

EL PAÍS MÁS SÍSMICO DEL MUNDO

Armando Cisternas

ARMANDO CISTERNAS

Ingeniero Civil en minas, Universidad de Chile.
M. S. (1960) y Ph. D. (1965), California Institute
of Technology (CALTECH). Actualmente se
desempeña como profesor en el Institut de
Physique du Globe en Strasbourg, Francia.

LA TIERRA ES UN PLANETA VIVO

Nuestro planeta la Tierra se formó, como los otros planetas, debido a la atracción gravitacional de partículas de distinto tamaño, y fue creciendo hasta alcanzar su tamaño actual. Los distintos meteoritos –que aún caen– tenían radioactividad que generaba calor. Además, la fuerza de gravedad comprimía el material terrestre más y más, a medida que la masa de la Tierra aumentaba. Esta deformación también generaba calor, como es el caso cuando se tuerce una barra de hierro. El calor que producen la radioactividad y la compresión gravitacional es proporcional al volumen, y el calor que se pierde a través de la atmósfera es proporcional a la superficie terrestre. El volumen varía como r^3 , y la superficie como r^2 , donde r es el radio de la Tierra. Luego, nuestro planeta genera más calor que el que pierde.

Así, la temperatura fue subiendo con el tiempo y en algún momento se alcanzó la temperatura de fusión, y allí comenzó el fenómeno de convección. Este tipo de movimiento rotacional en celdas se puede observar al calentar por abajo un recipiente de agua. Este fenómeno es más eficaz que la simple transmisión de la temperatura, pues permite la subida de los materiales más livianos y el traspaso de los más pesados hacia el centro de la Tierra. De esta manera se generaron la atmósfera, los océanos, la corteza terrestre, el Manto y el Núcleo externo e interno. La convección en el Manto es la que induce el movimiento de la corteza continental y oceánica. La corteza terrestre está dividida en placas, que son solo la expresión en la superficie de las celdas de convección. De este modo las distintas placas están en movimiento relativo, unas con respecto a las otras. El movimiento puede ser de extensión si dos placas se alejan, de compresión si se acercan, y de cizalle si una se mueve paralelamente a la otra. Este movimiento no es continuo, debido a la estructura elástica de los materiales de la corteza sólida. Pero la deformación entre placas se acumula con el tiempo hasta llegar a la ruptura violenta que caracteriza a un terremoto. El movimiento de las placas continúa produciendo una nueva acumulación de deformaciones preparando así el terremoto siguiente.

De esta manera, los terremotos forman parte esencial del movimiento de convección en la Tierra. También los volcanes juegan un rol fundamental en la salida a la superficie de materiales gaseosos que contribuyen a la atmósfera, líquidos que forman mares, ríos, lagos y glaciares, y finalmente el magma que es parte

fundamental de la corteza continental y oceánica. La interacción entre volcanes y terremotos es total, pues forman parte del mismo proceso. La Tierra seguirá siendo un planeta vivo mientras dure el proceso de convección, es decir mientras siga habiendo producción de calor. En algún momento en el futuro se perderá tanto la radioactividad como el crecimiento. En ese caso la Tierra se enfriará, no habrá más terremotos, y llegará a ser un planeta muerto, como es el caso del planeta Marte actualmente, y entonces la atmósfera desaparecerá y con ella la vida.

SISMICIDAD EN CHILE

Nuestro país es el más sísmico del mundo, su loca geografía ha sido construida por los terremotos, y los chilenos debemos aprender a convivir con ellos pues forman parte de la vida de nuestro planeta como se ha visto.

La sismicidad en Chile se debe al acercamiento entre la Placa Oceánica de Nazca y la Placa Sudamericana. Como la corteza marina (basalto) es más densa

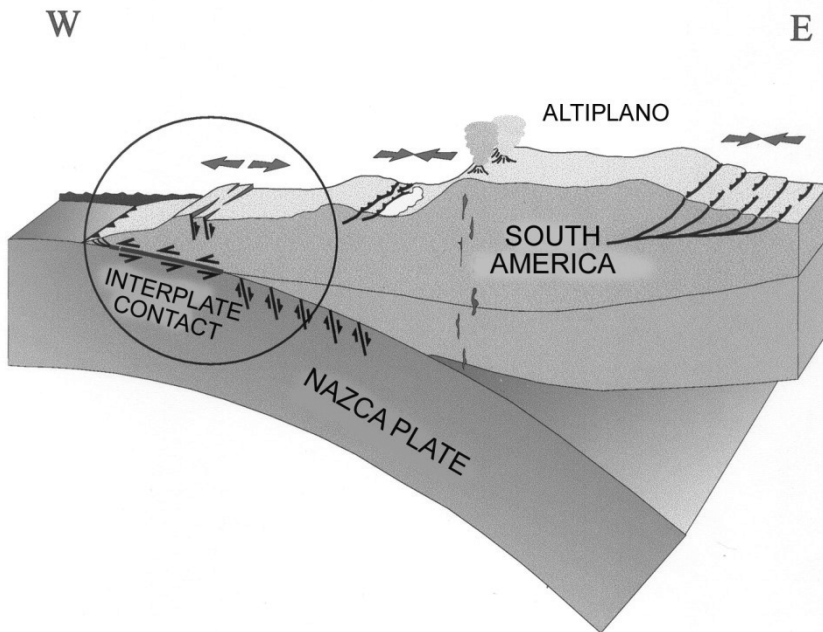


Figura 1. Subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. El contacto entre placas corresponde a una falla inversa en la cual el continente sube sobre el fondo oceánico. El mar está en color azul. En la Cordillera de los Andes se ve la zona volcánica y las fallas de compresión. (Ver Figura 1 en páginas a color)

que la continental (granito), la Placa de Nazca se hunde por debajo de la Sudamericana (Figura 1), desde Aysén hasta Colombia. La velocidad entre las placas es del orden de 8 a 10 cm por año. El movimiento entre placas no es regular sino debido a los sismos que ocurren de manera impredecible. El contacto está segmentado, y los segmentos están asociados a los terremotos más grandes; La Figura 2 muestra los mayores terremotos registrados durante el siglo XX, y en rojo dos grandes sismos del siglo XIX en el sur de Perú (1868) y el norte de Chile (1877).

Uno de los temas que crea confusión en Chile es la diferencia entre magnitud e intensidad de un sismo. La intensidad, asociada en general al nombre de Mercalli, evalúa en forma cualitativa el efecto de un sismo en un lugar determinado, y varía de lugar a lugar. Mercalli introdujo una escala con 12 intensidades basada en la observación de los daños. El valor de la intensidad se expresa en números romanos. Por ejemplo, intensidad VII corresponde a un sismo mediano, en que comienza a haber daño en las construcciones, pero sin que estas sean destruidas. La intensidad es mayor cerca del epicentro (punto en la superficie sobre el lugar en que comienza la ruptura), y disminuye con la distancia. También influye la calidad de los suelos. La magnitud,

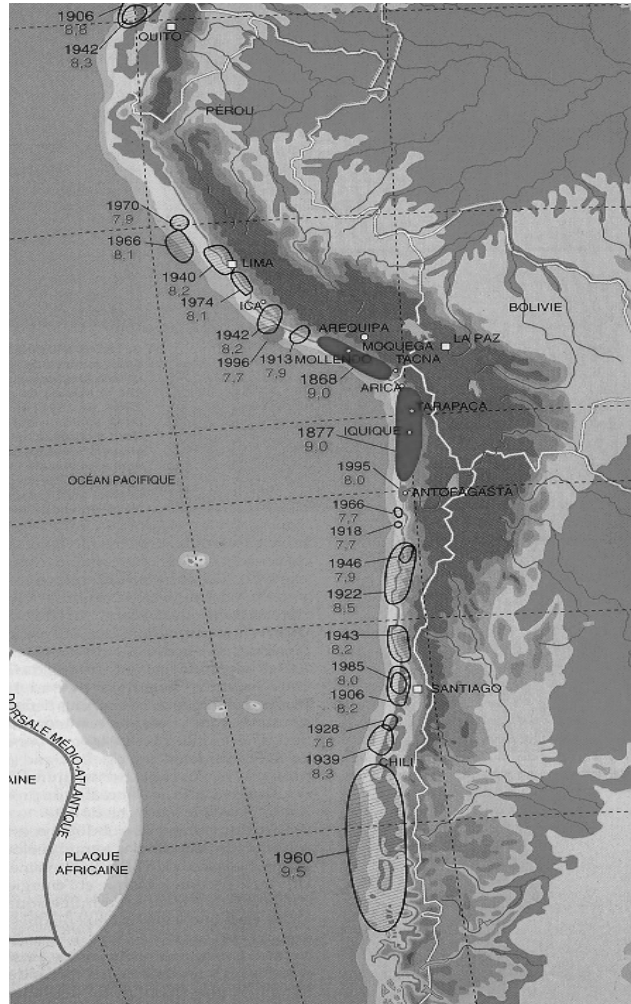


Figura 2. Zonas de ruptura de los grandes terremotos chilenos en el siglo XX. Las superficies en rojo corresponden a dos sismos de magnitud 9 fechados en 1868 y 1877. (Ver Figura 2 en páginas a color)

por otra parte, se mide en la escala de Richter. El tamaño de un sismo está dado por el llamado Momento Sísmico (M_o), que es proporcional a la superficie rota S y al desplazamiento relativo D_u de los dos bloques a ambos lados de la falla. De aquí el $M_o = m \cdot S \cdot D_u$, donde m es la constante elástica del material. Como M_o varía mucho, Richter propuso trabajar con el logaritmo y definió así la magnitud: $M_w = 2/3 \log(M_o) - 10.73$, donde el logaritmo es decimal, y el momento se mide en $\text{dinas} \cdot \text{cm}$. De aquí resulta que la magnitud no es acotada como la intensidad. El mayor terremoto conocido, el de mayo de 1960, tiene magnitud 9.5 lo que corresponde a un largo de falla de 1000 km con un desplazamiento de 25 m. La Figura 2 indica la magnitud de cada uno de los sismos observados.

En particular, los dos sismos antiguos indicados en rojo, uno en el sur del Perú y el otro en el norte de Chile, tienen unos 400 km de largo de ruptura, con más de 10 m de desplazamiento relativo, lo que equivale a una magnitud del orden de 9. Ya han pasado más de 120 años desde que ocurrieron, y no ha habido sismos de ese tamaño en la zona. Dada la velocidad de acercamiento de las placas, se tienen entre 10 y 12 m de deformación acumulada. Como se ve, esto corresponde a un sismo que puede llegar a tener magnitud 9. Ya hubo un sismo de magnitud 8.4 en el sur de Perú el 23 de junio de 2001, pero todavía puede ocurrir otro mayor. En cambio, para volver a juntar la deformación necesaria para producir un sismo equivalente al de 1960 en la zona entre Concepción y Aysén, faltan todavía unos 150 años.

INICIO DE LA SISMOLOGÍA EN CHILE: MONTESSUS DE BALLORE

La ciencia sismológica en Chile tuvo su comienzo después del terremoto de Valparaíso de 1906. El presidente de la República de aquella época, Pedro Montt, atinadamente se dio cuenta que no había en el país personas que supiesen algo siquiera sobre terremotos. Inmediatamente envió un mensaje a las embajadas de Chile, en particular a la de Francia, para contratar un especialista que desarrollase la Sismología en la Universidad.

La persona elegida fue Fernando Montessus de Ballore. No pudo hacerse una elección más acertada. Montessus de Ballore fue uno de los fundadores de la sismología a nivel internacional. Después de haber estudiado en la *École Polytechnique* fue nombrado agregado militar en la Embajada de Francia en El Salvador, y allí se familiarizó con los terremotos y los volcanes. Su interés fue tan grande que dedicó el resto de su vida a comprender estos fenómenos. Así nacieron un catálogo de 170.000 sismos a nivel mundial, y unos 30 libros sobre sismología. Cuando supo la posibilidad de venir a Chile aceptó inmediatamente la oferta, pues sabía que era un laboratorio natural de primera importancia.

Su tarea principal fue desarrollar el Servicio Sismológico Nacional instalando instrumentos en todo el país. Su trabajo tuvo impacto internacional pues en el primer número del “Boletín de la Sociedad Sismológica Norteamericana” aparece en la primera página el mapa de la distribución de estaciones en Chile.

En Chile continuó con sus investigaciones sobre la naturaleza y el origen de los terremotos a escala mundial. Su obra *Bibliografía General de Temblores y Terremotos*, publicada en 1916, contiene una descripción detallada de los sismos en distintas regiones de la Tierra. Pero además trata temas generales sobre las bases físicas del proceso de generación de temblores tal como se veía en la época. Otra publicación, *Historia Sísmica de los Andes Meridionales al Sur del paralelo 16°*, un trabajo monumental en seis volúmenes, incluye el sur de Perú, Bolivia, Chile y Argentina. En particular, el volumen 4 está dedicado al terremoto de Valparaíso de 1906.

Su tratado *El Arte de Construir en Países Sísmicos* fue utilizado para la formación de los estudiantes de la Escuela de Ingeniería de la Universidad de Chile.

Su muerte en 1923 fue una gran pérdida para la comunidad sismológica internacional y para Chile. El *Boletín del Servicio Sismológico* fue continuado por Carlos Bobillier, el sucesor de Montessus de Ballore. Sin embargo no hubo otras personas que pudiesen reemplazarlo como científico. Solo se realizó la mantención del Servicio Sismológico en forma rutinaria. Afortunadamente Cinna Lomnitz volvió a Chile en 1957 después de haberse doctorado en CalTech (Instituto Tecnológico de California) y relanzó la sismología científica en Chile a la imagen de Montessus de Ballore en 1907.

EL TERREMOTO CHILENO DE 1960

El 21 de mayo de 1960 hubo un sismo de magnitud 7.8 en Concepción. Cinna Lomnitz reaccionó inmediatamente, viajó en avión a Concepción y fue recibido por los periodistas de la zona. La pregunta de todos era: “Profesor, ¿qué viene ahora?”. Lomnitz llamó a la calma e indicó que lo peor había pasado, pues las réplicas eran siempre de menor magnitud que el sismo principal. ¡Y al día siguiente vino un terremoto de magnitud 9.5! Cualquiera otro sismólogo hubiese dicho lo mismo, pues nadie podía imaginar que lo que venía era el mayor sismo de la historia. En efecto, el sismo de 1960 tuvo una energía equivalente a $\frac{1}{4}$ de la energía total de todos los sismos en el mundo durante un siglo. Lomnitz organizó el estudio en el terreno instalando algunos sismómetros, siendo secundado por Lautaro Ponce y Edgar Kausel, quien era entonces un joven estudiante. Una persona notable en esta misión fue el geólogo americano Pierre Saint Amand, quien estudió los efectos



Figura 3. Ancud. Subsidencia y daño del tsunami (ola de 15 metros).

geológicos locales del terremoto y produjo además una colección única de fotos mostrando las espectaculares consecuencias del sismo.

Varios fenómenos secundarios contribuyeron a ampliar la influencia y los efectos de este gran terremoto. En primer lugar hubo levantamientos y hundimientos de la costa en prácticamente toda la zona de ruptura (Figura 3). Luego se produjeron grandes deslizamientos de terreno en distintos lugares. El más peligroso de todos fue el que creó una represa en el Lago Riñihue que puso en peligro a la ciudad de Valdivia. Este fue un desafío mayor, que fue estudiado y resuelto por el recordado profesor de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, don Raúl Sáez, junto con sus colaboradores (Figura 4). El terremoto también desató actividad en algunos de los volcanes de la región, entre ellos el volcán Cordón Caulle que entró en actividad dos días después del terremoto (Figura 5).

El número de muertos en Chile no se conoce exactamente, pero algunos informes llegan a dar hasta 6000, con unas 130.000 viviendas destruidas.

VIBRACIONES PROPIAS DE LA TIERRA

Observar los periodos más bajos de oscilación de la Tierra era el gran desafío de la sismología en los años 1950 y 60. La invención de nuevos instrumentos de baja frecuencia en los años 50, como los sismómetros Press-Ewing y el extensómetro de Benioff, insinuaban la posibilidad de medir largos de ondas de decenas y centenas



Figura 4. Vista del Lago Riñihue. Una represa natural fue creada por los deslizamientos de terreno durante el sismo.



Figura 5. Volcán Cordón Caulle. El volcán, distante 200 kilómetros del epicentro del sismo de 1960, comenzó la erupción dos días después del terremoto. (Foto de Pierre St. Amand).

de kilómetros. En particular, el extensómetro de Benioff era un instrumento de una simplicidad genial. Consistía en una barra de cuarzo de 25 m de largo orientada ya sea NS o EW, suspendida con cables al techo de una galería. Un extremo de la barra era solidario del comienzo de la galería, y el otro se encontraba libre, y permitía medir la distancia relativa al otro extremo usando un detector electrónico de capacidad variable.

Hacia fines de la década del 50, los sismólogos esperaban un gran terremoto capaz de producir tales ondas. Yo acababa de llegar a CalTech, y tenía clases de sismología con Frank Press. Una mañana llegó a clases con una gran sonrisa y frotándose las manos. Nos dijo: “Acaba de producirse un gran terremoto en Chile y por primera vez se podrá medir el periodo más bajo de oscilación de la Tierra”. En ese momento me vio, y me dijo: “Lo siento tanto”. Pero nada podía borrar esa sonrisa que le llenaba el rostro. En efecto, se tenían los instrumentos, se había desarrollado la teoría de las vibraciones propias de la Tierra a partir de un terremoto: lo único que faltaba era el sismo.

La Tierra puede vibrar en una gran cantidad de modos diferentes (Figura 6). En particular estos se dividen en modos Toroidales (de torsión) y Esferoidales (de contracción y extensión sucesivas). Los modos más bajos se pueden ver en la Figura 6. En azul se ven los Toroidales, y en naranja los Esferoidales. Lo que impresiona es que el modo ${}_0S_0$ de contracción y extensión radial no sea el de periodo mayor. En cambio, el modo ${}_0S_2$ en que se pasa de extensión polar y contracción ecuatorial,

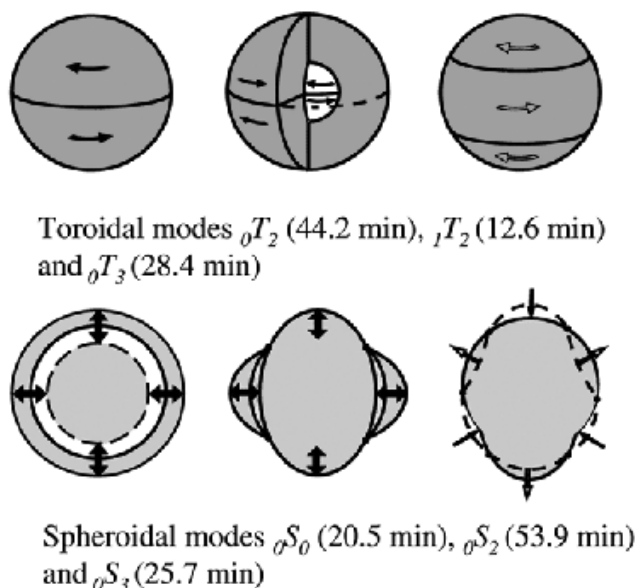


Figura 6. Modos Toroidales y Esferoidales. Los índices están asociados a las distintas formas de vibrar de la Tierra. El modo fundamental es ${}_0S_2$ (abajo, al centro) y tiene un periodo de oscilación cercano a una hora. El índice ${}_0$ indica simetría en longitud, y el índice ${}_2$ la variación en latitud. (Ver Figura 6 en páginas a color)

a contracción polar y extensión ecuatorial, tiene un periodo de oscilación de 53,7 minutos, casi una hora. Este es el fundamental. De los modos Toroidales el ${}_0T_2$ tiene un periodo de 44,2 minutos, también muy grande.

En una Tierra perfectamente esférica, sin irregularidades y sin rotación, existen muchos modos de vibrar diferentes que, debido a la simetría, oscilan con la misma frecuencia. Si se introduce la rotación en torno a un eje, se rompe la simetría perfecta, y algunos modos se desdoblan oscilando con frecuencias ligeramente distintas (Figura 7). Este fenómeno se llama *splitting* en inglés, o separación de los máximos de amplitud en el dominio de la frecuencia. La presencia de irregularidades en la constitución de la Tierra, y en particular el achatamiento de los polos, aumenta los casos de separación de los máximos espectrales. Inversamente, las observaciones de *splitting* permiten estimar las distintas heterogeneidades, y obtener un modelo

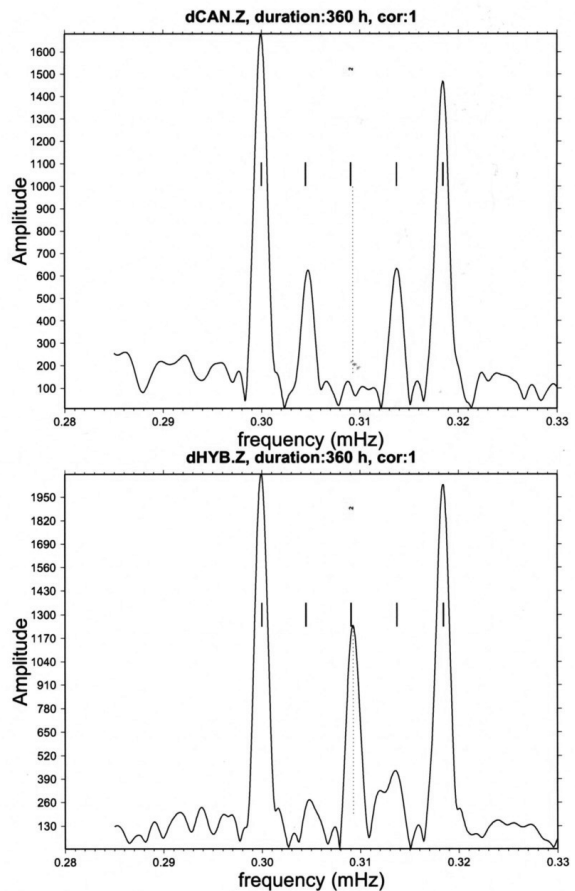


Figura 7. *Splitting* de la frecuencia del modo ${}_0S_2$ observada en dos estaciones (CAN y HYB). La frecuencia central se divide en cinco frecuencias indicadas por las rayas verticales. La amplitud de cada máximo varía en función de la estación.

más preciso del interior de la Tierra. Este fenómeno fue utilizado en particular por F. Press, H. Benioff, y S. Smith a partir de los registros de baja frecuencia del terremoto de mayo de 1960.

ONDAS SUPERFICIALES

Además de los modos normales, con los sismogramas del terremoto de 1960 se registraron ondas superficiales de baja frecuencia que dieron varias vueltas a la Tierra. Estas ondas superficiales tienen la característica de tener mayor amplitud en la superficie y decaen con la profundidad. Se las puede ver como ondas que no entran en el interior de la Tierra, sino que viajan solo cerca de la superficie. Otra característica de estas ondas es la dispersión. En efecto, a mayor longitud de onda, más profundamente penetran las ondas superficiales. Como las propiedades de los materiales de la Tierra varían con la profundidad, esto hace que la velocidad de la onda varíe con la longitud de onda. Las distintas frecuencias, que viajan con distintas velocidades, se van separando en el tiempo y el sismograma se alarga (dispersión).

Las ondas superficiales de tipo compresional R_n (Rayleigh) llegan a la estación en el lugar "n". Entre R_n y R_{n+2} hay una vuelta entera de la Tierra. Igualmente ocurre con las ondas de tipo cizalle G_n (Love). En la Figura 8 se ven las ondas G_2 y G_3 , y más abajo las R_2 y R_3 . El movimiento de partícula de la onda de Rayleigh describe una elipse dentro de un plano que pasa por el centro de la Tierra, la fuente del terremoto y la estación. En cambio el desplazamiento de las ondas de Love es ortogonal a este plano. La fuente sísmica emite estas ondas en todas direcciones, y una estación cualquiera siempre registra ondas que han salido de la fuente sísmica en dos direcciones opuestas (Ejemplo: R_2 y R_3). El estudio de ambas permite el análisis del efecto Doppler. Este efecto es similar a la diferencias del sonido producido por la sirena de un tren cuando se lo escuchaba del lado en que el tren se acercaba respecto del lado en que el tren se alejaba. Conociendo ambas frecuencias se puede calcular la velocidad del tren. Estas observaciones permitieron precisar el modelo adecuado de propagación de la ruptura en el plano de falla. Este fue el trabajo de A. Ben Menahem quien construyó un modelo de la mecánica de la ruptura a partir de las ondas superficiales. Para ello tuvo que numerizar a mano semanas enteras de registros sísmicos, y luego utilizar los primeros computadores disponibles en laboratorios sismológicos. Uno era el Bendix G-15, un enorme computador mixto, mitad tubos y mitad transistores, que tenía apenas 2 kilo-octetos de memoria.

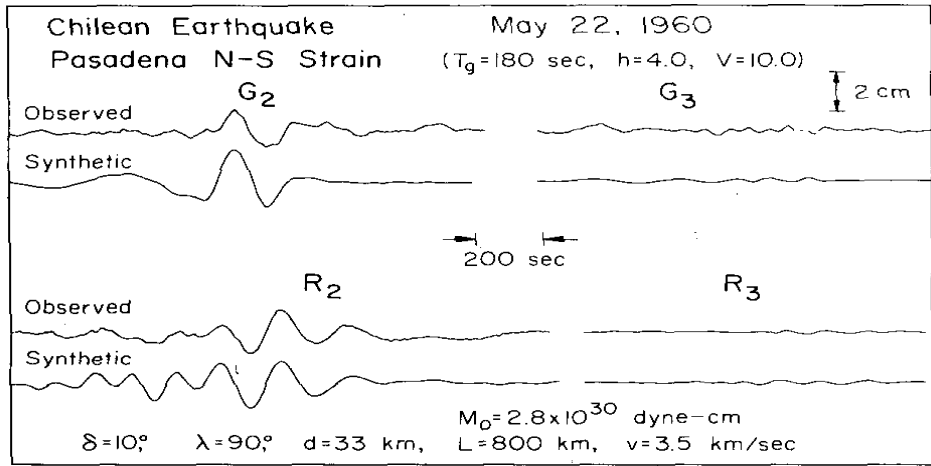


Figura 8. Sismogramas sintéticos y observados para las ondas de Love G2 y G3, y para las de Rayleigh R2 y R3. Para los sintéticos se ha usado un largo de ruptura de 800 km y una velocidad de ruptura de 3.5 km/sec (Ben-Menahem).

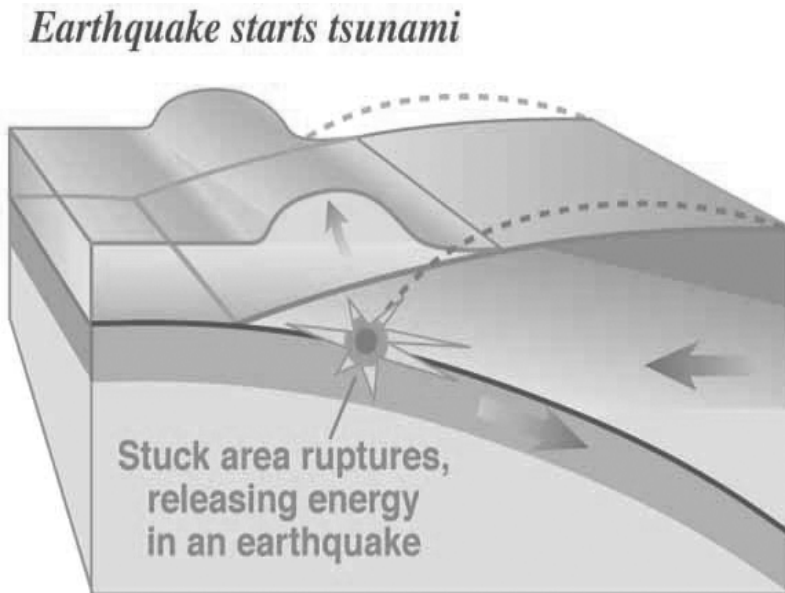


Figura 9. Generación de un tsunami. La Placa Sudamericana está en marrón y la de Nazca en azul oscuro. El continente está comprimido antes del sismo. Después de la ruptura recupera su forma inicial empujando una columna de agua hacia arriba, creando la onda inicial del tsunami. (Ver Figura 9 en páginas a color)

EL TSUNAMI

Uno de los efectos más importantes del terremoto del 60 a nivel internacional fue el gran tsunami que recorrió completamente el Pacífico, llegando hasta Japón. La energía generada por la subida de la Placa continental en la Fosa oceánica, a unos 100 km de la costa chilena, fue enorme. El desplazamiento de 25 m a lo largo del contacto entre Placas, significa una subida de 9 m si la pendiente es de 20° . De esta manera el sismo hizo subir alrededor de 9 m, una columna de 6 km de agua en la fosa (Figura 9). La energía generada fue tan grande que la altura máxima de la ola alcanzo unos 10 m en Japón, a 40.000 km de distancia y después de haber viajado un día entero. En efecto, la ola de tsunami viaja con una velocidad $c = \sqrt{g \cdot h}$, donde g es la aceleración de gravedad y " h " la profundidad del agua de mar. Como el promedio del fondo de mar es de unos 4 km en el Pacífico, la velocidad del tsunami alcanza 700 km/hora, y se demora unas 22 horas en llegar a Japón (Figura 10). En alta mar la altura del tsunami puede ser de unos 30 cm, pero al llegar a las playas, la velocidad comienza a disminuir y la parte delantera de la ola frena,

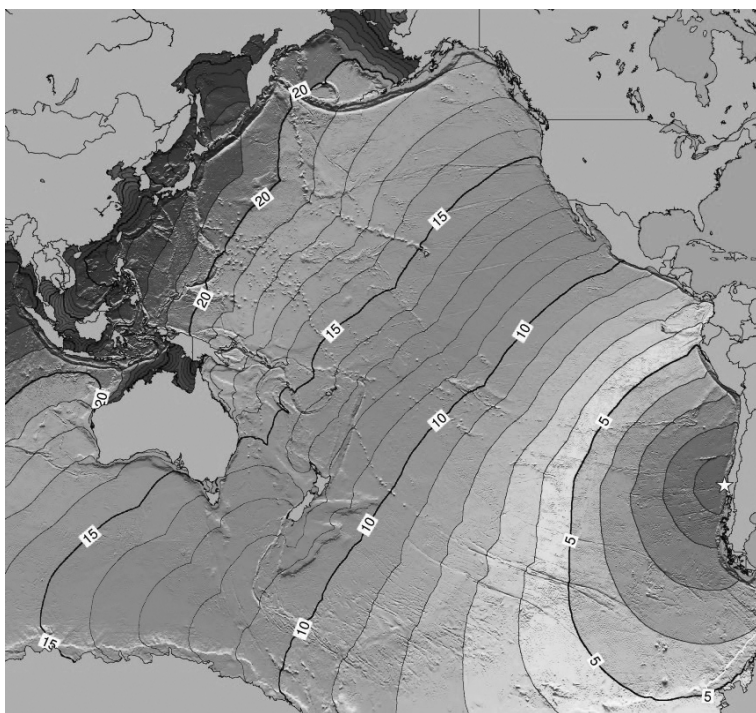


Figura 10. Propagación del tsunami en el Pacífico después del terremoto de 1960. Las curvas indican las horas después del inicio. El tsunami tarda 22 horas en llegar a Japón. (Ver Figura 10 en páginas a color)



Figura 11. Casa transportada por el tsunami en Maullín.

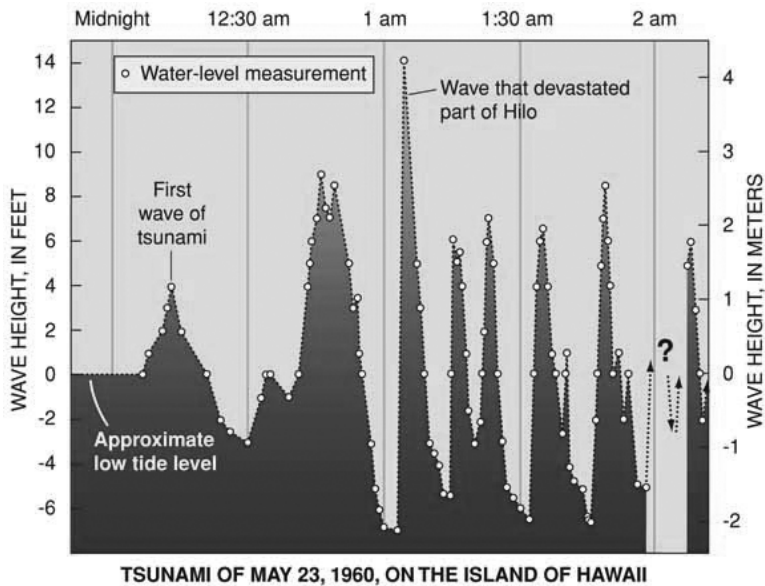


Figura 12. Olas del tsunami producido por el terremoto de 1960 en Hawaii. La tercera ola fue la más destructora. El tiempo entre ola y ola sugiere refugiarse en los lugares altos por lo menos 2 horas después de la llegada de la primera ola (NEIC).

mientras que la parte trasera empuja. Este efecto hace aumentar la amplitud del tsunami en la costa, pudiendo alcanzar alturas del orden de decenas de metros. En Chile la altura de la ola alcanzo unos 25 m en algunas regiones como la Isla Mocha (Figura 11). En Hawaii, la altura de la ola llegó a 11 m, y produjo una gran destrucción (Figura 12).

EL SISMO DEL 27 DE FEBRERO DE 2010

El 27 de febrero de 2010 se produjo uno de los terremotos más grandes a nivel mundial ($M_w = 8.8$) en la región comprendida entre Concepción y Valparaíso. Sin embargo su tamaño es unas 10 veces más pequeño que el de 1960. Su epicentro estuvo en Cauquenes y golpeó fuertemente las zonas más pobladas del país. En particular se produjeron muertes, destrucción de viviendas y arrastre

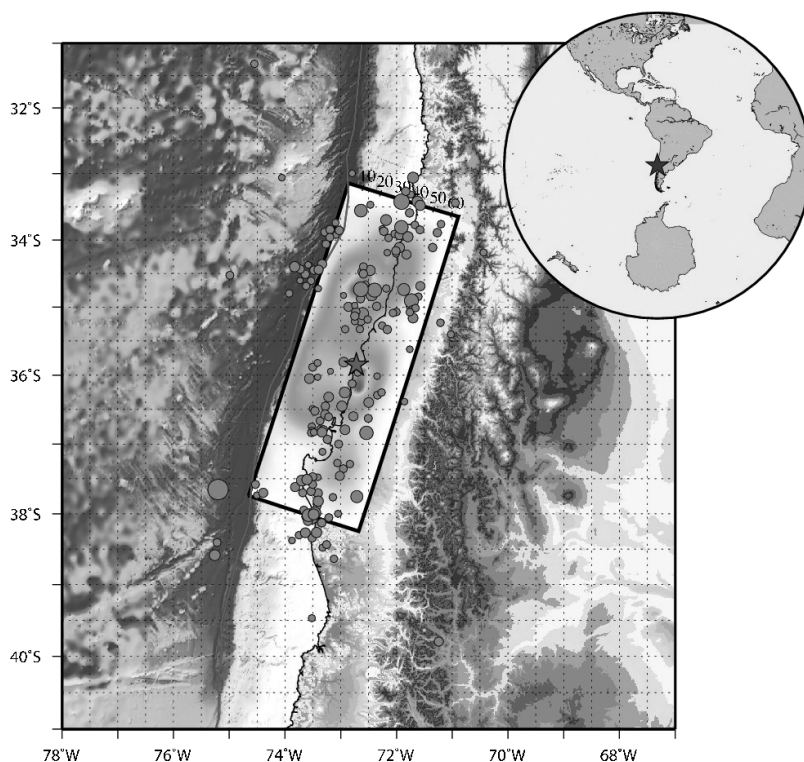


Figura 13. Ruptura del terremoto de febrero de 2010. La estrella indica el epicentro. Las primeras réplicas muestran la zona de ruptura bilateral que se propagó hacia el Norte y hacia el Sur. Los colores indican el desplazamiento, desde el azul suave (2 metros) hasta el rojo (14 metros) (Vigny). (Ver Figura 13 en páginas a color)

de embarcaciones hacia las playas. La región de ruptura está contenida dentro de la distribución espacial de las réplicas del sismo (Figura 13). Estas réplicas se producen en el borde de la superficie de la falla donde se concentran los esfuerzos, y en las asperezas que se gestaron en su interior durante el proceso de la dislocación.

Las características de este sismo siguen siendo estudiadas con los datos disponibles hasta el momento. En particular, se estudia el mecanismo de la ruptura principal, la distribución espacio-temporal de las réplicas, y los desplazamientos obtenidos usando medidas GPS especialmente cerca de la zona de ruptura. Este último método ha permitido tener resultados impresionantes. Medidas del desplazamiento anual realizadas por la cooperación franco-chilena, con instrumentos GPS, permitieron observar en 2009 la compresión de la corteza en Chile con desplazamientos del orden de 4 cm/año hacia Argentina (Vigny et al.). Esto permitió una publicación que advertía sobre la posibilidad de tener un sismo de magnitud 8.5 en la región. Luego vino el sismo de magnitud 8.8 y las medidas del desplazamiento dieron unos 5 a 6 m en la dirección del Pacífico, o sea en el sentido contrario a lo observado antes del sismo. Es importante destacar que son medidas en la superficie y no en el plano de falla, donde son mucho mayores.

Todos los datos anteriores ayudan a comprender mejor la física de este sismo mayor. La ruptura no es homogénea sino que tiene dos zonas de desplazamiento máximo de unos 14 m. Es justamente en estos sectores donde se observa una mayor acumulación de réplicas. La distribución de réplicas en el tiempo decrece muy rápidamente para un sismo de esta magnitud. Sin embargo, lo natural sería esperar varios meses de reajuste de la zona rota. Los datos sobre el tsunami no son todavía completos, pero se han observado olas que superaron los 14 m de altura sobre el nivel del mar. La posibilidad de una ruptura al sur de la zona de réplicas es muy pequeña, pues el terremoto de 1960 liberó las deformaciones acumuladas anteriormente, y 50 años no es un tiempo suficiente para crear las condiciones necesarias para producir un sismo mayor. En cambio todavía existe la posibilidad de rupturas importantes hacia el Norte. La réplica mayor registrada es de magnitud 7.0, es decir 500 veces más pequeña que el sismo principal, luego es posible todavía tener alguna réplica de magnitud 7.5.

Uno de los errores que cometieron las instituciones encargadas de dar la alerta fue decir que si el epicentro estaba en tierra, no existía riesgo de tsunami. El epicentro está asociado al punto en que se inicia la ruptura. Lo que interesa es la ruptura total. En este caso, dado el tamaño del sismo, la ruptura llegó hasta la fosa y evidentemente debía producir un tsunami. En la fosa el empuje de la Placa Sudamericana levantó una columna de 6 km de agua de mar iniciando la ola que

al viajar generó el tsunami en las regiones costeras. Además, la ola de tsunami sufre dispersión debido a que la velocidad varía con la frecuencia. Esto se traduce en la llegada de varias olas a la costa, con una media hora entre ellas, y muchas veces la primera no es la que lleva más energía.

DISCUSIÓN

Los terremotos del 22 de mayo de 1960 y 27 de febrero de 2010 han demostrado una vez más que Chile es un laboratorio natural para estudiar estos fenómenos. Sin embargo los sismólogos en Chile se cuentan con los dedos de la mano. Es necesario tener un proyecto nacional de formación de sismólogos al más alto nivel, y dentro de un plazo razonable. No basta con tener una red nacional de instrumentos de medida si no se tienen los científicos capaces de estudiar e interpretar las observaciones con el fin de comprender a fondo el proceso de producción de terremotos.

Por otro lado, ambos movimientos telúricos han mostrado que el sistema de emergencia no ha funcionado bien. En particular, tanto la ONEMI como el SHOA, que son organismos ejecutivos, han cometido errores. Estos hubiesen podido ser evitados si hubiese existido un mejor contacto con las universidades. El Servicio Sismológico de la Universidad de Chile debe tener una interacción directa y continua con ambas instituciones.

El diseño de las construcciones debe obedecer la Norma de Construcción Antisísmica, que ha sido obligatoria desde 1942. Sin embargo se ha visto que edificios recientemente construidos han fallado, lo cual indica que el control de la norma se ha debilitado especialmente con la descentralización. La destrucción y pérdida de vidas durante un terremoto es, finalmente, responsabilidad de personas que, por ignorancia o por intereses mezquinos, actúan contra toda lógica.

Finalmente, aunque los tsunamis existen en las zonas costeras y han producido sistemáticamente destrucción, no existen leyes en Chile que controlen el diseño del urbanismo en esas zonas. Los tsunamis no figuran dentro de la actual norma antisísmica. Esto debe ser corregido usando los mapas de zonas inundables producidos por el SHOA.

Chile tiene un pasado sísmico y seguirá produciendo terremotos en el futuro. Los chilenos tenemos el deber de aprender a vivir con nuestra sismicidad y enfrentarla inteligentemente.

Agradezco la ayuda del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.