

Simulación del tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile¹

MARCELO LAGOS², DANTE GUTIÉRREZ³

RESUMEN

Se modela el tsunami de 1960 en un estuario del centro-sur de Chile. La reconstrucción del evento se realizó mediante la modelación del escenario sísmico tsunamigénico, utilizando una técnica de simulación numérica de tsunamis de campo cercano, permitiendo caracterizar el proceso de generación, propagación e inundación generada por las ondas en las áreas costeras bajas. Los resultados de la simulación del tsunami se validan con antecedentes y evidencias existentes del evento real.

ABSTRACT

The 1960 tsunami was modeled in an estuary in Central-South of Chile. The reconstruction of the event is carried out by the modeling of the tsunamigenic seismic scenario, employing a technique of numeric simulation of near field tsunamis, which allowed the description of the generation process, propagation and flood generated by the waves in the low coastal areas. The tsunami simulation results are validated with antecedents and existent evidences from the real event.

Palabras clave: Tsunami, modelación, riesgo

Key words: Tsunami, modeling, risk

La reciente catástrofe que afectó las costas del sudeste asiático evidenció el elevado costo que significa no estar preparados ante la ocurrencia de un tsunami (Marris, 2005). Actualmente, modelos geofísicos y estudios geológicos confirman que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad, en cuanto a su periodicidad y magnitud (Nanayama *et al.*, 2003; Satake *et al.*,

2003; Atwater *et al.*, 2003; Cisternas, 2005). Lamentablemente, debido a la escala geológica de su ocurrencia, existen muy pocos registros escritos que permitan caracterizar detalladamente el comportamiento de estos eventos en áreas costeras específicas. En este contexto, surge la importancia de estudiar tsunamis pasados como indicadores de lo que puede ocurrir en el futuro, generando información de base para el estudio del riesgo, el ordenamiento de territorios costeros, el diseño de medidas de mitigación y el manejo de la emergencia.

¹ Esta investigación es resultado del proyecto FONDECYT 1020224. Se agradece el apoyo de las siguientes instituciones: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), especialmente al Departamento de Oceanografía y su proyecto de Cartas de Inundación por Tsunami para las Costas de Chile (CITSU); también al Proyecto TIME (*Tsunami Inundation Modeling Exchange*) de la Universidad de Tohoku (Japón) por la utilización del modelo TSUNAMI-N2; y a la Ilustre Municipalidad de Maullín, X Región, Chile, por su colaboración en terreno.

² Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.

Correo electrónico: mlagoslo@uc.cl

³ Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

Correo electrónico: tsunamis@shoa.cl

Debido a que los datos de tsunamis pasados son normalmente insuficientes para delimitar áreas de inundación, la modelación numérica se ha transformado en el principal método para caracterizar el proceso de generación, propagación e impacto de tsunami en áreas costeras (Goto *et al.*, 1997; Bernard, 2001; Satake, 2002; González *et al.*, 2005). Sin embargo, los resultados de esta técnica están condicionados por la rigurosidad metodológica de su aplicación; la precisión de los parámetros macrosísmicos estimados para el evento; la reconstrucción de las condiciones de sitio (i.e. topografía, batimetría, nivel del mar), y la existencia de registros o evidencias que permitan validar los resultados de la inundación generada por modelación.

Para el ordenamiento territorial de asentamientos costeros, los modelos de inundación por tsunami son un aspecto integral para la planificación y estudios de riesgo. La delimitación de áreas de inundación se debería traducir en información crítica al momento de definir potenciales usos de suelo, vías de evacuación y localización de zonas de seguridad. Sin embargo, en países como Chile, el proceso de zonificación ante la presencia de tsunami sigue siendo un tema complejo. La baja frecuencia de ocurrencia de estos eventos; la atracción que genera localizarse cerca de la costa y su influencia en la demanda de suelo; la carencia de políticas y normativas riesgo sustentables; la falta de criterios, procedimientos y diseños de urbanización anti-tsunami, y el desconocimiento de cómo interpretar un mapa de inundación e integrarlo de forma efectiva en la planificación territorial hacen que en la práctica la real consideración de la amenaza de tsunami sea escasa o inexistente.

Actualmente, la optimización de metodologías que permitan precisar el potencial comportamiento de tsunamis en áreas costeras se encuentra en continuo desarrollo. Por una parte, mejoras en las técnicas de modelación, mediante la comparación de los resultados simulados

con alcances reales de inundaciones y alturas de ola conocidas para eventos recientes (Satake y Tanioka, 2003; Lynett *et al.*, 2003; Tanioka *et al.*, 2004). Como también, mejoras en la elaboración y diseño de mapas de inundación (Watts *et al.*, 2003; Sato *et al.*, 2003; Dengler *et al.*, 2003; Sugimoto *et al.*, 2003; Walsh *et al.*, 2004; González *et al.*, 2005), son evidencia de un permanente interés por integrar el estudio de estos fenómenos en la mitigación del riesgo en comunidades costeras. Evidentemente, sin un claro conocimiento de qué áreas se encuentran en riesgo y cómo se comportará la inundación, es imposible ordenar territorios costeros y desarrollar planes de respuesta efectivos ante la amenaza de tsunami.

Desde el siglo XVI hasta nuestros días, el registro histórico y la evidencia instrumental indican la presencia de más de una centena de tsunamis de campo cercano a las costas de Chile generados por terremotos, de los cuales solo 35 han tenido efectos destructores (Lagos, 2000). Algunos de estos eventos han provocado completas devastaciones de ciudades como sucedió con Arica y Concepción en los años 1604 y 1751, respectivamente. Los daños fueron de tal magnitud que determinaron su posterior reubicación, que es la que tienen actualmente (Lockridge, 1985). Estas evidencias permiten afirmar que los tsunamis que han azotado las costas de Chile son el fiel reflejo de procesos tectónicos recurrentes en el tiempo. Desde que existe la costa chilena han existido los tsunamis y aplicando el mismo supuesto es posible asegurar que seguirán ocurriendo por millones de años más (Atwater *et al.*, 1999).

El 22 de mayo de 1960 el Centro-Sur de Chile fue afectado por un gran tsunami generado por el terremoto más grande nunca antes registrado (Kanamori, 1977). Como consecuencia, Barrientos y Ward (1990) proponen una ruptura de aproximadamente 850 km de longitud por 130 km de ancho, generando el hundimiento y sollevamiento tectónico de territorios costeros (Plafker & Savage, 1970). Las olas

destruyeron poblados como Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Quenuir, Maullín y Ancud (Veyl, 1961). El resultado final fueron 2.000 víctimas fatales y más de U\$ 550 millones (dólar de 1960) en pérdidas materiales (Atwater *et al.*, 1999).

Se debe considerar que el terremoto generador del tsunami de 1960 presentaría tiempos de recurrencia de 385 años (Cisternas, 2005). Por ello, la probabilidad de que se manifieste un evento similar en las próximas décadas es escasa. Sin embargo, el gran evento de 1960 es el último tsunami destructivo que ha afectado las costas de Chile, que dado su magnitud e impacto representa un peor escenario válido de considerar para la delimitación de áreas de inundación.

Décadas han transcurrido después del tsunami de 1960, algunos poblados fueron relocalizados, sin embargo, aún existen pequeños asentamientos expuestos a la amenaza de tsunami, localidades que por su escaso peso relativo en términos demográficos, urbanísticos y/o portuarios, sumado a carencias en la capacidad de gestión de riesgos, aun no cuentan con instrumentos que les permitan integrar la amenaza de tsunami en su ordenamiento territorial. En este contexto, el objetivo del presente artículo es reconstruir la inundación generada por el tsunami de 1960 en un estuario mediante modelación, caracterizando su comportamiento e identificando sus alcances en superficie, a fin de generar las bases para la elaboración de cartografía de inundación por tsunami, insumo básico para diferenciar el umbral entre la seguridad y el riesgo.

Área de estudio

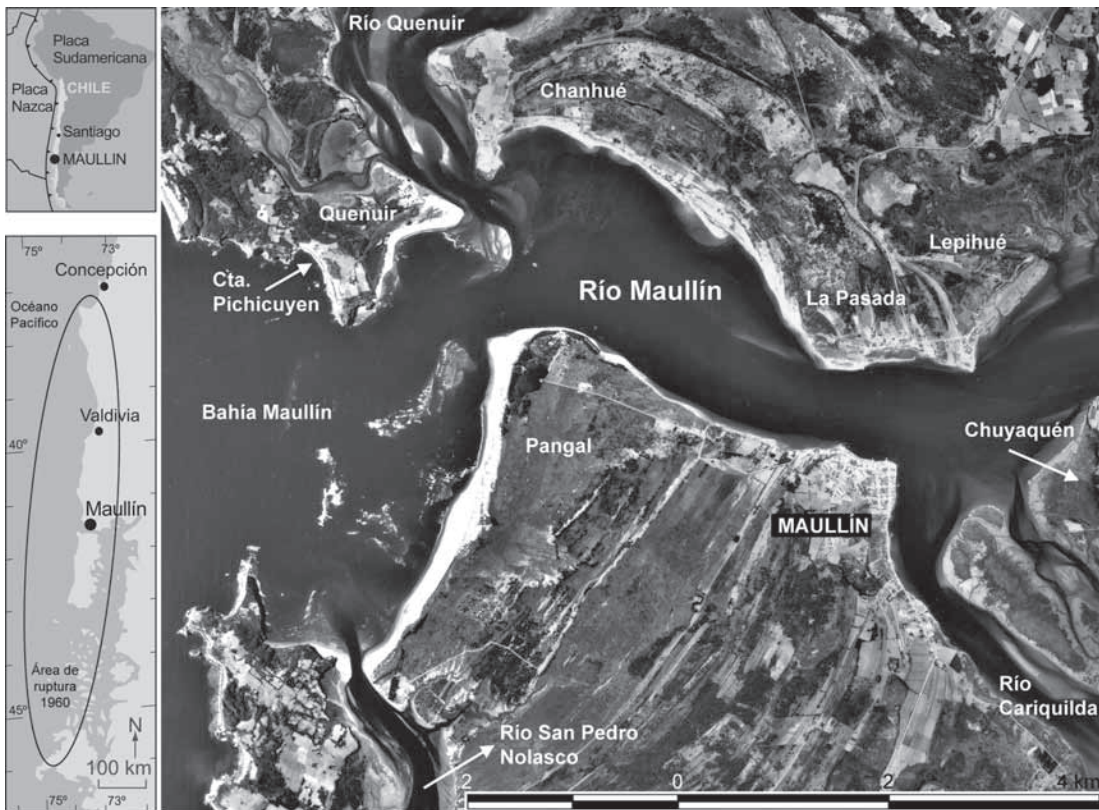
La caracterización del comportamiento del tsunami se concentra en el curso inferior del estuario del río Maullín, X Región, Chile. El área de estudio se localiza entre los 41° 34' y 41° 39' de latitud sur, y los 73° 43' y 73° 34' de longitud oeste (figura N° 1). La elección del área se debe a que:

1. El estuario se localiza en la mitad de la zona de ruptura generada por el terremoto tsunamigénico de 1960, por lo que el tsunami afectó con gran poder sus costas;
2. Los trabajos de Atwater *et al.* (1992), Cisternas *et al.* (2000) y Lagos y Cisternas (2004) han reportado la presencia de registros sedimentarios depositados por este evento en marismas y sectores bajos del estuario, antecedentes útiles para reconocer con certeza áreas inundadas, y
3. El trabajo de Atwater *et al.* (1999) rescata el testimonio de sobrevivientes del tsunami, generando valiosa información de apoyo para la reconstrucción de la inundación.

Antecedentes claros sobre las áreas inundadas en Maullín son escasos. Después del tsunami de 1960, el Departamento de Navegación e Hidrografía de la Armada de Chile, recogió el máximo de informaciones posibles sobre el tsunami en las áreas afectadas. Así, en 1961 el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) publica un estudio general del fenómeno. Sin embargo, para Maullín no se pudo espacializar en detalle la zona inundada por carecer de mayores datos. En 1963 Thomas *et al.* incluyen en un mapa el área inundada en el centro del pueblo de Maullín. En tanto, Atwater *et al.* (1999) trazan un límite de inundación del evento de 1960, pero solo para las planicies arenosas de Pangal en la ribera sur del río Maullín (figura N° 1).

El río Maullín, con una cuenca preandina de 4.298 km², nace en la costa sur-occidental del Lago Llanquihue. Con una dirección SW recorre 85 km de la Depresión Intermedia, para finalmente desembocar sus aguas en un extenso estuario. El río cuenta con un régimen hídrico pluvial y un caudal medio de aproximadamente 100 m³ s⁻¹ (Niemayer y Cereceda, 1984). En el área de estudio se localizan los poblados de Maullín, La Pasada, y Quenuir, junto con asentamientos humanos dispersos a lo largo del estuario. En el curso inferior del río

FIGURA N° 1
ÁREA DE ESTUDIO



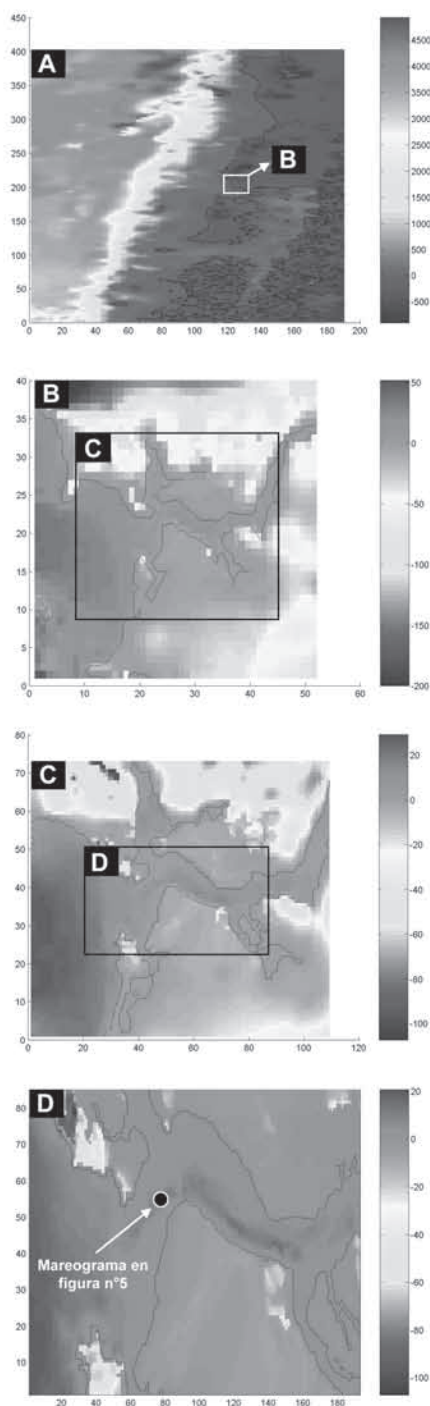
Maullín se destacan los tributarios Cariquilda, por el sur, y Quenuir, por el norte. El tsunami de mayo de 1960 destruyó parcialmente el poblado de Maullín y completamente a Quenuir, dejando un saldo 17 muertos en el primero y 105 en el segundo (Atwater *et al.*, 1999). Las pérdidas materiales también fueron cuantiosas, especialmente si se considera la inutilización de tierras agrícolas debido al hundimiento de la costa (1,5 m), que permitió a las mareas inundar periódicamente las áreas de cultivo (Thomas *et al.*, 1963).

Materiales y métodos

Para modelar el proceso de generación, propagación e inundación de tsunami se utilizó una metodología de simulación numérica basada en el modelo no lineal denominado TSUNAMI-N2, creado por la Universidad de Tohoku (Japón) como parte del proyecto TIME (Tsunami Inundation

Modeling Exchange). TSUNAMI-N2 (escrito en FORTRAN 77) consta de las ecuaciones de movimiento no lineales para aguas someras, integradas verticalmente y la ecuación de continuidad, sin el término de efecto Coriolis. Además incluye un algoritmo de fricción de fondo construido al interior del modelo. La ecuación de continuidad y las ecuaciones de movimiento se discretizan en un esquema a diferencias finitas centrales denominado "salto de rana". El dominio de integración se discretiza mediante un conjunto de grillas anidadas de diferente resolución espacial, siendo las más detalladas las del área de estudio. Las grillas representan regiones del área de ruptura en las que se va trasladando la solución de la simulación numérica (Goto *et al.*, 1997), traslado que debe cumplir con resoluciones espaciales de celdas que se tripliquen cuando se pasa de una celda exterior a otra interior. De este modo, se generaron cuatro grillas (figura N° 2) con las

FIGURA N° 2
DOMINIO DE INTEGRACIÓN PARA LA SIMULACIÓN DEL TSUNAMI DE 1960



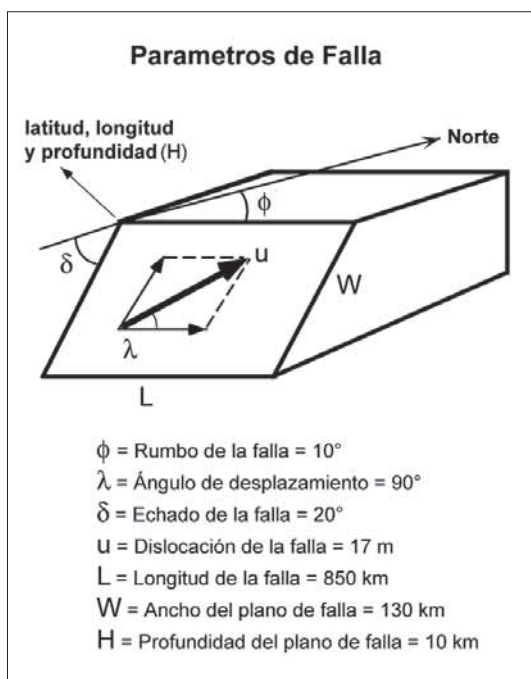
Grillas A, B, C y D con resoluciones de celda de 81", 27", 9" y 3" respectivamente. Los ejes x,y indican número de filas y columnas. Los niveles de grises indican altitud (valores negativos) y profundidades (valores positivos). El círculo negro en la grilla D indica la posición del mareograma sintético de la figura N° 5.

siguientes resoluciones espaciales: grilla A (81"~2500 m); grilla B (27"~833 m); grilla C (9"~ 277 m); y, grilla D (3"~ 92 m).

Las bases de la modelación incluyen aspectos morfotectónicos y de dinámica oceánica, que el modelo los integra de la siguiente forma: la condición inicial del tsunami se determina utilizando el modelo propuesto por Mansinha y Smylie (1971), el cual supone una deformación instantánea de la superficie del océano idéntica a la deformación vertical del fondo marino. Este es un modelo de ruptura sísmica, que requiere conocer los parámetros de rigidez del material en la falla, área de ruptura y dislocación de la falla. Para la modelación del terremoto tsunamigénico de 1960 se utilizaron los parámetros macrosísmicos propuestos por Barrientos y Ward (1990) presentes en la figura N° 3. La propagación del tsunami se simula utilizando el método de Goto y Ogawa (1992), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de aguas someras utilizando el método de diferencias finitas. La inundación de las zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil propuesta por Iwasaky y Mano (1979). Los procedimientos de solución numérica permiten determinar: la deformación del terreno; las alturas de onda de tsunami en la costa; sus tiempos de arribo según resolución temporal; obtención de vectores de velocidad de corriente y la generación de mareogramas sintéticos (simulados) en puntos específicos de la costa. Los programas utilizados para la modelación fueron DIGITAL Visual Fortran 6.0, MATLAB 6.5 y el Sistema de Información Geográfica (SIG) TNT mips 6.3.

Para generar el dominio de integración se elaboró un mosaico digital topográfico y batimétrico que incluye el área de ruptura del evento de 1960 (figura N° 2A), con una longitud aproximada de 1.000 km, desde Concepción, por el norte (36° 58' S), hasta la Península de Taitao, por el sur (46° S), y un ancho aproximado de 400 km desde el Océano Pacífico (76° 30' W) hasta el interior del continente (72° 15' W). Los datos batimétricos distantes a la costa se obtuvie-

FIGURA N° 3
PARÁMETROS DE FALLA UTILIZADOS PARA
SIMULAR EL TSUNAMI DE 1960



ron del levantamiento del fondo oceánico realizado por Smith y Sandwell (1997); en tanto, la batimetría cercana a la costa se obtuvo de la digitalización de cartas náuticas elaboradas por el SHOA. La componente topográfica se obtuvo de la fusión digital de curvas de nivel y cotas a escala 1:50.000 generadas por el Instituto Geográfico Militar (IGM). Mientras que la topografía para el área de estudio se obtuvo mediante un levantamiento detallado de terreno con Sistemas de Posicionamiento Global (GPS) Geodésicos y restitución aerofotogramétrica de fotografías aéreas 1:20.000 tomadas por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF). El resultado topográfico final fue la generación de un levantamiento con curvas de nivel con un metro de equidistancia. Toda la información topobatiométrica fue georreferenciada al elipsoide y datum WGS 1984, integrada en formato vectorial y traspasada a formato *raster* mediante métodos geoestadísticos, generando un gran modelo digital de elevación (MDE). El MDE fue la base para generar las grillas que sustentan la modelación.

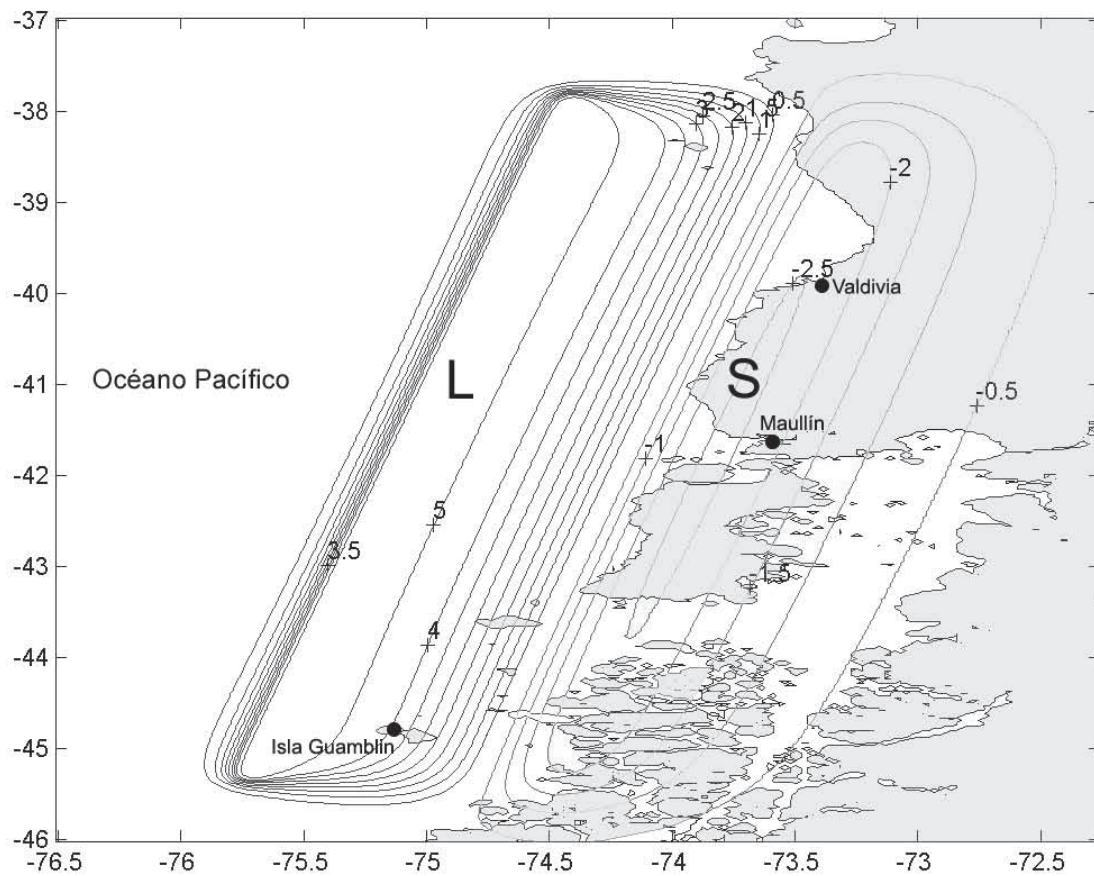
Resultados y discusión

La aplicación del modelo propuesto por Mansinha y Smylie (1971) permitió generar la condición inicial del tsunami. La deformación del terreno derivada permite observar las áreas afectadas por levantamiento y subsidencia cosísmica (figura N° 4). Los resultados modelados se consideran aceptables dado que se asemejan a evidencias de terreno obtenidas por Plafker y Savage en 1970. De acuerdo al modelo, Valdivia y Maullín se hundieron aproximadamente 2,4 y 2 m respectivamente; en tanto, las observaciones de los autores indican 2,7 y 1,5 m respectivamente, con un margen de error de ± 0.4 m. Por otra parte, el modelo indica que Isla Guamblin se levantó alrededor de 4 m, y las observaciones de terreno de Plafker y Savage indican 5.7 m ± 0.2 m.

La condición inicial del tsunami una vez validada fue la base para realizar la modelación del evento. La figura N° 5 ilustra el comportamiento del nivel del mar durante cuatro horas (240 minutos) en un mareograma sintético en Punta Pangal, justo en la desembocadura del río Maullín (ver figura N° 2D). Se observa que al momento del terremoto (Tiempo = 0 minutos) se produce un descenso del nivel del mar de alrededor de dos metros, hecho que se traduce en un recogimiento de las aguas. Aproximadamente, a contar de los 20 minutos se manifiesta la llegada del primer tren de ondas de tsunami, alcanzando a los 45 minutos alturas de onda cercanas a los 10 m. De acuerdo al mareograma, la máxima regresión del nivel del mar se produce a las dos horas diez minutos con -7,64 m, en tanto, la máxima altura de ola alcanza los 13,26 m a las dos horas 36 minutos de ocurrido el terremoto, ingresando por el río y propagándose hacia el interior.

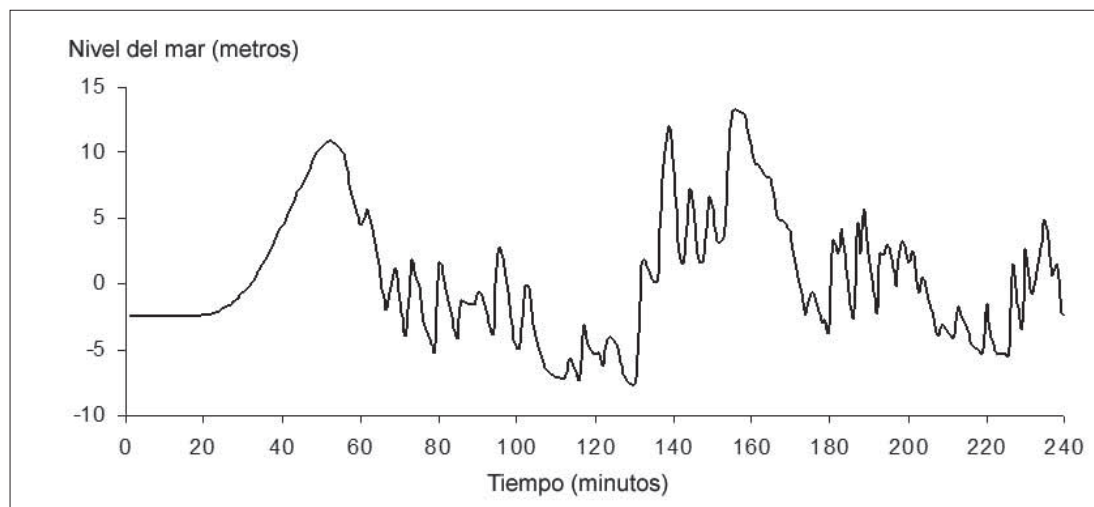
De acuerdo al SHOA (1961), el tiempo de arribo de las primeras ondas a Maullín se produjo más o menos 20 minutos después del terremoto, lo cual coincide con el mareograma modelado, al igual que las máximas alturas de ondas estimadas en 14 m.

FIGURA N° 4
CONDICIÓN INICIAL DEL TSUNAMI DE 1960



Las líneas elipsoidales representan áreas afectadas por levantamiento (L) y subsidencia (S) cosísmica, derivadas de las deformaciones del terreno producidas por el terremoto tsunamigénico magnitud M_w 9.5 de 1960. Se asume un estado de la marea al nivel medio del mar.

FIGURA N° 5
MAREOGRAMA SINTÉTICO EN PUNTA PANGAL



En la figura N° 6 se presenta a intervalos de diez minutos la llegada del primer tren de ondas de tsunami obtenido mediante simulación numérica. Se observa que a diez minutos de ocurrido el terremoto se mantiene un descenso del nivel del mar en toda el área de alrededor de dos metros, este hecho se complementa con la aparición de flujos de corriente en las cabeceras de los cauces que evidencian el gradual vaciamiento de las aguas en dirección al océano, afectando al río Maullín y sus tributarios cercanos a la desembocadura, los ríos Quenuir y San Pedro Nolasco. La velocidad de los flujos de corriente fluctúan entre 1 y 2 m/s.

A 20 minutos del terremoto, en el estuario el descenso del nivel del mar, continúan propagándose los flujos de corriente vaciante a lo largo de los cauces. En el río Quenuir la velocidad de la corriente de las aguas alcanza entre 3 y 4 m/s. En tanto, a la entrada de la bahía se observa un aumento gradual del nivel del mar que antecede la llegada de las primeras ondas del tsunami. A treinta minutos, el primer tren de ondas ya ha ingresado por la bahía, se observan los vectores de velocidad de corriente del tsunami con magnitudes que alcanzan hasta 3 m/s. Comienza el proceso de inundación en las costas bajas expuestas al Océano Pacífico, como Caleta Pichicuyen en Quenuir.

Desde los 40 minutos en adelante el tsunami impacta la extensa playa de Pangal, el poblado de Quenuir, y comienza la propagación de las ondas por la boca del río Maullín aguas arriba. En la bahía, los flujos de corrientes en dirección a la costa se intensifican alcanzando velocidades de 4 a 6 m/s y alturas de ola de 5 a 7 m, ondas que a medida que disminuye la profundidad incrementan su altura.

A los 50 minutos el tsunami ya ha inundado las áreas bajas de Chanhué, La Pasada y Maullín, propagándose hacia el interior del río, las alturas máximas de ola en estos lugares fluctúan entre 4 y 7 m. Los trenes de onda se manifiestan con períodos

aproximados de 10 a 15 minutos, siendo los de mayor energía y amplitud los que ocurren a media hora del terremoto, luego a dos horas diez minutos y a dos horas 40 minutos aproximadamente.

En la figura N° 7 se observa el máximo alcance de la inundación producida por el tsunami (*runup*). Frente a la bahía de Maullín, por el norte, las aguas inundan completamente la Caleta Pichicuyen y el poblado de Quenuir, hecho que coincide con los testimonios de sobrevivientes rescatados por Atwater *et al.* (1999). En Pangal, las aguas penetran casi tres kilómetros tierra adentro, inundando las extensas planicies arenosas hasta los 5 a 6 m de altitud, coincidiendo con el límite indicado por Atwater *et al.* (1999).

Debido a la configuración batimétrica del cauce del río Maullín y la exposición de su ribera norte, hacen que el tsunami inunde con facilidad las áreas bajas de este sector. En Chanhué la inundación alcanza aproximadamente la cota 5 m. En La Pasada las aguas llegan hasta las cotas 4 a 5 m de altitud. En tanto, el poblado de Lepihue (cercano a La Pasada) es arrasado por las aguas, inundando el sector El Rosario hasta alcanzar las áreas bajo el puente en dirección a Coyam.

Dadas las características del emplazamiento del poblado de Maullín, en la ribera sur del río, con escasas zonas de baja altitud, la inundación producida por el tsunami es menor. En el pueblo, las aguas inundan parte del camino a Pangal y el centro cívico, sin sobrepasar los 5 m de altitud, coincidiendo con el área de inundación descrito por Thomas *et al.* (1963). En tanto, también se manifiesta inundación en las riberas del pueblo que dan al río Cariquilda sin sobrepasar los 3 m de altitud.

El río Cariquilda es inundado completamente por las aguas del tsunami, incluyendo las planicies de Chuyaquén. Esta área presenta registros sedimentarios depositados por el tsunami real de 1960 (Atwater *et*

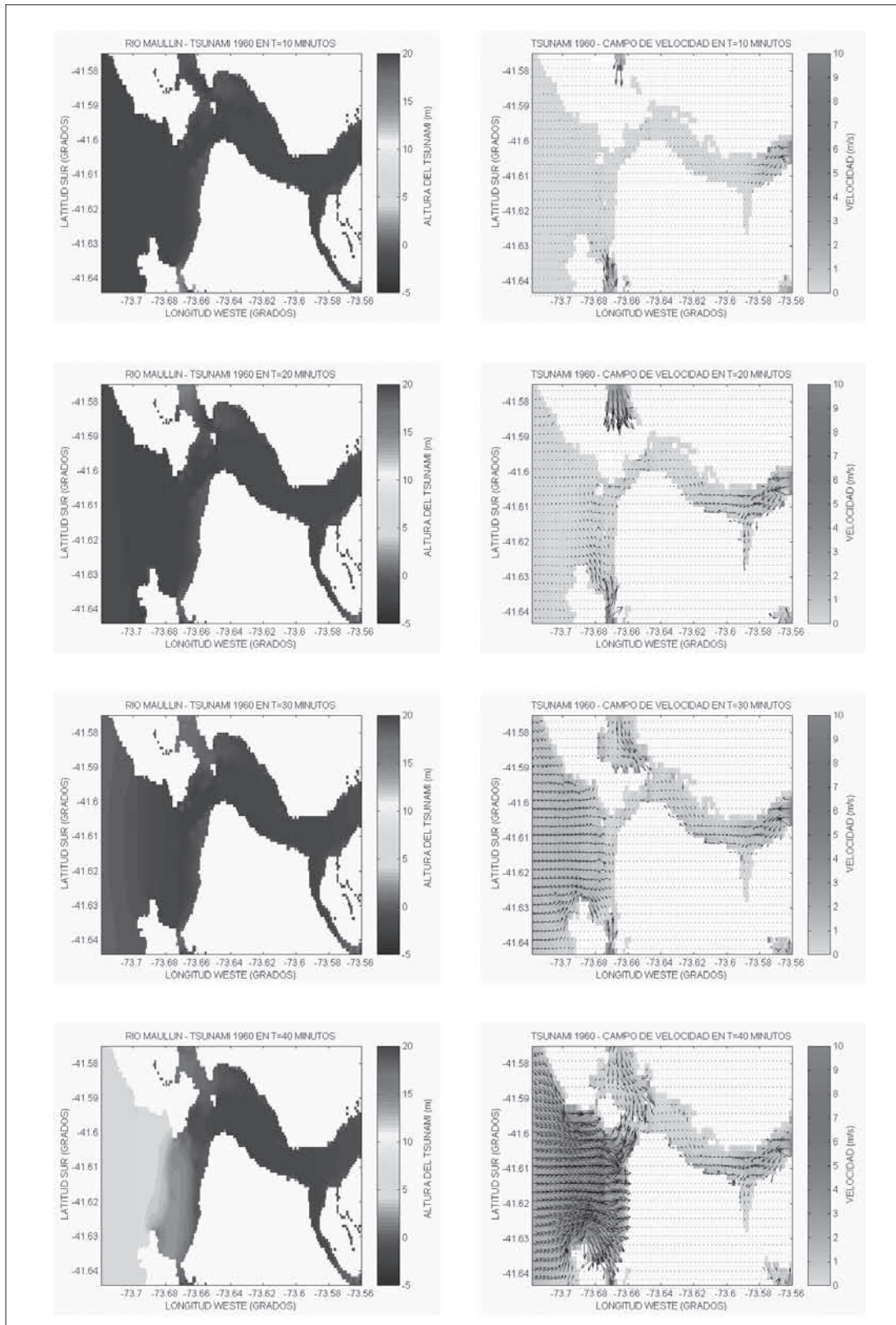
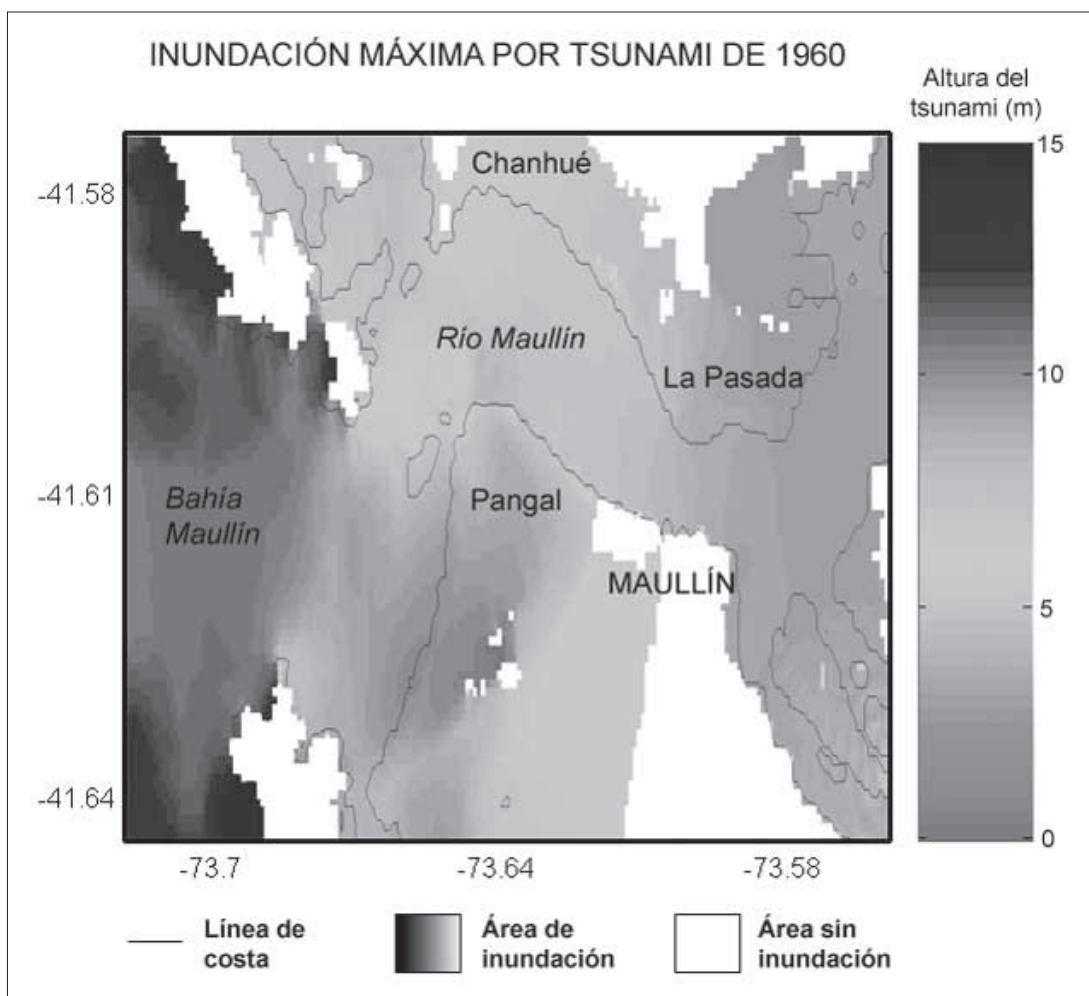
FIGURA N° 6
SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL TSUNAMI DE 1960, PRIMEROS 40 MINUTOS

FIGURA N° 7
MÁXIMO ALCANCE DE LA INUNDACIÓN EN EL CURSO INFERIOR DEL RÍO MAULLÍN



al., 1992; Cisternas *et al.*, 2000; Lagos y Cisternas, 2004), lo que validaría las áreas inundadas obtenidas por modelación en este sector.

Conclusiones

Dadas las características y magnitud del tsunami de 1960, se puede considerar este evento como el peor escenario para el curso inferior del río Maullín. Los resultados obtenidos por simulación se consideran aceptables, dado que el comportamiento del tsunami y los alcances de la inundación coinciden con antecedentes históricos, investigaciones previas y evidencias de terreno.

La importancia de conocer el tiempo de arribo de las primeras ondas de tsunami (~25-30 minutos) se transforma en una herramienta vital al momento de manejar la emergencia y dar la alerta temprana ante eventos de campo cercano. Lo mismo debería ocurrir con las áreas potencialmente inundables, lugares que deberían poseer un ordenamiento territorial diferenciado ante la amenaza de tsunami. Al respecto, la utilización de señaléticas ante el riesgo de tsunami e indicación de vías de evacuación (figura N° 8), sumado a la educación de la población expuesta, permiten mitigar potenciales impactos.

Respecto al área de inundación resultante, es importante considerar el rol que

FIGURA N° 8
SEÑALETICA ANTE EL RIESGO DE TSUNAMI



A. Señalética localizada al interior del área potencial de inundación en la ciudad de Arica (norte de Chile), indica al transeúnte que se encuentra en zona de riesgo. B. Señalética que indica dirección para evacuar a zona de seguridad. Fotografías: M. Lagos, 2004.

ejerce la morfología costera en el *runup* de un tsunami y como los obstáculos en superficie pueden cambiar y disminuir los alcances de la inundación. En la actualidad, este es un problema para los estudios que reconstruyen inundaciones tsunámicas, dado que la topografía utilizada para la simulación de eventos no incluye la presencia de construcciones, árboles y vegetación baja, sino que, considera a la superficie como un plano representado por modelos digitales de elevación (MDE). Al respecto, Fujima (2001) demuestra que al incluir un parámetro de fricción de fondo mayor en la modelación del *runup*, la disipación de energía producto de la rugosidad del terreno es considerada. De este modo, la mayoría de los estudios que reconstruyen los alcances de inundaciones generadas por tsunami, utilizan como coeficiente de fricción un valor estándar de ingeniería para el parámetro de Mannig para superficies ligeramente rugosas de $n = 0.025$ (Koshimura *et al.*, 2002; Zahibo *et al.*, 2003; Venturato *et al.*, 2004), valor que se utilizó para la presente modelación.

En el curso inferior del río Maullín, la configuración de su costa, la escasa pendiente y las bajas altitudes del terreno potenciaron el poder de penetración de la inundación. No obstante, se debe considerar que la inundación modelada esta referida al nivel medio del mar, nivel que el 22 de mayo de 1960 a las 15:10 horas se encontraba descendiendo de acuerdo al testimonio de sobrevivientes (Atwater *et al.*, 1999); por lo tanto, es probable que en algunas áreas la inundación obtenida esté sobrestimada. Sin embargo, se debe tener conciencia que las variaciones de marea condicionarán el alcance de un futuro tsunami en superficie.

Por último, se debe destacar que las alturas del tsunami y el *runup* obtenidos por modelación en Maullín, son un valor promedio en la celda correspondiente, situación que se transforma en una limitación práctica condicionada por el tamaño de celda, que en este caso fue de ~ 90 m; sin embargo, conocer el comportamiento de un potencial evento y los alcances de la inundación sienta las bases para diferenciar y conocer el riesgo de las comunidades costeras.

Bibliografía

ATWATER, B.; JIMÉNEZ, N. & VITA-FINZI, C. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. *Quaternary International*, 1992, N° 15-16, p. 77-85.

ATWATER, B.; CISTERNAS, M.; BOURGEOIS, J.; DUDLEY, W.; HENDLEY, J. & STAUFFER, P. Surviving a Tsunami - Lessons from Chile, Hawaii, and Japan. *Circular 1187 USGS*, 1999, p.18.

ATWATER, B.; CISTERNAS, M.; SALGADO, I.; MACHUCA, G.; LAGOS, M.; EIPERT, A. & SHISHIKURA, M. Incubation of Chile's 1960 Earthquake. *Eos Transaction AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., 2003, Abstract G22E-01.

BARRIENTOS, S. & WARD, S. The 1960 Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 1990, N° 103, p. 589-598.

BERNARD, E. Tsunami: Reduction of Impacts through three Key Actions (TROIKA). *Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001 (ITS 2001)*, Session 1-1, Seattle, WA, 2001, p. 247-262.

CISTERNAS, M.; ARANEDA, A. y CONTRERAS, I. Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 2000, N° 27(1), p. 3-11.

CISTERNAS, M. Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del Centro-Sur de Chile durante los últimos dos milenios. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2005, N° 33, p. 19-31.

DENGLER, L.; LUDY, B. & PATTON, J. Relative Tsunami Hazard Maps, Humboldt County, California. *Eos Transaction AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., 2003, Abstract OS22B-1162.

FUJIMA, K. Long wave propagation on large roughness. *Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001 (ITS 2001)*, Session 7-22, Seattle, WA, 7-10 August 2001, 2001, p. 891-895.

GONZÁLEZ, F.; TITOV, V.; MOFJELD, H.; VENTURATO, A.; SCOTT, R.; HANSEN, R.; COMBELICK, R.; EISNER, R.; HOIRUP, D.; YANAGI, B.; YONG, S.; DARIENZO, M.; PRIEST, G.; CRAWFORD, G. & WALSH, T. Progress in NTHMP Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 2005, 35(1), p. 89-110.

GOTO, C. & OGAWA, Y. *Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-frog Scheme*. Tohoku: Dept. of Civil Engineering, Tohoku University. Translated for the TIME Project by N. Shuto, 1992.

GOTO, C.; OGAWA, Y.; SHUTO, N. & IMAMURA, F. *Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme*. IUGG/IOC TIME Project Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Manuals and Guides, 1997, N° 35, p. 126.

IWASAKI, T. & MANO, A. Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description. *Twenty-sixth Conference on Coastal Engineering*, Tokyo, 1979, p. 70-74.

KANAMORI, H. The Energy Release in Great Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 1977, Vol. 82, N° 20, p. 2981-2987.

KOSHIMURA, S.; MOFJELD, H.; GONZÁLEZ, F. & MOORE, A. Modeling the 1100 bp paleotsunami in Puget Sound, Washington. *Geophysical Research Letters*, 2002, Vol. 29, N° 20, 1948.

LAGOS, M. Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2000, N° 27, p. 93-102.

LAGOS, M. y CISTERNAS, M. Depósitos de tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias. *Revista*

- Geográfica de Chile Terra Australis*, 2004, N° 49, p. 329-351.
- LOCKRIDGE, P. Tsunamis in Peru-Chile. Report SE-39, *World Data Center A for Solid Earth Geophysics USA*, 1985, p. 97.
- LYNETT, P.; BORRERO, J.; LIU, P. & SYNOLAKIS, C. Field survey and numerical simulations: A review of the 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 2003, 160(10-11), p. 2119-2146.
- MANSHINHA, L. & SMYLIE, D. The displacement field of inclined faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1971, Vol.61, N° 5, p. 1433-1440.
- MARRIS, E. Inadequate warning system left Asia at the mercy of tsunami. *Nature*, 2005, N° 433, p. 3-5.
- NANAYAMA, F.; SATAKE, K.; FURUKAWA, R.; SHIMOKAWA, K.; ATWATER, B.; SHIGENO, K. & YAMAKI, S. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, 2003, N° 424, p. 660-663.
- NIEMAYER, H. y CERECEDA, P. Hidrografía. *Geografía de Chile*. Tomo VIII. Santiago: Instituto Geográfico Militar (IGM), 1984, Vol.8, p. 309.
- PLAFKER, G. & SAVAGE, J. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 1970, N° 81, p. 1001-1030.
- SATAKE, K. Tsunamis. In LEE, W.; KANAMORI, H.; JENNINGS, P. & KISSLINGER, C. (eds.) *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 2002, 81A, p. 437-451.
- SATAKE, K. & TANIOKA, Y. The July 1998 Papua New Guinea earthquake: Mechanism and quantification of unusual tsunami generation. *Pure and Applied Geophysics*, 2003, 160(10-11), p. 2087-2118.
- SATAKE, K.; WANG, K. & ATWATER, B. Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B11), p. 2535.
- SATO, H.; MURAKAMI, H.; KOZUKI, Y. & YAMAMOTO, N. Study on a Simplified Method of Tsunami Risk Assessment. *Natural Hazards*, 2003, 29(3), p. 325-340.
- Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA). *El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile*. Valparaíso: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, 1961.
- SMITH, W. & SANDWELL, D. Seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 1997, 277, p. 1957-1962.
- SUGIMOTO, T.; MURAKAMI, H.; KOZUKI, Y.; NISHIKAWA, K. & SHIMADA, T. A human damage prediction method for Tsunami disasters incorporating evacuation activities. *Natural Hazards*, 2003, 29(3), p. 587-602.
- TANIOKA, Y.; NISHIMURA, Y.; HIRAKAWA, K.; IMAMURA, F.; ABE, I.; ABE, Y. SHINDOU, K.; MATSUTOMI, H.; TAKAHASHI, T.; IMAI, K.; HARADA, K.; NAMEGAWA, Y.; HASEGAWA, Y.; HAYASHI, Y.; NANAYAMA, F.; KAMATAKI, T.; KAWATA, Y.; FUKASAWA, Y.; KOSHIMURA, S.; HADA, Y.; AZUMAI, Y.; HIRATA, K.; KAMIKAWA, A.; YOSHIKAWA, A.; SHIGA, T.; KOBAYASHI, M. & MASAKA, S. Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets and Space*, 2004, 56(3), p. 359-365.
- THOMAS, H.; BOWES, W.; BRAVO, N. Field observations made between Puerto Montt y Maullín. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1963, 53(6), p. 1353-1356.
- VENTURATO, A.; TITOV, V.; MOFJELD, H. & GONZÁLEZ, F. *NOAA TIME Eastern*

- Strait of Juan de Fuca, Washington, Mapping Project: Procedures, Data Sources, and Products*. Contribution 2713 from NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, 2004, p. 26.
- VEYL, C. Los sismos y las erupciones de mayo de 1960 en el sur de Chile. *Boletín Sociedad Chilena de Química*, 1961, 11(1-2), p. 20-32.
- WALSH, T.; TITOV, V.; VENTURATO, A.; MOFJELD, H. & GONZÁLEZ, F. *Tsunami Hazard Map of the Bellingham Area, Washington: Modeled Tsunami Inundation from a Cascadia Subduction Zone Earthquake*. Washington: Division of geology and earth resources, open file-report 2004-15, scale 1:50.000, 2004.
- WATTS, P.; WALDER, J. & WAYTHOMAS, C. A novel tsunami inundation mapping technique. *Eos Transaction AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., 2003, Abstract OS22B-1161, 2003.
- ZAHIBO, N.; PELINOVSKY, E.; YALCINER, A.; KURKIN, A.; KOSELKOV, A. & ZAITSEV, A. The 1867 Virgin Island tsunami: observations and modeling. *Oceanologica Acta*, 2003, N° 26, p. 609-621.