

Chapter Title: NOCIONES DE SISMOLOGÍA

Book Title: Fundamentos de ingeniería estructural para estudiantes de arquitectura

Book Subtitle: Tercera edición

Book Author(s): Rafael Riddell C. and Pedro Hidalgo O.

Published by: Ediciones UC

Stable URL: <https://www.jstor.org/stable/j.ctt1bhkq3k.7>

JSTOR is a not-for-profit service that helps scholars, researchers, and students discover, use, and build upon a wide range of content in a trusted digital archive. We use information technology and tools to increase productivity and facilitate new forms of scholarship. For more information about JSTOR, please contact support@jstor.org.

Your use of the JSTOR archive indicates your acceptance of the Terms & Conditions of Use, available at <https://about.jstor.org/terms>



JSTOR

Ediciones UC is collaborating with JSTOR to digitize, preserve and extend access to Fundamentos de ingeniería estructural para estudiantes de arquitectura

V.

NOCIONES DE SISMOLOGÍA

5.1 Causas y Características de los Sismos

La principal causa de ocurrencia de los terremotos es la interacción entre las *placas* que conforman la corteza terrestre, las que están en permanente movimiento, fenómeno conocido como *tectónica de placas*. Otras causas no tectónicas, que producen temblores generalmente moderados y de efecto más local, son el volcanismo, los desplazamientos de masas al interior de la corteza debidos a cambios de volumen por efectos térmicos, el colapso de cavernas subterráneas, los cambios de presión de fluidos en la corteza, y los desplazamientos debidos al estado tensional de la corteza.

La teoría tectónica o de *la deriva de los continentes*, establece que la *litósfera*, constituida por la corteza más la parte superior del manto de la tierra, está dividida en un número de segmentos rígidos de aproximadamente 100 km de espesor denominados placas, que han experimentado desplazamientos desde hace millones de años. Los continentes constituían un supercontinente único llamado *Pangea*, rodeado de un mar único llamado *Panthalassa*. *Pangea* comenzó a fragmentarse hace 200 millones de años, primero en dos continentes, *Gondwana* (que comprendía lo que ahora es Sudamérica, África, Australia, Antártica, y la India) y *Laurasia* (que comprendía Norteamérica, Europa, y Asia), los que posteriormente se subdividieron en los continentes actuales y emigraron a las ubicaciones que tienen hoy.

Existe la hipótesis que *Pangea* a su vez se habría formado inicialmente de la unión de masas de tierra distintas a los continentes actuales, y habría durado algunos cientos de millones de años. Tales masas provendrían a su vez de otro supercontinente que anteriormente se fragmentó, de modo que procesos similares de reunión, escisión y dispersión de continentes podrían haber ocurrido en forma continua en los últimos

3500 millones de años, período que corresponde aproximadamente a la mitad de la edad de la tierra.

Actualmente existen 10 placas mayores, tal como lo ilustra la Fig. 5.1 (Bolt, 1981). El material ígneo o lava que existe en la *astenósfera* (parte de manto que subyace a la litosfera, de aproximadamente 150 km de espesor, en estado plástico fundido) sale en ciertos puntos y, al solidificarse, se incorpora a estas placas. Este fenómeno, y las corrientes de convección térmica en el manto, hacen que las placas se muevan en su afán de devolver, en otros puntos, una cantidad equivalente de material al interior de la tierra; esto produce una presión entre las placas en los puntos de contacto. Cada iniciación de una ruptura es el origen de un movimiento sísmico por la energía que se libera al producirse la ruptura, y que se transmite a través de ondas en todas direcciones.

En el caso de Chile y de los otros países que rodean el Océano Pacífico, el material ígneo se incorpora en el centro del océano a través de un fenómeno de volcanismo submarino, que hace que la Placa del Pacífico se mueva hacia las costas de Japón, China, Filipinas, Nueva Zelanda, mientras que la Placa de Cocos se mueve contra la Centroamérica y la Placa de Nazca se mueve contra la Placa Sudamericana. Al mismo tiempo, la Placa del Pacífico se mueve tangencialmente con respecto a la Placa Norteamericana. Todo este movimiento tectónico hace que todos los países ubicados en el anillo Circum-Pacífico estén afectados por movimientos sísmicos. La otra zona del mundo que presenta gran actividad sísmica es la que se extiende de este a oeste, desde China hasta los Alpes, lo que hace que China, la India, Pakistán, Irán, Turquía, Grecia, Rumania y los países de la ex-Yugoslavia también sean países sísmicos. En la Fig. 5.1 se muestran las direcciones del movimiento de las placas y la actividad sísmica de la corteza terrestre, pudiéndose observar como esta actividad se concentra en los bordes de las placas. Ciertos bordes entre placas, en los que la evidencia de movimiento relativo es apreciable a simple vista, reciben el nombre de *fallas geológicas*. El fenómeno de volcanismo tiene el mismo origen, pero en un grado menor, que la actividad sísmica.

El movimiento relativo que han experimentado los continentes a lo largo de los siglos avala la teoría expuesta anteriormente, tal como lo ilustra la Fig. 5.2 (Matthews, 1973).

Como ya se ha indicado, el movimiento sísmico se produce cuando la presión entre las placas origina la ruptura o deslizamiento que se traduce en un desplazamiento abrupto entre las placas, efecto que produce un trastorno local alrededor de la zona de ruptura que se percibe como un movimiento de tierra. Existen dos mecanismos básicos de interacción tectónica entre las placas: uno es el de *subducción* en el cual una placa se introduce bajo la otra, como es el caso de Chile en que la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana, o el de México en que la Placa de Cocos se introduce bajo la Placa Norteamericana; el otro tipo de mecanismo tectónico es el de *transcurción*, en el cual una placa se mueve horizontalmente con respecto a otra,

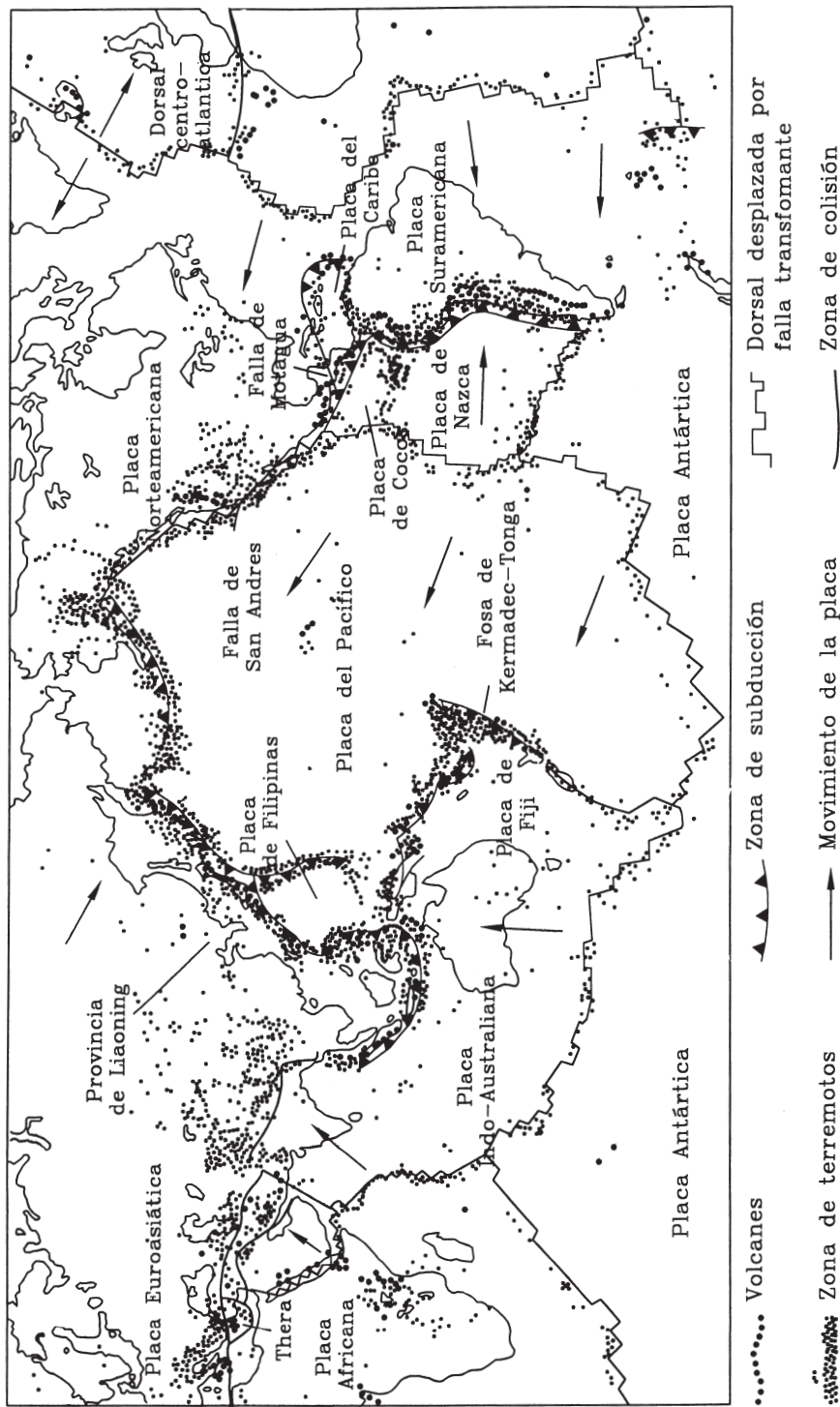


Figura 5.1 Mapa del mundo que muestra la relación entre las placas tectónicas más importantes y los terremotos y volcanes recientes. Los epicentros de terremotos están representados por círculos pequeños y los volcanes por círculos grandes (Bolt, 1981)

como es el caso de la Falla de San Andrés que atraviesa longitudinalmente el estado de California en U.S.A. En el mecanismo de subducción la interacción ocurre bajo el mar y entre las placas superpuestas, por lo que los desplazamientos no pueden observarse directamente; en cambio, en la Falla de San Andrés u otros mecanismos de transcurción la falla deja una traza en la superficie que es fácilmente reconocible a simple vista. En Chile también se presenta el fenómeno de transcurción; ello ocurre en la región austral, en dirección paralela a la extensión occidental del estrecho de Magallanes, donde interactúan con dicho mecanismo las placas Antártica y Sudamericana.

Sin embargo, no todos los eventos sísmicos se pueden explicar por un mecanismo de subducción o transcurción. Existen también los llamados *sismos intraplaca* que corresponden a fallas que se producen dentro de una placa debido a fenómenos como los inicialmente mencionados. El sismo de Las Melosas ocurrido al Este de Santiago en Septiembre de 1958, y los que se producen en la zona de Mendoza y San Juan en Argentina se clasifican como sismos intraplaca.

Cuando se produce un sismo, la zona de ruptura entre las placas alcanza una cierta extensión. En los grandes terremotos chilenos de Mayo de 1960 se ha estimado que la placa de Nazca se desplazó bajo la placa Sudamericana más de un metro en una extensión de cerca de 1000 kilómetros en la dirección Norte-Sur. Se denomina *foco* o *hipocentro* de un sismo el lugar en el interior de la corteza en que inicia la ruptura. Se llama *epicentro* el lugar de la superficie más cercano al foco. Se dice entonces que la ruptura que se inicia en el foco se *propaga* a través del contacto interplacas y mientras mayor es la zona comprometida en la ruptura, mayor será la magnitud del terremoto.

El grado de daño que producen los sismos depende en gran medida de la profundidad del foco, básicamente porque las ondas que genera la energía liberada se *atenúan* con la distancia. De acuerdo con ello los sismos se clasifican en sismos de foco superficial, con profundidad entre 0 y 70 km; de foco intermedio, con profundidad entre 70 y 300 km; y de foco profundo, con profundidad mayor de 300 km. Los sismos destructivos son todos de foco superficial. Dentro de estos sismos, la severidad del daño producido es tanto mayor mientras más superficial es el foco, aunque ello también depende de la cantidad de energía liberada por el sismo. La ubicación de los focos de los sismos chilenos en un corte vertical de la corteza en la dirección de los paralelos, permite verificar el mecanismo de subducción que origina nuestra actividad sísmica, ya que las profundidades de los focos se hacen mayores cuanto más alejados del mar se encuentran. Esto permite anticipar que los movimientos sísmicos serán más severos cerca de la costa que cerca de la Cordillera de Los Andes, lo cual se ve reflejado en la zonificación sísmica especificada en la norma chilena NCh 433 “Diseño Sísmico de Edificios” (Instituto Nacional de Normalización, 1996) que se muestra en la Fig. 7.6.

Un sismo de importancia siempre va acompañado de otros sismos menores que anteceden o son posteriores al evento principal, a lo largo de un lapso de tiempo que dura varios meses, e incluso años en el caso de sismos de gran severidad. Los sismos anteriores al principal se denominan *precursores*, mientras que los posteriores se llaman *réplicas*. Al ubicar en un plano todos los epicentros de precursor, evento principal y réplicas, se puede determinar la zona de ruptura o de falla que dio origen a este conjunto de sismos. Esto indica que la ruptura entre las placas se produce como una secuencia o reacción en cadena en el tiempo, hasta que la energía que se ha acumulado por la interacción entre las placas en la zona en cuestión termina de liberarse. Esto hace que la fricción entre las placas, y el estado tensional correspondiente, empiece a aumentar en otra zona, que en el futuro se verá afectada por otro conjunto de sismos. En la Fig. 5.3 se muestran las áreas de ruptura para diversos eventos sísmicos chilenos originados por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana.

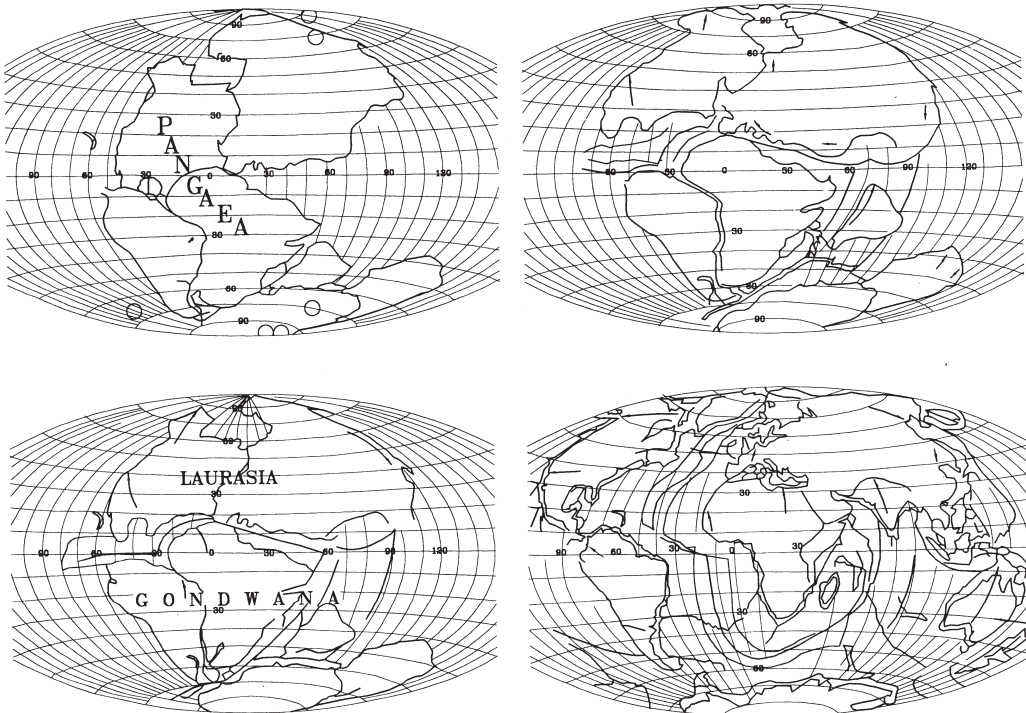


Figura 5.2 Movimiento experimentado por los continentes (Matthews, 1973)



Figura 5.3 Últimos grandes terremotos en Chile y sus zonas de ruptura. (Diario El Mercurio, 30/3/91). (No muestra el sismo del 27/02/2010 que volvió a cubrir la zona entre Valpo. y península de Arauco).

La energía que se libera al producirse la ruptura entre las placas se traduce en ondas sísmicas que se transmiten en todas direcciones a partir del foco del sismo. La percepción de un sismo en un determinado lugar de la superficie corresponde al paso de estas ondas por el lugar. Existen diversos tipos de ondas sísmicas, a continuación se mencionan las más importantes (Fig. 5.4):

- *Ondas de cuerpo*, que se transmiten a través del volumen de la Tierra. Ellas son:
 - i) Ondas P, de dilatación y compresión de la corteza. Se propagan en dirección longitudinal a las contracciones y dilataciones del medio en que viajan, similarmente a las ondas sonoras.
 - ii) Ondas S, u ondas de corte, que implican deformaciones por esfuerzo de corte del material de la corteza. Hacen vibrar el medio en que se propagan en sentido perpendicular a la trayectoria de las ondas. No se transmiten en los líquidos.
- *Ondas superficiales*, que sólo se transmiten a través de la superficie de la Tierra. Ellas son:
 - i) Ondas de Love, con movimiento similar a las ondas S. El suelo se mueve horizontalmente en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Se originan por la llegada de las ondas S a la superficie.
 - ii) Ondas de Rayleigh, en que las partículas de suelo se mueven en un círculo contenido en el plano vertical orientado en la dirección que se propaga la onda. Similares a las ondas en la superficie de un líquido. Se originan por la llegada de ondas P a la superficie.

Las ondas superficiales viajan más lento que las ondas de cuerpo. De las cuatro ondas nombradas, la onda P es la más rápida de todas, mientras que la onda Love es la más lenta. En un determinado lugar se percibe una mezcla de estas ondas, de sus reflexiones y refracciones. No obstante, las llegadas de la primera onda P y la primera onda S son claramente distinguibles en un registro de aceleraciones. Conocidas las velocidades de propagación de estas ondas se puede determinar la distancia entre el foco y el lugar en que se está registrando el movimiento sísmico.

Por último, cabe mencionar que un *maremoto* es una onda generada en el océano por el desplazamiento del fondo marino motivado por el desplazamiento de la zona de falla. Los maremotos sólo se producen cuando ocurren sismos extraordinariamente severos, típicamente de magnitudes mayores que 8. La onda es capaz de viajar grandes distancias en el mar sin perder su energía o amortiguarse, por lo que sismos chilenos han producido maremotos en Japón, y vice-versa como ocurrió en Chile en Marzo 2011 después del gran terremoto de Sendai, Japón. El mismo fenómeno de un maremoto, pero en un lago, recibe el nombre de *seiche*. Los efectos de un maremoto pueden ser más devastadores que el terremoto mismo que los produjo, como se experimentó en el mencionado evento de Sendai.

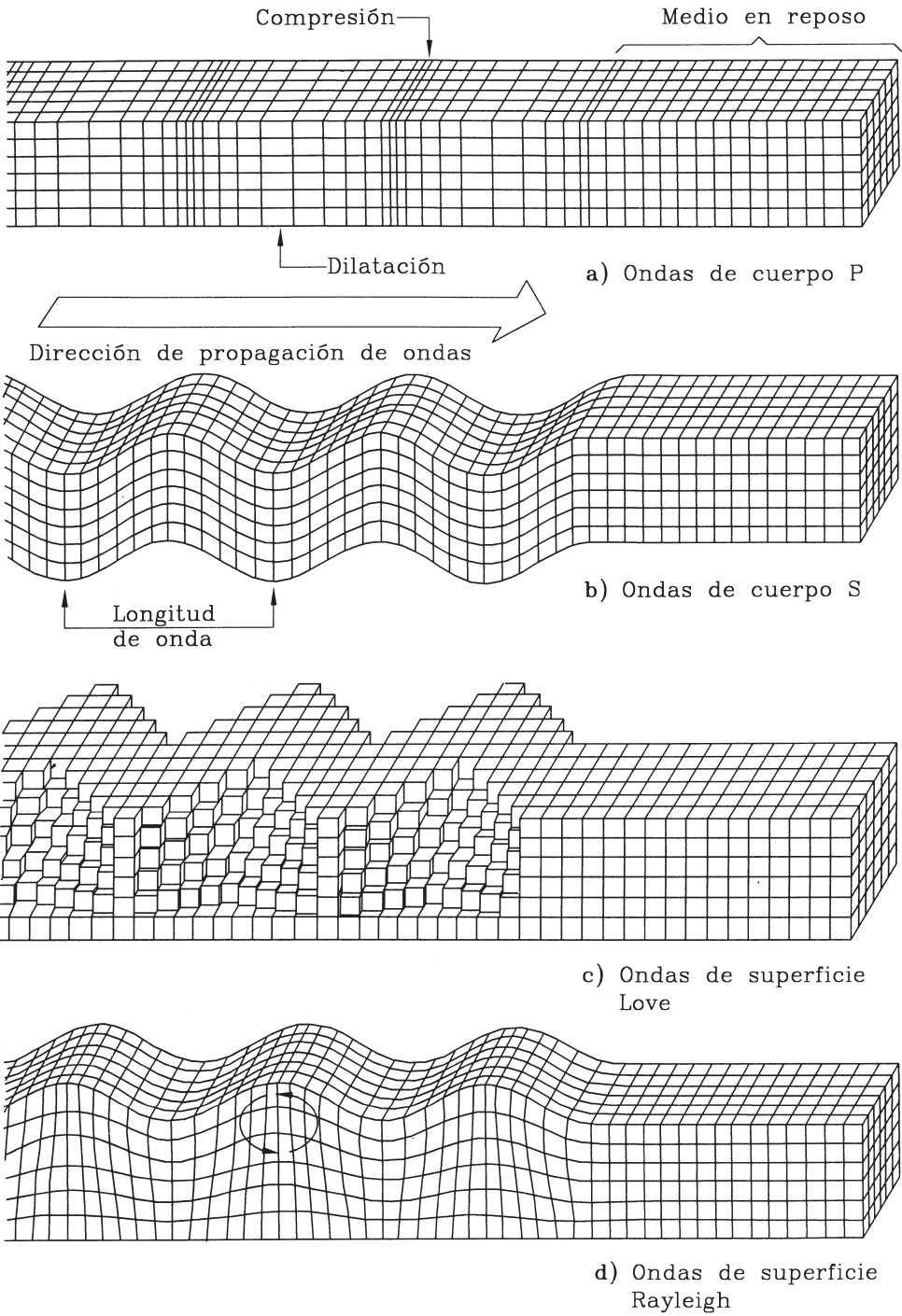


Figura 5.4 Tipos de ondas sísmicas (Bolt, 1981)

5.2 Medición, Predicción y Registros de los Sismos

Existen dos formas de medir los movimientos sísmicos: la intensidad y la magnitud. La *intensidad* es una medida del daño provocado por un sismo en las construcciones y de la cantidad de perturbaciones en la superficie. Es una medida subjetiva ya que es decidida por una persona en base a los daños y efectos observados después de un sismo. La escala más usada en el mundo para determinar la intensidad es la Escala de Mercalli Modificada, que se muestra en la Tabla V.6 (Bolt, 1981); allí se establecen doce grados en números romanos, ya que no se conciben intensidades que no sean números enteros. Un determinado evento sísmico puede tener diversas intensidades dependiendo del lugar en que esté ubicada la construcción y de la calidad misma de la construcción. Por ello, después de un sismo se determinan las intensidades en las diferentes ciudades y pueblos, lo cual permite determinar las líneas *isosistas*, o líneas de igual intensidad sísmica, como muestra la Fig. 5.5 para el sismo ocurrido el 3 de Marzo de 1985 en la Zona Central de Chile (Cruz *et al.*, 1988). Las líneas isosistas también reflejan la forma de la zona de falla, las cuales tienen en el caso de Chile una forma aproximadamente elíptica, como lo indica la Fig. 5.3. La orientación de esta elipse, de eje mayor paralelo a la línea costera, se ve reflejada en la forma de las líneas isosistas que se muestran en la Fig. 5.5.

La *magnitud* es una medida objetiva del tamaño de un sismo, ya que no depende de la densidad de población ni de la calidad del suelo ni de la construcción. Existe sólo una medida de magnitud para cada evento sísmico; su definición fue propuesta por Richter como el logaritmo en base 10 de la amplitud máxima de la traza registrada por un sismógrafo Wood-Anderson ubicado a 100 kilómetros del epicentro; la traza debe medirse en milésimas de milímetro. Por ejemplo, un sismo de magnitud 5 tendría una traza máxima de 100 mm ó 10 cm en el mencionado sismógrafo. Cada sismógrafo tiene una equivalencia de sus medidas con lo que mediría un sismógrafo Wood-Anderson, y una escala para corregir la magnitud por la distancia real entre el instrumento y el epicentro del sismo. Sin embargo, existen varias otras definiciones de magnitud, asociadas a diversos factores como las características de las ondas observadas (tipo y frecuencia), lo que suele ocasionar alguna confusión para los que no son especialistas.

La magnitud también es una medida de la energía liberada al producirse la ruptura entre las placas. La relación entre ambas cantidades es:

$$\text{Log } E = 11,8 + 1,5 M \quad (5-1)$$

en que E es la energía liberada y M la magnitud de Richter. El sismo del 3 de Marzo de 1985 tuvo magnitud 7,8 lo que corresponde a una energía liberada de $3,16 \cdot 10^{23}$ ergs. Esta cantidad equivale a la energía liberada por 316 bombas atómicas como la detonada sobre la ciudad japonesa de Hiroshima el 6 de Agosto de 1945. El sismo con mayor magnitud registrada desde 1930 hasta ahora es el ocurrido en Mayo de 1960 en el sur de Chile, que registró un equivalente a Richter 8,5 y una “moment magnitude” (otra definición) $M_w = 9,5$, mientras el sismo del 27 de Febrero de 2010 tuvo $M_w = 8,8$ y no se reportó el equivalente a Richter.

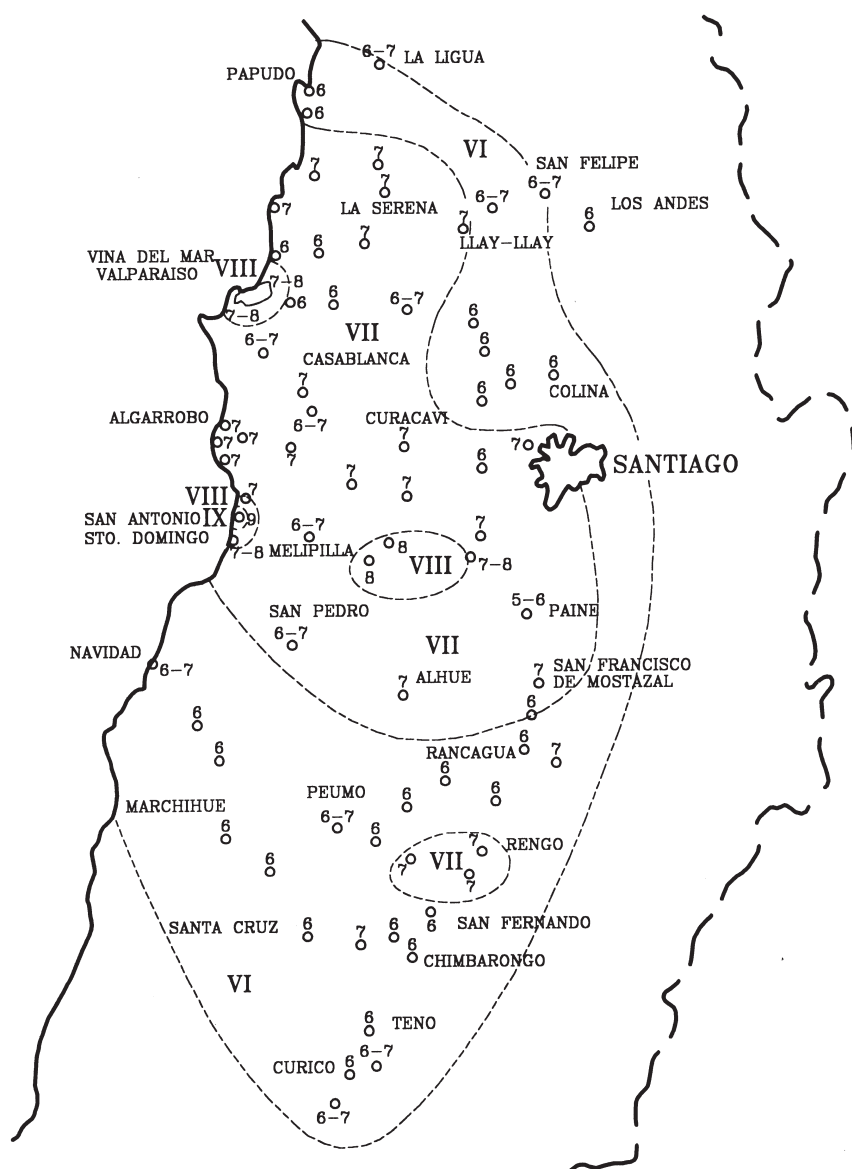


Figura 5.5 Mapa de isosistas en la zona central de Chile para el sismo del 03/03/85. (Cruz *et al.*, 1988)

Otro problema que interesa discutir es la predicción de los eventos sísmicos. Varios aspectos pueden predecirse con mayor o menor precisión. Los lugares donde ocurren los sismos en el mundo están identificados, tal como ha sido discutido anteriormente al analizar el fenómeno del movimiento tectónico de las placas; o sea, las zonas

sísmicas pueden definirse con bastante precisión. Sin embargo, al intentar predecir la frecuencia con que ocurren los sismos en distintos lugares, las afirmaciones pierden precisión. Por ejemplo, se sabe que en la zona de San Francisco, California, se puede esperar un sismo de magnitud 8,0 cada 100 años aproximadamente, sobre la base de la medición de la velocidad relativa de las placas a uno y otro lado de la Falla de San Andrés y la medición del desplazamiento relativo ocurrido durante el sismo de Abril de 1906; asimismo, se puede afirmar que un sismo semejante ocurre en la zona central de Chile cada 80 años en promedio, basados empíricamente en la historia sísmica de esta región durante los pasados 400 años, y que los sismos severos en la zona sur de Chile (Valdivia, Puerto Montt) tienen un período de retorno mayor que en la zona central. Y la naturaleza causa ciertas sorpresas: a pesar del importante evento de 1985 en la zona central, el terremoto del 27/02/2010 volvió a azotarla incluso con mayor intensidad sólo 25 años después. A pesar de los esfuerzos desplegados por los científicos e investigadores durante los últimos 40 años, la complejidad del fenómeno no ha permitido obtener avances importantes en este tipo de predicción. Solamente se cuenta con el indicio de que alguna actividad sísmica pudiera corresponder a la ocurrencia de sismos precursores de un evento mayor, o con la determinación de zonas de prolongada inactividad sísmica en el tiempo que pudiera indicar la ocurrencia futura de un evento sísmico. Estas zonas de inactividad reciben el nombre de huecos o *brechas sísmicas*, conforme a la teoría enunciada por Kelleher en 1973. En la Fig. 5.3 se muestran para el caso de Chile las brechas que quedan entre las zonas que han experimentado rupturas en los últimos 150 años. Entendiendo que la subducción de la Placa de Nazca debe producir sismos en forma más o menos uniforme a lo largo de todo Chile entre Arica y Aisén, la existencia de una brecha sísmica está asociada a una mayor probabilidad de ocurrencia de un sismo severo en dicho lugar, al igual que aquellas zonas en que no ha habido actividad severa en un largo período de tiempo, como las zonas desde Arica a Antofagasta en que los últimos eventos datan de 130 años atrás.

Por otra parte, el concepto de *riesgo sísmico* involucra la probabilidad de ocurrencia de un sismo de una severidad dada en un determinado lugar. En términos prácticos, el riesgo sísmico se materializa en *macrozonificaciones sísmicas* y en *microzonificaciones sísmicas* de los lugares que experimentan actividad sísmica. La macrozonificación sísmica se refiere a países o zonas de países, y está determinada por el movimiento tectónico de las placas o por la identificación de las fuentes potenciales y leyes de propagación de los efectos sísmicos. La microzonificación sísmica se refiere a ciudades, o partes de ellas, y está determinada principalmente por las características del suelo de fundación de las construcciones. Ambos términos serán empleados al discutir la norma chilena NCh 433.

Finalmente, es necesario discutir los registros que se pueden obtener del movimiento inducido por un sismo en un determinado lugar. Existen dos tipos de instrumentos que se utilizan en la práctica: los acelerógrafos, que registran las componentes de la aceleración

del suelo en función del tiempo, y los sismógrafos, que registran cualquier otro indicio de la ocurrencia de un sismo. Los sismógrafos son instrumentos muy sensibles que registran actividad muy tenue, imperceptible para las personas, o actividad que puede estar ocurriendo a decenas de miles de kilómetros de distancia en otro continente; por ello sus agujas están en permanente movimiento. Es usual entonces que los grandes eventos que ocurren en cualquier lugar del mundo sean inmediatamente reportados por los institutos geofísicos y sismológicos más importantes (Berkeley, Pasadena, Colorado en USA, Tokio, Moscú, etc.) información de fácil accesibilidad a través de Internet. Los acelerógrafos en cambio se llaman instrumentos de *movimiento fuerte*, ya que registran movimientos claramente perceptibles en la superficie durante eventos que ocurren a distancias no mayores a unos pocos centenares de kilómetros.

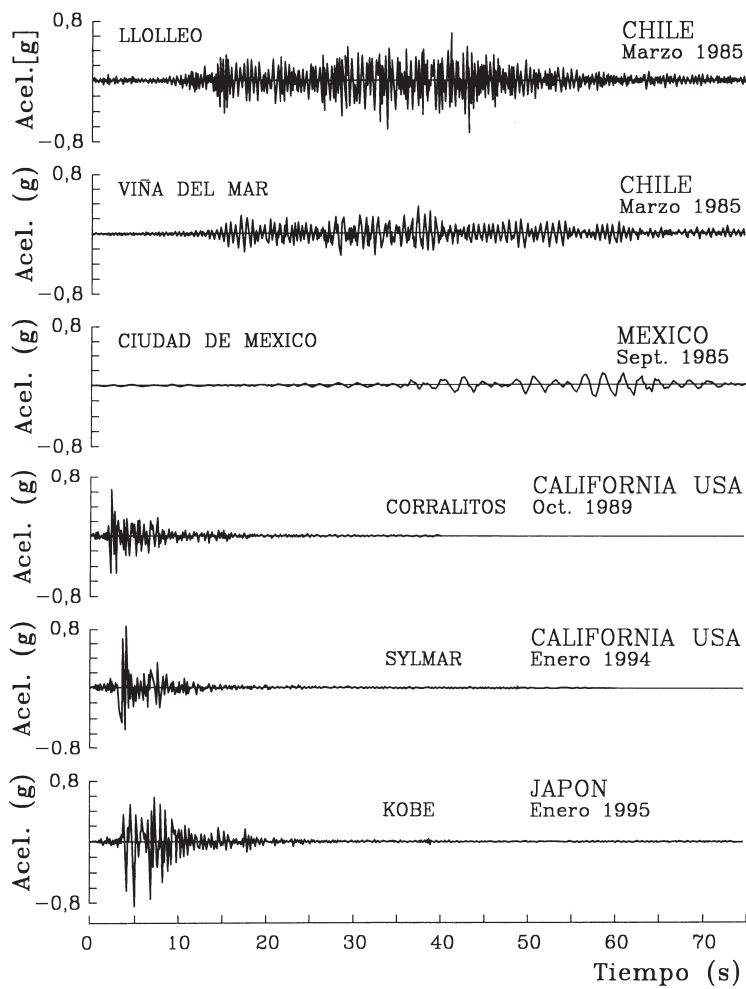


Figura 5.6 Acelerogramas del movimiento horizontal de terremotos severos recientes (Riddell, 1995)

Para determinar los efectos del sismo sobre las estructuras o equipos, se trabaja con el registro de aceleraciones, llamado *acelerograma*, el cual permite obtener información de importancia como la intensidad misma del movimiento, su contenido de frecuencias y su duración. Los *acelerógrafos* modernos permiten obtener las tres componentes de la aceleración del suelo, dos componentes horizontales y una vertical. En la Fig. 5.6 se muestran, para las mismas escalas de aceleración y de tiempo, las componentes horizontales más severas de seis sismos notables y dañinos ocurridos en los últimos años, con la indicación del lugar o estación en que fueron registrados (Riddell, 1995). Tal como se ha indicado anteriormente, en estos *acelerogramas* se pueden identificar los instantes en que arriba la primera onda P y la primera onda S. Determinando el tiempo transcurrido entre la llegada de ambas ondas y conociendo la velocidad de propagación de ellas, se puede determinar la distancia entre el foco del sismo y la estación de registro. Si esta información se conoce para tres estaciones se puede determinar la ubicación del foco del movimiento sísmico.

Una característica importante de un sismo y que se usa con frecuencia en los capítulos siguientes es el valor de la aceleración máxima del registro. Ésta es la característica más usada para calificar la severidad del movimiento sísmico, ya que tiene una relación directa con el máximo efecto inducido en las construcciones, aunque muy importante es también la velocidad máxima del suelo que tiene mejor correlación con la respuesta de estructuras de periodo intermedio (alrededor de 1 segundo) (Riddell, 2007).

5.3 Ejercicios Propuestos

- 5.01 ¿Qué hecho físico da origen a la ocurrencia de un movimiento sísmico?
- 5.02 ¿Qué relación existe entre el movimiento experimentado por los continentes a lo largo de los siglos y la teoría del movimiento tectónico de las placas como explicación de la ocurrencia de los sismos?
- 5.03 ¿Qué diferencia existe entre un movimiento tectónico de subducción y uno de transcurción?
- 5.04 ¿Qué diferencia existe entre el origen de un sismo por un mecanismo intraplaca y uno por movimiento tectónico de subducción?
- 5.05 Nombre un lugar de la Tierra en que el mecanismo tectónico que explica la ocurrencia de los sismos es de transcurción y otro lugar en que se evidencia el mecanismo de subducción. No incluir a Chile en estos lugares.
- 5.06 ¿En qué rango de profundidad se encuentran los focos de los sismos que producen más daño en las construcciones?

- 5.07 ¿Qué diferencia en cuanto a la intensidad y extensión del daño producido por un sismo existe entre un sismo de foco superficial y otro con mayor profundidad de foco?
- 5.08 ¿Qué se entiende por réplica de un sismo?
- 5.09 ¿Qué se entiende por una brecha sísmica?
- 5.10 Mencione las dos principales ondas sísmicas que se transmiten a través del cuerpo de la Tierra, e indique cual se propaga más rápido.
- 5.11 ¿Por qué los maremotos sólo ocurren como consecuencia de sismos de gran magnitud y nunca después de sismos pequeños?
- 5.12 ¿Qué diferencias existen entre la Intensidad de Mercalli y la Magnitud de Richter para un cierto evento sísmico?
- 5.13 ¿Es posible que un determinado evento sísmico tenga dos magnitudes distintas en dos lugares ubicados a distinta distancia del epicentro? Explique la razón.
- 5.14 ¿Cómo se explica que en Chile, las líneas isosistas de la mayoría de los sismos sean curvas que corresponden a superficies que tienen su dimensión mayor paralela a la costa del Pacífico?
- 5.15 Indique dos hechos que pueden indicar la ocurrencia próxima de un sismo de gran magnitud en un determinado lugar.
- 5.16 ¿Qué se entiende por microzonificación sísmica?, y ¿de qué depende esta microzonificación?
- 5.17 ¿Qué es un acelerograma?, ¿Qué lo diferencia de un sismograma?
- 5.18 ¿Por qué razón es posible determinar de un acelerograma la distancia a que está ubicado el hipocentro de un sismo?
- 5.19 ¿Cuántos registros se necesitan para determinar el hipocentro de un sismo?
- 5.20 ¿Es posible predecir los sismos?
- 5.21 ¿Cuáles son las causas de un maremoto?