

SIMULACIONES NUMÉRICAS DE PROPAGACIÓN DE TSUNAMI PARA LA COSTA PACÍFICA DE COLOMBIA

Jhon Henry Caicedo O.¹, Bruno Martinelli^{1,2},
Hansjürgen Meyer¹, Julián Augusto Reyna M.³

RESUMEN

Como parte del Programa Nacional de Prevención de Tsunami en Colombia, se inició el proyecto de modelamiento de propagación de tsunami mediante métodos de simulación numérica con base en la aproximación para ondas largas, con el fin de calcular detalladamente tiempos de llegada, alturas de ola, corrientes y áreas de inundación en segmentos de mayor vulnerabilidad de la costa del Pacífico en Colombia.

En este trabajo se presenta la simulación de un evento de la fuente cercana (1979:12:12, zona de subducción colombo-ecuatoriana) y de un tsunami de origen lejano (1960:05:22, Chile). Mientras que la fuente cercana ha causado varios desastres, no se conocen datos ni testimonios que den cuenta de la exposición a tsunami de origen lejano.

Estos modelos de eventos reales, no obstante ser los primeros resultados y preliminares, muestran una aceptable coincidencia con las evidencias conocidas (testimonios y datos mareográficos).

ABSTRACT

Within the frame of Colombia's National Tsunami Prevention Program, a tsunami propagation modeling project was initiated, using numerical simulation methods based on the shallow water approximation; it aims at detailed quantifications of wave arrival times, wave heights, currents and inundation areas for the most vulnerable segments of Colombia's Pacific coast.

We present herein a simulation of a near-source event (1979:12:12, Colombo-Ecuadorian subduction zone) and of a far-source tsunami (1960:05:22, Chile). While the near source has already caused disasters, no data nor evidence on the exposure to far-source tsunami is available to date.

These real event models, although being first and preliminary results, show acceptable coincidence with known evidences (tide gage data and testimonies).

1: Universidad del Valle, Observatorio Sismológico del Suroccidente - OSSO,
A. Aéreo 25360; Tel. (92) 339 7222, 330 1661; Fax (92) 331 3418, Cali - Colombia
E-Mail: jhcaiced@osso.univalle.edu.co; hjm@osso.univalle.edu.co

2: Cuerpo Suizo de Socorro, E-Mail: bma@osso.univalle.edu.co

3: Centro de Control de Contaminación del Pacífico -CCCP, DIMAR, Armada de la República de Colombia,
A. Aéreo 187; Tumaco (Depto. Nariño), Colombia, E-Mail: jureyna@osso.univalle.edu.co

INTRODUCCIÓN

Uno de los fenómenos naturales más peligrosos son los tsunamis, grandes olas marinas generadas por desplazamientos súbitos del agua durante terremotos, erupciones volcánicas, deslizamientos, etc. La gran mayoría y los más grandes ocurren en el Océano Pacífico, causados por terremotos de magnitudes altas en las zonas de subducción (con excepción de eventos causados por las muy escasas erupciones volcánicas gigantes, como Krakatoa 1883). La costa de Colombia en el Pacífico está expuesta a fuentes de tsunami próximas - la zona de subducción colombo-ecuatoriana - y, en principio, lejanas. La fuente próxima ya ha causado desastres en varias ocasiones, mientras que no existe testimonio de impacto peligroso de tsunami de fuente lejana, pero tampoco certeza fundada sobre el nivel de exposición. Es entonces de gran interés predecir para las costas colombianas, de manera cuantitativa y detallada, los efectos de tsunami de origen cercano y lejano.

En Colombia comenzó en 1989 un programa nacional para prevención de tsunami, inicialmente con apoyo de Naciones Unidas (DHA-UNDRO) y de la Agencia Canadiense de Cooperación Internacional, y con la coordinación general de la Dirección Nacional para la Prevención y Atención de Desastres y la Comisión Colombiana de Oceanografía. Como área piloto de este programa se seleccionó la ciudad de Tumaco (Depto. Nariño). El OSSO se ha hecho cargo de varias actividades de este programa, tales como el desarrollo del sistema de detección y alerta de tsunami y la evaluación de la amenaza y exposición; de esta última hace parte el proyecto de simulación numérica cuyos primeros resultados se presentan aquí. Este trabajo también es un aporte al cumplimiento de los objetivos trazados por el "Plan de Desarrollo de las Ciencias y las Tecnologías del Mar en Colombia 1990-2000" (*Comisión Colombiana de Oceanografía*, 1990), que en el Programa de Desastres Naturales (p. 94) prevee para fenómenos como terremotos y tsunami líneas de investigación en evaluación y determinación de niveles de riesgo en función de la vulnerabilidad y amenaza, predicción de ocurrencia de desastres y formulación de medidas de mitigación.

El proyecto se realiza con apoyo del programa TIME (Tsunami Inundation Modeling Exchange), en cuyo marco se aplica y desarrolla actualmente en 10 grupos de diversos países la metodología de modelamiento numérico de tsunami de la Universidad de Tohoku, Japón (*Shuto*, 1991), en cooperación con la Comisión Oceanográfica Intergubernamental - COI (UNESCO).

Este proyecto es de gran interés científico, por las limitaciones que la metodología de modelamiento numérico de tsunami aún tiene y por las preguntas específicas que permite formular y tratar, pero también por las complejidades específicas de casos como la propagación terminal en el área de Tumaco (llanuras intermareales, islotes, esteros, etc.).

Pero los resultados de este proyecto son para Colombia primordialmente de relevancia socioeconómica; el PTWC (Pacific Tsunami Warning Center, Hawaii), que emite a los países de la cuenca del Pacífico alertas cuando detecta terremotos potencialmente tsunamigénicos, actualmente no está en capacidad de cuantificar el tamaño del tsunami ni de pronosticar sus alcances terminales (*Bernard & González*, 1994). Esto y las noticias que pueden difundirse durante el largo lapso de propagación de un tsunami transpacífico hacia Colombia genera falsas alarmas (por ejemplo en 1986). Los resultados de este proyecto de simulación numérica proveerán bases confiables para evaluación y manejo de alertas de fuente lejana y para todas las acciones necesarias en prevención de tsunamis de fuente próxima (planes e evacuación, relocalizaciones y planes de poblamiento, protección y planificación de obras de infraestructura, manejo de las operaciones navales) en la costa del Pacífico en Colombia.

La primera estimación de alturas de inundación por tsunami en Colombia se hizo para el área de Tumaco (*Duarte*, 1994), con base en fórmulas empíricas desarrolladas a partir de datos históricos en el Japón. Recientemente se han desarrollado procedimientos para calcular soluciones numéricas de las ecuaciones de onda aplicables (*Bernard & González*, 1994), que permiten modelar con buena precisión para cualquier situación de propagación real alturas de ola, áreas de inundación y corrientes de un tsunami.

En este trabajo se han incluido 3 aspectos del proyecto de simulación: a) modelos para casos sintéticos, con el nivel de heterogeneidad, en cuanto a forma del volumen de agua y complejidad de la ruptura sísmica, reducida hasta el rasgo cuyo efecto se quiere analizar (forma del relieve batimétrico; forma de la línea de costa, como bahías, promontorios, islas, etc.). Estos modelos de

situaciones simples facilitan la intuición del proceso de propagación y ayudan a identificar los alcances e inestabilidades del procedimiento de simulación numérica utilizado; b) modelamiento de un tsunami para Tumaco, el área piloto del Programa, utilizando como sismo tsunamigénico el de Dic. 1979 (que causó el tsunami desastroso más reciente en el área). Este modelo es de interés científico, por la alta no linealidad de la propagación terminal (llanuras intermareales e islotes próximos a las islas de Tumaco), así como socioeconómico, por la gran cantidad de vidas y bienes expuestos. c) Por último, se ha incluido un ejemplo de la propagación de tsunami de origen lejano (Chile 1960) hacia aguas colombianas del Pacífico.

Para la primera etapa de este proyecto, esencialmente de apropiación y ajuste de metodología, se seleccionaron dos eventos reales - Tumaco 1979 y Chile 1960 - que no representan escenarios de amenaza extremos para el área, pero que tienen la ventaja de estar relativamente bien cuantificados, ante todo en sus parámetros sísmicos.

FUENTES Y PROPAGACIÓN DE TSUNAMI

Tsunami peligrosos pueden ser generados por cualquier fenómeno capaz de desplazar rápidamente grandes volúmenes de agua en el océano (terremotos, erupciones volcánicas y deslizamientos submarinos, caída de meteoritos). Sin embargo, la causa más frecuente de tsunami desastrosos son los terremotos, con foco cercano al lecho oceánico; los más grandes ocurren en las zonas de subducción, como aquellas que bordean gran parte del Pacífico.

Los mayores estragos los causan tsunami en proximidad de su fuente (algunos 100 km), pero también está establecida su capacidad de causar alturas de ola peligrosas a distancias transoceánicas, a partir de múltiples experiencias, siendo la más reciente el tsunami de Chile (Julio 1995), que generó olas de varios metros de altura en sitios de las Islas Marquesas (Polinesia Francesa), a unos 7.000 km de distancia.

Las alturas de ola terminales de tsunami dependen de tres factores: las características de la fuente, de la trayectoria, y de la morfología de la costa.

Fuente

El parámetro del foco sísmico que más estrechamente se relaciona con su potencial tsunamigénico es el momento sísmico M_0 (*Kanamori, 1972*), que cuantifica la energía sísmica liberada, concepto análogo al del momento en la mecánica de cuerpos rígidos y representable en función de la rigidez de la roca, del área de ruptura, y del desplazamiento:

$$M_0 = \mu L W d$$

Para tener potencial de desastre transpacífico, un tsunami debe ser causado por un sismo de por lo menos 4×10^{28} din-cm (*Oka, 1988*). El momento del sismo de Tumaco de 1979:12:12 fue de 2.9×10^{28} din-cm, mientras que el de Chile 1960:05:22 fue de 320×10^{28} din-cm.

Oka (1988) realizó un análisis de los diversos factores que influyen en la altura de olas de tsunami en el campo lejano; encontró que variaciones en la profundidad focal (hasta 150 km) y en el mecanismo focal sólo influyen en conjunto hasta un orden de magnitud, mientras que el efecto de directividad (interferencia debido a la diferencia entre velocidad de fase de la ola de tsunami y la velocidad de la ruptura sísmica) puede influir hasta en un orden de magnitud en la amplitud del tsunami, en el caso de sismos con mecanismos de tipo inverso (subducción). Si la ruptura sísmica ocurre parcial o totalmente dentro de material blando (sedimentos ingestados por la subducción), la amplitud puede aumentar hasta en dos ordenes de magnitud, originando lo que se ha llamado "terremoto de tsunami" (*Kanamori, 1972*), cuyo momento sísmico M_0 no mantiene la relación normal con el potencial tsunamigénico. El evento más reciente de este tipo ocurrió en Nicaragua (1992). También está demostrado (*Satake, 1989*) que heterogeneidades del proceso focal sísmico (distribución de esfuerzos y desplazamientos no uniforme) se manifiestan en la distribución azimutal de las alturas de ola de tsunami.

Trayectoria

En la propagación transoceánica la amplitud decrece principalmente por la atenuación geométrica, proporcional a $1/(\sin X)^{-2}$, es decir que decae muy rápidamente en el campo cercano. Por otro lado, por depender la velocidad de propagación (para el caso de ondas largas, como en el océano) esencialmente de la profundidad del agua, tiene lugar el fenómeno de refracción, lo cual conduce a efectos de enfoque y dispersión de la energía, con diferencias de amplitud de hasta medio orden de magnitud. Cambios batimétricos también causan reflexión de ondas, y así disminución de la energía (Fig. 1)

Efecto local

Al aproximarse a la costa, aumenta la dependencia de la rugosidad del fondo marino. Finalmente, son el perfil de profundidades próximo a la línea de costa y la forma de la costa (resonancia en bahías, efectos de enfoque) los que determinan la altura terminal, que localmente puede ser aumentada hasta 20 veces. Otros rasgos también pueden generar amplificación, por ejemplo islas, en el lado opuesto a la fuente del tsunami, como ocurrió recientemente en Babi, Indonesia (1992).

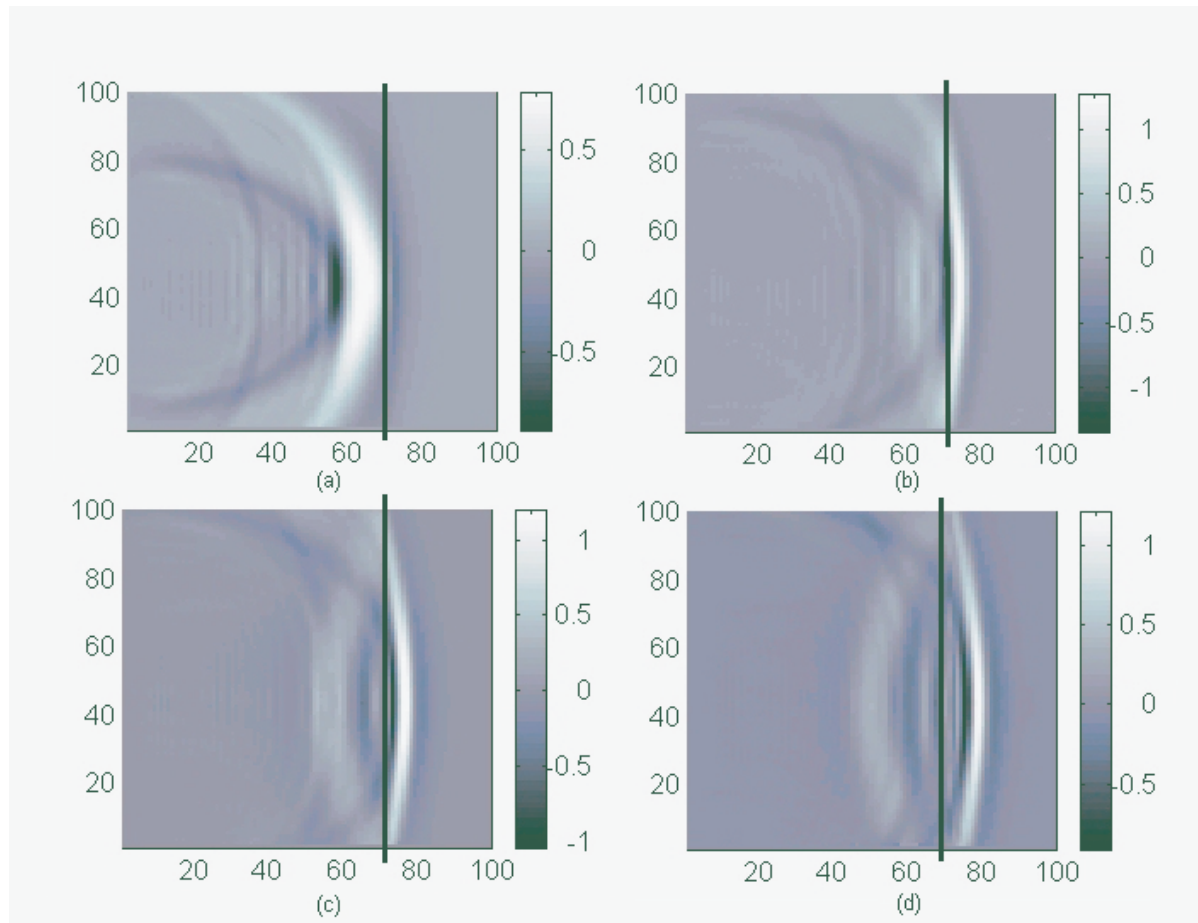


Figura 1. Ejemplo de simulaciones de casos sintéticos. Campos de olas de un tsunami propagado de izquierda a derecha sobre una batimetría de escalón (izquierda: 2000 m, derecha: 300 m). En la imagen c) se observa la ola reflejada por el escalón; en la imagen d) se observa que la ola ha disminuido su velocidad (radio de curvatura mayor) y longitud de onda pero ha aumentado su altura (principio de conservación de energía).

TSUNAMI EN EL OCÉANO PACÍFICO

Las zonas de subducción del Circumpacífico que por su ubicación en principio pueden generar tsunamis peligrosos para costas colombianas son: Aleutianas*, Alaska*, Cascadia, México, Nicaragua, Costa Rica, Colombia-Ecuador (fuente cercana!), Perú, Chile, Tonga-Kermadec*, Nuevas Hébridas, Solomon, Filipinas*, Marianas*, Izu-Bonin*, Japón*, Kuriles* y Kamchatka* (*Ruff & Kanamori*, 1989). Aquellas marcadas con asterisco son las que por orientación de la fuente y efecto de directividad causarían mayor amplitud en el Pacífico colombiano. *Ruff* (1989) presenta una lista de los 19 sismos de subducción del siglo XX con magnitud de momento igual o mayor a 8.2; ésta incluye eventos de Chile, Alaska, Kamchatka, Aleutianas, Colombia-Ecuador, Kuriles, Japón y Perú. Los que mayores tsunamis transpacíficos han causado son de Chile, Alaska, Aleutianas, Kamchatka y Kuriles.

El mayor o menor potencial sísmico de los segmentos de subducción se ha relacionado con diversos parámetros, tales como la edad de la placa subducida y la velocidad de convergencia (*Kanamori*, 1986; *Jarrard*, 1986), la longitud de los segmentos, así como la mayor o menor presencia de sedimentos en la fosa (*Ruff*, 1989). *Kanamori* (1986) calculó las magnitudes máximas posibles para las zonas de subducción más importantes con base en su modelo que correlaciona magnitud con edad de la placa subducida y velocidad de convergencia, encontrando como mayores (en orden descendente): Chile, Perú, Colombia, América Central, Kamchatka, Aleutianas, Alaska, Kuriles, Japón y Tonga.

En este siglo, el 99% de las víctimas por tsunamis han sido causadas por eventos generados a menos de 400 km de la costa afectada (*Lander & Lockridge*, 1986). En cuanto a impacto de tsunamis transpacíficos, algunas zonas de la cuenca ya están relativamente bien caracterizadas en cuanto a su exposición. Islas en la región central del Pacífico, como Hawaii y la Polinesia Francesa, reciben las olas de la mayoría de las fuentes con el efecto de directividad. Regiones como Canadá y EEUU reciben olas generadas en Alaska y Aleutianas con efecto de directividad (*Hatori*, 1993). Japón y las Kuriles sufren también el efecto de directividad para tsunamis generados en Chile, además del efecto enfocador de la batimetría en el Pacífico central (*Okal*, 1988). En otros casos de impacto a distancia el fenómeno se debe a amplificación local, como por ejemplo en la bahía de Atuona (Islas Marquesas) en el tsunami de Chile 1995.

METODOLOGÍA

Escenarios de amenaza

El modelamiento sistemático de la amenaza requiere la selección de las fuentes relevantes. Por ser un fenómeno relativamente raro, los tsunamis generalmente no se prestan al análisis de amenaza probabilístico. La conveniencia de analizar por separado amenazas de origen cercano y lejano deriva principalmente de que la cercana es mucho mayor (cuando existe), como lo demuestran estadísticas globales (*Lander & Lockridge*, 1986) y locales (*Meyer & Velásquez*, 1992). El diseño de un escenario para el caso de amenaza de origen cercano es relativamente simple; generalmente es una sola fuente la relevante y sólo hay que seleccionar el evento de interés (el máximo probable, p. ej.). Un escenario para amenaza de origen lejano es más complejo, por la diversidad de fuentes y trayectorias en el Pacífico. En principio son posibles diversos enfoques:

- Análisis estadístico de la información de eventos anteriores, con datos mareográficos e históricos (*Hatori*, 1993). Este tipo de aproximación puede estar afectada por los sesgos propios de todo catálogo de eventos incompleto. En Colombia es difícil de realizar, por la escasez de datos, tanto históricos como mareográficos.
- Evaluación aproximada, mediante trazado de rayos de la propagación en todas las trayectorias posibles, para identificar aquellas que por condiciones batimétricas presentan enfoque y amplificación (*Satake*, 1988; *Okal*, 1988)
- Predicción sistemática, mediante modelos numéricos de propagación de olas, de las alturas esperables en la costa de interés, para todas aquellas fuentes que tienen evidencias de potencial tsunamigénico transpacífico y con cobertura azimutal del conjunto de fuentes

analizadas suficiente para asegurar la captación de posibles efectos de enfoque por batimetría transoceánica. Este es el enfoque aplicado en el proyecto aquí presentado.

Deformación inicial

Para calcular la perturbación inicial del modelo de propagación (el “émbolo” que genera el sismo), es necesario un modelo de la ruptura sísmica, que se puede elaborar a partir de diversos tipos de datos, dependiendo esto ante todo de la época de ocurrencia del evento. Eventos anteriores a la observación sísmica instrumental tienen que ser modelados con base en datos macrosísmicos (tipos y distribución de efectos) así como relaciones empíricas entre la intensidad y parámetros más modernos (magnitud y momento). En eventos muy recientes, la avanzada instrumentación y metodología disponible permite resolver y cuantificar muchos detalles del proceso focal. En el caso de los tsunamis analizados aquí (generados por terremotos en zonas de subducción), esta perturbación es la deformación cosísmica del fondo marino. El modelamiento de esta deformación se realizó mediante el método de *Mansinha & Smylie* (1972), a partir de un conjunto de parámetros (rigidez, área de ruptura, dislocación) de la ruptura sísmica que definen el momento sísmico M_0 .

En esta primera etapa del proyecto de modelamiento numérico hemos analizado el evento cercano con un modelo de ruptura sísmica heterogéneo; la probabilidad de que en la costa de interés se manifieste la heterogeneidad focal en la distribución de alturas de ola es tanto mayor cuanto más cercano el terremoto, como lo demuestra el caso del evento de 1979:12:12.

Modelamiento de propagación

La relativa facilidad de la simulación de olas de tsunami, en comparación con ondas sísmicas, surge de que su propagación oceánica, como ondas largas, depende sólo de la profundidad del agua.

Para el cálculo de la propagación de las olas se aplica la teoría aproximativa para ondas largas ($T \gg$ profundidad del agua), a partir de las siguientes ecuaciones bidimensionales (verticalmente integradas):

$$\frac{d\eta}{dt} + \frac{d[u(h+\eta)]}{dx} + \frac{d[v(h+\eta)]}{dy} = 0$$

$$\frac{du}{dt} + u \frac{du}{dx} + v \frac{dv}{dy} + g \frac{d\eta}{dx} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0$$

$$\frac{dv}{dt} + u \frac{du}{dx} + v \frac{dv}{dy} + g \frac{d\eta}{dy} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0$$

siendo x, y las coordenadas horizontales, t el tiempo, h la profundidad del agua no perturbada, η el desplazamiento vertical de la superficie de agua sobre el nivel h , u y v las velocidades de partículas de agua en las direcciones x y y , g la aceleración de la gravedad, τ_x y τ_y las fricciones de fondo en las direcciones x y y .

Para calcular trayectorias transoceánicas, se utilizan ecuaciones equivalentes en coordenadas esféricas, y se agregan términos para la fuerza de Coriolis y para la dispersión por frecuencia.

Los métodos utilizados en este trabajo (*Shuto*, 1991, *Goto & Ogawa*, 1982; *Nagano et al.*, 1991), que se distinguen de otros principalmente por sus procedimientos de solución numérica (*Bernard & Gonzalez*, 1994), permiten calcular el campo de olas generado por la perturbación y a partir de éste los tiempos de llegada, mareogramas sintéticos, áreas de inundación y corrientes horizontales para cada momento.

Validación

Las diversas limitaciones e inestabilidades que los procedimientos de simulación numérica aun tienen (*Shuto*, 1991; *Bernard & Gonzalez*, 1994), además de los errores que introducen las incertidumbres en los datos básicos (sísmicos, batimétricos), hacen que sea necesario calibrar los resultados de simulaciones. Esto generalmente se hace con observaciones instrumentales (mareogramas) o con testimonios históricos de los eventos reales simulados.

Para evaluar los alcances de la metodología utilizada, en este proyecto se está recurriendo también a la simulación de casos sintéticos (Fig. 1).

DATOS

Fuentes sísmicas

Para los eventos simulados en este trabajo se utilizaron los valores de momento sísmico M_0 de la revaluación realizada por *Okal* (1992). Demás parámetros de las fuentes sísmicas se adaptan, en lo posible, de los estudios más apropiados y detallados de los respectivos eventos.

Dependiendo de la época de ocurrencia del evento (y en consecuencia de las características de los recursos para su medición y procesamiento), es mayor o menor la incertidumbre en los parámetros que definen el proceso focal. Las dimensiones del área de ruptura (L,W) están relativamente bien confinadas por la distribución de réplicas. Los resultados aplicados aquí utilizan valores de μ entre $3 - 6 \times 10^{11}$ din/cm². Los valores de desplazamiento son resultado de inversiones de formas de onda de período largo (*Cifuentes*, 1989; *Bech & Ruff*, 1984).

Batimetría

Los datos batimétricos incluidos en las simulaciones se tomaron de la base global digital de relieve terrestre ETOPO-5 (*NOAA*, 1988), cuya resolución es de 5' x 5', y (para la propagación terminal en el área de Tumaco) de cartas náuticas (*DIMAR*, 1982).

Mareografía

El mareógrafo instalado en Tumaco fue destruido por los dos sismos tsunamigénicos que ocurrieron después de su puesta en servicio (1958, 1979); no existen mareogramas para eventos cercanos. Para estimar la bondad de la simulación de fuente lejana se tomaron datos mareográficos de los sitios más cercanos disponibles (*Nagano et al.*, 1991).

Testimonios

En diversas fuentes se hallaron testimonios (*Lockridge*, 1986; *Herd et al.*, 1981) de las alturas de ola, áreas de inundación y efectos de los tsunamis analizados que, a falta de datos instrumentales, ayudan a apreciar la bondad de las simulaciones.

PROPAGACIÓN DE TSUNAMI DE ORIGEN CERCANO

Selección de fuente

El sismo y tsunami más grande documentado para la costa del Pacífico en Colombia es el de 1906 (*Rudolph & Szirtes*, 1911). Sin embargo, para iniciar la simulación de eventos de fuente cercana hemos tomado el sismo de 1979 (*Herd et al.*, 1981), porque siendo reciente, está relativamente bien medido y cuantificado; su proceso focal ha sido objeto de diversos estudios, lo cual lo hace más conveniente para esta primera etapa, de apropiación y ajuste de metodología.

Este evento no es el tsunami más grande esperable para Tumaco; su tamaño fue menor que el de 1906 y además ocurrió durante muy bajos niveles de marea, la cual tiene aquí un rango máximo de aproximadamente 4 metros (*IDEAM*, 1995). Sin embargo, asumimos que permite identificar a través de su modelamiento las características más relevantes de la propagación terminal para el área de Tumaco.

Modelo de generación

Para modelar la deformación inicial se tomó información de varios autores que analizaron diferentes aspectos del proceso focal de este sismo. De *Okal* (1992) se tomó el momento sísmico:

$$M_0 = 2.0 \times 10^{28} \text{ din-cm}$$

equivalente a la magnitud $M_m = 8.46$. De *Mendoza & Dewey* (1984), que relocalizaron el sismo mediante el método "joint hypocenter location", se tomaron las coordenadas hipocentrales:

$$\text{LAT} = 1.62^\circ\text{N} \quad \text{LON} = 79.42^\circ\text{W} \quad h_0 = 37.5 \text{ km}$$

y del estudio de *Kanamori & Given* (1981) se asimilaron parámetros del mecanismo focal:

Rumbo del plano de ruptura:	N31°E
Buzamiento:	20° al ESE

Esta ruptura fue unilateral de sur a norte (*Herd et al.*, 1981); en consecuencia el hipocentro se ubicó en el extremo SE del plano. Del estudio de la dinámica focal realizado por *Beck & Ruff* (1984) se adaptaron las dimensiones del plano focal y la función de liberación de momento sísmico. En ésta, el momento es liberado sobre un plano de 240 x 100 km, en tres etapas y con diferentes montos de dislocación:

$X_1 = 0\text{-}56 \text{ km}$	$d = 1.75 \text{ m}$
$X_2 = 56\text{-}120 \text{ km}$	$d = 5.9 \text{ m}$
$X_3 = 120\text{-}240 \text{ km}$	$d = 1 \text{ m}$

Así, las dos terceras partes del momento total corresponden a un segmento cuya longitud representa una cuarta parte de la ruptura total. La longitud del tercer segmento no está bien resuelta. La deformación que genera esta ruptura en el fondo marino, modelada con el método de *Mansinha & Smylie* (1971), se representa en la Fig. 2.

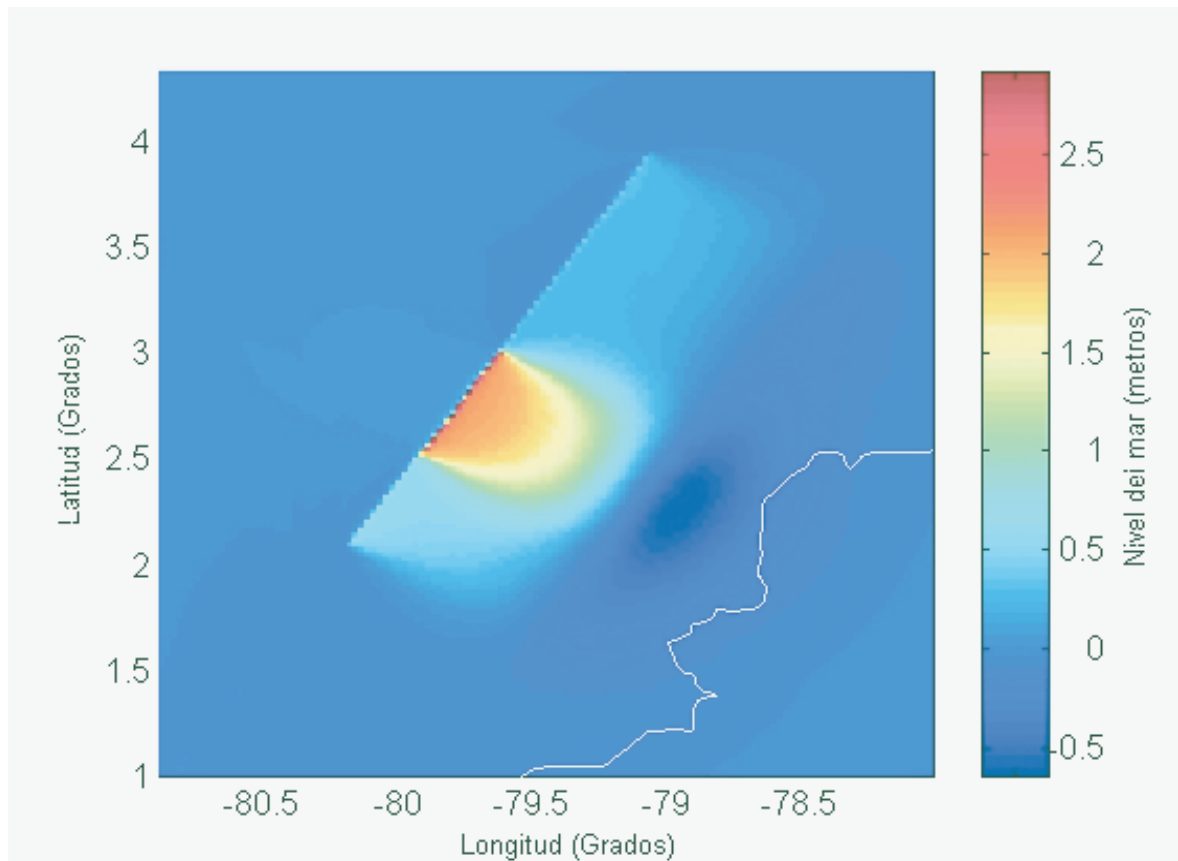


Figura 2. Modelo de deformación inicial calculada para el tsunami de 1979:12:12, se observa el efecto de la heterogeneidad de la ruptura, especialmente en la parte central de la deformación, donde se liberó la mayor parte del momento.

Modelo de propagación

Esta simulación se calculó con 4 mallas anidadas de diferentes resoluciones. Una primera malla para la propagación oceánica (Dimensiones 129x149 elementos a una resolución de 81 segundos de arco) y la última para la propagación terminal (Ensenada de Tumaco), con resolución de 3 segundos de arco y dimensiones 82x82 elementos. Las imágenes del campo de olas (Fig. 3) y el mareograma sintético (Fig. 4) muestran que la primera ola llega a la isla de Tumaco unos 30' después del sismo, lo cual concuerda con los testimonios (*Herd et al.*, 1981). El campo de olas también hace evidente que las islas Tumaco y Viciosa recibieron impacto más directo y mayor que la isla El Morro, debido a la dirección del tsunami, y que el mayor impacto lo recibió el islote de barra El Guano, que de hecho fue arrasado por el tsunami, como se aprecia en los mapas (Fig. 6) anteriores y posteriores al evento. Las áreas de inundación (Fig. 7) en la isla Tumaco reflejan en primera aproximación lo ocurrido durante el evento.

Una de las principales limitaciones de esta simulación es que, por falta de información batimétrica, el área de la malla #2 (Ensenada) no tiene suficiente cobertura hacia el W, quedando así por fuera parte de la morfología que interfiere con las olas en su arribo a la Ensenada.

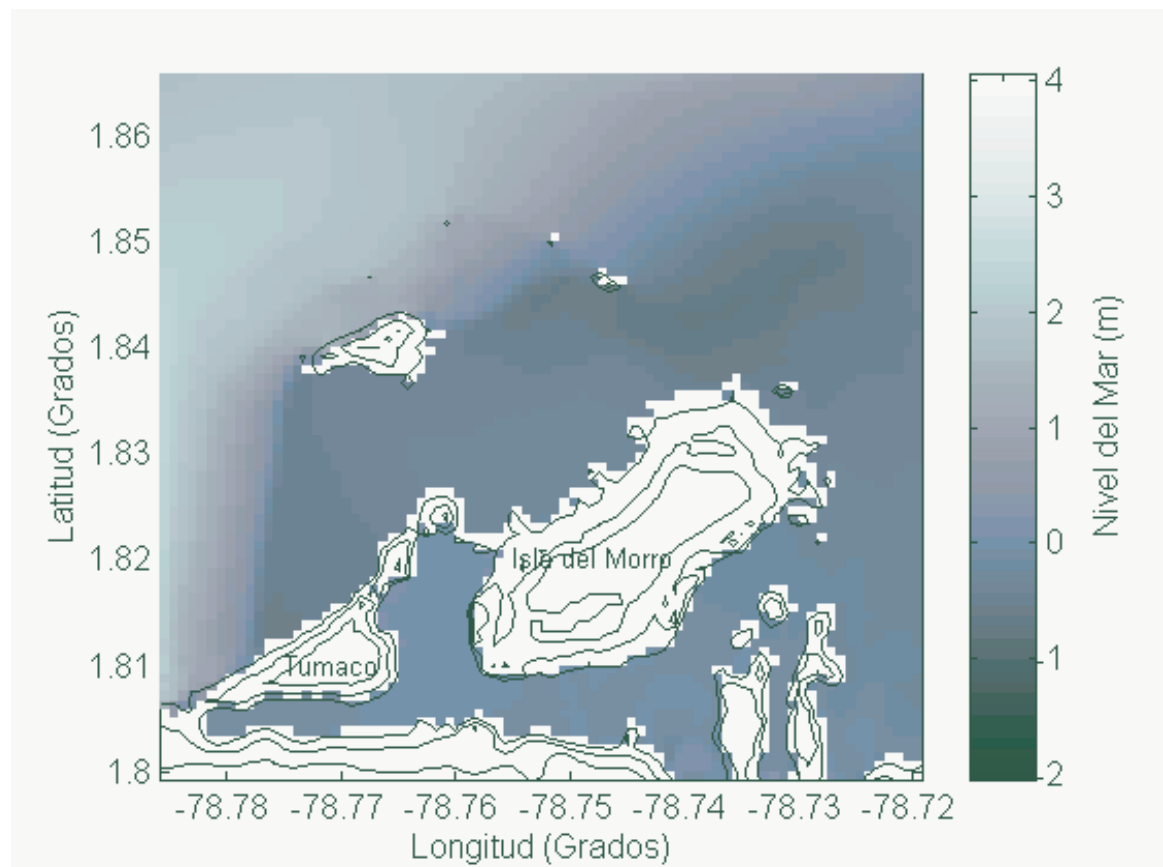


Figura 3. Campo de olas calculado para el tsunami de 1979:12:12 en Tumaco, para $T = 30'$ (tiempo de llegada de la primera ola a Tumaco).

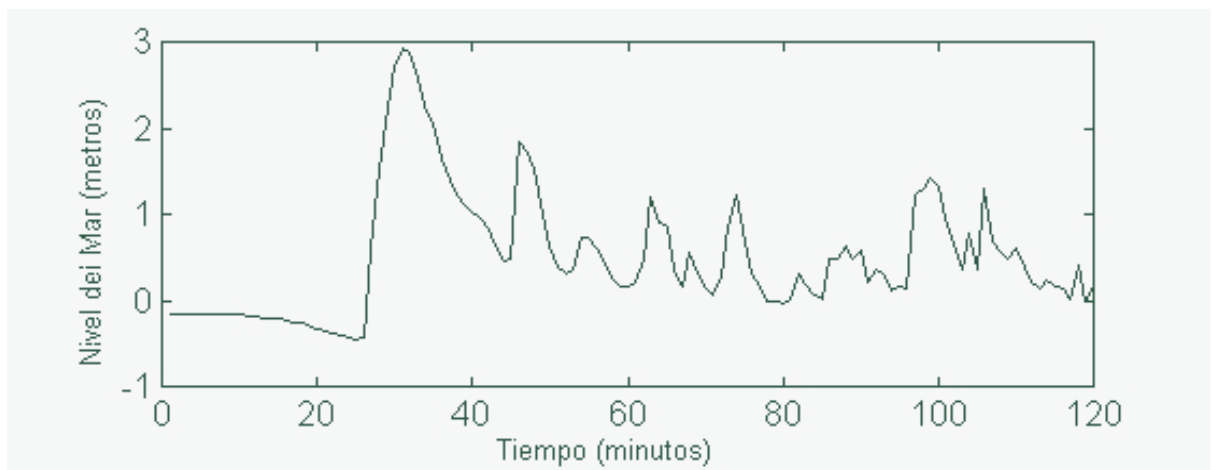


Figura 4. Mareograma sintético para Tumaco; tsunami de 1979:12:12.

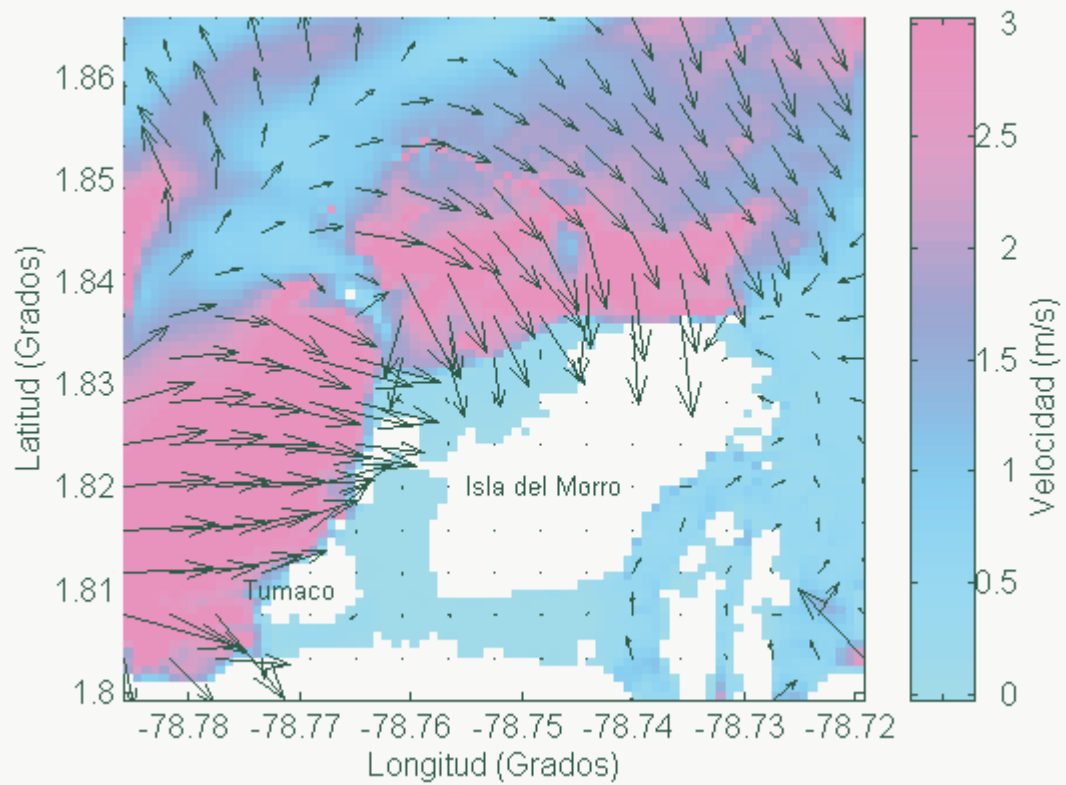


Figura 5. Mapa de vectores de corrientes horizontales calculadas para el tsunami de 1979:12:12 en Tumaco, para $T = 36$ minutos.

El cálculo de vectores de corrientes horizontales para el momento aproximado de la llegada de la primera ola a Tumaco, que muestra una convergencia en el área de La Viciosa, probablemente explica la acumulación de sedimentos ahí; como lo evidencia la comparación de formas de costa antes y después del tsunami (Fig 6).

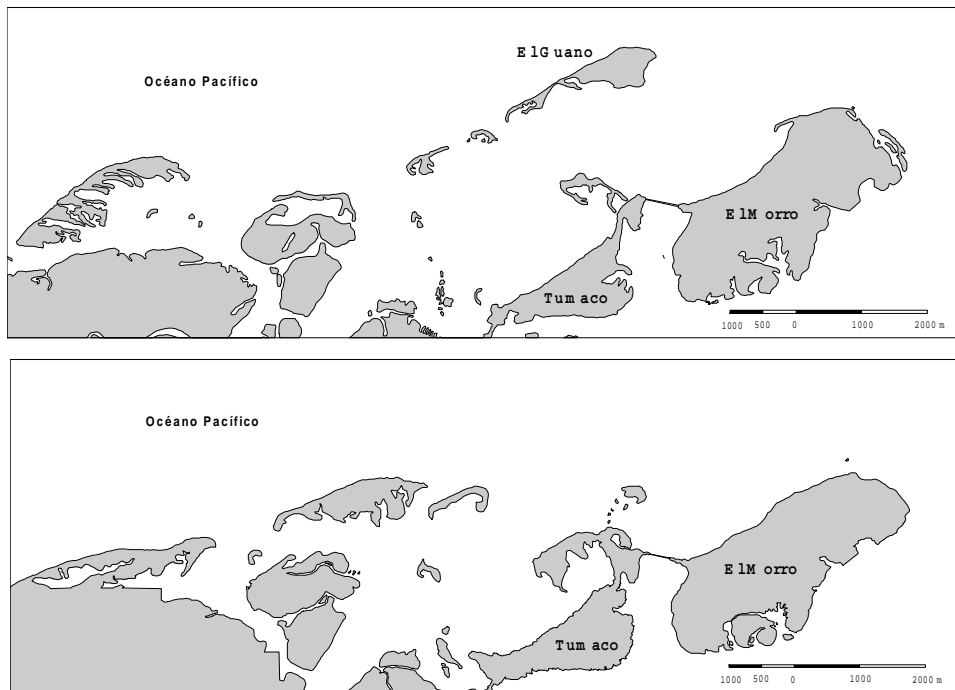


Figura 6. Formas de costa del área de Tumaco antes (arriba) y después (abajo) del tsunami de 1979:12:12

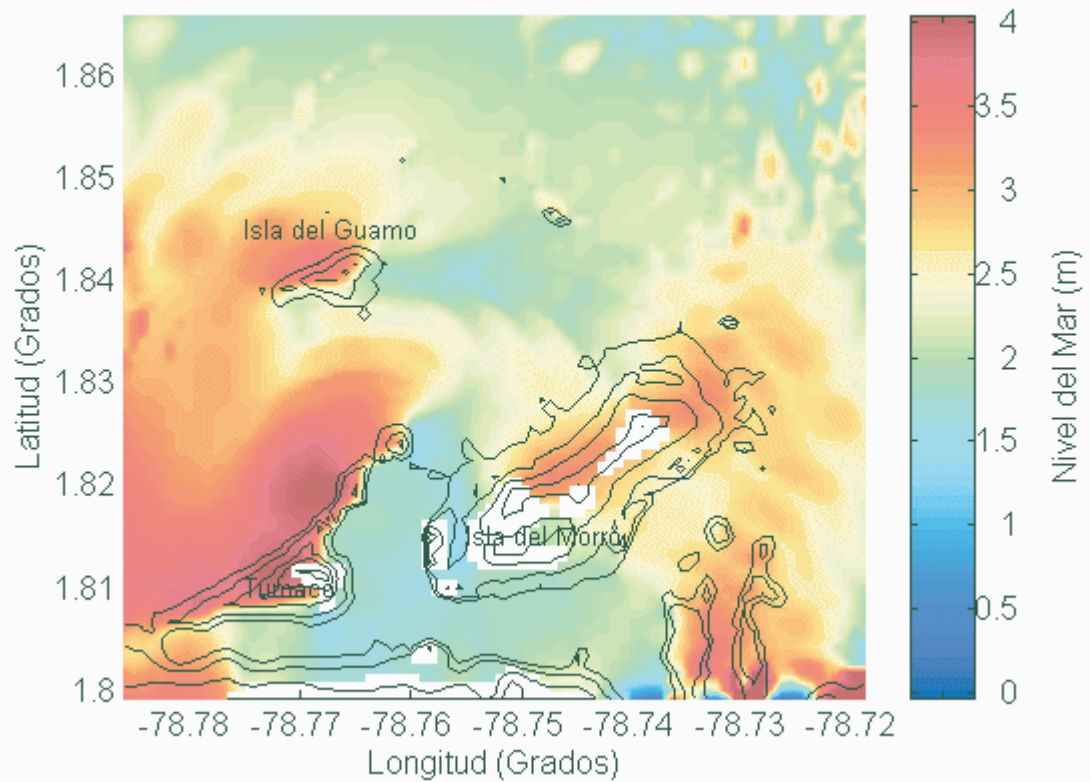


Figura 7. Mapa de inundación del área de Tumaco para el tsunami de 1979:12:12

PROPAGACIÓN DE TSUNAMI DE ORIGEN LEJANO

Selección de fuentes

En esta sección se presenta un modelo de propagación para el tsunami de Chile 1960, generado por el sismo más fuerte que ha ocurrido desde el inicio de la observación sismológica instrumental. Para efectos de comparación entre los eventos simulados en este trabajo: el momento sísmico del terremoto de Tumaco es superado por el del sismo de Chile unas 110 veces, según la revaluación de *Okal* (1992).

Además de su tamaño, este evento se seleccionó para iniciar la simulación de fuentes lejanas porque de él hay testimonios y datos mareográficos de estaciones cercanas. En cuanto a tamaño, el tsunami de Chile probablemente sí representa el escenario máximo para esta región del Pacífico; sin embargo otros factores determinantes de la altura de ola a distancias oceánicas (directividad, formas de costa) son atenuantes, con respecto a la ubicación de la costa colombiana.

Modelo de generación

El modelo de deformación para el evento tsunamigénico de Chile (1960:05:22) se elaboró con datos de *Cifuentes* (1989). Las coordenadas epicentrales son:

$$\text{LAT} = 38.05^{\circ}\text{S}$$

$$\text{LON} = 72.34^{\circ}\text{W}$$

De acuerdo con la distribución de réplicas, el hipocentro se localiza en la esquina NE del plano de ruptura, a una profundidad de 25 km. Éste tiene las dimensiones 920x180 km, con azimut de N7°E y buzamiento de 8° hacia el ESE. *Cifuentes* da la longitud del plano como 920 ±100 km; ésta está más confinada que el ancho. La dislocación, uniforme sobre todo el plano, es de 32 m. Como valor del módulo de rigidez se utilizó también el de *Cifuentes* (1989), $\mu = 6 \times 10^{11}$ din/cm².

El conjunto de estos parámetros equivale al momento sísmico calculado por *Okal* (1992):

$$M_0 = 32 \times 10^{29} \text{ din-cm}$$

Modelo de propagación

Por ser suficiente para una simulación para esta escala y distancia y por economía de tiempo de cálculo, esta primera simulación se realizó con una malla única de 15' x 15', obtenida a partir de la base batimétrica digital ETOPO-5. Este modelo no incluye el efecto de la batimetría terminal, por la resolución de la malla. La primera ola llega a aguas del área de Tumaco a las 7h 20' después del sismo, con una altura de 20 cm (Fig. 9). Durante el evento real, en las estaciones mareográficas más cercanas se midieron, según *Nagano et al.*, (1991), valores superiores:

Guayaquil:	0.62 m
Galápagos:	0.8 m

Ambos sitios están más expuestos al frente de ola que Tumaco.

Según *Lockridge* (1985), este evento causó daños en Tumaco (sin especificación), pero su lista de máximos mareográficos en costas de Suramérica no incluye datos para Colombia (Tumaco, Buenaventura).

Este tsunami, tuvo sus alturas máximas a distancia en la región Japón-Kuriles-Kamchatka, por efecto de directividad y de enfoque por batimetría en la trayectoria oceánica (*Okal*, 1988).

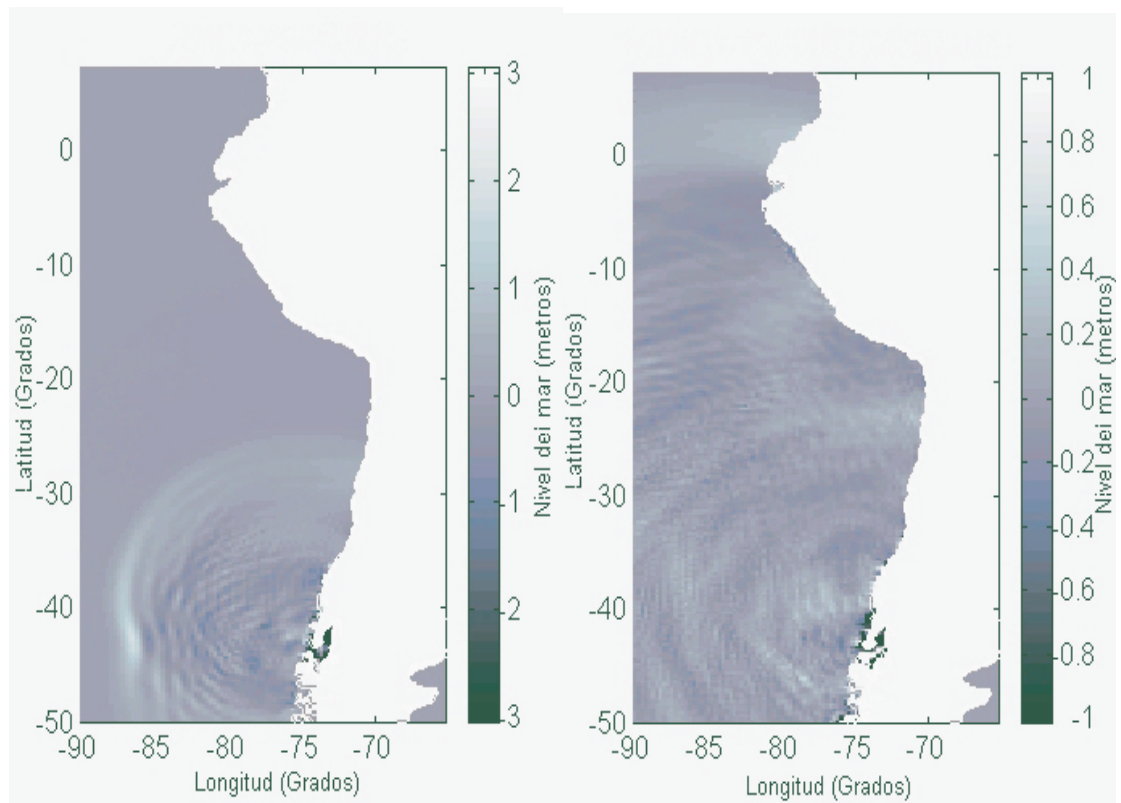


Figura 8. Campo de olas calculado para el tsunami de 1960:05:22 en Chile, para $T = 2$ horas (izquierda) y para $T = 7$ horas 20 minutos (derecha), tiempo de llegada al área de Tumaco.

CONCLUSIONES

La solución numérica de ecuaciones de onda para la aproximación de aguas someras es el recurso más avanzado para calcular en detalle el campo de olas generado por un tsunami. Los modelos resultantes, y en particular los valores de los tiempos de llegada, alturas de ola máximas, áreas de inundación y corrientes, son instrumentos eficientes y confiables para fundamentar la toma de decisiones en la atención de emergencias y mitigación de riesgos por tsunami.

Los dos eventos simulados concuerdan aceptablemente bien en sus valores observados y calculados. Sin embargo, la explotación extensa del potencial de este método está aún limitada por escasez de datos, principalmente en batimetría y mareografía local.

El modelamiento de tsunami también permitirá avanzar en el estudio de la compleja dinámica costera (y por ende estabilidad) en el área de las islas de Tumaco.

AGRADECIMIENTOS

La realización del proyecto de modelamiento numérico de tsunami, como parte del Programa Nacional de Prevención de Tsunami, ha sido posible gracias al apoyo del Cuerpo Suizo de Socorro y del grupo del Prof. Nobuo (Universidad de Tohoku, Japón), a través del programa TIME - Tsunami Inundation Modeling Exchange (Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO). El OSSO también agradece el apoyo del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (CN Hugo Gorziglia) y del Dr. Modesto Ortiz (Centro de Investigaciones y Estudios Superiores de Ensenada - CICESE, México).

BIBLIOGRAFÍA

- Beck, S.L., L.J. Ruff (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, No. B11, pp. 9281-9291.
- Bernard, E.N., F.I. González (1994). Tsunami inundation modeling workshop report (November 16-18, 1993). NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-100, 139 pp., Seattle.
- Cifuentes, I.L. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. B1, pp. 665-680.
- Comisión Colombiana de Oceanografía (1990). "Plan de Desarrollo de las Ciencias y las Tecnologías del Mar en Colombia 1990-2000". Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología - COLCIENCIAS, Comisión Colombiana de Oceanografía, Departamento Nacional de Planeación, 138 pp., Bogotá.
- Duarte M., A. (1994). Cálculo de la altura y del tiempo de llegada de una ola de tsunami, generada en la zona de subducción colombo-ecuatorial, a la Ensenada de Tumaco. Tesis de Grado en Oceanografía, Escuela Naval "Almirante Padilla", Cartagena.
- Goto, C., Y. Ogawa (1982). Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by N. Shuto.
- Hatori, T. (1993). Distribution of tsunami energy on the Circum-Pacific zone. Proceedings, IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan Society of Civil Engineers, pp. 165-173.
- Herd, D.G., T.L. Youd, H.J. Meyer, J.L. Arango, W. Person (1981). The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979. *SCIENCE*, Vol. 211, No. 4481, p. 441-445.
- IDEAM (1995). Pronóstico de pleamares y bajamares en la Costa Pacífica Colombiana 1996. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM, Ministerio del Medio Ambiente, 78 pp., Bogotá.
- Jarrard, R.D. (1986). Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.*, Vol. 24, pp. 217-284.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 6, pp. 346-359.
- Kanamori, H. (1986). Rupture process of subduction zone earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 14, pp. 293-322.
- Kanamori, H., J.W. Given (1981). Use of long-period surface waves for fast determination of earthquake source parameters. *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 27, pp. 8-31.
- Lander, J.F., P.A. Lockridge (1986). Use of a tsunami database for research and operations. Abstract, *EOS*, Vol. 67, p. 1003.
- Lockridge, P.A. (1985). Tsunamis in Perú-Chile. World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA - NGDC, Report SE-39, 97 pp.
- Mansinha, L., D.E. Smylie (1971). The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 61, pp. 1433-1440.
- Mendoza, C., J.W. Dewey (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture. *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 74, No. 2, pp. 577-593.
- Meyer, H.J., A. Velásquez (1992). Aproximación al riesgo por tsunami en la costa del Pacífico en Colombia. *Publicaciones Ocasionales del OSSO*, No. 2, 43 pp., Observatorio Sismológico del Suroccidente, Universidad del Valle, Cali.
- Nagano, O., F. Imamura, N. Shuto (1991). A numerical model for far-field tsunamis and its application to predict damages done to aquaculture. *Natural Hazards*, Vol. 4, pp. 235-255.
- Okal, E.A. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: a review. *Natural Hazards*, Vol. 1, pp. 67-96.
- Okal, E.A. (1992). Use of mantle magnitude M_m for the reassessment of the moment of historical earthquakes - I. Shallow Events. *PAGEOPH*, Vol. 139, No. 1, pp. 17-57.
- Rudolph, E., S. Szirtes (1911). Das kolumbianische Erdbeben vom 31. Januar 1906. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Vol. XI, No. 1, Leipzig. "El terremoto colombiano del 31 de enero de 1906", traducción parcial anotada, H.J. Meyer y Alba Paulsen de Cárdenas, *Publicaciones*

- Ocasionales del OSSO*, No.1, Observatorio Sismológico del Suroccidente, Universidad del Valle, Cali.
- Ruff, L.J. (1989). Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *PAGEOPH*, Vol. 129, Nos. 1/2 y "Subduction Zones Part II", edit. L.J. Ruff & H. Kanamori, pp. 263-282, Birkhäuser.
- Ruff, L.J., H. Kanamori (1989). Introduction to subduction zones. In "Subduction Zones - Part II", pp. 1-5, Birkhäuser.
- Satake, K. (1988). Effects of bathymetry on tsunami propagation: application of ray tracing to tsunamis. *PAGEOPH*, Vol. 126, pp. 27-36.
- Satake, K. (1989). Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes. *J. Geophys. Res.* Vol. 94, No. B5, pp. 5627-5636.
- Shuto, N. (1991). Numerical simulation of tsunamis - Its present and near future. *Natural Hazards*, Vol. 4, pp. 171-191.