilación de datos acerca de los sismos que incluya tiempo y fecha de ocurrencia, localización (epi o hipocentro, región donde ocurrió), tamaño (magnitudes y/o intensidades), descripción más o menos somera de los daños causados, tiempos de arribo a las estaciones observadas, y algunos otros datos pertinentes, es llamada *catálogo*. Actualmente casi todos los observatorios o redes sismológicas publican catálogos; y existen también catálogos, algunos muy antiguos, que contienen datos (recopilados a veces a partir de otros catálogos) de regiones determinadas. Como la sismología es una ciencia relativamente nueva, la mayor parte de los catálogos, llamados instrumentales porque están basados principalmente en observaciones de sismógrafos, no se remontan más que a algunas decenas de años. Sin embargo, existen catálogos descriptivos muy antiguos; en China se tiene una historia sísmica que comienza en el siglo XII a.C. (1), y algunos catálogos japoneses se remontan hasta el año 599 de nuestra era (2).

Un problema grave de los catálogos antiguos consiste en que es necesario corregirlos, debido a varios factores: población de la época, exageraciones, errores de transcripción (rara vez se encuentra la versión original), pérdida de partes, cambios en las regiones muestreadas, etc. (1). Sin embargo, la aplicación de técnicas estadísticas muy refinadas permite aprovechar gran parte de la información antigua (3).

En México tenemos muy pocos datos acerca de los sismos que ocurrieron antes de 1910, cuando se fundó el Servicio Sismológico Nacional. Relaciones en documentos antiguos y en las *Crónicas de Indias* permiten conocer algunos datos de sismos que se remontan hasta el siglo XV, y hay datos y boletines sísmicos editados por los operadores de la red de telégrafos a finales del siglo pasado (4). Posiblemente estudios antropológicos y arqueológicos, así como paleogeológicos, permitan extender al pasado un poco más los catálogos.

El afán de tener catálogos lo más extensos posible va más allá de la mera curiosidad científica; los grandes terremotos ($M \geq 7.5 - 8$), que son los que encierran más interés, tienen tiempos de recurrencia del orden de varias décadas: 27 a 117 años en el caso de sismos $M \geq 8$ en las márgenes de subducción del Pacífico (5), y de 33 ± 8 años, para los $M_s \geq 7.5$ en la trinchera mesoamericana (6), de manera que es imposible determinar si existen periodicidades en su ocurrencia y cuáles son sus variaciones si no podemos estudiar varios ciclos completos.

VI. 1.1 *Estadística global*. Los primeros estudios estadísticos de sismicidad fueron hechos por Gutenberg y Richter en 1954 (7). Ambos estudiaron los datos disponibles de todas las regiones de la Tierra y encontraron que el número N de sismos mayores de una magnitud M , que ocurren en un tiempo determinado, es función de la magnitud:

$$\log N = a - bM,$$

donde a es una constante que depende del tiempo de muestreo y b tiene valores característicos para distintas regiones de la Tierra. Esta fórmula, conocida como "Relación de Gutenberg-Richter" o "Relación

G-R", nos dice que, si en un tiempo determinado ocurren, digamos, 10 000 sismos de magnitud 3, en el mismo tiempo ocurrirán 900 de magnitud 4 y 81 de magnitud 5, de manera que la razón del número de sismos de cualquier magnitud, entre el de la magnitud inmediata, siempre será constante.

Si hacemos una gráfica del logaritmo del número de sismos contra la magnitud, la relación de Gutenberg y Richter es una recta como la que se muestra en la figura 42. Sin embargo, vemos en ella que los puntos que representan las observaciones no se ajustan a ésta en el caso de magnitudes muy pequeñas o muy grandes. Este fenómeno puede deberse, al menos parcialmente, a fallas en el muestreo: los sismos muy pequeños no se alcanzan a registrar en un número suficiente de estaciones, y por lo tanto no son localizados ni reportados; mientras que los sismos muy grandes ocurren tan raramente, que los tiempos de muestreo no son significativos, y si se hubiera muestreado un tiempo mucho más largo, los datos referidos a las grandes magnitudes sí se ajustarían a la recta. Aparentemente la explicación acerca de los sismos pequeños es correcta; pero parece que, además del efecto de tiempos de muestreo cortos, y corrigiendo el posible efecto de saturación de las magnitudes, existe un tope superior para el tamaño de los sismos, debido a la cantidad de esfuerzo que puede soportar el material terrestre y a las dimensiones propias de los continentes (8).

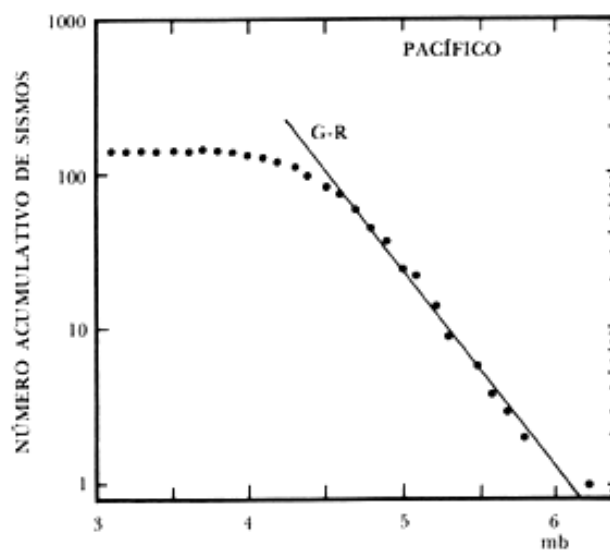


Figura 42. Número acumulado de sismos para toda la región del Pacífico. La línea recta representa la relación G-R.

Otras características importantes, de tipo estadístico, de la sismicidad global son las siguientes: la probabilidad de ocurrencia de un sismo de una magnitud dada es constante en el tiempo, es decir, no depende de que acaben de producirse grandes sismos, o de que haga mucho que no ocurran; los intervalos pequeños entre los sismos son más probables que los largos; la probabilidad de que se den en forma simultánea es muy pequeña. La distribución estadística (esto es, el porcentaje de veces que ocurre cada uno de los posibles resultados de un proceso, cuando se ha observado un número muy grande de realizaciones del mismo) que corresponde a estas características se llama *distribución de Poisson* (9).

VI.1.2 *Estadísticas regional y local.* Sin embargo, sabemos que la probabilidad de ocurrencia de un sismo no es igual en todas las regiones de la Tierra; existen zonas donde ocurren muchísimos sismos y otras asísmicas. La probabilidad de ocurrencia de un sismo en México es mayor que la de uno en Australia, por ejemplo. La relación número de sismos contra magnitud es distinta de una región a otra. Aunque en muchas de ellas se considera que puede ser adecuadamente representada por una relación como la global, aparentemente en otras, como México, la relación presenta magnitudes "favoritas", esto es, que son más frecuentes de lo que predice una relación como la global, y que aparecen en la figura 43, que representa la sismicidad en México, como un "chipote" por encima de la recta de Gutenberg y Richter (10).

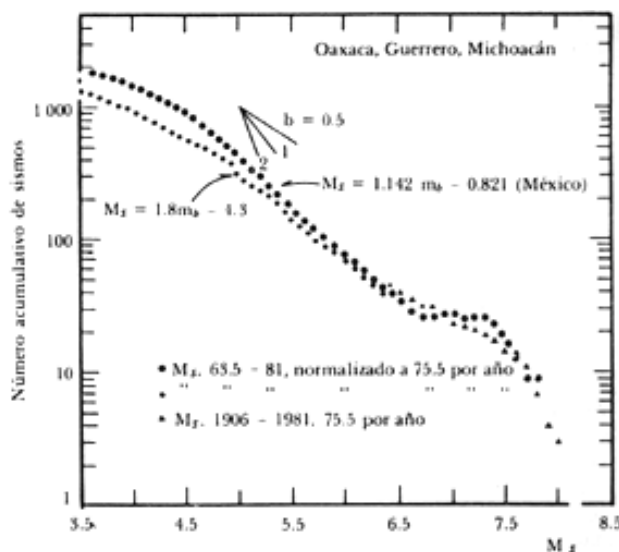


Figura 43. Número acumulado de sismos para la región de la Trinchera Mesoamericana que comprende Oaxaca, Guerrero y Michoacán. Nótese el "chipote" en las magnitudes de 7.0 a 7.4.

Si ahora, en vez de estudiar una región tan grande como un país completo nos fijamos en una zona determinada, digamos Michoacán, vemos que ya no se aplican las observaciones estadísticas globales o regionales. La ocurrencia de un sismo grande en un lugar sí cambia las probabilidades de ocurrencia de otros sismos; un caso claro es el de la ocurrencia de réplicas, que son indefectiblemente observadas tras un sismo grande. Para un punto particular, sobre todo si se encuentra cercano a una falla o zona sísmica activa, no es apropiado un modelo estadístico como el de Poisson; el proceso que adoptemos para modelar la sismicidad del lugar debe "tener memoria", *i. e.*, ser causal (depender de lo que haya pasado antes) (11 y 12). La estadística nos dice que la suma de muchos procesos causales se comporta como un sistema de Poisson (2); es por esto que la distribución de la sismicidad global de la Tierra, la suma de todas las zonas sísmicas, es la de Poisson (1).

Si pudiéramos conocer cada uno de los factores que influyen en la sismicidad y describir cada punto del terreno, cada ruptura, cada roca, etc., entonces podríamos describir de manera analítica el proceso sísmico y predecir la ocurrencia de los terremotos como la de los eclipses. Desgraciadamente el número de parámetros es tan enorme que no podemos llegar a una descripción exacta; sin embargo, podemos aprovechar las propiedades estadísticas para evaluar probabilidades, aun en el caso de sistemas pequeños como una zona sísmica particular. Aquí el problema es de nuevo el de la falta de datos, pues si bien los catálogos de la sismicidad de todo el país contienen un número grande de datos, los referentes a una zona en particular son pocos. Es necesario instrumentar adecuadamente las zonas sísmicas de México (y del mundo) para poder contar con un número mayor de observaciones que permitan obtener resultados estadísticamente confiables.

VI.1.3 Peligro potencial sísmico. Éste referido a un lugar determinado de la Tierra, es la probabilidad de que, en algún lugar de su entorno y dentro de un intervalo de tiempo determinado, ocurra un sismo que produzca un efecto determinado en ese lugar (comúnmente, una aceleración dada). Usualmente no se toman en cuenta, para el cálculo del peligro potencial sísmico, los posibles efectos de amplificación local, directividad, etc., que puedan modificar los efectos esperados en un terreno estándar.

Así, el peligro potencial sísmico será muy grande en un lugar rodeado de fallas activas, o muy cercano a ellas (como, por ejemplo, Yakutat, en Alaska) y muy pequeño en los lugares lejanos de regiones sismogénicas, independientemente de que éstos se hallen habitados o no.

Son claves esenciales para la evaluación del peligro potencial sísmico la correcta evaluación de la probabilidad de ocurrencia de sismos [la probabilidad de ocurrencia de un sismo de determinada magnitud, en un tiempo dado, se llama *riesgo de sismo* (2); y es distinto del riesgo sísmico definido más adelante] en

las posibles fuentes situadas alrededor de un lugar determinado; lo cual requiere, naturalmente, poderlas identificar como tales. Aquí, de nuevo, son de gran utilidad otras ciencias afines a la sismología, como la geología (13 y 14), los métodos eléctricos (resistividad, magnetismo, gravimetría, etc.) que permitan localizar posibles fallas sismogénicas. De nuevo resulta esencial contar con catálogos que permitan evaluar las probabilidades, y que sean aplicables varios de los métodos usados para la predicción que serán discutidos más adelante.

VI.2 RIESGO SÍSMICO

Se llama *riesgo sísmico* a la probabilidad de ocurrencia, dentro de un plazo dado, de un sismo que cause, en un lugar determinado, cierto efecto *definido como pérdidas o daños determinados*.

En el riesgo influyen el peligro potencial sísmico, los posibles efectos locales de amplificación, directividad, etc., la vulnerabilidad de las construcciones (e instituciones) y las pérdidas posibles (en vidas y bienes) (15).

El riesgo sísmico depende fuertemente de la cantidad y tipo de asentamientos humanos localizados en el lugar. Aunque el peligro potencial sísmico es muy alto en Yakutat, el riesgo sísmico es pequeño porque es una región con relativamente pocos habitantes; por otro lado, el potencial sísmico no es tan grande en Managua (porque allí los sismos no son tan grandes) pero la cantidad de personas que viven allí, la cercanía a las fallas (16), y el tipo de construcción, hacen que el riesgo sísmico sea muy grande; esto es claro al comparar el número de víctimas, para uno y otro lugar, mostrados en la introducción.

El riesgo sísmico en la ciudad de México varía muchísimo de lugar a lugar; es grande en la zona centro, construida sobre sedimentos lacustres, donde el efecto local de amplificación de ondas de periodos del orden de 2s, derribó gran cantidad de construcciones durante el sismo del 19 de septiembre de 1985, y es pequeña en zonas como el Pedregal de San Ángel, donde las construcciones, de buena calidad generalmente, están asentadas sobre roca o sedimentos muy bien compactados (17). Sin embargo, el peligro potencial sísmico de esta ciudad no es muy grande, ya que se encuentra alejada de las regiones donde se producen los grandes terremotos.

VI.2.1 *Efectos locales*. Hemos mencionado arriba la influencia de efectos locales; ahora veremos, someramente, en qué consisten. El efecto local más común es el de amplificación de las ondas sísmicas; cuando una onda sísmica pasa de un medio a otro con diferentes propiedades elásticas, su energía se divide, en general, en ondas transmitidas y reflejadas, cuya amplitud depende del ángulo con el cual llegó la onda incidente y de la diferencia entre las propiedades elásticas de los medios. Si una onda pasa de cierto medio a otro con menor rigidez, podrá producir, con la misma energía, ondas de mayor amplitud, pues cuesta menos trabajo deformar el nuevo medio; esto es lo que pasa cuando una onda pasa de roca sólida a sedimentos poco consolidados (18 y 19).

Otro efecto observado en sedimentos del tipo de arenas o arcillas es el de *licuefacción*, que hace que el terreno fluya como si fuera un líquido (20). Esto es obviamente fatal para las construcciones asentadas sobre este tipo de suelos.

La forma del basamento en los valles puede hacer efecto de lente, enfocando las ondas sísmicas en determinados puntos o líneas llamados *cáusticas*, a donde llegará, por lo tanto, gran cantidad de energía, y pueden presentarse otros efectos de amplificación debidos a la topografía o a una composición compleja del suelo (21 y 22).

Finalmente en lugares donde hay sedimentos confinados, como en los valles, si la alimentación de energía sísmica se prolonga durante un tiempo largo (del orden de minutos), con ondas de periodo cercano al de los modos propios de los sedimentos, éstos pueden comenzar a *resonar*, es decir, vibrar en sus modos propios, de manera que el movimiento aumenta cada vez más, como un columpio al que empujamos siguiendo el ritmo de sus oscilaciones (23). Éste es uno de los efectos que causaron grandes daños en la ciudad de México en septiembre de 1985. El efecto de resonancia a 2s es claro en los acelerogramas

obtenidos por el Instituto de Ingeniería de la UNAM, en diferentes partes del valle de México; la figura 44 muestra un aspecto de las aceleraciones registrado en la Ciudad Universitaria (a), fuera de la zona de daños, y el obtenido en el edificio de SCT (b) que resultó dañado por el sismo (24).

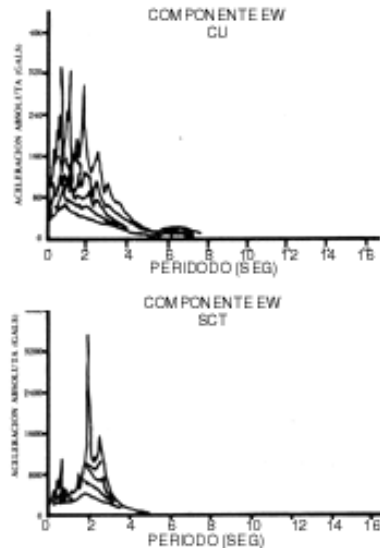


Figura 44. Espectros de la aceleración en dos sitios del valle de México.

Para el cálculo del riesgo es necesario tomar en cuenta no sólo el tamaño de los posibles sismos, sino también sus posibles funciones de fuente, pues los efectos sobre los edificios pueden variar dependiendo de la duración y del contenido de frecuencias de las ondas (25); ésta es una de las causas por la que otros sismos grandes no han sido tan destructivos para los edificios de la ciudad de México.

El cálculo del riesgo sísmico es un factor importante para la planeación de construcciones, especialmente hospitales, escuelas, plantas nucleares, etc., situadas en regiones sísmicas. Aunque es posible construir edificios que resistan cualquier tipo de sismo, generalmente no es costeable hacerlo, particularmente en países subdesarrollados. Los planeadores se encuentran ante disyuntivas como la siguiente: ¿qué es mejor, construir 10 escuelas para las cuales el riesgo de que ocurra un sismo que alcance la aceleración de diseño durante los próximos 10 años sea de 0.1%, o una sola escuela para la cual el riesgo sea de 0.001 %? ¿Es mejor permanecer inculto que exponerse al riesgo de 0.1%? ¿Si no se va a la escuela, está uno a salvo del riesgo?

Obviamente es imposible evitar todo riesgo, pero generalmente es posible adoptar uno razonable (26) a cambio de gozar los beneficios de contar con escuelas, hospitales y otras construcciones que reportan beneficios al individuo y a la sociedad.

VI.2.2 Zonificación. Determinar en un país o una región las zonas de alto y bajo riesgo sísmico según las condiciones locales (cercanía a fallas activas, peligro sísmico en ellas, efectos de la estructura local del suelo, etc.) que afectarían a una construcción tipo (lo que permite definir el riesgo a partir de una aceleración, en general horizontal, llamada *aceleración de diseño*), se llama *zonificación* (27), y es de gran utilidad para la elaboración y aplicación de códigos de construcción.

Cuando la zonificación se hace con gran detalle, como el necesario para describir el riesgo sísmico de las distintas partes de la ciudad de México, se llama *microzonificación*.

Generalmente los valores de peligro potencial y riesgo sísmicos, reflejados en la zonificación, se consideran invariantes en el tiempo; por lo que son apropiados como base para tomar medidas preventivas permanentes, como códigos de construcción (28).

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Lee, W., y D. Brillinger (1979), "On Chinese earthquake history An attempt to model an incomplete

data set by point process analysis". *Pageoph*, vol. 117, pp. 1229-1257.

2. Lomnitz, C. (1974), *Global Tectonics and Earthquake Risk*. Elsevier Publish. Co.

3. Kijko, A., y M. Sellevol (1986), "Bayesian estimation of seismic parameters for extreme historical and incomplete instrumental data". *Seismological Observatory*, University of Bergen, Norway, Seismo-series núm. 7.

4. Espíndola, J., y Z. Jiménez (1984), *Terremotos y ondas sísmicas*, Cuadernos del Inst. Geofis. / 1, UNAM, México.

5. Rikitake, T. (1976), "Recurrence of great earthquakes at subduction zones". *Tectonophysics*, vol. 35, pp. 355-362.

6. McNally, K. (1981), "Plate subduction and prediction of earthquakes along the Middle American Trench", en *Earthquake Prediction - An international Review*, Simpson, D., y P. Richards (comps.), *Maurice Ewing Ser. 4*, Amer. Geophys. Union, EUA, pp. 63-72.

7. Gutenberg B., y C. Richter (1954), *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton Univ. Press.

8. Wyss, M. (1979), "Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions". *Geology*, vol. 7, pp. 336-340.

9. Gnedenko, B. (1969), *The Theory of Probability*. Mir Publ., URSS.

10. Singh, S., M. Rodríguez y L. Esteva (1983), "Statistics of small earthquakes and frequency of occurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone". *Bull. Seis. Soc. Amer.*, vol. 73, pp. 1779-1796.

11. Esteva, L. (1976), "Seismicity", en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (comps.), Elsevier Sc. Publ. Co., pp. 179-224.

12. Hagiwara, Y. (1974), "Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain". *Tectonophysics*, vol. 23, pp. 313-318.

13. Allen, C. (1976), "Geological criteria for evaluating seismicity", en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (comps.), Elsevier Scientific Publish. Co., Países Bajos, pp. 31-69.

14. Sieh, K (1981), "A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes", en *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series 4*, D. Simpson y P. Richards (comps.), Am. Geophys. Union, pp. 181-207.

15. Mayer-Rosa, D. (1986), *Tremblements de terre. Origine, risque et aide*. Comisión Nacional Suiza de la UNESCO y Comisión Nacional Suiza de Geofísica.

16. Langer, C., M. Hopper, S. Algermissen y J. Dewey (1974), "Aftershocks of the Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972". *Bull. Seism. Soc. Amér.*, vol. 64, pp. 1005-1016.

17. II, UNAM (1985), *El temblor del 19 de septiembre de 1985 y sus efectos en las construcciones de la ciudad de México*. Informe preliminar, Instituto de Ingeniería, UNAM, México.

18. Kovacs, W., y J. Yao (1972), "Microzonation in design of seismic structures", en *Proceeds. Int. Conf. Microzonation*, Seattle, EUA, oct.-nov. 1972, pp. 665-670.

19. Tucker, B., y J. King (1984), "Dependence of sedimentfilled valley response on input amplitude and valley properties". *Bull. Seism. Soc. Amér.*, vol. 74, pp. 153-165.
20. Faccioli, E., y D. Reséndiz (1976), "Soil dynamics: behaviour including liquefaction", en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (comps.), Elsevier Scientific Publish. Co., Países Ba os, pp. 71-139.
21. Brune, J. (1976), "The physics of earthquake strong motion, en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (comps.), Elsevier Scientific. Publ. Co., Países Bajos, pp. 141-177.
22. Munguía, L., y J. Brune (1984), "Local magnitude and sediment amplification observations from earthquakes in Northern Baja California-Southern California region". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 74, pp. 107-119.
23. Bard, P., y M. Bouchon (1985), "The two dimensional resonance of sediment filled valleys". *Bull. Seism. Soc. Amér.*, vol. 75, pp. 519-541.
24. Prince, J., R. Quaas, E. Mena, L. Alcántara, D. Almora, A. Barreto, C. Carmona, R. Carrera, G. Chávez, R. Delgado, S. Medina, M. Oñate, P. Pérez, M. Torres, R. Vásquez yJ. Velasco (1985), *Espectros de las componentes horizontales registradas por los acelerógrafos digitales de México D. F. Sismo del 19 de septiembre de 1985*. Instituto de Ingeniería, UNAM , Informe IPS-10D.
25. Hall, J., y J. Beck (1986), "Structural damage in Mexico City". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 13, pp. 589-592.
26. Foster, H. (1980), *Disaster Planning*. Springer-Verlag, EUA.
27. Gaus, M., y M. Sherif (1972), "Zonation and microzonation", en *Proceeds. Int. Conf. Microzonation*, Seattle, EUA, oct.-nov. 1972, pp. 3-11.
28. Evison, E (1982), "Earthquake forecasting and countermeasures planning". *Earthquake. Pred. Res.*, vol. 1, pp. 115-124.



VII. PREDICCIÓN

PUEDA DECIRSE que la labor de la mayor parte de los sismólogos de todo el mundo está encaminada, de una forma u otra, a lograr predecir los grandes terremotos. Existe una rama de la sismología que trata de aplicar los conocimientos existentes para predecir sismos y determinar las áreas de la sismología que requieren investigación inmediata con miras a lograr tal fin.

El término "predicción" es a menudo utilizado por gente diferente con significados distintos, que son más o menos serios y precisos, por lo que sería conveniente el estandarizar el uso de los términos empleados (1). Una definición formal, con valor científico, es la siguiente:

Llamamos *predicción sísmica a la especificación (anticipada), dentro de márgenes pequeños, de la magnitud y localización epicentral de un sismo específico que debe ocurrir dentro de un intervalo de tiempo* (definido por lo general a partir del presente), *y del nivel de confianza de la ocurrencia*. La predicción es *a largo plazo* cuando el intervalo de tiempo va de años a décadas; *a mediano plazo*, de semanas a años; *a corto plazo* de horas a semanas.

Es muy importante subrayar la "pequeñez" (naturalmente relativa) de los márgenes de error aceptables para una predicción seria. Una predicción sísmica ideal sería capaz de predecir el tamaño de un sismo con variaciones de unos ± 0.2 grados de magnitud, de unos cuantos kilómetros para el epicentro, y de unas cuantas horas para el tiempo.

Afirmar que durante los próximos 10 años se producirá un temblor de magnitud entre 6 y 8 en algún lugar de México no puede considerarse una predicción; las estadísticas nos dicen que es casi seguro que esto ocurra, y la tal "predicción" sería una perogrullada. Tampoco es correcto predecir un sismo de magnitud 8 en un lugar determinado, y dar por cumplida la predicción si ocurre allí un sismo de magnitud 5; o si el sismo fue de magnitud 8 pero ocurrió lejos del lugar predicho, etcétera.

Dar estimaciones de error requiere del uso de técnicas estadísticas, y hace que la predicción pueda ser expresada, equivalentemente, en términos probabilísticos (2).

A continuación revisaremos algunos métodos de predicción actualmente en estudio. Es necesario señalar aquí que todos estos métodos no son aún completamente confiables; podemos señalar lugares de alto riesgo sísmico y hacer predicciones tentativas, pero definitivamente todavía no se pueden hacer predicciones exactas. Aunque se han dado casos de vaticinios acertados de algunos terremotos, por ejemplo el de Haicheng (China) en 1975; las mismas técnicas no han resultado en otros casos, como, por ejemplo, el de Tangshan (China) en 1976 (3). Por eso no se debe hacer caso a personas que pretendan hacer tal tipo de predicciones (generalmente basadas en poderes sobrenaturales, numerología, pseudociencia, histerismo o mala fe). Es muy recomendable la creación de un consejo o cuerpo colegiado, responsable en la Nación, encargado de estudiar las predicciones propuestas y, en su caso, hacerlas públicas (4), según lineamientos de cooperación con las autoridades (5).

Aunque es éste un campo relativamente nuevo, se cuenta ya con una enorme bibliografía al respecto; a continuación se mencionarán, al tratar cada punto, sólo algunas referencias como ejemplos. Se recomienda, para obtener un panorama general, leer las referencias (6 y 7).

VII. 1 POTENCIAL SÍSMICO

El *potencial sísmico* de un lugar determinado es la *posibilidad* de que, en un intervalo de decenios, siglos o milenios, pueda ocurrir en él un gran terremoto (1). Su determinación se basa en datos como los

resultantes de estudios sísmicos, geológicos e históricos, que permitan identificar un lugar como sismogénico, aunque no sean suficientes como para poder determinar tiempos probables ni evaluar niveles de confianza sobre la ocurrencia de futuros sismos. La determinación de potenciales sísmicos resulta de gran valor para la identificación de regiones de interés para futuros estudios sismológicos y puede considerarse como un paso previo a la predicción.

Como ejemplo de declaraciones sobre el potencial sísmico podemos citar a A. Imamura, quien encontró que los terremotos en el sureste de Japón se repetían con intervalos de 100 a 150 años, y notó que no había ocurrido (en 1928) ningún terremoto al sureste de Shikoku en 70 años, por lo que sugirió que uno era inminente. En esa zona ocurrieron dos terremotos, con $M_s = 8$ y $M_s = 8-2$, en 1944 y 1946 respectivamente.

La comparación de las velocidades de corrimiento determinadas a partir de los momentos sísmicos, con las indicadas por los lineamientos magnéticos y otras observables de la tectónica de placas (8) sirven perfectamente para identificar posibles zonas de acumulación de esfuerzos (9). Por ejemplo, en la región de Oaxaca, el corrimiento medido a partir de la actividad sísmica es de 2 cm/año (10), y es mucho menor que el indicado por los movimientos relativos de las placas de Norteamérica y de Cocos [4.7 cm/año (11) a 7.6 cm/año (12)].

VII.2 PREDICCIÓN A LARGO PLAZO

La predicción a largo plazo se basa, naturalmente, en observaciones a gran escala cuya extrapolación lleva implícita una incertidumbre que requiere de un intervalo extenso para asegurar una probabilidad confiable. Puede hacerse basándose únicamente en estudios estadísticos, o ayudándose con modelos físicos, semejantes a los que veremos a continuación.

Existen dos modelos principales (13 y 17) (y muchas variantes de ellos) usados actualmente para proponer teorías de predicción. El modelo de *tiempo predecible* [Figura 45 (a)] dice que los sismos ocurren cuando el esfuerzo (indicado en la parte superior) alcanza un valor determinado; por lo tanto, si conocemos ese nivel y sabemos cuál fue la caída de esfuerzos del sismo anterior y la velocidad con que se acumulan los esfuerzos, podemos predecir cuándo ocurrirá el siguiente, pero no podemos decir qué tan grande será.

El modelo de *corrimiento predecible* [Figura 45 (b)] dice que cada vez que ocurre un sismo, el nivel de esfuerzos en la falla baja a un valor determinado, para lo cual el corrimiento en la falla en un sismo dado, debe ser tal que reponga la deficiencia de corrimiento que causa el esfuerzo. De esta manera, no podemos decir cuándo ocurrirá un sismo, pero sabemos qué tan grande será en el momento en que pueda ocurrir.

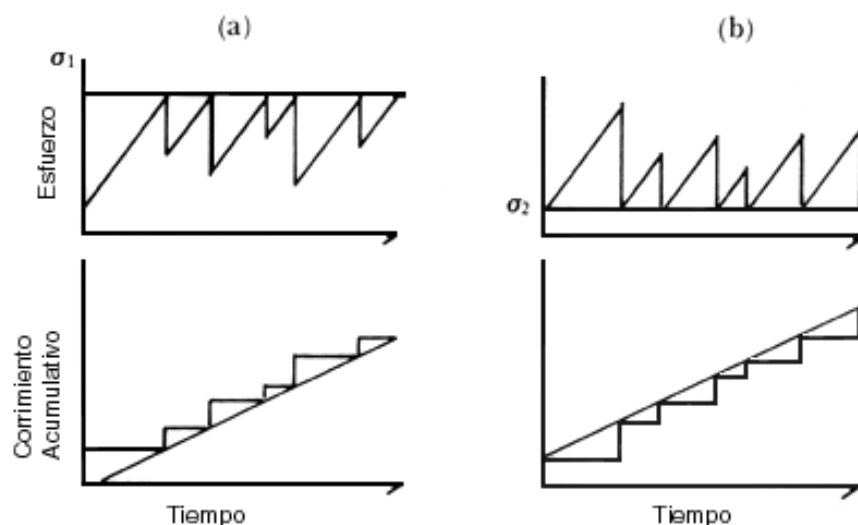


Figura 45. (a) Modelo de tiempo predecible; (b) Modelo de corrimiento predecible.

La figura 46 muestra el corrimiento acumulativo de toda la costa de México, que parece ajustarse al modelo de corrimiento predecible (14). Sin embargo, sabemos que, en una falla determinada, los sucesos que se producen después de un sismo grande no regresan el nivel de esfuerzos de ésta a un nivel base, y que los grandes ocurren solamente a partir de que exista en la falla cierto nivel mínimo de esfuerzos (15), por lo que es posible que el modelo de corrimiento predecible sea apropiado solamente con base en datos que incluyan observaciones de muchas fallas.

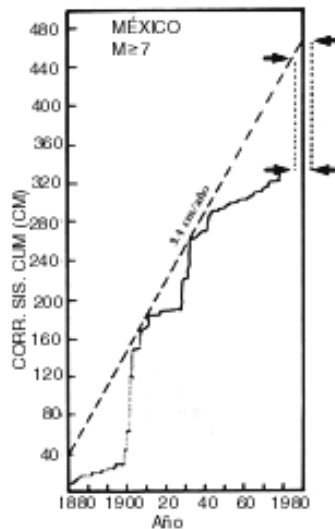


Figura 46. Corrimiento sísmico acumulativo (1870 a 1980) en la Trinchera Mesoamericana a lo largo de México (Latitud 90 W a 150 W).

Estos modelos, aparentemente tan sencillos, llevan implícita una gran cantidad de suposiciones y condiciones, pero son un buen punto de partida para la elaboración de modelos más realistas, por ejemplo, algunos que incluyan efectos de la actividad viscosa postsísmica y de la deformación (16).

VII.2.1 *Vacancias*. Se ha observado que los terremotos ocurren generalmente muy cerca de donde se han producido otros y que sus áreas de ruptura son muy parecidas a las de los terremotos previos (17); esto es, los terremotos "recurren" en los mismos lugares (18), y el tiempo entre repeticiones es llamado *periodo de recurrencia*.

Además se observó que las áreas de ruptura de los grandes terremotos casi no se traslapan con las adyacentes; generalmente las áreas de ruptura cosísmica nunca se traslapan, y los traslapes se observan, por lo común, sólo en las áreas definidas por réplicas durante tiempos largos (semanas a meses) después de un sismo.

Un área situada en una zona sísmica y donde haya ocurrido anteriormente al menos un gran terremoto, y en la que hace mucho tiempo no haya ocurrido otro, puede ser considerada como una zona que ha estado acumulando energía elástica y donde puede producirse un sismo semejante a los anteriores; se le conoce usualmente con el nombre de *gap*, aunque se ha intentado darle nombres en español, tales como *vacancia* o *brecha sísmica*. Si el tiempo transcurrido desde el último sismo es comparable a, o mayor que, el periodo de recurrencia, se dice que el gap está "maduro" (19).

Al considerar como gaps a regiones pertenecientes a las fronteras de las placas que no hubieran experimentado un gran terremoto en un mínimo de 30 años, fueron catalogados 5 gaps en México en 1979 (20), según se muestra en la figura 47. De éstos, se han "roto" (esto es, han experimentado sismos que han fracturado áreas que llenan los gaps), hasta la fecha, tres, en los sismos de Oaxaca (1978, M = 7.8), Petatlán (1979, M = 7.6) y Michoacán (1985, M = 8.2 y M = 7.5). El sismo de Playa Azul (1981, M = 7.3) ocurrió dentro del gap de Michoacán, pero no alcanzó a romperlo completamente.

Quedan, por lo tanto, dos gaps mayores: el de Jalisco, donde ocurrió en 1932 el que ha sido,

probablemente el mayor sismo registrado en México (21 y 22), y que está maduro y puede ser origen de un gran terremoto en un futuro próximo.

Otro gap es el de Tehuantepec, localizado en la zona donde la dorsal de Tehuantepec intersecta la trinchera; este gap no ha producido hasta ahora sismos fuertes, por lo que su potencial es desconocido (20). Existe la posibilidad de que el corrimiento en esta zona sea asísmico debido a la presencia de esta dorsal de casi 2 km de relieve; la geología superficial presenta también grandes cambios en la estructura de esta zona. Se requieren mayores estudios para tener siquiera una idea del potencial sísmico que encierra.

Existe, por último, un gap relativamente pequeño en Oaxaca; aparentemente el sismo de 1978 no alcanzó a romperlo completamente (23 y 24). Un sismo que rompiera completamente este gap sería probablemente de mecanismo sencillo y de magnitud intermedia (del orden de 7.1 +); puede ocurrir en un futuro cercano.



Figura 47. Gaps sísmicos en 1979.

Se han observado relaciones aproximadas entre las dimensiones de las fallas y los momentos y magnitudes de los sismos que producen; por ejemplo, M_0 es proporcional a $S^{3/2}$ (donde S es la superficie de la falla), M_s es proporcional a $\log L$ o a $\log L^3$ (donde L es el largo de la falla) para sismos muy grandes y muy pequeños, respectivamente (25). Otras fórmulas que relacionan estos valores son:

$$M = \log S + 4.15 \quad (26),$$

y

$$\log S = 1.02 M_s - 4.01. \quad (11)$$

Estas relaciones permiten fijar límites máximos a los sismos que puede generar un gap determinado, ya que pueden ocurrir en él también sismos menores que lo rompan sólo parcialmente.

En México y Mesoamérica los eventos grandes están caracterizados por rupturas máximas de 100 a 200 km de largo, que son relativamente cortas comparadas con rupturas del orden de, o mayores que, 500 km, como las observadas en Chile y las Aleutianas (27). Estas dimensiones máximas indican que en México no son probables sismos mucho mayores que el de Michoacán de septiembre de 1985.

Es importante mencionar que poder determinar no sólo el tamaño sino la existencia misma de los gaps depende de conocer adecuadamente la sismicidad. Éste es un problema grave si no se cuenta con una red adecuada de sismógrafos; la falta de datos puede hacer que no se dé importancia a un gap maduro (28) o, por el contrario, que se desperdicien esfuerzos (necesarios en otra parte).

VII.2.2 *Migración.* Algunos estudios sugieren que los epicentros de los terremotos *migran*, es decir,

definen una trayectoria que puede indicar la dirección y el tiempo aproximado en que ocurrirá el siguiente sismo (29); la idea es razonable si consideramos que producen concentraciones en las áreas vecinas que, a su vez, originan nuevos terremotos (7). La interpretación de estas observaciones, sin embargo, parece ser bastante subjetiva, y en un buen número de casos sólo es efectiva en predicciones "al pasado" (descripciones de cómo las observaciones podrían haber predicho lo que ocurrió).

VII.3 PREDICCIÓN A MEDIANO Y CORTO PLAZOS

Vimos ya que por cada sismo de gran magnitud ocurre un gran número de sismos pequeños; de manera que en, o cerca de, una vacancia se observa generalmente actividad sísmica con eventos de pequeña a mediana magnitud. Cuando es posible, tras haber identificado una zona de interés, se llevan a cabo estudios en detalle de la zona, con el propósito de observar propiedades de la sismicidad, o de otras observables, que permitan hacer predicciones, apoyadas a menudo con resultados de tipo de riesgo estadístico, a mediano o corto plazos.

Un gran número de los fenómenos mencionados a continuación pueden ser explicados, al menos tentativamente, basándose en modelos del comportamiento de las rocas ante cambios en los esfuerzos que actúan sobre ellas. Al aumentar los esfuerzos, y antes de alcanzar el punto de fractura, pueden suceder dos efectos: el primero consiste en el cerrado de los espacios entre granos de la roca, hasta alcanzar el menor volumen posible; a partir de este momento, un incremento de esfuerzos puede aumentar el volumen (1), efecto conocido como *dilatancia* desde el siglo pasado (30, 31 y 32).

VII.3.1 *Sismos premonitores o preeventos*. Este tipo de actividad ya fue discutido en el capítulo II; sin embargo, estos sismos presentan algunas otras características que es conveniente describir. Tales preeventos, que ocurren en las cercanías inmediatas del futuro hipocentro del evento principal, son a veces llamados *preeventos en el sentido estricto* a diferencia de los que veremos más abajo (7).

Los preeventos se dan en menos de 20% de los terremotos, casi exclusivamente en el caso de sismos cuyas profundidades son menores de 100 km (33).

Su actividad presenta dos formas, ilustradas en la figura 48. En la de tipo discontinuo, la sismicidad de preeventos comienza, alcanza un máximo, y luego disminuye, llegando a veces a cero, antes del evento principal; en la de tipo continuo, comienza antes del evento principal y continúa aumentando hasta la ocurrencia de éste. El segundo tipo sirve para indicar que posiblemente se produzca, en ese lugar, un terremoto; pero no sirve para indicar cuándo. Por otro lado, sismicidad como la del primer tipo puede no ser premonitora de un terremoto; por esta razón es muy arriesgado basar predicciones solamente en las observaciones de supuestos preeventos.

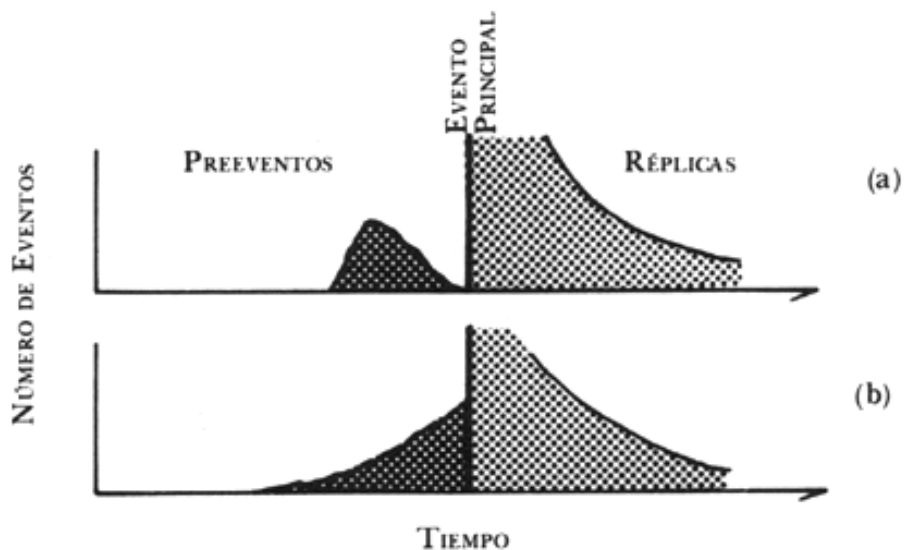


Figura 48. Dos tipos de actividad de preeventos. La línea gruesa indica el tiempo de ocurrencia del evento principal.

Una característica importante de los preeventos es que en algunos casos se ha observado que van ocurriendo cada vez más cerca del futuro hipocentro del evento principal (9, 34 y 35).

VII.3.2 *Zonas de quietud. Patrones de sismicidad.* Podemos esperar que los cambios en el patrón de esfuerzos de una región estén asociados con cambios en la sismicidad. Es posible observar la ocurrencia de sismos pequeños, llamada microsismicidad, mediante redes locales, usualmente constituidas por sismógrafos portátiles.

Han sido observadas disminuciones drásticas de la microsismicidad antes de grandes terremotos (36 y 37), en las llamadas *zonas de quietud sísmica*, o *gaps del segundo tipo* (7). La quietud antes de un gran terremoto parece ser la característica premonitoria más común (36).

La figura 49 (b) muestra la sismicidad ocurrida dentro del rectángulo mostrado en el mapa (a) como función del tiempo; en ella están indicados episodios de quietud previos a los terremotos de 1973 y 1978, y muestran los terremotos de 1968 y 1965, para los cuales no se observó quietud previa (36). Los episodios de quietud son generalmente fáciles de identificar sólo *a posteriori*; y podemos ver que ocurren otros episodios de quietud que no son seguidos por sismos grandes. Se puede obtener distribuciones de sismicidad semejantes a la mostrada en la figura 49 (b), suponiendo solamente que pueden ocurrir sismos (distribuidos según Poisson) con igual probabilidad a lo largo de toda la trinchera; por lo tanto, la aplicación de observaciones como la mostrada en la figura para fines de predicción, debe ser apoyada por otros de los estudios mencionados aquí (38).

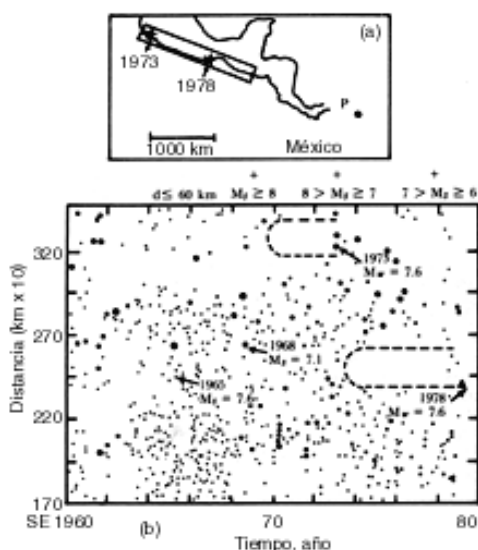


Figura 49. Sismicidad ocurrida en el rectángulo mostrado en (a) graficada a lo largo de la distancia medida desde el punto P, contra el tiempo (b).

La disminución de la sismicidad antes de un sismo es, a veces, llamada *etapa A*; si después ocurren preeventos antes del evento principal, esta actividad es llamada *etapa B*. La *etapa B* es común en los lugares donde la estructura no es uniforme (39).

A menudo aumenta la actividad microsísmica en las orillas de la zona de quietud, de manera que si diagramamos la actividad a lo largo de la zona contra el tiempo, obtenemos un patrón llamado "de dona" (40 y 36), como el mostrado en la figura 50, que muestra también réplicas de un evento anterior, ocurrido en la misma área, y otros eventos [indicados por (5) y (4)] que ocurren lejos del epicentro, pero que están relacionados con la concentración de esfuerzos, y que se conocen como *preeventos en un sentido amplio* (7). Los preeventos en sentido estricto (en adelante, simplemente, preeventos) se comportan como se explicó en el inciso anterior.

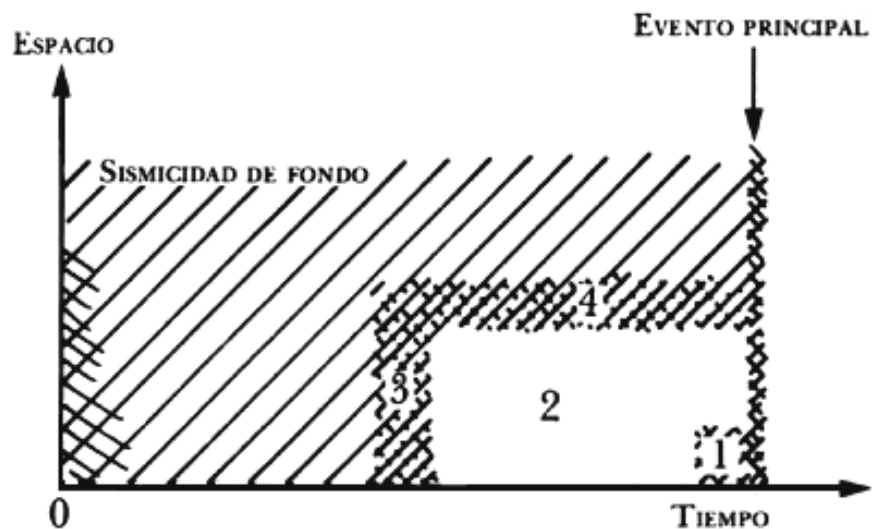


Figura 50. Patrones espacio temporales de actividades de preeventos. (1) Son preeventos en el sentido estricto; (2) es quietud sísmica; (3) corresponde al caso (a) de la figura 48; (4 + 2) es llamada "patrón de dona".

Estudios actuales muestran que la actividad sísmica de magnitudes intermedias para las zonas de subducción parece migrar de las regiones profundas, tierra adentro, a las regiones someras, cerca de la costa, antes de un sismo grande (41). La detección de estas migraciones puede ayudar a la detección a corto plazo. Nótese que el efecto de los sismos pequeños es más bien concentrar esfuerzos que liberarlos, como ocurre con los grandes terremotos, por lo que la migración de la microsismicidad es, en principio, distinta a la de los macrosismos, antes expuesta.

Se ha observado también que la relación de sismos grandes a pequeños, representada por la b de la relación G-R cambia en la actividad de los preeventos (42, 43 y 44). En 1977 fue casi predicho (casi, porque no fueron especificados tiempo de ocurrencia ni nivel de confianza) un sismo en la región costera de Oaxaca (45), con base en la determinación del gap, y en la observación del comienzo de un periodo de quietud sísmica (fase etapa α) tres años antes; un periodo de quietud mayor que el observado para otros sismos de la región. Esta casi predicción fue controvertida, sobre todo porque subsecuentemente fue distorsionada por otras personas (no sismólogos) y por los medios de difusión, que predijeron un gran terremoto y un *tsunami* para un día determinado en Pinotepa Nacional, causando pánico y pérdidas en ese lugar (46). El 29 de noviembre de 1978 ocurrió un sismo cuya magnitud y localización concordaron con los valores predichos, indicando el posible valor predictivo del estudio de los gaps y las vacancias sísmicas, así como la necesidad de complementar éstos con estudios locales de sismicidad (que podrían haber permitido la predicción a corto plazo) y de otras observables que se mencionarán a continuación.

Actualmente se llevan a cabo algunos estudios en la zona de quietud de Acapulco, identificada desde 1981 (9), y que, a casi 30 años de la fecha del último sismo grande ocurrido allí, el de Acapulco de 1957, es indudablemente una región que debe ser observada cuidadosamente.

Esto indica que el análisis de los patrones de microsismicidad es importante para la predicción; sin embargo, no siempre son observados, y a veces, aunque han estado sujetos a examen, no son seguidos de un terremoto. Por lo tanto es necesario complementar las observaciones con otros tipos de datos, como veremos a continuación.

VII.3.3 Otros premonitores sismológicos. El análisis en gran detalle de la historia de la sismicidad en una zona puede permitir detectar anomalías de esta actividad. Se ha tratado de utilizar la forma y periodicidad de las anomalías para predecir la ocurrencia de terremotos (47 y 48). Desgraciadamente este método no es todavía muy confiable.

Se ha observado que la razón de las velocidades de las ondas de cuerpo V_p/V_s disminuye un tiempo antes de la ocurrencia de grandes terremotos, regresando a su valor habitual poco antes de ésta, y la duración t de la anomalía está, aparentemente, relacionada con la magnitud del futuro terremoto (49 y 50):

$$\log t = 0.68 M - 1.31.$$

Este efecto está probablemente asociado con los efectos del cambio en el volumen de la roca, producidos por los cambios de esfuerzo, y su observación puede depender de la localización de los puntos de observación (51). El cambio premonitor de V_p/V_s ha sido observado en los sismos de mecanismo transcurrente y normal, incluso en episodios de enjambre; pero existe documentación sobre sismos en los cuales este efecto fue buscado pero no se encontró (52).

Algunos parámetros de las fuentes sísmicas, como caída de esfuerzo, esfuerzo aparente, frecuencias de esquina espectral, complejidad, reorientación de los ejes de esfuerzo, etc., así como combinaciones de éstas, se hallan bajo observación, lo mismo que su comportamiento correlacionado con la ocurrencia de terremotos (37 y 53).

VII.3.4 Otros premonitores. Las observaciones sismológicas son a menudo complementadas por otros tipos de observaciones de parámetros físicos que pueden ser influidos por el régimen de esfuerzo en la tierra. Algunos de los más usuales se describen a continuación.

Contenido de radón (Ra). Los esfuerzos que actúan sobre las rocas pueden abrir o cerrar parcialmente los poros de éstas, a través de los cuales circula el agua subterránea. Una mayor o menor circulación de agua o, más probablemente, su circulación por caminos nuevos (ya que el radón tiene una vida media de sólo 3.8 días), puede resultar en un cambio de la cantidad de radón disuelta en ella; por lo tanto, cambios en el nivel de radón en el agua o en las rocas pueden indicar cambios en los esfuerzos (7 y 54). Se ha observado ocurrencia de sismos después de que el contenido de radón, tras aumentar paulatinamente durante años, presenta un cambio súbito durante unos meses (6 y 7).

Cambios en el flujo o la temperatura del agua. Debidos, esencialmente, a los efectos mencionados en el punto anterior, los cambios de flujo o temperatura del agua de manantiales y pozos han sido estudiados también como posibles predictores de sismos (7, 3 y 55).

Cambios en la resistividad eléctrica del terreno. Pueden constituir otro de los efectos del cambio en la porosidad de las rocas y en el flujo de los líquidos intersticiales. Pueden ser detectados por estudios de resistividad, aplicando un voltaje al terreno y midiendo la corriente resultante (56 y 57). Actualmente se está experimentando con estudios magnetoteléuticos que miden las corrientes inducidas en la tierra por el campo magnético terrestre.

Autopotenciales. Efectos piezoeléctricos (producción de voltajes por un cristal sometido a presión) o electroquímicos (debidos a circulación de líquidos intersticiales) pueden ser causados también por los grandes esfuerzos que actúan sobre las rocas, y son aparentemente observables como cambios en el voltaje natural (o "autopotencial") del terreno (58) y, en apariencia, pueden llegar a predecir aproximadamente el epicentro y la magnitud del futuro sismo (59).

Efectos geomagnéticos. El folclor y las observaciones antiguas señalan la aparición de grandes cambios geomagnéticos, previos a la ocurrencia de terremotos. Aparentemente los cambios observados hasta hace unos cuantos años pueden ser achacados mayormente a errores instrumentales. Se cuenta ahora con magnetómetros muy complejos, pero continúa siendo un gran problema eliminar los ruidos electromagnéticos que son comparables al tamaño de los campos esperados (6).

Cambios topográficos. Las deformaciones sufridas por las rocas bajo tensión antes de un terremoto pueden ser detectadas a veces como cambios en la topografía (6 y 60). Estas deformaciones pueden incluir componentes verticales [medidas por nivelación o por medio de inclinómetros] y horizontales (medidos por triangulación o por "medidores de deformación (*strainmeters*)"); la evaluación de las deformaciones

promedio y de la velocidad de deformación, permite evaluar una probabilidad de ruptura en relación con las mayores deformaciones que pueden soportar las rocas (del orden de 5.3×10) (61).

Cambios gravimétricos. Cambios en la gravedad han sido observados antes y después de terremotos en las zonas epicentrales (62 y 63). Al igual que los cambios en la topografía, están relacionados con los volumétricos del terreno (6). Los cambios observados son positivos unas veces y negativos otras, pero tienden a desaparecer antes de la ocurrencia del terremoto.

Comportamiento anómalo de algunos animales. Serpientes que abandonan su madriguera, peces que saltan fuera del agua, insectos que dejan sus agujeros y se comportan en forma excitada, animales domésticos que actúan nerviosamente y hacen ruido aparentemente sin razón y otros muchos casos. Estas conductas han sido estudiadas principalmente en el Oriente, mediante la observación en el laboratorio y en el campo (64 y 65). Los experimentos de laboratorio no son conclusivos y las observaciones en el campo requieren de una amplia red de información que permita compilar un gran número de observaciones individuales. La respuesta de los animales podría darse ante sismos demasiado pequeños para ser sentidos por los humanos, o en el caso de cambios en el campo electromagnético (66), en todo caso, son de utilidad solamente a muy corto plazo (67).

Luces, color del cielo, etc. Finalmente se pueden mencionar observaciones, ninguna de ellas bien documentada, de efectos asociados (tal vez) con los terremotos, que, aunque puede ser que no tengan relación verdadera con éstos, es, sin embargo, necesario investigar. Entre este tipo de observaciones se pueden mencionar: forma y color de las nubes (68), luces misteriosas en el cielo (69), calor y frío, humedad y sequía, percepción extrasensorial, etcétera.

VII.4 ASPECTOS SOCIALES DE LA PREDICCIÓN

Aunque, como ya se mencionó, se está llevando a cabo un gran esfuerzo encaminado para llegar a poder predecir los terremotos, veremos a continuación que la capacidad de hacer predicciones es un arma de dos filos, sobre todo cuando existen limitaciones en su confiabilidad y aplicabilidad.

Imaginemos qué pasaría si, en un momento dado, se avisara que dentro de 3 horas (o 6 o 24) se produciría un terremoto de magnitud cercana a 7.5 que afectaría a la ciudad de México. La cantidad de muertes y daños que causarían el éxodo y el pánico resultantes sería mayor, probablemente, a la que podría causar el sismo. ¿Debe darse a conocer, en este caso, tal predicción? Por otro lado, un terremoto grande (dada la incertidumbre en la predicción de la magnitud, podría llegar, tal vez, a 8 grados) seguramente causaría daños y muertes que podrían evitarse parcialmente si se evacuaran hospitales, escuelas, etc. ¿Es válido, entonces, no anunciar la predicción? Aun posponer la toma de una decisión al respecto es ya una decisión (2), y constituye una enorme responsabilidad para el científico capaz de hacerla, y tal vez no se pueda lograr con la antelación suficiente como para que sea estudiada a fondo por un consejo responsable de científicos.

Una predicción hecha con un mayor margen de tiempo, por ejemplo, varios días (o semanas), sería indudablemente valiosa. Poder planear una posible evacuación con tiempo y saber cuándo desalojar edificios, etc., salvaría gran cantidad de vidas. Sin embargo, evacuar, desalojar y, en general, detener la mayor parte de las actividades rutinarias y tomar medidas de emergencia es extremadamente costoso. Cualquier incertidumbre en el plazo predicho elevará enormemente este costo; además, las actividades de una ciudad no pueden suspenderse durante tiempos largos sin trastocar su estabilidad.

Y, ¿qué pasaría si la predicción NO SE CUMPLE, esto es, que se da una *falsa alarma*? En este caso la sociedad habría soportado una serie de molestias, gastos y pérdidas inútilmente. En el primero, la predicción podría haber sido responsable de muertes y daños que, de otra manera, no hubieran ocurrido. Además, una o varias falsas alarmas lograrán que se haga caso omiso de las subsecuentes predicciones, que pueden ser buenas.

Es indispensable hacer públicas sólo las predicciones que tengan un altísimo grado de confiabilidad, e

insistir ante el público en que no se haga caso de predicciones no avaladas por un grupo responsable. Tras los terremotos de Michoacán de septiembre de 1985, abundaron las predicciones hechas por gentes, quién sabe si locos o vivales (es más probable lo último), pero ciertamente irresponsables, quienes nombrándose miembros (o dirigentes) de centros de estudio inexistentes, engañaban al pueblo. ¡Algunas de estas predicciones fueron, incluso, publicadas en los periódicos! (70) Ciertamente, no es atentar contra la libertad de expresión el pedir que, al menos tratándose de declaraciones que pueden causar graves daños, las personas que las hagan, saltándose los canales apropiados (en este caso el consejo, que debe comprobar la verosimilitud de la predicción), sean jurídicamente responsables de las consecuencias; asimismo, los medios de información deben compartir la responsabilidad por la información que difunden si no se aseguran de que sus fuentes sean fidedignas.

Es muy importante definir con anticipación quiénes son las autoridades responsables de organizar los detalles de una posible alerta sísmica (71) y asegurarse de que cuenten con todo el apoyo de la comunidad científica. Por otro lado, debe tenerse en cuenta que es imposible llevar a cabo los estudios necesarios para crear un programa razonable de predicción sísmica si las autoridades no ofrecen la prioridad y el apoyo necesarios.

Tal vez una buena solución parcial sea la implantación de sistemas de alarma, basados en redes sísmicas, telemétricas y computarizadas, que operen en las regiones sismogénicas y que podrían determinar, mediante algoritmos de alta redundancia y confiabilidad, la ocurrencia de sismos capaces de producir daños en lugares densamente poblados, y avisar, mediante comunicación por satélite, con el tiempo suficiente, para evacuar edificaciones clave.

Es importante mencionar que tanto las predicciones como las alarmas, por confiables que sean, son inútiles si no están apoyadas en una preparación e instrucción previas del pueblo y de las autoridades.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Wallace, R., J. Davis y K. McNally (1984), "Terms for expressing earthquake potential, prediction and probability". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 26, pp. 1819-1825.
2. Vere-Jones, D. (1978), "Earthquake prediction - a statistician's view". *J. Phys. Earth*, vol. 26, pp. 129-146.
3. Lomnitz, C., y L. Lomnitz (1978), "Tangshan 1976: a case history in earthquake prediction". *Nature*, vol. 271, pp. 109-111.
4. Allen, C. (1982), "Earthquake prediction - 1982 overview". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 72, pp. S331-S335.
5. California Earthquake Prediction Evaluation Counsel (1977), *Earthquake Prediction Evaluation Guidelines*. California Office of Emergency Services.
6. Rikitake, T. (1976), *Earthquake prediction*. Elsevier Scientif. Publish. Co., Países Bajos.
7. Mogi, K. (1985), *Earthquake prediction*. Academic Press Inc., EUA.
8. Davies, G., y J. Brune (1971), "Regional and global fault slip rates from seismicity". *Nature Phys. Science.*, vol. 229, pp. 101-107.
9. McNally, K. (1981), "Plate subduction and prediction of earthquakes along the Middle America Trench", en *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series 4*, Am. Geophys. Union, EUA, pp. 63-72.
10. Núñez, F. (1980), *Sismicidad ($M = 3$) en la región del temblor de Oaxaca (29 de noviembre de 1978, $M_s = 7.8$); observaciones del 20 de enero al 15 de abril de 1979*. Tesis profesional, Fac. Ciencias, UNAM.

11. McNally, K., y B. Minster (1981), "Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench". *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 4949-4959.
12. Minster, J., y T. Jordan (1978), "Present-day plate motions". *J. Geophys. Res.*, vol. 83, pp. 5331-5334.
13. Shimazaki, K., y T. Nakata (1980), "Time-predictable recurrence model for large earthquakes". *Geophys. Res. Lett.*, vol. 7, pp. 279-282.
14. Wang, S., K. McNally y R. Geller (1982), "Seismic strain release along the Middle America Trench, Mexico". *Geophys. Res. Lett.*, vol. 9, pp. 182-185.
15. Nava, F., y C. Lomnitz (1986), "Computer simulation of dynamic processes of earthquake generation on an active fault". Trabajo enviado como propuesta.
16. Thatcher, W. (1984), "The earthquake deformation cycle, recurrence, and the time-predictable model". *J. Geophys. Res.*, vol. 89, pp. 5674-5680.
17. Fedotov, S. (1965), "Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile islands and northeastern Japan". *Tran. Acad. Sc. USSR, Inst. Phys. Earth*, vol. 36, pp. 66-93.
18. Kelleher, J., L. Sykes y J. Oliver (1973), "Possible criteria for predicting earthquake locations and their applications to major plate boundaries in the Pacific and the Caribbean". *J. Geophys. Res.*, vol. 78, pp. 2547-2585.
19. Habermann, R. (1981), "Precursory seismic patterns: stalking the mature seismic gap", en *Earthquake Prediction, Maurice Ewing Series 4*, Am. Geophys. Union, EUA, pp. 29-42.
20. McCann, W., S. Nishenko, L. Sykes y J. Krause, (1979), "Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries". *Pageoph*, vol. 117, pp. 1082-1147.
21. Cumming, J. (1933), "Los terremotos de junio de 1932 en los Estados de Colima y Jalisco". *Revista de la Universidad de México*, vol. 6, pp. 68-104.
22. Singh, S., L. Ponce y S. Nishenko (1985), "The great jalisco, Mexico earthquake of 1932: subduction of the Rivera plate". *Bull. Seismic. Soc. Amer.*, vol. 75, pp. 1301-1313.
23. Tajima, F., y K. McNally (1983), "Seismic rupture patterns in Oaxaca, Mexico". *J. Geophys. Res.*, vol. 88, pp. 4263-4275.
24. Quintanar, L. (1985), *Variaciones espacio-temporales de la sismicidad en la región costera de Oaxaca de 1950 a 1982*. Tesis M. C. (Geofísica), Fac. Ciencias, UNAM.
25. Kanamori, H., y D. Anderson (1975), "Theoretical basis of some empirical relations in seismology". *Bull. Seismic. Soc. Amer.*, vol. 65, pp. 1073-1095.
26. Wyss, M. (1979), "Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions". *Geology*, vol. 7, pp. 336-340.
27. Kelleher, J., L. Sykes y J. Oliver (1973), "Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean". *J. Geophys. Res.*, vol. 78, pp. 2547-2585.
28. Singh, S., J. Yamamoto, J. Havskov, M. Guzmán, D. Novelo y R. Castro (1980), "Seismic gap of Michoacan, Mexico". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 7, pp. 69-72.

29. Delsemme, J., y A. Smith (1979), "Spectral analysis of earthquake migration in South America". *Pageoph*, vol. 117, pp. 1270-1285.
30. Reynolds, O. (1886), "Dilatancy". *Nature*, vol. 33, pp. 429-430.
31. SchoIz, C., L. Sykes y Y. Aggarwal (1981), "Earthquake prediction: a physical basis". *Science*, vol. 181, pp. 803-810.
32. Nur, A. (1972), "Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of ts/tp travel times". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 62, pp. 1217-1222.
33. Von Seggern, D., S. Alexander y C. Baag (1981), "Seismicity parameters preceding major earthquakes". *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 9325-9351.
34. Ponce, L., K. McNally, J. González, A. Del Castillo y E. Chael (1977-1978), "The 29 November, 1978, Oaxaca earthquake: foreshock activity". *Geof. Int.*, vol. 17, pp. 267-280.
35. Rikitake, T. (1982), "Do foreshock epicenters move toward the main shock epicenters?". *Earthquake Pred. Res.* vol. 1, pp. 95-114.
36. Kanamori, H. (1981), "The nature of seismicity patterns before large earthquakes", en *Earthquake prediction - An international review*, D. Simpson y P. Richards (comps.), *Maurice Ewing Series 4*, Amer. Geophys. Union, EUA, pp. 1-19.
37. Sadovsky, M., y I. Nersesov (1974), "Forecast of earthquakes on the basis of complex geophysical features". *Tectonophysics*, vol. 23, pp. 247-255.
38. Lomnitz, C., y F. Nava (1983), "The predictive power of seismic gaps". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 73, pp. 1815-1824
39. Ohtake, M., T. Matumoto y G. Latham (1977), "Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake". *Pageoph*, vol. 115, pp. 375-385.
40. Mogi, K. (1969), "Some features of recent seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes". *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Universidad de Tokio, vol. 47, pp. 395-417.
41. Dmowska, R. (1982), "A mechanical model of precursory source processes for some large earthquakes". *Geoph. Res. Lett.*, vol. 9, pp. 393-396.
42. Suyehiro, S., y H. Sekiya (1972), "Foreshocks and earthquake prediction". *Tectonophysics*, vol. 14, pp. 219-225.
43. Fiedler, G. (1974), "Local b-values related to seismicity". *Tectonophysics*, vol. 23, pp. 277-282.
44. Papazachos, B. (1975), "Foreshocks and earthquake prediction". *Tectonophysics*, vol. 28, pp. 213-226.
45. Ohtake, M., T. Matumoto y G. Lathaw (1977), "Seismicity gap near Oaxaca, Southern Mexico as a probable precursor to a large earthquake". *Pageoph*, 115, pp. 375-385.
46. Garza, T., y C. Lomnitz (1978), "The Oaxaca gap: a case history". *Pageoph*, vol. 117, pp. 1187-1194.
47. Fedotov, S., A. Gusev y S. Boldyrev (1972), "Progress of earthquake prediction in Kamchatka". *Tectonophysics*, vol. 14, pp. 279-286.
48. Wyss, M., y R. Habermann (1979), "Seismic quiescence precursory to a past and a future Kurile earthquake". *Pageoph*, vol. 117, pp. 1195-1211.

49. Whitcomb, J., J. Garmany y D. Anderson (1973), "Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake". *Science*, vol. 180, pp. 632-635.
50. Sung-Sheng, D., G. Huan-Chen, L. Yong-Lian, H. Chao-Yong y W. Feng-Chi (1979), "Earthquake prediction on the basis of Vp/Vs variations - A case history". *Phys. Earth. Planet. Int.*, vol. 18, pp. 309-318.
51. Sobolev, G. (1980), "Precursors of an earthquake and conditions of a laboratory experiment". *Izvestiya, Earth Physics*, vol. 16, pp. 899-908.
52. Ohtake, M. (1973), "Change in Vp/Vs ratio related with occurrence of some shallow earthquakes in Japan". *J. Phys. Earth*, vol. 21, pp. 173-184.
53. Ishida, M., y H. Kanamori (1978), "The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 68, pp. 1265-1279.
54. Segovia, N., S. De la Cruz-Reyna, M. Mena, M. Romero, J. Seidel, M., Monnin, E. Malavassi, J. Barquero, E. Fernández, G. Ávila, P. Van der Laat, L. Ponce y G. Suárez (1986), "Radon variations in active volcanoes and in regions with high seismicity: internal and external factors". *Nucl. Tracks Rad. Meas.*, vol. 11, en proceso de publicación.
55. Wakita, H. (1982), "Changes in groundwater level and chemical composition", en *Earthquake prediction techniques*, Asada, T. (comp.), Editorial de la Universidad de Tokio, pp. 175-216.
56. Barsukov, O. (1972), "Variations of electric resistivity of mountain rocks connected with tectonic causes". *Tectonophysics*, vol. 14, pp. 273-277.
57. Stopinski, W., y R. Dmowska (1984), "Rock resistivity in the Lubin (Poland) copper mine and its relation to variations of strain field and occurrence of rockbursts". *Proceeds. Ist. Intrnl. Congr. Rockbursts Seismicity Mines*, SAIMM, Johannesburg, 1982, pp. 297-307.
58. Varotsos, P., y K Alexopoulos (1984), "Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, I.". *Tectonophysics*, vol. 110, pp. 73-98.
59. Varotsos, P., y K. Alexopoulos (1984), "Physical. Properties of the electric field of the Earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude". *Tectonophysics*, vol. 110, pp. 99-125.
60. Boulanger, Y., A. Pevnev, V. Enman, P. Atrushkevich y E. Antonenko (1972) "Geodetic studies and forerunners of earthquakes". *Tectonophysics*, vol. 14, pp. 183-188.
61. Rikitake, T. (1974), "Probability of earthquake occurrence as estimated from crustal strain". *Tectonophysics*, vol. 23, pp. 299-312.
62. Yun-Tai, C., G. Hao-Ding y L. Zao-Xun (1979), "Variations of gravity before and after the Haicheng earthquake, 1975, and the Tangshan earthquake, 1976". *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 18. pp. 330-338.
63. De la Cruz-Reyna, S., M. Mena y J. Espíndola (1986), "Observed gravity changes in the epicentral area of the Oaxaca, Mexico 1978 earthquake". *Earthq. Pred. Res.*, vol. 4, pp. 111-119.
64. Richter, C. (1958), *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Co., EUA.
65. Nikonob, A. (1980), "Zemletrecenye i pobedenye yivotnik". *Zeml. Bselyen.*, núm. 6, pp. 31-35.
66. Lowry, M. (1982), "Can animals help earthquake prediction?". *NZVA Conf.*, Waitangi, N. Z., mayo de 1982.

67. Rikitake, T. (1978), "Biosystem behaviour as an earthquake precursor". *Tectonophysics*, vol. 51, pp. 1-20.
68. Dajiong, L. (1983), "Las nubes: un sismógrafo en el cielo". *China Reconstruye*, junio de 1983, pp. 35-37.
69. Derr, J. (1973), "Earthquake lights: a review of observations and present theories". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 63, pp. 2177-2187.
70. Maxim, J. (1985), "Predicting earthquakes: is it possible?". *The Mexico City News*, 12 de octubre de 1985, pp. 19-22.
71. The Southern. California Earthquake Preparedness Project (1983), *Legal Authorities and Liabilities*. California Seismic Safety Commission, Federal Emergency Management Agency (FEMA) .



VIII. ¿PUEDEN PREVENIRSE LOS TERREMOTOS?

LA ÚNICA manera de detener casi por completo la actividad sísmica sería suspender los procesos convectivos del interior de la Tierra, impidiendo el movimiento relativo de las placas litosféricas. Sólo se producirían entonces los sismos pequeños causados por el peso de las montañas y los derrumbes en minas y cavernas, que no generan ondas sísmicas de peligro.

Se ha propuesto lubricar las fallas para que el movimiento relativo de sus lados se lleve a cabo suavemente, sin "atorones" (como si se tratara de un cierre de cremallera que se atora). Además del problema de la enorme cantidad de lubricantes que se necesitaría y de cómo llevarla a muchos kilómetros de profundidad, que es hasta donde, a menudo, alcanzan las áreas de ruptura, se necesitarían presiones tremendas para poderlo introducir en el plano de la falla. Todo esto está más allá de la tecnología actual; además, de nada serviría en el caso de terremotos ocurridos en rupturas nuevas.

Una manera de evitar los grandes terremotos podría ser "disparar" periódicamente sismos pequeños o intermedios en las fallas accesibles (nada se puede hacer en el caso de sismos que ocurren a 600 km de profundidad) como la de San Andreas, para evitar la acumulación de esfuerzo en el terreno. La manera de hacer esto podría ser inyectando algún líquido a presión; se ha observado que el inyectar agua en los campos petroleros induce sismicidad (1). También los cambios en la presión, inducidos por cargas en la superficie, pueden disparar sismos, como se ha observado al llenar varias presas (2). La liberación tectónica, asociada con explosiones nucleares subterráneas, puede ser otra manera de "purgar" periódicamente una falla.

Desgraciadamente todos los métodos propuestos tienen muchas desventajas y, sobre todo, más incertidumbre que ventajas. Además de ser en su mayoría incosteables, se necesitaría conocer, en todo momento y a todo lo largo de las fallas en cuestión, su estado de esfuerzo, pues el sismo disparado podría resultar un terremoto enorme correspondiente a la energía que, si se hubiera dejado en paz a la falla, podría haberse tal vez liberado en forma de varios sismos menores.

Es posible que cuando se conozca mejor el proceso sísmico sea posible descubrir un método confiable de evitar los terremotos; aunque considerando lo enormes que son los esfuerzos, energías, volúmenes, etc., involucrados en el proceso sísmico, comparados con el poder del hombre, es mejor, por lo pronto, conformarse con prepararse a hacerle frente a los terremotos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Rikitake, T. (1976), *Earthquake Prediction*. Elsevier Scientific Publish. Co., Países Bajos.
2. Buforn, E., y A. Udías (1979), "A note on induced seismicity in dams and reservoirs in Spain". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 69, pp. 1629-1632.



IX. QUÉ HACER ANTE LOS TERREMOTOS

PUESTO que no podemos evitar los terremotos, debemos aprender a convivir con ellos, mencionando sólo de paso la posibilidad de emigrar a regiones asísmicas. El dicho "Un gramo de prevención vale más que toneladas de curación" viene muy al caso y, como un terremoto devastador puede ocurrir en cualquier momento, es importante llevar a cabo, lo antes posible, las medidas de prevención y preparación necesarias. A continuación se exponen algunos consejos generales; el lector podrá, seguramente, complementarlos con medidas apropiadas a su caso particular.

IX.1 ANTES DEL TERREMOTO

Como ciudadano, organizarse para formar o pedir a las autoridades apropiadas que formen una comisión capaz de llevar a cabo las siguientes tareas: *a)* asegurarse de que exista un código de construcción actualizado en su comunidad; *b)* revisar los edificios en los que pueda darse una catástrofe mayor, como escuelas, hospitales, etc., teniendo en cuenta el código de construcción, pues probablemente algunos de tales edificios hayan sido levantados antes de que el código estuviera vigente, y requieran ser reforzados o modificados; es particularmente importante asegurarse de que las construcciones tengan vías de escape funcionales para casos de evacuación; *c)* revisar los edificios a los que se haya dado un uso para el cual no fueron diseñados; por ejemplo, los destinados a ser habitación que contengan ahora maquinaria o archivos en los pisos superiores; *d)* revisar los ornamentos, marquesinas, balcones, anuncios, etc., que puedan desprenderse en caso de terremoto; *e)* organizar cursos y editar folletos [v. g. (1)] a fin de instruir a la gente acerca de cómo comportarse durante y después de un terremoto. Organizar instrucción y simulacros de evacuación en escuelas, hospitales y otros edificios públicos; *f)* en lo personal, revisar los edificios que le sirven de habitación y lugar de trabajo, verificando los siguientes puntos: 1) no debe haber partes notoriamente débiles en las construcciones; 2) los muebles altos, como libreros, roperos, etc., deben estar fijos (de preferencia por su parte superior) a la pared; 3) no colocar adornos u objetos pesados sueltos en lugares altos desde donde puedan precipitarse sobre las personas; 4) los sillones, camas, etc., deben estar alejados de las ventanas que tengan vidrios grandes o de los tragaluces; 5) no colocar objetos que impidan el paso por una puerta que pueda servir de escape; 6) los aparatos eléctricos, televisores, tocadiscos, etc., deben estar, en lo posible, fijos y lejos de las orillas de los muebles que los sostengan; una pequeña tira de material antideslizante (como papel de lija fina) puede evitar que este tipo de aparatos caiga durante un temblor; 7) los contenedores de sustancias tóxicas, corrosivas o inflamables deben estar siempre bien cerrados, de preferencia a nivel del piso o fijos; es muy cómodo sujetarlos con cuerdas fijas a armellas en la pared; *g)* es importante determinar de antemano cuáles habitaciones son seguras y cuáles no en caso de terremoto, y estudiar la mejor manera de evacuar la casa o edificio. Es aconsejable señalar un sitio de reunión para la familia en caso de terremoto desde donde se puedan tomar decisiones sabiendo dónde está cada quien; *h)* resulta conveniente conocer la posición de los cables de alta tensión que puedan representar un peligro para la evacuación; *i)* en cada casa, cerca de la puerta o vía de escape, deben colocarse maletas o mochilas que contengan por lo menos medicinas y un manual breve de primeros auxilios, linternas, agua potable y tabletas para purificar agua, cobijas, cerillos, algunas latas de comida, un abrelatas, un cuchillo, un silbato y herramientas que permitan cerrar llaves, válvulas, cortar cables, etc. Este equipo de emergencia puede ser complementado maravillosamente con un equipo de campamento (comida concentrada, lámparas de gas o gasolina, etc.) y por un receptor de radio de transistores, que permita estar informado; *j)* cada miembro de la familia debe llevar una tarjeta o placa que indique su nombre, dirección y tipo sanguíneo. Es muy recomendable que la mayor parte de los miembros de una familia conozca las técnicas elementales de primeros auxilios; *k)* los miembros de la familia necesitan saber de antemano qué hacer en caso de terremoto; esto es particularmente importante si consideramos la posibilidad de que haya niños que se encuentren solos al ocurrir un terremoto. Es conveniente probar estos conocimientos haciendo (o, con los niños, jugando a) simulacros de terremoto.

En lugares muy sísmicos puede ser conveniente adquirir un seguro que cubra los daños causados por terremotos y sus efectos (fuego, inundación, deslaves, etcétera).

IX.2 DURANTE EL TERREMOTO

Es probable que no alcance el tiempo para hacer mucho durante el terremoto. En este momento, el actuar correctamente dependerá, en gran parte, de qué tan bien se haya uno preparado.

Lo primero y más importante es ;MANTENER LA CALMA! , lo cual es más fácil de lograr si se tiene conciencia de qué es lo que está sucediendo y de la propia preparación para reaccionar adecuadamente; también permitirá sacar provecho de las preparaciones. Es importante recordar que tanto una actitud calmada como una de pánico se contagian, por lo que no debe uno dejarse influir por las personas víctimas del pánico, y es necesario tratar de comunicar la calma a los demás, especialmente a las personas que dependan de uno.

Si el terremoto lo sorprende en la calle es conveniente alejarse de los edificios, por lo menos a una distancia correspondiente a la mitad de su altura, para evitar ser lastimado por trozos de vidrio, cornisas, etc., que se desprendan. Colocarse lejos de los cables de alta tensión aéreos, así como tener cuidado al cruzar las calles, ya que hay personas que pierden el control de sus vehículos. Si se va conduciendo uno hay que disminuir inmediatamente la velocidad; tratar de estacionarse lejos de edificios y cables (véase arriba), pero SIN OBSTRUIR la calle. Cuidarse de los vehículos cuyos conductores sean presa del pánico, de la posible apertura de hoyos o grietas en la calle y del paso de peatones aterrorizados.

Si se encuentra uno bajo techo, casi todos los manuales internacionales [véase, por ejemplo (2) y (3)] recomiendan no precipitarse a salir de donde uno se encuentre, refugiarse bajo una mesa o escritorio, bajo el silo de una puerta o pegado a una esquina; esto presupone que el edificio donde uno se encuentre no se va a caer. Ciertamente no hay que precipitarse; es difícil y muy peligroso bajar corriendo las escaleras durante un terremoto, sobre todo si una gran cantidad de gente trata de hacerlo al mismo tiempo. En condiciones de pánico es más probable quedar aplastado por una multitud que por un edificio, sobre todo en los que hay gran concentración de gente: tiendas, estadios, cines, etc.; sin embargo, una evacuación ordenada es lo más indicado para cualquier edificio que no sea especialmente seguro.

Mientras se decide un plan de acción es importante alejarse inmediatamente de ventanales, espejos y sitios donde puedan, caer objetos y desplazarse al sitio de reunión acordado de antemano.

Tras decidir, calmada y racionalmente, cuál es el mejor plan de acción, deben darse las instrucciones necesarias a los menores y ayudar a infantes, ancianos, lisiados, etc. Tomar, si es posible, el maletín de emergencia y los documentos importantes, y una cantidad de dinero que deben estar siempre en un lugar fijo.

En los edificios públicos, una vez decidida la evacuación debe llevarse a cabo apegándose a los planes y métodos decididos y practicados de antemano. No es el momento de improvisar nuevos planes, a menos que los antiguos sean inaplicables por algún motivo.

IX.3 DESPUÉS DEL TERREMOTO

Importante: ;debe tomarse en cuenta que pueden producirse más terremotos! La ocurrencia de réplicas es segura, y algunas pueden ser de gran magnitud; el terremoto experimentado puede ser premonitor de otro mayor, como ocurrió en Sicilia en 1693. Con esto en mente, llevar a cabo lo siguiente:

- 1) Observar si alguien requiere de primeros auxilios o ayuda inmediata. No se debe mover a un herido a menos que sea absolutamente indispensable; marcar los sitios donde haya gente atrapada.
- 2) No caminar descalzo en, o cerca de, los lugares donde haya habido daños. Protegerse la cabeza (casco, sombrero, gorra, o lo que sea) antes de entrar en las construcciones dañadas y hacerlo sólo si es indispensable. Es necesario que alguien sepa dónde se encuentra para que pueda pedir auxilio en caso necesario.

3) Tener gran cuidado al abrir closets, armarios, alacenas, etc., porque lo que contengan puede estar apoyado contra la puerta. No mover innecesariamente objetos que puedan estar sosteniendo muebles o trozos de construcción dañada.

4) Evitar acercarse a cables eléctricos rotos y a cualquier objeto metálico o charco que éstos toquen.

Desconectar inmediatamente la alimentación de corriente eléctrica y de gas. Buscar rastros de cortocircuitos y olor de gas antes de reconectarlos. Definitivamente NO encender cerillos (o fumar) antes de asegurarse de que no haya fugas de gas u otro material inflamable.

5) Cerciorarse de que no haya fugas de agua y, en caso de que las haya, desconectar la alimentación de agua, y recordarlo después, ya que los daños en las cañerías pueden ocasionar la contaminación del agua más adelante.

6) Si los daños son considerables hay que poner a salvo a los niños y a otras personas que no puedan valerse por sí mismas, posiblemente en un sitio de reunión preacordado, y tratar de ayudar a escapar a las personas que hayan quedado atrapadas.

7) No hacer llamadas telefónicas que no sean estrictamente necesarias, y hacerlas lo más breve posible, pues las líneas seguramente se necesitarán para llamadas de auxilio. Es importante recordar que si un teléfono no contesta puede deberse a un simple cable roto en el camino, y no a que el lugar donde se telefonea haya quedado destruido.

8) No tomar agua sin antes hervirla o purificarla. Si se interrumpe el suministro se puede utilizar la contenida en los calentadores, tanques de baño y verduras enlatadas.

9) No beber o comer de recipientes abiertos que se encuentren cerca de vidrios rotos; filtrar los líquidos (a través de un pañuelo, trapo o sombrero de fieltro) si es indispensable usarlos. Si se interrumpe la corriente eléctrica es importante planear las comidas de manera que se utilicen primero los alimentos más perecederos; hay que tener cuidado con la comida que se pueda haber echado a perder por falta de refrigeración.

10) Cooperar con las autoridades para no complicar una situación difícil. No propagar rumores. No estorbar las labores de rescate por estar de mirón. Mantener las calles despejadas y limpias de basura. No alejarse de los suyos sin avisarles a dónde va.

La observación de estas reglas de comportamiento ayudará, seguramente, a mantener una actitud positiva y de confianza, que es de suma importancia para la sobrevivencia en caso de terremoto.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

1. Hanna-Barbera Productions Inc. (1983), *Yogi, the Be-prepared Bear Earthquake Preparedness*. Para el Programa de Preparación en caso de terremoto de la ciudad de Los Angeles. Producida por Hanna-Barbera Prods., Inc.

2. D. Mayer Rosa (1986), *Tremblements de terre. Origine, risque et aide*. Comisión Nacional Suiza de la UNESCO y Comisión Suiza de Geofísica.

3. United States Geological Survey (1983), *Safety and Survival in an Earthquake*. U. S. Govt. Printing Office.

Indice



APÉNDICE

ESCALA DE INTENSIDADES DE MERCALLI MODIFICADA

I. No es sentido. Sólo lo registran los sismógrafos.

II. Es sentido por personas que se hallan en reposo, en edificios altos o en lugares que favorecen la percepción.

III. Es sentido en el interior de las habitaciones. Los objetos colgantes se balancean. La vibración es parecida al paso de un camión ligero. Es posible estimar su duración. Puede no ser considerado como un sismo.

IV. Los objetos colgantes se balancean. Vibración, semejante al paso de camiones pesados, o se percibe una sensación como si una pelota pesada golpeará las paredes. Los carros estacionados se mecen. Las ventanas, los platos y las puertas traquetean. Los vasos tintinean. Los cacharros chocan. En el rango superior de IV las paredes y armazones de madera rechinan.

V. Es sentido fuera de las casas; puede estimarse su dirección. Las personas dormidas despiertan. Los líquidos experimentan alteraciones; algunos se derraman. Los objetos inestables y pequeños se mueven, así como las celosías y los cuadros. Los relojes de péndulo se detienen, echan a andar o cambian de velocidad.

VI. Es sentido por todos. Muchas personas se asustan y salen corriendo de sus casas. Se dificulta caminar. Las ventanas, platos y objetos de vidrio se rompen. Adornos, libros, etc., caen de los estantes. Los cuadros se desprenden de las paredes. El mobiliario se mueve o cae. Se agrieta el yeso débil y las construcciones tipo D. Suenan las campanas pequeñas (iglesias, escuela). Los árboles y los arbustos se sacuden (visiblemente) o se escucha la agitación de sus ramas y hojas.

VII. Es difícil permanecer de pie. Los automovilistas sienten cómo se agita el piso. Los objetos colgantes vibran. Se rompen los muebles. Daños a construcciones tipo D, incluyendo grietas. Las chimeneas débiles se parten al nivel del techo. Se produce caída de yeso, de ladrillos sueltos, de piedras, de tejas, de cornisas, de parapetos sin apoyo y de ornamentos arquitectónicos. Se abren algunas grietas en las construcciones tipo C. Se observan olas en los estanques; el agua se enturbia con lodo. Hay derrumbes y aludes en los bancos de arena o grava. Tañen las campanas grandes. Los canales de irrigación quedan dañados.

VIII. Se dificulta conducir un vehículo y quizá hasta se pierde el control del auto. Daños a las construcciones tipo C; colapso parcial. Algunos deterioros en las construcciones B; ninguno en las construcciones A. Caída de estuco y de algunas paredes de ladrillo. Torcedura y caída de chimeneas (casas y fábricas), monumentos, torres, tanques elevados. Las casas de armazón son movidas de sus cimientos si no están aseguradas a ellos. Se rompen las ramas de los árboles. Cambios en el flujo o la temperatura de manantiales y pozos. Grietas en terreno húmedo y en pendientes empinadas.

IX. Pánico general. Las construcciones son destruidas: las de tipo C quedan gravemente dañadas o, a veces, se caen del todo y las de tipo B quedan dañadas seriamente. Averías generales a los cimientos, y muy serias a las cisternas y presas. Las tuberías subterráneas quedan rotas. Grietas conspicuas en el terreno. En las zonas aluviales, la arena y el lodo son arrojados a las orillas, surgen las llamadas fuentes de terremoto y se abren cráteres de arena.

X. La mayor parte de las construcciones de mampostería y de armazón, así como sus cimientos son destruidos. Algunas estructuras y puentes, cuidadosamente contruidos caen. Hay daños serios en presas, diques y terraplenes. Se producen grandes aludes. El agua es arrojada a la orilla de canales, ríos, lagos, etc.

La arena y el lodo son desplazados horizontalmente en playas y terrenos planos. Los rieles de las vías de ferrocarril se doblan levemente.

XI Los rieles quedan doblados considerablemente, y las tuberías subterráneas completamente fuera de servicio.

XII. La destrucción es casi total. Grandes masas de roca son desplazadas. Las líneas de nivel quedan distorsionadas. Los objetos son arrojados al aire.

Construcciones A: Trabajo, concreto y diseño buenos; reforzadas, en especial lateralmente, y amarradas usando acero, concreto, etc.; diseñadas para resistir fuerzas laterales.

Construcciones B: Trabajo y concreto buenos; reforzadas, pero no diseñadas especialmente para resistir fuerzas laterales.

Construcciones C: Trabajo y concreto ordinarios; sin debilidades extremas, como falta de amarres en las esquinas, pero tampoco reforzadas ni diseñadas contra fuerzas horizontales.

Construcciones D: Materiales débiles como adobe; concreto pobre; baja calidad de mano de obra; débiles horizontalmente.



COLOFÓN

Este libro se terminó de imprimir y encuadernar en el mes de octubre de 1998 en los talleres de Impresora y Encuadernadora Progreso, S.A. de C.V. (IEPESA), calzada de San Lorenzo 244, 09830 México, D.F.

Se tiraron 4 000 ejemplares.

La Ciencia para Todos es una colección coordinada editorialmente por *Marco Antonio Pulido* y *María del Carmen Farías*.



"Este Sol, su nombre 4 movimiento, éste es/nuestro Sol, en el que vivimos ahora./Se llama Sol de movimiento porque se mueve,/ sigue su camino./ Y como andan diciendo los viejos, en él habrá/ movimiento de tierra, habrá hambre y con esto/ pereceremos. " Este sombrío texto de los antiguos mexicanos sirve de epígrafe al presente libro, uno de cuyos fines principales es dar a conocer al lector las causas que producen los terremotos, la forma en que las ondas que generan se propagan y afectan al terreno y las estructuras y los principios de riesgo y predicción sísmicos. "Ésta es —escribe el autor— la justificación y la finalidad de mi trabajo, en el cual se pretende presentar los principios de la sismología en forma cuidadosa, pero de tal manera que el lector no necesite de conocimientos especiales de física, matemáticas o geología para entenderlos."

Siendo México uno de los países más sísmicos del mundo, dado que un somero análisis de su geología muestra que gran parte de su territorio está sometido a enormes esfuerzos que provocan, entre otros efectos, grandes terremotos (es raro el habitante de las costas suroccidentales o del centro de México que no haya sentido [o sufrido] en su vida un terremoto), un libro dedicado al estudio de los sismos más que llenar una necesidad es una lectura prácticamente obligatoria. De este modo, Nava dedica parte de su texto a explicar en detalle qué hacer en caso de terremoto, desglosando las prevenciones necesarias a tomar *antes* de un evento de esta naturaleza; durante el sismo y en su secuela, reglas cuya observación ayudará a mantener la necesaria actitud positiva y de confianza, indispensables para la supervivencia en caso de catástrofe.

A lo largo de su agitada historia, el hombre siempre ha experimentado un terror especial hacia los terremotos y, a su manera especial, ha intentado explicarlos. Los sismólogos actuales cuentan con un arsenal de instrumentos en extremo complejos de los que se han valido para estudiar los fenómenos sísmicos. De sus conocimientos actuales, de sus formas de análisis y de las posibilidades de llegar a poder predecir un terremoto trata el presente —y oportuno— libro.

