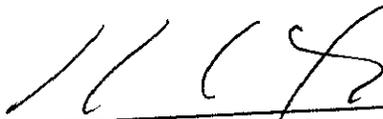


TESIS DEFENDIDA POR
ATILIO ARTURO ASTE EVANS
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Modesto Ortiz Figueroa

Director del Comité



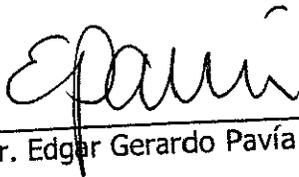
Dr. Juan García Abdeslem

Miembro del Comité



Mc. Salvador Farreras Sanz

Miembro del Comité



Dr. Edgar Gerardo Pavía López

*Jefe del Departamento de
Oceanografía Física*



Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Director de Estudios de Posgrado

27 de Agosto del 2003

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA, B.C.

**OPTIMIZACIÓN DEL SISTEMA REGIONAL DE ALERTA
DE TSUNAMIS EN PERÚ MEDIANTE LA DETECCIÓN
TEMPRANA Y LA SIMULACIÓN NUMÉRICA**

Tesis que presenta

ATILIO ARTURO ASTE EVANS

como requisito parcial para obtener el grado de Maestro en Ciencias

Departamento de Oceanografía Física

División de Oceanología

Ensenada, Baja California, agosto 2003

RESUMEN de la tesis de **Atilio Arturo Aste Evans**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Agosto del 2003.

Optimización del Sistema Regional De Alerta De Tsunamis en Perú Mediante la Detección Temprana y la Simulación Numérica

Resumen aprobado por:



Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Director de Tesis

Se desarrolla una metodología que permite evaluar en pocos minutos la alerta de tsunamis regionales empleando un universo de funciones de Green o tsunamis sintéticos previamente generados a partir de un conjunto de funciones impulso o sismos prototipo localizados a lo largo de las zonas de subducción del Pacífico Oriental. Los tsunamis sintéticos se calcularon con un modelo numérico de propagación de tsunamis que resuelve en diferencias finitas las ecuaciones hidrodinámicas de ondas largas en aguas someras. La predicción de alturas y tiempos de arribo de un posible tsunami se estima mediante la superposición lineal del conjunto particular de funciones de Green correspondiente al área de ruptura. La magnitud de la dislocación cosísmica y la localización del área de ruptura se estiman mediante el análisis inverso de observaciones tempranas del tsunami en la vecindad de la región de generación. Esta metodología se diseñó en base a la experiencia del mega-tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960. Las observaciones regionales de este mega-tsunami en los mareogramas de 6 puertos del Norte de Chile, y la simulación numérica de este tsunami, se emplearon para sustentar la factibilidad de optimizar el Sistema Regional de Alerta de Tsunamis en Perú. El análisis detallado de las observaciones de este tsunami permitió determinar en forma independiente tanto la localización del área de ruptura como la magnitud de la dislocación cosísmica. Como un complemento para optimizar el sistema regional de alerta de tsunamis, se describe la metodología para elaborar mapas de riesgo de inundación por tsunamis sintéticos potenciales, calculados a partir del universo de funciones de Green para una localidad particular.

Palabras clave: Mega-tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960, Simulación numérica de tsunamis, Universo de funciones de Green.

ABSTRACT of the thesis presented by **Atilio Arturo Aste Evans** as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCE** degree in **PHYSICAL OCEANOGRAPHY**. Ensenada, Baja California, Mexico. August 2003.

Optimization of a Regional Tsunami Warning System in Peru by means of Early Detection and Numerical Simulation

A fast preliminary method for the evaluation of regional tsunami warnings is developed by using a universe of Green's functions or synthetic tsunamis previously generated starting from a group of impulse functions or prototype earthquakes that may occur along the Pacific coast of Central and South America. The synthetic tsunamis were calculated using a numerical model of tsunami propagation that solves in finite differences the hydrodynamic equations of long waves in shallow waters. The prediction of heights and times of arrival of a possible tsunami is obtained from a linear superposition of the specific group of Green's functions corresponding to the rupture area. The magnitude of the coseismic dislocation and the location of the rupture area are estimated from the inverse analysis of early observations of the tsunami in the vicinity of the generation region. This methodology was designed based on the experience of the Chile mega-tsunami of May 22, 1960. The regional observations of this mega-tsunami in the tide gauges of 6 ports of the north of Chile, and the numeric simulation of this tsunami, were used to sustain the feasibility of optimizing the Regional Tsunami Warning System in Peru. The detailed analysis of the observations of this tsunami allowed the determination of the rupture area and the magnitude of the coseismic dislocation. As a complement to optimize the Regional Tsunami Warning System, a methodology is described to elaborate maps of flood risk for potentials synthetic tsunamis, calculated from the universe of Green's functions for a particular location.

Keywords: May 22, 1960 Chile Mega-tsunami, tsunamis numerical simulation, Universe of Green's functions.

Agradecimientos

A mi director de tesis: Dr. Modesto Ortiz Figueroa, por su paciencia y su gran disposición en la elaboración de la tesis, que sin su ayuda no lo hubiera logrado.

A los miembros de mi comité de tesis: Dr. Juan García Abdeslem y Mc. Salvador Farreras Sanz, quienes con sus comentarios y sugerencias enriquecieron este trabajo.

A mis maestros en el transcurso de mis estudios, por su enorme disposición y gran calidad a la hora de enseñar.

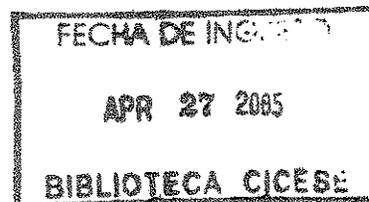
A mis compañeros y amigos de generación: Ana, Gaby, Rubén, Luis, Panchito, Marc, Adrián y Alejandro, por su apoyo en todo momento y por hacer grata mi estancia en México.

Al CICESE por todo el apoyo brindado.

Y en especial a la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú por todo el gran apoyo que me brindó para que pudiera cursar esta maestría.

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| Introducción | 1 |
| 1 Ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunamis | 8 |
| 1.1 El modelo de Aguas Someras | 8 |
| 1.1.1 Ecuaciones primitivas | 8 |
| 1.1.2 Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical | 10 |
| 1.2 Integración numérica del Modelo de Aguas Someras | 14 |
| 1.2.1 Modelo de Aguas Someras en diferencias finitas | 14 |
| 1.2.2 Dispersión de onda y el número de Imamura | 16 |
| 1.2.3 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas | 17 |
| 1.3 Modelo de propagación de tsunamis | 19 |
| 1.3.1 Descripción del modelo de propagación de tsunamis | 19 |
| 1.3.2 Condición inicial del tsunami | 21 |
| 2 Simulación numérica del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960 | 24 |
| 2.1 Observaciones del tsunami del 22 de mayo de 1960 en la costa de Chile | 24 |
| 2.2 Condición inicial del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960 | 36 |
| 2.3 Propagación del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960 | 38 |
| 2.4 Comparación de resultados con observaciones | 40 |
| 3 Método inverso para determinar la condición inicial del tsunami | 46 |
| 3.1 Ecuación observacional, funciones generadoras y funciones de Green | 47 |
| 3.2 Inversión del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960 | 49 |
| 3.3 Comparación de resultados con observaciones | 51 |
| 3.4 Incertidumbre en los resultados | 56 |
| 4 Sistema regional de alerta de tsunamis | 61 |
| 4.1 Universo de funciones de Green para representar tsunamis grandes y mega tsunamis | 61 |
| 4.2 Predicción de alturas de tsunami prescribiendo únicamente los parámetros de la fuente sísmica | 68 |
| 4.3 Predicción de alturas de tsunami en función de observaciones tempranas del tsunami a ambos lados de la fuente sísmica | 69 |
| 4.4 Estimación de la altura de inundación por tsunami empleando el universo de funciones de Green | 72 |
| 5 Resultados y Conclusiones | 77 |
| Bibliografía | 78 |



LISTA DE FIGURAS

- 1 Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en tiempo. 14
- 2 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas. 18
- 3 Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y A indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El echado (inclinación del plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo 22
- 4 (a) Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa ($\lambda = 90^\circ$) con dislocación de 8 metros en un plano de falla de $100 \times 50 \text{ km}^2$ con rumbo Norte y echado de 15° al Este en la profundidad de 20 km. (b) Deformación vertical de la superficie a lo largo del transecto AA'. 23
- 5 Región sur de Chile afectada por el tsunami del 22 de mayo de 1960. Los mayores daños por tsunami se reportaron entre el archipiélago Los Chonos y la Isla Mocha. 25
- 6 Región norte de Chile afectada por el tsunami del 22 de mayo de 1960. Se indican los puertos en donde se cuenta con registros del tsunami en los mareogramas. 26
- 7 (a) ARICA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 28
- 8 (a) ANTOFAGASTA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 29
- 9 (a) CALDERA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 30

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- 10 (a) COQUIMBO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 31
- 11 (a) VALPARAISO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 32
- 12 (a) TALCAHUANO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 33
- 13 PUNTA ARENAS: Observaciones del tsunami. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT). 34
- 14 Localización del plano de falla del sismo de Chile del 22 de mayo de 1960; Área $800 \times 200 \text{ km}^2$, rumbo $N10^\circ E$, echado $10^\circ E$, profundidad 20 km, dislocación 24 m (falla inversa). Los contornos rojo y azul sobre el plano de falla indican la deformación vertical cosísmica de 5 y -3 metros respectivamente. Los círculos (1) y (2) indican la localización de los epicentros estimados por Iida et al., (1967) y Wigen (1977). 37
- 15 Dominio de integración numérica con resolución espacial de 2 minutos. Los rectángulos indican los dominios de integración en las mallas anidadas con resolución espacial de 12 segundos. 39
- 16 ARICA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente. 42
- 17 ANTOFAGASTA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente. 42

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- 18 CALDERA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente. 43
- 19 COQUIMBO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente. 43
- 20 VALPARAÍSO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente. 44
- 21 TALCAHUANO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 44
- 22 Representación matricial de la ecuación observacional. $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j ; x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j necesaria para reproducir la condición inicial del tsunami; $b_i(t)$ corresponde al tsunami observado en la localidad i . 48
- 23 División del plano de falla en 4 segmentos de $200 \times 200 \text{ km}^2$. 50
- 24 ARICA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 53

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- 25 ANTOFAGASTA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 53
- 26 CALDERA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 54
- 27 COQUIMBO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 54
- 28 VALPARAISO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 55
- 29 TALCAHUANO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. 55
- 30 Frente de onda del tsunami en mar abierto a 800 km frente al área de ruptura. La altura del frente de onda del tsunami varía de 2 a 4.8 m al emplear respectivamente el modelo de dislocación heterogénea indicado en la Tabla 3 y el modelo de dislocación homogénea de 24 m. 59
- 31 Deformación vertical cosísmica producto de una dislocación de 20 metros en una falla inversa de $100 \times 200 \text{ km}^2$ en la profundidad de 20 km con echado de: 10° (línea punteada), 15° (línea continua) y 20° (línea a trazos). 63
- 32 Región Norte del Pacífico Oriental en donde se localizan los segmentos prototipo de $100 \times 200 \text{ km}^2$ que se emplearon para generar el universo de funciones de Green. 64
- 33 Región Sur del Pacífico Oriental en donde se localizan los segmentos prototipo de $100 \times 200 \text{ km}^2$ que se emplearon para generar el universo de funciones de Green. 65

LISTA DE FIGURAS (continuación)

- 34 Carta de tiempo de propagación de tsunami correspondiente a Coquimbo. El tiempo de propagación del tsunami se indica con líneas de fase cada 20 minutos. La primera línea de fase corresponde al minuto 10. 70
- 35 Tsunami sintético entrando por la frontera oeste al dominio de integración de alta resolución que se empleará para calcular la penetración del tsunami sobre la costa. La altura del tsunami sintético mar adentro se hizo variar, incrementándola consecutivamente de 1 a 8 metros, con la finalidad de observar los efectos alinéales en el factor de amplificación del tsunami al penetrar sobre la costa. 73
- 36 Dominio de integración numérica de alta resolución. Se indican las localidades en donde se obtuvieron series de tiempo de alturas de tsunami sobre la costa. 74
- 37 El Callao: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa. 74
- 38 La Punta: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa. 76
- 39 La Perla: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa. 76

LISTA DE TABLAS

| | | |
|-----|---|----|
| I | Tsunamis locales históricos en la región de Perú: 3.5° S - 18.6° S (Según Okal et al., 2002). | 7 |
| II | Tiempo de arribo del tsunami y alturas correspondientes a las tres primeras olas observadas en los residuales de marea. | 34 |
| III | Magnitud de la dislocación cosísmica calculada con el método inverso. El momento sísmico correspondiente se calculó en función de la magnitud de la dislocación resultante de cada segmento. | 50 |
| IV | Error cuadrático medio entre las observaciones del tsunami en cada puerto y los tsunamis sintéticos correspondientes. El error cuadrático medio se calculó únicamente con las tres primeras oscilaciones del tsunami. | 52 |
| V | Dislocación resultante para cada uno de los segmentos del plano de falla al invertir individualmente las observaciones de cada una de las localidades que se indican. | 56 |
| VI | Dislocación promedio por segmento y desviación estándar del promedio a partir de las dislocaciones indicadas en la Tabla V. | 57 |
| VII | Localidades en donde se obtuvieron los tsunamis sintéticos generados por una dislocación instantánea en cada uno de los segmentos de plano de falla que se ilustran en las Figuras 32 y 33. La profundidad que se indica corresponde a la isóbata sobre la que se obtuvo el tsunami sintético o registro del tsunami en el modelo numérico. | 66 |

INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son ondas gravitatorias libres que se propagan en el océano. Su origen obedece a una deformación súbita de una porción extensa de la superficie del océano que se puede originar por una dislocación súbita del fondo marino. El origen de la dislocación puede ser sismo-tectónico o por deslizamiento de grandes masas de sedimento en el talud continental. Los tsunamis también se pueden originar por la caída de meteoritos de gran tamaño en el océano, erupciones volcánicas submarinas y explosiones nucleares. Es condición fundamental para que se origine un tsunami que la longitud de onda de la deformación inicial de la superficie del océano sea mucho mayor que su profundidad en la región de generación. La longitud de onda de los tsunamis se ha estimado de decenas a cientos de kilómetros. El hecho de que la longitud de onda sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. En mar abierto la velocidad de propagación de un tsunami es de aproximadamente 700 km/hora. Esta velocidad de propagación y el hecho de que no se puede predecir el lugar y el tiempo en el que se originará un tsunami, han hecho difícil la emisión y evaluación de alertas tempranas de prevención de riesgo de inundación por tsunamis.

Tsunamis grandes y mega-tsunamis

La naturaleza nos ha demostrado su capacidad para generar sismos con magnitud mayor de 8.5 grados en la escala de Richter. Los ejemplos más recientes son los sismos de

Chile de 1960 (Mw 9.5; Kanamori and Cipar, 1974) y de Alaska de 1964 (Mw 9.2; Spaeth and Berkman, 1965). Ambos sismos originaron mega-tsunamis, denominados de esta manera por la gran longitud del área en donde se generaron (mayor a 400 Km) y por causar destrucción tanto en la región de generación como a miles de kilómetros de ésta. En el caso del mega-tsunami de Chile de 1960 no se emitió alerta alguna y las consecuencias fueron devastadoras en Hawai y en Japón. Los daños ocasionados por este tipo de tsunamis justificaron desde 1948 la creación de Sistemas de alerta de tsunamis en el pacífico, conformados por centros de alerta de tsunamis en diferentes países (Japón, Nueva Zelanda, Australia y Estados Unidos). Estos centros de alerta se limitan a verificar que se ha generado un tsunami y a informar con prontitud a las autoridades correspondientes. Afortunadamente a la fecha no se han reportado mega-tsunamis a partir de 1964, pero no por ello debemos ignorar la posibilidad de que ocurran en el futuro.

No menos destructivos y más frecuentes han sido los tsunamis grandes generados por sismos con magnitud aproximada de 8 grados. Ejemplos de éstos son: El tsunami de México en 1985 (Anderson *et al.*, 1986); Nicaragua, 1992 (Satake *et al.*, 1993); Isla Las Flores Indonesia, 1992 (Yeh *et al.*, 1993); Shikotan, 1994 (Kikuchi and Kanamori, 1995); Jalisco, 1995 (Ortiz *et al.*, 1998); Camaná 2001 (Okal *et al.*, 2002). Estos tsunamis han concentrado su poder destructivo en la región de generación sin causar daños materiales en las regiones aledañas a distancias de decenas de kilómetros de la región de generación. Sin embargo, a distancias remotas han ocasionado pérdidas económicas por el cese de actividades debido a la incertidumbre en la estimación de la altura del tsunami. Este es el

caso de la alerta emitida para el tsunami de Shikotan del 4 de octubre de 1994, el cual causó temor en las costas de Norteamérica, Centroamérica y Sudamérica debido a la falta de un criterio para evaluar el riesgo de inundación; en el Estado de California se ordenó la evacuación de las zonas costeras bajas y el cese de actividades ocasionó pérdidas económicas por 30 millones de dólares (Lander and Yeh, 1995); en Tijuana, Baja-California, México hubo casos de auto-evacuación ocasionada por las noticias del vecino estado de California, Estados Unidos. Afortunadamente, la altura de este tsunami en las costas de Norteamérica fue aproximadamente de 10 cm (Ortiz *et al.*, 2000a).

Antecedentes de tsunamis en Perú

En las costas de Perú se han originado al menos 43 tsunamis a partir del año 1582 (Tabla I, de Okal *et al.*, 2002). De estos tsunamis, 14 han causado daños materiales y 10 de ellos han ocasionado pérdida de vidas. En el sur de Perú, a los tsunamis originados por los sismos de los años 1604 y 1868 se les puede clasificar como mega-tsunamis, debido a la destrucción que causaron tanto en Perú como en Japón, Hawai y Nueva Zelanda. La inundación por ambos tsunamis alcanzó al menos 15 metros de altura en una franja de aproximadamente 650 kilómetros a lo largo de la costa sur de Perú. Los sismos de 1604 y 1868 han sido considerados a su vez eventos recurrentes que definen un lapso durante el cual se originan sismos grandes pero de menor magnitud a lo largo de la misma zona de subducción (Dorbath *et al.*, 1990; Swenson and Beck, 1996). Recientemente, en esta misma región del sur de Perú, ocurrió el sismo de Camaná del 23 de junio del 2001 que originó un tsunami grande localmente destructivo con alturas de inundación de 3 a 7 metros

en una franja de 160 kilómetros a lo largo de la costa (Okal *et al.*, 2002; Dengler *et al.*, 2003). Este último tsunami no causó daños regionales, sin embargo, ocasionó gran incertidumbre a cientos de kilómetros de la región de generación tanto en las costas de Chile como en las costas de Perú, Ecuador y Colombia. Cabe mencionar que inicialmente el Centro de Alerta de Tsunamis en Hawai (PTWC) reportó una magnitud (M_w) de 7.6 grados, motivo por el que no se alertó a las poblaciones de Centro América y del sur de México. Horas después se verificó que la magnitud había sido 8.4 grados. Debido a este error en la estimación inicial de la magnitud del sismo no cundió el pánico en la región, pero de haberse originado un tsunami los habría encontrado desprevenidos.

Objetivo y justificación de la tesis

La experiencia del tsunami de Camaná-2001, entre otras, hace notar la falta de un criterio adecuado para evaluar la alerta de tsunamis. Este hecho constituye la motivación para investigar la posibilidad de crear una metodología cuyo objetivo es minimizar la incertidumbre en la estimación del riesgo de inundación por tsunamis regionales en Perú. En el caso de Perú se consideran tsunamis regionales los generados en las zonas de subducción del Pacífico Oriental desde los 60° S hasta los 20° N. A los generados fuera de esta región se les considera tsunamis distantes o transoceánicos.

Para sustentar la necesidad de contar con una metodología que permita evaluar con prontitud la alerta de tsunamis regionales, imaginemos la posibilidad a futuro en la que nos enteramos que ha ocurrido un sismo de magnitud mayor de 8.5 grados en alguna región del Pacífico Oriental. Al recordar la experiencia del mega-tsunami de Chile de 1960,

podríamos afirmar que al menos durante 20 horas (tiempo aproximado en el que un tsunami se propaga de Chile a Japón) se interrumpirían las actividades en todas las regiones costeras de la cuenca del Pacífico, ocasionando a su vez cuantiosas pérdidas económicas aún en ausencia de daños por tsunami. Aun cuando los mega-tsunamis ocurren con menor frecuencia que los tsunamis grandes, es importante contar con una metodología adecuada para evaluar la alerta de estos tsunamis en función de alturas de ola esperadas. Esta evaluación es necesaria para tomar decisiones pertinentes a tiempo en caso de promover una evacuación o para evitar evacuaciones innecesarias que consecuentemente generan pérdidas económicas.

Esta investigación se presenta en 4 secciones. En la primera sección se describen las ecuaciones que gobiernan la propagación de tsunamis, así como el método de integración numérica de estas ecuaciones. En la segunda sección se simula numéricamente el mega-tsunami del sur de Chile del 22 de mayo de 1960 considerando el mecanismo focal propuesto por Kanamori y Cipar, 1974. Los resultados de la simulación se comparan con las observaciones de este tsunami en los mareogramas del norte de Chile. El objetivo de esta comparación es la validación del modelo numérico de propagación de tsunamis para el caso de mega-tsunamis. En la tercera sección se investiga la factibilidad de utilizar un método inverso para estimar la condición inicial de mega-tsunamis regionales a partir de sus observaciones, empleando como prototipo el mega-tsunami generado por el sismo de Chile del 22 de mayo de 1960. En esta sección se subdivide el plano de falla en segmentos con dimensiones adecuadas para simular tsunamis grandes y mega-tsunamis. En la cuarta

sección se plantea la metodología para optimizar la evaluación de una alerta de tsunami empleando el método inverso y la superposición lineal de funciones de Green para minimizar la incertidumbre en la estimación de alturas y tiempos de arribo de tsunamis grandes y mega-tsunamis.

Tabla I: Tsunamis locales históricos en la región de Perú 3.5 ° - 18.6° S (Según Okal *et al.*, 2002)

| Date | Epicenter | | Magnitude | | | Peak Runup (meters) | Comments | Source |
|--------------|-----------|--------|----------------|----------------|----------------|------------------------|---|-----------|
| | Lat °S | Lon °W | M _w | M _s | M _t | | | |
| Jan 22, 1582 | 17.0 | 72.0 | 7.5 | | 7.7-8.0 | 1-2 (?) at Islay | No damage reported | 1 |
| July 9, 1586 | 12.2 | 77.7 | 8.1 | 8.5 | 8.5 | up to 24 at Callao | Damage to Callao, 20 deaths | 1,2,3 |
| Nov 24, 1604 | 17.0 | 72.0 | 8.7 | 8.4 | 8.8-9.0 | up to 16 at Arica | Damage to Arica, Camaná, Pisco, 74 deaths | 1,2,3 |
| Sep 16, 1615 | 18.2 | 71.0 | | 7.9 | | 4 at Arica | No damage reported | 2,3 |
| May 7, 1647 | 14.2 | 75.7 | | 8.5 | | 2.8 at Callao | Damage at Arica, at least 14 deaths | 2,3 |
| Jun 16, 1678 | 10.5 | 78.0 | 7.7-8.0 | 8.2 | 8.5 | 5 (?) at Pisco | No damage reported | 1,3 |
| Mar 10, 1681 | 18.5 | 70.3 | | 7.5 | | observed at Arica | No damage reported | 3 |
| Oct 20, 1687 | 13.5 | 76.5 | 8.4 | 8.5 | 8.5-8.8 | 5 - 10 m at Callao | Damage Puerto Caballas to Callao; 500 deaths | 1,2,3 |
| Aug 22, 1715 | 18.5 | 70.3 | | 7.5 | | observed at Arica | No damage reported | 2,3 |
| Mar 27, 1725 | 16.6 | 72.7 | | | | 2.0 at Camaná | No damage reported | 2,3 |
| Oct 28, 1746 | 12.0 | 77.0 | 8.6 | 8.0 | 9.0 - 9.2 | 24 at Callao | Major damage at Callao, 3800 (?) deaths | 1,2 |
| May 13, 1784 | 16.8 | 72.0 | 8.4 | | 8.0 - 8.4 | 2 - 4 Camaná to Ilo | No damage reported | 1 |
| Dec 1, 1806 | 12.1 | 77.1 | | 7.5 | | 1 | No damage reported | 2,3 |
| May 23, 1847 | 12.1 | 77.1 | | | | 2 | No damage reported | 2,3 |
| Apr 23, 1860 | 12.0 | 77.1 | | | | 0.7 at Callao | No damage reported | 2,3 |
| Jan 8, 1865 | 12.0 | 77.1 | | | | 2.0 at Callao | 5 deaths and damage at Callao | 2,3 |
| Aug 13, 1868 | 18.6 | 71.0 | 8.8 | 8.8 | 8.9 | 15 - 18 Arica to Chala | Great Pacific-wide tsunami, 1,000's of deaths | 1,2,3 |
| Oct 2, 1868 | 17.0 | 72.5 | | | | 1.0 at Talcahuano | No damage reported | 2,3 |
| Aug 19, 1869 | 16.0 | 73.5 | | 6.5 | | observed | No damage reported | 2 |
| Aug 24, 1869 | 18.6 | 70.0 | | 7.4 | | 2 at Arica | Damage in Arica, Iquique | 2,3 |
| Aug 21, 1871 | 13.0 | 77.0 | | 7.0 | | 2 | No damage reported | 2,3 |
| Dec 12, 1908 | 14.0 | 78.0 | | 8.2 | | 2 | No damage reported | 2,3 |
| Jul 28, 1913 | 17.0 | 74.0 | | 7.0 | | 0.7 at Mollendo | No damage reported | 2,3 |
| Aug 06, 1913 | 17.0 | 74.0 | 7.7 | 7.9 | | observed | No damage reported | 2,3 |
| Jan 12, 1914 | 12.0 | 76.6 | | | | 1.0 at Callao | Damage at Callao | 2,3 |
| Feb 26, 1914 | 17.9 | 67.0 | | 7.2 | | observed | No damage reported | 2,3 |
| Jan 06, 1922 | 16.5 | 73.0 | 7.0 | 7.2 | | observed | No damage reported | 2,3 |
| Apr 27, 1928 | 13.0 | 69.5 | | 6.7 | | observed | No damage reported | 2,3 |
| Jul 18, 1928 | 5.5 | 79.0 | | 7.0 | | observed | No damage reported | 2,3 |
| May 24, 1940 | 10.5 | 77.0 | 8.1 | 8.4 | 8.2 | 3 at Callao | No damage reported from | 1,2,3 |
| Aug 24, 1942 | 15.0 | 76.0 | 8.2 | 8.6 | 8.2 | 2 at Lomas | Settlement flooded in Lomas | 1,2,3 |
| Dec 10, 1950 | 14.6 | 76.3 | | 7.0 | | 0.7 at Pisco | No damage reported | 2,3 |
| Feb 15, 1953 | 12.0 | 77.5 | | 5.5 | | 0.7 at Chancay | No damage reported | 2,3 |
| Dec 12, 1953 | 3.5 | 81.0 | 7.4 | 7.8 | | 0.5 at Talara | No damage reported | 2,3 |
| Jan 13, 1960 | 15.8 | 72.8 | | 7.8 | | 0.25 | Damage at Ancon | 2,3 |
| Nov 20, 1960 | 6.8 | 80.7 | 7.7 | 6.9 | 7.7 | 9 at Pimental | Lobos de Afuera Islands devastated, 3 deaths | 2,3 |
| Oct 17, 1966 | 10.7 | 78.8 | 7.7 | | 8.2 | 3 at Casma | \$2 million(US) damage, 3 deaths | 1,2,3,5 |
| Sep 03, 1967 | 10.6 | 79.8 | | 7.0 | - | 2 | No damage reported | 2,3 |
| May 31, 1970 | 9.2 | 78.8 | 7.9 | 6.6 | - | 1.8 | No damage reported | 2,3 |
| Oct 03, 1974 | 12.3 | 77.8 | 7.9 | 8.1 | 8.1 | 1.8 at Callao | No damage reported | 2,3 |
| Feb 21, 1996 | 9.6 | 79.6 | 7.5 | 6.6 | 7.8 | 5.1 at Chimbote | 12 killed, 57 injured in Chimbote | 3,4 |
| Nov 12, 1996 | 15.0 | 75.7 | 7.7 | 7.3 | 7.9 | 0.35 at Arica | No damage reported | 3,6 |
| Jun 23, 2001 | 16.3 | 73.6 | 8.4 | 8.2 | 8.1 - 8.3 | 7.25 at Camaná | 86 dead/missing in Camana | this rept |

M_t after Abe (1979)

sources: 1) Dorbath *et al.* 1990; 2) Lockridge, 1985; 3) HTDB, 2001; 4) Bourgeois *et al.*, 1999; 5) Lomnitz and Cabre, 1968, 6) NEIC, 1996.

1. Ecuaciones que gobiernan la propagación de Tsunamis

La longitud de onda de tsunamis generados en zonas de subducción de placas tectónicas se ha estimado de decenas a cientos de kilómetros (Ortiz, *et al.*, 2000a). El hecho de que la longitud de onda del tsunami sea mucho mayor que la profundidad del océano ha permitido estudiar la propagación de tsunamis empleando ecuaciones que representan la propagación de ondas en aguas someras o de poca profundidad en comparación con la longitud de onda. Estas ecuaciones han sido planteadas y estudiadas desde finales del siglo XVIII (Lamb, 1932), dando lugar, entre otros, a dos modelos de propagación de ondas en aguas someras empleados en tsunamis: El modelo de Boussinesq (Liu, *et al.*, 1995), en el que se considera importante dispersión de onda por banda de frecuencia, y el modelo de Aguas Someras (Pedlosky, 1979), en el que no se considera la dispersión por frecuencia. Aún cuando la dispersión por frecuencia prescrita por el modelo de Boussinesq es un mecanismo necesario y suficiente para simular la propagación de tsunamis (Ortiz, *et al.*, 2000a), la solución numérica del modelo de Aguas Someras es adecuada debido a que la dispersión intrínseca del método numérico es similar a la dispersión prescrita por Boussinesq (Imamura, *et al.*, 1990).

1.1 El modelo de Aguas Someras

1.1.1 Ecuaciones primitivas

El modelo de aguas someras (Pedlosky, 1979) describe el movimiento de ondas cuya longitud es mucho mayor que la profundidad del agua en donde se propagan. En este

modelo las aproximaciones de incompresibilidad del agua y de densidad constante reducen la ecuación de conservación de masa a la ecuación de continuidad de volumen:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (1)$$

A su vez, la aproximación hidrostática permite simplificar las ecuaciones horizontales de conservación de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \Psi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho}. \quad (3)$$

En las ecuaciones (1), (2) y (3), t representa el tiempo, $\Psi(x, y, t)$ representa la altura de la columna de agua a partir del nivel de referencia $z = 0$, g es la aceleración de la gravedad, u, v , son las componentes de la velocidad horizontal del campo de masa en las direcciones ortogonales x, y , respectivamente, siendo w la componente vertical de la velocidad en la dirección z , mientras que τ_x/ρ y τ_y/ρ representan la fricción en el fondo en las direcciones x e y respectivamente, siendo τ_x , τ_y las componentes horizontales del esfuerzo y ρ representa la densidad del agua. Note que el efecto de rotación del planeta sobre la aceleración horizontal (termino de Coriolis) no esta incluido en las ecuaciones (2) y (3). Al respecto, Kowalik y Whitmore (1991), demostraron que el termino de Coriolis no es importante en la propagación de tsunamis.

1.1.2. Ecuaciones de aguas someras integradas en la vertical

La aproximación hidrostática implica suponer que el campo horizontal de velocidad es independiente de la profundidad, por lo que es conveniente integrar verticalmente las ecuaciones primitivas (1, 2 y 3), con el objetivo de simplificar su solución numérica.

Condicionando al fluido que está en el fondo y en la superficie a permanecer tanto en el fondo como en la superficie respectivamente, la ecuación de ambas fronteras es $F(x, y, z, t) = 0$, consecuentemente:

$$\frac{dF}{dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

En el fondo, $z = z_0(x, y)$. Sustituyendo $F = z - z_0$ en (4):

$$u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} - w(x, y, z_0) = 0. \quad (5)$$

En la superficie, $z = \Psi(x, y, t)$. Lo que implica, según (4):

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} + u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} + v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - w(x, y, \Psi) = 0. \quad (6)$$

Integrando (1) desde el fondo hasta la superficie libre se obtiene:

$$\int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz + w(x, y, \Psi) - w(x, y, z_0) = 0. \quad (7)$$

Expresando los dos primeros términos de (7) mediante las relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial x} - u(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial u}{\partial x} dz, \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v(x, y, \Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial y} - v(x, y, z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y} + \int_{z_0}^{\Psi} \frac{\partial v}{\partial y} dz. \quad (9)$$

De (5), (6), (7) y empleando las relaciones (8) y (9), se obtiene la ecuación de conservación de masa integrada en la vertical:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (10)$$

en la que:

$$U = \int_{z_0}^{\Psi} u dz = u[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$V = \int_{z_0}^{\Psi} v dz = v[h(x, y) + \eta(x, y, t)],$$

$$h(x, y) + \eta(x, y, t) = \Psi(x, y, t) - z_0(x, y),$$

siendo $h(x, y)$ la profundidad media de la columna de agua y $\eta(x, y, t)$ la variación del nivel del agua con respecto al nivel de equilibrio en la superficie.

Siguiendo un procedimiento similar se integran las ecuaciones (2) y (3) desde el fondo hasta la superficie libre:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2} = 0; \quad (11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gm^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2} = 0, \quad (12)$$

donde, $D = h(x, y) + \eta(x, y, t)$ y $m = 0.025$ es el parámetro de rugosidad de Manning, el cual es considerado constante en este estudio.

La expresión para los términos de fricción de fondo en las ecuaciones (11) y (12) merece una explicación breve: Antes de integrar verticalmente las ecuaciones (2) y (3), los términos de fricción se expresan en función de la velocidad en analogía a la ley de fricción cuadrática en un flujo uniforme (Dronkers, 1964):

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (13)$$

donde coeficiente de fricción (f) y el parámetro de rugosidad de Manning (m) están relacionados por:

$$m = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}}, \quad (14)$$

consecuentemente, los términos de fricción de fondo se expresan:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}; \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gm^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2}. \quad (15)$$

Los términos de fricción adquieren el aspecto presentado en la ecuaciones (11) y (12) integrando las expresiones (15) desde el fondo hasta la superficie libre.

Es importante mencionar que los términos alineales (fricción y advección) se omiten de las ecuaciones (11) y (12) cuando el tsunami se propaga en mar abierto. En profundidades mayores a 50 metros, tanto la fricción como los términos advectivos son insignificantes en comparación con los términos lineales (Shuto, 1991; Kowalik 1987). Este resultado simplifica las ecuaciones (11) y (12) en la propagación de tsunamis en mar abierto y reduce significativamente el tiempo de cómputo empleado en la solución numérica de las ecuaciones.

En el estudio de propagación transoceánica de tsunamis, además de omitir los términos alineales, es conveniente expresar las ecuaciones (10), (11) y (12) en un sistema de coordenadas esféricas con la finalidad de minimizar la distorsión por la curvatura de la Tierra. El término de Coriolis se ha incluido por formalidad:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos(\xi)} \left[\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \xi} (V \cos(\xi)) \right] = 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos(\xi)} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fV, \quad (17)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \xi} = -fU, \quad (18)$$

donde $U = uh(\lambda, \xi)$ y $V = vh(\lambda, \xi)$ son respectivamente las componentes del flujo de masa en las direcciones meridional (ξ) y longitudinal (λ); R es el radio del planeta; la fuerza de Coriolis está representada por $f = 2\Omega \text{sen}(\xi)$, siendo Ω la velocidad angular del planeta.

1.2 Integración numérica del modelo de Aguas Someras

1.2.1. Modelo de Aguas Someras en diferencias finitas

En esta sección se resuelven numéricamente las ecuaciones lineales unidimensionales correspondientes a las ecuaciones (10), (11) y (12) del modelo de Aguas Someras. El objetivo es ilustrar la dispersión de onda que introduce el esquema numérico de diferencias finitas centrales.

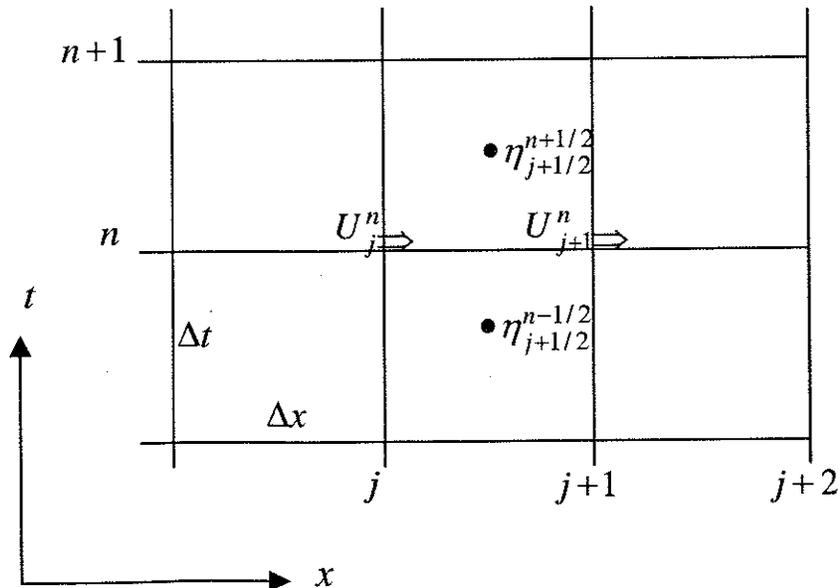


Figura 1. Esquema de diferencias finitas centrales en una dimensión y en tiempo.

Las ecuaciones de aguas someras en una dimensión y su representación en diferencias finitas centrales de acuerdo al esquema de la Figura 1, se expresan:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] + \frac{1}{\Delta x} [U_{j+1}^n - U_j^n] = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{1}{\Delta t} [U_j^{n+1} - U_j^n] + \frac{gh}{\Delta x} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} \right] = 0 \quad (20)$$

La representación exacta del primer término en diferencias finitas de la ecuación (19) se obtiene completando la serie de Taylor:

$$\frac{1}{\Delta t} \left[\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}} \right] = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}}.$$

Aplicando este procedimiento, las ecuaciones en diferencias (19) y (20), se expresan:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial t^{2m+1}} + \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0, \quad (21)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} + \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)!} \left[\left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} U}{\partial t^{2m+1}} + gh \left(\frac{\Delta x}{2} \right)^{2m} \frac{\partial^{2m+1} \eta}{\partial x^{2m+1}} \right] = 0. \quad (22)$$

Las ecuaciones (21) y (22) son las ecuaciones diferenciales que representan a las ecuaciones en diferencias (19) y (20). Los terceros términos de (21) y (22), que se están agregando a las ecuaciones originales, son las expresiones de los errores numéricos introducidos en la solución numérica de las ecuaciones de aguas someras debido al

truncamiento de las series de Taylor en el esquema de diferencias finitas. Para examinar estos errores en una sola ecuación haremos uso de la siguiente aproximación para las derivadas de alto orden:

$$\frac{\partial^{2m+1}}{\partial t^{2m+1}} = -(\sqrt{gh})^{2m+1} \frac{\partial^{2m+1}}{\partial x^{2m+1}}. \quad (23)$$

De (21) y (22), empleando la relación (23) se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \sum_{m=1}^{\infty} \frac{2}{(2m+1)!} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^{2m} \left[1 - \left(\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x}\right)^{2m}\right] \frac{\partial^{2m+2} \eta}{\partial x^{2m+1}} = 0. \quad (24)$$

Tomando en cuenta únicamente el primer término de la serie en (24), ésta toma la forma:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - gh \frac{\Delta x^2}{12} \left[1 - gh \left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)^2\right] \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0. \quad (25)$$

El tercer término en (25) representa la dispersión de onda que introduce el esquema numérico. Es importante notar que este esquema numérico no introduce disipación de energía.

1.2.2 Dispersión de onda y el número de Imamura

Consideremos la expresión de la ecuación de Boussinesq en una dimensión (Shuto, 1991):

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{gh^3}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0. \quad (26)$$

El tercer término de (26) representa la dispersión de onda. Al comparar los terceros términos de (25) y (26), la dispersión numérica en (25) resulta prácticamente igual a la dispersión prescrita por la ecuación de Boussinesq. El cociente entre estos dos coeficientes es lo que se conoce como número de Imamura, Im :

$$Im = \frac{\Delta x}{2h} \sqrt{1 - (CFL)^2}, \quad (27)$$

donde $CFL = \sqrt{gh}\Delta t / \Delta x < 1$, expresa la estabilidad de la solución numérica (Courant-Friedrichs-Lewy Condition). El número de Imamura, $Im = 1$, hace que la dispersión numérica sea similar a la dispersión física prescrita por la ecuación de Boussinesq. Ciertamente es difícil mantener $Im = 1$ en batimetrías irregulares. Sin embargo, Shuto (1991) y Satake *et al.* (1995), han demostrado que la solución de las ecuaciones de aguas someras, manteniendo el número de Imamura en el intervalo $[0.6 < Im < 1.4]$, es aceptablemente similar a la solución de las ecuaciones de Boussinesq.

1.2.3 Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas

En este ejemplo se resuelven las ecuaciones lineales en coordenadas esféricas para evitar errores inducidos por la curvatura de la Tierra cuando utilizamos áreas relativamente grandes. En la Figura 2 se muestra el esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.

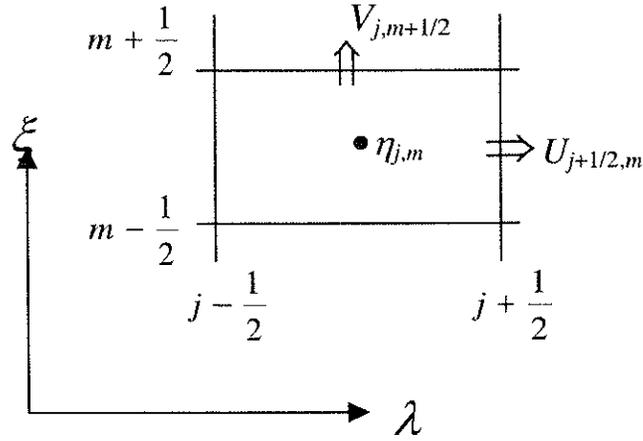


Figura 2. Esquema de diferencias finitas centrales en coordenadas esféricas.

El conjunto de ecuaciones (16), (17) y (18), expresado en el esquema de diferencias finitas centrales de la Figura 2, toma la forma:

$$\frac{\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{1}{R \cos \xi_m} \left[\frac{U_{j+\frac{1}{2},m}^n - U_{j-\frac{1}{2},m}^n}{\Delta \lambda} + \frac{V_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m+\frac{1}{2}} - V_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \xi_{m-\frac{1}{2}}}{\Delta \xi} \right] = 0, \quad (28)$$

$$\frac{U_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} - U_{j+\frac{1}{2},m}^n}{\Delta t} + \frac{gh}{R \cos \xi_m} \frac{\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \lambda} = fQ, \quad (29)$$

$$\frac{V_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} - V_{j,m+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + \frac{gh}{R} \frac{\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \xi} = -fP, \quad (30)$$

donde,

$$Q = \frac{1}{4} \left[V^n_{j+1, m+\frac{1}{2}} + V^n_{j+1, m-\frac{1}{2}} + V^n_{j, m+\frac{1}{2}} + V^n_{j, m-\frac{1}{2}} \right],$$

$$P = \frac{1}{4} \left[U^n_{j+\frac{1}{2}, m+1} + U^n_{j+\frac{1}{2}, m} + U^n_{j-\frac{1}{2}, m+1} + U^n_{j-\frac{1}{2}, m} \right].$$

Las incógnitas η , U y V de (28), (29) y (30), quedan explícitamente expresadas:

$$\eta_{j, m}^{n+\frac{1}{2}} = \eta_{j, m}^{n-\frac{1}{2}} - R_1 \left[U^n_{j+\frac{1}{2}, m} - U^n_{j-\frac{1}{2}, m} + V^n_{j, m+\frac{1}{2}} \cos \xi_{m+\frac{1}{2}} - V^n_{j, m-\frac{1}{2}} \cos \xi_{m-\frac{1}{2}} \right] \quad (31)$$

$$U_{j+\frac{1}{2}, m}^{n+1} = U^n_{j+\frac{1}{2}, m} - R_2 h_{j+\frac{1}{2}, m} \left[\eta_{j+1, m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j, m}^{n+\frac{1}{2}} \right] + R_3 Q \quad (32)$$

$$V_{j, m+\frac{1}{2}}^{n+1} = V^n_{j, m+\frac{1}{2}} - R_4 h_{j, m+\frac{1}{2}} \left[\eta_{j, m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j, m}^{n+\frac{1}{2}} \right] - R_5 P, \quad (33)$$

donde,

$$\Delta s = \Delta \lambda = \Delta \xi; \quad R_1 = \Delta t / (R \cos \xi_m \Delta S); \quad R_2 = g \Delta t / (R \cos \xi_m \Delta S); \quad R_3 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_m;$$

$$R_4 = g \Delta t / (R \Delta s); \quad R_5 = 2 \Delta t \Omega \sin \xi_{m+1/2}.$$

1.3 Modelo de propagación de tsunamis

1.3.1 Descripción del modelo de propagación de tsunamis

El modelo de propagación de tsunamis de Goto *et al.* (1997), consiste en la integración numérica de las ecuaciones (10), (11) y (12) del modelo de Aguas Someras o del conjunto correspondiente de ecuaciones (16), (17) y (18) expresadas en coordenadas

esféricas. Las ecuaciones se resuelven en el esquema de diferencias finitas centrales (Figura 1 o Figura 2) en un conjunto de mallas con diferente resolución espacial interconectadas dinámicamente. En mar abierto se emplean mallas gruesas o de baja resolución espacial donde se desprecian los términos alineales, mientras que cerca de la costa se emplean mallas de alta resolución espacial donde se consideran todos los términos de las ecuaciones.

La condición de frontera externa del modelo prescribe la radiación libre de ondas hacia el exterior del dominio de integración empleando la solución de la ecuación de onda a lo largo de las características:

$$(U,V) = \pm \eta \sqrt{gh}. \quad (34)$$

El signo positivo o negativo en (34) se toma de tal manera que las ondas pasen libremente por la frontera y salgan del dominio de integración.

Una de las capacidades más importantes de este modelo es el cómputo de la inundación o trepado de la ola en tierra en la malla de alta resolución espacial. Si una celda de la malla está seca o sumergida se juzga en términos de la profundidad total de la columna de agua:

$$D = \eta + h > 0, \text{ la celda esta sumergida, y si}$$

$$D = \eta + h < 0, \text{ la celda esta seca.}$$

Para un frente de la ola localizado entre una celda seca y una celda sumergida, el flujo de agua a través del límite entre las dos celdas se calcula si la altura de tierra en la celda seca es más baja que el nivel de agua en la celda sumergida.

1.3.2 Condición inicial del tsunami

La condición inicial del tsunami consiste en prescribir una deformación vertical instantánea de la superficie del mar suponiendo que ésta es igual a la deformación vertical cosísmica del lecho marino. Esta hipótesis es válida siempre que la velocidad de propagación del tsunami sea mucho menor que la velocidad de propagación de la ruptura sísmica. A su vez, la deformación vertical cosísmica del lecho marino se calcula con expresiones analíticas que describen la deformación interna de un medio continuo debido al deslizamiento relativo en discontinuidades o fallas geológicas. Algunas expresiones analíticas o modelos de deformación consideran discontinuidades con asperezas en las que el deslizamiento no es uniforme en el plano de la falla o área de ruptura. Estos modelos son de gran utilidad para investigar el mecanismo de ruptura una vez que ha ocurrido un sismo. En este caso, debido a que el estudio está enfocado a la prevención de riesgo y a que no es posible predecir la distribución de asperezas, se empleará el modelo de deformación de Mansinha y Smylie (1971), que consiste en considerar un medio continuo isotrópico donde el deslizamiento o dislocación es uniforme en el área de ruptura. En este modelo de deformación se prescribe la magnitud y la dirección de la dislocación sobre un plano de falla rectangular, así como el rumbo, el echado y la profundidad del extremo superior de la falla. En la Figura 3 se describen los parámetros empleados en el modelo de dislocación y en las Figuras 4a,b se ilustra, a manera de ejemplo, el campo de deformación vertical de la

superficie producto de una falla inversa ($\lambda = 90^\circ$) con dislocación de 8 metros en un plano de falla de $100 \times 50 \text{ km}^2$ con rumbo Norte y echado de 15° al Este en la profundidad de 20 km. La deformación resultante es un dipolo cuya elevación máxima se localiza alineada a lo largo del rumbo de la falla sobre el lado menos profundo del plano de falla. Una línea nodal separa la elevación del hundimiento.

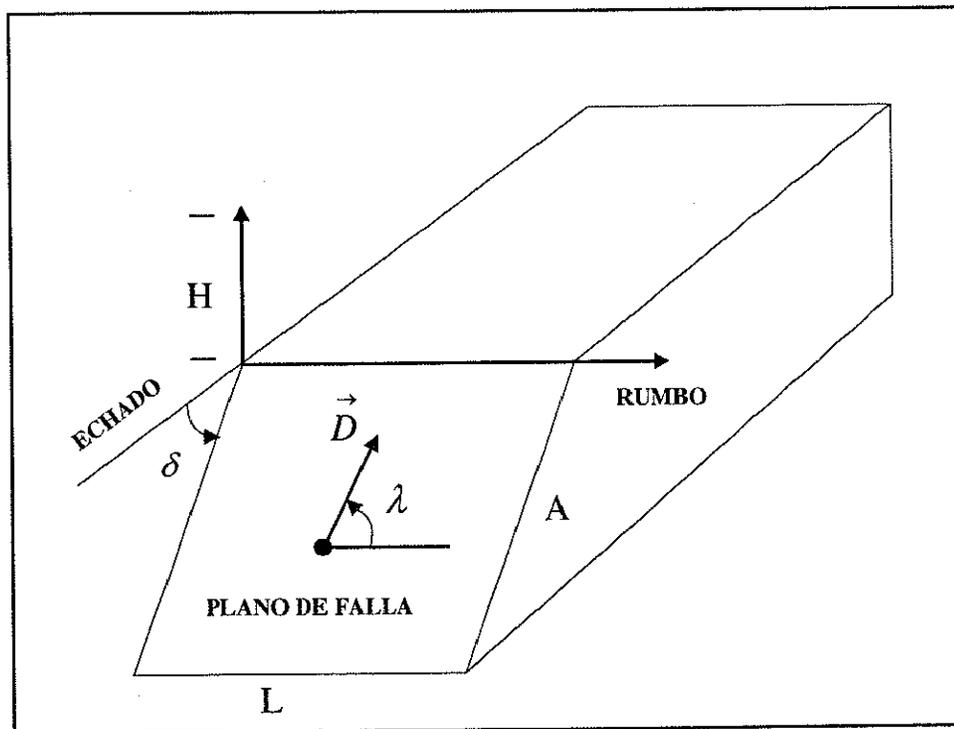


Figura 3. Representación de los parámetros empleados en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). L y A indican el largo y ancho del plano de falla. H es la profundidad del plano de falla desde la superficie. El vector D indica la magnitud y dirección de la dislocación sobre el plano de falla. El echado (inclinación del plano de falla) se mide en dirección perpendicular al rumbo.

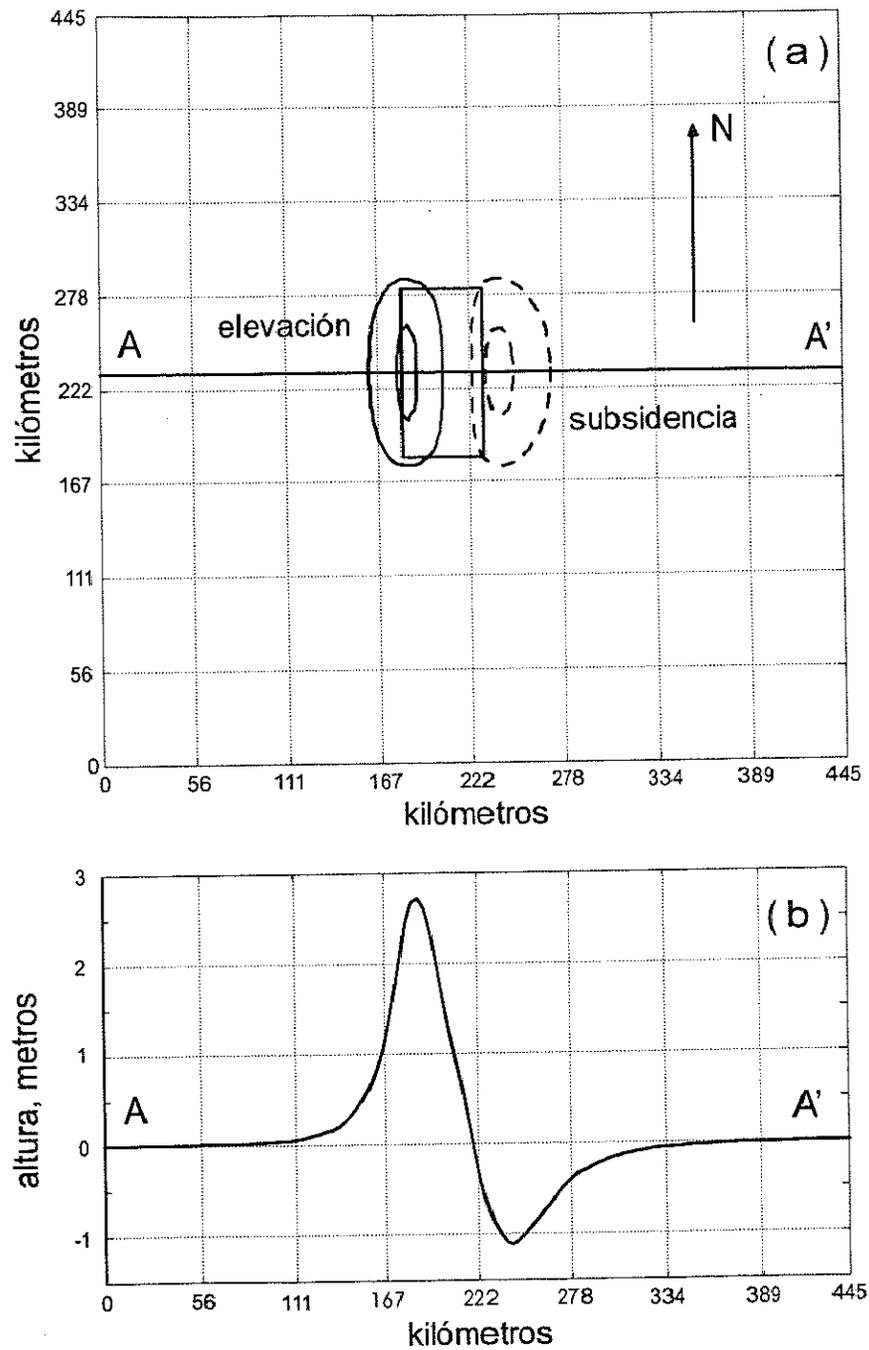


Figura 4. (a) Campo de deformación vertical de la superficie producto de una falla inversa ($\lambda = 90^\circ$) con dislocación de 8 metros en un plano de falla de $100 \times 50 \text{ km}^2$ con rumbo Norte y echado de 15° al Este en la profundidad de 20 km. (b) Deformación vertical de la superficie a lo largo del transecto AA'.

2. Simulación numérica del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960

El 22 de mayo a las 19:11 horas (GMT) ocurrió el gran sismo de Chile de 1960 cuyos efectos fueron desastrosos tanto por el sismo como por el tsunami. Inmediatamente después de ocurrido el sismo y el tsunami, se pusieron en movimiento partidas de científicos, principalmente geólogos, para indagar en el sitio mismo las causas, los daños y las posibilidades de prevenir o atenuar los efectos de futuros movimientos sísmicos. Llegaron científicos e ingenieros desde el extranjero, que junto a los chilenos comenzaron a estudiar la situación producida, siempre con la esperanza de encontrar algún medio que pudiera predecir los terremotos y desarrollar técnicas capaces de prevenir los grandes destrozos ocasionados por estos fenómenos (Barros-González, 1961). El Departamento de Navegación e Hidrografía de la Armada de Chile (ahora Servicio Hidrográfico y Oceanográfico) se dio a la tarea de recopilar todos los informes relacionados con el desastre. Gracias a ese esfuerzo múltiple ahora tenemos un bosquejo, que después de 43 años nos ha permitido emplear tecnología actual para continuar desarrollando técnicas capaces de prevenir y mitigar los daños ocasionados por estos fenómenos. En este capítulo se simulara numéricamente este tsunami. Los resultados de la simulación se compararan con las observaciones de este tsunami en los mareogramas del norte de Chile, con el objetivo de validar el modelo numérico para propagar mega-tsunamis a lo largo de la costa.

2.1 Observaciones del tsunami del 22 de mayo de 1960 en la costa de Chile

Los testimonios recabados indican que la región más afectada por el tsunami se localizó a lo largo de 580 km de la costa, desde el archipiélago Los Chonos hasta Puerto Saavedra, región donde la altura del tsunami se estimó entre 8 y 15 metros, concordando en

que la tercera ola fue la más alta. La región afectada por el tsunami se muestra en la Figura 5. En esta sección de la costa no se cuenta con registros del tsunami en mareogramas.

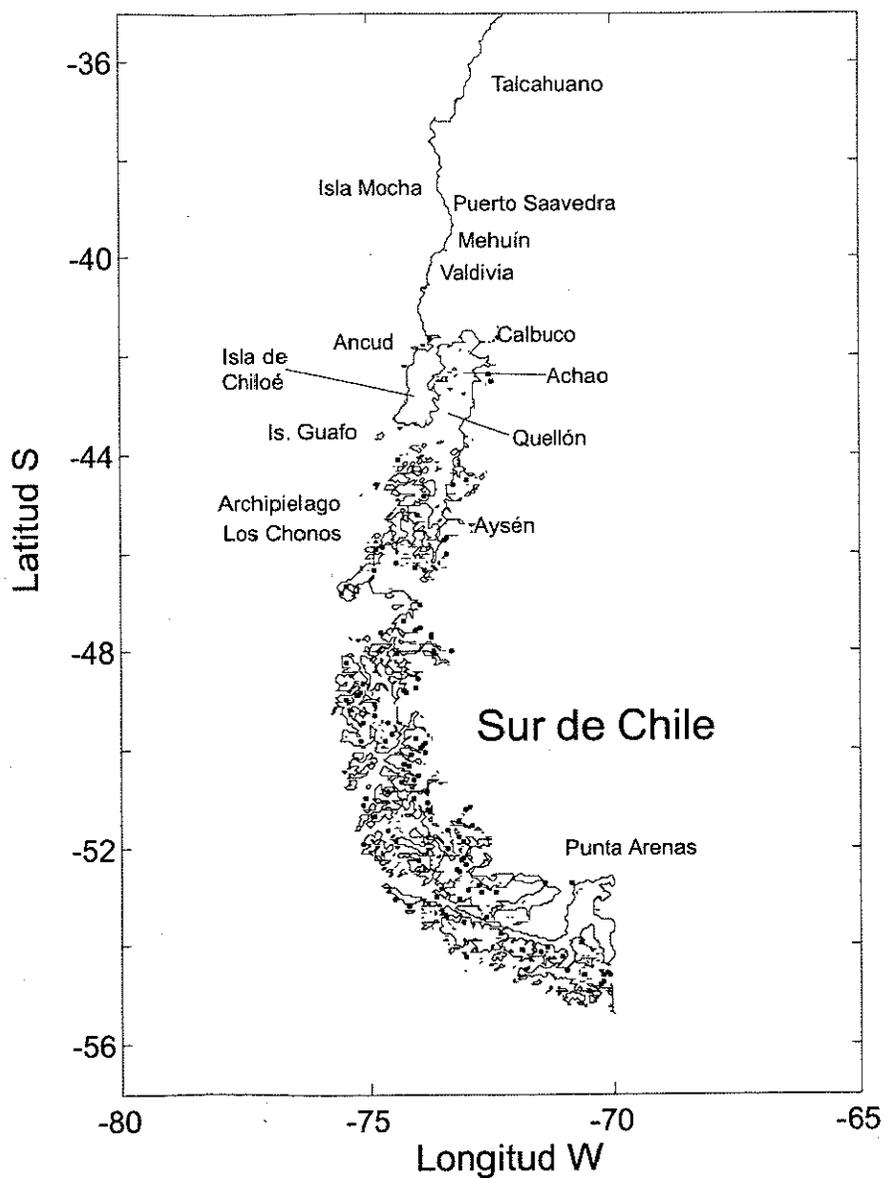


Figura 5. Región sur de Chile afectada por el tsunami del 22 de mayo de 1960. Los mayores daños por tsunami se reportaron entre el archipiélago Los Chonos y la Isla Mocha.

Hacia el norte de Puerto Saavedra, entre Talcahuano y Arica, el tsunami no causó destrozos por inundación, lo que permitió recuperar los mareogramas desde Talcahuano hasta Arica. En la Figura 6 se indica la localización de los puertos donde se cuenta con registros del tsunami.

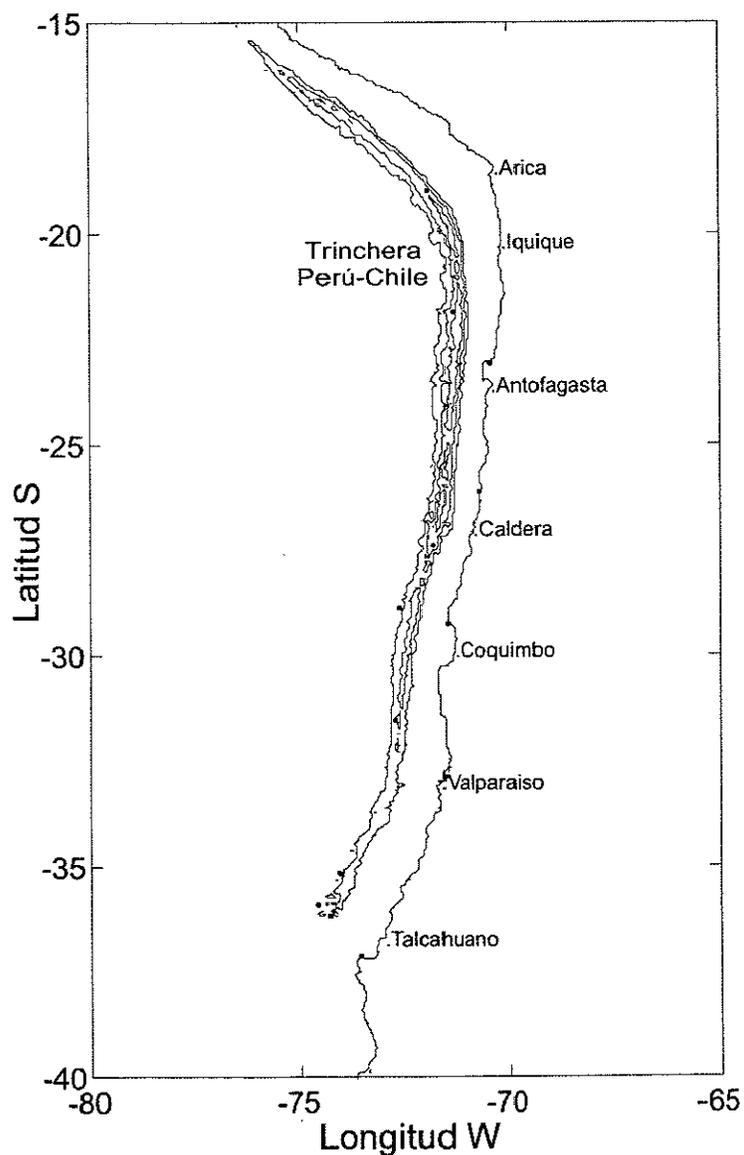


Figura 6. Región norte de Chile afectada por el tsunami del 22 de mayo de 1960. Se indican los puertos en donde se cuenta con registros del tsunami en los mareogramas.

Los mareogramas correspondientes a los puertos de Arica, Antofagasta, Caldera, Coquimbo, Valparaíso y Talcahuano, se muestran en las Figuras 7a a 12a. El residual de marea, calculado como la diferencia entre los mareogramas y la predicción de marea correspondiente, se muestra en las Figuras 7b a 12b. En los mareogramas se observa que el tsunami llegó durante la pleamar con alturas de ola (cresta a valle) de aproximadamente 1 metro. Las oscilaciones subsecuentes, con período aproximado de 60 minutos, prevalecieron con alturas similares durante al menos los siguientes 4 ciclos de la marea semidiurna que a su vez oscila $\frac{1}{2}$ metro con respecto al nivel medio del mar. En los residuales de marea se observa que la fase de la primera ola del tsunami es positiva en todos los puertos, sin embargo, la primera ola no fue la más alta. En algunos casos las olas más altas llegaron entre 8 y 48 horas después del primer arribo con alturas menores que 1.5 m. Únicamente en Talcahuano el tsunami alcanzó los 2 metros de altura. En la Tabla II se indican los tiempos y alturas correspondientes a las tres primeras olas observadas en los residuales de marea. La forma del tsunami (las primeras 10 horas del tsunami en los mareogramas; figuras 16 a 21) se puede apreciar con más claridad en la sección 2.4, en donde se compara la simulación del tsunami con las observaciones. Hacia el sur de Chile únicamente se cuenta con el mareograma de Punta Arenas (Figura 13) en el estrecho de Magallanes. En este mareograma se observa únicamente un incremento en la amplitud del ruido de fondo del nivel del mar después de que llega el tsunami.

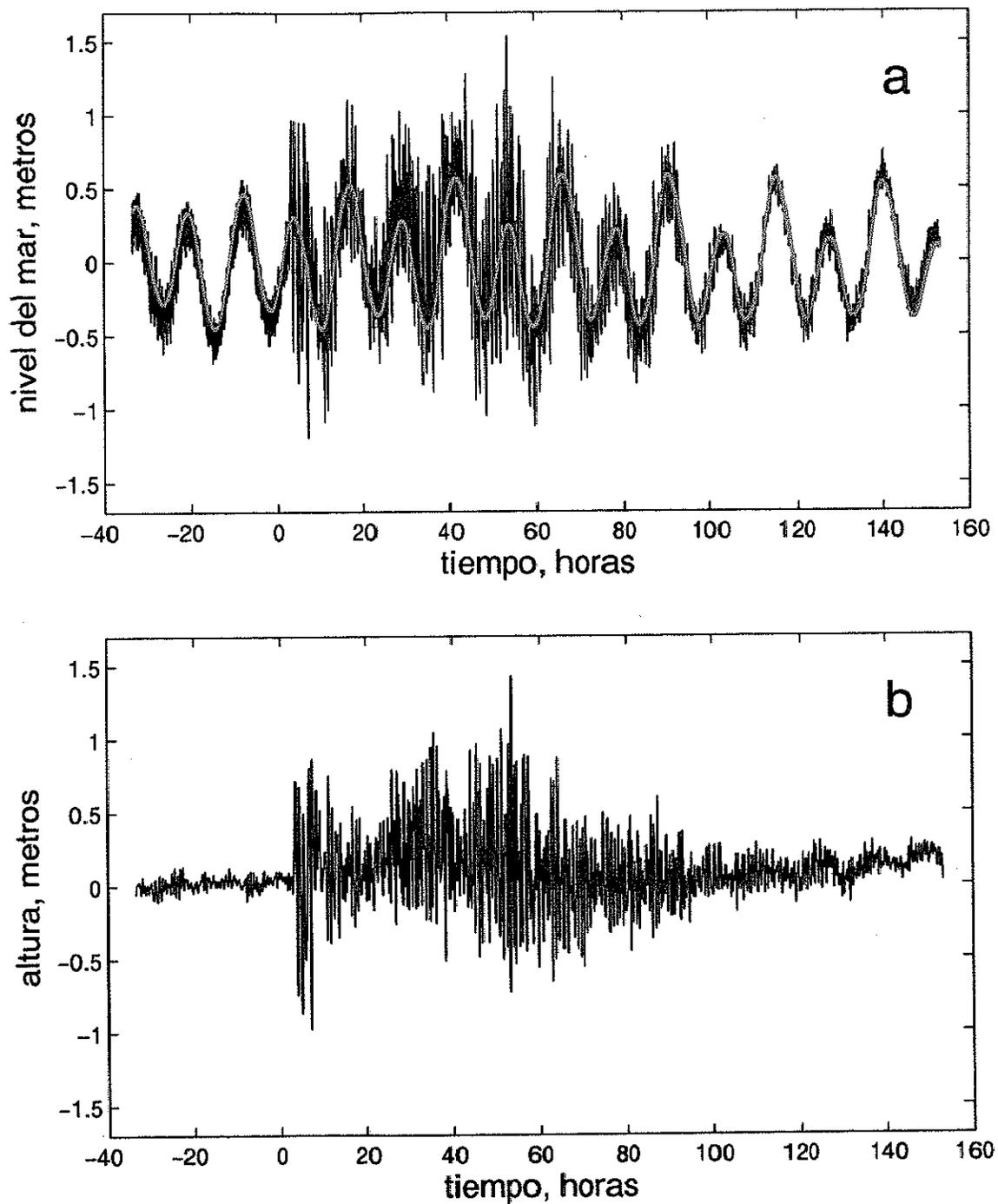


Figura 7. (a) ARICA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

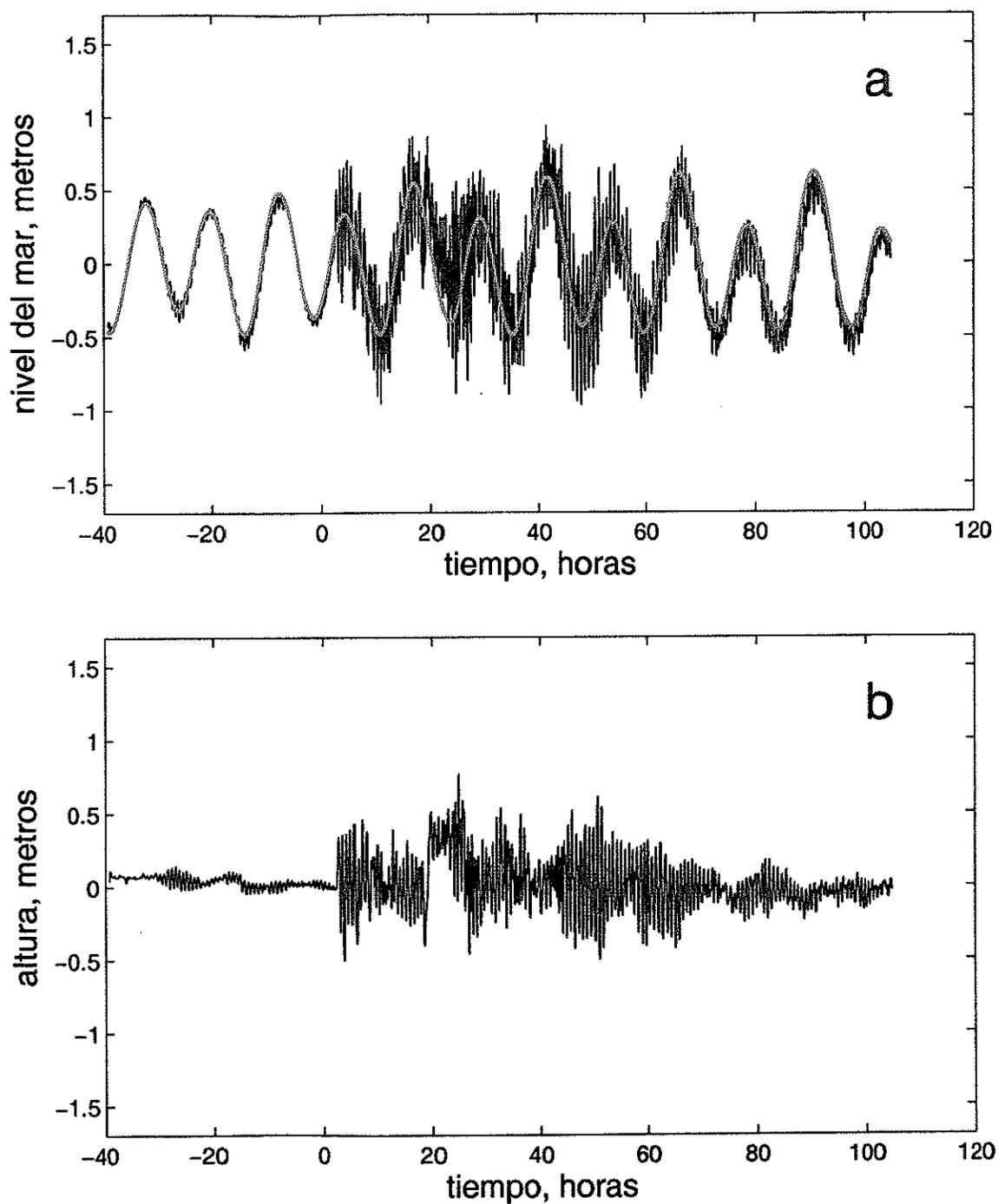


Figura 8. (a) ANTOFAGASTA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

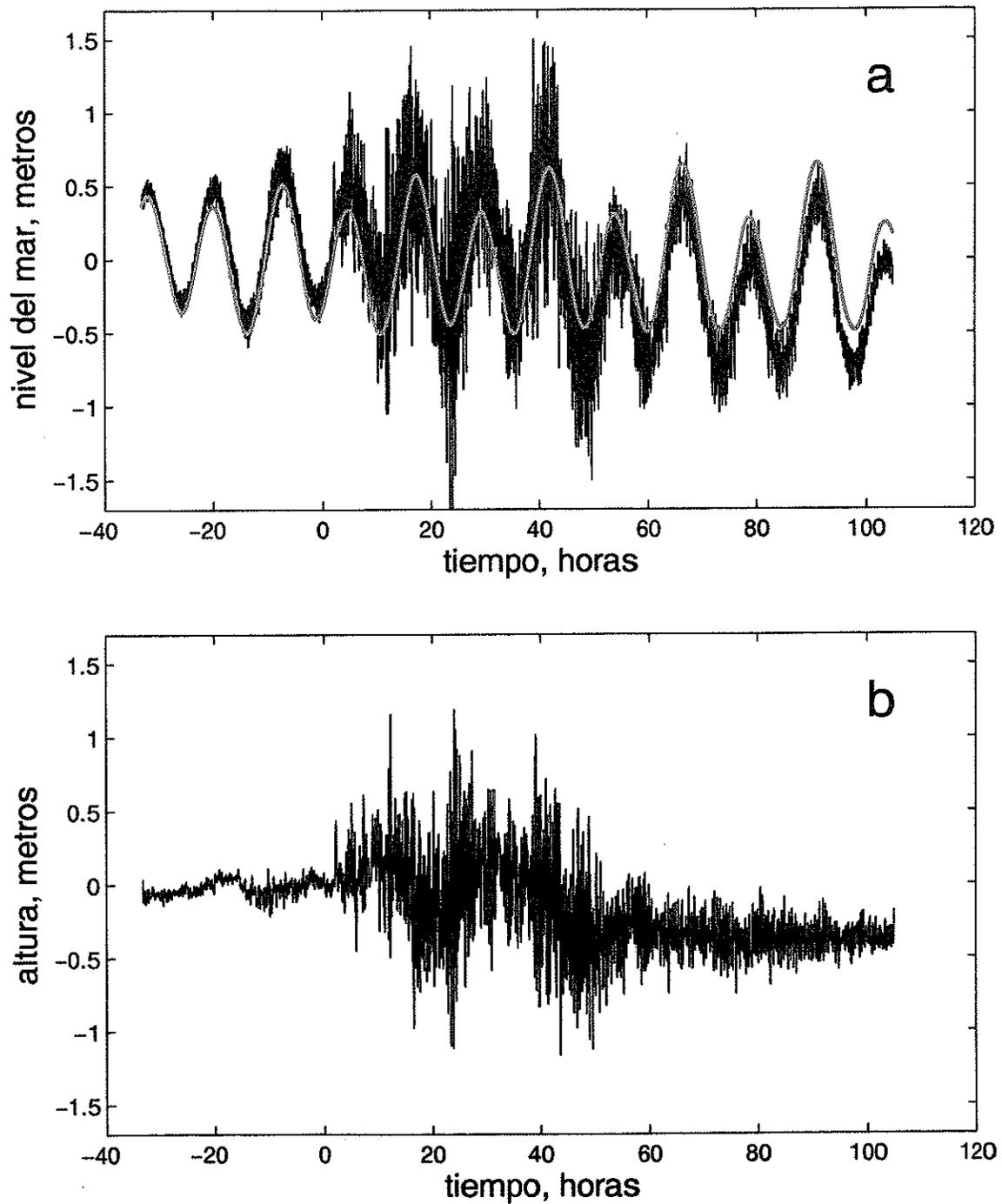


Figura 9. (a) CALDERA: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

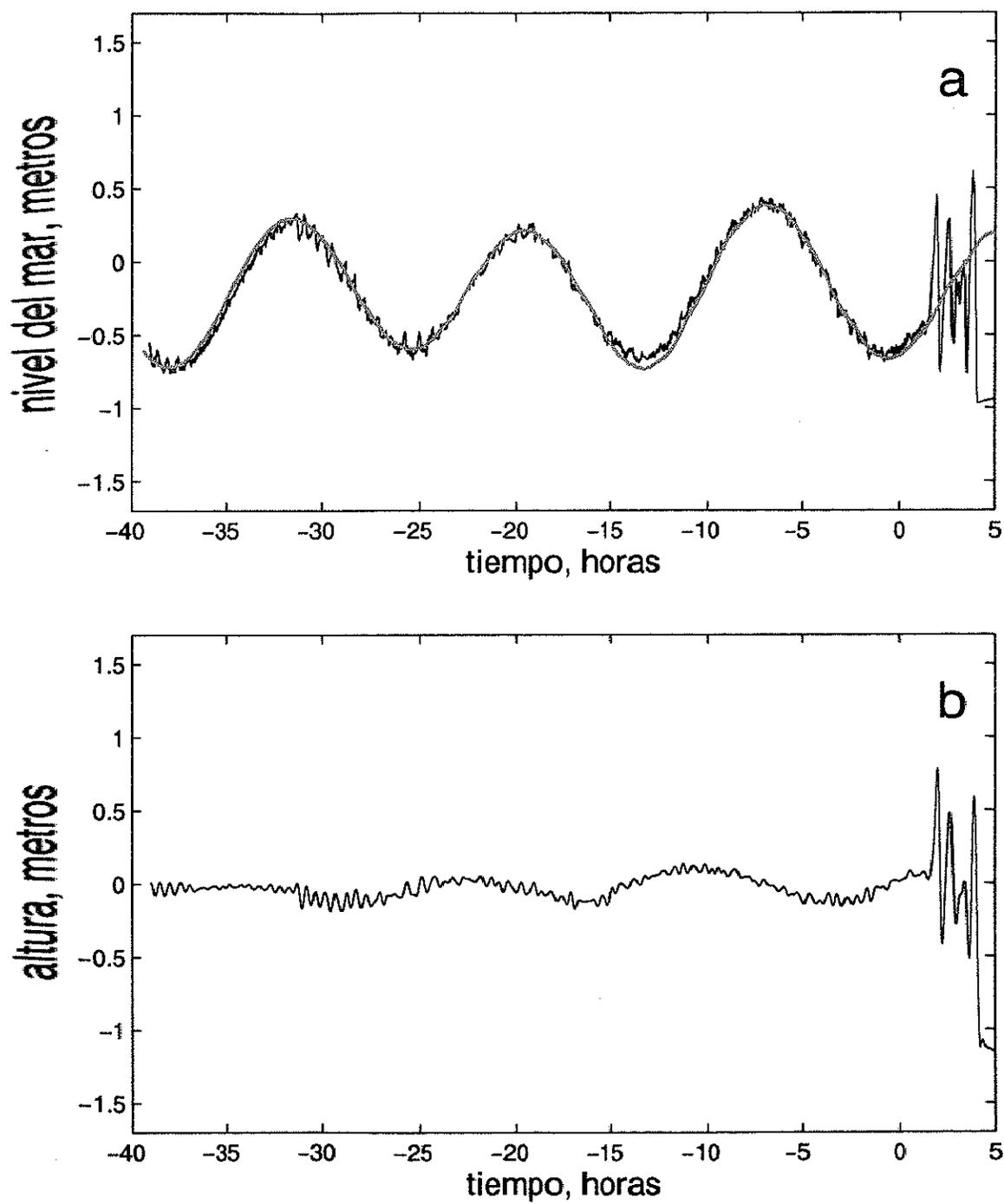


Figura 10. (a) COQUIMBO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

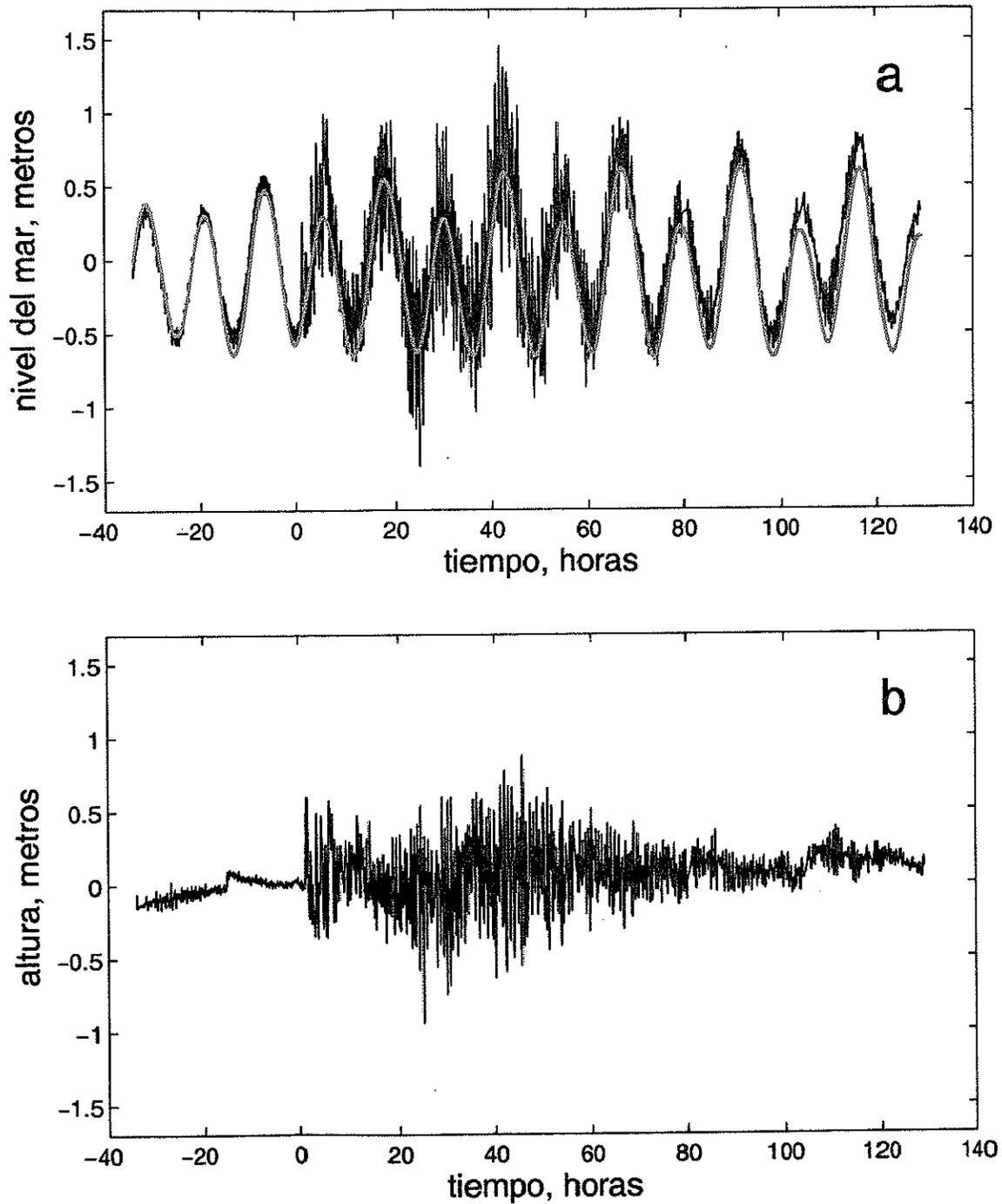


Figura 11. (a) VALPARAISO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

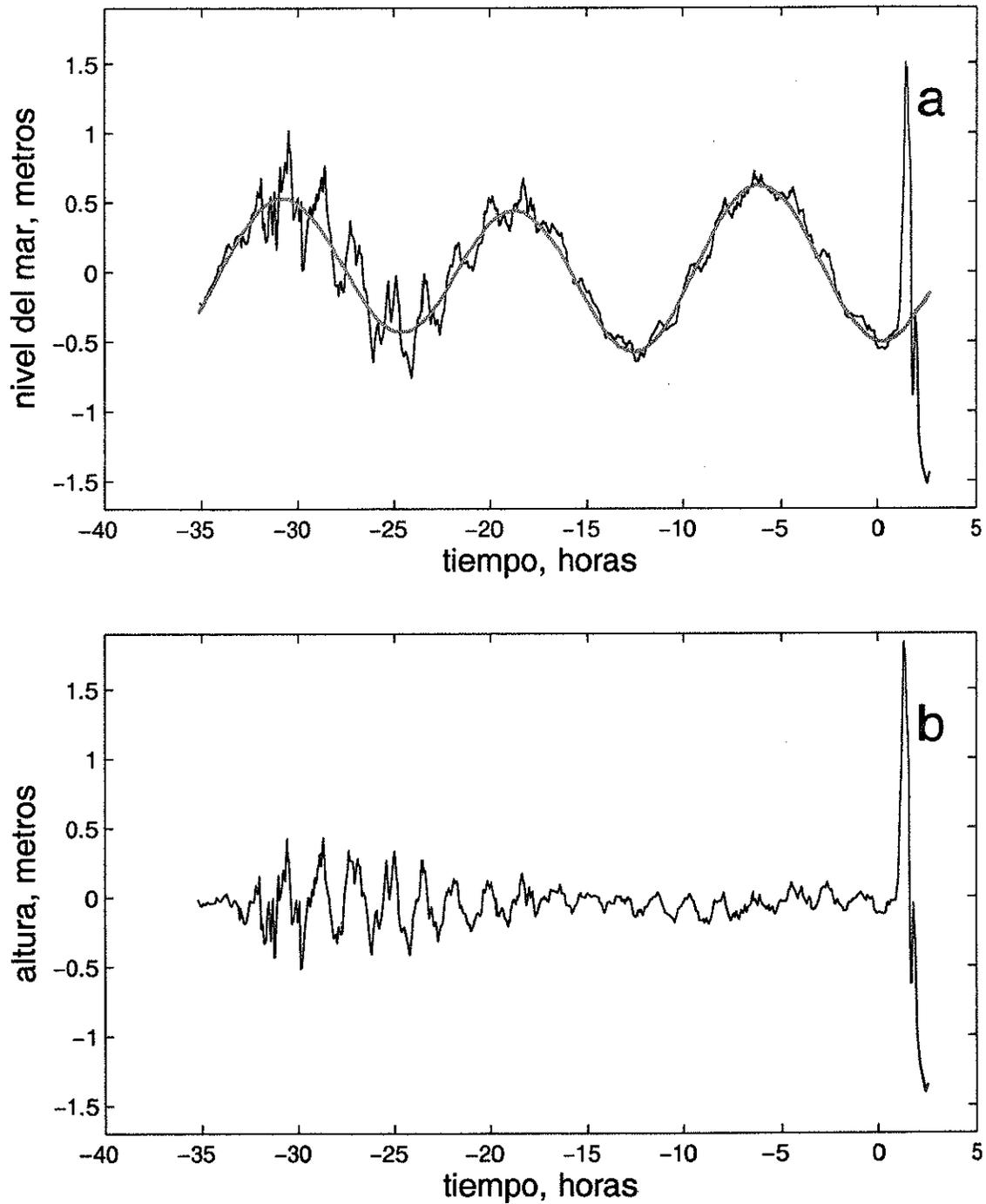


Figura 12. (a) TALCAHUANO: Observaciones del tsunami (línea negra) y predicción de marea (línea roja). (b) Residual de marea correspondiente. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

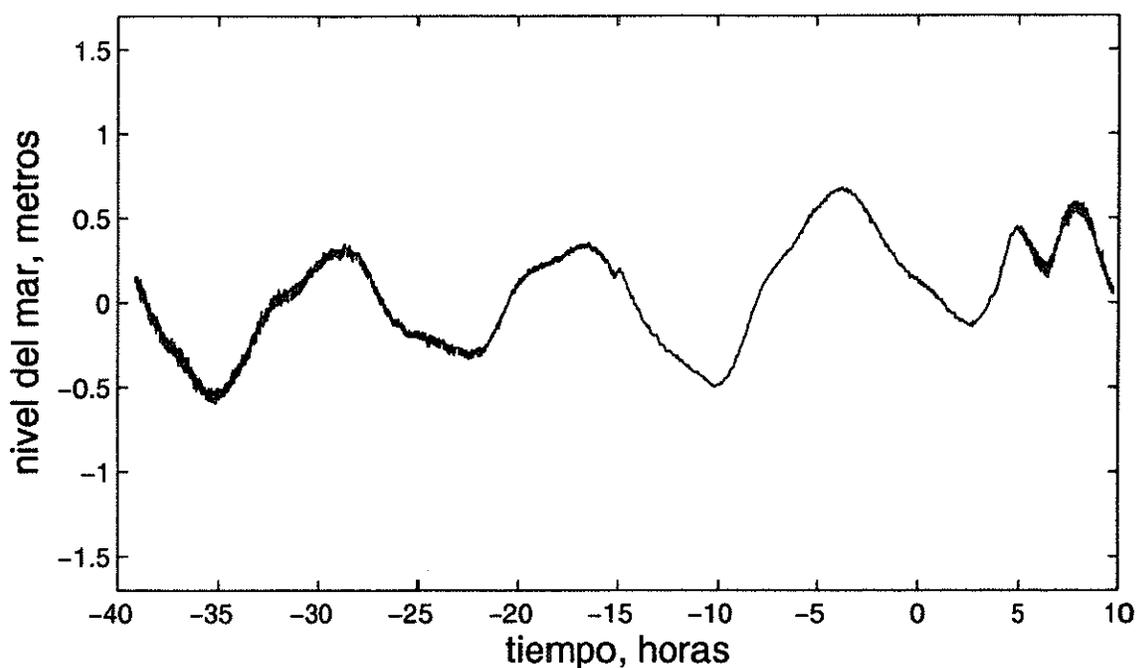


Figura 13. PUNTA ARENAS: Observaciones del tsunami. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo (22 de mayo de 1960; 19:11 GMT).

Tabla II. Tiempo de arribo del tsunami y alturas correspondientes a las tres primeras olas observadas en los residuales de marea.

| Puertos | 1era ola | | 2da ola | | 3era ola | |
|-------------|----------|--------|---------|--------|----------|--------|
| | Llegada | Altura | Llegada | Altura | Llegada | Altura |
| Chilenos | | | | | | |
| Valparaíso | 01:11 | 0.59 | 02:05 | 0.19 | 02:38 | -0.04 |
| Coquimbo | 01:35 | 0.72 | 02:27 | 0.42 | 03:18 | -0.03 |
| Caldera | 01:58 | 0.46 | 02:38 | 0.14 | 03:21 | 0.03 |
| Antofagasta | 02:24 | 0.26 | 03:23 | 0.28 | 04:07 | 0.28 |
| Arica | 03:25 | 0.68 | 04:17 | 0.65 | 05:17 | 0.46 |

El tiempo se indica en horas y minutos con respecto al tiempo de origen del sismo (19:11 horas GMT; 22 de mayo de 1960). La altura en metros corresponde al nivel alcanzado por el agua respecto al nivel de la marea en el tiempo correspondiente.

Cabe mencionar que este es el primer estudio donde se han empleado dichos mareogramas para comparar los resultados de la simulación numérica del tsunami con observaciones. Los mareogramas provienen de mareógrafos analógicos estándar de flotador operando en tubos de 12 pulgadas de diámetro con orificio de entrada de $\frac{3}{4}$ de pulgada. Los diámetros, tanto del tubo del mareógrafo como del orificio de entrada, fueron diseñados por el Servicio Geodésico de Estados Unidos para no atenuar dentro del tubo del mareógrafo las oscilaciones del nivel del mar con períodos mayores a 25 minutos (Cross, 1968). En los mareogramas se observa que el período entre la primera y la segunda ola es aproximadamente de 60 minutos en todos los casos. Este hecho nos asegura que las observaciones del tsunami no fueron atenuadas por la respuesta del tubo del mareógrafo. Los mareogramas se digitalizaron con resolución de 300 dpi (“dots per inch” o píxeles por pulgada). Los errores de digitalización son prácticamente nulos considerando que cada sección del mareograma se amplió lo suficiente para observar en pantalla la composición del trazo del mareograma en píxeles, lo que permitió seleccionar individualmente el píxel deseado. Sin embargo, existe incertidumbre en la obtención de los datos (tiempo versus nivel del mar) debido a que el grosor del trazo del mareograma en píxeles es variable. El grosor máximo corresponde a un intervalo de 1 minuto en el eje de tiempo y a 5 mm en la escala vertical. Además de esta incertidumbre, existe la incertidumbre propia de los instrumentos, misma que desconocemos. En el mejor de los casos, la incertidumbre del instrumento corresponde respectivamente a 1 minuto en el eje de tiempo y a 1 cm en la escala vertical (Ortiz, 2003; comunicación personal).

2.2 Condición inicial del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960

La condición inicial del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960 es un caso extremo debido a la longitud de ruptura y a la magnitud de la dislocación. Este sismo ha sido el evento sísmico de mayor magnitud registrado por sismógrafos alrededor del mundo. La magnitud del sismo calculada con el momento sísmico (M_0) y con la relación $M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10.7$ (Hanks and Kanamori, 1979), es $M_w = 9.5$. El mecanismo focal del sismo determinado mediante sismogramas indica una magnitud de dislocación de 24 metros en un plano de falla de $800 \times 200 \text{ km}^2$ que se extiende desde los 15 km hasta 50 km de profundidad, con echado de 10 a 20 grados en dirección E10°S (Kanamori and Cipar, 1974). Tanto el mecanismo focal del sismo como la localización aproximada del área de ruptura son consistentes con el mecanismo de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En la Figura 14 se ilustra la localización del plano de falla y la deformación vertical cosísmica de la corteza terrestre calculada con el modelo de Mansinha y Smylie (1971), empleando los parámetros de ruptura del sismo de Chile del 22 de mayo de 1960 indicados por Kanamori y Cipar (1974). El extremo oeste del plano de falla se hizo variar desde la costa hasta escasos 4 km de la Trinchera para hacer coincidir cualitativamente la deformación resultante con los reportes de levantamiento y hundimiento del terreno. La línea nodal de la deformación resultante que separa el levantamiento de la subsidencia se localizó aproximadamente alineada sobre la costa. La deformación del lecho marino es positiva (elevación) en su mayor parte y alcanza un máximo de 9.57 metros en la profundidad de 4235 metros. En contraste, la mayor parte de deformación negativa (subsidencia) se localiza tierra adentro.

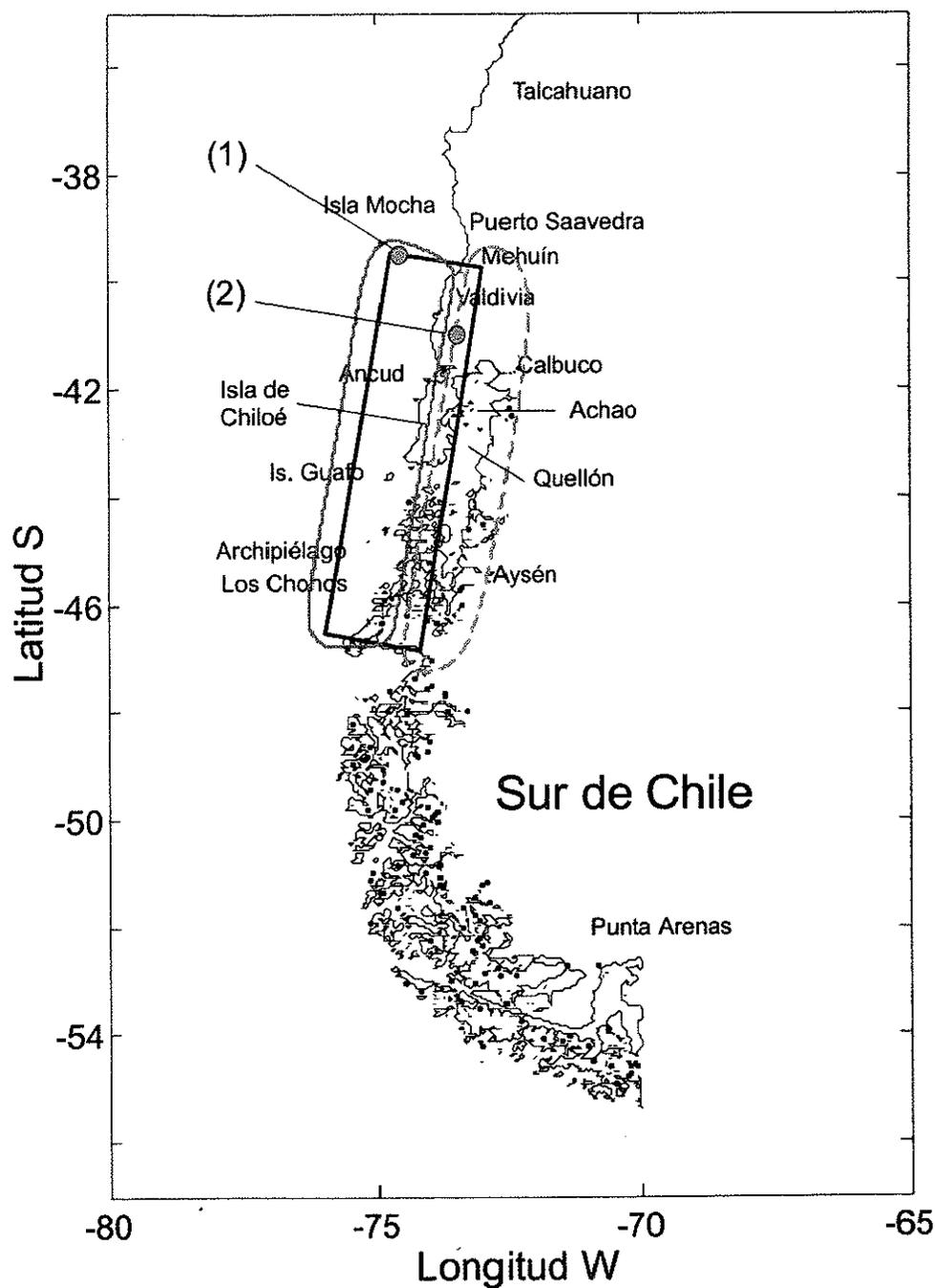


Figura 14. Localización del plano de falla del sismo de Chile del 22 de mayo de 1960; Área $800 \times 200 \text{ km}^2$, rumbo $N10^\circ E$, echado $10^\circ E$, profundidad 20 km, dislocación 24 m (falla inversa). Los contornos rojo y azul sobre el plano de falla indican la deformación vertical cosísmica de 5 y -3 metros respectivamente. Los círculos (1) y (2) indican la localización de los epicentros estimados por Iida *et al.* (1967) y Wigen (1977).

La deformación resultante es consistente cualitativamente con los reportes de subsidencia de terreno en Aysen (en el archipiélago Los Chonos) y en la costa este de la Isla de Chiloé, así como con los reportes de elevación de terreno en la Isla Guafo al suroeste de Chiloé y en la Isla Mocha al noroeste de Saavedra (Barros-González 1961). La posición del extremo norte del plano de falla se discute en la sección 2.4 en donde se comparan los resultados de la simulación numérica del tsunami con las observaciones.

2.3 Propagación del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960

Para simular la propagación del tsunami se emplearon las ecuaciones del modelo de Aguas Someras en coordenadas esféricas (ecs. 16,17 y 18) integradas en el esquema de diferencias finitas centrales en mallas anidadas (Goto *et al.*, 1997). El dominio exterior de integración (Figura 15) se discretizó en una malla con resolución espacial de 2 minutos (3706 metros). En la vecindad de los puertos en donde se cuenta con observaciones del tsunami se emplearon mallas anidadas con resolución espacial de 12 segundos (370.6 metros) interconectadas dinámicamente con la malla exterior. En las mallas anidadas se emplearon las ecuaciones alineales del modelo de Aguas Someras expresadas en coordenadas rectangulares (ecs. 10, 11 y 12). La batimetría del dominio de integración (malla exterior) se extrajo del banco de datos ETOPO-2 de Smith and Sandwell (1997), y la batimetría de las mallas interiores se extrajo de las cartas navegación de cada localidad. El paso de tiempo de integración numérica se fijó en 1 segundo en todas las mallas para asegurar que se cumpliera la condición de estabilidad de la solución numérica.

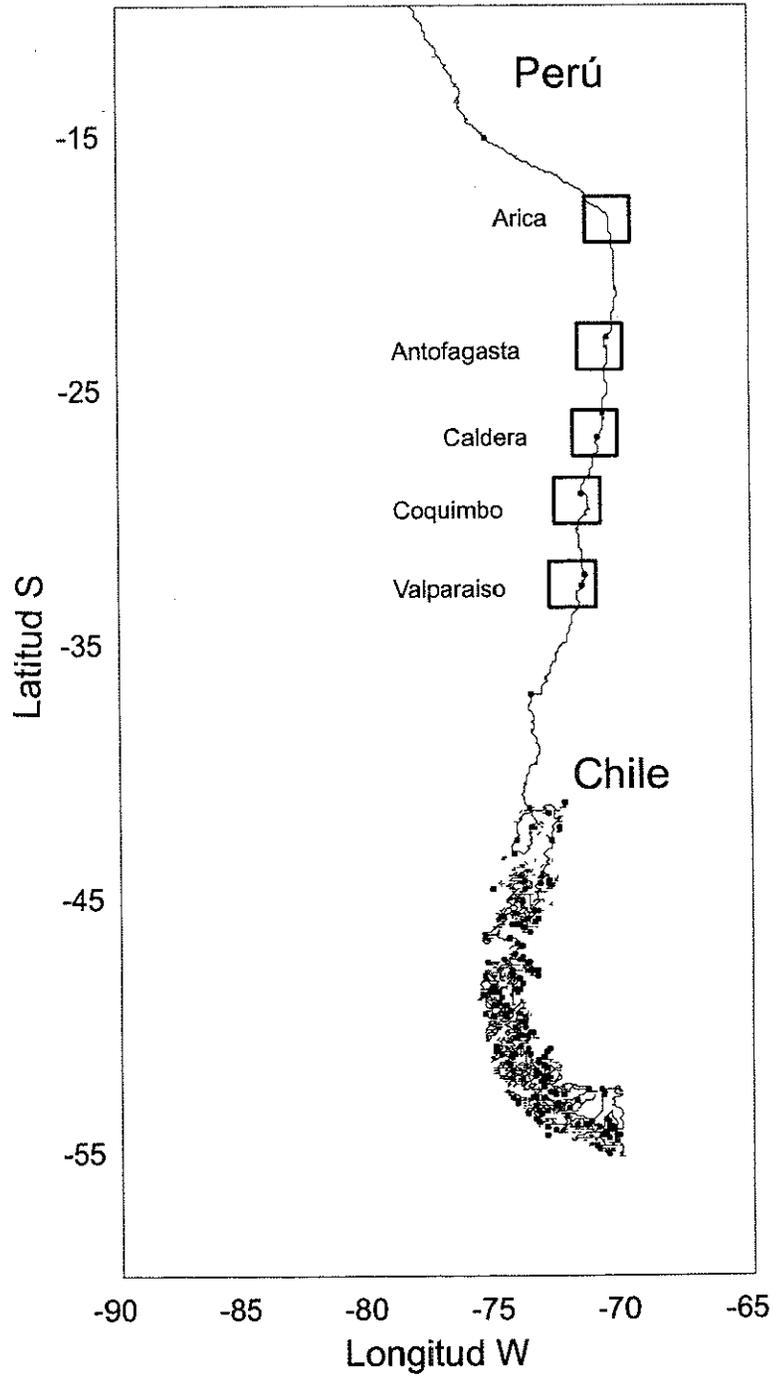


Figura 15. Dominio de integración numérica con resolución espacial de 2 minutos. Los rectángulos indican los dominios de integración en las mallas anidadas con resolución espacial de 12 segundos.

2.4 Comparación de resultados con observaciones

Al comparar los resultados de la simulación numérica o tsunamis sintéticos con las observaciones se encontraron diferencias de entre 10 y 14 minutos en el tiempo de llegada de los tsunamis sintéticos respecto al inicio del tsunami en las observaciones. Esta diferencia entre resultados y observaciones era de esperarse debido a que en la literatura no se menciona la posición exacta del plano de falla, por lo que éste se situó inicialmente centrado en el área más afectada por el tsunami. Subsecuentemente se hizo variar la posición del extremo norte del plano de falla (a prueba y error) hasta minimizar la diferencia de los tiempos de arribo entre resultados y observaciones. En Valparaíso y Caldera se observaron las mismas diferencias en los tiempos de arribo entre resultados y observaciones; ajustando el tiempo de arribo de los resultados a estas localidades, las diferencias en los tiempos de arribo entre los resultados y observaciones varía entre 4, 3 y 2 minutos en Arica, Antofagasta y Coquimbo, respectivamente. Estas diferencias de tiempo son importantes para establecer la incertidumbre en la localización del extremo norte del plano de falla. Por ejemplo, una diferencia de tiempo de ± 1 minuto en la fase del tsunami representa una incertidumbre de ± 10 km en la localización de la fuente (Ortiz *et al.*, 1998). En este caso particular en el que la longitud de ruptura se estima en 800 km, una incertidumbre de ± 40 km no es significativa. La posición definitiva del plano de falla en este estudio es la que se muestra en la Figura 14. El hecho de no contar con observaciones del tsunami cercanas hacia el sur del área de ruptura no permitió acotar la longitud del plano de falla, por lo que la posición del extremo sur de la ruptura quedó determinada implícitamente al considerar la longitud de 800 km indicada por Kanamori y Cipar (1974).

Los tsunamis sintéticos producto de la dislocación homogénea e instantánea de 24 metros sobre el plano de falla se muestran en las Figuras 16 a 21. En todos los casos la fase del tsunami es positiva tanto en los resultados como en las observaciones; el modelo reproduce la amplitud y el período de las primeras olas. Adicionalmente se obtuvo la baja frecuencia de las observaciones del tsunami y de los tsunamis sintéticos empleando un filtro Lanczos paso bajo para eliminar el 50% y 90% de la varianza de oscilaciones con períodos de 90 y 60 minutos, respectivamente. En la baja frecuencia de los resultados de Arica, Antofagasta, Caldera, Coquimbo y Valparaíso se observa que la amplitud de la primera oscilación sobrepasa a la amplitud de la baja frecuencia de las observaciones. Esta diferencia entre resultados y observaciones podría constituir una evidencia de la invalidez de la hipótesis de una dislocación instantánea y homogénea. Por ejemplo, al considerar una velocidad de ruptura de 3.5 km/s de norte a sur (tiempo de ruptura de 3.8 minutos en 800 km) se tendría que considerar un retraso en la fase del tsunami proveniente del sur de la ruptura, que consecuentemente modificaría la forma del tsunami en los resultados. Otro factor que podría modificar significativamente a los resultados sería el incluir asperezas o heterogeneidades en el modelo de dislocación.

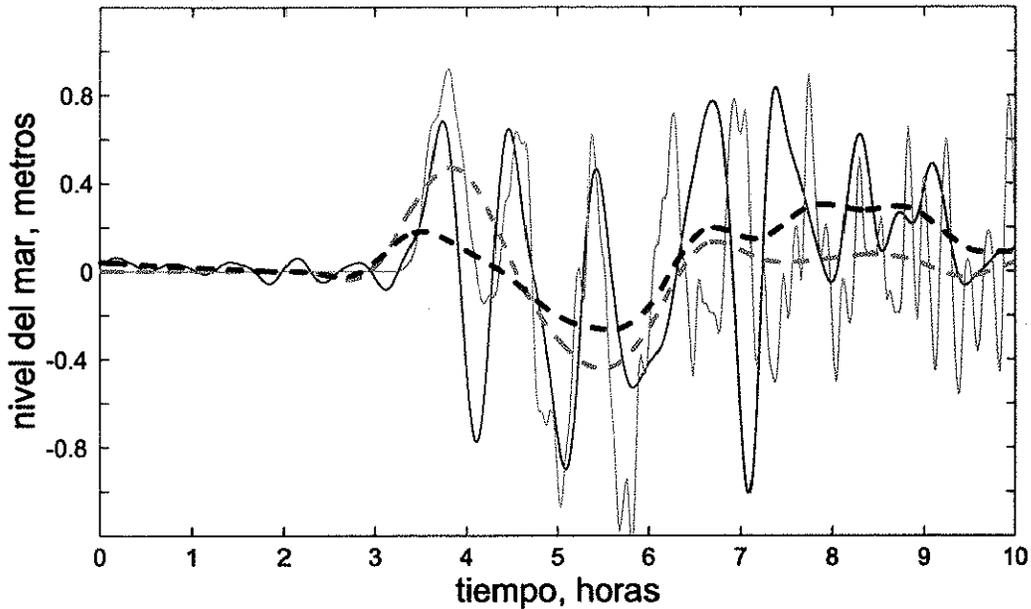


Figura 16. ARICA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente.

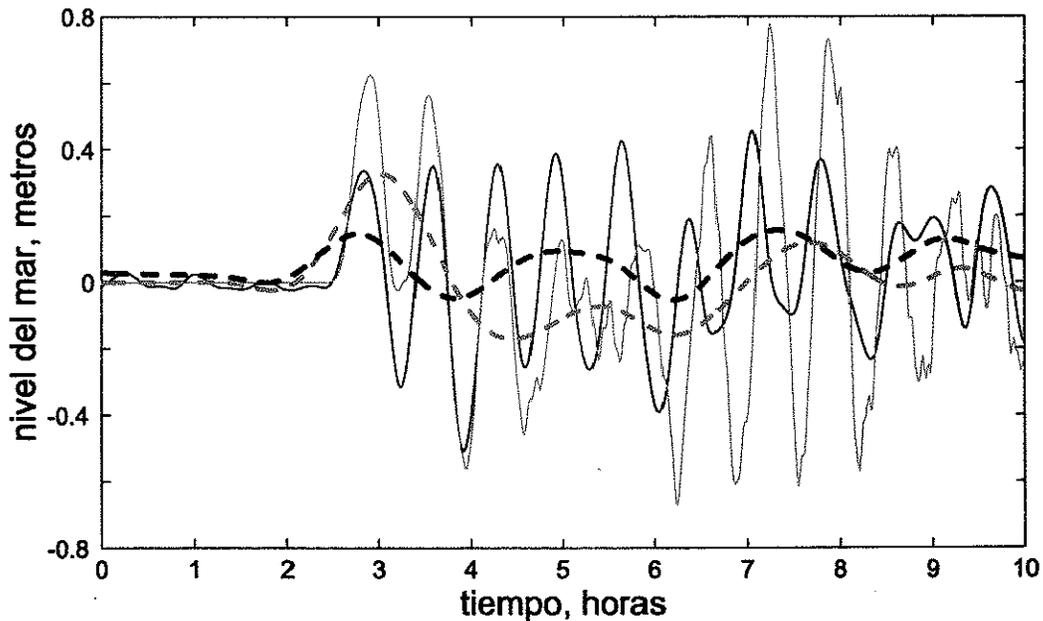


Figura 17. ANTOFAGASTA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente.

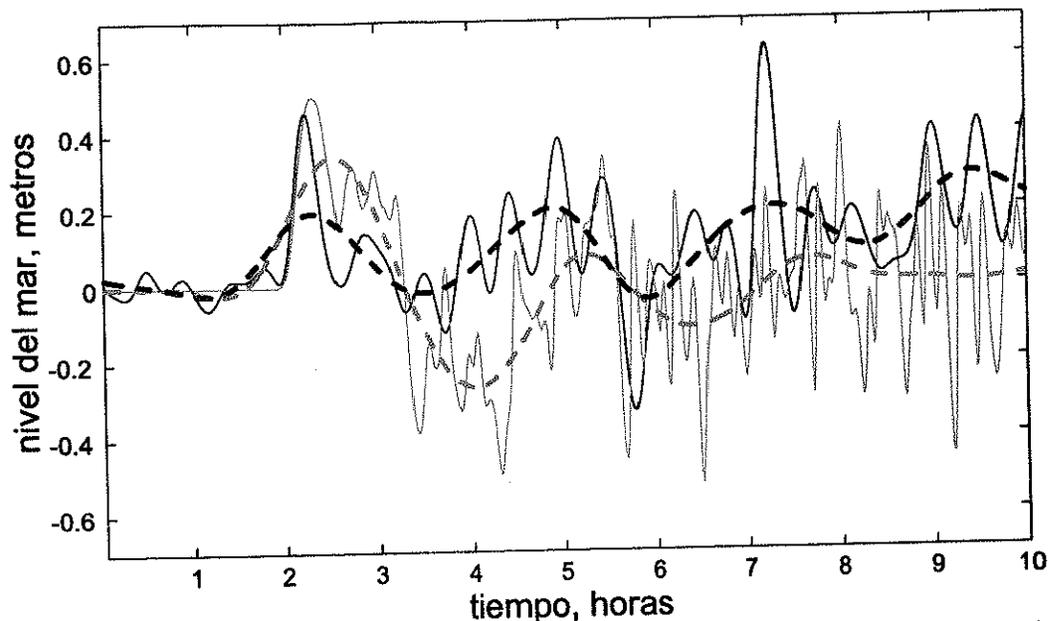


Figura 18. CALDERA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente.

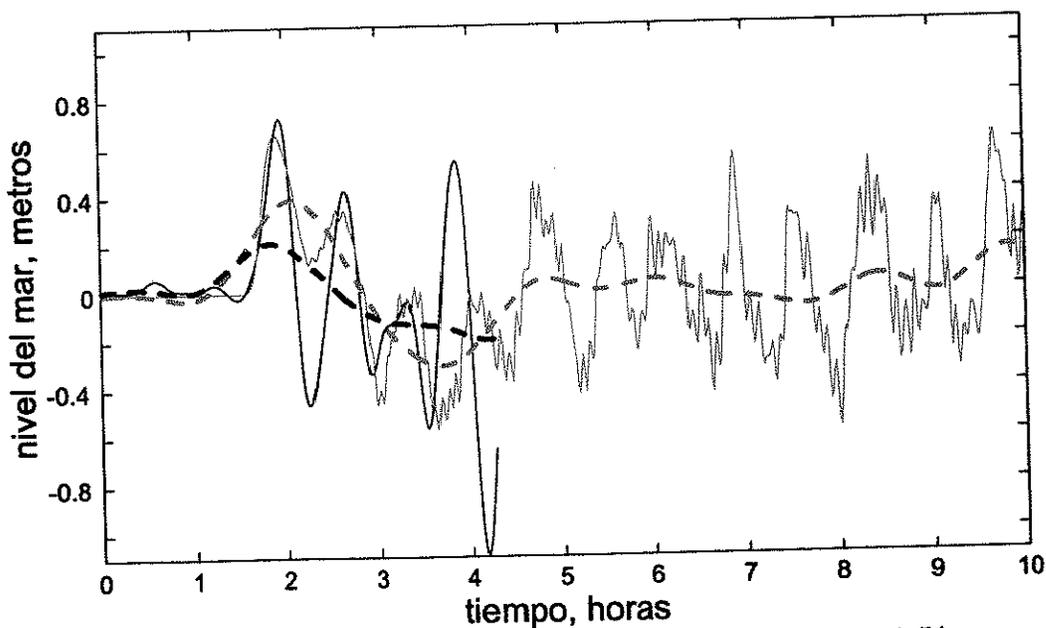


Figura 19. COQUIMBO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente.

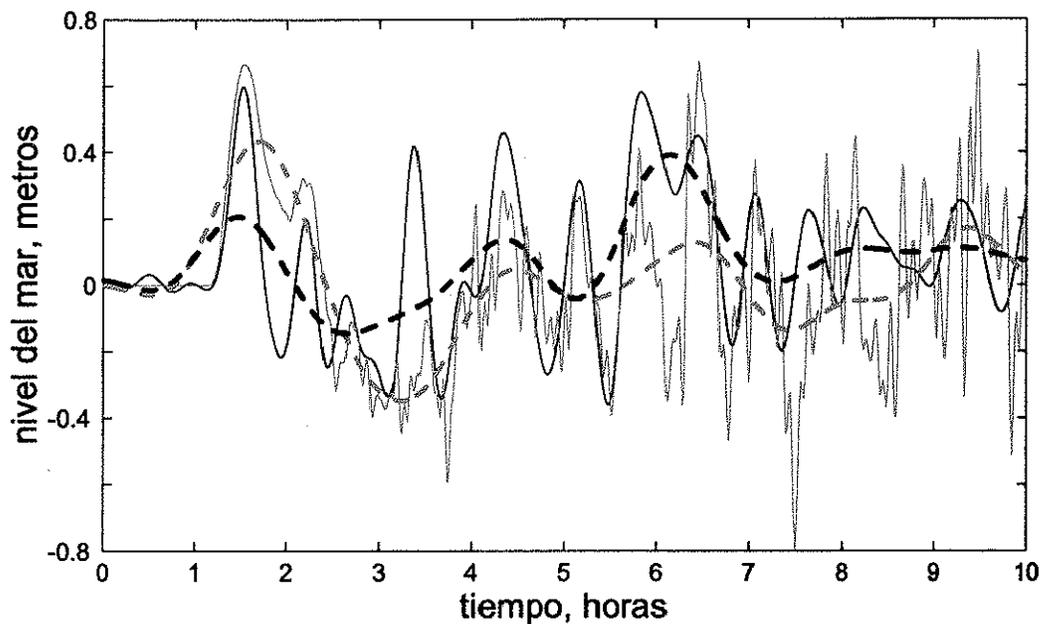


Figura 20. VALPARAÍSO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo. La línea a trazos negra y roja indican la baja frecuencia encontrada en las observaciones del tsunami y en el tsunami sintético respectivamente.

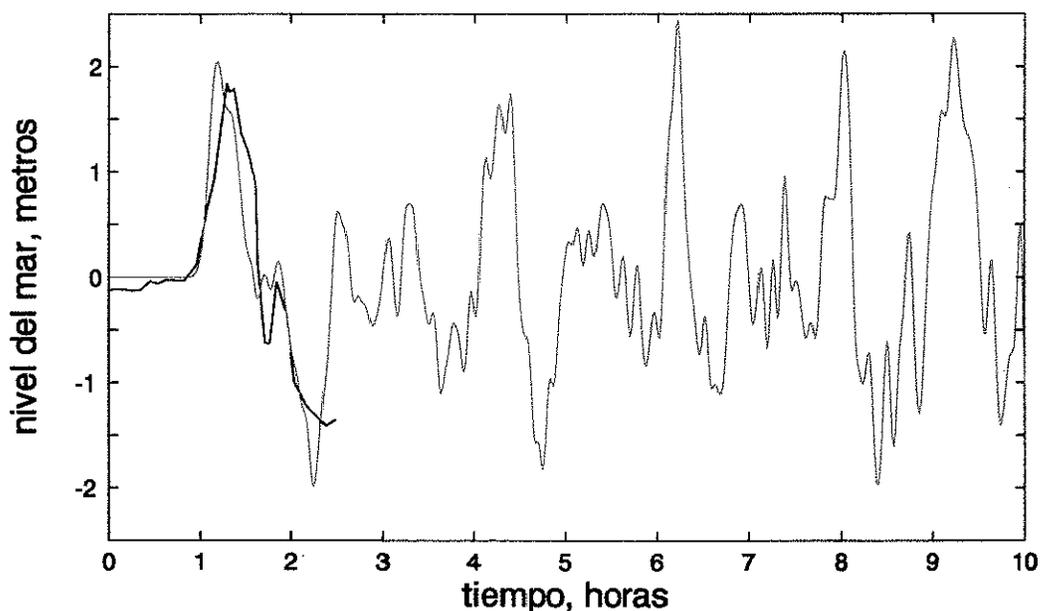


Figura 21. TALCAHUANO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) producto de una dislocación cosísmica de 24 m. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

A pesar de que la longitud de ruptura es extremadamente grande para considerar válida la hipótesis de una dislocación instantánea y homogénea, la comparación entre resultados y observaciones es alentadora desde el punto de vista de una predicción temprana de la altura del mega-tsunami en un posible caso de alerta. El modelo predice alturas de tsunami dentro del mismo orden de magnitud que el de las observaciones. En este caso, la diferencia máxima entre resultados y observaciones es de 30 cm en alturas de ola de 1 metro.

3 Método inverso para determinar la condición inicial del tsunami

En eventos sísmicos grandes ($M_w \approx 8$) que han ocurrido en zonas de subducción se ha encontrado que la magnitud de la dislocación no es homogénea en el área de ruptura (Ruff and Kanamori, 1983; Kikuchi and Fukao, 1987). Estos estudios han mostrado que la mayor parte de la dislocación ocurre en áreas específicas conocidas como asperezas del plano de falla. Se ha encontrado que la distribución de las asperezas es variable de una zona de subducción a otra, lo que sugiere que su origen y distribución está relacionado principalmente con estructuras geológicas (Lay and Kanamori, 1981; Beck and Ruff, 1989; Thatcher, 1990).

Los estudios recientes acerca de la heterogeneidad de la dislocación cosísmica se han efectuado mediante el análisis inverso de sismogramas de alta calidad provenientes de redes mundiales de observación. En el caso particular del sismo de Chile de 1960, su longitud de ruptura y dislocación promedio fueron calculadas con los datos de un solo sismógrafo instalado en Pasadena-California (Kanamori and Cipar, 1974) y no se han hecho estudios acerca de la heterogeneidad de su dislocación cosísmica. En general, no se han hecho estudios acerca de heterogeneidad de rupturas para todos los sismos anteriores a la década de los años 70s debido a la incipiente distribución de redes de observación sísmica. Sin embargo, hay algunos casos de sismos tsunamigénicos antiguos y recientes en los que se ha logrado determinar la magnitud de la dislocación en diferentes segmentos del plano de falla mediante el análisis inverso de observaciones del tsunami en mareogramas (Satake, 1987; Ortiz and Bilham, 2003). En este estudio, la disponibilidad del conjunto de

observaciones del tsunami de Chile de 1960 en los mareogramas de la costa chilena nos han permitido, además de la posibilidad de investigar la heterogeneidad de la ruptura, investigar la posibilidad de emplear el método inverso con observaciones de tsunami para determinar con prontitud la condición inicial del tsunami y así minimizar la incertidumbre en la evaluación de una alerta regional de tsunami.

3.1 Ecuación observacional, funciones generadoras y funciones de Green

El método inverso para estimar la heterogeneidad de la ruptura sísmica requiere de observaciones costeras del tsunami en estaciones mareográficas ubicadas en la vecindad de la región de generación, así como de las funciones de Green o tsunamis sintéticos en esas mismas estaciones. Para generar las funciones de Green es necesario dividir el plano de falla en varios segmentos y simular numéricamente la propagación de tsunamis generados por una función impulso desde cada uno de estos segmentos. En este caso, la deformación vertical instantánea de la superficie del mar correspondiente a cada uno de los segmentos del plano de falla constituye la función impulso o función generadora de las funciones de Green.

Este método inverso está planteado para calcular la magnitud de la dislocación correspondiente a cada uno de los segmentos del plano de falla, minimizando las diferencias entre las funciones de Green y la observaciones del tsunami (Satake, 1987):

$$G_{ij}(t)x_j=b_i(t). \quad (33)$$

En la ecuación observacional (33), $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j ; x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j necesaria para reproducir la condición inicial del tsunami; $b_i(t)$ corresponde al tsunami observado en la localidad i . La representación esquemática de la ecuación observacional se ilustra en la Figura 22. Note que la ecuación observacional incluye simultáneamente las observaciones del tsunami en todas las localidades i . Sin embargo, con la finalidad de investigar la consistencia de las dislocaciones resultantes, la inversión se puede efectuar empleando por separado las observaciones de cada una de las localidades i .

$$\begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 \text{Función de Green} \\
 \text{en la localidad 1} \\
 \left\{ \begin{array}{ccc}
 G_{11}(t_1) & G_{12}(t_1) & \dots & G_{1j}(t_1) \\
 G_{11}(t_2) & G_{12}(t_2) & \dots & G_{1j}(t_2) \\
 \vdots & \vdots & & \vdots
 \end{array} \right\} \\
 \text{Función de Green} \\
 \text{en la localidad 2} \\
 \left\{ \begin{array}{ccc}
 G_{21}(t_1) & G_{22}(t_1) & \dots & G_{2j}(t_1) \\
 G_{21}(t_2) & G_{22}(t_2) & \dots & G_{2j}(t_2) \\
 \vdots & \vdots & & \vdots
 \end{array} \right\} \\
 \vdots \\
 \text{Función de Green} \\
 \text{en la localidad } i \\
 \left\{ \begin{array}{ccc}
 G_{i1}(t_1) & G_{i2}(t_1) & \dots & G_{ij}(t_1) \\
 G_{i1}(t_2) & G_{i2}(t_2) & \dots & G_{ij}(t_2) \\
 \vdots & \vdots & & \vdots
 \end{array} \right\}
 \end{array} \right]
 \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 x_1 \\
 x_2 \\
 \vdots \\
 x_j
 \end{array} \right]
 \begin{array}{c}
 \text{Magnitud de dislocación} \\
 \text{del segmento 1} \\
 \text{Magnitud de dislocación} \\
 \text{del segmento 2} \\
 \dots \\
 \text{Magnitud de dislocación} \\
 \text{del segmento } j
 \end{array}
 \end{array}
 \quad \equiv \quad
 \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 \text{Observaciones} \\
 \text{en la localidad 1} \\
 \left\{ \begin{array}{c}
 b_1(t_1) \\
 b_1(t_2) \\
 \vdots
 \end{array} \right\} \\
 \text{Observaciones} \\
 \text{en la localidad 2} \\
 \left\{ \begin{array}{c}
 b_2(t_1) \\
 b_2(t_2) \\
 \vdots
 \end{array} \right\} \\
 \vdots \\
 \text{Observaciones} \\
 \text{en la localidad } i \\
 \left\{ \begin{array}{c}
 b_i(t_1) \\
 b_i(t_2) \\
 \vdots
 \end{array} \right\}
 \end{array} \right]
 \end{array}
 \end{array}$$

Figura 22. Representación matricial de la ecuación observacional. $G_{ij}(t)$ representa a la función de Green en la localidad i generada por la función impulso en el segmento j ; x_j es la magnitud de la dislocación del plano de falla en el segmento j necesaria para reproducir la condición inicial del tsunami; $b_i(t)$ corresponde al tsunami observado en la localidad i .

3.2 Inversión del tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960

El plano de falla de $800 \times 200 \text{ km}^2$, indicado en la Figura 14 se subdividió en 4 segmentos numerados de norte a sur como se indica en la Figura 23. Cada uno de los segmentos, de $200 \times 200 \text{ km}^2$, conserva el mismo rumbo, echado y profundidad que el plano de falla indicado en la Figura 14. En cada uno de los segmentos se prescribió una dislocación inicial de 8 metros en el modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). Los tsunamis generados por cada una de las dislocaciones se propagaron numéricamente para obtener el conjunto de funciones de Green o tsunamis sintéticos en los puertos de Arica, Antofagasta, Caldera, Coquimbo y Valparaíso. El tiempo de ruptura en cada una de las dislocaciones se consideró instantáneo, sin embargo, con la finalidad de simular aproximadamente una velocidad de ruptura de 3.5 km/s , se prescribió un retraso de 1 minuto entre las dislocaciones sucesivas de norte a sur. La dislocación resultante para cada uno de los segmentos (Tabla III) se obtuvo empleando la ecuación observacional (33), en donde se incluyeron simultáneamente las observaciones del tsunami en todos los puertos mencionados. El momento sísmico para cada uno de los segmentos (Tabla III) se obtuvo empleando la relación: $M_0 = \mu AD$, donde $\mu = 7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ es el modulo de rigidez empleado por Kanamori y Cipar (1974); A representa el área de ruptura y D representa la magnitud de la dislocación.

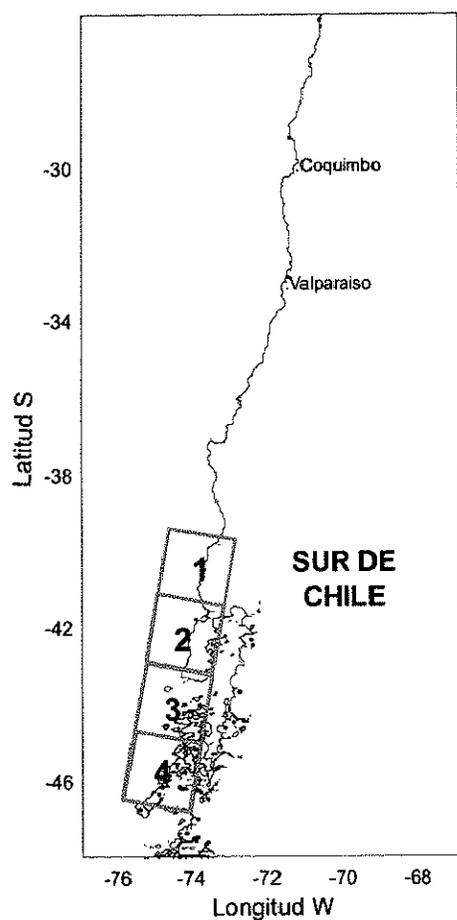


Figura 23. División del plano de falla en 4 segmentos de $200 \times 200 \text{ km}^2$.

Tabla III. Magnitud de la dislocación cosísmica calculada con el método inverso. El momento sísmico correspondiente se calculó en función de la magnitud de la dislocación resultante de cada segmento.

| Segmento | Magnitud de la dislocación (metros) | Momento sísmico ¹ ($N \cdot m \times 10^{24}$) |
|----------|-------------------------------------|--|
| 1 | 19 | 5.32 |
| 2 | 6 | 1.68 |
| 3 | 3.5 | 0.98 |
| 4 | 17.6 | 4.93 |

Los resultados de la inversión difieren significativamente de la dislocación homogénea de 24 metros estimada por Kanamori y Cipar, 1974. El momento sísmico total, calculado con los resultados de la inversión, representa únicamente el 48 % del momento sísmico indicado por Kanamori y Cipar, 1974 ($M_0 = 2.7 \times 10^{25} \text{ N} \cdot \text{m}$). Para igualar ambos momentos sísmicos, conservando las magnitudes de dislocación de la Tabla III, sería necesario considerar un modulo de rigidez mayor a $9 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$. Kanamori y Cipar (1974) tuvieron que emplear un modulo de rigidez de $7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ para restringir la dislocación a 24 metros, de otra manera, empleando valores comúnmente reportados que varían entre 2 y $5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ (Heinrich, *et al.*, 1998; Ortiz *et al.*, 2000b, entre otros), la dislocación resultaría extremadamente grande, entre 84 y 33 metros respectivamente.

3.3 Comparación de resultados con observaciones

A juzgar por la comparación de las observaciones del tsunami con los tsunamis sintéticos (Figuras 24 a 29), el modelo de dislocación heterogénea indicado en la Tabla III podría considerarse más adecuado que el modelo de dislocación homogénea de 24 m. En general, el modelo heterogéneo reproduce más adecuadamente tanto el nivel medio como la amplitud de las primeras oscilaciones. Una manera de diferenciar cuantitativamente ambos modelos es comparando el error cuadrático medio entre los resultados y las observaciones del tsunami. En la Tabla IV se muestra el error cuadrático medio para ambos modelos en cada una de las diferentes localidades. En el modelo heterogéneo el error cuadrático medio en las diferentes localidades es menor en un 50% en comparación con el error que resulta del modelo homogéneo. El error cuadrático medio se calculó únicamente considerando las

tres primeras oscilaciones del tsunami en cada localidad (aproximadamente tres períodos). Los datos de estas tres primeras oscilaciones, a intervalos de tiempo de 1 minuto, son los que se consideraron en la inversión. El objetivo de considerar las tres primeras oscilaciones en el análisis inverso es el de incluir al menos un período completo del tsunami sintético generado por el segmento más alejado. De hecho, las oscilaciones que se observan en los mareogramas corresponden tanto a las oscilaciones propias del tsunami como a la interacción de éstas con la batimetría local. Conforme se incluyen oscilaciones subsecuentes en la inversión, se corre el riesgo de propagar los errores en la representación de la batimetría local hacia los resultados de la inversión. El mareograma de Talcahuano no se empleó en la inversión porque el tiempo de observación es insuficiente para invertir los tsunamis sintéticos generados en los tres últimos segmentos.

Tabla IV. Error cuadrático medio entre las observaciones del tsunami en cada puerto y los tsunamis sintéticos correspondientes. El error cuadrático medio se calculó únicamente con las tres primeras oscilaciones del tsunami.

| | Error cuadrático medio (centímetros) | | | | |
|-----------------------------------|--------------------------------------|-------------|---------|----------|------------|
| | Arica | Antofagasta | Caldera | Coquimbo | Valparaíso |
| Modelo de dislocación heterogénea | 17 | 5 | 6 | 12 | 7 |
| Modelo de dislocación homogénea | 23 | 11 | 11 | 18 | 19 |

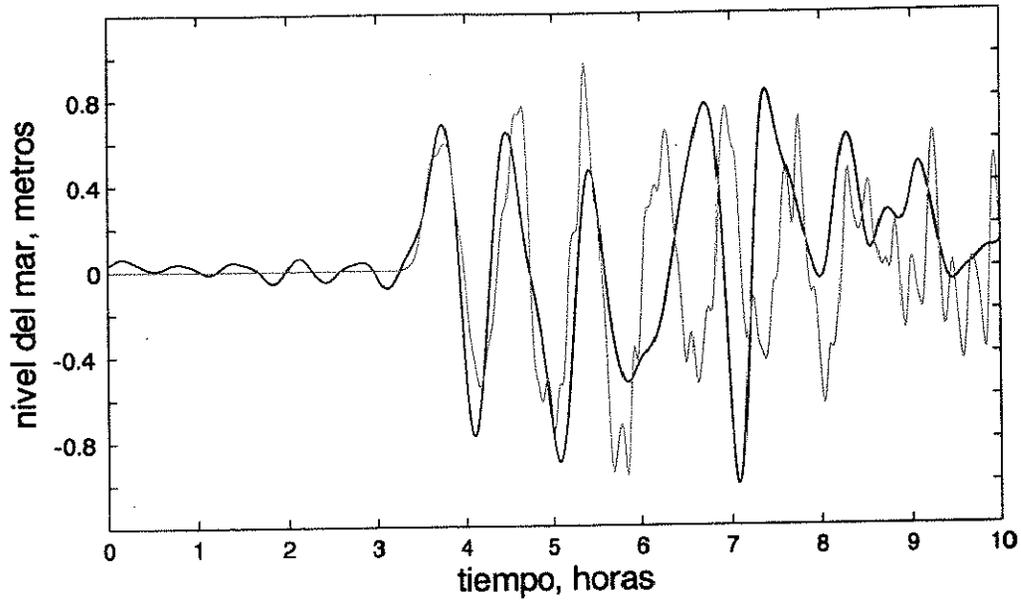


Figura 24. ARICA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

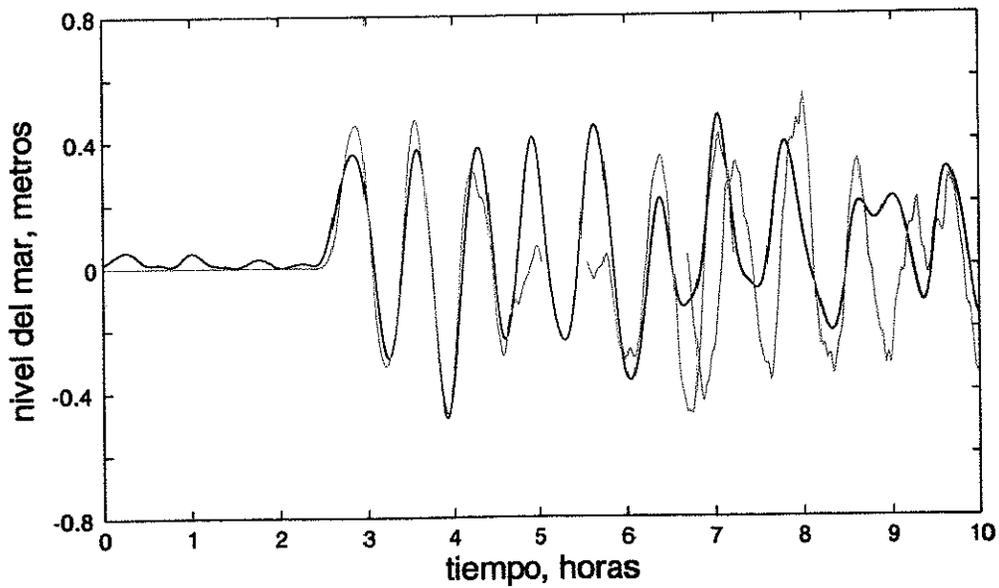


Figura 25. ANTOFAGASTA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

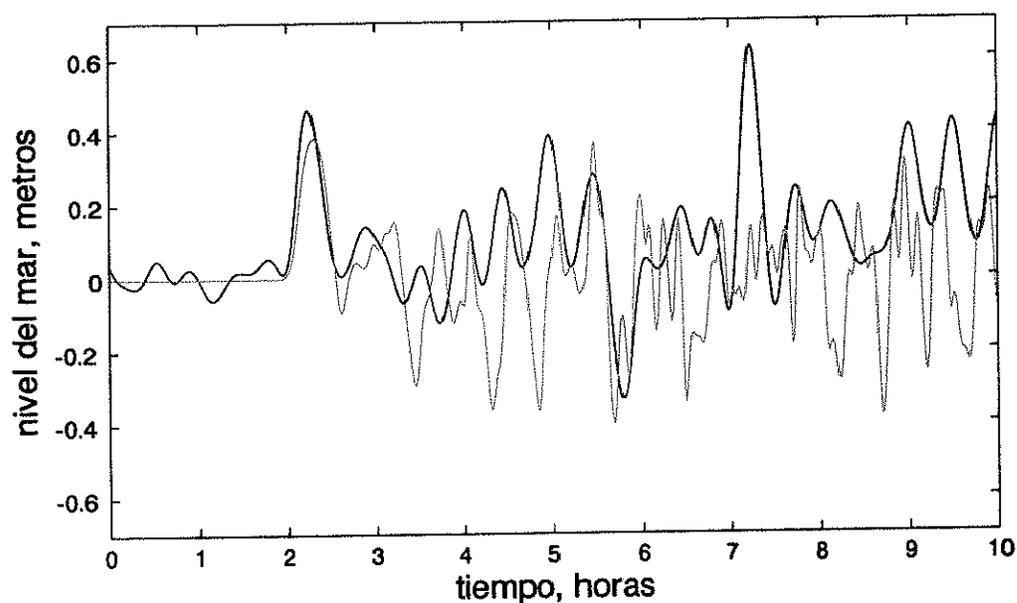


Figura 26. CALDERA: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

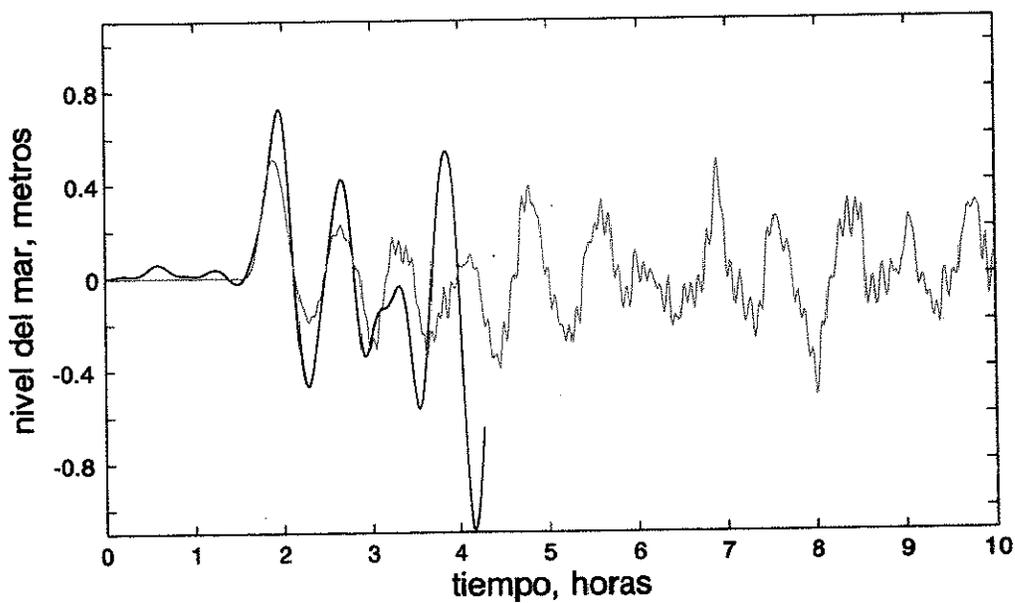


Figura 27. COQUIMBO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

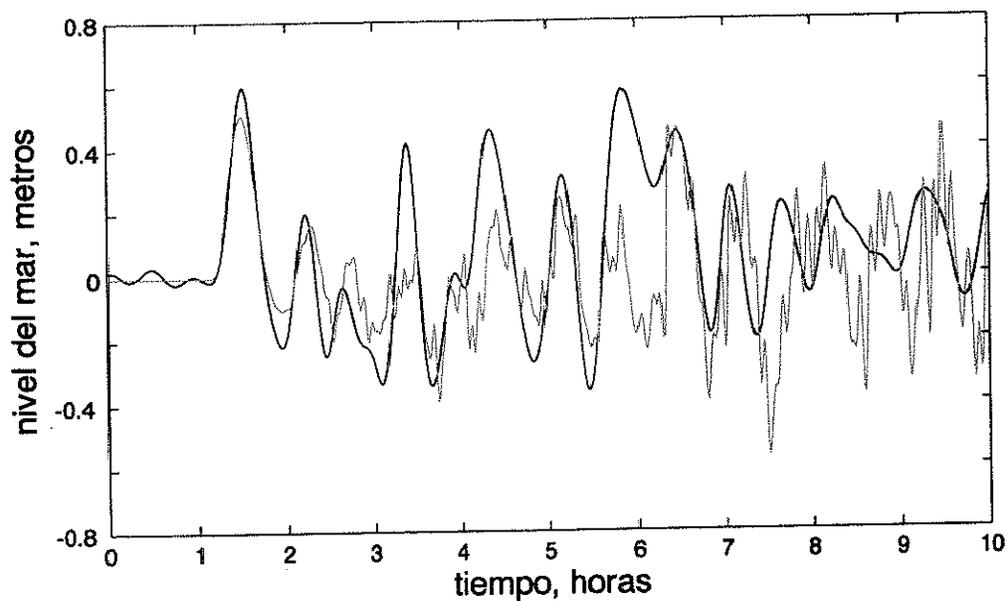


Figura 28. VALPARAISO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

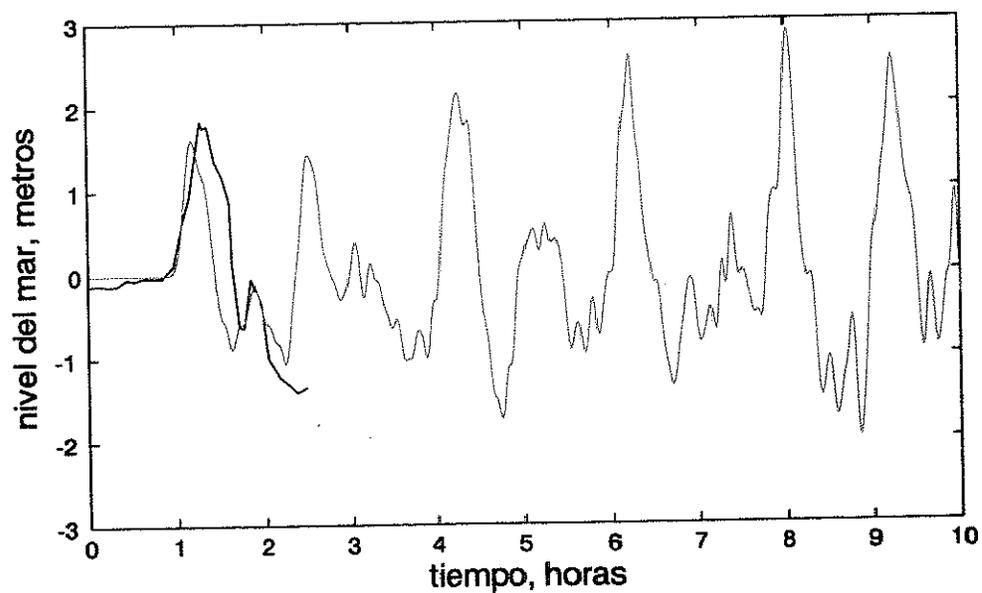


Figura 29. TALCAHUANO: Comparación de las observaciones del tsunami (línea negra) con el tsunami sintético (línea roja) calculado con la dislocación heterogénea indicada en la Tabla 3. El origen del eje de tiempo corresponde al tiempo de origen del sismo.

3.4 Incertidumbre en los resultados

Las observaciones de cada una de las 5 localidades se invirtieron en forma independiente, una a la vez, con la finalidad de investigar la consistencia en la estimación de la magnitud de la dislocación de cada segmento. Las dislocaciones resultantes se muestran en la Tabla V. A pesar de las diferencias que se observan en la magnitud de la dislocación para un mismo segmento, los resultados son favorables en el sentido de que diferentes localidades producen patrones de dislocación similares a las dislocaciones resultantes indicadas en la Tabla III, en donde se incluyeron simultáneamente en la inversión las observaciones del tsunami en todos los puertos. Este hecho fortalece la consistencia del patrón de dislocación; la magnitud de la dislocación en los extremos de la ruptura triplica a la magnitud resultante en los segmentos 2 y 3.

Tabla V. Dislocación resultante para cada uno de los segmentos del plano de falla al invertir individualmente las observaciones de cada una de las localidades que se indican.

| segmento | Magnitud de Dislocación (metros) | | | | |
|----------|----------------------------------|-------------|---------|----------|------------|
| | Arica | Antofagasta | Caldera | Coquimbo | Valparaíso |
| 1 | 15.9 | 18.1 | 20.6 | 25.4 | 21.5 |
| 2 | 4.2 | 7.9 | 7.0 | 5.3 | 3.3 |
| 3 | 3.3 | 0.7 | 11.4 | 6.1 | 3.4 |
| 4 | 22.9 | 14.3 | 7.9 | 23.8 | 11.1 |

La variabilidad que se observa en la magnitud de la dislocación resultante para cada segmento es un indicador de la incertidumbre en la estimación de las dislocaciones. En la Tabla VI se muestra la dislocación promedio por segmento y su desviación estándar

correspondiente. La desviación estándar relativa a la dislocación promedio representa una incertidumbre del 18% y 33% para la dislocación estimada en los segmentos 1 y 2 respectivamente; 82% y 44% para los segmentos 3 y 4. El hecho de que exista mayor incertidumbre en los segmentos más alejados de las observaciones puede atribuirse a una deficiente representación de la batimetría costera en el modelo de propagación del tsunami. Cabe mencionar que los frentes de onda provenientes de los segmentos más alejados se ven más afectados por la superposición de las oscilaciones del tsunami que previamente han interactuado con la batimetría local, por lo que la inversión para estos segmentos es más susceptible a los errores en la representación de la batimetría.

Tabla VI. Dislocación promedio por segmento y desviación estándar del promedio a partir de las dislocaciones indicadas en la Tabla V.

| segmento | dislocación promedio (metros) | desv. estándar del promedio (metros) | Desv. estándar relativa al promedio (%) |
|----------|-------------------------------|--------------------------------------|---|
| 1 | 20.3 | 3.6 | 18 |
| 2 | 5.5 | 1.9 | 35 |
| 3 | 5 | 4.1 | 82 |
| 4 | 16 | 7.1 | 44 |

Los resultados del análisis inverso para este caso extremo de mega-tsunami son muy relevantes en el sentido de que a pesar del nivel de incertidumbre en la estimación de la dislocación del plano de falla en los segmentos 2, 3 y 4, es suficiente una buena estimación de la dislocación en los primeros 200 km al norte de la ruptura (segmento 1) para predecir adecuadamente alturas de tsunami a distancias de cientos de kilómetros a lo largo de la costa al norte de la ruptura. La energía del tsunami generado en los segmentos

más al sur tiene menor efecto en la costa norte debido a que el tsunami se propaga más rápidamente en dirección perpendicular a la costa que a lo largo de ésta. En contraste, este mismo nivel de incertidumbre en los segmentos 2, 3 y 4, no es aceptable en caso de predecir alturas de tsunami en dirección perpendicular a la costa. Por ejemplo, en la Figura 30 se muestra el frente de onda del tsunami en mar abierto a 800 km frente al área de ruptura. La altura del frente de onda del tsunami varía de 2 a 4.8 m al emplear respectivamente el modelo de dislocación heterogénea indicado en la Tabla III y el modelo de dislocación homogénea de 24 m; mientras que a una distancia similar, a lo largo de la costa, la altura del tsunami varía de 0.5 a 0.65 m al emplear respectivamente el modelo de dislocación heterogénea y el modelo de dislocación homogénea de 24 m. Estos resultados podrían explicar la diferencia en la estimación del momento sísmico entre ambos modelos de dislocación, dando mayor peso al momento sísmico estimado por Kanamori y Cipar 1974, debido a que el análisis inverso se hizo con observaciones a lo largo de la costa. Es evidente que para minimizar la incertidumbre en la estimación de la dislocación en planos de falla cuya longitud sea mayor a 400 km, es indispensable contar con observaciones costeras del tsunami a ambos lados de la ruptura y de preferencia en mar abierto en dirección perpendicular al rumbo de la falla.

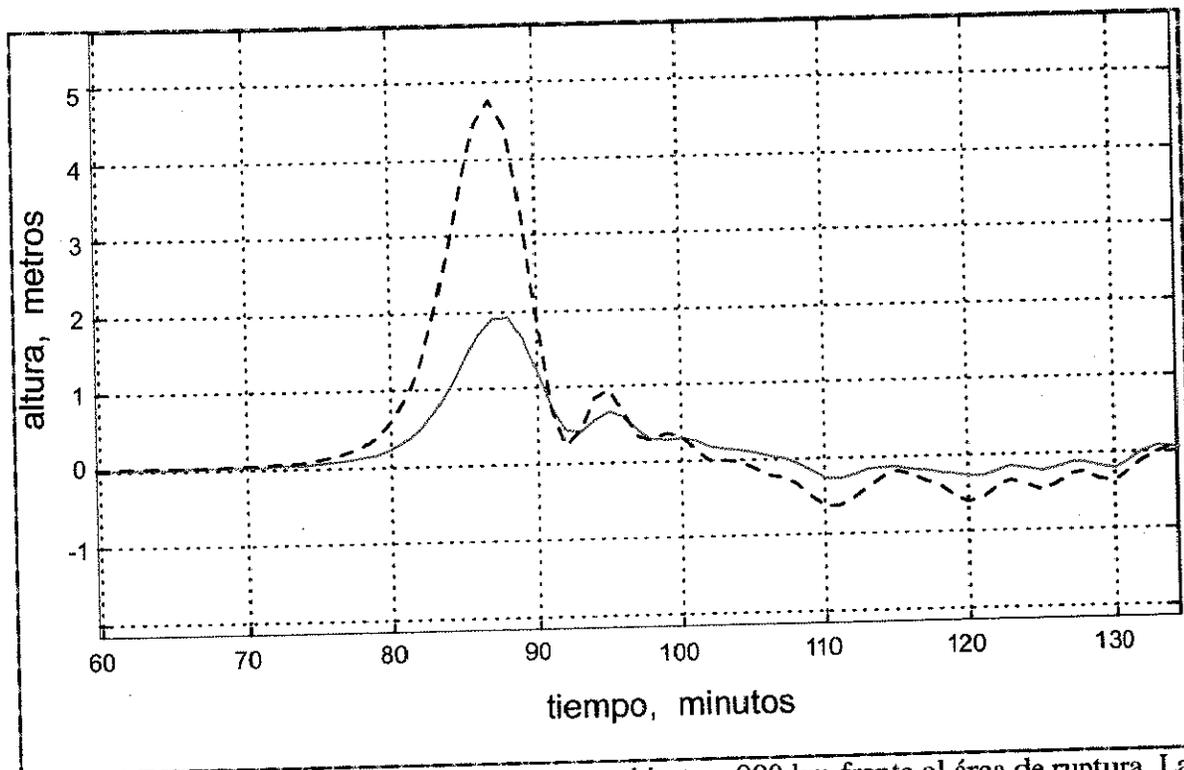


Figura 30. Frente de onda del tsunami en mar abierto a 800 km frente al área de ruptura. La altura del frente de onda del tsunami varía de 2 a 4.8 m al emplear respectivamente el modelo de dislocación heterogénea (línea roja) indicado en la Tabla 3 y el modelo de dislocación homogénea de 24 m (línea a trazos).

En resumen, es fundamental estimar la dislocación en los primeros 200 km en los extremos de la ruptura para predecir adecuadamente las alturas del tsunami a lo largo de cientos de kilómetros de la costa. La energía del tsunami generado en la parte central de la ruptura tiene menor efecto en las costas aledañas debido a que el tsunami se propaga más rápidamente en dirección perpendicular a la costa que a lo largo de ésta. Este mecanismo de propagación de mega-tsunamis hace factible diseñar una metodología para establecer un sistema regional de alerta de tsunamis apoyado en observaciones tempranas del tsunami a lo largo de la costa; sería suficiente contar con observaciones a ambos lados de la ruptura para estimar en primer lugar la longitud de la ruptura en función del tiempo de propagación

del frente de onda. En caso de que la longitud estimada de la ruptura excediera de 400 km, la dislocación de los primeros 200 km en cada uno de los extremos del plano de falla se podría calcular invirtiendo por separado con las observaciones del tsunami en las localidades más cercanas a estos extremos, prescribiendo inicialmente una dislocación en la parte central de la ruptura igual a la mayor de las dislocaciones encontradas en los extremos.

4 Sistema regional de alerta de tsunamis

La metodología desarrollada en esta tesis para evaluar la alerta de tsunamis regionales está orientada principalmente a mega-tsunamis de origen sismo-tectónico que ocurran en las zonas de subducción del Océano Pacífico Oriental. Esta metodología consiste en estimar en el menor tiempo posible la altura y el tiempo de arribo del tsunami para alguna localidad particular mediante la superposición lineal de un conjunto de funciones de Green o tsunamis sintéticos que han sido generados previamente en el área de ruptura. El éxito en la estimación de la altura y el tiempo de arribo del tsunami depende de la certidumbre en la localización del área de ruptura (área origen del sismo) y de observaciones tempranas de la altura del tsunami en la vecindad (a decenas de kilómetros) del área de ruptura.

4.1 Universo de funciones de Green para representar tsunamis grandes y mega tsunamis

La experiencia de la inversión del mega-tsunami de Chile de 1960 ha revelado que la subdivisión del plano de falla en segmentos de $200 \times 200 \text{ km}^2$ es adecuada para estimar la condición inicial de este mega-tsunami mediante la superposición lineal de los tsunamis individuales generados por cada uno de estos segmentos. La generalización de esta relación de aspecto entre la longitud y el ancho de cada segmento para representar planos de falla a lo largo de las zonas de subducción del Pacífico Oriental posiblemente no sea la más adecuada cuando se consideran longitudes de ruptura de 200 a 400 km. En contraste, para

longitudes de ruptura de 500 a 1000 km, un ancho de 200 km podría considerarse adecuado (Synolakis, *et al.*, 1997).

Al representar longitudes de ruptura mayores de 500 km con segmentos de $200 \times 200 \text{ km}^2$ se corre el riesgo de sobrestimar o subestimar en $\pm 100 \text{ km}$ la longitud total de la ruptura. Con el objetivo de disminuir esta incertidumbre, la longitud de los segmentos (el lado que está orientado paralelo a la zona de subducción) se subdividió en dos partes iguales, por lo que finalmente cada segmento prototipo quedó representado por un plano de 100 km de “largo” por 200 km de ancho.

El echado y la profundidad de los segmentos prototipo se prescribió en 15 grados y 20 km respectivamente, considerado que los sismos con mayor potencial tsunamigénico son los que ocurren a poca profundidad (10 a 40 km) a escasos kilómetros de la trinchera con echados de entre 10 y 20 grados. Ejemplo de algunos de estos sismos son los ocurridos en: Nicaragua, el 2 de septiembre de 1992, con echado de 16° en la profundidad de 10 km (Ide, *et al.*, 1993); Antofagasta-Chile, el 30 de julio de 1995 (19° , 36 km; Guibourg *et al.*, 1997); Jalisco-Colima, el 9 de octubre de 1995 (16° , 10 km; Bandy *et al.*, 1999); Perú, el 21 de febrero de 1996 (14° , 10 km; Ihmlé *et al.*, 1998). El único ejemplo documentado en la costa del Pacífico Oriental para longitudes de ruptura extremadamente grandes ($> 500 \text{ km}$) es el sismo de Chile del 22 de mayo de 1960, con echado de 10° en la profundidad de 15 km (Kanamori and Cipar, 1974).

Las diferencias en la condición inicial del tsunami al considerar ángulos entre 10 y 20 grados en el echado del plano de falla se pueden apreciar en la Figura 31, en donde se

muestran los perfiles de deformación vertical cosísmica para un plano de falla de 100×200 km^2 en la profundidad de 20 km, con una dislocación extrema de 20 m. Las alturas máximas de la deformación resultante son 8, 8.75 y 9.5 metros para los echados de 10, 15 y 20 grados respectivamente, por lo que al considerar un echado prototipo de 15 grados la incertidumbre en la estimación de la deformación sería de ± 75 cm. Esta incertidumbre podría ser significativa cuando el tsunami se propaga perpendicular al rumbo de la ruptura. Sin embargo, no es significativa cuando el tsunami se propaga lo largo de la costa. Una incertidumbre similar se obtiene al variar la profundidad del plano de falla de 20 a 40 km.

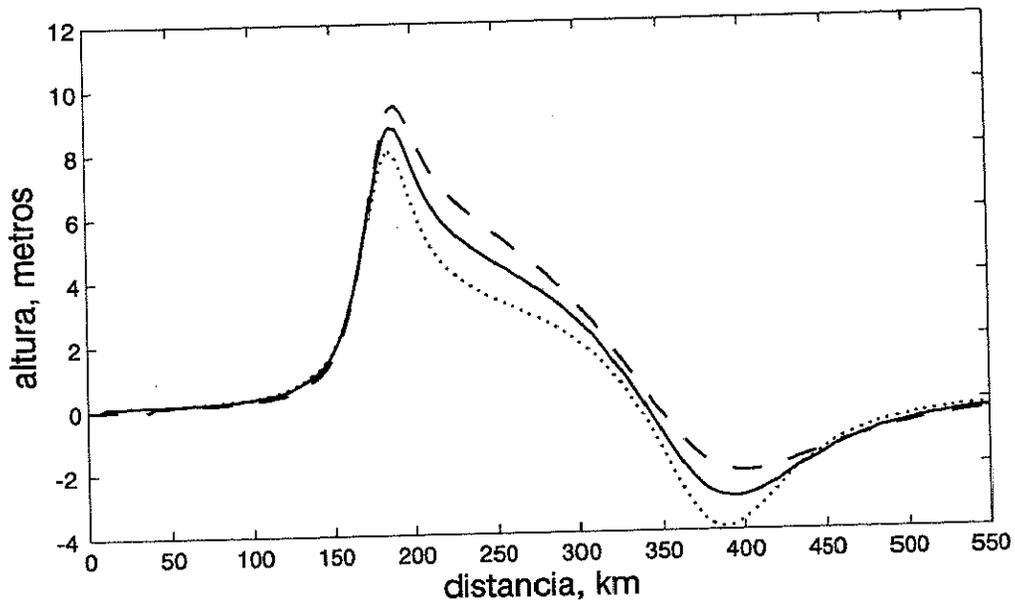


Figura 31. Deformación vertical cosísmica producto de una dislocación de 20 metros en una falla inversa de 100×200 km^2 en la profundidad de 20 km con echado de: 10° (línea punteada), 15° (línea continua) y 20° (línea a trazos).

Los segmentos prototipo (S_j) se posicionaron consecutivamente a lo largo y paralelos a la zona de subducción de la costa del Pacífico Oriental a escasos kilómetros de la trinchera. El subíndice j indica el número asignado a cada segmento. La localización de

los segmentos se ilustra en las Figuras 32 y 33. En cada uno de los segmentos se prescribió una dislocación instantánea en el plano de falla para generar tsunamis que se propagaron para obtener tsunamis sintéticos o registros de tsunami a lo largo de la costa del Pacífico Oriental en cada una de las localidades que se indican en las Tabla VII. La totalidad de tsunamis sintéticos que se obtuvieron en cada una de las localidades forma el universo de funciones de Green de cada localidad, mismo que ha sido asimilado en una base de datos para ser empleado en la optimización del sistema regional de alerta de tsunamis.

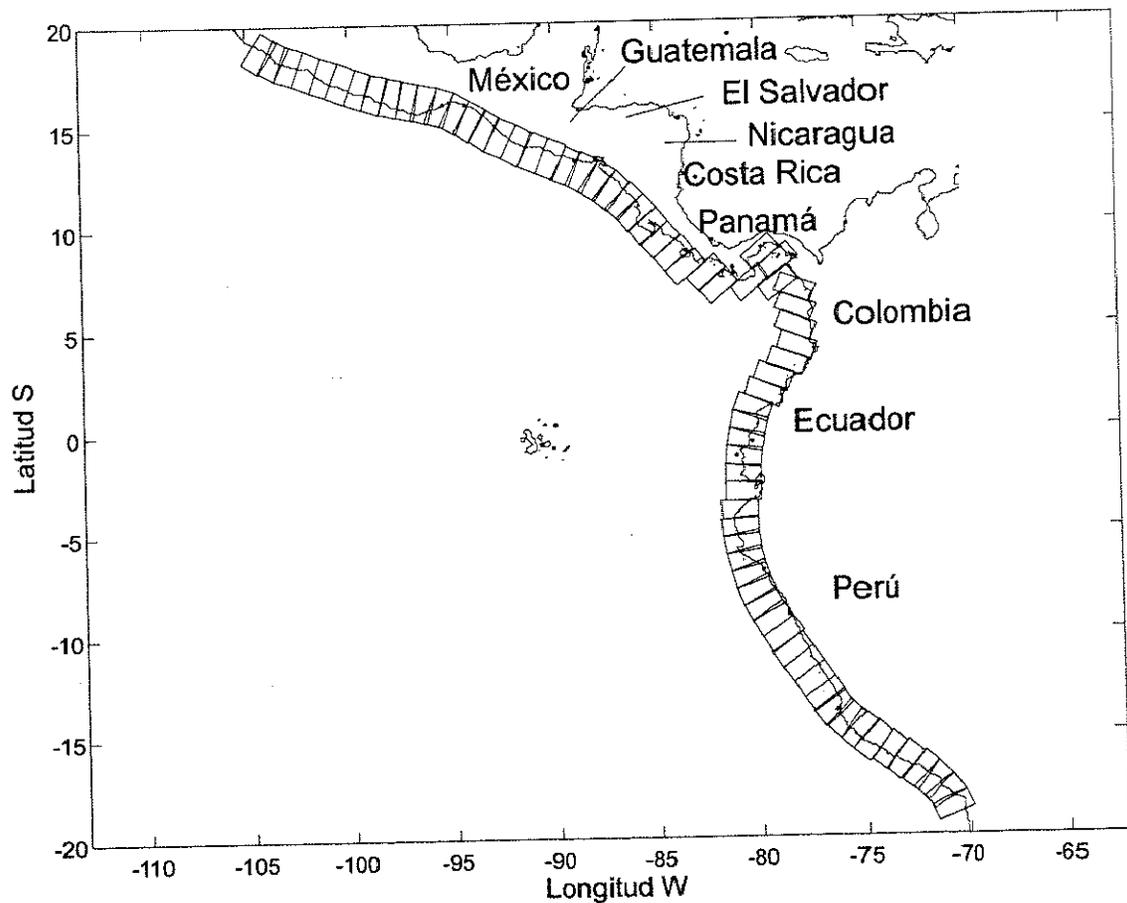


Figura 32. Región Norte del Pacífico Oriental en donde se localizan los segmentos prototipo de $100 \times 200 \text{ km}^2$ que se emplearon para generar el universo de funciones de Green.

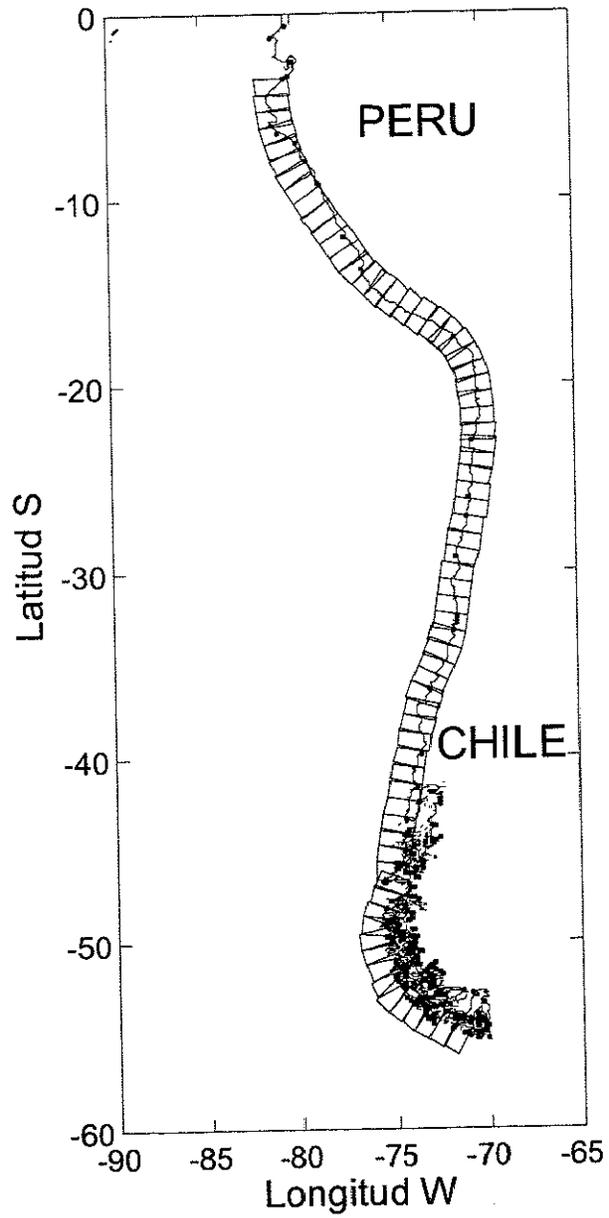


Figura 33. Región Sur del Pacífico Oriental en donde se localizan los segmentos prototipo de $100 \times 200 \text{ km}^2$ que se emplearon para generar el universo de funciones de Green.

Tabla VII. Localidades en donde se obtuvieron los tsunamis sintéticos generados por una dislocación instantánea en cada uno de los segmentos de plano de falla que se ilustran en las Figuras 32 y 33. La profundidad que se indica corresponde a la isóbata sobre la que se obtuvo el tsunami sintético o registro del tsunami en el modelo numérico.

| No | Localidad, País | Lon. Oeste | Lat. Sur | Prof. Mts. | Mareógrafo |
|----|-------------------------------------|------------|----------|------------|------------|
| 1 | Zorritos, PE | 80°39' | 03°40' | 50 | NO |
| 2 | Talara, PE | 81°17' | 04°34' | 50 | SI |
| 3 | Paita, PE | 81°06' | 05°04' | 50 | SI |
| 4 | Bayovar, PE | 81°02' | 05°48' | 50 | NO |
| 5 | Isla Lobos de Tierra, PE | 80°53' | 06°27' | 50 | NO |
| 6 | Pimentel, PE | 79°57' | 06°50' | 50 | NO |
| 7 | Pacasmayo, PE | 79°36' | 07°24' | 50 | NO |
| 8 | Malabrigo, PE | 79°27' | 07°42' | 50 | NO |
| 9 | Salaverry, PE | 78°59' | 08°13' | 50 | SI |
| 10 | Chimbote, PE | 78°35' | 09°07' | 50 | SI |
| 11 | Casma, PE | 78°24' | 09°27' | 50 | NO |
| 12 | Huarmey, PE | 78°10' | 10°05' | 50 | NO |
| 13 | Supé, PE | 77°46' | 10°47' | 50 | NO |
| 14 | Huacho, PE | 77°38' | 11°07' | 50 | NO |
| 15 | Chancay, PE | 77°17' | 11°35' | 50 | NO |
| 16 | Ancon, PE | 77°12' | 11°45' | 50 | NO |
| 17 | Callao (Sur) , PE | 77°10' | 12°00' | 50 | SI |
| 18 | Callao (Norte) , PE | 77°10' | 12°02' | 50 | SI |
| 19 | Al Oeste de la Isla San Lorenzo, PE | 77°24' | 12°04' | 50 | NO |
| 20 | Pucusana, PE | 76°48' | 12°28' | 50 | NO |
| 21 | Cerro Azul, PE | 76°30' | 13°02' | 50 | NO |
| 22 | Pisco, PE | 76°15' | 13°44' | 50 | SI |
| 23 | Independencia, PE | 76°10' | 14°15' | 50 | NO |
| 24 | Lomitas, PE | 75°50' | 14°43' | 50 | NO |
| 25 | San Juan, PE | 75°10' | 15°20' | 50 | SI |
| 26 | Chala, PE | 74°15' | 15°52' | 50 | NO |
| 27 | Atico, PE | 73°43' | 16°14' | 50 | NO |
| 28 | Ocoña, PE | 73°10' | 16°27' | 50 | NO |
| 29 | Camana, PE | 72°45' | 16°40' | 50 | NO |
| 30 | Quilca, PE | 72°26' | 16°43' | 50 | NO |
| 31 | Matarani, PE | 72°07' | 17°00' | 50 | SI |
| 32 | Tablones, PE | 71°22' | 17°30' | 50 | NO |
| 33 | Ilo, PE | 71°22' | 17°38' | 50 | SI |
| 34 | Sama, PE | 70°54' | 18°00' | 50 | NO |
| 35 | Yarada, PE | 70°35' | 18°13' | 50 | NO |
| 36 | Arica, CH | 70°19' | 18°29' | 50 | SI |
| 37 | Iquique, CH | 70°10' | 20°13' | 88.91 | SI |
| 38 | Antofagasta, CH | 70°25' | 23°39' | 332.17 | SI |

| | | | | | |
|----|--------------------------|---------|--------|--------|----|
| 39 | Isla San Félix, CH | 80°07' | 26°16' | 50 | SI |
| 40 | Caldera, CH | 70°50' | 27°04' | 50 | SI |
| 41 | Coquimbo, CH | 71°21' | 29°56' | 107.86 | SI |
| 42 | Valparaíso, CH | 71°38' | 33°02' | 113.00 | SI |
| 43 | San Antonio, CH | 71°38' | 33°35' | 50 | SI |
| 44 | Isla Juan Fernández, CH | 78°50' | 33°37' | 125.23 | SI |
| 45 | Talcahuano, CH | 73°06' | 36°41' | 50 | SI |
| 46 | Corral, CH | 73°26' | 39°52' | 50 | SI |
| 47 | Ancud, CH | 73°51' | 41°52' | 52.60 | SI |
| 48 | Montt, CH | 72°58' | 41°29' | 50 | SI |
| 49 | Williams, CH | 67°37' | 54°56' | 50 | SI |
| 50 | La Libertad, EC | 80°55' | 02°12' | 50 | SI |
| 51 | Manta, EC | 80°44' | 00°57' | 50 | SI |
| 52 | Galápagos, EC | 89°13' | 00°41' | 50 | NO |
| 53 | Esmeraldas, EC | 79°37' | 01°02' | 50 | NO |
| 54 | Tumaco, CO | 78°44' | 01°50' | 50 | NO |
| 55 | Isla Gorgona, CO | 78°12' | 02°55' | 161.56 | NO |
| 56 | Buenaventura, CO | 77°06' | 03°54' | 50 | NO |
| 57 | Isla Malpelo, CO | 81°35' | 03°58' | 379.90 | NO |
| 58 | Cabo Corrientes, CO | 77°30' | 05°30' | 50 | NO |
| 59 | Jurado, CO | 77°49' | 07°09' | 50 | NO |
| 60 | Infiernillo, CO | 80°58' | 07°09' | 50 | NO |
| 61 | Punta Mala, CO | 79°57' | 07°26' | 50 | NO |
| 62 | Garachine, PA | 78°24' | 08°08' | 50 | NO |
| 63 | Puerto Armuelles, PA | 82°52' | 08°16' | 50 | SI |
| 64 | Isla de Naos, PA | 79°32' | 08°55' | 50 | SI |
| 65 | Isla del coco, CR | 87°04' | 05°32' | 50 | NO |
| 66 | Quepos, CR | 84°10' | 09°24' | 50 | SI |
| 67 | Puerto San Juanillo, CR | 85°42' | 10°02' | 82.21 | NO |
| 68 | San Lorenzo, NI | 85°57' | 11°20' | 50 | NO |
| 69 | Corinto, NI | 87°07' | 12°17' | 50 | SI |
| 70 | El Espino, SA | 88°16' | 13°10' | 50 | NO |
| 71 | El Zapote, SA | 89°02' | 13°17' | 50 | NO |
| 72 | Los Cobanos, GU | 89°54' | 13°29' | 50 | NO |
| 73 | San José Rama Blanca, GU | 91°20' | 13°58' | 50 | NO |
| 74 | Puerto Madero, ME | 92°25' | 14°43' | 50 | SI |
| 75 | Puerto Ángel, ME | 96°29' | 15°39' | 50 | SI |
| 76 | Buenavista-Chiapas, ME | 93°39' | 15°51' | 50 | NO |
| 77 | Salinas Cruz, ME | 95°12' | 16°10' | 50 | SI |
| 78 | El Corralero-Oaxaca, ME | 98°18' | 16°15' | 50 | NO |
| 79 | Acapulco, ME | 99°55' | 16°50' | 50 | SI |
| 80 | Zihuatanejo, ME | 101°34' | 17°37' | 50 | SI |
| 81 | Maruata-Michoacan, ME | 103°18' | 18°15' | 50 | NO |
| 82 | Manzanillo, ME | 104°20' | 19°03' | 50 | SI |

4.2 Predicción de alturas de tsunami prescribiendo únicamente los parámetros de la fuente sísmica

Una primera aproximación para obtener predicciones preliminares de tiempos de arribo y altura de tsunami a lo largo de la costa del Pacífico Oriental, consiste en determinar aproximadamente la localización y el área de ruptura en función de la localización del epicentro y de la magnitud preliminar del sismo. El área de ruptura (A) se puede determinar aproximadamente a partir de la relación:

$$M_w = \log_{10}(A) + 4.0, \quad (34)$$

donde M_w es la magnitud del sismo (Utsu and Seki, 1954; Wyss 1979; Singh *et al.*, 1980), posicionándola en la vecindad del epicentro. Acto seguido se debe prescribir la magnitud de la dislocación (x_j) de los segmentos (S_j) correspondientes al área de ruptura. Una primera aproximación de la magnitud de la dislocación, suponiendo una dislocación homogénea, puede obtenerse de la relación $M_0 = \mu AD$, donde el momento sísmico (M_0) ha sido previamente calculado empleando la relación de Hanks and Kanamori, 1979:

$$M_w = 2/3 \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (35)$$

Una vez tomadas estas decisiones, la predicción preliminar del tsunami $b_i(t)$ en las localidades i , indicadas en la Tabla VII, se puede obtener en pocos minutos a partir del universo de funciones de Green de cada localidad efectuando el producto matricial $G_{ij}(t)x_j = b_i(t)$, donde G_{ij} es el conjunto de funciones de Green correspondiente a las dislocaciones x_j .

Es evidente que esta metodología tiene un alto grado de incertidumbre debido a las relaciones empíricas que se están utilizando para calcular los parámetros de la ruptura. Por ejemplo, la magnitud del sismo pudiera estar subestimada debido a una dislocación semi-asísmica (“tsunami earthquake”; Kanamori, 1972), en cuyo caso, tanto el área de ruptura como la magnitud de la dislocación estarían subestimadas. A su vez, existe gran incertidumbre en la localización del área de ruptura. Sin embargo, dada la rapidez con la que se puede calcular la altura y el tiempo de arribo del tsunami, se puede hacer variar tanto la localización del área de ruptura como la magnitud de la dislocación cuantas veces sea necesario conforme se reciban noticias de las localidades que hayan sido afectadas por el tsunami en la vecindad de la región de generación.

Este procedimiento rápido para predecir alturas preliminares de tsunami se programó en un ambiente gráfico para ser operado en sistemas de cómputo individuales (PCs). La operación del sistema consiste en seleccionar con el cursor los segmentos (S_j) e introducir la magnitud de la dislocación correspondiente. Esta operación, incluyendo el tiempo de cómputo en el que se obtienen los resultados, toma de 1 a 2 minutos.

4.3 Predicción de alturas de tsunami en función de observaciones tempranas del tsunami a ambos lados de la fuente sísmica

El éxito de la metodología que se describe en esta sección depende completamente de la factibilidad de contar con un sistema de observaciones costeras de tsunami en tiempo real. El procedimiento consiste en determinar la localización de los extremos de la ruptura identificando la fase del tsunami observado a ambos lados de la fuente sísmica en al menos

dos de las localidades i de la Tabla VII. Previamente se han calculado cartas de tiempo de propagación de tsunamis en formato digital a intervalos de tiempo de 15 segundos a partir de cada una de las localidades i . Los extremos de la ruptura se determinan posicionando la fase del tsunami observado en la localidad i , sobre la línea de fase correspondiente en la carta de tiempo de propagación del tsunami de la localidad i . Note que las cartas de tiempo de propagación se interpretan a la inversa, suponiendo que el tsunami recorre la misma trayectoria en ambos sentidos.

Las cartas de tiempo de propagación de tsunamis se confeccionaron con el modelo numérico de tsunamis identificando en cada paso de tiempo del modelo la posición del frente de onda de una perturbación instantánea de la superficie del mar partiendo de cada una de las localidades i . A manera ilustrativa, se muestra en la Figura 34 la carta de tiempo de propagación correspondiente a la localidad de Coquimbo-Chile.

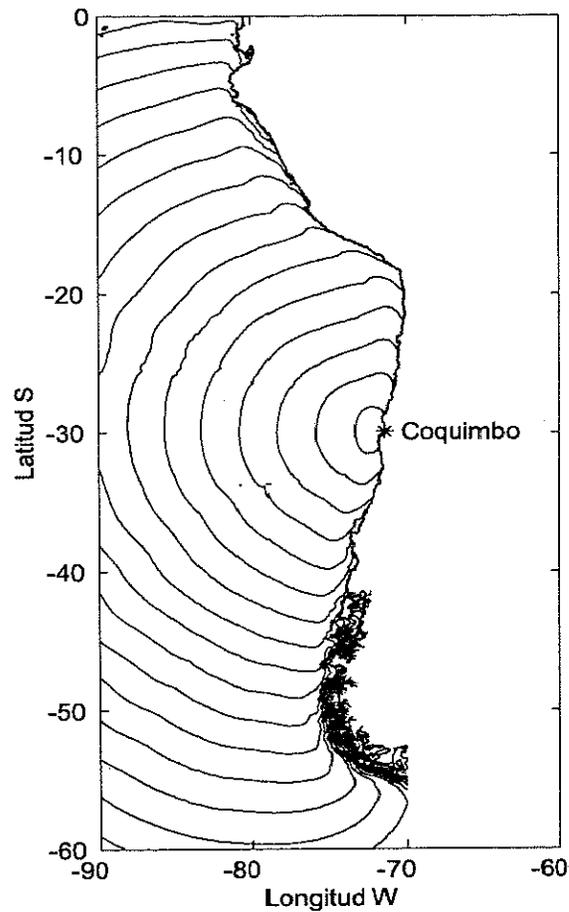


Figura 34. Carta de tiempo de propagación de tsunami correspondiente a Coquimbo. El tiempo de propagación del tsunami se indica con líneas de fase cada 20 minutos. La primera línea de fase corresponde al minuto 10.

Una vez determinada la longitud de la ruptura, se procede a calcular la magnitud de la dislocación minimizando la diferencia entre las observaciones del tsunami a ambos lados de la ruptura y la superposición de las funciones de Green que han sido generadas previamente por las dislocaciones x_j de los segmentos que constituyen el área de ruptura. La manera más práctica de minimizar esta diferencia consiste en prescribir una dislocación homogénea en estos segmentos y en calcular el tsunami sintético $b_i(t)$ sin tener que esperar a que se presente el primer máximo en las observaciones del tsunami en tiempo real. Es

importante mencionar que en la mayoría de los tsunamis observados transcurre un tiempo no menor de 15 minutos entre la fase o arribo del tsunami y el primer máximo. En este intervalo de tiempo se pueden prescribir diferentes magnitudes de dislocación para calcular diferentes tsunamis sintéticos $b_i(t)$ antes de que se presente el primer máximo en las observaciones, de tal suerte que cuando se observe el primer máximo, éste aparezca orquillado entre los tsunamis sintéticos. De esta manera se puede determinar proporcionalmente la magnitud de la dislocación necesaria para reproducir la altura del primer máximo. Prescribiendo esta magnitud de dislocación se puede predecir rápidamente la altura del tsunami en las localidades i del Pacífico Oriental, efectuando el producto matricial $G_{ij}(t)x_j$.

La predicción de la altura del tsunami se puede mejorar conforme aumente el lapso de tiempo de las observaciones. Por ejemplo, con un período completo del tsunami en las observaciones en diferentes localidades, se puede emplear el método inverso para afinar la magnitud de la dislocación en cada uno de los segmentos del área de ruptura. En el programa de cómputo se ha incluido el algoritmo para realizar el análisis inverso de manera automática una vez que se han seleccionado en el ambiente gráfico los segmentos del área de ruptura y las localidades de donde provienen las observaciones del tsunami en tiempo real.

4.4 Estimación de la altura de inundación por tsunami empleando el universo de funciones de Green

Es importante mencionar que los tsunamis sintéticos obtenidos mediante el universo de funciones de Green de cada localidad, nos permiten estimar directamente la altura del tsunami frente a la costa, mas no así la altura y la penetración del tsunami tierra adentro o mapa de inundación. Sin embargo, los mapas de inundación pueden ser confeccionados a partir de los tsunamis sintéticos previamente calculados, empleando a estos tsunamis como funciones de entrada o forzamiento externo en el modelo numérico de tsunamis (ecs. 10, 11 y 12) adaptado en particular para cada localidad de interés. En esta etapa de la modelación numérica es necesario contar con una representación digital de alta resolución espacial tanto de la batimetría local como de la topografía costera, para asegurar que los términos alineales (advección y fricción) de las ecuaciones (11) y (12), modulen adecuadamente el trepado del tsunami en tierra mediante la condición de frontera móvil (ec. 33).

A manera de ejemplo, se presenta el cómputo de altura de inundación para la región del Callao-Perú, en respuesta a la entrada de un tsunami sintético desde mar adentro sobre la isóbata de 50 metros. La altura del tsunami sintético mar adentro se hizo variar, incrementándola consecutivamente de 1 a 8 metros, con la finalidad de observar los efectos alineales en la amplificación del tsunami al penetrar sobre la costa. En la Figura 35 se muestra la serie de tiempo del tsunami sintético con altura inicial de 1 metro en el frente de onda. El dominio de integración numérica (Figura 36) consiste de una malla de alta resolución (paso de malla de 30 metros por lado) que incluye la batimetría desde la profundidad de 50 metros y la topografía costera hasta la altura de 20 metros. La respuesta

o altura de inundación del tsunami para la localidad de El Callao se muestra en la Figura 37, en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. Estos resultados son alentadores porque se observa que a pesar de las interacciones alinéales del tsunami con la batimetría local, la altura del tsunami sobre la costa es aproximadamente una función lineal de su altura mar adentro. En este caso, la función de respuesta es $2.1 \times \eta_0 + 1.13$, donde η_0 representa a la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El error cuadrático medio de esta aproximación lineal está dentro de los 20 cm.

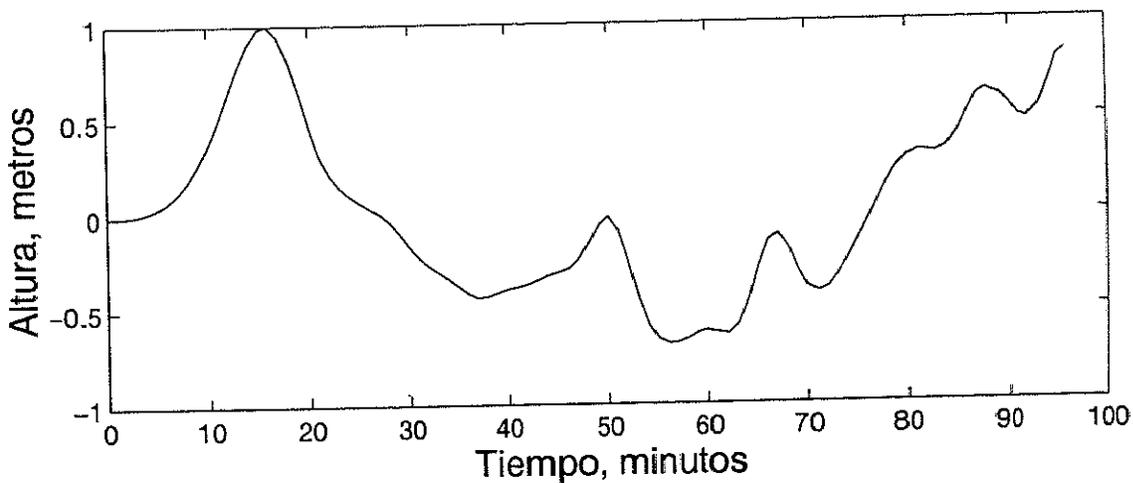


Figura 35. Tsunami sintético entrando por la frontera oeste al dominio de integración de alta resolución que se empleará para calcular la penetración del tsunami sobre la costa. La altura del tsunami sintético mar adentro se hizo variar, incrementándola consecutivamente de 1 a 8 metros, con la finalidad de observar los efectos alinéales en el factor de amplificación del tsunami al penetrar sobre la costa.

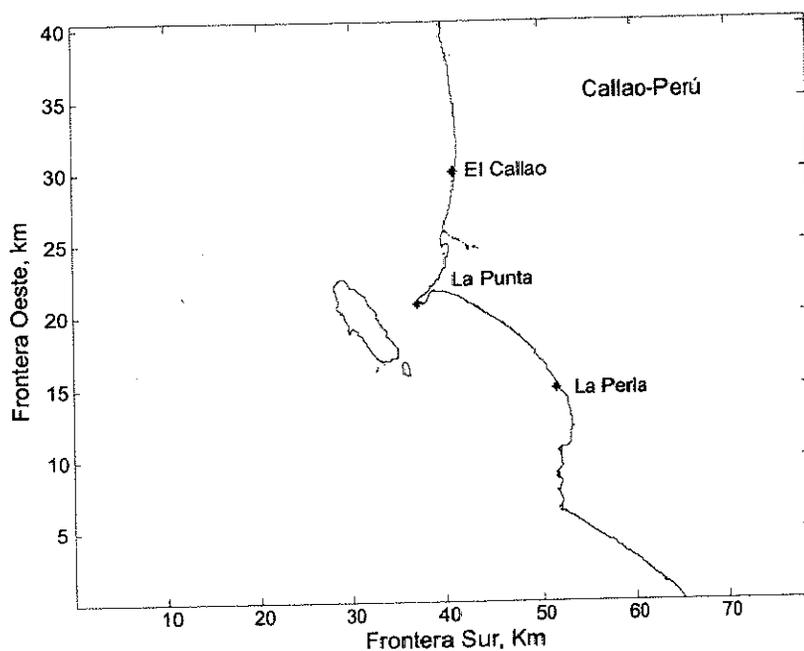


Figura 36. Dominio de integración numérica de alta resolución. Se indican las localidades en donde se obtuvieron series de tiempo de alturas de tsunami sobre la costa.

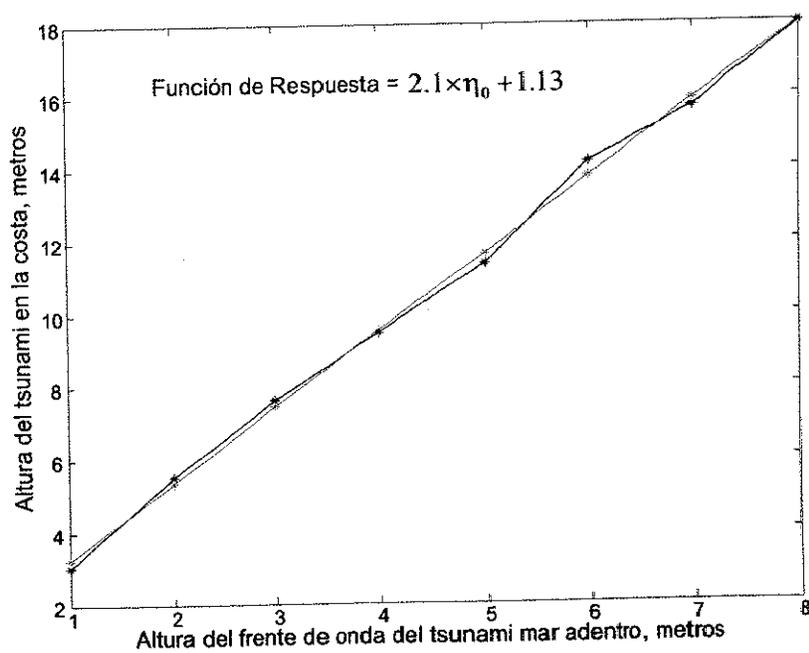


Figura 37. El Callao: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa.

Es evidente que la respuesta del tsunami no tiene que ser necesariamente lineal e igual para diferentes localidades, ésta depende primordialmente del relieve del fondo marino de cada localidad. En algunas localidades se puede dar el caso de que además de la amplificación del tsunami por la disminución de la profundidad, el tsunami se amplifique en su recorrido hacia la costa debido a la convergencia del frente de onda hacia un mismo punto. Esta convergencia puede ser originada por el efecto de refracción del frente de onda o por simple la geometría de la costa. Lo contrario puede ocurrir en caso de divergencia. Por ejemplo, la respuesta del tsunami en El Callao es diferente de la respuesta en La Punta y en La Perla (Ver Figuras 38 y 39). Sin embargo, en cada una de estas localidades se observa que la función de amplificación se puede representar adecuadamente como una función lineal de la altura del tsunami mar adentro. Estos resultados son importantes porque permiten confeccionar mapas de inundación de localidades particulares similares a los confeccionados para países como México y Puerto Rico (Farreras and Ortiz, 2002; Post *et al.*, 1993) presuponiendo una gama de alturas de tsunami mar adentro. En caso de una alerta de tsunami, la predicción temprana de la altura del tsunami mar adentro permitirá a su vez seleccionar el mapa de inundación adecuado a la situación.

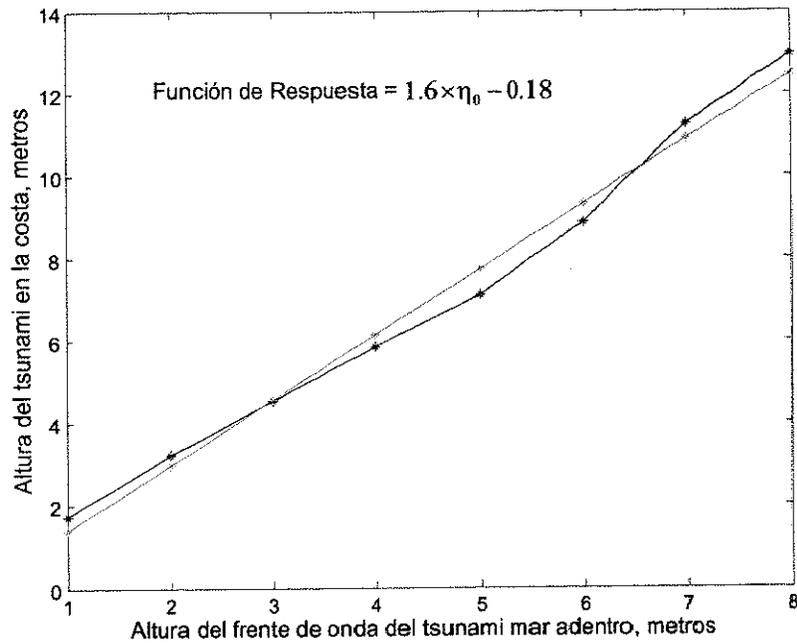


Figura 38. La Punta: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa.

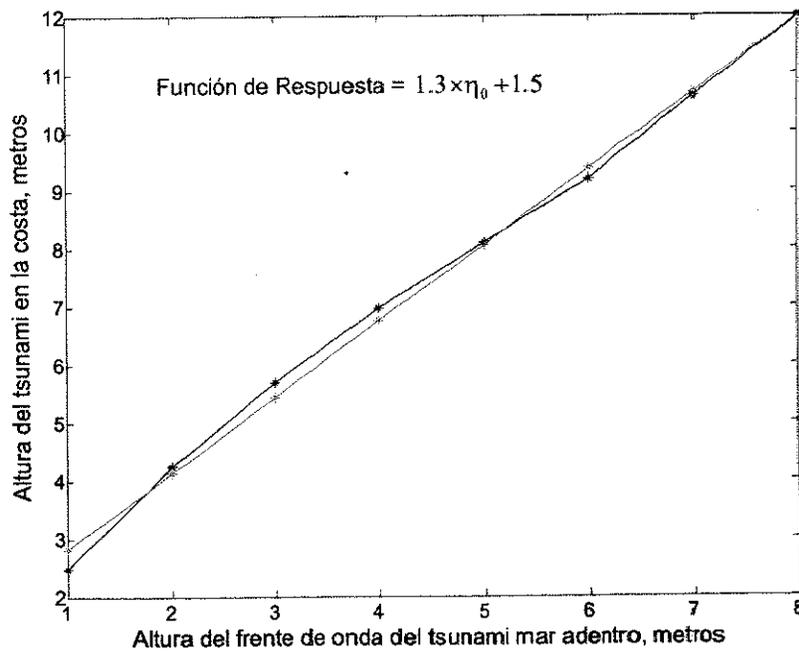


Figura 39. La Perla: El trazo negro representa la altura del tsunami en la costa en función de la altura del frente de onda del tsunami mar adentro. El trazo rojo es la aproximación lineal de la respuesta del tsunami en la costa.

Resultados y Conclusiones

El análisis detallado de las observaciones regionales del mega-tsunami de Chile del 22 de mayo de 1960, y su simulación numérica, han permitido determinar por primera vez de manera independiente la localización del área de ruptura así como la heterogeneidad de la magnitud de la dislocación cosísmica.

La subdivisión de planos de falla, empleando segmentos prototipo con dimensiones de $100 \times 200 \text{ km}^2$, echado de 15 grados y profundidad de 20 km, es adecuada para representar la dislocación de áreas de ruptura con longitud mayor de 400 km. Las diferencias en la altura del tsunami al considerar otros probables ángulos y profundidades no es significativa cuando el tsunami se propaga lo largo de la costa.

La generación del universo de funciones de Green a partir de la dislocación de cada uno de los segmentos prototipo de planos de falla permitió desarrollar una metodología adecuada y rápida para optimizar el sistema regional de alerta de tsunamis en Perú. Esta metodología está orientada principalmente a mega-tsunamis de origen sismo-tectónico que ocurran en las zonas de subducción del Océano Pacífico Oriental. Las funciones de Green calculadas a lo largo de la costa del Pacífico Oriental permiten estimar en pocos minutos la altura y el tiempo de arribo de tsunamis a cada una de las localidades a lo largo de la costa y son de utilidad para confeccionar una gama de mapas de riesgo de inundación prescribiendo diferentes alturas de tsunamis potenciales.

La metodología desarrollada en esta tesis para optimizar el sistema regional de alerta de tsunamis se programo en un ambiente gráfico para ser operados en sistemas de cómputo individuales.

Es importante mencionar que las observaciones del nivel del mar en tiempo real son fundamentales para evaluar con certidumbre el riesgo de inundación por tsunamis ante una alerta temprana de tsunami. A su vez, estas observaciones constituyen un acervo de información adicional para estudios geofísicos de la fuente sísmica en zonas de subducción.

Bibliografía

- ANDERSON, J.G., P. BODIN, J.N. BRUNE, J. PRINCE, S.K. SINGH, R. QUAAS, and M. ONATE 1986. Strong ground motion from the Michoacán-Mexico earthquake, *Science* **233** (4768): 1043-1049 p.
- BANDY, W., V. KOSTOGLODOV, A. HURTADO-DIAZ and M. MENA 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofis. Int.*, 38: 127-136 p.
- BARROS-GONZÁLEZ, G. 1961. El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Departamento de Navegación e Hidrografía de la Armada de Chile, 1ª edición. Valparaíso. 129 pp.
- BECK, S.L., and L.J. Ruff 1989. Great earthquakes and subduction along the Peru trench, *Phys. Earth. Inter.* 199-224 p.
- BOURGEOIS, J., C. PETROFF, H. YEH, V. TITOV, C.E. SYNOLAKIS, B. BENSON, J. KUROIWA, J. LANDER, and E. NORABUENA 1999. Geologic Setting, Field Survey and Modeling of the Chimbote, Northern Peru, Tsunami of 21 February 1996. *Pure and Applied Geophysics* 154: 513-540 p.
- CROSS, R.H. 1968. Tide Gage Frequency Response. *Journal of the Waterways and Harbors Division*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers: 317-330 p.
- DENGLER, L., J. BORRERO, B. JAFFE, E.A. OKAL, M. ORTIZ and V. TITOV 2003. TSUNAMI. *Journal of the Earthquake Engineering Research.*, 19: 115-144 p.
- DORBATH, L., A. CISTERNAS, and C. DORBATH 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80(3): 551-576 p.
- DRONKERS, J.J. 1964. Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Holland. 210 pp.
- FARRERAS, S., and M. ORTIZ 2002. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. Centro nacional de prevención de desastres, Secretaría de gobernación de México, México D.F. 225 pp.
- 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.

- GUIBOURG, S., P. HEINRICH and R. ROCHE 1997. Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami. Impact on the French Polynesia. *Geophys. Res. Lett.*, 24(7): 775-778 p.
- HANKS, T. and H. KANAMORI 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350 p.
- HEINRICH, P., F. SCHINDELE and S. GUIBOURG 1998. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami. *Geophys. Res. Lett.*, 25(14): 2687-2690 p.
- HTDB/PAC 2001. *Historical Tsunami Database for the Pacific, 47BC - 2000 AD*. CD-ROM, Tsunami Laboratory, ICMG SD RAS, Novosibirsk, Russia.
- IDE, S., F. IMAMURA, Y. YOSHIDA and K. ABE 1993. Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of the September 2, 1992. *Geophys. Res. Lett.*, 20(9): 863-866 p.
- IHMLE, P., J. GOMEZ, P. HEINRICH and S. GUIBOURG 1998. The 1996 Peru tsunamigenic earthquake: Broadband source process. *Geophys. Res. Lett.*, 25(14): 2691-2694 p.
- IIDA, K., D.C COX and G. PARACAS-CARAYANNIS 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean, *Hawai Inst. Geophys. Data Rep.* 5, **HIG-67-10**. 232 pp.
- IMAMURA, F., N. SHUTO and C. GOTO 1990. Study on numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis-Part 2 Characteristics of tsunami propagating over the Pacific Ocean, *Zisin J. Seismol. Soc. Jpn* 43: 389-402 p.
- KANAMORI, H. 1972. Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet Inter.*, 6: 346-359 p.
- KANAMORI, H., and J.J. CIPAR 1974. Focal process of the great Chilean earthquake, May 22, 1960. *Phys. Earth Planet*, 9: 128-136 p.
- KIKUCHI, M., and Y. FUKAO 1987. Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics.*, 144: 231-247 p.
- KIKUCHI, M., and H. KANAMORI 1995. The Shikotan earthquake of October, 1994: Lithospheric earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 22(9): 1025-1028 p.
- KOWALIK, Z. 1987. Influence of the Size, Shape and Orientation of the Earthquakes Source Area in the Shumagin Seismic Gap on the Resulting Tsunami. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 1057-1062 p.

- KOWALIK, Z., and P.M. WHITMORE 1991. An investigation of two tsunamis recorded at Adak, Alaska. *Science of Tsunami Hazards* 9(2): 67-83.
- LAMB, H. 1932. Hydrodynamics, 6 th edition, Cambridge Univ. Press, Cambridge, USA. 738 pp.
- LANDER, J.F., and H. YEH 1995. Report of the International Tsunami Measurements Workshop, Estes Park, Colorado, USA. 9 pp.
- LAY, T., and H. KANAMORI 1981. An asperity model of great earthquake sequences, *Earthquake Prediction; an International Review*, edited by D. Simpson and P. Richard: 579-592 p.
- LIU, P.L., Y.S. CHO, S.B. YOON and S.N. SEO 1995. Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*. Y. Tsuchiya and N. Shuto (editors). Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Netherlands: 99-115 p.
- LOCKRIDGE, P. 1985. *Tsunamis in Peru-Chile, Report SE-39*, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, U.S. Department of Commerce, National Geophysical Data Center. 97 pp.
- LOMNITZ, C., and R. CABRE 1968. The Peru Earthquake of October 17, 1966. *Bulletin of the Seismological Society of America* 58(2): 652-656 p.
- MANSINHA, L. and E. SMYLLIE 1971. The Displacement Field of Inclined Faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 61: 1433-1440 pp.
- NEIC 1996. Preliminary Determination of Epicenters. *National Earthquake Information Center*, Golden CO. 22 pp.
- OKAL, E.A., L. DENGLER, S. ARAYA, J.C. BORRERO, B. GOMER, S. KOSHIMURA, G. LAOS, D. OLCESE, M. ORTIZ, M. SWENSSON, V.V. TITOV, and F. VEGAS 2002. A field survey of the Camaná, Peru tsunami of June 23, 2001, *Seismol. Res. Letts.*, 73: 904-917 p.
- ORTIZ, M., E. GÓMEZ-REYES, AND H. VÉLEZ-MUNOZ 2000a. A Fast Preliminary Estimation Model for Transoceanic Tsunami Propagation. *Geof. Int.*, 39(3): 1-14 p.
- ORTIZ, M., S.K. SINGH., V. KOSTOGLODOV, and J. PACHECO 2000b. Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *Geof. Int.*, 39(4): 337-348 p.

- ORTIZ, M., S.K. SINGH., J. PACHECO, and V. KOSTOGLODOV 1998. Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake (M_w 8) estimated from tsunami data. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 2857-2860 p.
- ORTIZ, M., and R. BILHAM 2003. Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 $M_w = 7.9$ Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.*, 108(B4): 2215-2240 p.
- PEDLOSKY, J. 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag. 624 pp.
- POST, BUCKLEY, SCHUH and JERNIGAN INC 1994. Hurricane storm tide atlas, commonwealth of Puerto Rico. US army corps of engineers, Jacksonville, USA. 12 pp.
- RUFF, L., and H. KANAMORI 1983. The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves, *Phys. Earth Planet. Interiors* 31: 202-230 p.
- SATAKE, K. 1987. Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. *J. Phys. Earth*, 35(3): 241-254 p.
- SATAKE, K., J. BOURGEOIS, KU. ABE, KA. ABE, Y. TSUJI, F. IMAMURA, Y. IIO, H. KATAO, E. NOGUERA and F. ESTRADA 1993. Tsunami field Survey of the 1992 Nicaragua Earthquake, *EOS Trans. AGU*, 74: 145-157 p.
- SATAKE, K., and F. IMAMURA 1995. Tsunamis: Seismological and Disaster Prevention Studies. *J. Phys, Earth*, 43: 259-277 p.
- SHUTO, N. 1991. Numerical Simulation of Tsunamis – Its present and Near Future. *Natural Hazards*, 4: 171-191 p.
- SINGH, S.K., E. BAZAN and L. ESTEVA 1980. Expected Earthquake Magnitude from a Fault. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70: 903-914 p.
- SMITH, W.H.F., and D.T. SANDWELL 1997. Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science* 277: 1956-1962 p.
- SPAETH, M.G., and S.C. BERKMAN 1965, The Tsunami of March 38, 1964 as Recorded at Tide Stations, *U.S. Coast and Geod. Survey*. 59 pp.
- SWENSON, J.L., and S.L. BECK 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycles along the Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pure and Applied Geophysics* 146: 67-101 p.
- SYNOLAKIS, C., P. LUI, G. CARRIER AND H. YEH 1997. Tsunamigenic sea-floor deformations. *Science* 278: 598-600 p.

- THATCHER, W. 1990. Order and diversity in the modes of circum-Pacific earthquake recurrence, *J. Geophys. Res.*, 95: 2609-2623 p.
- UTSU, T., and A. SEKI 1954. A relation between the area of the aftershock region and the energy of the main shock (in Japanese). *J. Seism. Soc. Jap.*, 7: 233-240 p.
- WIGEN, S.O. 1977. Historical Study of Tsunamis Chronological and Area Lists, *International Tsunami Information Center*. 43 pp.
- WYSS, M. 1979. Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology*. 7: 336-340 p.
- YEH, H., F. IMAMURA, C. SYNOLAKIS, Y. TSUJI, P. LIU, AND S. SHI 1993. The Flores Island Tsunami, *EOS Trans. AGU*, 74: 371-373 p.