

La ciencia de los tsunamis

El terremoto de Sumatra-Andamán, acaecido en el año 2004, produjo el tsunami más devastador que se haya registrado hasta entonces, alertando al mundo entero acerca del poder destructivo de este fenómeno. Para el estudio de este tsunami, los científicos están utilizando nuevas herramientas que proveen conocimientos sin precedentes sobre las causas y los efectos de estos eventos. El conocimiento adquirido a partir de su trabajo ayudará a mejorar los sistemas de alerta temprana, mitigando las consecuencias de eventos futuros.

Tim Bunting
Kuala Lumpur, Malasia

Chris Chapman
Phil Christie
Cambridge, Inglaterra

Satish C. Singh
Universidad de Cambridge
Cambridge, Inglaterra

Jim Sledzik
Gatwick, Inglaterra

Por su colaboración en la preparación de este artículo, se agradece a Eric Geist, Servicio Geológico de los Estados Unidos, Menlo Park, California, EUA; y Robert Stewart, Universidad A&M de Texas, College Station, EUA.

Q-Marine es una marca de Schlumberger. DART es una marca registrada de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de EUA.

1. "Indian Ocean Earthquake & Tsunami Emergency Update December 29, 2005," Centro de Excelencia en Manejo de Desastres y Asistencia Humanitaria, (Se accedió el 27 de septiembre de 2007).
2. Nirupama N, Murty TS, Nistor I y Rao AD: "Energetics of the Tsunami of 26 December 2004 in the Indian Ocean: A Brief Review," *Marine Geodesy* 29, no. 1 (Enero de 2006): 39-47.
3. El término tectónica de placas fue acuñado por Bryan Isacks, Jack Oliver y Lynn Sykes en un trabajo de investigación que data del año 1968. Isacks B, Oliver J y Sykes L: "Seismology and the New Global Tectonics," *Journal of Geophysical Research* 73 (15 de septiembre de 1968): 5855-5899.

El 26 de diciembre de 2004, el terremoto de Sumatra-Andamán, con una magnitud estimada de 9.3 en la escala de Richter, fue uno de los más grandes que se haya registrado utilizando equipos sismográficos modernos. Al azotar la costa oeste de Sumatra, en Indonesia, para luego seguir su curso a lo largo de una línea de falla en el margen oriental del Océano Índico, el terremoto generó un tsunami que hizo que la atención del mundo se centrara en el poder devastador de este fenómeno natural. Con estimaciones de más de 232,000 muertes y 2,000,000 de personas desplazadas en 12 países del Sur de Asia y África Oriental, el impacto del tsunami fue verdaderamente global.¹

Además de ser uno de los peores desastres naturales de la historia de la humanidad, el tsunami resultó único en otros aspectos. Fue el primer tsunami global que tuvo lugar desde el establecimiento de las redes modernas de monitoreo del nivel del mar y el primero en ser localizado y registrado continuamente por un satélite. No existe ningún otro evento sísmico de esta magnitud que se haya producido con tantas fuentes de recolección de datos disponibles. Desde una perspectiva científica, el evento proporcionó una gran cantidad de información para el análisis. Esta información será utilizada para comprender mejor y prepararse para incidentes futuros.

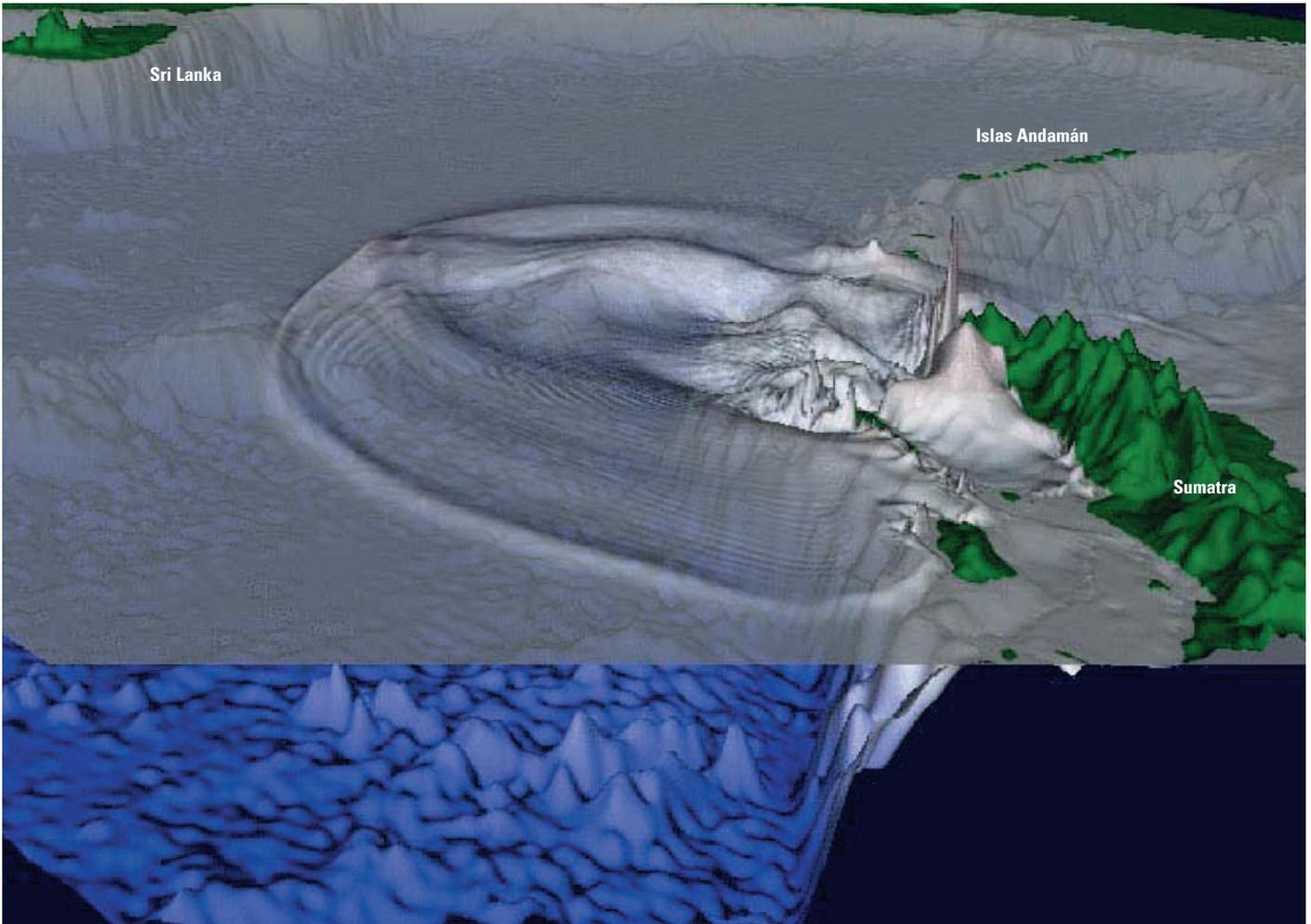
El terremoto y el tsunami infligieron una pérdida física de viviendas, puentes y negocios, que puede verse comparando las fotos previas y poste-

riores al suceso ([próxima página, abajo](#)). Estas imágenes revelan los daños generados por eventos que comenzaron por debajo de la superficie. No obstante, una comprensión total del terremoto y del tsunami subsiguiente requiere un enfoque multifacético.

Para desarrollar una apreciación de la magnitud de este evento—la energía liberada alteró momentáneamente la rotación de la Tierra—presentamos una revisión básica de la teoría de la tectónica de placas y los terremotos.² Luego sigue un análisis de la física de las olas oceánicas y tsunamis. Además, para comprender mejor el alcance de este evento, examinamos algunas de las herramientas utilizadas, tales como las redes de monitoreo sísmico y oceánico, los sistemas de posicionamiento global (GPS) y el software de modelado de tsunamis. Se incluyen también datos del levantamiento sísmico del tsunami realizado por WesternGeco, además de algunos resultados preliminares. Este artículo examina el estado de las gestiones actualmente en curso para desarrollar un sistema integrado de monitoreo y alerta temprana en la región del Océano Índico.

Bases tectónicas para un tsunami

En una escala de tiempo geológico, la superficie de la Tierra cambia constantemente; se forman y desaparecen los océanos, los continentes colisionan entre sí, y las montañas ascienden y descienden o desaparecen por acción de la erosión.



^ Cortesía del Servicio Geológico de EUA (USGS).

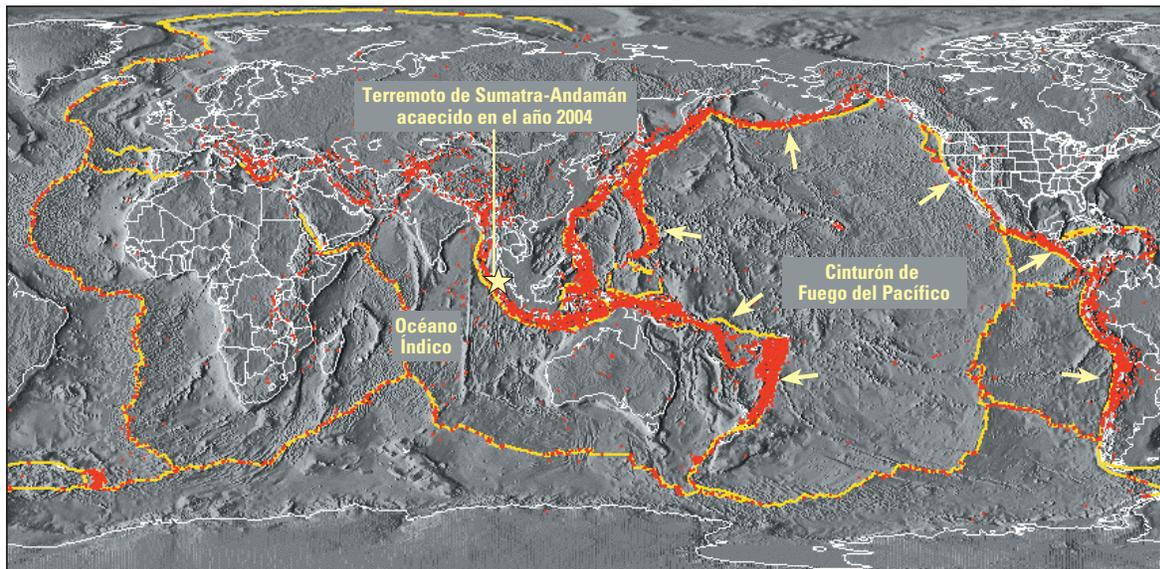
Para explicar los procesos que conformaron y continúan conformando la superficie de la Tierra, se propuso la teoría de la tectónica de placas.³ Esa teoría establece que la litosfera de la Tierra, la capa más

externa, se encuentra dividida en placas rígidas que se mueven, unas respecto de las otras, “flotando” en la astenosfera, una capa de mayor temperatura, densidad y movilidad. Por debajo de la astenos-

fera se encuentran el manto superior, el manto, el núcleo externo y, en el centro de la Tierra, el núcleo interno. Las placas principales han sido identificadas y, mediante la representación grá-



^ Fotografías satelitales de imágenes de alta resolución de Banda Aceh, en Indonesia, antes y después del tsunami. Banda Aceh se encuentra ubicada en el extremo norte de Sumatra. Con una población de 260,000 habitantes, fue la ciudad importante más cercana al epicentro del terremoto de Sumatra-Andamán. (Fotografías, cortesía de DigitalGlobe.)



— Bordes de placas corticales ■■ Epicentros sísmicos, $M_w > 5$, 1980 a 1990

^ Bordes de placas definidos por la actividad sísmica. El mapeo de los eventos sísmicos intermedios a grandes (rojo) ayuda a identificar los bordes de placas corticales (amarillo). El área conocida como Cinturón de Fuego del Pacífico es la región más activa del planeta, con un 90% de los eventos sísmicos registrados. Comparativamente, el Océano Índico es más activo a lo largo del margen oriental; especialmente en las proximidades del terremoto de Sumatra-Andamán de diciembre de 2004. [Adaptado de una imagen, cortesía de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de EUA.]

fica de la actividad sísmica, se han definido sus bordes (arriba).⁴

Las placas tectónicas divergen, convergen o se transforman constantemente. En las zonas



^ La India en movimiento. La India era una isla situada frente a la costa oriental de África hace 100 millones de años. Forma parte de la placa Indo-Australiana y ha penetrado la placa Euroasiática en su viaje hacia el norte. Durante este movimiento, se formaron las Montañas del Himalaya a lo largo del límite norte de la India.

divergentes, las placas se separan unas de otras, lo que permite que el magma basáltico se escurra hacia el fondo marino y cree la corteza oceánica densa en las zonas de hundimiento mesoocéánicas. El magma se enfría en contacto con el agua de mar y forma una serie de dorsales montañosas submarinas, que las placas divergentes apartan de la zona de hundimiento.

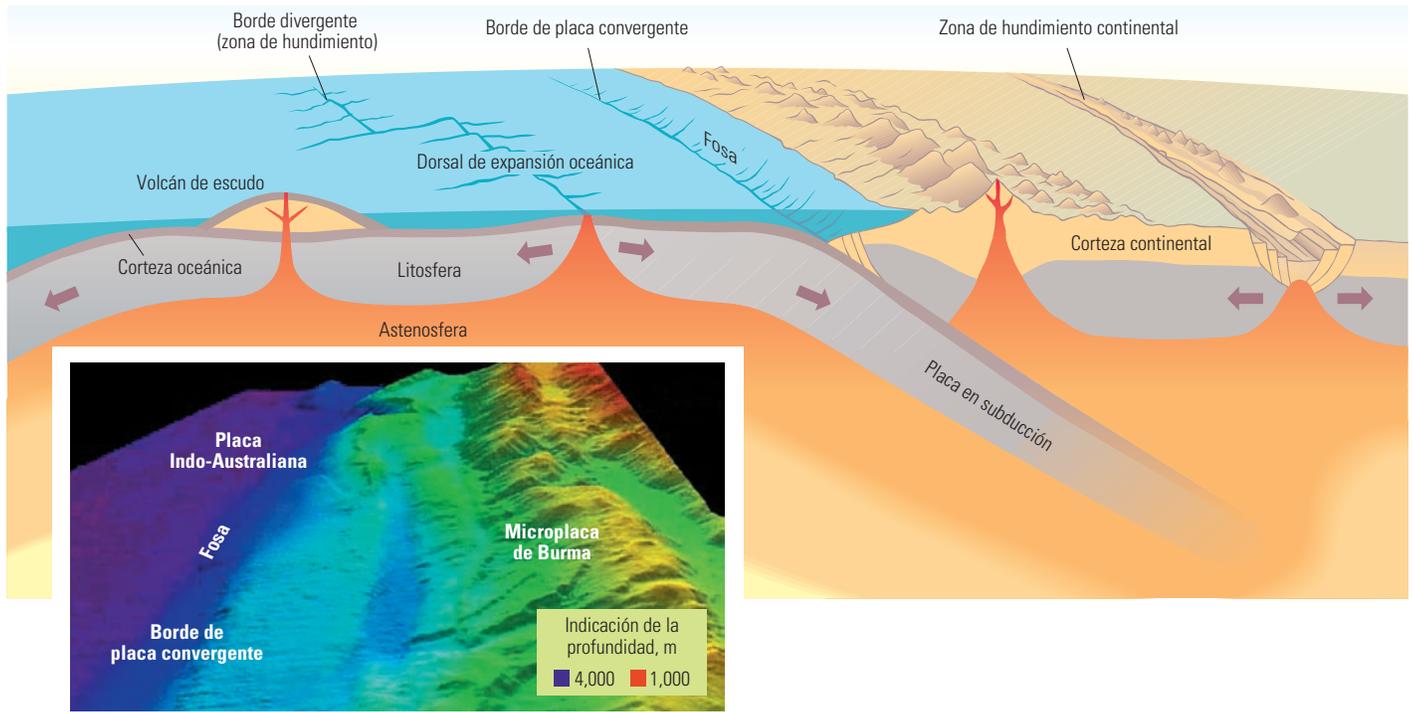
Las masas terrestres por encima del nivel del mar forman la corteza continental, que es usualmente de mayor espesor y mucho menos densa que la corteza oceánica. La placa oceánica densa se desliza por debajo de la placa cabalgante, en lo que se conoce como una zona de subducción. Finalmente, la placa en subducción se fusiona y retorna a la astenosfera. A medida que el material en proceso de subducción elimina agua, el fluido migra hacia arriba, mezclándose con el material de la placa cabalgante, lo que reduce su punto de fusión. Esto produce fusiones magmáticas, ricas en gases disueltos, que ejercen enorme presión ascendente sobre la placa cabalgante y que pueden erupcionar si se produce un debilitamiento de la corteza (próxima página, arriba).⁵

Sin embargo, a lo largo de los bordes en los que no se crea ni se destruye la corteza, se producen cambios que transforman la superficie de la Tierra. Con el tiempo, a medida que las masas terrestres colisionan, un océano que separó las masas puede desaparecer mientras el fondo oceánico previo se levanta por encima del nivel del mar. Las placas pueden deformarse a lo largo de

sus bordes, formando cordilleras. Las masas terrestres que conforman la corteza continental pueden deslizarse en sentido horizontal, creando terremotos a medida que las placas se atascan y se deslizan.

La placa Indo-Australiana, que desempeñó un rol clave en el terremoto de Sumatra-Andamán, comprende tanto la corteza continental como la corteza oceánica. Las masas terrestres de India y Australia conforman la mayor parte de la porción continental, mientras que el segmento oceánico yace por debajo del Océano Índico. Según la teoría (y los datos), hace 100 millones de años, India era una isla situada frente a la costa oriental de África, al sur del ecuador, que ha realizado un viaje inexorable hacia el norte, creando el sistema montañoso de los Himalayas a lo largo del recorrido. Hoy en día, la India está penetrando la placa Euroasiática a razón de 45 mm/año [1.8 pulgada/año], mientras rota lentamente en sentido antihorario.⁶ El monte Everest, el más alto de la cadena de los Himalayas, crece 4 mm [0.1576 pulgada] por año debido a este movimiento (izquierda).⁷ La porción cortical oceánica de la placa se hunde por debajo de la microplaca de Burma y la placa Euroasiática.

Al oeste de Sumatra, la fosa de Sunda (o Java) marca el borde de la zona de subducción. La fosa se extiende unos 3,000 km [1,865 millas], desde las Islas de Andamán en el noroeste hasta las Islas Lesser Sunda en el sudeste, y posee una profundidad de más de 7,700 m [4.8 millas].⁸ La microplaca de Burma forma una cuña entre las



^ La cara de nuestro planeta en constante cambio. Según la teoría de la tectónica de placas, la litosfera está compuesta por placas rígidas de diversos tamaños, que divergen, convergen o se transforman a lo largo de los bordes. En las zonas de hundimiento, las placas se separan unas de las otras, dejando espacios que son llenados con magma basáltico denso que se eleva desde la astenosfera. En los bordes de placas convergentes, se produce el fenómeno de subducción a medida que la corteza oceánica densa se sumerge por debajo de la corteza continental más flotante, retornando finalmente a la astenosfera. Los terremotos se producen a lo largo de estos bordes a medida que se libera el esfuerzo creado por la fricción entre las placas, a menudo de manera catastrófica. Los movimientos repentinos de las placas sumergidas desempeñan un rol importante en la generación de los tsunamis. Los datos batimétricos (*inserto*), obtenidos de una sección de la zona del terremoto de diciembre de 2004, muestran la subducción de la placa Indo-Australiana por debajo de la microplaca de Burma. En sus bordes se forma una fosa.

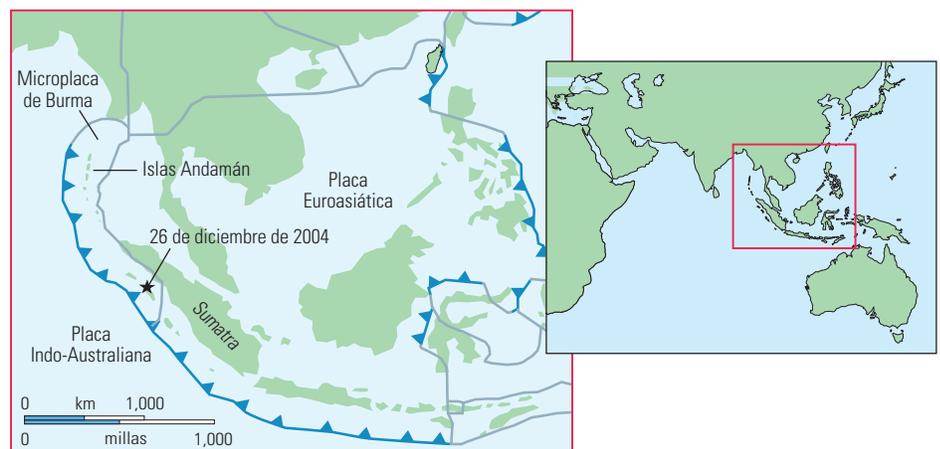
placas Indo-Australiana y Euroasiática (*derecha*). A medida que la placa Indo-australiana se hunde por debajo de estas placas, se desarrollan esfuerzos cuando las placas se atascan. Dado que las placas continúan desplazándose, el tiempo transcurrido entre los terremotos principales y la extensión del área a la que se limitan sus movimientos relativos determinan la severidad potencial del terremoto.

Si bien el Océano Índico es partícipe de los terremotos que ocurren en zonas sísmicamente activas, los márgenes del Océano Pacífico son, en realidad, los más activos del mundo, ya que

un 90% de todos los terremotos—80% de los principales—tiene lugar en la Cuenca del Pacífico. El mecanismo principal de esta actividad sísmica es el movimiento de la placa en subducción descripto precedentemente.⁹

Dado que la Cuenca del Pacífico es tan activa sísmicamente, se ha establecido una red extensiva de sensores para la detección de terremotos y tsunamis. Si bien hubo planes para desarrollar un sistema modelado según el utilizado en el

4. Oreskes N (ed): *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth*. Boulder, Colorado, EUA: Westview Press, 2001.
5. Los volcanes son el resultado de estos flujos ascendentes, que crean conductos a través de la placa cabalgante para que el magma fundido llegue a la superficie.
6. Bilham R: "Earthquakes in India and the Himalaya: Tectonics, Geodesy and History," *Annals of Geophysics* 47, no. 2 (2004): 839–858.
7. http://www.nationalgeographic.com/features/99/everest/roof_content.html (Se accedió el 14 de octubre de 2007).
8. La fosa Sunda se consideró alguna vez el punto más profundo del Océano Índico hasta que en 1961 se descubrió la Fosa Diamantina de 8,000 m [26,250 pies].
9. La actividad volcánica en torno a las zonas de subducción dio lugar al área que se conoce como Cinturón de Fuego del Pacífico.



^ Tectónica del terremoto de Sumatra-Andamán. El borde oriental de la placa Indo-Australiana se está hundiendo por debajo de la placa Euroasiática y la microplaca de Burma, a razón de 52 mm/año [2.05 pulgadas/año]. La placa Indo-Australiana se desplaza hacia el norte, mientras rota lentamente en sentido antihorario. El terremoto de Sumatra-Andamán, de diciembre de 2004, se inició en el epicentro (estrella) y continuó hacia el norte, 1,200 km [745 millas] a lo largo de la línea de falla (azul), terminando en las Islas Andamán. Se indican los bordes de las placas (triángulos) y las microplacas (líneas grises).

Océano Pacífico, en el momento del tsunami no se había implementado ese tipo de red para el Océano Índico. Los eventos tsunamigénicos grandes eran infrecuentes, habiéndose producido solamente un tsunami de consideración en el siglo previo y sólo cuatro reportados en la década de 1800. El tsunami creado por la conocida erupción de Krakatoa en 1883, y su consecuente colapso, fue uno de esos cuatro. Los datos históricos, combinados con el alto grado de actividad sísmica, indicaban la probabilidad de que ocurrieran tsunamis en la región, pero no se anticipaba nada comparable a la escala del tsunami de 2004.¹⁰

Formación de las olas

Las olas oceánicas—de las cuales los tsunamis constituyen una categoría—se clasifican como olas de gravedad. Si bien los mecanismos que las generan son diferentes, los componentes físicos que describen las olas de gravedad son aplicables a las olas generadas en una laguna, en el océano abierto, o después de un impacto significativo, tal como el terremoto de Sumatra-Andamán. Para comprender los tsunamis, es esencial reconocer cómo se generan y cómo difieren de las olas generadas por el viento.

La mayoría de las olas oceánicas son generadas fundamentalmente por la turbulencia del viento, que crea fricción a lo largo de la superficie del agua. La turbulencia produce rizos que son olas capilares; olas que viajan entre dos fluidos. La gravedad y la tensión superficial vuelven a llevar las crestas de los rizos a un estado de equilibrio, pero los rizos sobrepasan rápidamente el nivel original del agua, haciendo que la superficie oscile. Si el viento se detuviera, las oscilaciones desaparecerían debido a la fricción. Una vez que las oscilaciones poseen una longitud de onda de más de 2 cm [0.8 pulgada], los rizos

inducidos por el viento pueden convertirse en olas de gravedad. Esto se produce en el punto en que los efectos de la gravedad son mayores que los efectos de la tensión superficial. La dispersión causada por la gravedad cancela a la dispersión causada por la tensión superficial del agua, lo que produce una onda radiante que posee el potencial para viajar grandes distancias. Conforme el viento continúa proveyendo energía a las olas, el período, la longitud de onda y la velocidad aumentan y las olas resultantes pueden viajar aún más rápido que el viento que las generó.

Las olas pueden recorrer grandes distancias, adquiriendo a menudo más intensidad y velocidad, a través de su combinación con otras olas o mediante el agregado de más energía aportada por el viento. Una ola en Hawaii podría haberse iniciado durante una tormenta acaecida en Alaska, llegando a la playa con poca pérdida de velocidad o energía. Si bien la ola se inició a muchas millas de distancia, las moléculas de agua no fueron desplazadas una distancia muy grande hasta justo antes de que la ola llegara a la costa.

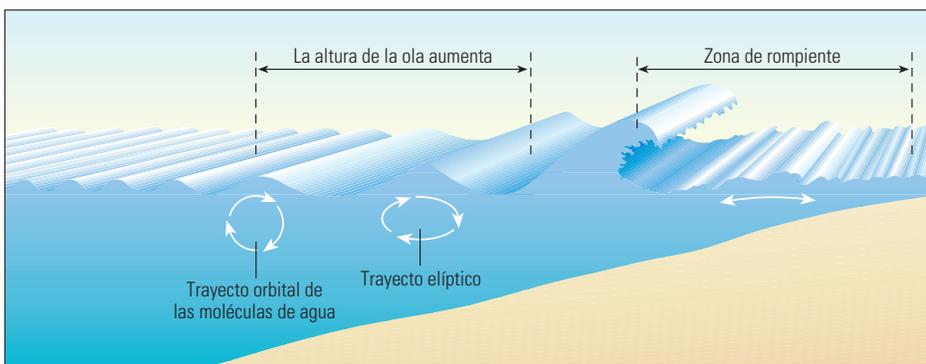
En aguas profundas, si la longitud de onda es mucho más corta que la profundidad del agua, el movimiento del agua puede describirse como circular durante el ciclo de valle-pico-valle. En aguas someras, o cuando la longitud de onda es mayor que la profundidad del agua, el movimiento es más elíptico y la relación entre el movimiento horizontal y el vertical es proporcional a la relación entre la longitud de onda y la profundidad. En el caso del tsunami, debido a su gran longitud de onda, esto sucede aún en el océano profundo, y el movimiento horizontal puede ser mucho mayor que el vertical. En la costa, el movimiento elíptico se transforma en movimiento hacia adelante, y las moléculas de agua avanzan con la ola (abajo).

En el océano, con toda su variabilidad, el movimiento de las olas es más complejo. La fuerza de gravedad, las mareas, los vientos en contra, los rasgos submarinos y costeros, la profundidad del agua, y las olas que llegan desde diversos ángulos, actúan sobre la ola para incidir en su altura, velocidad y dirección. Debido a las largas distancias abiertas al viaje de las olas en los océanos, el tren de olas simple puede convertirse en marejadas, que son olas con gran longitud de onda. A medida que las marejadas alcanzan las profundidades de aguas someras, se elevan más que lo que se elevaban en aguas profundas y forman crestas. Estas crestas finalmente rompen debido a la pendiente del frente de onda, a la fuerza de gravedad y al hecho de que la cresta se desplaza más rápido que la base de la ola.¹¹

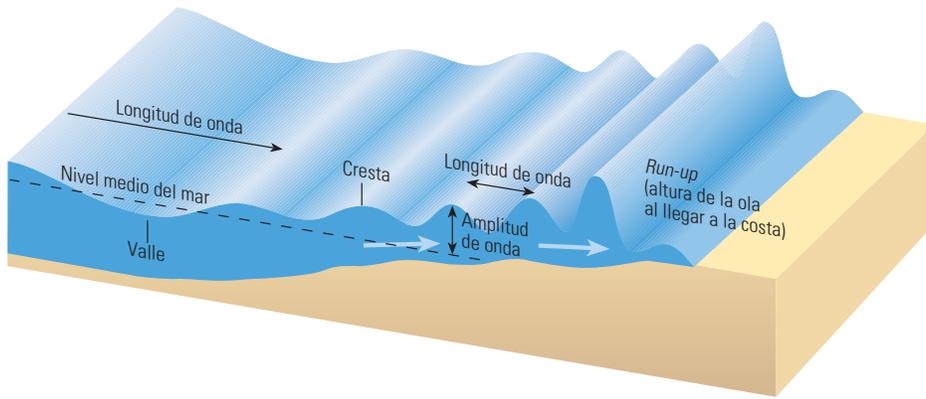
Sin importar si el movimiento del agua es creado por el viento, el movimiento repentino del fondo marino durante un terremoto, la fuerza descendente de un desmoronamiento, o incluso el impacto de un asteroide, todas estas fuerzas generan un movimiento oscilatorio que se traduce en olas gravitacionales. Un tsunami difiere de las olas producidas por el viento en el hecho de que se trata de una ola generada por un impacto, que obtiene su velocidad y potencia del evento que la generó. Las olas grandes, generadas por un impacto, también poseen longitudes de onda extremadamente grandes. Los tsunamis pueden tener longitudes de ondas de más de 100 km [62 millas], mientras que las marejadas generadas por el viento poseen longitudes de onda del orden de 150 m [500 pies].

La longitud de onda es una característica de utilidad para clasificar los tipos de olas. Una ola gravitacional de agua somera se caracteriza por el hecho de que la relación entre la profundidad del agua y la longitud de onda es muy pequeña. Estas olas viajan a una velocidad equivalente a la raíz cuadrada del producto de la aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2) [32 pies/s^2] por la profundidad del agua. Debido a la gran longitud de onda de un tsunami, éste actúa como una ola de agua somera incluso en aguas profundas y se puede conocer aproximadamente su velocidad si se conoce la profundidad del agua. Con una profundidad de agua de 7,700 m, la fosa de Sunda era una incubadora perfecta para un tsunami rápido, que alcanzó velocidades de más de 900 km/h [560 millas/h], equiparables a la de un avión comercial moderno.

Los tsunamis no sólo se desplazan a altas velocidades, sino que mantienen su altura de marea, o amplitud, a lo largo de grandes distancias. Las amplitudes de las olas de agua decaen a medida que éstas se propagan por tres razones: las olas se expanden a lo largo de la superficie



^ Fundamentos de la formación de olas. Las marejadas generadas por acción del viento se desplazan a lo largo de la superficie del océano. Las moléculas de agua en general poseen un movimiento circular que se vuelve más elíptico a medida que la ola se aproxima a la costa. La velocidad de una ola se reduce a medida que ésta se acerca a la costa, llevando el agua hacia arriba. La punta de la ola continúa moviéndose con más rapidez que la base hasta que llega a la zona de rompiente, donde la cresta de la ola rompe debido a la fuerza de gravedad.



^ Un tsunami que se aproxima a la costa. Cuando el tsunami llega a la costa, su velocidad se reduce rápidamente y su altura aumenta y se eleva bien por encima del nivel medio del mar. La ola original, con una gran longitud de onda, se vuelve un poco más corta en la costa. La distancia que recorre la ola en la superficie continental—inundación—y la altura de la ola al llegar a la costa—*run-up*—son determinadas por la geometría costera y las características del tsunami en particular. Contrariamente a la creencia popular, un tsunami raramente rompe, sino que se eleva en forma similar a una marea rápida. Después que la ola inunda las regiones costeras bajas, el torrente de agua que retorna al océano acarrea escombros provenientes de tierra adentro. Dado que el tsunami es en realidad una serie de olas, las oleadas subsiguientes devuelven los detritos que actúan como arietes a lo largo de la línea de costa.

del agua; las olas se dispersan porque las olas con longitudes de onda más grandes viajan más rápido; y la energía es atenuada por el amortiguamiento viscoso del agua. En el caso de un tsunami grande, estos tres efectos son mínimos. Dado que la energía para la iniciación se produce a lo largo de una falla extendida, las olas se dispersan en forma lineal en vez de cilíndrica, lo que se traduce en escasa propagación. En el caso de longitudes de onda extremadamente grandes, las olas no son altamente dispersivas porque la velocidad es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad del agua, lo que produce poca dispersión en el océano abierto. La pérdida de atenuación está inversamente relacionada con la longitud de onda, y por lo tanto existe poca atenuación. Como resultado, un tsunami se propaga a altas velocidades y recorre grandes distancias con una pérdida de energía limitada.

A medida que una ola se desplaza hacia la zona de agua somera, la velocidad de propagación desarrollada en aguas más profundas no puede mantenerse. En el caso de un tsunami que se desplazó originalmente a 900 km/h en aguas profundas, la velocidad sostenible máxima sería inferior a 50 km/h [31 millas/h] a una profundidad de agua de 10 metros [33 pies]. La energía

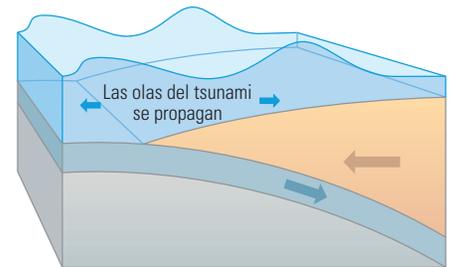
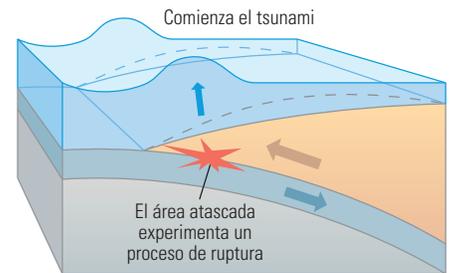
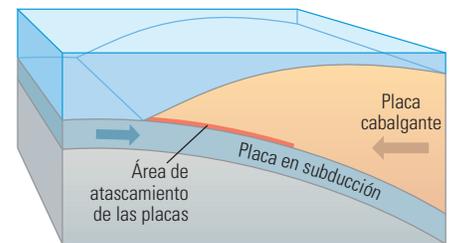
continúa empujando la ola hacia adelante, dejando sólo una dirección para que el agua se desplace hacia arriba. En la isla de Sumatra se reportó la presencia de olas con una altura al llegar a la costa, o *run-up*, de 35 m [115 pies] (arriba).

Irónicamente, el tsunami apenas se habría notado en las proximidades del epicentro del terremoto. Una elevación de los niveles oceánicos se habría sentido como una marejada mayor que la marejada promedio. Por ejemplo, la embarcación para adquisición sísmica *Geco Topaz* de WesternGeco estaba adquiriendo datos sísmicos frente a la costa de la India, a 1,500 km [930 millas] del epicentro. Cuando el tsunami pasó por debajo de la embarcación, entre 2 y 3 horas después de ocurrido el sismo inicial, su altura era de sólo algunas decenas de centímetros en la zona de agua abierta del Océano Índico.

Una llamada de advertencia

El terremoto de Sumatra-Andamán se inició aproximadamente a las 8 de la mañana, hora local, del 26 de diciembre de 2004, a lo largo de una megafalla de cabalgamiento. Los terremotos más grandes registrados se produjeron a lo largo de fallas de cabalgamiento, en las que las placas en subducción y cabalgante se desplazan repentinamente para liberar los esfuerzos acumulados. Durante ocho minutos, la ruptura viajó desde el epicentro, frente a la costa de Sumatra, hacia el norte, a lo largo del plano de falla, recorriendo 1,200 km [745 millas] a medida que la placa Indo-Australiana se deslizaba por debajo de la microplaca de Burma. Esta sección larga de placas inmovilizadas se separó y la placa cabalgante, libre de restricciones, se levantó.

No todos los terremotos producen tsunamis; se requiere el conjunto adecuado de circunstancias. En este caso, el plano de falla del terremoto se extendió desde 30 km [19 millas] por debajo de Sumatra hasta el fondo del Océano Índico. Desde el punto de vista del daño de superficie, un terremoto centrado en el océano podría parecer fortuito. No obstante, esta localización facilitó la transferencia directa de energía desde el movimiento de la placa al agua. Con un plano de falla de 1,200 km de longitud, una zona de subducción de 500 m [1,640 pies] de espesor, y un desplazamiento vertical de 5 a 15 m [16 a 50 pies], el levantamiento de la placa cabalgante y el descenso de la placa en subducción enviaron oscilaciones de agua que partieron desde la fuente de energía, generando un tsunami de dimensiones asombrosas (abajo).



^ Un terremoto que genera un tsunami. La placa Indo-Australiana se desliza por debajo de la microplaca de Burma a lo largo de una zona de subducción, desarrollando esfuerzos entre las placas (*extremo superior*). La placa cabalgante se atascó y se flexionó hacia arriba. La ruptura liberó el esfuerzo creado por las placas inmovilizadas y el curvamiento hacia arriba (línea de guiones) e hizo que la placa cabalgante se desplazara hacia arriba y hacia afuera (*centro*). Se levantó entre 5 y 15 m, elevando el agua sobreyacente e iniciando el tsunami (*extremo inferior*). La longitud de la zona de ruptura fue de más de 1,200 km.

10. Para acceder a un análisis exhaustivo de la tectónica de placas, visite el sitio de Schlumberger SEED en la Red: http://www.seed.slb.com/en/scictr/watch/living_planet/index.htm (Se accedió el 18 de agosto de 2007).

11. Stewart RH: *Introduction to Physical Oceanography*. College Station, Texas: Universidad A&M de Texas, 2005. http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/ (Se accedió el 17 de septiembre de 2007).

A los 15 minutos del terremoto, el tsunami llegó a la línea de costa de Sumatra. Pocas fueron las señales de su aproximación, si bien es probable que debido a su proximidad, el terremoto haya sido percibido por los habitantes de la región. La primera indicación del acercamiento de un tsunami fue probablemente un impulso previo, una marejada producida por delante de las olas más grandes.¹² Precediendo el impulso seguramente se produjo un torrente repentino de agua, que dejó expuestas grandes secciones del fondo marino del litoral costero. Según los relatos de testigos oculares, este fenómeno extraño arrastró a las personas a lo largo del fondo marino expuesto, colocándolas en el trayecto de la ola que se acercaba.¹³ Transcurridos varios minutos, y dependiendo de la distancia con respecto a la fuente y la velocidad del tsunami, la primera ola inundó la playa expuesta e ingresó tierra adentro inundando las zonas costeras bajas. El peligro no cesa con la primera ola, ya que de la tercera a la octava, las olas generalmente son aún más grandes. En Sri Lanka, se produjeron oleadas a intervalos de aproximadamente 40 minutos, lo que indica una longitud de onda de cientos de kilómetros.¹⁴

Una medida de la perspectiva

Para el público general, los terremotos se clasifican a menudo utilizando una magnitud que se basa en la conocida escala de Richter. Los sismólogos utilizan medidas más significativas, tales como la escala sismológica de magnitud de momento. La magnitud de Richter y la magnitud de los momentos sísmicos son medidas logarítmicas de la amplitud observada en los sismogramas, y se relacionan con la energía liberada en un terremoto.

El Dr. Charles F. Richter desarrolló su escala para cuantificar la magnitud de los terremotos. Dicha escala se designa con las letras M_L , donde L significa local. Mediante la comparación de los datos sísmicos correspondientes a numerosos terremotos de California, medidos por las ondas de corte registradas en un sismómetro Wood-Anderson, Richter correlacionó la amplitud de la señal medida con el tamaño del terremoto. La magnitud de Richter es el logaritmo de la amplitud máxima del registro sísmico, con la aplicación de una corrección por distancia. Como se trata de una escala logarítmica, cada número entero del sismómetro de Wood-Anderson representa una amplitud 10 veces mayor que el número entero menor. Dado que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud, y que los terremotos más grandes irradian más energía de baja frecuencia, no registrada con el sismómetro de Wood-Anderson, cada número entero de la



▲ La embarcación *Geco Searcher* en acción. La embarcación *Geco Searcher* de WesternGeco adquirió los datos para el levantamiento Sísmico de Reflexión Profunda del Terremoto de Sumatra. Los datos serán puestos a disposición para tareas de investigación académica futuras.

escala de magnitud representa concretamente un incremento de la energía de aproximadamente 30 veces para los terremotos muy grandes.

La magnitud de momento, M_W , describe con mayor precisión los atributos físicos de un terremoto y es utilizada por los sismólogos modernos, especialmente a la hora de clasificar los terremotos grandes. El momento es una función de la energía total liberada y es una cantidad física proporcional a la distancia de desplazamiento y al área de desplazamiento promedio a lo largo de la superficie de falla. Los datos sísmicos se utilizan para estimar el momento y luego se convierten, utilizando una fórmula estándar, en un número representativo de otras mediciones sísmicas, tales como la magnitud de Richter.¹⁵ Dependiendo de la fuente citada, el terremoto de Sumatra-Andamán recibió una clasificación de 9.0 a 9.3 M_W .

A los pocos minutos del terremoto, comenzaron a emitirse informes desde las estaciones de monitoreo sísmico de todo el mundo. La primera estimación de magnitud fue de 6.2 M_W , utilizando los arribos de las primeras ondas volumétricas medidas en la estación de información de Hawaii. Se sabe que las magnitudes de las ondas volumétricas subestiman los terremotos muy grandes. Un informe sobre la magnitud preliminar (8.5 M_L) fue emitido por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y el Centro de Advertencia de Tsunamis del Pacífico (PTWC), una hora y 15 minutos después del evento, es decir, tan pronto como se

dispuso de suficientes datos de ondas de superficie. Las estimaciones fueron incrementadas luego a 9.1 M_W , que es la estimación publicada por el USGS.¹⁶ El análisis posterior al terremoto elevó la cifra a 9.3 M_W , pero no existe consenso con respecto a ningún número en particular.¹⁷ Gran parte de la dificultad se debe al hecho de relacionar la información sísmica con el volumen de tierra que se desplazó.

La magnitud de un terremoto es crucial porque la intensidad del evento iniciador es un componente crítico de los programas de modelado utilizados para predecir la generación de tsunamis. Un terremoto de 6.2 M_W no habría generado un boletín de tsunami. El informe del PTWC fue mejorado no bien se dispuso de información, pero la discrepancia observada destaca la dificultad inherente a un sistema de alerta temprana.

Existen datos de fuentes ajenas a las estaciones de monitoreo sísmico, y un terremoto de esta magnitud nunca ha sido examinado con semejante colección de herramientas científicas. Gracias a una red de aproximadamente 60 estaciones de monitoreo GPS en las proximidades del terremoto, fue posible cuantificar el movimiento preciso del terreno. La red GPS fue parte de un proyecto de colaboración en curso para el sudeste Asiático, conocido como Dominio de la Investigación del Medio Ambiente mediante la Utilización de Técnicas Geodésicas Espaciales (SEAMERGES), proviniendo los GPS adicionales de las estaciones de monitoreo del Servicio GPS Internacional.

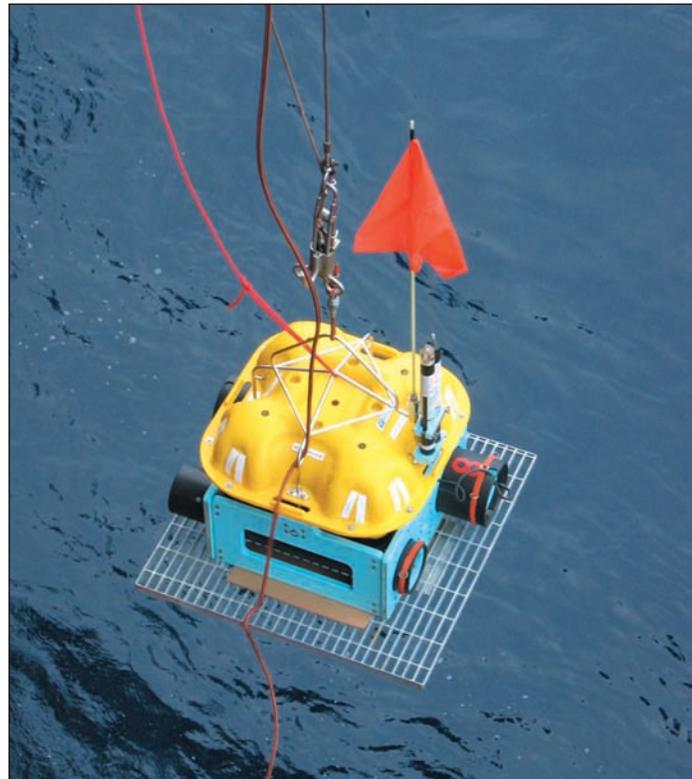
Los datos GPS proporcionaron la información real sobre el desplazamiento terrestre, que luego se utilizó para estimar la energía liberada en el terremoto; sin embargo, esto no pudo realizarse en tiempo real. La conciliación de los datos de las estaciones de monitoreo sísmico con las estaciones GPS hizo que se asignara una magnitud de 9.3 M_W al terremoto de Sumatra-Andamán.¹⁸

Observación de mayores profundidades

A los pocos días del terremoto, se llevaron a cabo importantes operaciones de asistencia humanitaria en la región que rodea el Océano Índico. Individuos y organizaciones de todo el mundo ofrecieron su ayuda en forma de donaciones y servicios. Schlumberger realizó la triple promesa de proveer fondos, voluntarios y tecnología. Los fondos y los voluntarios no se hicieron esperar y abordaron los aspectos humanos de la tragedia. En el plano de la tecnología, pronto surgió un proyecto: realizar un levantamiento sísmico profundo a lo largo de la línea de falla, para mejorar el conocimiento de la compleja tectónica de la región del terremoto. Los levantamientos previos, que utilizaron embarcaciones para tareas de investigación académica, no pudieron obtener imágenes de las estructuras situadas a 30 km; la profundidad inferida a partir de la actividad sísmica histórica. La comprensión de la distribución y la geometría de las fallas que controlan el desplazamiento del fondo marino es crucial para determinar los mecanismos que generaron el tsunami.¹⁹

No es la primera vez que Schlumberger participa activamente en estudios científicos relacionados con terremotos. El Proyecto Observatorio de la Falla de San Andrés en Profundidad (SAFOD) incorporó numerosas tecnologías de campos petroleros en la evaluación de la Falla de San Andrés, sísmicamente activa.²⁰ La capacidad para desplegar, adquirir y analizar datos, utilizando herramientas desarrolladas para actividades de exploración de petróleo y gas, ha sido de incalculable valor para comprender los mecanismos que generan los eventos sísmicos en regiones tales como la zona del terremoto de Sumatra-Andamán.

WesternGeco comprometió recursos para adquirir y procesar los datos para el levantamiento Sísmico de Reflexión Profunda del Terremoto de Sumatra, o “el levantamiento del tsunami.” Se utilizó la embarcación *Geco Searcher* para la adquisición de los datos sísmicos (página anterior). En conjunto con el Centro de Investigaciones de Schlumberger en Cambridge, Inglaterra, y el Instituto de Física del Globo de París, en Francia, WesternGeco donó sus servicios, incluyendo el so-



▲ Despliegue de un OBS. La embarcación para investigación *Marion Dufresne* desplegó 56 sismómetros de fondo oceánico a lo largo del trayecto del levantamiento sísmico de WesternGeco. Destinados a monitorear la actividad sísmica en el fondo marino, los OBS se utilizaron para registrar las reflexiones provenientes de las fuentes utilizadas por WesternGeco. (Fotografía, cortesía de *First Break*, referencia 19.)

porte logístico y técnico. El levantamiento se realizó como un esfuerzo de colaboración con la Agencia Indonesia para la Evaluación y la Aplicación de Tecnologías, que conserva los derechos de los datos. En el futuro, WesternGeco tiene previsto poner sus datos a disposición de la comunidad académica global para un análisis científico adicional.

El levantamiento formó parte de una iniciativa más grande; el proyecto de Investigación del Gran Terremoto de Sumatra-Andamán (SAGER), que

incluyó datos de batimetría del fondo marino de alta resolución, y un levantamiento sísmico de refracción con sismómetro de fondo oceánico (OBS), desplegado por la embarcación de investigación francesa *Marion Dufresne*.²¹ El Institut Polaire Français puso a disposición la embarcación *Marion Dufresne* para el levantamiento y proveyó el soporte técnico. Los sensores OBS se colocaron en el fondo marino para registrar la actividad sísmica (arriba).

12. Un impulso previo es una serie de oscilaciones del nivel del agua, que preceden al arribo de las olas tsunami principales.

13. Barber B: *Tsunami Relief*. Agencia de Desarrollo Internacional de EUA, Dirección de Asuntos Legislativos y Públicos (Abril de 2005): 4. <http://www.reliefweb.int/library/documents/2005/usaaid-tsunami-30apr.pdf> (Se accedió el 31 de octubre de 2007).

14. Cyranoski D: “Get Off the Beach—Now!,” *Nature* 433, no. 7024 (2005): 354–354.

15. Hanks T y Kanamori H: “A Moment Magnitude Scale,” *Journal of Geophysical Research* 84, no. B5 (1979): 2348–2350.

16. <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2004/usslav/#summary> (Se accedió el 22 de agosto de 2007).

17. Ishii M, Shearer PM, Houston H y Vidale JE: “Extent, Duration and Speed of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Imaged by the Hi-Net Array,” *Nature* 435, no. 7044 (2005): 933–936.

18. Vigny C, Simons WJF, Abu S, Bamphenyu R, Satirapod C, Choosakul N, Subarya C, Socquet A, Omar K, Abidin HZ y Ambrosius BAC: “Insight into the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake from GPS Measurements in Southeast Asia,” *Nature* 436, no. 7048 (2005): 201–206.

19. Singh S: “Seismic Investigation of the Great Sumatra–Andaman Earthquake,” *First Break* 24, no. 12 (Diciembre de 2006): 37–40.

20. Coates R, Haldorsen JBU, Miller D, Malin P, Shalev E, Taylor ST, Stolte C y Verliac M: “Tecnología de campos petroleros para la ciencia sísmica,” *Oilfield Review* 18, no. 2 (Otoño de 2006): 26–37.

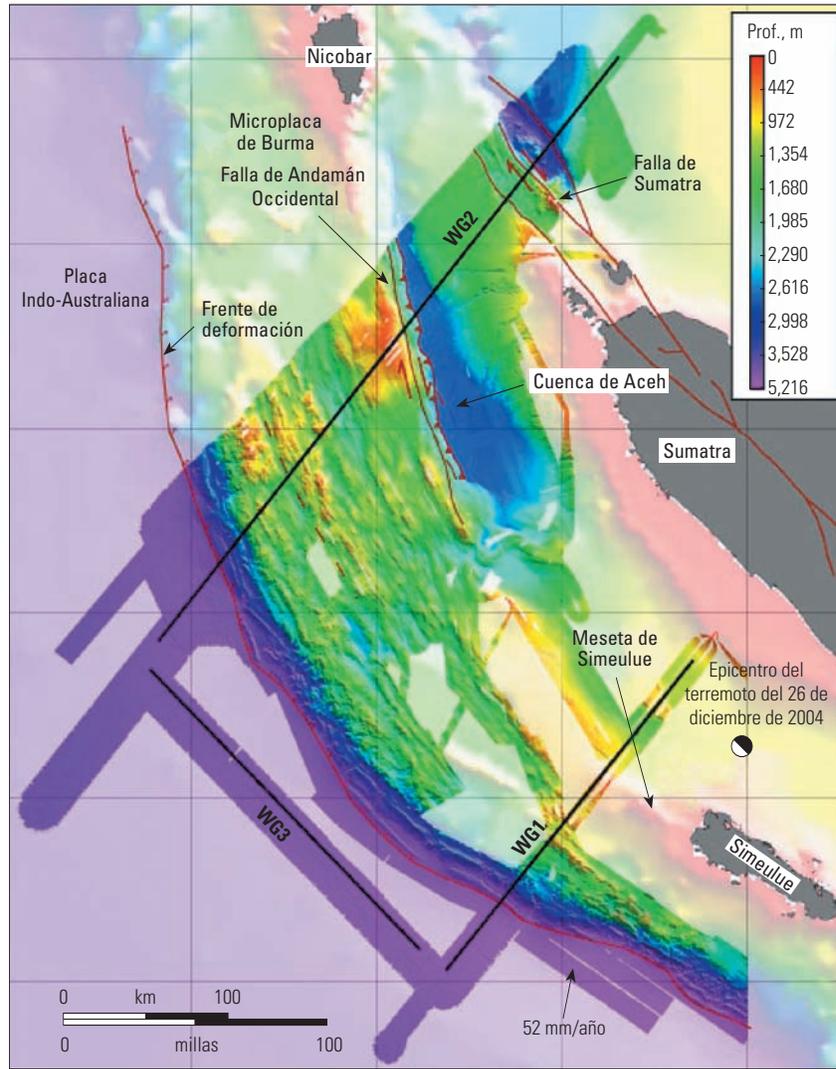
21. Batimetría es el levantamiento o mapeo de puertos, ensenadas o localizaciones de aguas profundas. Para la medición y estudio de las profundidades del lecho marino se utilizan técnicas de ecosondeo con el objeto de crear mapas o cartas del relieve del fondo marino con fines de navegación.

En julio de 2006, la embarcación *Geco Searcher* registró tres líneas sísmicas, totalizando 926 km [575 millas] lineales de levantamiento sísmico profundo (*derecha*). El levantamiento sísmico tenía diversos objetivos:

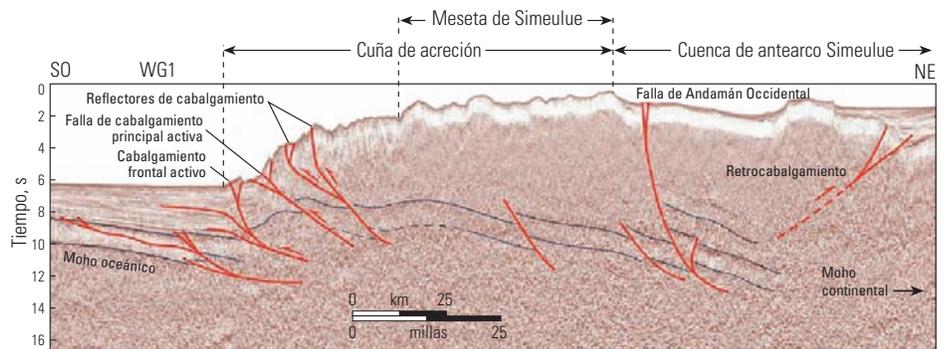
- obtener imágenes de las fallas activas a lo largo de la zona de subducción
- cuantificar el volumen de agua que penetró a lo largo de estas fallas
- proveer información para optimizar la localización de un pozo futuro para el Programa Integrado de Perforación Oceánica.²²

La provisión de una imagen de las fallas, a una profundidad de 30 km, requería desplazamientos largos.²³ En la industria del petróleo y el gas, tales profundidades no se consideran porque trascienden el alcance de cualquier operación de perforación. La embarcación *Geco Searcher* utilizó el sistema sísmico marino con sensores unitarios Q-Marine a fin de proveer la tecnología necesaria para lograr desplazamientos de 12 km [7.5 millas], en una operación con una sola embarcación. Las profundidades de las fuentes y los cables sísmicos marinos se maximizaron para la adquisición de datos de baja frecuencia, y después del modelado y el análisis, se tomó la decisión de remolcar las fuentes y los cables sísmicos marinos a una profundidad de 15 metros. Un cable sísmico adicional, más corto, se remolcó a 7.5 m [25 pies] de profundidad con el fin de proveer imágenes de alta resolución para la definición de rasgos más cercanos a la superficie. En comparación con los levantamientos utilizados en las actividades de exploración de petróleo y gas, el diseño de este levantamiento fue elaborado y extensivo: profundidad del cable sísmico triplicada, longitud del cable sísmico triplicada, fuente de energía triplicada y tiempo de registración triplicado (*próxima página, arriba*).

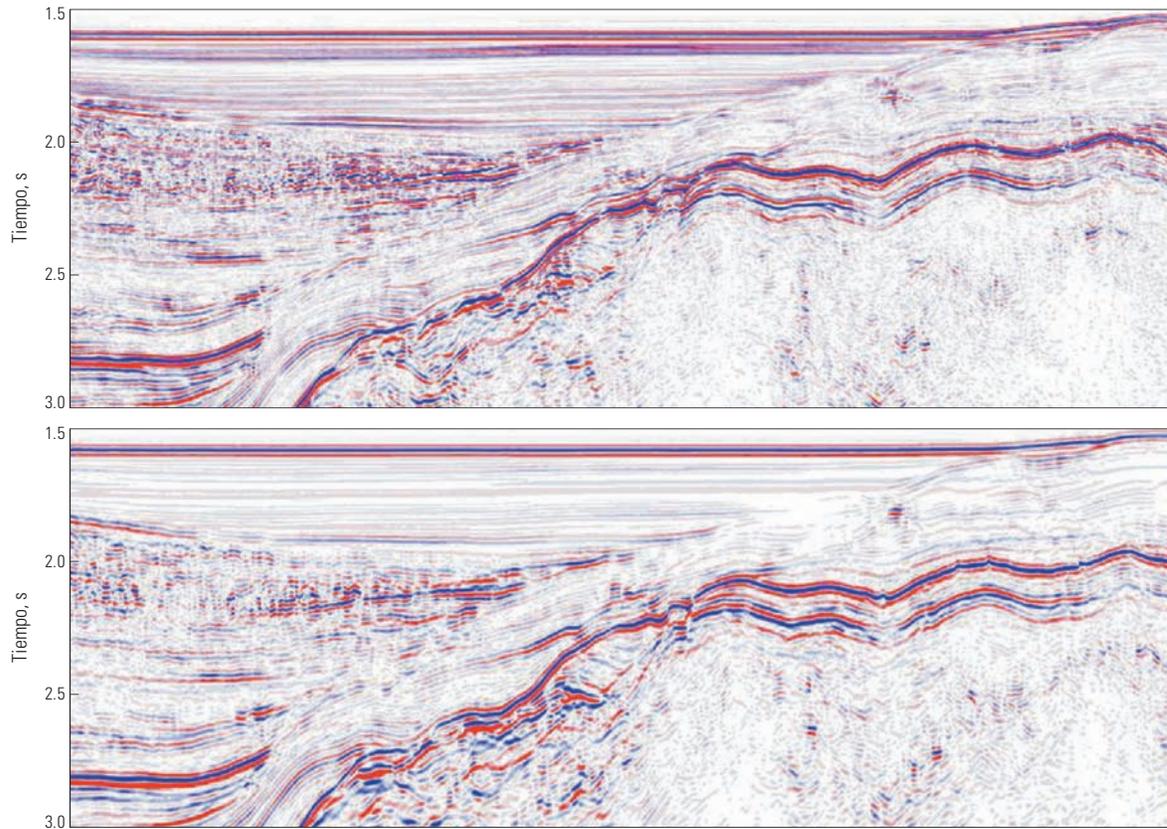
Coincidente con el levantamiento sísmico, la embarcación francesa para operaciones de investigación *Marion Dufresne* desplegó 56 sismómetros de fondo oceánico a lo largo del trayecto de dos de las líneas sísmicas. Los sensores OBS, ampliamente espaciados, registraron la actividad sísmica natural pero también pudieron registrar datos sísmicos durante la operación de adquisición de WesternGeco. Utilizando un espaciamiento de 5 a 20 km [3 a 12 millas], los sensores registraron los puntos de tiro del levantamiento y las reflexiones de la capa en subducción. Los datos sísmicos de reflexión, provenientes de las operaciones de WesternGeco, y los datos de refracción de los sensores OBS son complementarios porque los datos de reflexión proveen imágenes de alta resolución de la corteza, y los



^ El área del levantamiento. En las proximidades del terremoto de Sumatra-Andamán, se registraron tres líneas sísmicas (WG1, WG2 y WG3), que totalizaron 926 kilómetros lineales de levantamiento sísmico profundo. El procesamiento preliminar proporcionó imágenes de alta resolución hasta profundidades de más de 30 km. El mapa contiene además datos batimétricos correspondientes al área en estudio.



^ Resultados preliminares. A partir de la línea sísmica WG1, la interpretación preliminar revela la presencia de fallas y bordes a profundidad. La falla de cabalgamiento principal puede verse en esta imagen, junto con otros reflectores. La discontinuidad de Moho, abreviatura de Mohorovičić, es el límite entre la corteza terrestre y el manto, y puede identificarse en esta gráfica.



▲ Imágenes sísmicas provenientes de dos profundidades del cable sísmico marino. La imagen proveniente del cable sísmico a 7.5 m (*extremo superior*) muestra detalles más finos, más cerca de la superficie. La imagen proveniente del cable sísmico a 15 m (*extremo inferior*) utiliza la energía sísmica de penetración más profunda. Los rasgos situados a una profundidad de más de 30 km pueden ser estudiados utilizando estos datos.

datos de refracción OBS proveen imágenes más profundas de la corteza y del manto superior.²⁴

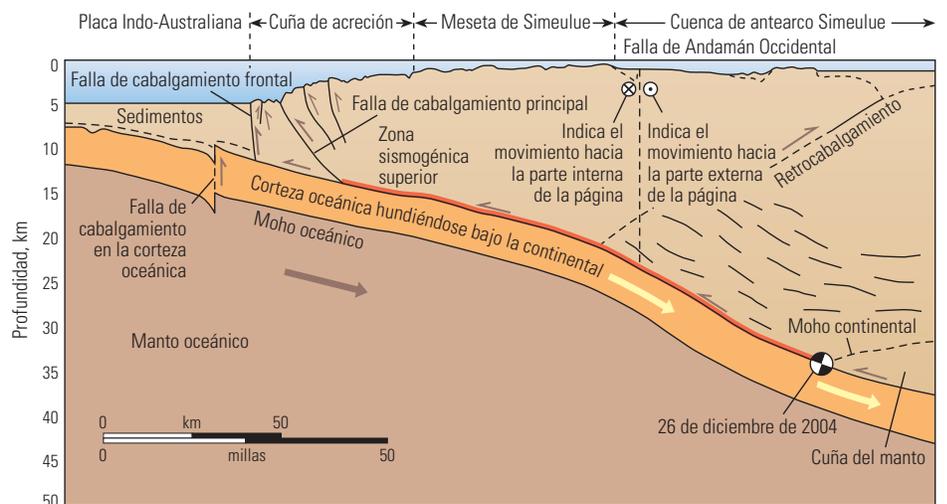
El volumen de datos adquiridos es masivo. El procesamiento y el análisis preliminar de los datos fueron efectuados por el personal de WesternGeco a bordo de la embarcación *Geco Searcher*, y posteriormente en tierra firme, en Indonesia, pero será necesario un análisis ulterior para identificar los rasgos significativos y utilizar los datos en forma exhaustiva ([página anterior, abajo](#)).

Los datos sísmicos, junto con los datos de refracción y batimetría SAGER, están siendo utilizados para comprender los rasgos que controlan el movimiento de las placas. El análisis preliminar de los datos confirmó que un plano de falla, proveniente del epicentro del terremoto a 33 km de profundidad, se extiende hasta el

fondo marino. Las imágenes sísmicas validaron la premisa de que un gran movimiento ascensional del fondo marino contribuyó a la intensidad del tsunami ([abajo](#)). El análisis temprano identificó además una zona inmovilizada muy vasta, de más

de 135 km [85 millas], cuya ruptura contribuyó a la magnitud del terremoto.²⁵

El 12 de septiembre de 2007, tuvo lugar un terremoto de 8.4 M_W en la línea de falla de diciembre de 2004, pero produjo una energía de



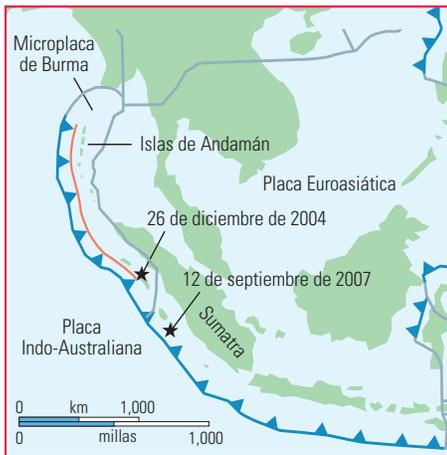
▲ Interpretación detallada de los datos sísmicos. El epicentro del terremoto del 26 de diciembre de 2004 se situó por debajo de la meseta de Simeulue, ubicada al oeste de Sumatra. El terremoto se produjo cuando la placa continental se separó de la placa oceánica a lo largo de la zona de subducción (línea roja). La zona se extiende a lo largo de más de 150 km [93 millas], desde el epicentro hasta el fondo oceánico. (Adaptado de Singh, referencia 19.)

22. Para obtener más información sobre el Programa Integrado de Perforación Oceánica, consulte: Brewer T, Endo T, Kamata M, Fox PJ, Goldberg D, Myers G, Kawamura Y, Kuramoto S, Kittredge S, Mrozewski S y Rack F: "Perforación de pozos profundos en los océanos con fines científicos: Revelación de los secretos de la Tierra," *Oilfield Review* 16, no. 4 (Primavera de 2005): 26-41.

23. Los desplazamientos son la distancia existente entre el arreglo de cañones de aire y los sensores.

24. Singh, referencia 19.

25. Singh, referencia 19.



^ Dos terremotos de consideración con resultados muy diferentes. El epicentro de un terremoto acaecido el 12 de septiembre de 2007, con una magnitud de 8.4 M_W , se encontraba en las proximidades del terremoto de Sumatra-Andamán de diciembre de 2004, con una magnitud de 9.3 M_W . Si bien el terremoto del 2007 fue lo suficientemente potente como para generar un tsunami, la ruptura no se extendió desde el epicentro como lo hizo en el terremoto de 2004 (rojo). El pequeño tsunami producido durante el terremoto de 2007 tuvo poco efecto sobre la región.

tsunami relativamente escasa (arriba). Los científicos pueden utilizar las imágenes y los datos sísmicos registrados durante ambos terremotos para comprender mejor los mecanismos que iniciaron los terremotos y produjeron (o no llegaron a producir) un gran tsunami. En última instancia, la información puede integrarse en los

programas de modelado para mejorar los pronósticos de los tsunamis.

Las zonas de subducción, tipificadas por el área que creó el terremoto de Sumatra-Andamán, existen en otros lugares del mundo. La tecnología tal como el sistema Q-Marine puede aplicarse en otros sitios para comprender mejor las regiones sísmicamente activas. La colaboración entre el mundo académico y las compañías como Schlumberger proporcionará a los científicos e investigadores herramientas de avanzada para preparar las localizaciones en riesgo.

Los pasos hacia el alerta temprana

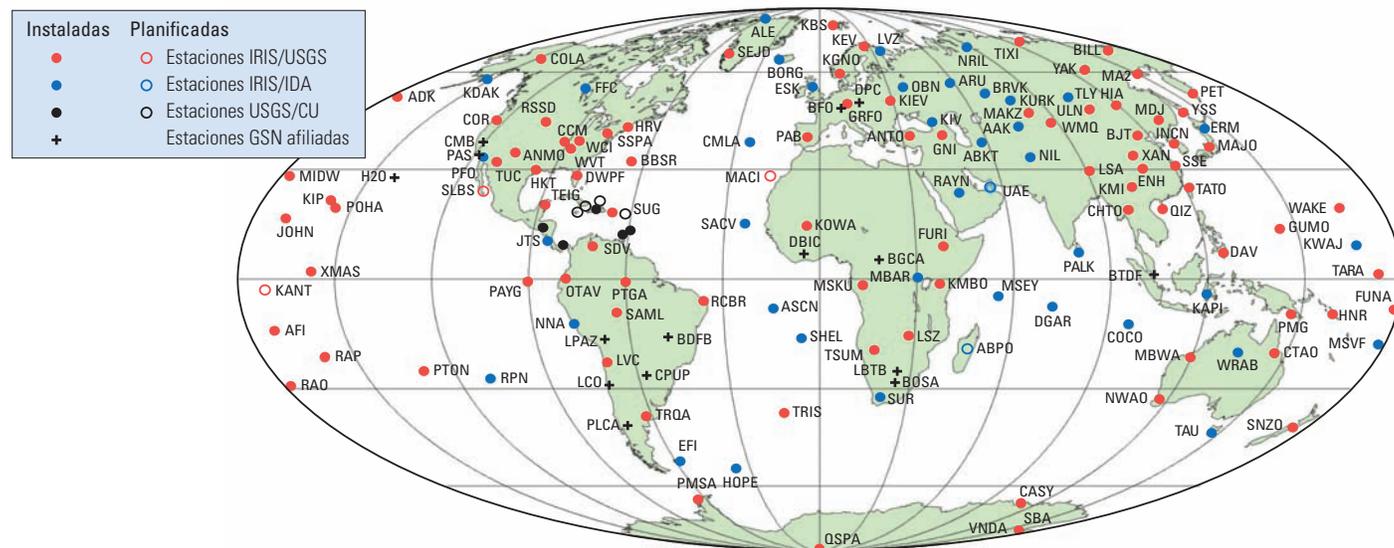
A continuación se muestra una línea de tiempo de los primeros eventos que tuvieron lugar el 25 de diciembre de 2004 en el Centro de Advertencia de Tsunamis del Pacífico (PTWC) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de EUA (NOAA) en Honolulu, Hawaii:

- A las 2:59 p.m. hora local, comienza el terremoto de Sumatra-Andamán
- A las 3:07 p.m., se detectan los primeros arribos sísmicos en el PTWC
- A las 3:10 p.m., el PTWC emite un alerta que informa que ha ocurrido un terremoto de 8.0 M_W cerca de Sumatra, en Indonesia
- A las 3:14 p.m., el PTWC emite el boletín 1 en el que indica que no había amenaza de tsunami en la cuenca del Océano Pacífico. No existía ningún protocolo establecido para contactar otras regiones
- A las 3:15 p.m., la primera ola del tsunami azota Sumatra.

Siguiendo el procedimiento de operación estándar, se emitió un mensaje de texto entre los participantes del Sistema de Alerta contra los Tsunamis (TWS) en el Pacífico, y se envió una notificación por correo electrónico a 25,000 partes interesadas. Se emitieron alertas telefónicas entre diversas agencias, incluyendo el Departamento de Defensa Civil y el Centro Internacional de Información sobre Tsunamis de Hawaii.²⁶

Dado que un 80% de los terremotos más importantes tienen lugar en el Océano Pacífico, es crucial contar con un sistema efectivo de alerta temprana de tsunamis que opere como se describió anteriormente. El PTWC es sólo una parte de una red de colaboración coordinada por la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC), que depende de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO).²⁷ El sistema TWS del Pacífico comprende cientos de estaciones de monitoreo sísmico distribuidas en todo el mundo, sofisticados tsunámetros que monitorean las alturas de las olas en el océano abierto y mareógrafos colocados estratégicamente (abajo). Diversas organizaciones representativas de 26 países de esa región colaboran para alertar al público toda vez que existe un peligro de tsunami.

Por su misma naturaleza, las redes de alerta, tales como el sistema TWS del Pacífico, son costosas y tienen que cubrir vastas extensiones de aguas abiertas con onerosos equipos de monitoreo en tierra firme y en los océanos, y proveer constantemente personal calificado a las esta-



^ Red Sismográfica Global (GSN). Con un gran número de estaciones de monitoreo sísmico, la red GSN comprende una red multidisciplinaria multinacional de estaciones sismográficas de investigación, que actúan en colaboración, incluyendo las afiliadas a las Instituciones Incorporadas para la Investigación Sismológica (IRIS). A abril de 2007, la red incluía las siguientes estaciones: 86 operadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), 39 operadas por la red de Despliegue Internacional de Acelerómetros (IDA), una red global de sismómetros de banda ancha y período muy largo, y otras estaciones afiliadas. La Universidad de California, San Diego (UCSD), CU en la leyenda, es uno de los participantes principales de la red, y cuenta con fondos de la Fundación Nacional de Ciencias. Para obtener más información sobre GSN, IRIS, UCSD e IDA, visite: <http://www.iris.edu/>. (Adaptado de Global Seismic Network, http://www.iris.edu/about/GSN/map_family.html.)

Profundidad del terremoto	Localización del terremoto	Magnitud del terremoto, M_w	Descripción del potencial de generación de un tsunami	Tipo de boletín
< 100 km	Debajo o muy cerca del mar	6.5 a 7.0	Muy poco potencial para un tsunami destructivo	Información acerca del tsunami
		7.1 a 7.5	Potencial para un tsunami local destructivo	Alerta de tsunami local
		7.6 a 7.8	Potencial para un tsunami regional destructivo	Alerta de tsunami regional
		≥ 7.9	Potencial para un tsunami destructivo que abarca todo el océano	Alerta de tsunami que abarca todo el océano
	Tierra adentro	≥ 6.5	Sin potencial para un tsunami	Información acerca del tsunami
≥ 100 km	Todas las localizaciones	≥ 6.5	Sin potencial para un tsunami	Información acerca del tsunami

^ Criterios de emisión de boletines de tsunamis. Los Centros de Advertencia de Tsunamis utilizan la magnitud, la localización (debajo del mar o debajo de la tierra) y la profundidad del terremoto para determinar el potencial para la generación de un tsunami y emiten boletines basados en esos criterios. (La fuente de los datos es la referencia 28.)

ciones de monitoreo. Los eventos de diciembre de 2004 demuestran cuán costosa puede ser la falta de un sistema de alerta temprana. El Centro de Advertencia de Tsunamis del Pacífico está bien establecido y constituye el modelo para el Centro de Advertencia de Tsunamis del Océano Índico (IOTWC). El PTWC hace uso de cuatro herramientas básicas: el monitoreo sísmico, el monitoreo oceánico, los programas de modelado rápido y la comunicación.

Prestando atención a la Tierra

Pueden determinarse tres parámetros sísmicos clave a partir de los datos de formas de ondas sísmicas a fin de predecir el potencial tsunamigénico de un terremoto:

- localización: si el terremoto se sitúa debajo o cerca del mar
- profundidad: si el terremoto se sitúa suficientemente cerca de la superficie de la Tierra como para crear un desplazamiento significativo
- magnitud: si el tamaño del terremoto es suficiente como para producir un tsunami.

El monitoreo sísmico se realiza fundamentalmente utilizando estaciones de monitoreo que cuentan con el soporte de diversas agencias gubernamentales e instituciones educativas. La Red Sismográfica Global (GSN) es una fuente básica de datos. Comprende 225 estaciones de monitoreo, distribuidas entre más de 80 países. Además, los centros PTWC y IOTWC reciben datos

de otras redes de monitoreo sísmico, tales como el Sistema de Monitoreo Internacional (que forma parte de la Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares) y los sistemas coordinados por las Instituciones Incorporadas para la Investigación Sismológica (IRIS).

Los centros de alerta reciben datos sísmicos por Internet. No obstante, dado que la transmisión segura de datos por Internet no está garantizada, especialmente en el caso de un terremoto importante durante o después del cual se producen daños a las infraestructuras, se dispone de fuentes de datos adicionales. El Sistema de Arreglos Sísmicos de Matsushiro, perteneciente al Observatorio Sismológico de Matsushiro (Nagano, Japón) y el Arreglo de Gran Apertura, que comprenden las redes de observación sismológica de Japón, son ejemplos de las fuentes de datos para imprevistos de los centros de alerta.

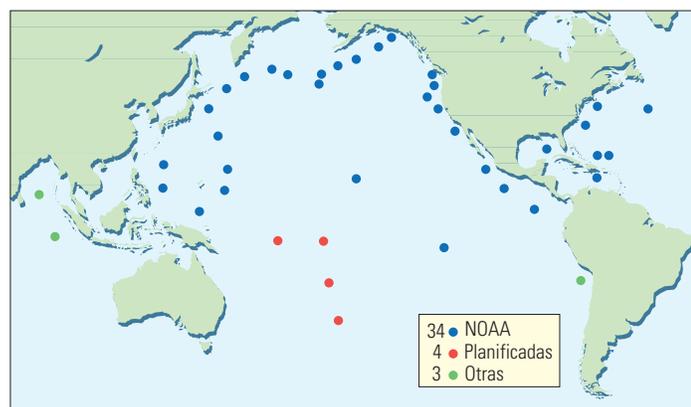
Cuando se produce un evento sísmico, los datos se procesan en los centros de alerta para evaluar el potencial de generación de un tsunami. Los centros de alerta utilizan un criterio establecido, basado en la magnitud del terremoto, para decidir qué tipo de boletín emitir (izquierda). Se puede determinar una localización confiable utilizando el método de mínimos cuadrados con los tiempos de arribo de las ondas P y las diversas fases reflejadas, empleadas para proveer estimaciones de la profundidad del epicentro.²⁶

Los datos sísmicos son la primera pieza del acertijo. Si un terremoto es suficientemente grande, tiene lugar en una porción somera de la corteza terrestre y ocurre en una localización situada debajo o cerca del mar, posee el potencial para generar un tsunami. El hecho de si efectivamente se ha creado o no un tsunami puede determinarse sólo en la superficie del océano.

El pulso del océano

La identificación de la formación de un tsunami y el pronóstico preciso de sus tiempos de arribo y amplitudes de onda dependen del monitoreo preciso del nivel del océano. Esto se logra utilizando dos fuentes principales: las boyas de Evaluación y Reporte de Tsunamis en el Océano Profundo (DART) de la NOAA, en aguas profundas, y los mareógrafos cercanos a las líneas de costa. Si bien las boyas DART han sido desplegadas globalmente, el Océano Pacífico posee la mayor parte, con 28 boyas DART implantadas y cuatro más a ser desplegadas para fines de 2008 (abajo). La boya DART está compuesta por un registrador de presión de fondo (BPR), anclado en el fondo marino, y una boya superficial teleguiada por

Localizaciones DART



^ Red de boyas para el monitoreo de la actividad oceánica. El Océano Pacífico está rodeado por las boyas de monitoreo para Evaluación y Reporte de Tsunamis en el Océano Profundo (DART), y existen planes para incorporar nuevas boyas. La red provee información al Sistema de Advertencia de Tsunamis del Pacífico. La NOAA opera la mayor parte de las boyas, si bien algunas son mantenidas por otras agencias. A octubre de 2007, existían dos boyas DART activas en el Océano Índico. (Adaptado de NOAA, <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>.)

26. <http://www.noaawebs.noaa.gov/stories2004/s2358.htm> (Se accedió el 18 de agosto de 2007).

27. <http://ioc3.unesco.org/itic/> (Se accedió el 27 de septiembre de 2007).

28. ICG/IOTWS-II, *Communications Plan for the Interim Tsunami Advisory Information Service for the Indian Ocean Region (Plan de Comunicaciones para el Servicio Informativo Provisional de Asesoramiento sobre Tsunamis para la Región del Océano Índico)*, ver. 15, enero de 2006. http://ioc3.unesco.org/indotsunami/documents/IOTWS_CommunicationPlan_15Jan06.pdf (Se accedió el 25 de octubre de 2007).

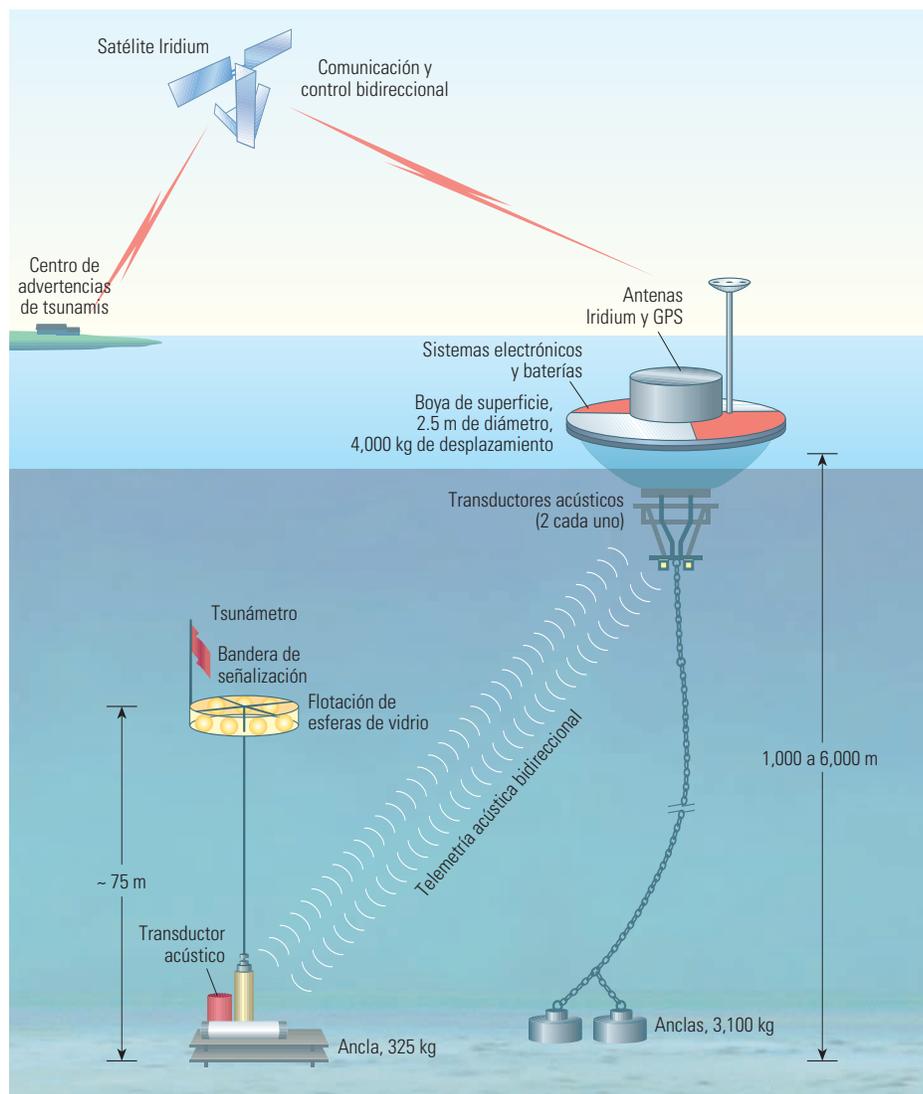
cable que provee comunicaciones en tiempo real (derecha). Un enlace acústico transmite los datos de temperatura y presión desde el BPR hasta la superficie, para que luego sean convertidos en una altura estimada de la superficie del mar. La precisión de la medición es de ± 1 mm en 6,000 m [20,000 pies] de profundidad de agua. Estos datos son transmitidos a un satélite comercial Iridium que transmite la información a las estaciones de monitoreo. El tiempo de ejecución asociado a los datos es de menos de tres minutos, desde la boya hasta el centro de alerta.²⁹

Los mareógrafos registran las variaciones costeras del nivel del mar utilizando una red internacional de monitores. El Sistema Global de Observación del Nivel del Mar (GLOSS) es una red de más de 290 estaciones de monitoreo del nivel del mar, coordinadas bajo el patrocinio de la Comisión Técnica Mixta de Oceanografía y Meteorología Marina (JCOMM) de la Organización Meteorológica Mundial (WMO), y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC). El sistema GLOSS provee datos del nivel del mar globales y regionales de alta calidad, para ser aplicados a la investigación climática, oceanográfica, y del nivel del mar en la zona costera (próxima página, arriba).³⁰

Un modelo de pronóstico

Cuando un evento sísmico u otro tipo de evento de magnitud suficiente genera la necesidad de modelar los tsunamis, se pueden utilizar diversos programas para estimar la severidad potencial de un tsunami. La información sísmica es la fuente inicial; sin embargo, en el modelo se incorporan los datos del nivel del mar en tiempo real a medida que están disponibles. Estos programas de modelado proveen el tiempo estimado de arribo de las olas, y los patrones de altura de las olas e inundación. Es crucial que exista un modelo de simulación que pueda proporcionar pronósticos precisos lo más rápido posible. Los 15 minutos transcurridos entre el terremoto y la llegada de la primera ola en Sumatra destacan la necesidad del factor velocidad en las predicciones de los modelos.

La Administración Oceánica y Atmosférica Nacional (NOAA) de los Estados Unidos ha desarrollado un programa de modelado de vanguardia, conocido como Método de División del Tsunami (MOST).³¹ El programa MOST utiliza una serie de códigos de simulación numérica para computar el comportamiento predeterminado de las olas para las tres etapas de un tsunami: generación, propagación y *run-up*. El programa puede



^ Sistema DART II de la NOAA. Anclado en el fondo oceánico, el tsunámetro monitorea la temperatura y la presión. Estos datos son transmitidos a una boya de superficie independiente mediante pulsos acústicos. La boya se comunica con los centros de alerta contra tsunamis, utilizando un enlace satelital comercial Iridium. Los sistemas DART de primera generación presentaban un algoritmo de detección automática y notificación, disparado por un valor umbral de altura de ola. El diseño actual permite las comunicaciones de dos vías, posibilitando la transmisión de datos a solicitud, independiente del mecanismo de disparo automático. Esto asegura la medición y la notificación de tsunamis con amplitudes por debajo de los umbrales predeterminados. Cuando se produce un evento sísmico, los centros de alerta contra tsunamis utilizan un software predictivo para modelar la magnitud y la severidad del tsunami, pero hasta disponer de datos empíricos, tales como la altura de las olas provenientes de las boyas DART, los centros sólo pueden pronosticar la probabilidad de un tsunami. La información del sistema DART se utiliza para confirmar y refinar las características de los tsunamis. Con estos datos, es posible un proceso de notificación más preciso, lo que mejora los boletines de alertas, advertencias o evacuación. (Adaptado de NOAA, <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>.)

proveer cuadrículados groseros en aguas profundas, donde la longitud de onda es grande y se necesitan menos nodos. En aguas someras, la longitud de onda del tsunami se acorta y la amplitud aumenta. Para modelar mejor la ola, el programa limita su enfoque a las cuadrículas de alta resolución.

El sistema de alerta temprana emite alertas y notificaciones entre las áreas en riesgo potenciales en base a las salidas del programa MOST. El programa MOST se corre primero en modo de investigación para crear escenarios utilizando entradas predeterminadas; tales como magnitud, direccionalidad y localización del terremoto.

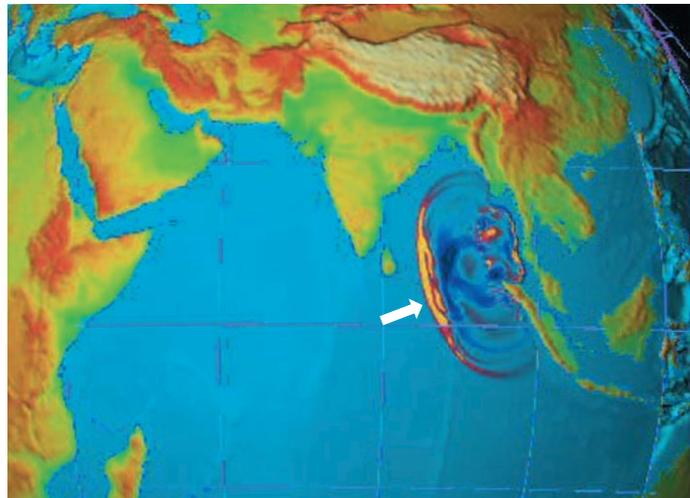
Localizaciones de los mareógrafos GLOSS



^ El Sistema Global de Observación del Nivel del Mar (GLOSS). Con más de 290 estaciones de monitoreo del nivel del mar, el sistema GLOSS opera a nivel mundial monitoreando el cambio climático en el largo plazo y las variaciones oceanográficas del nivel del mar. En caso de producirse un tsunami, estos datos se incorporan en el software de modelado para refinar los pronósticos y las estimaciones de inundaciones.

La ejecución de estas simulaciones puede insu-
mir varias horas, lo que sería inapropiado para
un sistema de alerta temprana. Para acelerar el
proceso cuando se detecta un terremoto, el soft-
ware intenta ajustar los datos en tiempo real a
un escenario preexistente para predecir la pro-
babilidad y el potencial de un tsunami. A medida
que se dispone de información adicional, tal
como los datos DART y los datos de los mareó-
grafos, se ajusta el modelo (derecha).

Otra herramienta utilizada en el análisis del
tsunami de 2004, el satélite Jason-1 para obtención
de imágenes de la Tierra, proveyó, a los responsa-
bles del diseño de los modelos, datos precisos
sobre la altura de las olas durante el transcurso
del tsunami. Medida desde el espacio, la resolu-
ción estuvo en el rango de los centímetros.



^ Modelo del tsunami del terremoto de Sumatra-Andamán. Utilizando el pro-
grama denominado Método de División del Tsunami (MOST) de la NOAA, el
tsunami (flecha) fue modelado durante su desplazamiento por el Océano
Índico. Mostrada aquí aproximadamente 1 hora después de la iniciación, la
ola tardará tres horas más en alcanzar la costa marítima de África. (Adaptado
de NOAA/PMEL/Center for Tsunami Research, [http://nctr.pmel.noaa.gov/
model.html](http://nctr.pmel.noaa.gov/model.html).)

29. http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/dart_home.html
(Se accedió el 1° de octubre de 2007).

30. <http://www.gloss-sealevel.org/>
(Se accedió el 18 de octubre de 2007).

31. Titov VV y Synolakis CE: "Numerical Modeling of Tidal
Wave Run-Up," *Journal of Waterway, Port, Coastal
and Ocean Engineering* 124, no. 4 (Julio/Agosto
de 1998): 157-171. Para obtener más información
sobre el modelado de tsunamis, visite el sitio:
<http://nctr.pmel.noaa.gov/model.html>
(Se accedió el 10 de agosto de 2007).

En lugar de contar solamente con mediciones entre puntos fijos, tales como las mediciones provenientes de los mareógrafos o las boyas DART, las olas pudieron medirse en forma continua con datos satelitales. Lamentablemente, el tiempo de retardo es demasiado prolongado y el área de cobertura demasiado esparcida para utilizar los datos satelitales en tiempo real. No obstante, la información satelital puede proveer elementos de validación y mejora para los programas de modelado actuales.

Aún con todos los datos a su disposición, los especialistas debieron afrontar el desafío de explicar cómo el terremoto de Sumatra-Andamán produjo un tsunami cuya magnitud excedió las predicciones iniciales de la altura de las olas. El pronóstico del tsunami de la NOAA, corriendo el modelo con los datos sísmicos solamente, en un principio subestimó la altura de las olas del tsunami en el océano abierto en un orden de magnitud (factor de 10). Si bien la integración de las amplitudes del tsunami, obtenidas de los mareógrafos, mejoró los resultados iterativamente, éstos no se consideraron satisfactorios. Los análisis de las ondas sísmicas intensas del choque indicaron que la rotura inicial de la falla se propagó hacia el norte desde Sumatra, a una velocidad de 2.5 km/s [1.6 milla/s]. Los análisis también pusieron de relieve las áreas de mayor desplazamiento; y, por ende, de mayor generación de olas. El problema para los responsables del modelado del tsunami fue que ninguna de estas soluciones sísmicas incluía un grado de movimiento global de la falla suficiente para reproducir las observaciones satelitales de las alturas de las olas en el océano abierto o la inundación severa de Banda Aceh.

La pieza crítica del acertijo se obtuvo de los datos de elevación y desplazamiento provistos por los monitores del sistema de posicionamiento global (GPS) terrestre, utilizado para rastrear los movimientos del terreno. Los sensores GPS, registrando a una velocidad mucho más lenta que los monitores sísmicos, revelaron que la falla seguía desplazándose mucho tiempo después de haber dejado de emitir energía sísmica. Si bien existe un límite con respecto a la lentitud con que puede desplazarse una falla y no obstante generar un tsunami, este fenómeno a menudo ignorado, conocido como desplazamiento posterior, fue el responsable de las alturas observadas de las olas del tsunami. La incorporación de las lecturas GPS en los programas de modelado será un componente importante para mejorar la precisión de los sistemas de alerta

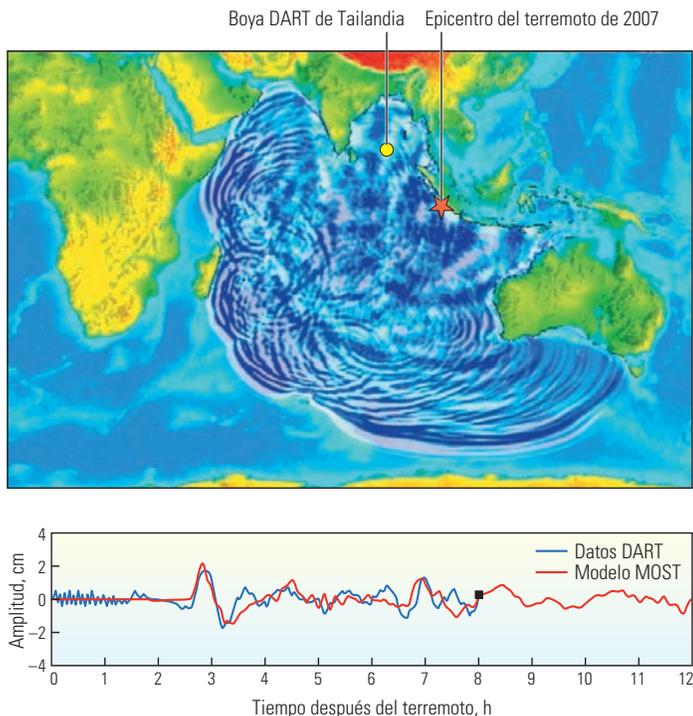
contra tsunamis en el futuro.³² Otro desafío es la integración de los datos en forma oportuna.

Una desventaja importante en relación con el desarrollo y utilización del software de modelado es la existencia de datos empíricos escasos para comparar con el modelo. El 12 de septiembre de 2007, se produjo un sismo de 8.4 M_w de magnitud en las proximidades del terremoto de diciembre de 2004. Fue el primer evento de consideración producido desde el despliegue de una boya DART en el Océano Índico. El programa MOST predijo un aumento de 2 cm [0.75 pulgada] en la altura de las olas en la localización de la boya, con un tiempo de arribo de 2 horas y 50 minutos aproximadamente. Las alturas de las olas y los tiempos de arribo observados coincidieron con las predicciones del programa MOST (arriba).³³

Los modelos de inundación, es decir las estimaciones de la distancia que ingresará un tsunami tierra adentro, son otro componente crítico. Los científicos utilizan las mediciones registradas cerca de la costa, obtenidas de los mareógrafos, o

las estimaciones posteriores al evento, derivadas del daño ocasionado por el agua para determinar el *run-up*. Los primeros programas calculaban las alturas de las olas en la ribera pero tenían dificultad para proyectar los efectos sobre la costa en sí. Un tsunami acaecido en Nicaragua en el año 1992, proporcionó a los científicos una oportunidad para obtener mediciones globales y compararlas con las predicciones de los modelos.³⁴

Utilizando experimentos de laboratorio en gran escala y mediciones de campo, los investigadores refinaron sus modelos hasta que pudieron ajustar las mediciones empíricas de la inundación producida por el tsunami. Utilizando imágenes terrestres de alta resolución, datos batimétricos precisos, datos topográficos costeros y marinos, información histórica de tsunamis previos y software para efectuar cálculos rápidos, los científicos demostraron que un sistema de alerta temprana podía proveer estimaciones confiables.



^ Predicciones del programa MOST comparadas con los datos del tsunami. Indicada en el mapa del Océano Índico (*extremo superior*), la boya DART de Tailandia (círculo amarillo) fue instalada en agosto de 2007. El 12 de septiembre de 2007, se produjo un terremoto de 8.4 M_w (estrella roja) con epicentro justo al sur del terremoto de Sumatra-Andamán de 2004. El evento generó un tsunami mínimo. En una comparación de las alturas de las olas (*extremo inferior*), la simulación de la altura de las olas MOST (curva roja) después de ocho horas se ajusta bastante bien a los datos registrados por la boya DART de Tailandia (curva azul), tanto en amplitud de onda como en tiempo de arribo. (Adaptado de los datos cortesía de NOAA/PMEL/Center for Tsunami Research.)