

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA DEL PELIGRO DE TSUNAMI
PARA EVENTOS DE CAMPO CERCANO**

ALEJANDRA GUBLER L.¹
PATRICIO CATALÁN M.^{2,3,4}
YUTAKA HAYASHI.⁵

RESUMEN

El presente artículo describe una metodología que incorpora la incertidumbre en la evaluación del peligro de tsunami, específicamente en el marco de los sistemas de alerta de tsunamis basado en bases de datos de escenarios precomputados. El método utiliza subfallas unitarias con las que se discretiza el dominio de una posible ruptura, para luego combinar linealmente los tsunamis unitarios y generar así series de tiempo en los puntos previstos. Con el conjunto de todos los escenarios posibles se generan curvas de probabilidad de excedencia de amplitud del tsunami y los tiempos de arribo, lo que proporciona más información a la base de datos de procedimientos tradicionales, sin incorporar un costo computacional y ni pérdidas de precisión significantes. Este estudio se centra en la incertidumbre en la ubicación relativa del epicentro respecto a su área de ruptura y los resultados son verificados con los datos del tsunami de Maule en 2010 en Chile, obteniéndose buenos resultados cualitativos. A este procedimiento se le pueden incluir fácilmente otras fuentes de incertidumbre, y puede ser también acoplado a técnicas de inversión una vez que se encuentren disponibles datos en tiempo real.

¹ Alumno Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil, Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María.

² Profesor Auxiliar, Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María.

³ Investigador Asociado, Centro Nacional de Gestión Integrada de Desastres Naturales, CIGIDEN

⁴ Investigador Asociado, Centro Científico Tecnológico de Valparaíso, CCTVal

⁵ Meteorological Research Institute, Japan.

1. INTRODUCCIÓN

Los tsunamis de campo cercano plantean un gran desafío para los Sistema de Alerta Temprana de Tsunamis (SATT), debido al corto lapso de tiempo que transcurre desde la generación del tsunami hasta su arribo a la costa. Como ejemplo, el tsunami generado por el terremoto de Mw8.8 del Maule de 2010, las primeras ondas de tsunami llegaron a la costa dentro de los primeros 20 minutos. Con el fin de responder de manera efectiva en la emisión de avisos y alertas, es necesario entonces una estimación precisa de las características hidrodinámicas del tsunami. Sin embargo, debido al corto período de tiempo que se cuenta para obtener tanto una estimación del evento sísmico y los resultados de la propagación del tsunami, se hace imposible la modelación en tiempo real, al menos con capacidades computacionales actuales.

En respuesta a este desafío, muchos de los sistemas actuales cuentan con bases de datos de tsunamis con escenarios precalculados. Este tipo de bases de datos han sido implementadas en varios países, y su metodología operacional puede ser ampliamente categorizada en dos esquemas. En primer lugar, el método utilizado por la National Oceanic and Atmospheric Administration de los Estados Unidos (NOAA, por su nombre en inglés) utiliza tanto información sísmica como del tsunami para estimar las características de la fuente, la cual es obtenida a partir de una combinación lineal de soluciones unitarias de tsunamis previamente calculadas. Este método es más adecuado para escenarios de campo lejano cuando las características del tsunami pueden ser obtenidos y validados en puntos de medición (boyas), reduciendo así la incertidumbre (Gica et al., 2008). Por otro lado, el método desarrollado originalmente por la Agencia Meteorológica de Japón (JMA, por su nombre en inglés), y ahora también en el Centro de Alerta de Tsunami de Indonesia, entre otros, utilizan sólo la información sísmica de bajo nivel de detalle (básicamente, información hipocentral y de magnitud de momento) para iniciar a un procedimiento de búsqueda en tabla, en el que se interpolan los valores pre-calculados de escenarios sísmicos similares para encontrar el que mejor coincida con el evento real, y luego se hacen las estimaciones de la amplificación del tsunami en la costa, para así determinar el eventual peligro de tsunami. Este enfoque es más adecuado para eventos de campo cercano, porque se basa principalmente en datos sísmicos. En caso de contar con observaciones en tiempo real de tsunami, se pueden utilizar para mejorar la solución a través de la asimilación, y validar la estimación del peligro.

Sin embargo para el caso de Chile, debido a la cercanía de la zona de falla a la costa, el tiempo de respuesta se reduce significativamente si se utilizaran mediciones en tiempo real del tsunami. Es por esto que depender solamente de la información sísmica es, hasta la fecha, la única opción viable para un funcionamiento del SATT para campo cercano.

Los datos sísmicos necesarios son la ubicación del hipocentro (latitud, longitud y profundidad) y la magnitud de momento del terremoto. En procedimiento de búsqueda en tabla estos datos se cruzan con múltiples escenarios precalculados con base en combinaciones de valores factibles de los 10 parámetros relevantes para la estimación de la deformación inicial de la superficie libre basado en el modelo de Okada (1985) de la deformación cosísmica de la corteza. Sin embargo, este modelo de ruptura asume que el epicentro está ubicado en el centro de la zona de ruptura.

Mientras las inexactitudes en la posición relativa del epicentro en la zona de ruptura real pueden no ser relevantes para eventos de campo lejano, estas sí pueden dar lugar a cierto grado de variabilidad en las características de tsunami para los eventos de campo cercano. Por ejemplo, el epicentro del terremoto M_w 9.5 en 1960 estuvo ubicado en el extremo al nor-este de la zona de ruptura (Moreno et al., 2009), lo que podría haber llevado a una sobreestimación del peligro en Chile central si se hubiese utilizado el método estándar. Por otra parte, el epicentro del evento de 2010 se encuentra muy cerca de la costa y un poco hacia el sur con respecto al centro de la zona de ruptura (Vigny et al., 2011). Simulaciones con el modelo de Okada (1985) para esta configuración inducen a una subestimación del peligro de tsunami. Esta variabilidad indica que la localización del epicentro no es un buen descriptor de la zona de ruptura y podría desempeñar un papel secundario en la estimación del peligro. La solución obvia es tener lo más pronto posible la información detallada de la geometría de la ruptura real y los desplazamientos asociados, pero estas soluciones consumen mucho tiempo y puede que no alcancen a estar disponible en el plazo requerido para dar una alerta eficaz.

Para reducir la incertidumbre relativa a la ubicación del epicentro, en el caso de fuentes cercanas a la costa, Japón aplica el método de máximo riesgo, el cual define una zona de incertidumbre rectangular centrada en el epicentro estimado, y luego selecciona todos los puntos de simulación (epicentro de la falla de un posible escenario) que están dentro del rectángulo de interrogación. El método elige el peor de los casos para cada punto de predicción, basada en la máxima amplitud del tsunami modelada y la hora de llegada más temprana para cada lugar. Puntos improbables de simulación pueden ser excluidos con datos en tiempo real de mareógrafos u otros (Kamigaichi, 2011). En el enfoque utilizado por Indonesia, se define un área de incertidumbre elíptica alrededor del epicentro medido, y se seleccionan todos los posibles escenarios cuyos epicentros se encuentren dentro de la elipse. Luego, se eligen los escenarios que mejor se ajustan (en comparación con los datos reales obtenidos de mediciones GPS), y se selecciona el que tiene la mayor magnitud de momento dentro de la gama ($M_w-0.5$, $M_w+0.3$) y luego se seleccionan las amplitudes máximas y horas de llegada a las costas de Indonesia para dicho escenario. (Rakowsky et al., 2013, en prensa).

En este trabajo se amplía este último procedimiento, definiendo como un escenario posible de tsunami cualquier acontecimiento cuya zona de ruptura incluya el epicentro estimado, generando así un área incertidumbre cuatro veces más grande que el área de ruptura estimada y un número indeterminado de escenarios. Como primer paso, esto permite estimar la variabilidad esperada en los parámetros del tsunami debido a la incertidumbre en la localización del epicentro. Luego, con el conjunto de todos los escenarios posibles se generan curvas de probabilidad de excedencia de amplitud del tsunami sobre el número total de simulaciones para el epicentro medido del terremoto, las cuales proporcionan información más significativa que cuando se estima el riesgo usando el peor escenario.

Para el presente trabajo, el análisis se centró en el evento del 2010 como prueba de concepto, por lo tanto, se analizaron todas las fuentes unitarias dentro del dominio de ruptura de dicho evento. En primer lugar, para verificó el uso de combinaciones lineales, los resultados se compararon con los resultados del modelo de tsunami utilizando COMCOT (Wang, 2009) utilizando los

parámetros de falla estimados por el United States Geological Survey (Hayes, 2010). Luego, se evaluó el procedimiento descrito anteriormente, como si hubiera sido utilizado para el mismo evento como herramienta de predicción. Finalmente, se discutieron los beneficios del enfoque de trabajo presentado en este documento y el trabajo futuro.

2. METODOLOGÍA

El proceso de ruptura sísmica es complejo de modelar, y la deformación cosísmica resultante de la corteza y su desplazamiento asociado de la superficie oceánica no son triviales y rápidos de calcular, pese a que los parámetros sísmicos tales como la magnitud de momento y la ubicación del epicentro se pueden obtener en un tiempo relativamente corto. A pesar que estos no sean la información más completa para caracterizar un evento sísmico, el corto lapso de tiempo entre la generación de tsunamis y su llegada a la costa hace que esa información sea útil para iniciar el procedimiento de evaluación del peligro. En los lugares donde la fosa está muy cerca de la costa, se mantiene como la única opción viable para un SATT de campo cercano. El bajo nivel de la información proporcionada por estos parámetros hace necesario asumir algún modelo para estimar la deformación cosísmica de la corteza y la deformación inicial de la superficie libre, generalmente modelada con la teoría de dislocación elástica propuesta por Okada (1985). Esto permite calcular los desplazamientos, esfuerzos e inclinaciones de la superficie libre, para una falla de geometría rectangular (largo L , ancho W , profundidad d , rumbo o strike ϕ y ángulo de buzamiento o dip δ) y tres componentes de la amplitud de la dislocación (ángulo de deslizamiento o rake λ , deslizamiento u y apertura u open o). Sin embargo, los mecanismos de falla reales no tienen una distribución uniforme de deslizamiento, y es entonces razonable utilizar una metodología que permita el uso de un modelo de falla heterogénea si ese nivel de información se encuentra disponible.

Los parámetros utilizados por el modelo Okada (1985), exceptuando la localización del epicentro y la magnitud de momento, se pueden estimar a partir de las características de la zona de subducción y también utilizando leyes de escalamiento para relacionar la longitud de la falla, su ancho y el deslizamiento con la magnitud del momento del sismo. Las leyes de escalamiento se basan en el momento sísmico M_o (dyn-cm)

$$M_o = \mu S u \quad (1)$$

Donde μ es el módulo de corte de la roca en dinas/cm², S el área de ruptura en cm² y u el deslizamiento promedio en cm del plano de falla durante la ruptura. La relación entre la magnitud de momento M_w y el momento sísmico M_o es:

$$\log(M_o) = 1.5M_w + 16.1 \quad (2)$$

La longitud de la falla L , su ancho W y el área de falla S pueden ser estimadas a partir de la magnitud de momento M_w con distintas leyes de escalamiento, pero se utiliza específicamente la propuesta por Papazachos et al. (2004) para las fallas de tipo dip-slip en las zonas de subducción,

ya que su derivación incluye datos históricos de terremotos chilenos y también porque cubre un amplio rango de magnitudes de momento ($6.7 \leq M_w \leq 9.2$).

Por otra parte, los recientes terremotos en Chile han puesto en evidencia que la ubicación del epicentro no está necesariamente centrada en la falla, a diferencia de lo que propone el modelo de Okada (1985). Esta situación puede afectar la calidad de la evaluación del peligro si se utiliza un enfoque determinista. Debido a esta incertidumbre, aquí se define como un escenario probable de tsunami cualquier acontecimiento cuya zona de ruptura incluya el epicentro estimado, siempre y cuando cumplan con restricciones físicas. Esto significa que el epicentro estimado no esté necesariamente ubicado cerca del centro de la falla, y es incluso posible que el epicentro se encuentre cerca de las fronteras de la falla. Por lo tanto, se define un rectángulo de incertidumbre centrado en el epicentro estimado con dimensiones de $2L$ de longitud y $2W\cos(\delta)$ de ancho proyectado en el plano horizontal, con el fin de cubrir todos los escenarios posibles. En la Fig. 1a se muestran el rectángulo de incertidumbre y los escenarios que incluyen el epicentro. La orientación del rectángulo de incertidumbre es a lo largo de la fosa, que suele ser la orientación de los acontecimientos en el caso chileno. Aun así, este procedimiento puede generar varios escenarios determinísticos, y la modelación de todos ellos es una tarea que consume tiempo y puede no ser adecuada para un SATT.

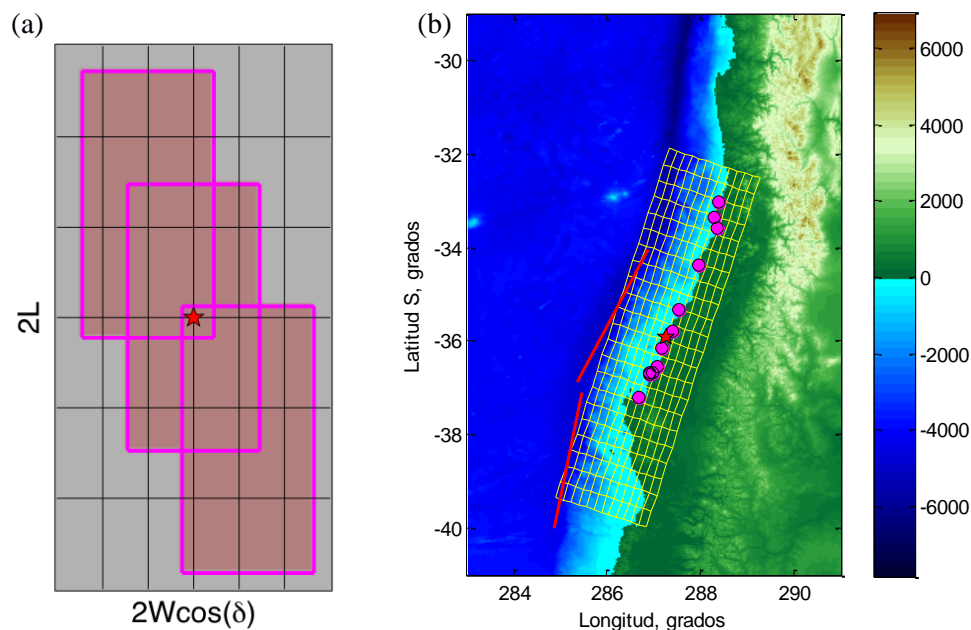


Figura 1 (a) Rectángulo de incertidumbre (rectángulo gris, de dimensiones $2L$ de longitud y $2W\cos(\delta)$ de ancho, proyectado en el plano horizontal) y sus fallas asociadas que incluyen el epicentro (rectángulos rosados). La grilla en negro denota el dominio de las fuentes unitarias. (b) Fuentes unitarias de $M_w 7.0$ que cubren la zona de ruptura del terremoto de Chile 2010 (grilla amarilla). 13 mareógrafos virtuales (puntos rosados). Mapa de color indica elevación vertical del terreno respecto al nivel medio del mar, en metros. Epicentro estimado (estrella roja)

Como alternativa, se adaptó la metodología utilizada por el NOAA en su proyecto SIFT (Gica et al., 2008), mediante la subdivisión del dominio de falla en varias fuentes predefinidas de terremotos, denominadas fuentes unitarias. Un enfoque similar también se ha utilizado por ejemplo en algoritmos de inversión con el objetivo de mejorar la caracterización de la fuente para

la predicción de campo lejano, pero requiere de datos en tiempo real procedentes de sensores que podrían no estar disponibles en todos los casos (Wei et al, 2003; Sanchez y Cheung, 2007).

Se ha establecido para este estudio fuentes unitarias de magnitud de momento de M_w 7.0 y valores de deslizamiento promedio de 1 m, produciendo fallas con dimensiones de 40 km de largo y 20 km de ancho. El valor de M_w 7.0 es menor que el valor utilizado por NOAA (M_w 7.5), debido a la consideración que valores más bajos de M_w no producirán un tsunami significativo, y magnitudes sobre M_w 7.0 generaran fuentes unitarias de grandes dimensiones en comparación con las geometrías actuales, afectando la representación de eventos de cualquier magnitud. Para todas las fuentes unitarias, se generó un tsunami sintético basado en la deformación de la corteza derivada del modelo de Okada (1985) y asumiendo la deformación inicial de la superficie libre igual a la deformación del fondo marino. La propagación de tsunami fue modelada utilizando COMCOT utilizando el método lineal basado en ecuaciones de aguas someras. Los términos no lineales fueron despreciados en la modelación con el propósito de combinar linealmente las soluciones unitarias, y también debido a que se encontraron sólo pequeñas diferencias en los resultados de la propagación regional considerando los efectos no lineales durante las ejecuciones de prueba. Para los efectos de este método, sólo la forma de la ola inicial de tsunami y el registro histórico de la superficie libre en las boyas virtuales para todas las fuentes unitarias se almacenan en una base de datos, lo que resulta en una base de datos pequeña y manejable.

Se define un posible escenario i y la cantidad total n de fuentes unitarias contenidas en el área de ruptura de dicho escenario. Así se estima el escenario por

$$\eta^i = \left[\eta_{US_1}^i \ \eta_{US_2}^i \ \dots \ \eta_{US_j}^i \ \dots \ \eta_{US_n}^i \right] * x^i \quad (7)$$

donde η^i es la deformación inicial de la superficie libre del escenario i (evaluada directamente), η_{US}^i es la deformación inicial de la superficie libre de la fuente unitaria j sobre un total de n contenidas dentro del área de ruptura, y x^i el vector solución (desconocido) que contiene los coeficientes que reconstruirán la deformación inicial de la superficie libre del escenario i combinando linealmente las deformaciones iniciales de las fuentes unitarias. La Ec. (7) constituye un simple sistema de ecuaciones que se resuelve con el método de mínimos cuadrados. Conocido x^i , con la Ec. (8) se reconstruye la deformación inicial de la superficie libre η^{*i} del escenario i

$$\eta^{*i} = \left[\eta_{US_1}^i \ \eta_{US_2}^i \ \dots \ \eta_{US_j}^i \ \dots \ \eta_{US_n}^i \right] * x^i \quad (8)$$

Finalmente, se define h_k^{*i} como el registro histórico de la serie de tiempo de la superficie libre resultante del escenario i ubicado en la boya virtual k , como la superposición de las series unitarias

$$h_k^i = \left[h_{US_1}^{i,k} \ h_{US_2}^{i,k} \ \dots \ h_{US_j}^{i,k} \ \dots \ h_{US_n}^{i,k} \right] * x^i \quad (9)$$

donde h_k^i es la serie de tiempo de la superficie libre del escenario i ubicada en la boya virtual k y

$h^{i,k}_{USj}$ la serie de tiempo de la superficie libre de la fuente unitaria j de las n contenidas dentro del área de ruptura. De cada escenario posible se extraen los valores de amplitud máxima de tsunami y tiempos de arribo, este último definido en este trabajo como el tiempo transcurrido en que la onda de tsunami alcanza su máxima amplitud. Sin embargo, para otros propósitos, éste puede ser definido como el tiempo transcurrido en que el nivel del mar comienza a aumentar. Finalmente, se generan curvas de probabilidad de excedencia para de amplitud máxima del tsunami para todos los puntos de interés dado un epicentro estimado.

3. VERIFICACIÓN

La metodología se verifica con el evento de Maule de 2010. Para esto, se subdivide el dominio de la fuente en 12 filas y 22 columnas, lo que arroja un total de 264 fuentes unitarias dentro de 880 km x 240 km de dominio, centrada en el epicentro estimado (Cobquecura), tal como se muestra en la Fig. 2. El área de estudio abarca la región central de Chile (a partir de 29° S a 41° S y 69° W a 77° W) y 13 mareógrafos virtuales localizados a lo largo de la costa, algunos de ellos cerca de los existentes, como en Valparaíso (71.625°W, 33.027°S) y Talcahuano (73.106°W, 36.695°S), con el fin de comparar con las mediciones reales del tsunami. Los datos batimétricos/topográficos utilizados fueron obtenidos de GEBCO con una resolución de 30 segundos de arco. Para el modelado de tsunami usando COMCOT, dos grillas se anidaron a la batimetría principal (en Valparaíso y Talcahuano), ambas con una resolución de 10 segundos de arco. El tiempo de simulación del tsunami fue de 5 horas con intervalo de tiempo de 1 seg. Las fuentes están alineadas a la fosa, y el rumbo, y los ángulos inmersión y deslizamiento están determinados por las características de la zona de subducción de Nazca/Sudamérica, que son relativamente constante a lo largo de la zona de interés (Sánchez y Cheung, 2007). Por lo tanto, el rumbo se fijó en 18°, el ángulo de inmersión en 18°, y el ángulo de deslizamiento en 112 °. Por último, la profundidad del margen superior de la falla se fijó en 6.2 km. Cabe destacar que estos valores de ángulos son utilizados para la estimación de la deformación cosísmica usando el modelo de Okada (1985) de las fuentes unitarias.

Para la generación de los escenarios probables de M_w 8.8, se utilizaron 4 dimensiones distintas que se lograron combinando 2 valores del módulo de rigidez μ de la roca y 3 relaciones distintas de ancho y largo de la falla. Resolviendo la Ec. (1) se obtiene entonces el deslizamiento promedio de la falla. Los valores utilizados se muestran en la Tabla 1. Parámetros similares fueron utilizados por Yamazaki y Cheung (2011), con un área de ruptura de 540 km por 200 km, con un deslizamiento promedio de 4.2 m Para todos los escenarios probables se utilizó un solo valor de ángulo de inmersión de 18° y ángulo de deslizamiento de 90°, y dos valores de rumbo de 23.5° y 9.3°, para la estimación de la deformación cosísmica usando el modelo de Okada (1985). Los valores del rumbo se consideran distintos como una manera de ajustarse a la orientación principal de la fosa. Luego, se determinaron geoméricamente a partir de las rectas que más se aproximan la fosa, como lo muestran las líneas rojas en la Fig. 1b. Finalmente, el valor utilizado depende de la latitud del epicentro del escenario. Los epicentros se ubicaron a lo largo estas rectas aproximadamente cada 1 grado de latitud y se ubican a distintas profundidades del borde superior de la falla de 0, 5, 10, 15, 20, 25 y 30 km Luego se verificó que la zona de ruptura de los posibles escenarios incluyera el epicentro medido y que se encontrara dentro del dominio de las fuentes

unitarias. Finalmente se obtuvo un total de 108 escenarios posibles. En la Fig. 2, se muestra un ejemplo del procedimiento de cálculo. En la imagen de la izquierda se presenta la deformación de la corteza terrestre con un deslizamiento uniforme centrada en el epicentro real. El panel de la derecha muestra la reconstrucción basada en la solución de Eq. (7). Los resultados muestran una buena aproximación de la deformación, dada la discretización.

μ [GPa]	L [km]	$W:L$	W [km]	u [m]
50	446	1 : 3,5	127.5	7.02
30	446	1 : 3,5	127.5	11.7
30	446	1 : 3	148.6	10.0
30	500	1 : 4	125	10.6

Tabla 1. Parámetros utilizados para la generación de escenarios probables.

Luego, las series de tiempo de la amplitud del tsunami en los puntos de interés se calculan utilizando la Eq. (9). En la Fig. 3 se muestran los resultados de la metodología y se comparan con los registros reales y con los resultados de simulación usando una distribución heterogénea de deslizamiento (Hayes, 2010), para Talcahuano y Valparaíso. Esta última localidad se encuentra al norte de la zona de ruptura y puede ser considerada como campo lejano. Cabe mencionar que el mareógrafo de Talcahuano quedó seco durante la retirada de la primera onda de tsunami, y luego de la segunda onda el mareógrafo quedó inoperativo, reduciendo los datos disponibles para la comparación. No obstante, la llegada y amplitud de la primera onda de tsunami se reproducen bastante bien por el modelo heterogéneo como la combinación lineal que aquí se presenta, a pesar que el mareógrafo se encuentra en aguas relativamente poco profundas, lo que justifica la hipótesis de linealidad. En cuanto a la amplitud de la segunda onda de tsunami, hay alguna diferencia entre la metodología propuesta y los resultados del modelo heterogéneo, y para estas dos simulaciones, la segunda onda de tsunami llega aproximadamente 4 minutos antes que los datos reales. Las ondas posteriores muestran diferencias significativas entre las dos simulaciones y no pueden ser validadas con datos reales. En el caso de Valparaíso (Fig. 4 abajo), la diferencia entre las soluciones de la metodología y los datos reales es más significativa. La amplitud de la primera onda de tsunami es subestimada, pero su fase está bien reproducida. Hay algunas diferencias respecto a la amplitud y tiempos de llegada de las ondas de ambas simulaciones. Esto podría ser debido a que el mareógrafo se encuentra en el interior de un puerto que no está bien representado por la resolución de mallas que se utilizó aquí. Una comparación cualitativa con los resultados de Yamazaki y Cheung (2011), que utiliza fuentes batimétricas similares muestra una buena correlación con los resultados de la metodología propuesta.

Como resultado de esta verificación, se puede observar que las amplitudes y fases de las ondas de tsunami pueden variar significativamente de una simulación a otra, pero en general, las características de las dos primeras ondas parecen ser bien reproducidas. Por lo tanto, en la construcción de curvas de probabilidad de excedencia de la amplitud máxima del tsunami sobre todos los escenarios posibles se realiza solamente para las dos primeras ondas de tsunami. En la Fig. 4, se presentan las series de tiempo resultante de las combinaciones lineales de las fuentes unitarias para los 108 escenarios posibles en Talcahuano y Valparaíso. Se puede ver que hay

algunas variaciones significativas en la amplitud máxima del tsunami debido a la incertidumbre en el epicentro. Algunos escenarios reducen el tiempo de llegada a sólo unos minutos.

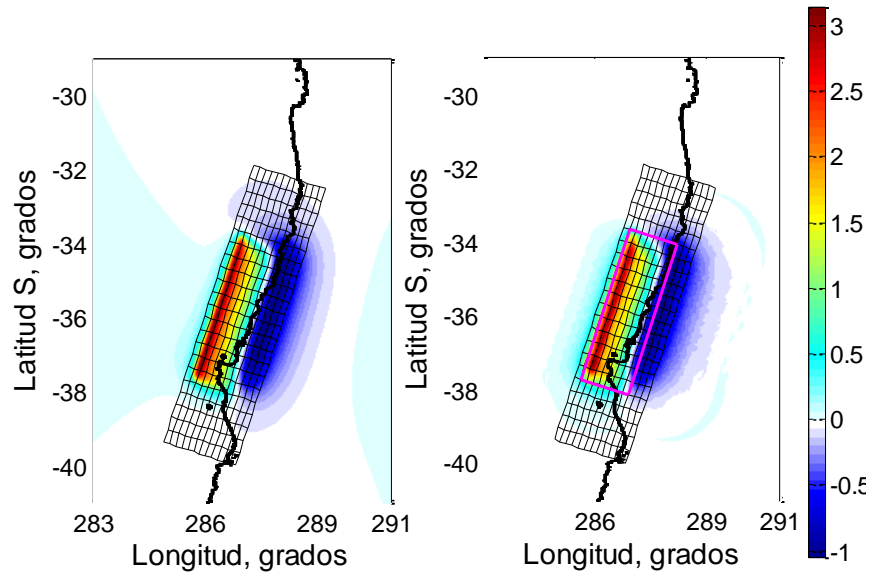


Figura 2. Reconstrucción de la deformación del fondo marino combinando fuentes unitarias lineales involucradas. (izquierda) utilizando el modelo de Okada (1985) y (derecha) deformación reconstruida por una combinación lineal de las fuentes unitarias dentro del rectángulo rosado. Barra de colores: el desplazamiento vertical en metros.

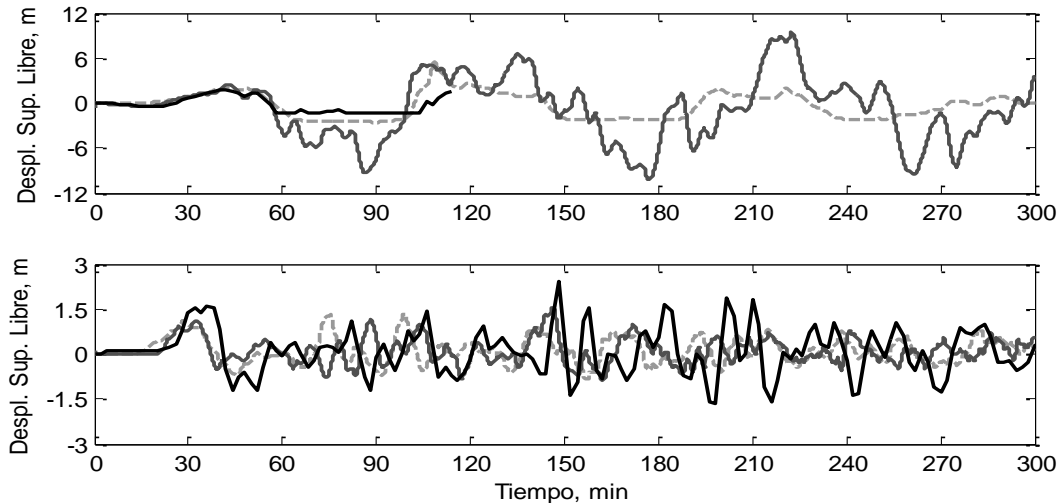


Figura 3. Registros de mareógrafo y los resultados de los modelos correspondientes en Talcahuano (superior) y Valparaíso (inferior). Líneas negras corresponden al registro del tsunami. Las líneas grises continuas corresponden los resultados de la combinación lineal de las fuentes unitarias del escenario mostrado en la Fig. 2. Las líneas grises discontinuas corresponden a la estimación de la amplitud del tsunami usando una la distribución heterogénea de deslizamiento dada por USGS.

Se define entonces la máxima amplitud de onda como la máxima amplitud del tsunami entre cruces por cero. Una alta frecuencia de cruces por cero puede causar pequeñas amplitudes de tsunamis e introducir un sesgo en la estimación de los tiempos de llegada. Esto también afecta a

la caracterización de lo que constituye la primera y subsiguientes ondas, por lo tanto se filtran todos los peaks menores a un umbral pre-establecido de 20 cm.

Con el fin de facilitar el análisis, los datos obtenidos se presentan en términos de probabilidad de excedencia acumulada de amplitud de onda sobre el número total de escenarios. Los resultados se muestran en la Fig. 5 para Talcahuano y Valparaíso, respectivamente, donde se muestran dos conjuntos de líneas. Las líneas negras representan los resultados donde la amplitud del tsunami es inferior a 20 cm han sido eliminadas del análisis, mientras que las líneas grises si las contienen. La primera onda de tsunami en Talcahuano (líneas continuas) muestra una distribución relativamente uniforme de valores, que van desde unos pocos centímetros hasta 6 m y donde más de un 30% de los escenarios puede ser superior a 3 m en el punto de interés. La segunda onda muestra un comportamiento diferente, donde menos del 25% de las simulaciones producen menos de 3 m y más del 70% de las combinaciones predicen una amplitud del tsunami superior a 6 m. Esto es consistente con los comentarios de testigos del evento. Por otro lado, en Valparaíso, las distribuciones muestran que sólo una pequeña fracción de los acontecimientos (menos del 30%) superan los 2 m para cualquiera de las dos ondas de tsunami.

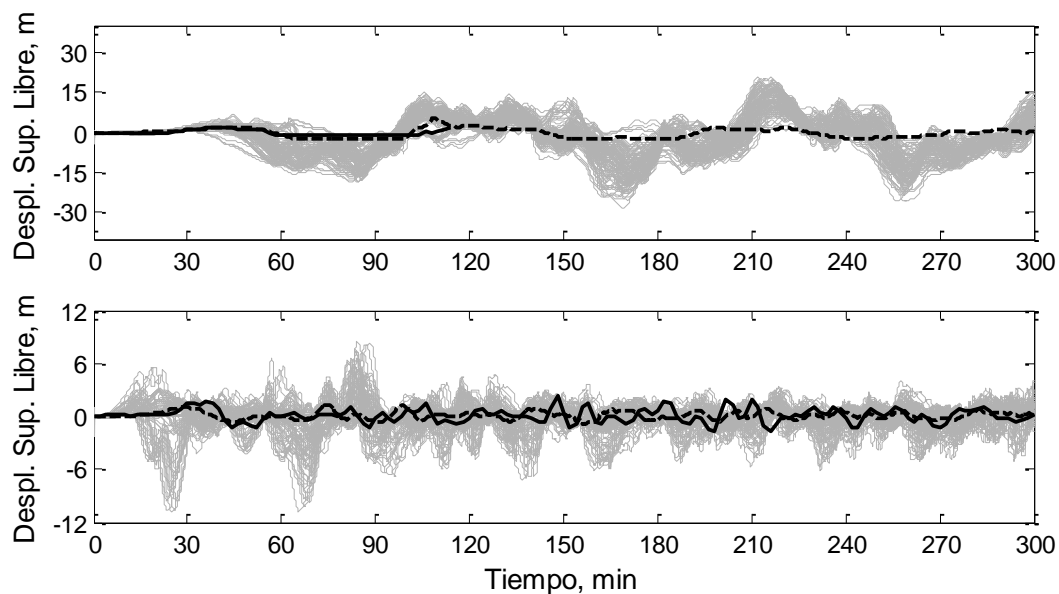


Figura 4. Series de tiempo sintéticas de amplitud de tsunami de todos los escenarios posibles (líneas grises) en contraste con el registro real (línea negra) y resultados usando falla heterogénea (línea punteada) Las líneas grises indican los resultados de la combinación lineal de las fuentes unitarias de todos los escenarios. En Talcahuano (superior) y Valparaíso (inferior).

4. DISCUSIÓN

La metodología presentada muestra el potencial de ser una herramienta adecuada y que permite una rápida evaluación del peligro de tsunami para eventos de campo cercano en caso de emergencia, y es especialmente útil cuando las mediciones de datos de tiempo real no están disponibles.

Otros SATT abordan esta incertidumbre mediante la definición de un dominio de interrogación más grande que la zona de ruptura estimada, y luego usan el peor escenario para generar la toma de decisión. Sin embargo, esas bases de datos se basan en un número finito de escenarios (magnitudes) en puntos de control específicos. La menor extensión espacial de las fuentes utilizadas por el método presentado aquí permite incluir un mayor número de combinaciones en la evaluación, lo que posibilita incluir una configuración de un evento más destructivo. Alternativamente, también permite una rápida estimación de un evento de magnitud superior a la que contenga la base de datos.

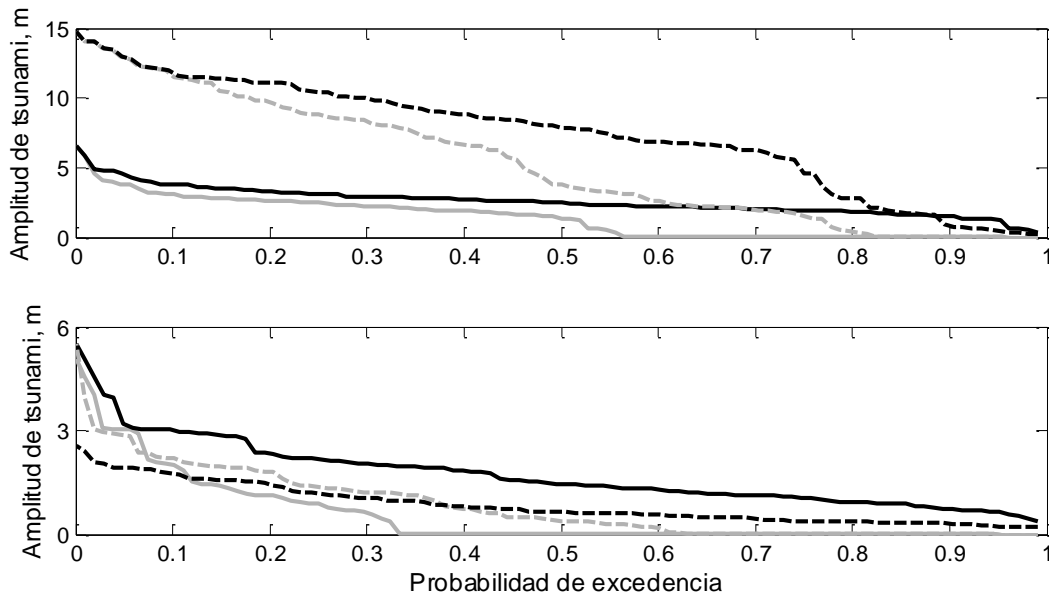


Figura 5 Probabilidad de excedencia de amplitud máxima del tsunami sobre el número total de simulaciones para las dos primeras ondas de tsunami en Talcahuano (panel superior) y Valparaíso (panel inferior). Líneas negras indican los datos filtrados y las líneas grises datos sin filtrar. Las líneas continuas y punteadas denotan la primera y segunda onda, respectivamente.

Esta información está condensada en la curvas de probabilidad de excedencia, que pueden ser útiles en el proceso de evaluación de tsunami, dependiendo del propósito. Si la evacuación de la población es el objetivo, los valores extremos pueden ser relevantes para activar advertencias o procedimientos de alarma, dando así un enfoque conservador. Sin embargo, este tipo de enfoque también puede ser relevante para eventos menos extremos que, aunque generan tsunamis no destructivos que no afecten a la población pero si la operación portuaria. Por otra parte, el método propuesto puede ser aplicado no sólo con modelos de dislocación de deslizamiento uniforme,

sino también a los modelos estocásticos de deslizamiento como los modelos presentados por Geist (2012) para el caso de Chile 2010. Si la información geológica y sísmica están disponibles, la ubicación de macro asperezas puede ser incluida para modelar estocásticamente zonas de mayor deslizamiento y deformación.

Cabe destacar que la metodología propuesta se puede integrar en las bases de datos ya existentes, y para las bases de datos en desarrollo, la presente propuesta permite implementarla en menos tiempo. Por último, una vez establecida la base de datos de fuentes unitarias, la incorporación de técnicas de inversión para la mejora de la evaluación inicial de la fuente es factible a bajo costo.

5. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

Un método probabilístico para evaluar el peligro de tsunami para los eventos de campo cercano se presenta en los que la incertidumbre es incluida calculando rápidamente un gran número de escenarios dada información sísmica de bajo nivel. Específicamente, la metodología que aquí se presenta aborda la incertidumbre en la localización del epicentro relativa a la zona de ruptura. Se demuestra que hay una gran variabilidad en las estimaciones de la amplitud del tsunami y los tiempos de llegada a los puntos de previsión, que se resume en las curvas de probabilidad de excedencia. Estas curvas proporcionan información relevante para la evaluación del peligro de tsunami en diversos niveles, dependiendo del objetivo de la mitigación.

El método se basa en la superposición lineal de los acontecimientos en el campo cercano. Si bien los resultados se desvían de los datos medidos para un tiempo de simulación largo, el primer par de ondas de tsunami son generalmente bien reproducidas. Además, la metodología permite una mayor flexibilidad en la incorporación de eventos extremos o de otras fuentes de incertidumbre, tales como distribuciones de deslizamiento no homogéneas, y también permite la posibilidad de parrear con técnicas de inversión si los datos adecuados en tiempo real están disponibles.

El trabajo futuro incluye la mejora de las predicciones para simulaciones más largas. Además, se va a explorar la inclusión de otras fuentes de incertidumbre, como distribuciones de deslizamiento no homogéneas y los niveles de marea. Finalmente, el análisis específico al sitio de los valores umbrales de las variables relevantes puede ser útil en la determinación de los niveles de activación de las diferentes fases de alerta de tsunami.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a JICA y JST y a su Iniciativa SATREPS "Mejoramiento de Tecnología para Desarrollar una Comunidad Resiliente ante los Tsunamis"; y a Becas CONICYT FONDEF/D11i1119 , FONDAP/15110017 y FB/0821.

REFERENCIAS

- Geist, E. L. (2012), 'Near-Field Tsunami Edge Waves and Complex Earthquake Rupture', *Pure and Applied Geophysics*, 1--17.
- Gica, E.; Spillane, M. C.; Titov, V. V.; Chamberlin, C. D. & Newman, J. C. (2008), 'Development of the Forecast Propagation Database for NOAA's Short-term Inundation Forecast For Tsunamis (SIFT)', NOAA Technical Memorandum OAR PMEL-139
- Hayes (2010). Finite fault model. Updated Result of the Feb 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite_fault.php> .
- Kamigaichi, O., (2011), Tsunami forecasting and warning, in *Extreme Environmental Events*, Springer, Meyers, R. A., ed., pp. 982--1007.
- Moreno, M. S.; Bolte, J.; Klotz, J. & Melnick, D. (2009), 'Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake', *Geophysical Research Letters* **36**(16), L16310.
- Okada, Y. (1985), 'Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space', *Bulletin of the seismological society of America* **75**(4), 1135--1154.
- Papazachos, B.; Scordilis, E.; Panagiotopoulos, D.; Papazachos, C. & Karakaisis, G. (2004), 'Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes', *Bull. Geol. Soc. Greece* **36**, 1482--1489.
- Rakowsky, N.; Androsov, A.; Fuchs, A.; Harig, S.; Immerz, A.; Danilov, S.; Hiller, W. & Schrüter, J. (2013), 'Operational tsunami modelling with TsunAWI - recent developments and applications', *Natural Hazards and Earth System Science*, in press.
- Sánchez, A. & Cheung, K. F. (2007), 'Tsunami forecast using an adaptive inverse algorithm for the Peru-Chile source region', *Geophysical Research Letters* **34**(13), L13605.
- Vigny, C.; Socquet, A.; Peyrat, S.; Ruegg, J.-C.; Metois, M.; Madariaga, R.; Morvan, S.; Lancieri, M.; Lacassin, R.; Campos, J. & et al. (2011), 'The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS', *Science* **332**(6036), 1417--1421.
- Wang, X. (2009). User Manual for COMCOT version 1.7 (first draft). Cornell University.
- Wei, Y.; Cheung, K.; Curtis, G. & McCreery, C. (2003), 'Inverse Algorithm for Tsunami Forecasts', *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* **129**(2), 60--69.
- Yamazaki, Y. & Cheung, K. F. (2011), 'Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake', *Geophysical Research Letters* **38**(12), L12605.