

# “Simulación rápida de la propagación del tsunami de Chile de 1960 hasta la bahía de Hilo en Hawái”

Fecha de recepción: 30/04/07

Fecha de aceptación: 08/05/07

Silvia Chacón Barrantes<sup>1</sup>

*En este trabajo se simula la propagación del tsunami de Chile de 1960, desde su región de generación hasta la bahía de Hilo en Hawái, empleando un método híbrido que permite obtener resultados en un intervalo relativamente pequeño*

## Palabras clave

*Tsunami*, modelo analítico de propagación de *tsunamis*, bahía de Hilo, *tsunami* de Chile de 1960, alerta temprana, prevención de desastres naturales, modelos numéricos de propagación de *tsunamis*.

## Keywords

*Tsunami*, analytical *tsunami* propagation model, Hilo Bay, *tsunami* of Chile of 1960, early warning, natural disaster prevention, numerical *tsunami* propagation model.

## Resumen

En este trabajo se simula la propagación del tsunami de Chile de 1960, desde su región de generación hasta la bahía de Hilo en Hawái, empleando un método híbrido que permite obtener resultados en un intervalo relativamente pequeño. Los resultados de este método son comparados con resultados de un modelo numérico en aguas profundas, y con mediciones directas del nivel de mar en la bahía de Hilo. Este método fue diseñado con el propósito de evaluar alertas tempranas y no de reproducir exactamente el registro

de un tsunami y los resultados obtenidos son aceptables para este propósito.

## Abstract

The propagation of the Chilean tsunami of 1960 to Hilo Bay in Hawái is simulated in this paper, using a hybrid method capable of get results in a small time. This method's results are compared with the results of a numerical propagation model in deep water and with sea level observations in Hilo Bay. The purpose of this hybrid method is to provide usable fast results for early warnings. The results obtained for this case study satisfy this purpose.

## Introducción

El sismo del 22 de mayo de 1960 en Chile es el más fuerte medido hasta la fecha. Fue el responsable de más de 2000 fallecimientos en el sur de este país, muchos de ellos debidos al tsunami que provocó, el cual se propagó a través del océano Pacífico y causó 61 muertes en Hawái, 138 en Japón, 32 en Filipinas y cuantiosos daños económicos.

1. Magistra en Ciencias en Oceanografía Física. Departamento de Física, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica. Teléfonos: 277-3616, 277-3617, 277-3345. Fax: 260-2546. Correo electrónico: [silviachaconb@gmail.com](mailto:silviachaconb@gmail.com).

Las condiciones tecnológicas mundiales eran ciertamente muy diferentes a las actuales, en esa época no había mareógrafos en Hawái, así como tampoco ninguna institución dedicada al estudio de los *tsunamis*, a pesar de ser una de las zonas más afectadas a lo largo de la historia por estos; en dichas circunstancias, el sismólogo Jerry Eaton y cuatro compañeros del Observatorio Volcánico de Hawái, perteneciente al Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS, por sus siglas en inglés), al recibir la alerta del *tsunami* de Chile, se trasladaron inmediatamente con linternas y cintas métricas hasta el puente de río Wailuku en la bahía de Hilo, y realizaron una medición directa del arribo de este (Atwater, 2005), la cual se puede observar en la figura 1.

No es necesario mencionar que la medición manual de las alturas de un *tsunami* no resulta tan confiable como el registro de un mareógrafo; sin embargo el esfuerzo realizado por estos funcionarios es encomiable, ya que este constituye el único registro cuantitativo de la llegada del *tsunami* de Chile a la isla. Dichos funcionarios pusieron en riesgo sus vidas para obtener información con el objetivo

de utilizarla posteriormente en la preservación de otras vidas, identificando así las posibles zonas de inundación en la bahía debidas al arribo de *tsunamis* procedentes de Suramérica.

En la década de los 60, la prevención en lo referente a *tsunamis* solo podía concebirse como la identificación de las posibles zonas afectadas y el diseño de planes de evacuación ante el anuncio de la posible llegada de un *tsunami*, sin saber si las alturas con las que eventualmente arribaría resultarían peligrosas. Actualmente, sabemos que las falsas alarmas también causan daños, pues se han reportado casos en los que los ataques de pánico de la población han dejado más muertes que el *tsunami* mismo, además de que el cese de actividades portuarias suele dejar pérdidas económicas cuantiosas, que en el caso de que las alturas del *tsunami* sean apenas perceptibles no parecieran tener justificación ante la población.

A pesar de esto, los modelos numéricos utilizados en la actualidad para propagar un *tsunami* transoceánico consumen un tiempo computacional alto, en la gran mayoría de los casos mayor al tiempo de viaje de este, en razón de lo cual resultan de poca utilidad para propósitos preventivos.

En este trabajo se utiliza un método híbrido alternativo para propagar el *tsunami* de Chile de 1960 hasta la bahía de Hilo en Hawái, con el objetivo de obtener estimaciones tempranas de las alturas esperadas del *tsunami*. Se escogió este evento debido a su importancia histórica y a la gran destrucción que ocasionó en el océano Pacífico aun después de viajar distancias excepcionalmente grandes (más de 10 000 km).

## Método

El método consiste en el acople de tres modelos. En primer lugar, se utiliza un modelo numérico de dislocación cosísmica para obtener la deformación sísmica. Si suponemos que la deformación inicial instantánea de la superficie libre del mar es igual a la deformación del lecho marino, de esta última podemos obtener

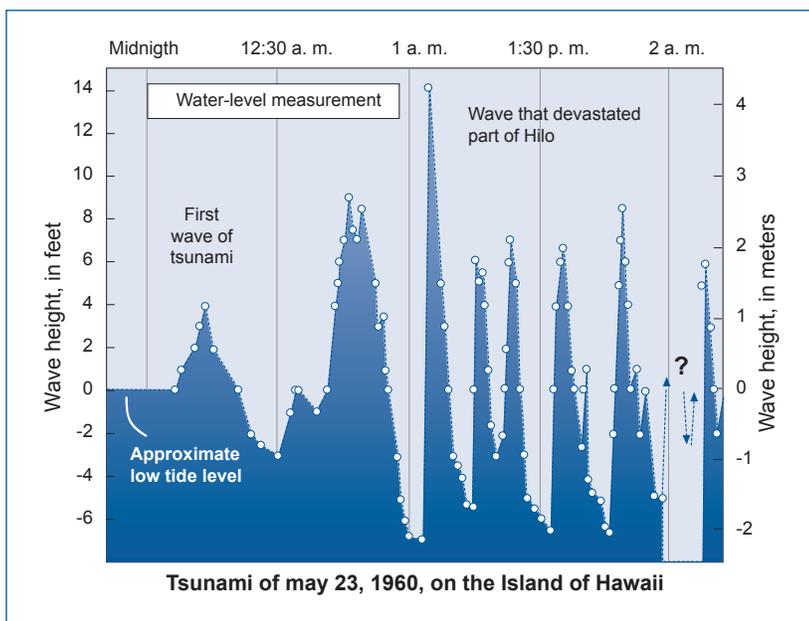


Figura 1. Mediciones directas del *tsunami* de Chile de 1960, en la bahía de Hilo, realizadas por un grupo de funcionarios de Observatorio Volcánico de Hawái, utilizando cinta métrica y linternas (Atwater, 2005).

los parámetros de la condición inicial para el modelo analítico de propagación del *tsunami* a través de la planicie abisal. Y finalmente el resultado de este modelo analítico se usa como condición inicial en un modelo numérico de inundación por *tsunami* que se utiliza en la zona costera.

Para la modelación numérica de la deformación cosísmica y de la inundación por *tsunami* se pueden emplear diferentes soluciones numéricas de las ecuaciones correspondientes. En este trabajo se utiliza el modelo de dislocación cosísmica de Mansinha y Smylie (1971) y el modelo numérico de inundación de Goto *et al.* (1997). Por otra parte, el modelo analítico de propagación en océano profundo es propuesto por la autora y se detalla a continuación.

La propagación del *tsunami* a través de la planicie abisal se rige por las ecuaciones lineales de aguas someras:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{U} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + gh \nabla \eta = 0. \quad (2)$$

Donde  $\eta$  es la perturbación del nivel del mar,  $U$  representa la velocidad verticalmente integrada,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $h$  es la profundidad,  $t$  es el tiempo, y  $\nabla$  el operador diferencial.

El modelo analítico de propagación de *tsunamis* en las planicies abisales consiste en una solución analítica para estas ecuaciones, al emplear la condición inicial adecuada. En primera instancia, se utiliza como condición inicial una línea de cilindros colocados con sus ejes paralelos entre sí. Para puntos muy lejanos al origen del tsunami y considerando un océano de fondo plano, la solución correspondiente es (Chacón, 2005):

$$\eta(r, \phi, t) = \sum_{j=-n/2}^{n/2} \sum_{m=1}^M A_m \sqrt{\frac{2}{\pi k_m r_j(r, \phi)}} \cos\left(k_m r_j(r, \phi) - \frac{\pi}{4}\right) \cos(\omega_m t) \quad (3)$$

En esta ecuación  $r$  y  $\phi$  son las coordenadas polares, de tal forma que el origen del sistema de coordenadas corresponde al centro de la línea de cilindros y  $\phi = 90^\circ$  corresponde a la dirección perpendicular a la línea de cilindros. Además,  $n$  es el número de cilindros;  $A_m$  son los coeficientes necesarios para reproducir la condición inicial;  $r_j$  es la distancia del punto de interés al  $j$ -ésimo cilindro;  $k_m$  son los números de onda y  $\omega_m$  sus correspondientes frecuencias. Para la propagación del *tsunami*, se utiliza la relación de dispersión de Boussinesq (Ortiz *et al.* 2000). Asimismo, el límite superior de la sumatoria sobre el índice  $m$  está determinado por la profundidad del océano en el que se propaga el *tsunami*, ya que  $M$  debe cumplir:  $k_M h \ll 1$ .

Resulta obvio que una línea de cilindros no es equivalente a una deformación sísmica; por lo tanto, se multiplican los coeficientes  $A_m$  por la función sinc cúbica  $\text{sinc}^3(k_m d/2\pi)$ , donde  $d$  es el diámetro de los cilindros. Esta operación, que se realiza en el dominio de los números de onda, transforma la línea de cilindros en una línea de funciones impulso, que superpuestas, dan como resultado una deformación similar a una deformación sísmica por subducción, como se puede observar en la figura 2. El número de

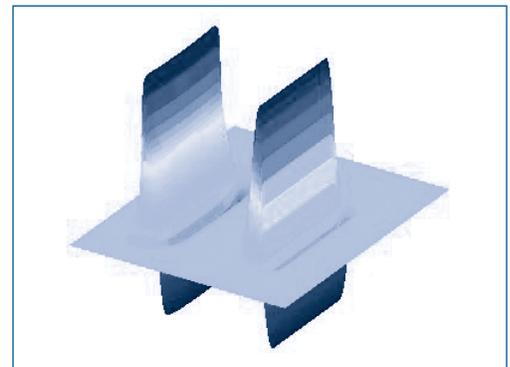


Figura 2. Comparación de la deformación cosísmica obtenida utilizando el modelo de Mansinha y Smylie (1971) (izquierda) y la condición inicial reproducida por el modelo analítico de propagación de *tsunamis* (derecha)

cilindros, así como sus dimensiones (radio y altura), es determinado por el área de ruptura y la deformación cosísmica del fondo oceánico.

Finalmente, las alturas del *tsunami* resultante se pueden corregir utilizando la ley de Green, si la profundidad en la que este se origina es diferente a la profundidad del punto de interés. Esta corrección consiste en multiplicar las alturas por la raíz cuarta de la razón de las profundidades:

$$\sqrt[4]{\frac{h_i}{h_f}} \quad (4)$$

## Resultados y análisis

Al sismo de Chile del 22 de mayo de 1960 se le asignó una magnitud  $M_w$  9,5 (USGS, 2005), con lo cual calculamos un área de ruptura de 800 km por 200 km y una magnitud de dislocación de 24 m, usando:

$$M_w = \log A (\text{km}^2) + 4.0$$

(Utsu y Seki, 1954; Wyss 1979; Singh *et al.*, 1980) (5)

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73$$

(Hanks and Kanamori, 1979) (6)

$$M_0 = \mu AD$$

(Lay and Wallace, 1995) (7)

Se prefirió realizar estos cálculos y no emplear los resultados de las investigaciones realizadas sobre este sismo hasta la actualidad, ya que el propósito original del método descrito aquí es obtener estimaciones tempranas de las alturas del *tsunami* con el objetivo de evaluar las alertas; por lo tanto, se quiso hacer la simulación con los parámetros disponibles pocos minutos después de un evento sísmico. Se utilizaron además datos geológicos de la región de origen, como módulo de rigidez, profundidad de la zona de subducción,

echado y se consideró un mecanismo focal inverso. Con todos estos parámetros se aplicó el modelo de dislocación cosísmica de Mansinha y Smylie (1971) y se obtuvo una elevación máxima de 9,45 m y una subsidencia máxima de 5,29 m.

Empleando el modelo analítico, el *tsunami* se propagó desde su región de generación hasta un punto en aguas profundas frente al archipiélago de Hawái (punto de destino), a lo largo de una distancia de 10 026 km. Asimismo, el ángulo que forma el punto de destino con la longitud de ruptura es de 67,36 °. Finalmente, en la zona donde se produjo el sismo, la profundidad del océano es de 4 480 m y en el punto de destino es de 5 393 m, profundidades que se emplearon para corregir las alturas del *tsunami* por medio del factor de Green.

En la figura 3 se muestra la forma del *tsunami* en aguas profundas (en el punto de destino) obtenida del modelo analítico de propagación, y se muestra también la forma del *tsunami* en el mismo punto de destino, pero obtenida de propagar el *tsunami* a través de la planicie abisal usando el modelo numérico de Goto *et al.* (1997). En esta figura podemos observar que el frente de onda obtenido de ambos modelos es muy similar, tanto en altura como en período. El resultado del modelo analítico es un frente de onda simple, ya que se propagó en un océano de fondo plano; en consecuencia, no experimentó reflexiones y refracciones al interactuar con las variaciones de la batimetría, como sí lo hizo el *tsunami* que se propagó utilizando el modelo numérico.

La forma del *tsunami* en aguas profundas, resultante del modelo analítico de propagación, se empleó como forzamiento de frontera en el modelo de inundación por tsunami de Goto *et al.* (1997). En este modelo se usaron dos mallas anidadas de 9 y 27 segundos de arco, para propagar el *tsunami* hasta la bahía de Hilo.

En la figura 4 se puede observar la forma del *tsunami* en la costa comparada con las

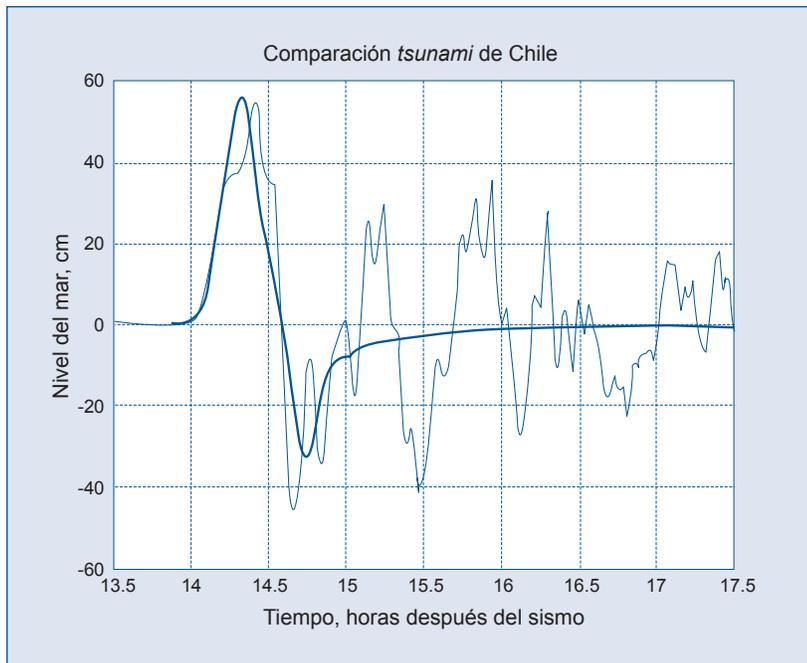


Figura 3. Forma del *tsunami* en aguas profundas, de acuerdo con el modelo analítico de propagación (línea gruesa). Se muestra por comparación el resultado de la propagación del mismo *tsunami* utilizando el modelo de Goto *et al.* (1997) (línea delgada)

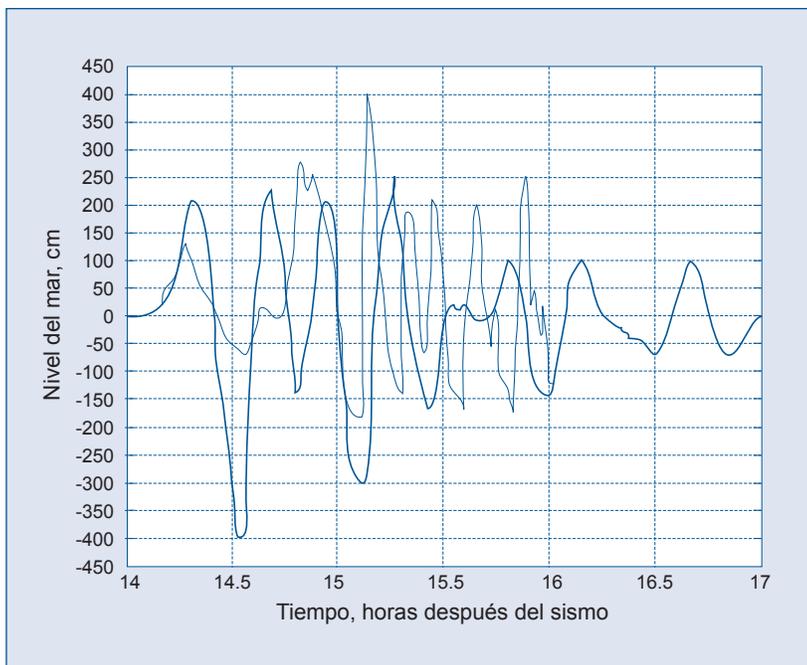


Figura 4. Llegada a la bahía de Hilo del *tsunami* de Chile de 1960. La línea gruesa representa el resultado del método y la línea delgada representa las mediciones directas del nivel del mar

mediciones directas del nivel del mar realizadas bajo el puente del río Wailuku. Existen diferencias obvias entre ambas formas del *tsunami* en la costa. A pesar de eso, es importante notar en esta figura que las alturas predichas por el método se encuentran dentro del orden de magnitud de las mediciones realizadas y los anchos de los dos primeros picos del *tsunami* son similares.

## Discusión y conclusiones

La mayor altura del *tsunami* medida por el sismólogo Eaton y su equipo fue de casi 4,5 m y la mayor altura predicha por el modelo es de 2,5 m. No obstante, si estas alturas se refieren desde la caída del nivel del mar inmediatamente anterior, la medición corresponde a 6 m y la predicción del modelo a 5,5 m. Es necesario recordar la forma en que se hicieron las mediciones, ya que probablemente lo más difícil de medir fue el nivel utilizado como referencia para reportar las alturas del *tsunami*; además, desconocemos en qué punto estaba la marea al momento del arribo del este. Aunado a esto, el punto donde se obtuvo el resultado del método híbrido no coincide exactamente con la localización del puente, lo que podría provocar diferencias en las alturas y períodos del *tsunami*.

Se debe resaltar que el propósito de este método es evaluar alertas y obtener estimaciones de las alturas esperadas de un *tsunami* transoceánico dentro del orden de magnitud de estas, pues ante la ocurrencia de un sismo dichas estimaciones se realizarían en las primeras horas después de este, cuando la información disponible respecto al sismo es escasa y no del todo exacta.

Por todas estas razones, se puede concluir que el método proporciona un criterio confiable para los propósitos requeridos. En el caso particular analizado aquí, la estimación de una altura máxima de *tsunami* de 2,5 m sobre el nivel de marea al momento del arribo, sería motivo suficiente para instar a las autoridades y a la población a tomar

las medidas de precaución pertinentes. Consecuentemente, el trabajo científico tiene ninguna o poca utilidad si tanto las autoridades como las comunidades no se encuentran preparadas para enfrentar una situación como esta; es decir, si no se cuenta con una educación preventiva y planes de evacuación adecuados.

## Bibliografía

- Atwater, Brian F. *et al.* 2005. *Surviving a Tsunami – Lessons from Chile, Hawái, and Japan* (en línea) USGS Geological Survey Circular 1187. Versión 1.1. Consultado 23 abril 2007. Disponible en <http://pubs.usgs.gov/circ/c1187/>.
- Chacón Barrantes, S. 2005. *Estimación temprana de la altura esperada de tsunamis transoceánicos*. Tesis M.Sc. Ensenada, MX. CICESE. 98 pp.
- Goto, C.; Y. Ogawa; N. Shuto; F. Imamura 1997. IUGG/IOC TIME Project: “Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme”, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, *Manuals and Guides* N.º 35. Paris, FR. 4 Parts.
- Hanks, T. C.; H. Kanamori. 1979. “A moment magnitude scale”, *Journal of Geophysical Research*, N.º 84, 2348-2350.
- Lay, T.; Wallace, T. C. 1995. *Modern global seismology*. California, US. Academic Press, Inc. 521 pp.
- Mansinha, L.; Smylie, E. 1971. “The displacement field of inclined faults”. *Bulletin of the Seismological Society of America*. N.º 61: 1433-1440.
- Singh, S. K.; E. Bazan; L. Esteva 1980. “Expected Earthquake Magnitude from a fault”. *Bulletin of the Seismological Society of America*. N.º 70: 903-914.
- U.S. Geological Survey (USGS). 2005. *Historic Earthquakes. Chile 1960 May 22 19:11:14 UTC Magnitude 9.5. The Largest Earthquake in the World* (en línea) Consultado 23 abril 2007. Disponible en [http://earthquake.usgs.gov/regional/world/events/1960\\_05\\_22.php](http://earthquake.usgs.gov/regional/world/events/1960_05_22.php)
- Utsu, T.; A. Seki 1954. “A relation between the area of the aftershock region and the energy of the main shock” (en japonés). *Journal of the Seismological Society of Japan*. N.º 7: 233-240.
- Wyss, M. 1979. “Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions”. *Geology*. N.º 7: 336-340.