

EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA DE PELIGRO DE TSUNAMI EN LA BAHÍA DE COQUIMBO, CHILE.

*C. Ceballos Manzano*¹, *R. Aránguiz Muñoz*², *R. Benavente Bravo*³, *J. González Carrasco*⁴

RESUMEN: En el presente estudio se realizó una evaluación probabilística de peligro de tsunami (PTHA) para la Bahía de Coquimbo (Chile) considerando terremotos generados en la zona sísmogénica que abarca la región de Coquimbo. Se consideraron 10.000 escenarios de terremoto hipotéticos de magnitud $M_w = 8.4 - 8.6$ generados mediante un enfoque estocástico siguiendo el método de expansión de Karhunen – Loève (K-L). Luego, se seleccionaron 50 eventos para ser simulados numéricamente mediante la metodología Stochastic Reduced Order Model (SROM), la cual selecciona los escenarios óptimos comparando propiedades estadísticas para la deformación mediante el modelo de Okada de los 10.000 escenarios. Se utilizó la ley de Gutenberg-Richter para conocer el periodo de retorno de los eventos sísmicos, donde se obtiene que terremotos de magnitud $M_w = 8.4$ o superior tienen un periodo de retorno de 671 años. Para el análisis probabilístico se construyeron dos mapas de inundación, de 67% y 13% de probabilidad de excedencia, que corresponden a periodos de retorno de la inundación de 1000 y 5000 años respectivamente. A partir de los resultados obtenidos, se puede concluir que eventos de esta magnitud pueden generar tsunamis con profundidad de inundación de 2.3 m en la ciudad de Coquimbo, con un 50% de probabilidad de excedencia.

PALABRAS CLAVES: Evaluación probabilística de peligro de tsunami (PTHA), Expansión de Karhunen – Loève (K-L), Stochastic Reduced Order Model, Ley de Gutenberg-Richter.

ABSTRACT: In this study, a Probabilistic Tsunami Hazard Assessment (PTHA) for Coquimbo Bay (Chile) was carried out considering earthquakes generated in the seismic zone that covers the Coquimbo region. 10.000 hypothetical earthquake scenarios of magnitude $M_w = 8.4 - 8.6$ generated by a stochastic approach using the Karhunen – Loève (K-L) expansion method were considered. 50 events were then selected to be numerically simulated using the Stochastic Reduced Order Model (SROM) methodology, which selects the optimal scenarios by comparing statistical properties for deformation using the Okada model of the 10.000 scenarios. The law of Gutenberg-Richter was used to know the period of return of seismic events, where it is obtained that earthquakes of magnitude $M_w = 8.4$ or higher have a return

¹ Estudiante de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE.

² Profesor Guía, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE.

³ Profesor Informante, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CHILE.

⁴ Investigador, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN), CHILE.

period of 671 years. For probabilistic analysis, two flood maps of 67% and 13% probability of exceedance were constructed, corresponding to flood return periods of 1000 and 5000 years respectively. From the results obtained, it can be concluded that events of this magnitude can generate tsunamis with flood depth of 2.3 m in the city of Coquimbo, with a 50% probability of exceedance.

KEYWORDS: Probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA), Karhunen Løve (K-L) expansion, Stochastic Reduced Order Model, Law of Gutenberg-Richter.

1. INTRODUCCIÓN

El territorio chileno durante siglos ha sido arrasado por devastadores tsunamis, debido a la exposición a la constante ocurrencia de terremotos tsunamigénicos. Este tipo de eventos es generado por terremotos producidos frente a las costas de Chile producto de la subducción de la densa placa de Nazca, bajo la menos densa Sudamericana (Cereceda et al. 2011). En la región de Coquimbo han tenido lugar grandes terremotos que han generado tsunamis, se tienen registros históricos de 1819, 1922, 1943 y el último gran evento fue en 2015. Los terremotos de 1943 y 2015 ocurrieron a lo largo de la zona sísmica Coquimbo – Illapel, mientras que los de 1819 y 1922 ocurrieron a lo largo de la zona de Copiapó – Coquimbo, siendo el evento de 1922 el último en ocurrir esta zona. Actualmente el área de estudio cuenta con una Carta de Inundación por Tsunami (CITSU) elaborada por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) utilizando el modelo de simulación numérica COMCOT y basado en un evento extremo probable, es decir, se representa un escenario más extremo que el de 1922. Esta CITSU presenta profundidades de inundación de hasta 6 m en zonas costeras.

Existen dos tipos de metodologías para realizar una evaluación de peligro de tsunami. El primero corresponde a un método determinístico, el cual implica desarrollar un único evento particular o “el peor escenario”, basado en algún terremoto histórico o algún terremoto hipotético esperado basado en información geofísica, por lo que los resultados obtenidos podrían ser conservadores, pero los gastos computacionales son bajos. La segunda metodología es conocida como Evaluación Probabilística de Peligro de Tsunami (PTHA, Probabilistic Tsunami Hazard Assessment), la cual integra, cuantifica y combina las incertidumbres asociadas a la posible ocurrencia de un evento sísmico como la ubicación, modo de ruptura y recurrencia del sismo. Por lo tanto, PTHA entrega la probabilidad de exceder cierto nivel asociado al tsunami (amplitud, profundidad de inundación, etc.).

Se han realizado varios trabajos de enfoque probabilista por diversos autores en todo el mundo. Burbridge et al. (2008) realizó una evaluación probabilística de peligro de tsunami para las costas de Australia Occidental, la cual experimenta una mayor frecuencia de ocurrencia de tsunamis debido a su directa ubicación con respecto a la zona de subducción de Sonda, Indonesia. Se realizaron curvas de peligro y mapas de inundación. González et al. (2009) desarrolló mapas probabilísticos en Seaside, Oregon, EE.UU. considerando fuentes sísmicas de campo cercano y lejanos e incluyendo el estado de la marea al

momento del arribo del tsunami como fuente de incertidumbre. Sepúlveda (2019) realizó una evaluación probabilística de peligro de tsunami para Hong Kong (China) y Kao Hsiung (Taiwán) considerando terremotos generados en la zona de subducción de Manila. En el presente estudio se adaptará la metodología utilizada por este último autor.

Para generar escenarios de ruptura se utiliza la expansión Karhunen - Loève (K-L). Pioneros en este trabajo fueron Melgar et al. (2016), quien generó distribuciones de deslizamiento estático para luego extenderlas y producir modelos de ruptura cinemática a partir de parámetros cinemáticos de ruptura como un modelo de velocidad de onda de cizalle, esto para la zona de subducción de Cascadia, EE.UU. y LeVeque et al. (2016), quien generó eventos sísmicos aleatorios donde el deslizamiento promedio y la matriz de covarianzas son conocidos, para la misma zona de estudio que Melgar et al. (2016).

El objetivo principal del presente estudio es generar mapas probabilísticos de inundación por tsunami para la Bahía de Coquimbo. Primero se presenta la metodología que incluye: Zona de estudio, Geometría del área de ruptura, Generación de escenarios de ruptura estocásticos, Modelo de recurrencia sísmica, Modelo de Okada, Metodología SROM para la selección de escenarios, Modelo numérico de tsunamis y Evaluación probabilística de peligro de tsunami. Luego resultados asociados a la metodología, curvas de excedencia, curvas de peligro y mapa de inundación.

2. METODOLOGÍA

2.1 Zona de estudio

La Bahía de Coquimbo es un área sobre el Océano Pacífico en la región de Coquimbo, Chile. Abarca aproximadamente 20 km, en su extremo sur se encuentra la ciudad de Coquimbo y en el extremo norte la Punta de Teatinos. La Bahía de Coquimbo está abierta hacia el noroeste y se caracteriza por una topografía de tierras bajas con una larga playa de arena plana (Aránguiz et al. 2016).

El área de estudio se encuentra sobre la zona de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. El rango de convergencia de las placas es de 68 mm/año a lo largo de la zona de subducción de Chile y grandes eventos sísmicos ocurren cada 10 años en promedio (Métois et al. 2016). El mayor tsunami registrado en Coquimbo fue en 1922, el que arribó 2 horas después del terremoto con inundación máxima de 7 m y con una intrusión horizontal de 2 km. La parte de la ciudad ubicada en la costa sur de la Bahía de Coquimbo fue totalmente destruida por el agua y por los restos del tsunami (Soloviev & Go, 1975). El último evento tsunamigénico ocurrió en 2015, de magnitud $M_w = 8.3$ (Aránguiz et al. 2018), alcanzó los 4.75m en el mareógrafo de Coquimbo y un run up de 6.4 m

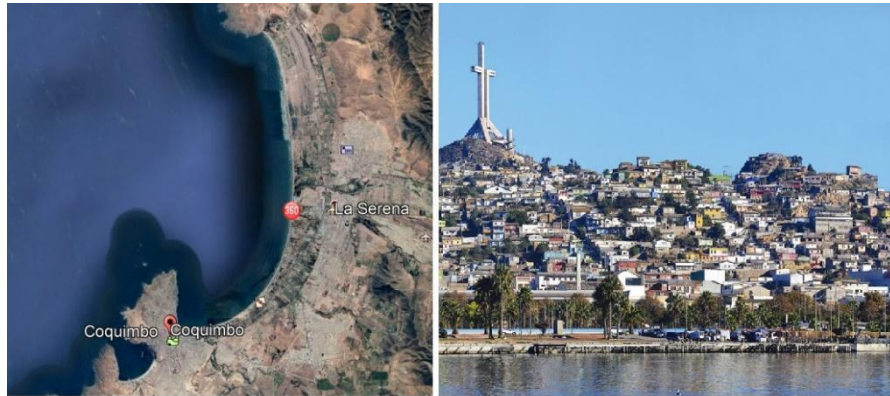


Figura 1. Ubicación y ciudad de Coquimbo

2.2 Geometría del área de ruptura

La geometría del área de ruptura utilizada en el presente estudio corresponde a la zona 5 definida por Susa (2004), la cual se encuentra definida por límite inferior del terremoto de 1922 (Vallenar, $M_w = 8.6$, Lomnitz, 2004) y límite superior por el terremoto de 1906 (Valparaíso, $M_w = 8.0 - 8.2$, Carvajal, 2016).

Esta zona fue estudiada por Núñez (2014), quien realizó un estudio de peligro sísmico para Chile considerando parámetros de intensidad sísmica y parámetros de aceleración espectral. Primero, recopiló datos sismológicos para caracterizar las zonas sismogénicas, consideró una base de datos para sismos interplaca y sismos intraplaca de profundidad intermedia. Posteriormente definió las leyes de Gutenberg-Richter para todas las zonas definidas por Susa (2004), para las cuales calculó parámetros a y b asociados a las leyes de G-R con dos metodologías distintas: mínimos cuadrados y máxima verosimilitud.

El área de ruptura asociada a la zona 5 tiene coordenadas geográficas entre $[-28.21429^\circ, -31.96429^\circ]$ de Latitud y $[-70.4359^\circ, -72.41026^\circ]$ de Longitud, además se encuentra dividido en 189 subfallas de 20×20 km y sigue el modelo de Slab1.0 (Hayes et al. 2012), considerando los siguientes parámetros de falla: ángulo de rumbo (strike) entre $0.15^\circ - 360^\circ$, ángulo de buzamiento (dip) entre 7° y 24° y ángulo de deslizamiento (rake) de 90° en todo el plano de falla. La Figura 2 muestra la geometría del área de ruptura, escala de colores muestra el acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana, el valor 0 es totalmente desacopladas, mientras que el valor 1 indica totalmente acopladas, esto fue utilizado para estimar el escenario de terremoto admisible con el estado de estrés actual en la zona de subducción, corresponde a $M_w = 8.6$.

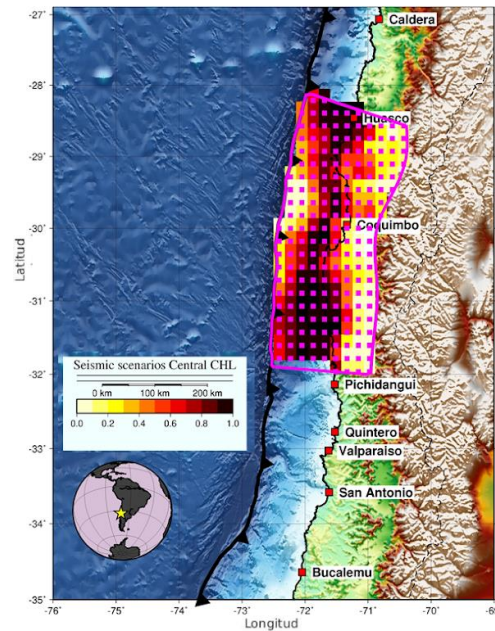


Figura 2. Geometría del área de ruptura Zona 5, escala de colores indican el nivel de acoplamiento entre placas.

2.3 Generación de escenarios de ruptura estocásticos

A partir de la geometría de falla se fijó una magnitud objetivo para la generación de los escenarios estocásticos. Se definió a partir de Núñez (2014), que para la zona 5 y para terremotos de tipo subducción interplaca, la magnitud esperada que corresponde al valor más probable es de $M_w = 8.4$ y como límite superior es $M_w = 8.6$ (magnitud esperada + 0.4). Por lo que se generan eventos para este rango.

Se generaron en total 80.000 eventos con magnitud objetivo $M_w = 8.5$, a partir de la expansión de Karhunen - Loève (K - L expansion) propuesta por LeVeque et al. (2016), la cual genera escenarios sísmicos hipotéticos con ruptura heterogénea. Se utilizó el algoritmo MudPy diseñado por Melgar et al. (2016).

Esta metodología asume que el deslizamiento de cada subfalla se distribuye normalmente con promedio μk y desviación estándar σk , posteriormente se puede definir un vector que contiene las distribuciones de deslizamiento donde se prescribe el vector medio μ de manera que tenga un deslizamiento uniforme y suficiente momento escalar para coincidir con la magnitud objetivo, una matriz de covarianza \hat{C} que es una función de la desviación estándar σk definida nominalmente como alguna fracción, típicamente 0,5 - 1,0 del deslizamiento medio y una función de correlación interfalla C_{ij} que controla las estadísticas espaciales del deslizamiento (González, 2019).

Dado los valores propios λ_k y los vectores propios v_k de la matriz de covarianza \hat{C} , la expansión K-L afirma que un campo gaussiano estocástico, en este caso el vector de deslizamiento en cada subfalla, s , se puede expresar como la combinación lineal:

$$s = \mu + \sum_{k=1}^N z_k \sqrt{\lambda_k} v_k \quad (1)$$

donde z_k son números aleatorios distribuidos normalmente, con media 0 y desviación estándar 1 (Melgar et al., 2016). La ecuación 1 está descrita para campos con distribución normal, que entrega valores de deslizamiento negativos y positivos. Para obtener valores estrictamente positivos se puede definir un vector de deslizamiento distribuido de forma lognormal definiendo una media μ^g y una covarianza \hat{C}^g , luego, la expansión K-L se aplica para obtener el nuevo vector de deslizamientos:

$$s^g = \mu^g + \sum_{k=1}^N z_k \sqrt{\lambda_k^g} v_k^g \quad (2)$$

Donde λ_k^g y v_k^g son los valores propios y vectores propios de la covarianza \hat{C}^g .

Para este trabajo las longitudes de correlación han sido integradas al código fuente de la expansión K-L a través de las ecuaciones propuestas por Goda et al. (2016).

$$\log_{10} A_Z = -2.1448 + 0.4313 M_w \quad (3)$$

$$\log_{10} A_X = -2.3743 + 0.4994 M_w \quad (4)$$

donde A_Z y A_X corresponde a las longitudes de correlación a lo largo del dip y strike del evento respectivamente. Estas longitudes de correlación controlan la distribución espacial de los deslizamientos de cada subfalla, de tal manera que no sea totalmente aleatorio y estén relacionados entre sí.

Los eventos creados a partir de la expansión K-L tienen distintos parámetros e.g. magnitud, largo y ancho de la falla, por lo que se han establecido 3 tipos de filtros para estos parámetros. El primer filtro corresponde a la magnitud del evento, debido a que el módulo de rigidez no es constante para las 189 subfallas definidas (ecuaciones 5 y 6), la magnitud de momento no es idéntica a la magnitud objetivo, por lo tanto, el rango para este filtro será de $M_w = [8.4-8.6]$.

$$M_0 = \mu D A \quad (5)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - \alpha \quad (6)$$

La ecuación 5 corresponde a la deformación cosísmica asociada a un evento de determinado momento sísmico M_0 , donde μ es el módulo de rigidez, D es el deslizamiento medio sobre la zona de ruptura de área $A = L \times W$, y se relaciona con la escala de momento M_w a través de la ecuación 6, α corresponde a una constante según las unidades de M_0 .

Además, se han establecido otros 2 filtros de tal manera de cumplir con las leyes de escala de dimensión de ruptura para terremotos de tipo subducción definidas por Blaser et al. (2010), que corresponden a las ecuaciones 7 y 8.

$$\log_{10}L = -2.37 + 0.57M_w \quad (7)$$

$$\log_{10}W = -1.86 + 0.45M_w \quad (8)$$

Finalmente, 10.000 eventos aprobaron los filtros. En la Figura 3 se muestran ejemplos de los eventos generados, los eventos del panel superior tienen deslizamientos máximos de 7 m, 6 m y 5 m respectivamente siendo sus ubicaciones en el lado mar de la geometría de falla, en cambio, los eventos del panel inferior tienen deslizamientos máximos de 5 m y 6 m ubicados en lado terrestre de la geometría de falla.

En la Figura 4 se muestra que los 10.000 eventos siguen la tendencia de las leyes de escala, además el histograma muestra un sesgo hacia los eventos de menor magnitud.

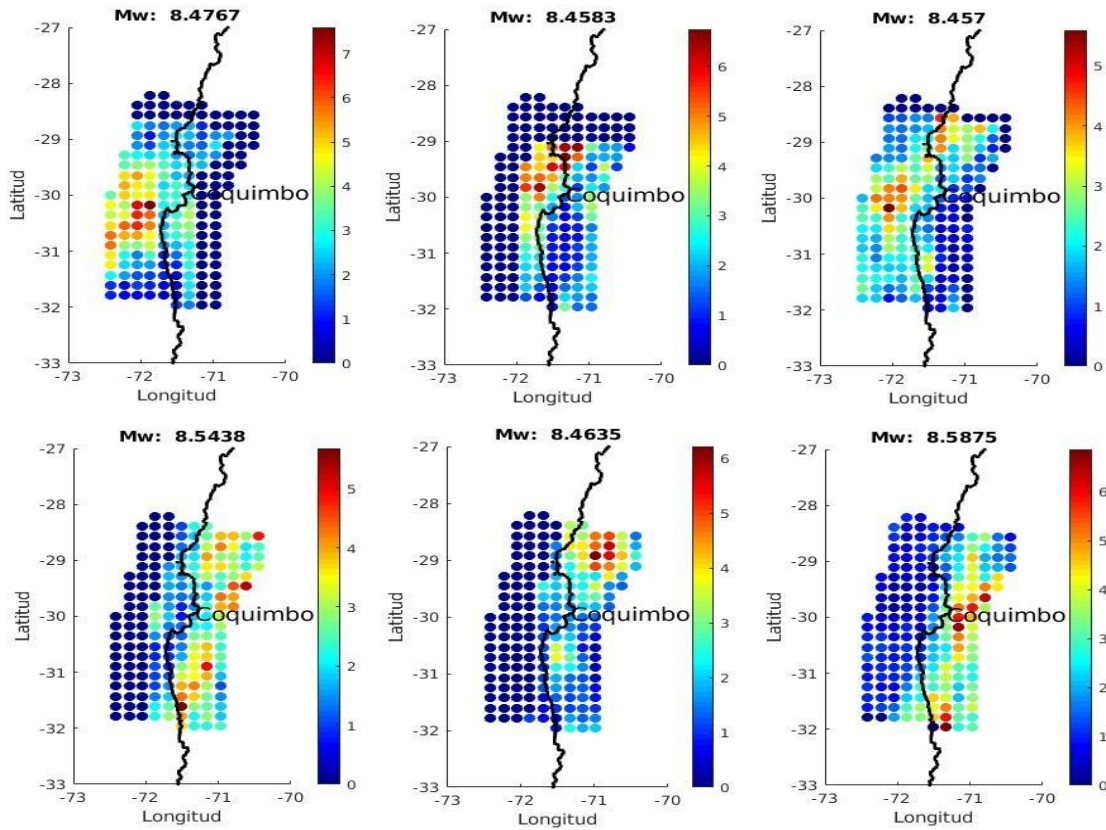


Figura 3. Ejemplos de escenarios generados media la expansión de Karhunen – Loève.

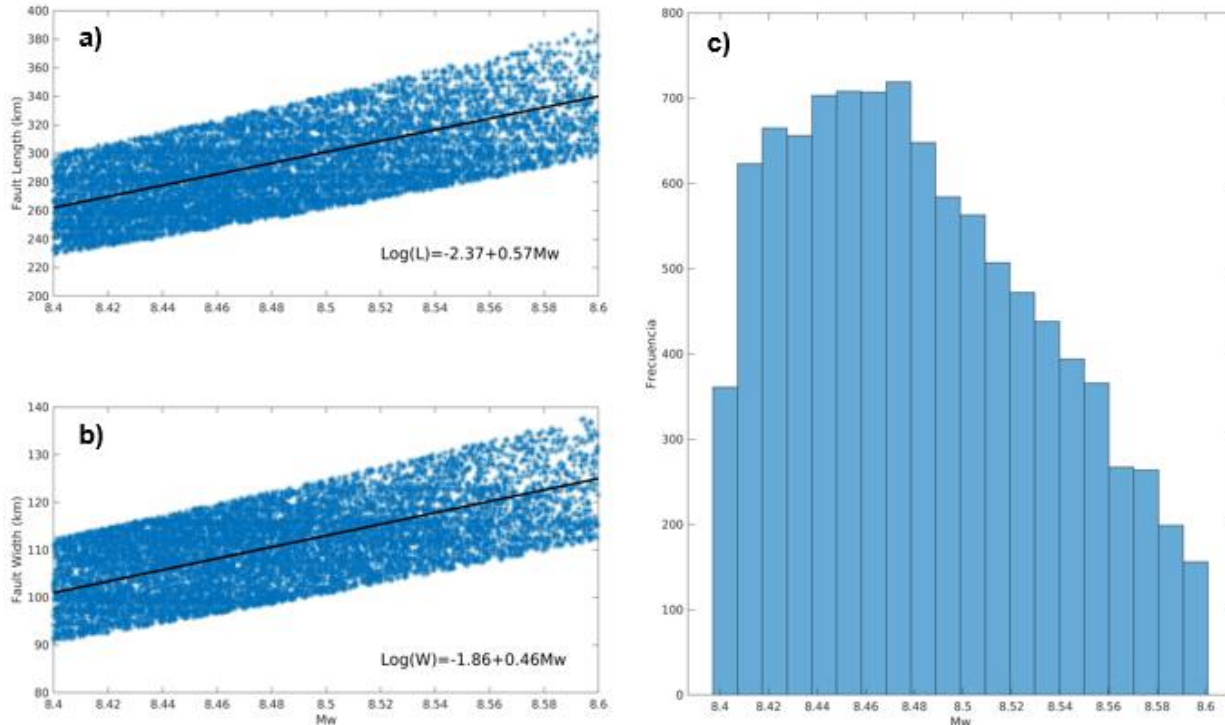


Figura 4. Resumen estadístico de los 10.000 eventos que aprobaron los filtros. a) Gráfico Mw vs largo de falla. b) Grafico Mw vs ancho de la falla. c) Histograma de magnitud para todos los escenarios.

2.4 Modelo de Recurrencia Sísmica

Para obtener el periodo de retorno de los eventos sísmicos considerados en el presente estudio es necesario recurrir a algún modelo de recurrencia sísmica, tal como las leyes de Gutenberg-Richter.

Se calcula la tasa media anual de excedencia a partir de la siguiente ecuación (Kramer, 1996)

$$\lambda m = \nu \frac{e^{-\beta(m-m_0)} - e^{-\beta(m_{\max}-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}, \quad m_0 \leq m \leq m_{\max} \quad (9)$$

La ecuación 9 proviene de la ley de G-R truncada para los siguientes valores: m_0 es el umbral inferior para el cual los terremotos no son capaces de producir daño significativo, o bien, no están todos registrados en el catálogo utilizado en la regresión de la ley, en este caso corresponde a 5.0, m_{\max} es la magnitud máxima asociada a alguna zona sísmica, para este caso es $M_w = 8.6$ y m es la magnitud del terremoto de interés. $\nu = e^{(\alpha-\beta m_0)}$, $\alpha = 2.303a$ y $\beta = 2.303b$, a y b corresponden a los parámetros de la Ley de G-R. Para este trabajo se utilizaron los parámetros calculados por Núñez (2014) para terremotos de subducción y la zona 5.

Se calculó la tasa media anual para terremotos $M_w = 8.4$, como se mencionó en la sección 2.3 corresponde a la magnitud más probable, además, es una medida más conservadora ya que la ocurrencia de terremotos será menor que para terremotos $M_w = 8.6$.

El periodo de retorno es el inverso de la tasa media anual, por lo tanto, $T_r = 671$ años.

2.5 Generación de la deformación vertical mediante Modelo de Okada

La metodología de selección de escenarios SROM necesita como dato de entrada la deformación vertical de la corteza terrestre (deformación cosísmica) mediante el modelo de Okada (1985) para los 10.000 escenarios generados mediante expansión K-L. Se calculó la deformación para todo el dominio y se seleccionaron 6 puntos dentro del área de ruptura para ser utilizados en la metodología SROM, tal como lo muestra la Figura 5.

Primero se generó una malla global (color azul en Figura 5) a partir de coordenadas geográficas, además, dados los datos de los escenarios estocásticos, es necesario llevar la profundidad focal a un plano de referencia dado por el ángulo de buzamiento de la falla.

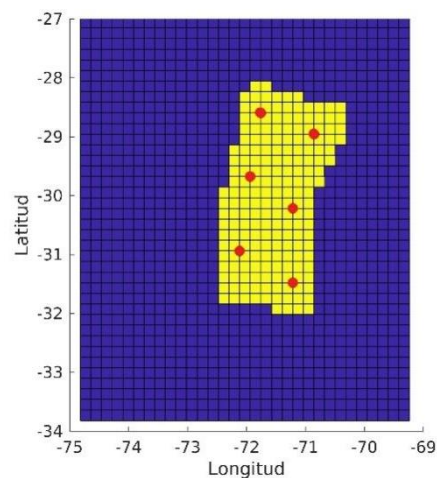


Figura 5. Geometría área de ruptura, puntos rojos fueron seleccionados para el cálculo de la deformación vertical.

2.6 Metodología SROM para la selección de escenarios

Para determinar los escenarios a modelar se escogió la metodología SROM (Stochastic Reduced Order Model) propuesta por Grigoriu (2009), que es una versión optimizada de una simulación clásica de Monte Carlo y puede estimar estadísticas más precisas de las salidas del modelo para un número dado de muestras (Sepúlveda et al. 2017).

Primero se seleccionaron los 6 puntos distribuidos en la geometría de falla donde se calcularon las propiedades estadísticas (momentos, distribuciones y correlación) de la deformación vertical dada en la sección 2.5 (Figura 5). Cabe destacar que esta selección debería ser en todo el dominio del área de ruptura, lo que en términos de costos computacionales y de tiempo sería bastante extenso. Luego, se generaron sets de 50 escenarios seleccionados aleatoriamente y se calcularon las probabilidades asociadas a cada escenario, posteriormente se calcularon las discrepancias entre las propiedades estadísticas de las probabilidades objetivo y las propiedades estadísticas de las probabilidades de los escenarios seleccionados, así, el set que presenta el menor error total que corresponde a la suma de los 3 errores asociados a las propiedades estadísticas es el set óptimo. Se generaron 20 sets de 50 escenarios cada uno. A continuación, se presenta el error total de los 20 sets considerados.

Tabla 1. N set seleccionados aleatoriamente con su respectivo error total.

| N set | Error total | N set | Error total |
|---------------|--------------------|---------------|--------------------|
| Set 1 | 0.010 | Set 11 | 0.043 |
| Set 2 | 0.139 | Set 12 | 0.02 |
| Set 3 | 0.146 | Set 13 | 0.015 |
| Set 4 | 0.121 | Set 14 | 0.032 |
| Set 5 | 0.011 | Set 15 | 0.076 |
| Set 6 | 0.019 | Set 16 | 0.025 |
| Set 7 | 0.146 | Set 17 | 0.054 |
| Set 8 | 0.217 | Set 18 | 0.071 |
| Set 9 | 0.142 | Set 19 | 0.035 |
| Set 10 | 0.023 | Set 20 | 0.144 |

Así, el set que presenta el menor error es el Set 1. La Figura 6 muestra la probabilidad acumulada para ambas curvas, para la curva azul sólo se calcula su función de distribución acumulada, mientras que para la curva roja se calculó su probabilidad mediante el proceso de optimización, esta figura corresponde al ajuste del punto ubicado en las cercanías de la Bahía de Coquimbo.

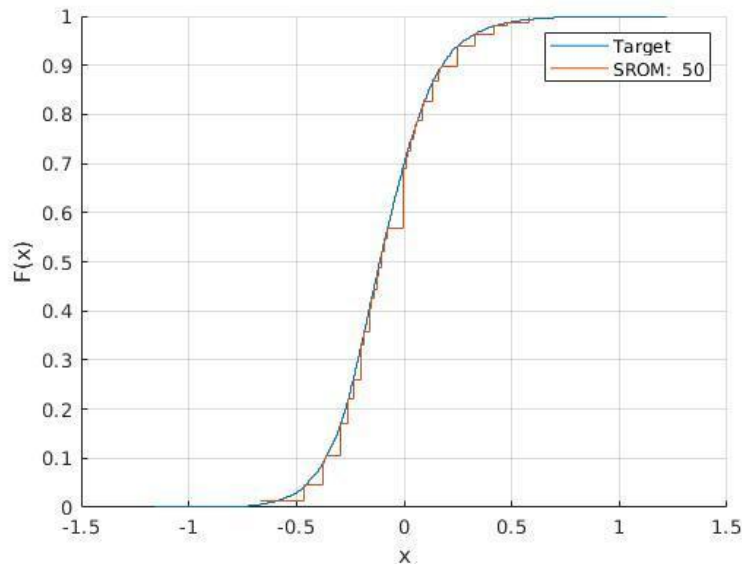


Figura 6. Ajuste gráfico para set que presenta el menor error total = 0.010. Curva azul representa la CDF para los escenarios target. Curva roja muestra la probabilidad acumulada para los escenarios seleccionados.

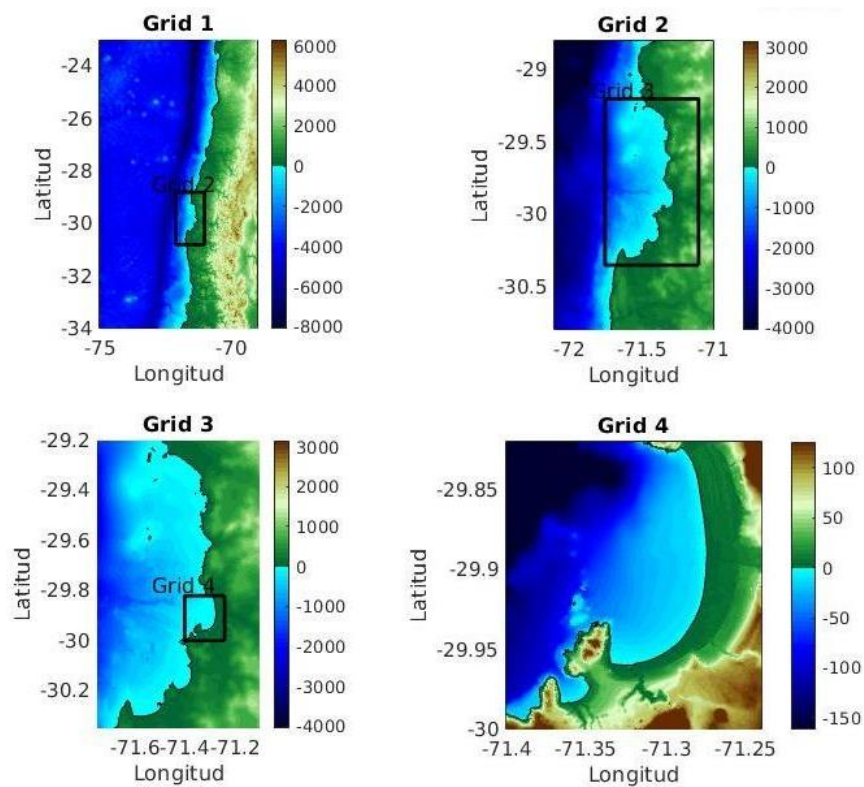
2.7 Modelo numérico de tsunamis

Los 50 escenarios seleccionados a partir de la metodología SROM fueron simulados numéricamente utilizando NEOWAVE (Non - hydrostatic Evolution of Ocean WAVES), el cual es un modelo anidado de diferencias finitas basado en la resolución de ecuaciones no lineales de aguas someras (NLSWE, por sus siglas en inglés) que representan un término de presión no hidrostática para describir ondas débilmente dispersivas, además de un esquema de conservación de momentum que logra describir las discontinuidades del flujo, como resaltos hidráulicos (Yamazaki et al., 2009, 2011). NEOWAVE es una herramienta muy potente para el estudio de tsunamis, abarcando los procesos de generación, propagación e inundación en zonas costeras (Yamazaki et al. 2011a; Lay et al. 2013).

Para la propagación de los tsunamis se utilizaron 4 grillas anidadas de diferente resolución espacial: Grilla 1 que abarca desde la región de Antofagasta hasta la región de Valparaíso, Grilla 2 que abarca desde la región de Atacama hasta la región de Coquimbo, Grilla 4 que abarca toda la zona costera de la región de Coquimbo y Grilla 4 que abarca la Bahía de Coquimbo, incluyendo Bahía La Herradura, tal como muestra la Figura 7. En la Tabla 2 se muestran detalles sobre los tiempos de integración y resolución de las respectivas grillas. Las simulaciones se realizaron para un tiempo total de 4 horas desde la ruptura del terremoto, se consideró una componente hidrostática de presiones y se utilizó un coeficiente de Manning = 0.025 para caracterizar el fondo oceánico.

Tabla 2. Resolución, tiempo de integración y número de Courant de las grillas utilizadas en la modelación numérica.

| Grilla | Resolución (") | Resolución (m) | Tiempo de integración (Δt) | Numero de Courant (Cr) |
|----------|----------------|----------------|--------------------------------------|------------------------|
| Grilla 1 | 120 | 3700 | 2 s | 0.15 |
| Grilla 2 | 30 | 925 | 0.5 s | 0.12 |
| Grilla 3 | 6 | 185 | 0.25 s | 0.2 |
| Grilla 4 | 1 | 30.8 | 0.125 s y 0.0625 s | 0.25 y 0.13 |


Figura 7. Grillas anidadas utilizadas en la simulación numérica.

2.8 Evaluación probabilística de peligro de tsunami

El enfoque PTHA combina muchas regiones sismogénicas y magnitudes de terremotos para estimar una medida probabilística del peligro general de tsunami en lugares evaluados (Geist & Parsons, 2006).

Este método asume que los eventos de inundación pueden ser descritos mediante una distribución de Poisson, el cual expresa la probabilidad de un número de eventos que ocurren en un período de tiempo

fijo, si estos eventos ocurren con una tasa media conocida e independientemente del tiempo transcurrido desde el último evento (González et al. 2009).

PTHA combina la recurrencia del terremoto de magnitud M_{wj} ubicado en la zona sismogénica x , con la probabilidad de exceder un cierto valor métrico de tsunami h_c , $P_h(h > h_c | M_{wj}, x)$, donde el periodo de retorno medio conjunto de exceder h_c , está dado por la siguiente ecuación:

$$T_R(h_c) = \frac{1}{\sum_j \lambda_{M_{wj},x} P_h(h > h_c | M_{wj},x)} \quad (10)$$

3. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos. Primero se presentan los resultados de las simulaciones numéricas, comparando la ubicación del deslizamiento máximo para algunos eventos y consecuencias en sus respectivas inundaciones. Luego, se presentan los resultados para la PTHA.

3.1 Modelo numérico de tsunamis

La Figura 8 panel superior muestra la amplitud máxima para los escenarios que tienen deslizamiento superficial de la Figura 3, con su respectiva condición inicial, mientras que el panel inferior muestra lo mismo para los escenarios con deslizamiento más profundo de la Figura 3, en estos escenarios se aprecia casi nula inundación horizontal, por lo tanto, es claro que la ubicación del deslizamiento máximo tiene influencia en el comportamiento del origen del tsunami, al estar ubicado en tierra no existe masa de agua la cual desplazar. En cambio, para los escenarios donde el deslizamiento máximo se encuentra bajo el lado mar, el tsunami tiene amplitudes de hasta 5 m, 4.5 m y 4 m respectivamente. El movimiento del fondo marino puede verse como un movimiento impulsivo, y el desplazamiento vertical del fondo marino empuja toda la columna de agua hacia arriba instantáneamente. En consecuencia, la forma de la deformación de la superficie del agua imita la de la deformación del fondo marino (Sepúlveda et al. 2017). Además, a partir de la condición inicial de la Figura 8 se deduce que las mayores inundaciones ocurren para eventos que tienen deslizamientos máximos ubicados frente a la Bahía de Coquimbo. También se muestran las ubicaciones del mareógrafo virtual (M1) que será utilizado para corregir la topobatimetría por deformaciones cósmica y los puntos P1, P2 y P3 para ser evaluados en la PTHA.

La Figura 9 muestra la desnivelación de la superficie libre registrado por un mareógrafo virtual (M1) para los 50 escenarios. Se observa que las primeras dos ondas de arriba son las que presentan mayor amplitud. La primera onda arriba entre los 17 y 21 minutos con amplitud máxima que alcanza los 4.2 m. La segunda onda arriba entre los 46 y 52 minutos y tiene una amplitud máxima de 4.3 m. Luego de esas 2 ondas las amplitudes comienzan a decaer, aunque se presenta una cuarta onda a los 88 minutos con 2.6 m de amplitud. Posterior a esto 7 ondas arriban con amplitud máxima de 2m.

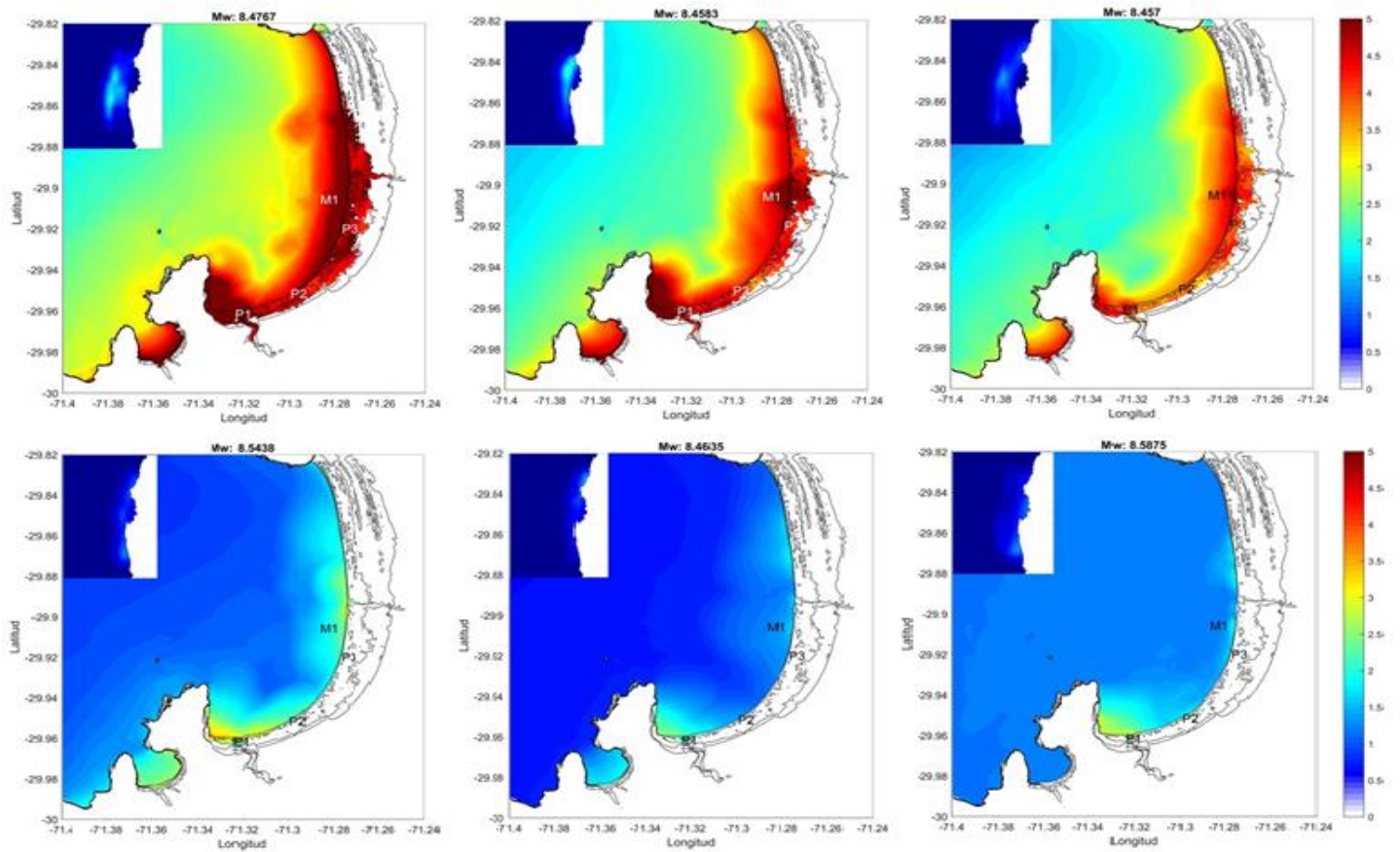


Figura 8. Amplitudes máximas para escenarios mostrados en la Figura 3, esquina superior izquierda muestra su deformación inicial, M1 indica posición de mareógrafo virtual y P1, P2, P3 puntos a evaluar en PTHA.

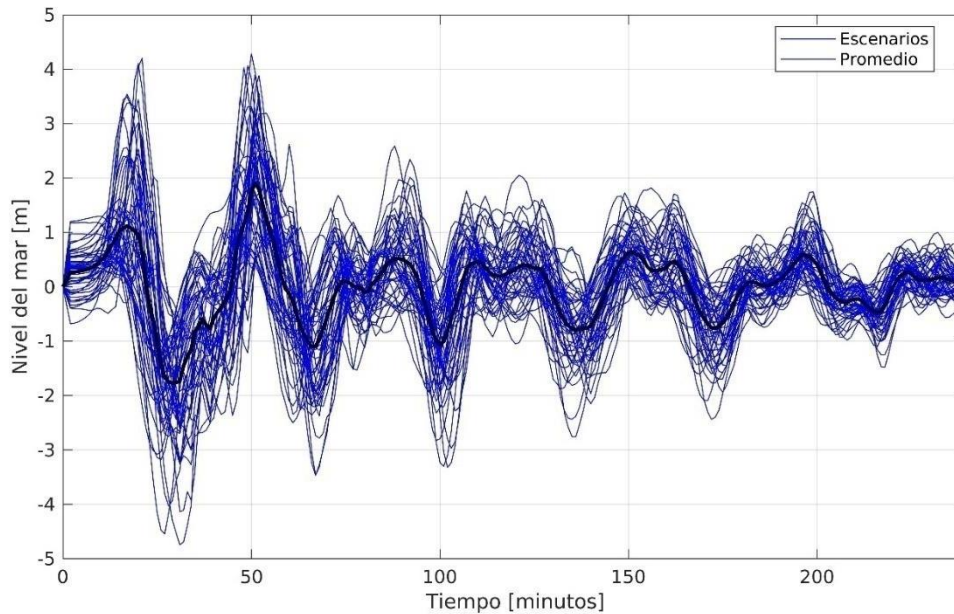


Figura 9. Mareograma (M1) de 50 escenarios simulados, líneas color azul representa la variación del nivel del mar de los escenarios, línea color negro promedio del nivel del mar.

3.2 Evaluación probabilística de peligro de tsunami (PTHA)

Obtenidos los resultados de las 50 simulaciones numéricas se generó una base de datos con las alturas máximas de inundación, para luego restar la cota de terreno de tal manera de trabajar con profundidades máximas del tsunami. Además de corregir la topobatimetría por deformación cosísmica. Al ocurrir deformaciones de la corteza terrestre del tipo subsidencia o alzamiento pueden afectar significativamente la propagación del tsunami. En el caso ocurrir subsidencia se reduce la cota de terreno, lo cual facilita la propagación al aumentar la profundidad de inundación, por el contrario, el alzamiento de la corteza aumenta la cota de terreno y los efectos del tsunami podrían ser menores.

En esta sección se presentan tres tipos de resultados, curvas de excedencia para las 3 ubicaciones seleccionadas dentro de la Bahía de Coquimbo, estas curvas muestran la probabilidad de exceder una profundidad de inundación, curvas de peligro para las mismas 3 ubicaciones, que son las profundidades de inundación en términos de periodo de retorno y mapas de inundación asociados a un periodo de retorno medio conjunto de la inundación en la Bahía de Coquimbo.

3.2.1. Curvas de excedencia

Para la construcción de las curvas de excedencia, fue necesario realizar pruebas de bondad de ajuste a la base de datos, utilizando como funciones de probabilidad teórica las distribuciones Normal, Gumbel y Genérica, las cuales no lograron un buen ajuste gráfico en celdas con menos de 30 datos. Las curvas de excedencia representan la probabilidad de superar la profundidad máxima de tsunami para una magnitud de terremoto esperada, $P_h(h > h_c | M_{wj}, x)$ y se utilizó la función distribución empírica acumulada para obtener esta probabilidad. Cabe destacar que el periodo de retorno asociado al terremoto no se considera en este tipo de resultados.

En la Figura 10 se presentan curvas de excedencia para 3 puntos ubicados a lo largo de la bahía, donde se puede ver que con un 50% de probabilidad de excedencia las profundidades de inundación superan los 2.3 m en los puntos 1, 2 y 1.6 m en el punto 3

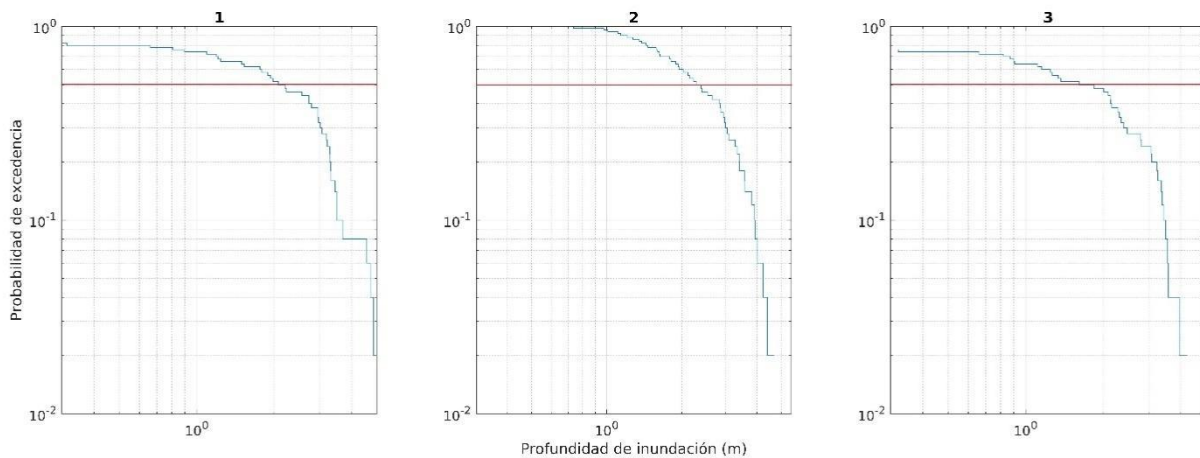


Figura 10. Curvas de excedencia de profundidad de inundación para 3 ubicaciones evaluadas, 50 % de probabilidad de excedencia está representada por línea horizontal color rojo.

3.2.2. Curvas de Peligro

Las curvas de peligro son la combinación entre la recurrencia sísmica del terremoto y la probabilidad de exceder cierto valor h_c . Del modelo de recurrencia sísmica definido en el punto 2.4 se obtiene que el periodo de retorno promedio para un terremoto de magnitud $M_w = 8.4$ o superior es de 671 años. Por lo tanto, el periodo de retorno medio conjunto de exceder h_c dado por la ecuación (9) para una probabilidad de excedencia del 50% es $671/0.5 = 1342$ años, con profundidad de inundación de 2.1 m en el punto 1 y 1.8 m en el punto 3.

Las curvas de excedencia (Figura 10) se combinan con el periodo de retorno del terremoto para calcular los periodos de retorno promedio de las profundidades máximas del tsunami.

La Figura 11 muestra las curvas de peligro para los 3 puntos evaluados, las cuales presentan las profundidades del tsunami con sus respectivos periodos de retorno, es destacable que, para 10.000 años de periodo de retorno, la profundidad del tsunami es de 4.7 m y para 1000 años de periodo de retorno es de 1 m, por lo tanto, solo para muy grandes periodos de retorno las profundidades son significativas.

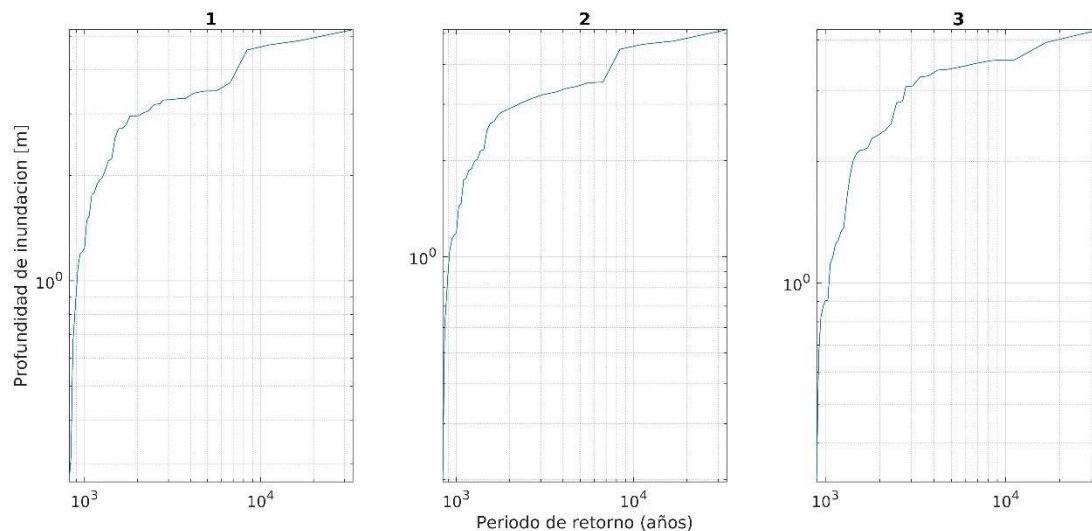


Figura 11. Curvas de peligro para los 3 puntos evaluados.

3.2.3. Mapas de Inundación

Los mapas de inundación se crearon a partir de curvas de peligro desarrolladas para cada celda de la grilla de detalle, interpolando las profundidades de inundación dado un periodo de retorno promedio de inundación seleccionado, con probabilidades de exceder una profundidad de inundación h_c . Para generar los mapas de inundación se utilizan periodos de retorno medio de inundación de 1000 y 5000 años (67% y 13% de probabilidad de excedencia respectivamente).

Las Figuras 12 y 13 muestran que la ciudad de Coquimbo es la que presenta mayores profundidades de inundación, eso se debe a la refracción de la onda del tsunami lo que produce una concentración de energía especialmente en ese lugar de la bahía.

Como se muestra en la Figura 13, para una inundación con periodo de retorno medio de 5000 años se visualizan profundidades de hasta 5 m en Coquimbo. Es relevante mencionar que la ruta que une Coquimbo – La Serena se vería afectada con profundidades de inundación de hasta 3 m, lo que podría causar el corte de la ruta.



Figura 12. Mapa de inundación con 67% de probabilidad de excedencia, periodo de retorno medio de inundación de 1000 años. Figura derecha presenta detalle para la ciudad de Coquimbo.



Figura 13. Mapa de inundación con 13% de probabilidad de excedencia, periodo de retorno medio de inundación de 5000 años. Figura derecha presenta detalle para la ciudad de Coquimbo.

4. DISCUSIONES

En este trabajo se realizó una evaluación probabilística de peligro de tsunami para la Bahía de Coquimbo, considerando terremotos generados en la zona sismogénica 5 definida por Núñez (2014), teniendo en cuenta incertidumbres asociadas a la ubicación de los terremotos y la distribución de deslizamiento. Como se considera solo la zona 5, una observación para trabajos posteriores sería generar eventos sísmicos proveniente de la combinación de más zonas sismogénicas, de tal manera de contar con áreas de rupturas mayores y considerar de mejor manera las incertidumbres asociadas a este tipo de eventos. Por ejemplo, Poulos et al., (2018) estudió modelos de recurrencia para zonas sísmicas en Chile, donde para la zona 2 definida en su trabajo, que abarca desde la Latitud [- 25°, -36°] se tiene como magnitud máxima $M_w = 9.3$, que es mucho mayor a la considerada en este trabajo. Es probable que, considerando áreas de ruptura mayor, el periodo de retorno medio asociado a las inundaciones sería menor para las mismas profundidades de inundación presentadas en este trabajo.

De igual manera, de los escenarios generados mediante la expansión K-L no todos cumplen la condición de ser tsunamigénicos (Figura 8, panel inferior), por lo que se debería aplicar esta condición al realizar una evaluación. Además, a partir de la magnitud objetivo definida y al observar la Figura 4c es claro que las magnitudes más bajas son las que tienen mayor frecuencia. Todas estas observaciones afectan directamente la evaluación de peligro de tsunami, por lo que las inundaciones presentadas podrían estar subestimadas. El número de escenarios que han sido simulados también podrían afectar, lo ideal es considerar todos los eventos generados, lo que conlleva un enorme costo computacional.

Con respecto a las leyes de Gutenberg – Richter, estas tienen ciertas limitaciones. Primero, para poder ser aplicada a algún catálogo sísmico, este debe estar libre de réplicas asociadas a algún evento en particular, técnica conocida como “declustering”, esta técnica debe correctamente aplicada para que los terremotos sigan una distribución de Poisson. Otra limitación es que para magnitudes cercanas a $M_{máx}$ las curvas de G-R dejan de comportarse de manera exponencial, por lo que la recurrencia de terremotos cercanos a $M_{máx}$ dejan de ser tan confiables. La recurrencia basada en eventos históricos también trae consigo ciertos tipos de incertidumbres con respecto a la recurrencia basada en catálogos sísmicos, aunque en este estudio no ha sido empleada. Este método consiste en considerar todos los terremotos históricos, aun cuando no existían instrumentos que pudieran entregar los parámetros reales de cada evento.

5. CONCLUSIONES

De los 10.000 escenarios generados mediante la expansión K-L, sólo 50 fueron analizados y simulados numéricamente, estos escenarios se encontraban en un rango de magnitud $M_w = 8.4 - 8.6$, algunos

eventos generaban tsunamis con amplitudes de inundación máxima de 5 m, mientras que otros escenarios no generaban tsunamis. Se utilizaron las leyes de Gutenberg – Richter para determinar que un terremoto de $M_w = 8.4$ o superior para esta zona de estudio tiene periodo de retorno $T_r = 671$ años y se construyeron mapas de inundación probabilísticos para periodos de retorno de inundación de 1000 y 5000 años, que presentaban profundidades máximas de inundación de 3 m y 5 m respectivamente. Las profundidades de inundación que se observan en los mapas probabilísticos muestran que incluso para grandes periodos de retorno de inundación no superan las profundidades presentadas en la Carta de inundación por tsunami elaborada por el SHOA (hasta 6m), para la cual se desconoce su periodo de retorno al ser generada a partir de un enfoque determinístico. Esto no significa que las profundidades de la carta de inundación del SHOA estén sobreestimadas, más bien las metodologías utilizadas para la elaboración del mapa probabilístico y la carta de inundación son distintas. Es importante mencionar que para la realización de planes de evacuación se debería informar a las comunidades sobre los tiempos de arribo de las primeras ondas de un tsunami, las cuales suelen ser las de mayor amplitud. Generalmente, este dato es desconocido o usualmente sobreestimado por las personas, por lo que la evacuación no siempre se realiza de manera inmediata. A partir de las simulaciones realizadas se estima que las primeras ondas ocurren a los 17 minutos, lo cual es un tiempo bastante acotado para personas que pudieran vivir en cercanías a la zona costera.

Todas las fuentes de incertidumbre asociadas a eventos sísmicos afectan de manera directa la evaluación probabilística de peligro de tsunami, por lo que es una metodología que se debe seguir desarrollando.

6. REFERENCIAS

Aránguiz, R., Urra, L., Okuwaki, R., Yagi, Y., (2018). Development and application of curve of the 2015 tsunami in Coquimbo, Chile., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, 2143–2160.

Aránguiz, R., González, G., González, J., Catalán, P., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urra, L., Contreras, K., Del Rio, I., Rojas, C., (2016). The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. *Pure Appl. Geophys.*, 173 (2), 333-348.

Blaser, L., F. Krüger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum (2010). Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bull Seismol Soc Am* 100(6):2914–2926.

Burbidge, D., R. Cummins, P., Mleczko, R., Kie Thio, H., (2008). A Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Western Australia

Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalan, P., Winckler, P., Wesson, R.L., (2016). Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints

- Cereceda, P., Errázuriz, A.M. y Lagos, M. (2011). *Terremotos y Tsunamis en Chile*. Origo Ediciones, Santiago.
- Geist EL, Parsons T (2006), Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Nat Hazards* 37:277–314.
- Goda K, Yasuda T, Mori N, Maruyama T (2016) New scaling relationships of earthquake source parameters for stochastic tsunami simulation. *Coast Eng J* 58(3):1650010.
- Gonzalez J. (2019). A hybrid deterministic and stochastic approach for tsunami hazard assessment in Iquique, Chile. *Nat Hazards* <https://doi.org/10.1007/s11069-019-03809-8>
- González FI, Geist EL, Jaffe B, Kânoğlu U, Mofjeld H, Synolakis C E, Horning T (2009), Probabilistic tsunami hazard assessment at seaside, Oregon, for near-and far-field seismic sources. *J Geophys Res: Oceans*, 114 (C11).
- Grigoriu, M. (2009). Reduced order models for random functions. Application to stochastic problems. *Applied Mathematical Modelling*, 33(1), 161–175.
- Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012. Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res., Solid Earth* (1978–2012) 117 (B1).
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J
- Lay T, Ye L, Kanamori H, Yamazaki Y, Cheung KF, Ammon CJ (2013) The February 6, 2013 Mw 8.0 Santa Cruz Islands earthquake and tsunami. *Tectonophysics*.
- LeVeque, R. J., K. Waagan, F. I. González, D. Rim, and G. Lin (2016), Generating random earthquake events for probabilistic tsunami Hazard assessment, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-016-1357-1.
- Lomnitz, C., (2004), Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismol. Res. Lett.* 75 (3), 368e378.
- Melgar, D. (2016). MudPy software. <http://www.github.com/dmelgarm/MudPy>
- Melgar, D., LeVeque, R. J., Dreger, D. S, & Allen, R.M. (2016). Kinematic rupture scenarios and synthetic displacement data: An example application to the Cascadia Subduction Zone. Submitted
- Métois, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2016). Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18° S), *Pure Appl. Geophys.*, 173, 1431–1449
- Núñez, I. (2014). Nuevo peligro sísmico para Chile, Tesis de Magister, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

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.

Poulos, A., Monsalve, M., Zamora, N., de la Llera, J., (2018). An Update Recurrende Modelo for Chilean Subduction Seismicity and Statistical Validation of Its Poisson Nature. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Sepúlveda, I., Liu, P. L. F., Grigoriu, M., & Pritchard, M. (2017). Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 7252–7271.

Sepúlveda, I., Liu, P. L. F., & Grigoriu, M. (2019). Probabilistic Tsunami Hazard Assessment in South China Sea with consideration of uncertain earthquake characteristics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

Soloviev, S. L. and Go, C. N (1975). *A Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*, Nauka Publishing House.

Susa, D. 2004. Estimación del Peligro Sísmico Asociado a sismos del tipo interplaca en Chile y Sur del Perú utilizando distribución bi-paramétrica de Weibull. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento Ingeniería Civil.

Yamazaki Y, Kowalik Z, Cheung KF (2009) Depth-integrated, non-hydrostatic model for wave breaking and runup. *Int J Numer Methods Fluids* 61(5):473–497.

Yamazaki Y, Cheung KF, Kowalik Z (2011a) Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up. *Int J Numer Meth Fluids* 67:2081–2107.