

# ANÁLISIS DE RIESGO DE INUNDACIÓN POR TSUNAMIS EN PUNTARENAS, COSTA RICA

M. Ortiz<sup>1</sup>, M. Fernández-Arce<sup>2</sup> y W. Rojas<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Oceanografía, CICESE, Ensenada, B.C., México

<sup>2</sup> Centro de Investigaciones Geofísicas, UCR, Costa Rica

<sup>3</sup> Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Costa Rica

## RESUMEN

**El análisis de riesgo de inundación por tsunamis en Puntarenas, Costa Rica, una barra de arena localizada en el interior del Golfo de Nicoya, revela la vulnerabilidad de la región ante sismos tsunamigénicos que pudiesen ocurrir frente al Golfo de Nicoya y en la zona de subducción de Colombia. La altura de inundación en Puntarenas se evaluó simulando numéricamente la propagación de tsunamis potenciales generados por sismos locales en la Fosa de Costa Rica, y por sismos remotos similares al sismo de Colombia del 31 de enero de 1906. En ambos casos la máxima altura del tsunami en Puntarenas es similar ( 3.5 m), sin embargo, el riesgo de inundación depende del estado de la marea, ya que Puntarenas está a 2.0 m sobre el nivel medio del mar y la marea oscila  $\pm 1.5$  m con respecto a este nivel.**

*“...en la memoria del puerto hay ese descalabro, ese estremecerse de las tierras que tiemblan y el ruido ronco que llega de la profundidad, como si una ciudad subterránea echara a redoblar sus campanarios enterrados para decir al hombre que todo terminó.*

*A veces, cuando ya rodaron los muros y los techos entre el polvo y las llamas, entre los gritos y el silencio, cuando ya todo parecía definitivamente quieto en la muerte, salió del mar, como el último espanto, la gran ola, la inmensa mano verde que, alta y amenazante, sube como una torre de venganza barriendo la vida que quedaba a su alcance”*

*Pablo Neruda, “Confieso que he vivido”*

## INTRODUCCIÓN

La amenaza por tsunamis en Centroamérica era poco conocida y completamente subestimada hasta el año de 1992, año en el que el catastrófico tsunami de Nicaragua demostró que la región es tsunamigénica, es decir, capaz de generar tsunamis tan grandes y destructivos como aquellos que ocurren en áreas geográficas con reconocido potencial sísmico-tsunamigénico. Ante esta nueva realidad, Nicaragua inició estudios de prevención de riesgo para proteger a sus habitantes de la amenaza natural. Posteriormente, el Centro para la Prevención de los Desastres Naturales de América Central (CEPREDENAC) impulsó el conocimiento del fenómeno tsunami y el establecimiento de un sistema de alerta contra tsunamis en Centroamérica. De las investigaciones se determinó que en Centroamérica han ocurrido 49 tsunamis desde 1539 hasta el presente (Fernández *et al.*, 1999; Fernández *et al.*, 2000), algunos de ellos causando destrucción y muerte. Sin embargo, el establecimiento del sistema regional de alerta es aún incipiente, ya que no solamente depende del estado de arte de redes simológicas y mareográficas que permitan emitir una alerta temprana. También depende de la respuesta de la población ante una situación de alerta. Para que la respuesta sea efectiva es necesario informar a la población en materia de prevención de riesgo, dándole a conocer la vulnerabilidad de las regiones susceptibles de ser inundadas por tsunamis locales y regionales. Con este objetivo hemos inicia-

do este trabajo en Puntarenas, Costa Rica, una de las regiones más densamente pobladas (21,000 habitantes en 1998) en el interior del Golfo de Nicoya. Puntarenas está ubicada en una barra de arena de 10 km de largo y de 400 m en su parte más ancha, a escasos 2.0 m sobre el nivel del mar, y una laguna costera la separa de tierra firme. Su singular relieve plano (Figura 1) y su ubicación en el vértice del Golfo de Nicoya (Figura 2), en donde podría esperarse convergencia de energía de un frente de onda entrando al golfo, son dos factores que podrían aumentar la vulnerabilidad de la población al embate de tsunamis. Para evaluar el riesgo de inundación por tsunamis se estimaron alturas de ola y tiempos de propagación del frente de onda de tsunamis mediante la simulación numérica de propagación de tsunamis que pudieran generarse en la zona de subducción de Costa Rica (Fosa de Costa Rica) y en la zona de subducción del Pacífico Colombiano. Es importante hacer notar que la predicción de sismos en estas regiones está fuera del alcance de este estudio, cuyo objetivo es la evaluación de riesgo de inundación con fines de prevención en el supuesto caso de ocurrencia de tsunamis locales y regionales.

## MARCO TECTÓNICO REGIONAL

En la costa del Pacífico, el Golfo de Nicoya marca la frontera entre dos importantes zonas sísmicas de Costa Rica (Figura 3): la zona sísmica de Nicoya, frente a la península de Nicoya y



Figura 1. Vista panorámica de Puntarenas, 1994. Cortesía de Jean Mercier.

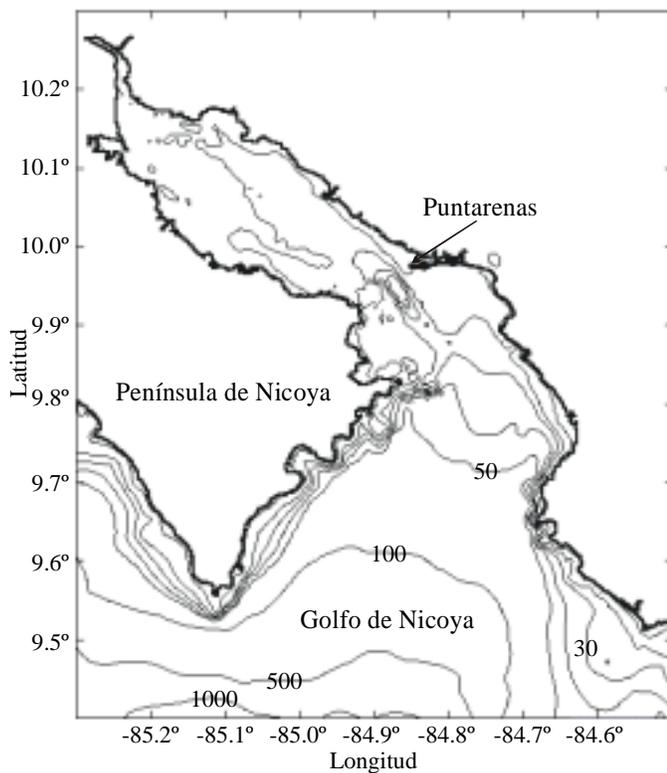


Figura 2. Ubicación de Puntarenas en el Golfo de Nicoya. Las isóbatas indican la profundidad anotada en metros.

la zona sísmica de Quepos, al sureste de la península, que se diferencian claramente por sus características sismológicas y tectónicas. La zona sísmica de Nicoya es de relieve muy plano en lo que respecta a la placa subducida y su sismicidad es relativamente baja, por lo que ha sido identificada como una brecha sísmica (Guendell, 1991). La zona sísmica de Quepos, por el contrario, es de corteza oceánica rugosa (montes, mesetas y una dorsal oceánica) y su sismicidad es relativamente alta. El límite entre las dos zonas sísmicas está constituido por los montes

Fisher en la placa oceánica, y por fallas transcurrentes con rumbo NE en la plataforma del Golfo de Nicoya (en el extremo SE de la Península de Nicoya) adentrándose en la corteza continental. Frente al Golfo de Nicoya, la Fosa Mesoamericana (Fosa de Costa Rica) está desplazada (~20 km) en dirección NE y rotada (~15°) con respecto al extremo sureste de la Fosa Mesoamericana Nicaragüense. Tanto el desplazamiento como la rotación observada podrían deberse al arrastre de la placa Caribe en dirección NE como resultado de la subducción de corteza oceánica rugosa bajo ella. Si bien esta corteza rugosa se opone a la subducción, produce empuje y deformación (Marshall *et al.*, 2000) y un mayor desplazamiento del bloque central y sur de Costa Rica, obligándolo a retroceder en dirección NE junto con la Fosa de Costa Rica con respecto a la Fosa de Nicaragua. La zona de Benioff, bien definida en la Fosa de Costa Rica (Protti *et al.*, 1994), y la actividad volcánica en la Cordillera Central de Costa Rica, evidencian una zona de subducción activa con asperezas considerables. Por otra parte, el sismo-tsunami de Cóbano de 1990 (Barquero y Boschini, 1991) que se localizó en el extremo SE de la Península de Nicoya evidencia una falla transcurrente con componente inversa que corre desde el extremo NW de la Fosa de Costa Rica en dirección perpendicular a la fosa, adentrándose en el continente hasta el sur de Puntarenas. Esta falla oblicua y la Fosa de Costa Rica son las dos zonas que podrían generar tsunamis locales con potencial destructivo en el Golfo de Nicoya.

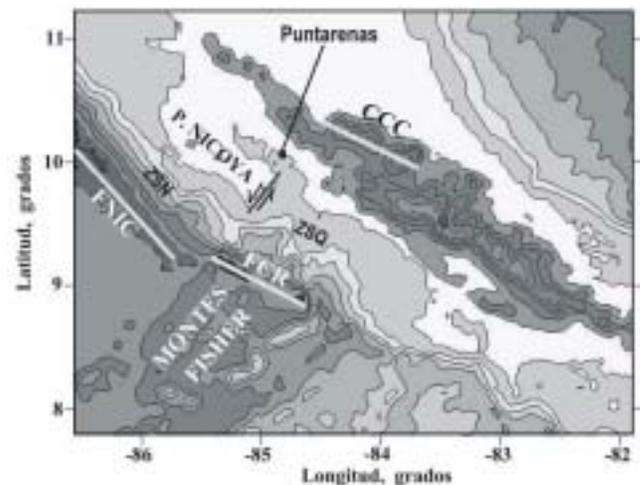
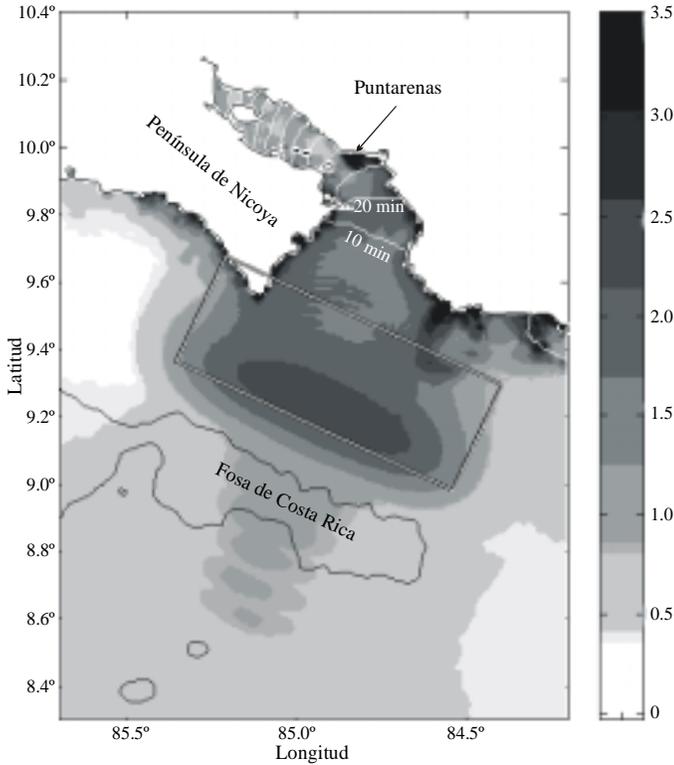


Figura 3. La zona sísmica de Nicoya (ZSN) se localiza entre la península de Nicoya y la Fosa de Nicaragua (FNIC). La zona sísmica de Quepos (ZSQ) se localiza entre la Cordillera Central de Costa Rica (CCC) y la Fosa de Costa Rica (FCR). En el extremo sureste de la península de Nicoya se indica la falla transcurrente de tipo oblicuo en donde se localizó el sismo de Cóbano de 1990.

## PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS POTENCIALES

Para analizar la vulnerabilidad de Puntarenas ante un tsunami local potencialmente destructivo, hemos supuesto la ocurrencia de un sismo intraplaca entre la Fosa de Costa Rica y

el Golfo de Nicoya, con mecanismo focal puramente inverso y con una dislocación de 6 m sobre un plano de falla en la profundidad de 15 km. La longitud de ruptura se ha supuesto paralela y aproximadamente igual a la longitud de la Fosa de Costa Rica (~100 km) con un ancho del plano de falla de 60 km y echado de 30° en dirección NE (Figura 4a). Aun cuando la dislocación sobre el plano de falla puede considerarse extremadamente grande para una longitud de ruptura de 100 km, se ha supuesto una dislocación de esta magnitud con el objetivo de evaluar un caso extremo de inundación.



**Figura 4a.** Tsunami potencial generado por una dislocación de 6 m en una falla inversa frente al Golfo de Nicoya. La escala de gris indica la altura del tsunami (metros). El tiempo de propagación del frente del tsunami dentro del Golfo de Nicoya se indica con líneas de fase cada 10 minutos con referencia al tiempo de origen del sismo. La Fosa de Costa Rica se indica con la isóbata de 3000 m. El rectángulo indica la posición del plano de falla.

La condición inicial del tsunami generado por este escenario sísmico se consideró como una perturbación instantánea de la superficie del mar igual a la deformación cosísmica del fondo marino calculada con el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). La duración de un sismo (~30 s) para longitudes de ruptura menores que 200 km, y la velocidad de propagación del tsunami (6 km/min) en profundidades de 1000 m, permiten formular la hipótesis de una deformación instantánea de la superficie del mar sin alterar significativamente los resultados de la propagación del tsunami. La propagación del tsunami en el Golfo de Nicoya se simuló con las ecuaciones de aguas someras (Goto *et al.*, 1997), permitiendo una condición de frontera móvil en la costa para evaluar la altura y extensión de la inundación en Puntarenas:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

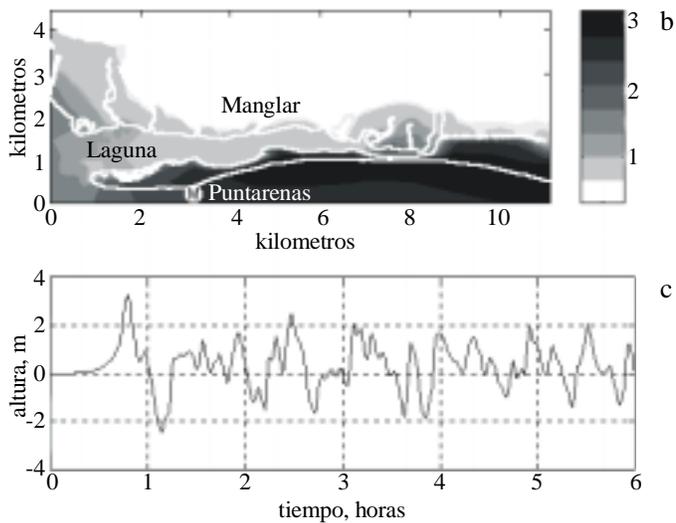
$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0,$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0.$$

En la serie de ecuaciones (1):  $t$  es el tiempo;  $\eta$  representa el desplazamiento vertical de la superficie del agua respecto al nivel en reposo;  $g$  es la aceleración gravitacional;  $D = (\eta + h)$  representa la profundidad instantánea de la columna de agua, en donde  $h$  es la profundidad media.  $U$  y  $V$  son los gastos en las direcciones longitudinal ( $x$ ) y latitudinal ( $y$ ) respectivamente y  $m$  es el parámetro de rugosidad de Manning (0.025), considerado constante en este estudio.

La serie de ecuaciones (1) fue integrada empleando diferencias finitas centrales en un conjunto interconectado de mallas anidadas. Para describir la batimetría en la región oceánica se empleó una resolución espacial de 27 segundos, mientras que para describir los detalles de la batimetría al interior del Golfo de Nicoya y en Puntarenas se empleó una resolución de 1 segundo (aproximadamente 30 m).

Los resultados de la simulación numérica (Figura 4a) indican que la altura del tsunami en la costa adyacente a la boca del Golfo de Nicoya y hacia el interior del golfo, hasta Puntarenas, es 3.5 metros sobre el nivel medio del mar, mientras que hacia la cabeza del golfo la altura del tsunami alcanza 1.5 metros. El tiempo de propagación del frente de onda del tsunami dentro del golfo se indica en la Figura 4a con líneas de fase cada 10 minutos. En 35 minutos el frente del tsunami llega a Puntarenas y el primer máximo llega a los 45 minutos. Un acercamiento de la Figura 4a, en la malla de integración de alta resolución, permite apreciar la altura del tsunami en Puntarenas (Figura 4b). El tsunami cubre la barra con altura de inundación de 3.0 a 3.5 metros sobre el nivel medio del mar entre el km 4 y el km 10 de la figura, mientras que hacia la Punta, entre el km 4 y el km 1, la altura del tsunami disminuye de 3.0 a 2.0 metros. Una pequeña área en la Punta del lado de la laguna no es alcanzada por el tsunami. El que la altura del tsunami disminuya hacia la Punta obedece a que el lecho marino es más profundo en cercanía de la Punta debido a la presencia del canal de 45 m de profundidad que conecta la parte ancha del golfo con la región angosta hacia la cabeza del mismo (Figura 2). Del lado del manglar (Figura 4b) el tsunami penetra más de 1 km tierra adentro. En el mareograma sintético (Figura 4c) obtenido del modelo numérico en el extremo del muelle de Puntarenas, a 200 m de la costa se aprecia la llegada del primer máximo (3.25 m), 45 minutos después del tiempo de origen del sismo, así como oscilaciones de  $\pm 2$  m en el nivel del mar durante al menos las siguientes 5 horas.



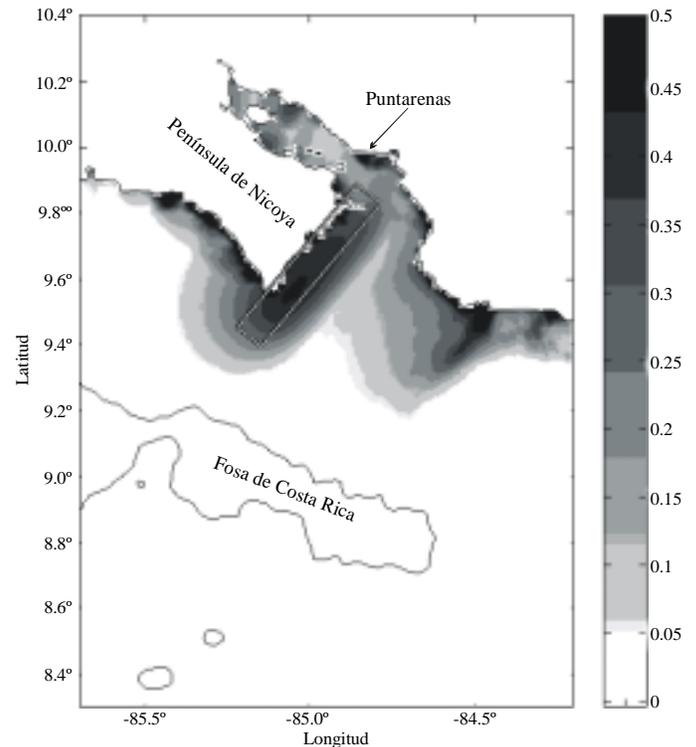
**Figura 4 b, c.** b) Altura de inundación en Puntarenas (escala de gris, metros con respecto al nivel medio del mar). La “M” indica la posición del muelle de Puntarenas y el contorno indica la línea de costa. c) Mareograma sintético en el muelle de Puntarenas. El origen del tiempo está referido al tiempo de origen del sismo.

La altura de Puntarenas es de 2.0 m sobre el nivel medio del mar en el área más densamente poblada (entre el km 1 y el km 6 de la Figura 4b), lo que implica que este tsunami sobrepasa con un metro aproximadamente el nivel de la barra. Decir un metro parece poco; sin embargo, la experiencia de tsunamis en diferentes regiones y en particular la experiencia del tsunami reciente de Perú (23 de Junio 2001) ha demostrado que un flujo de agua con un metro de altura tiene capacidad de socavar los cimientos de las casas y de erosionar y arrastrar a su paso objetos grandes y pesados, como embarcaciones, que pueden impactarse contra las edificaciones, o personas que pueden ser arrastradas al mar. La simulación numérica de este tsunami se hizo considerando a la marea en su punto medio. La ocurrencia de un tsunami en marea alta o en marea baja marcaría una diferencia significativa en el patrón de inundación debido a que la marea en Puntarenas oscila  $\pm 1.5$  m respecto al nivel medio del mar.

Suponiendo una dislocación de 3 m, en lugar de 6 m de dislocación del caso anterior, el tsunami simulado alcanza alturas de 1.75 m respecto al nivel medio del mar en el interior y en la costa alejada al Golfo de Nicoya, sin producir inundación en Puntarenas. Cabe mencionar que de ocurrir este tsunami en marea alta sobrepasaría aproximadamente con un metro el nivel de la calle en Puntarenas.

Considerado en este estudio la posibilidad de ocurrencia de un sismo en el extremo sureste de la Península de Nicoya con mecanismo focal similar al sismo-tsunami de Cóbano de 1990 (Barquero y Boschini, 1991), hemos supuesto una dislocación de 2m en una falla transcurrente con componente inversa (Figura 5a). Aun cuando la mayor parte de la deformación vertical cosísmica (Figura 5a) ocurre en el lecho marino, una parte ocurre en el extremo sur de la Península de Nicoya, res-

tándole energía potencial disponible al tsunami. El tsunami generado alcanza alturas de 0.5 m a 1.0 m en la costa occidental de la Península (Figura 5a) mientras que en Puntarenas la altura es de escasos 25 cm (Figura 5b). Es evidente que este tsunami tiene menor potencial de inundación en Puntarenas debido al mecanismo focal y a que la región de relativamente poca profundidad en la que se genera (100 m) no permite que el tsunami se amplifique significativamente al llegar a la costa.



**Figura 5a.** Tsunami potencial generado por un sismo al Sur de la Península de Nicoya. La escala de gris indica la altura del tsunami (metros). La Fosa de Costa Rica se indica con la isóbata de 3000 m. El rectángulo indica la posición del plano de falla.

Adicionalmente hemos supuesto un escenario de tsunami de origen regional que pudiera afectar a Centroamérica. La elección de la Fosa de Colombia como origen del supuesto tsunami obedece a que en esa fosa ocurrió el sismo ( $M_w$  8.6) del 31 de enero de 1906 cuya longitud de ruptura se estima en 400 km (Kelleher, 1972). Dado que no se conoce la magnitud de la dislocación del sismo de 1906, ni el ancho del plano de falla, hemos considerado una dislocación promedio de 10 m y un ancho de falla de 80 km con echado de  $30^\circ$  (Figura 6a). En la propagación del tsunami desde Colombia hasta Costa Rica se empleó una resolución espacial de 2 minutos de arco en la región oceánica y las correspondientes ecuaciones (1) expresadas en coordenadas esféricas, eliminando la fricción y los términos advectivos durante la propagación en la región oceánica, y conservando el conjunto completo de las ecuaciones (1) durante la propagación en el Golfo de Nicoya. La altura de este tsunami es de 1.5 m en la región oceánica a 600 km de la costa Colombiana (Figura 6a). La direccionalidad del tsunami es evidente en la figura 6a, en donde también se aprecia la influencia del

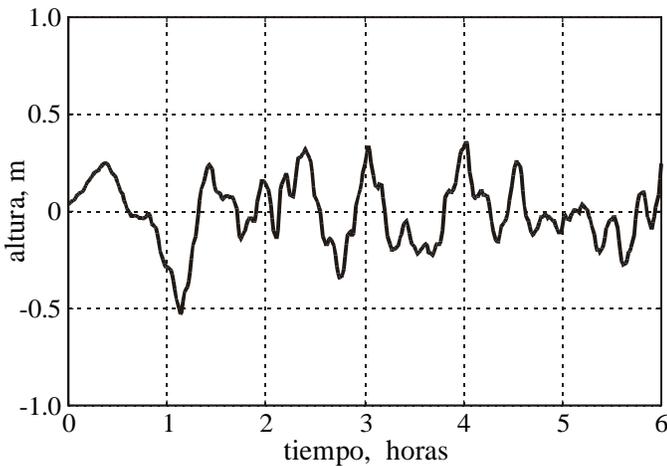


Figura 5b. Mareograma sintético en el muelle de Puntarenas para el caso de un tsunami potencial generado al Sur de la Península de Nicoya. El origen del tiempo está referido al tiempo de origen del sismo.

relieve del fondo marino al desviar el mayor flujo de energía del tsunami acercándolo a la costa de Centroamérica. Después de 2 horas de propagación a partir del tiempo de origen del sismo, el tsunami llega a la boca del Golfo de Nicoya con altura de 1.5 m en la profundidad de 200 m. El tsunami alcanza 3.5 m sobre el nivel medio del mar, tanto en la costa occidental de la Península de Nicoya como en el interior del Golfo de Nicoya (Figura 6b). En Puntarenas el frente de onda del tsunami llega 2 horas y 45 minutos después del tiempo de origen del sismo inundando la barra de arena con altura 3.5 m. El patrón de inundación en Puntarenas, calculado en la malla de alta resolución, es prácticamente igual caso en que se prescribió una dislocación de 6 m para una falla inversa frente al Golfo de Nicoya

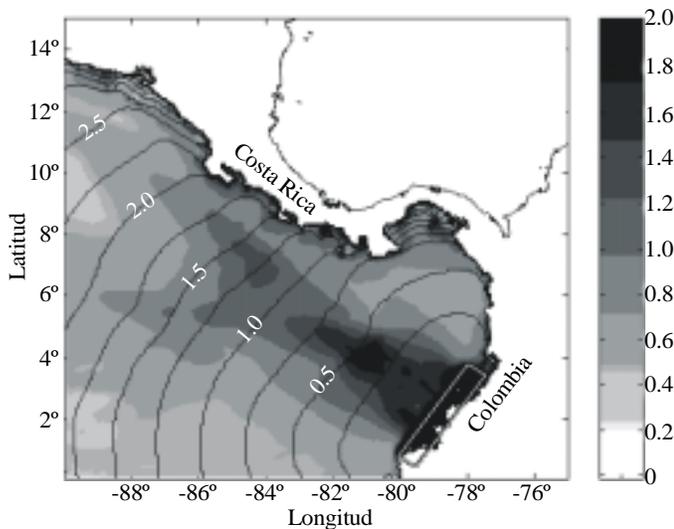


Figura 6a. Simulación numérica del tsunami de Colombia del 31 de enero de 1906. La escala de gris indica la altura del tsunami (metros) en la región oceánica. El tiempo de propagación del frente del tsunami se indica con líneas de fase cada 0.25 horas con referencia al tiempo de origen del sismo. El rectángulo indica la posición del plano de falla.

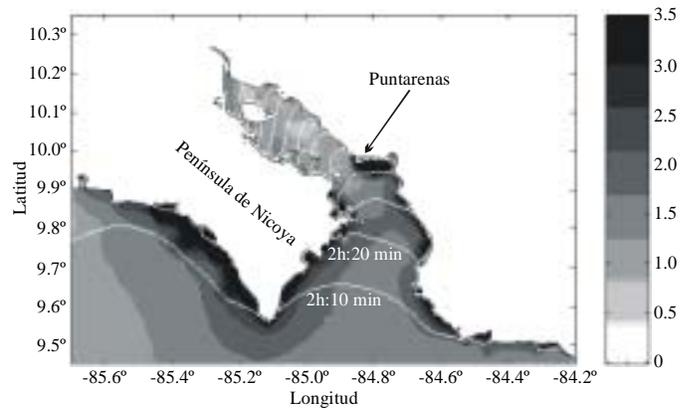
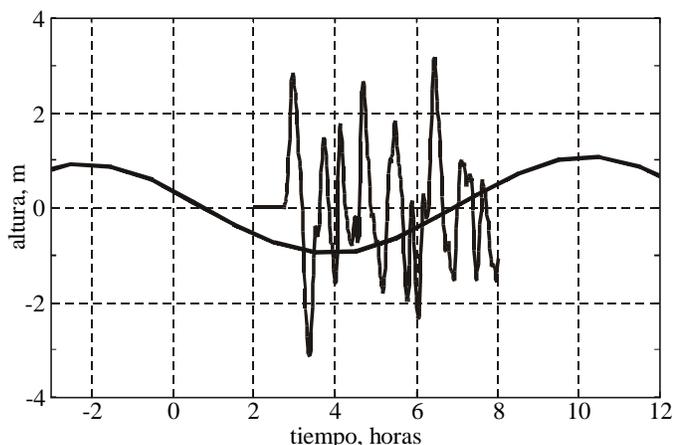


Figura 6b. Simulación numérica del tsunami de Colombia del 31 de enero de 1906 en el Golfo de Nicoya. La escala de gris indica la altura del tsunami (metros). El tiempo de propagación del frente del tsunami se indica con líneas de fase cada 10 minutos con referencia al tiempo de origen del sismo.

(Figura 4b). El mareograma sintético de este tsunami (Figura 6c) en Puntarenas indica que el tsunami de 1906 llegó durante la bajamar y posiblemente no produjo inundación. Durante el trabajo de prospección en Puntarenas no se encontró evidencia de observación del tsunami de 1906 en documentos oficiales ni en testimonios populares.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el caso de tsunamis generados en la Fosa de Costa Rica, la altura del tsunami en la costa (3.5 m), aún considerando dislocaciones extremas (6 m) en el plano de falla, no llega a ser tan alta como en otras zonas de subducción en donde una dislocación de 4 m produce alturas de inundación de 5 m. Esto se debe a la relativa poca profundidad en la región de generación del tsunami (1000-2000 m) y se explica con la Ley de Green de amplificación de altura de ola cuando la pendiente del lecho marino es uniforme. El caso de tsunamis generados por sismos similares al sismo de Cóbano de 1990 en el extremo SE de la Península de Nicoya no representa mayor riesgo de inundación que el caso anterior debido a que prácticamente no hay amplificación en la altura del tsunami, ya que la profundidad del lecho marino en esta región del Golfo de Nicoya no sobrepasa 200 m. En cuanto al riesgo de inundación por tsunamis regionales, los tsunamis generados en la Fosa de Colombia representan mayor riesgo que aquellos generados en las costas aledañas a Costa Rica. Esto se debe a la direccionalidad de los tsunamis que depende a su vez de la longitud de ruptura (Ortiz *et al.*, 2001). Es importante notar que el sismo-tsunami de Colombia de 1906 ( $M_w$  8.6), un fenómeno extremadamente grande (longitud de ruptura 400 km), no causó daños regionales debido al estado de la marea (marea baja). También se debe tomar en cuenta que sismos-tsunami fuertes en esta región con longitud de ruptura considerablemente menor que en 1906 no han causado daños en Centroamérica. Por ejemplo, no se reportaron inundaciones regionales por el sismo-tsunami de Colombia del 12 diciembre de 1979 ( $M_w$  8.2) cuya longitud fue estimada entre 180 Km y



**Figura 6c. Tsunami sintético en el muelle de Puntarenas (simulación numérica del tsunami de Colombia de 1906). La línea gruesa indica la predicción de marea del 31 de enero de 1906 para Puntarenas. El origen del tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.**

230 Km (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984). En el caso de tsunamis potencialmente destructivos para Puntarenas, tanto locales como regionales, el riesgo de inundación depende del estado de la marea debido a que Puntarenas está a 2.0 m sobre el nivel medio del mar y la marea oscila  $\pm 1.5$  m con respecto a este nivel.

El análisis de riesgo de inundación en Puntarenas por tsunamis locales y regionales es alentador porque presenta situaciones que son relativamente viables de manejar en caso de una alerta temprana de tsunami, tanto por la altura del tsunami como por el tiempo de arribo. Lo que resta es difundir entre la población los conceptos elementales del fenómeno tsunami, empleando para ello folletos de divulgación e incluyendo estos conceptos en los cursos regulares de educación primaria. El conocimiento elemental más importante ante una alerta de tsunami es que se debe buscar de inmediato un sitio alto y seguro. Por ejemplo, previa investigación pericial, es posible identificar algunas edificaciones en Puntarenas con altura y resistencia adecuadas para ser designadas como lugares de refugio, no solamente en caso de tsunamis, sino también en caso de tormentas que ocurran en conjunción con marea alta. Aún cuando no se produzca un tsunami, es mejor esperar un par de horas a que pase el peligro, que sufrir las consecuencias.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA) en el marco de cooperación México-Japón-Costa Rica, noviembre 1999 - noviembre 2000. Agradecemos a C. Pimentel de CENAPRED y a las Autoridades del Instituto Mexicano de Cooperación Internacional (IMEXI) de la Secretaría de Relaciones Exteriores, por su dedicación y apoyo a los programas de cooperación con Centroamérica. Agradecemos a C. Elizondo del Instituto Geográfico de Costa Rica su apoyo y entusiasmo al facilitarnos la

información batimétrica del Golfo de Nicoya y de Puntarenas. Nuestro reconocimiento a la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica por el apoyo logístico para hacer posible la investigación. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores: Alejandro F. Nava y E. Glowacka.

## REFERENCIAS

- Barquero, R., y I. Boschini, (Eds), 1991. La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos relacionados, Costa Rica, 1990.-135 pgs. Informe Técnico de la Red Sismológica Nacional (R.S.N.)
- Beck, L., and L. Ruff, 1984. The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the Asperity Model, *Journal of Geophysics Research*, 89, 981-9291.
- Fernandez, M., J. Havskov, and K. Atakan, 1999. Destructive Tsunamis and Tsunami Warning in Central America. *The Science of Tsunami Hazard*, V. 17, No 3, pp. 173-186.
- Fernandez, M., Molina, E., Havskov, J. and Atakan, K., 2000. Tsunamis and Tsunami Hazards in Central America. *Natural Hazards*, V. 22, No. 2, pp. 91-116.
- Guendell, F., 1991. The Nicoya Seismic Gap. OVSICORI, Heredia, Costa Rica, 19 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, Paris, 4 Parts.
- Kanamori, H., and K. McNally, 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1241-1253.
- Kelleher J.A., 1972. Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions. *Journal of Geophysics Research*, Vol. 77, No 11, April 1972.
- Mansinha, L., and D. Smylie, 1971. The Displacement Fields of Inclined Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 61, No 5, pp. 1433-1440.
- Marshall, J., D. Fisher, and T. Gardner, 2000. Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, V. 19, No. 3, pp 468-492.
- Ortiz M., E. Gómez-Reyes, and H. Vélez-Muñoz, 2000a. A Fast Preliminary Estimation Model for Transoceanic Tsunami Propagation. *Geofísica Internacional*, Vol., 39, Num. 3, pp 1-14.
- Protti, M., F. Guendell, and K. McNally, 1994. The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: result from a high-resolution local seismographic network. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84: 271-287.