

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA FORMA DE LA COLA DE UN TSUNAMI

Silvia Chacón Barrantes

Departamento de Física, Universidad Nacional, Heredia 86-3000, Costa Rica.
Fax: (506) 22602546. Corel: silviachaconb@gmail.com

RESUMEN

La velocidad de propagación de un tsunami depende de la profundidad del océano en el que se propaga. La forma original de un tsunami originado por una fuente sísmica homogénea consiste en un frente de onda simple. Conforme atraviesa la planicie abisal, va experimentando modificaciones en su forma, debido a los cambios en las profundidades del lecho marino, y aparece lo que se conoce como cola del tsunami. En este trabajo se emplean varias simulaciones numéricas de la propagación de un tsunami desde Alaska hasta Hawai, para mostrar que las heterogeneidades del lecho marino y la presencia de islas y continentes, afectan de manera diferente a la forma del tsunami.

Palabras claves: Propagación de tsunamis, forma de onda de un tsunami, reflexiones de tsunamis, Océano Pacífico, batimetría de las planicies abisales.

ABSTRACT

The propagation speed of a tsunami depends on the depth of the ocean in which it propagates. As the tsunami crosses the abyssal plain, it suffers modifications in its form due to changes in the depths of the ocean bottom. When the tsunami is reflected on coasts, islands or bathymetric discontinuities, the reflected wave is added to the original form of the tsunami. In this work it is identified how several factors affect the wave-form of a tsunami during its propagation through abyssal plains, by numerical simulations of a tsunami's propagation from Alaska to Hawaii.

Keywords: Tsunami propagation, tsunami wave-form, tsunami reflections, Pacific Ocean, abyssal plain's bathymetry.

INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son ondas de gravedad superficiales y largas, cuya velocidad de propagación depende directamente de la profundidad del océano por el que se propagan. Por lo tanto, conforme un tsunami se mueve a través de diferentes profundidades, su velocidad de propagación cambia, algunas veces gradualmente y otras bruscamente, dependiendo de las variaciones batimétricas con las que se encuentre. En las planicies abisales, los cambios de profundidad suelen ser menores, aunque no por eso menos importantes, que en los taludes continentales y en las zonas costeras.

La teoría general de ondas mecánicas dice que siempre que una onda experimenta un cambio brusco en su velocidad de propagación, parte de esta onda se refleja de regreso con la velocidad de propagación con la que proviene y parte se transmite con la nueva velocidad de propagación, por lo que cada vez que un tsunami se encuentra con una discontinuidad batimétrica parte de él se refleja y parte continúa propagándose con una velocidad diferente.

La parte del tsunami que se refleja experimentará a su vez posteriores reflexiones, tanto en discontinuidades batimétricas como en las costas de continentes e islas, y se irá sumando a la forma original del tsunami en tiempos posteriores y con otras frecuencias presentes además de la original.

Ciertas particularidades batimétricas pueden ser las responsables de reflejar considerables

cantidades de la energía de un tsunami, como la trinchera de Undulla, en la costa este de Australia, que se cree que es capaz de reflejar cerca del 50% de la energía de un tsunami incidente (Braddock, 1969). Sin embargo, Chacón (2005) presenta evidencia de que solo heterogeneidades de ciertas dimensiones juegan un papel importante en la modificación de la forma de un tsunami, ya que en los experimentos realizados en dicho trabajo, los tsunamis que atravesaban heterogeneidades, como la Fosa de las Marianas y la cordillera submarina entre Japón y Hawai, presentaban mayores pérdidas de energía en su pico principal y mayores modificaciones en su forma que los tsunamis que se propagaban en otras partes del Océano Pacífico.

Las modificaciones que los factores mencionados pueden realizar en un tsunami consisten en una disminución de la altura del primer frente de onda y en la aparición de máximos y mínimos posteriores al frente de onda, con frecuencias diferentes a la principal, es decir, a la formación de la cola del tsunami.

Diversos trabajos han estudiado las frecuencias presentes en la señal de un tsunami. Al efectuar el análisis espectral de los registros de varios tsunamis en Hawai, Loomis (1966) identifica picos de energía en las curvas de decaimiento, los cuales atribuye al arribo de reflexiones en las costas de Alaska, EE. UU. continental, norte de Japón y Kamchatka, México, Australia, Nueva Guinea y la Antártica.

Munk (1961), por otro lado, habla de experimentos de laboratorio sobre reflexión de ondas solitarias en un tanque con fondo de pendiente constante, en los cuales se reporta un alto grado de absorción de energía en cada reflexión (reflexiones imperfectas). Un resultado importante de estos experimentos es que aunque la onda incidente consiste en un solo pico, la onda reflejada consiste en un pico prominente seguido de ondas de frecuencias más altas. Munk (1961) no estima la energía contenida en estas altas frecuencias, así como tampoco la pérdida de energía durante la transferencia no lineal a altas frecuencias.

Finalmente, si la deformación sísmica que origina el tsunami no es homogénea, la forma de

éste tampoco será simple. Algunas veces, la ruptura sísmica se da en más de un plano, y no simultáneamente, por lo que en realidad se tienen varios tsunamis superpuestos, como por ejemplo, el sismo de Indonesia de diciembre del 2004 (Singh *et al.*, 2006).

En este trabajo se pretende identificar la manera en que los diferentes factores batimétricos modifican la forma de la cola de un tsunami. Se separan estos factores en dos tipos: interacciones con las variaciones de la batimetría de la planicie abisal por la cual viaja el tsunami y reflexiones del tsunami en islas, continentes y discontinuidades batimétricas.

MÉTODOS

Como este trabajo está enfocado hacia la influencia de la batimetría en la forma de un tsunami, se utilizó como condición inicial de éste una dislocación sísmica homogénea, colocada en el epicentro del sismo de Alaska del 28 de marzo de 1964. Para generar la deformación sísmica se empleó el modelo de dislocación cosísmica de Mansinha y Smylie (1971) con un área de ruptura de 800 km por 200 km, dislocación media de 15 m, rumbo N75°E, echado 10° y profundidad 25 km, considerando además un mecanismo focal inverso.

La condición inicial obtenida de esta forma (Fig. 1) se propagó hasta un punto en aguas profundas frente a la isla de Hawai (154.9738°W 20.5°N), utilizando el modelo de propagación de tsunamis de Goto *et al.* (1997). Este modelo consiste en la integración numérica, por el método del salto de rana, de las ecuaciones lineales de aguas someras en océano profundo. Dichas ecuaciones son:

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

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

donde η es la perturbación del nivel del mar, \bar{U} es la velocidad horizontal verticalmente integrada, h es la profundidad del océano, g es la aceleración gravitacional y ∇ corresponde al operador diferencial en dos dimensiones. Para este trabajo, la integración numérica se realizó sobre todo el Océano Pacífico con un paso de malla espacial de 5 minutos de arco (aproximadamente 9260 m) y temporal de 2s.

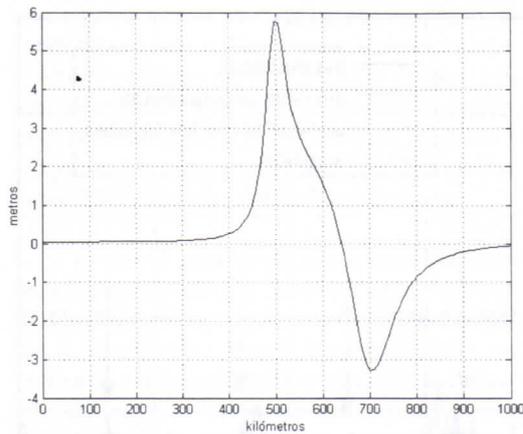


Figura 1. Perfil de la deformación sísmica, empleado como condición inicial del tsunami.

A la batimetría del Océano Pacífico, obtenida de Smith y Sandwell (1997), se le realizaron diferentes modificaciones para monitorear la manera en que los dos tipos de factores batimétricos modi-

fican la forma del tsunami. Se consideraron cuatro casos en particular:

Caso 1: no se modificó la batimetría del Océano Pacífico de ninguna manera (línea negra gruesa en las Figs. 2 y 3).

Caso 2: se "hundieron" todas las islas y continentes, es decir, todos los puntos en la batimetría del Océano Pacífico que quedaban por encima del nivel del mar fueron llevados a una profundidad arbitraria de 100 m (línea gris gruesa en las Figs. 2 y 3); de esta forma se elimina un porcentaje importante de la reflexión del tsunami en islas y continentes.

Caso 3: se eliminaron las variaciones de la batimetría de la planicie abisal, homogeneizándola a 3000 m de profundidad, de tal forma que desaparecieran las cordilleras submarinas y las trincheras (línea negra delgada en las Figs. 2 y 3), pero se conservaron las islas y continentes.

Caso 4: se usaron los resultados del modelo analítico de propagación de Chacón (2005), en el cual se

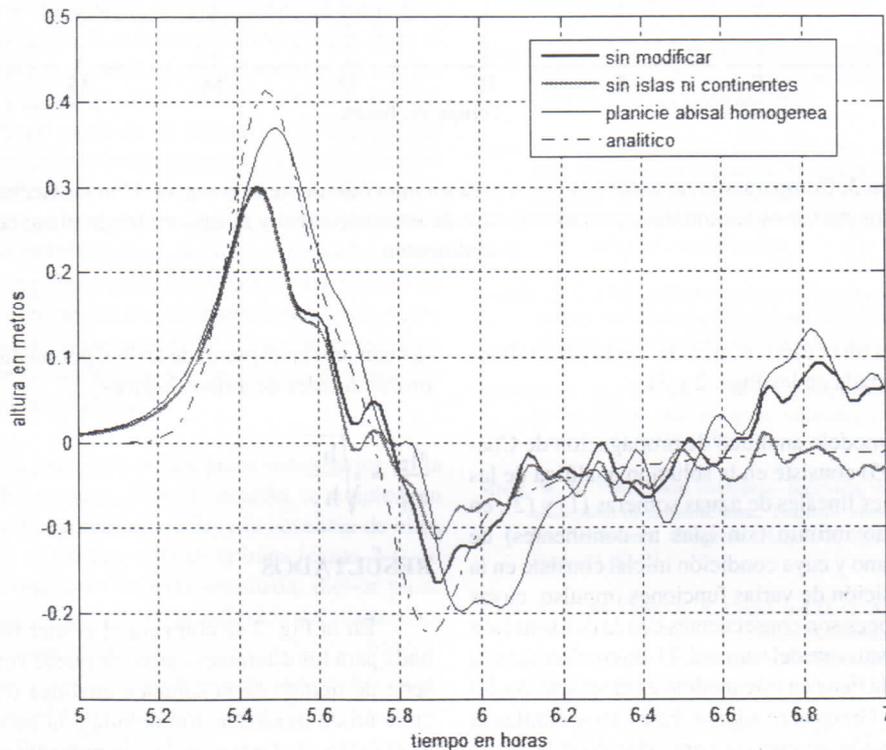


Figura 2. Comparación del primer frente de onda para los diferentes casos.

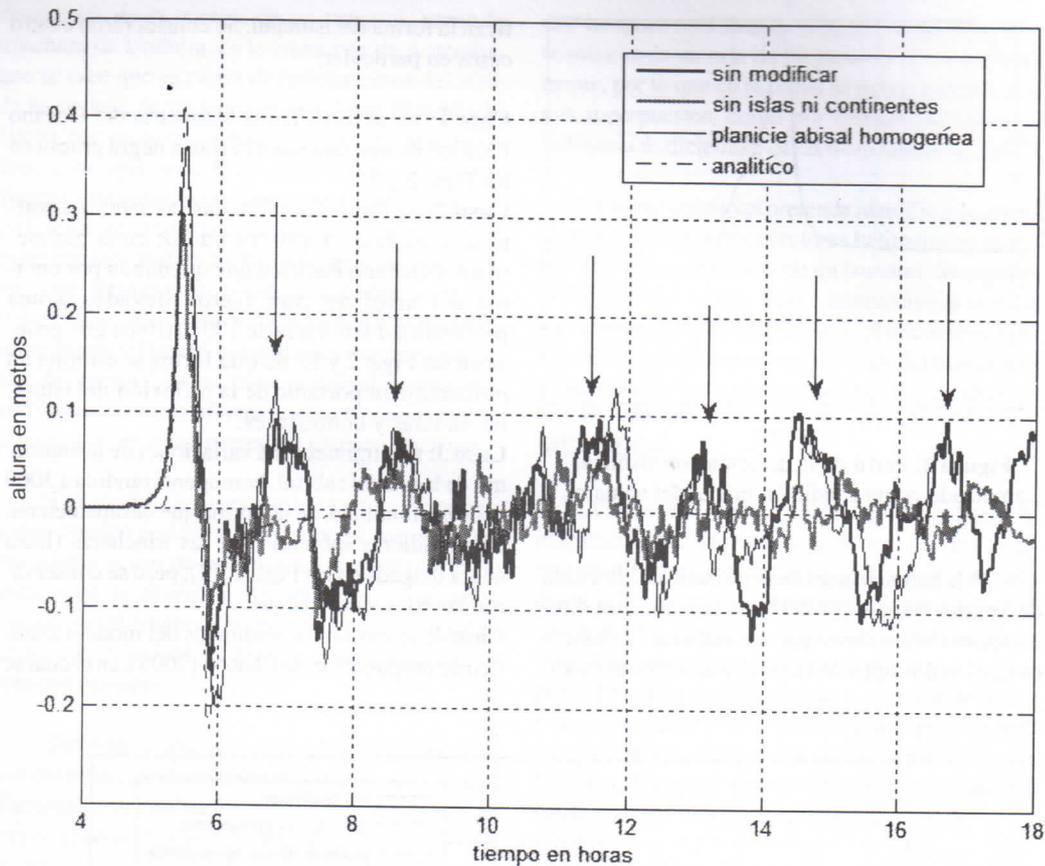


Figura 3. Comparación de todos los casos para un intervalo de tiempo mayor. Con las flechas se indican los máximos secundarios comunes al caso de batimetría real y al caso de fondo plano con islas y continentes.

considera un océano infinito de fondo plano (línea negra cortada en las Figs. 2 y 3).

El modelo analítico de propagación de Chacón (2005) consiste en la solución analítica de las ecuaciones lineales de aguas someras (1) y (2), en un océano infinito (sin islas ni continentes) de fondo plano y cuya condición inicial consiste en la superposición de varias funciones impulso, cuyas dimensiones son consecuentes con la deformación sísmica causante del tsunami. El único efecto que la batimetría tiene en este modelo es la aplicación del factor de Green al resultado. Este factor emplea la conservación de energía para relacionar la altura del tsunami en la región de generación, con la altura

del tsunami en el punto de arriba, por medio de las profundidades de ambos lugares:

$$\frac{\eta_2}{\eta_1} = \sqrt{\frac{h_1}{h_2}} \quad (3)$$

RESULTADOS

En la Fig. 2 se compara el primer frente de onda para los diferentes casos. Se puede ver que la serie de tiempo de la solución analítica (caso 4), cuya única modificación debida a la batimetría es el factor de Green, es la que presenta el valor máximo de altura, seguida por la serie de tiempo

correspondiente al caso de un océano finito de fondo plano (caso 3). Para el caso 2, se observa que la altura y período del primer frente de onda son casi idénticos a los del caso 1. También es importante notar que a partir de las 6.6 horas, los casos 1 y 3 presentan un pico secundario, mientras que los casos 2 y 4 continúan con el frente de onda.

El caso 2 presenta máximos secundarios en un tiempo posterior (Fig. 3), sin embargo, éstos son de una altura menor y aparecen en tiempos diferentes a los del caso 1 (con batimetría real), en contraste con los máximos y mínimos secundarios del caso de un océano finito (con islas y continentes) de fondo plano (caso 3), cuyas alturas y tiempos de aparición se ajustan mejor a los del caso 1.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El hecho de que para los dos casos en los que se considera un océano de fondo plano, sea infinito (caso 4) o finito (caso 3), el frente de onda del tsunami sea notablemente mayor que para los casos donde se consideran las variaciones de batimetría de la planicie abisal, permite concluir que, para el tsunami estudiado, las interacciones de éste con las heterogeneidades de la planicie abisal tienen un importante papel en la disipación de energía del primer frente de onda del tsunami. En el caso del océano finito de fondo plano, la altura del primer frente de onda es menor que en el caso del océano infinito de fondo plano, por lo que se concluye que, para la región estudiada, la reflexión del tsunami en islas y continentes sí contribuye significativamente a la disipación de energía del primer frente de onda, aunque no tanto como las variaciones batimétricas de la planicie abisal.

La presencia de los picos secundarios en la cola del tsunami (Fig. 3) cuando se empleó un océano finito (casos 1 y 3), y la ausencia de ellos cuando se usó un océano infinito (casos 2 y 4), indica que, para la zona estudiada, dichos picos secundarios se deben a la reflexión del tsunami en islas y continentes. A esto contribuye la observación de que las desviaciones del cero de los casos correspondientes a la eliminación de islas y continentes son mínimas o nulas.

Recapitulando, para la propagación del tsunami que se describió, la reflexión de éste en islas y continentes es más importante en la forma de la cola del tsunami, que las heterogeneidades de la planicie abisal que atraviesa, aunque estas últimas juegan un papel fundamental en la altura del primer frente de onda. Resultaría muy interesante como objeto de un posterior estudio, cuantificar la disipación de energía en términos del grado de heterogeneidad del fondo marino, así como las frecuencias presentes diferentes a la original en términos de la cantidad de islas y continentes y su cercanía a la zona de interés.

AGRADECIMIENTO

Al Dr. Modesto Ortiz Figueroa del CICESE, por suministrarme el modelo y la batimetría. A los revisores por sus valiosas sugerencias.

REFERENCIAS

- Braddock, R. D. 1969. On tsunami propagation. *Journal of Geophysical Research*. 74 (8): 1952-1957.
- Chacón Barrantes, S. E. 2005. Estimación temprana de la altura esperada de tsunamis transoceánicos. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, México. 98 p.
- Goto, C.; Y. Ogawa; N. Shuto and 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* #35. París, 4 partes.
- Loomis, H. G. 1966. Spectral analysis of tsunami records from stations in the Hawaiian Islands. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 56 (3): 697-713.
- Mansinha, L. and E. Smylie. 1971. The displacement field of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 61: 1433-1440.
- Munk, W. H. 1961. Some comments regarding diffusion and absorption of tsunami. Proc. Tsunami Meetings, Tenth Pacific Science Congress, Honolulu, IUGG Monogr. París, 24: 53-72.
- Singh, S. K.; M. Ortiz; H. K. Gupta and D. G. A. Ramadass. 2006. Slow slip below Port Blair, Andaman, during the great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Geophysical Research Letters*. 33: 13-16.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell. 1997. Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*. 277: 1956-1962.