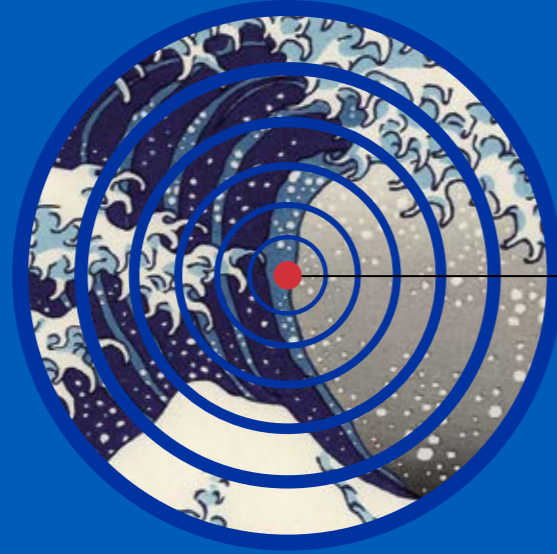


Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami

Proyecto de Investigación para el Mejoramiento de
Tecnología para desarrollar una Comunidad Resiliente
ante los Tsunamis (Proyecto SATREPS Tsunami)



Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami

Proyecto de Investigación para el Mejoramiento de Tecnología para desarrollar una Comunidad Resiliente ante los Tsunamis (Proyecto SATREPS Tsunami)



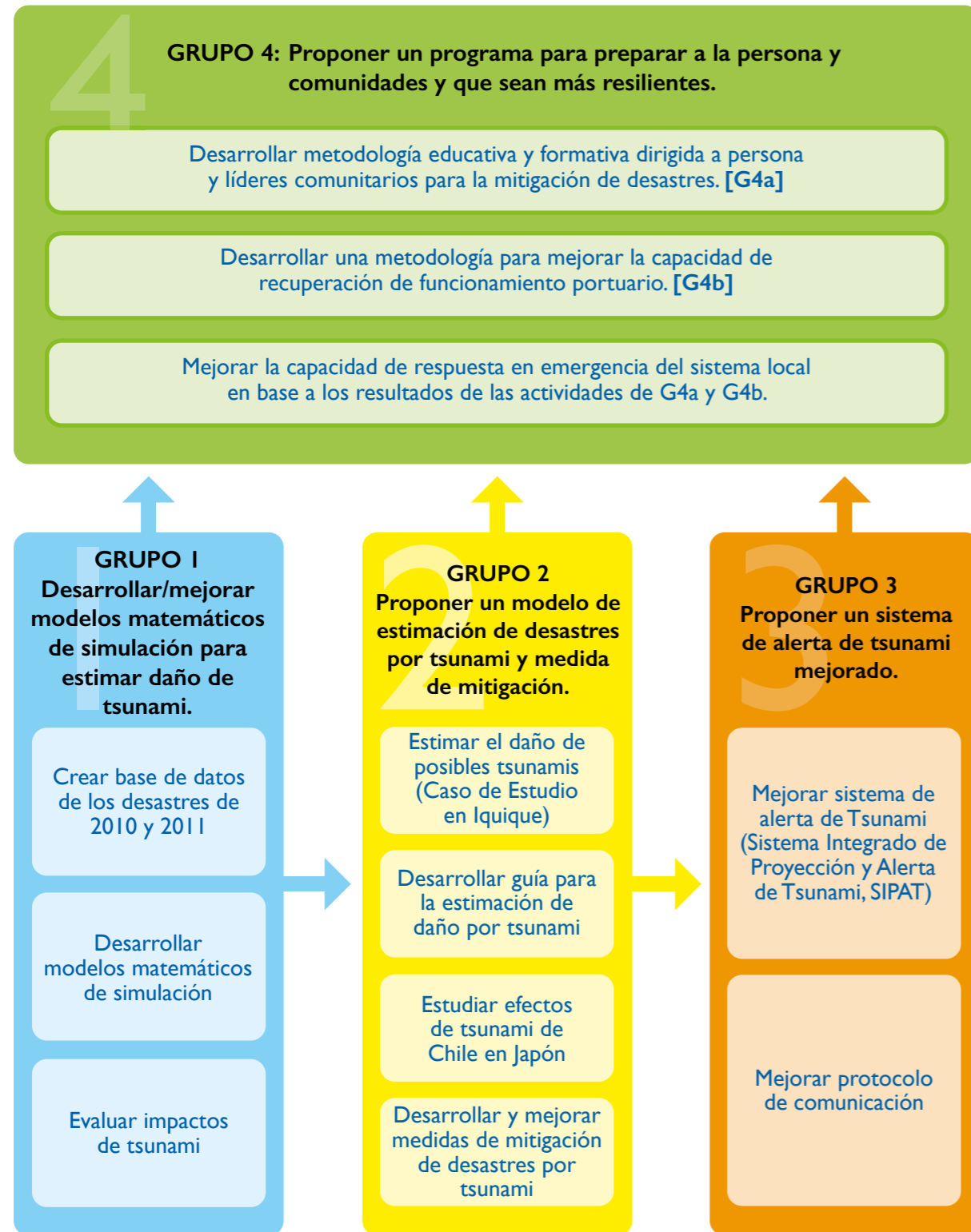
Universidad de Concepción



CARTA I

CARTA 2

Desarrollar tecnologías y medidas para fortalecer a las comunidades y la población en Chile, Japón y alrededor del mundo, con el objetivo de estar bien preparados y con resiliencia ante los tsunamis.



Este documento ha sido elaborado como resultado del Grupo de Trabajo 2 del Proyecto JICA/SATREPS titulado *Proyecto de Investigación para el Mejoramiento de Tecnología para desarrollar una Comunidad Resiliente ante los Tsunamis (Proyecto SATREPS Tsunami)* que se ha desarrollado de manera conjunta entre Chile y Japón; y del proyecto FONDEF N°DI III 119 *Diseño e Implementación de una Base de Datos de Predicción del Peligro por Tsunamis para la Costa Chilena utilizando Modelación Computacional de Alto Rendimiento.*

Los miembros del grupo de trabajo de la parte Chilena que contribuyeron a la elaboración de este documentos son los siguiente:

- Dr. Rafael Aránguiz, Universidad Católica de la Santísima Concepción, CIGIDEN.
- Dr. Patricio Catalán, Universidad Técnica Federico Santa María, CIGIDEN
- Dr. Rodrigo Cienfuegos, Pontificia Universidad Católica de Chile, CIGIDEN
- Dr. Gabriel González, Universidad Católica del Norte, CIGIDEN
- Alejandra Gubler, Universidad Técnica Federico Santa María, CIGIDEN
- Luisa Urra, Universidad Católica de la Santísima Concepción
- Juan González, Universidad Católica del Norte, CIGIDEN
- Cecilia Zelaya, Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile

Los miembros de la parte Japonesa que revisaron el documento son las siguientes personas:

- Dr. Tomoyuki Takahashi, Universidad de Kansai
- Dr. Erick Mas, Universidad de Tohoku
- Dr. Yuji Yagi, Universidad de Tsukuba
- Dr. Kenji Harada, Universidad de Shizuoka
- Dr. Yoshihiro Okumura, Universidad de Kioto

El documento ha sido revisado y aprobado además por las siguientes personas:

- Benjamin Carrion (PRDW Consulting Port and Coastal Engineers)
- Matías Carvajal (Pontificia Universidad Católica de Valparaíso)
- Karla González (Instituto Nacional de Hidráulica)
- Gubler Otárola (Instituto Nacional de Hidráulica)
- Roberto Salinas (Baird & Associates S.A.)
- Alejandro Urrutia (Pontificia Universidad Católica de Chile, CIGIDEN)
- Dr. Patricio Winckler (Universidad de Valparaíso)
- Christopher Zambra (GHD S.A.)

CONTENIDO

	OBJETIVO DEL PROYECTO	4
	PRESENTACIÓN	5
I	INTRODUCCIÓN	9
2	GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS	10
2.1	TERMINOLOGÍA	10
2.2	PROCESOS FÍSICOS RELEVANTES	16
2.2.1	Generación	19
2.2.2	Modelado Numérico	23
3	ESTIMACIÓN DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI	25
3.1	RECOLECCIÓN DE ANTECEDENTES TOPOBATIMÉTRICOS	25
3.1.1	Extensión del dominio de cálculo	25
3.1.2	Fuentes de Información	26
3.1.3	Estandarización de datos batimétricos	28
3.2	DETERMINACIÓN DE LOS EVENTOS DE DISEÑO	28
3.2.1	Introducción	28
3.2.2	Alcances y Zona de Interés.	29
3.2.3	Caracterización de las Fuentes Sísmicas	31
3.2.4	Respecto de la Determinación de Escenarios Sísmicos	31
3.2.5	Modelado de la Ruptura	35
3.3	ESTIMACIÓN DE LA INUNDACIÓN POR TSUNAMI	34
3.3.1	Corrección de la topobatimetría por deformación cosísmica y nivel de marea de referencia del evento.	34
3.3.2	Parámetros de Modelado Numérico	35
3.4	RESULTADOS DE SALIDA DEL MODELADO NUMÉRICO	38
3.5	EJEMPLO DE APLICACIÓN: MAPA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN IQUIQUE	40
3.5.1	Descripción del área de estudio	40
3.5.2	Procedimiento	41
3.5.3	Resultados	46
4	REFERENCIAS	49

I INTRODUCCIÓN

Los recientes eventos de terremotos y tsunamis que afectaron la costa chilena en Febrero de 2010, Abril de 2014 y Septiembre de 2015, pusieron de manifiesto la necesidad de actualizar y profundizar el conocimiento, metodologías y procedimientos utilizados para la caracterización del peligro asociado a tsunamis, con el objeto de proporcionar herramientas con fundamento científico y técnico para mejorar la resiliencia de comunidades costeras y del país ante este tipo de eventos.

En este contexto, el presente documento tiene por objetivo principal el proporcionar una guía metodológica para la caracterización del peligro asociado a un evento de tsunami en localidades costeras del país, el cual es un insumo fundamental para la evaluación del riesgo y las subsecuentes evaluación, planificación, diseño e implementación de medidas de mitigación y protección destinadas a mejorar la resiliencia de una comunidad o instalación costera.

En particular, la presente guía se enfoca en la estimación de la inundación potencial en una localidad específica como resultado de un tsunami generado por un sismo tsunamigénico en la zona de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Otros fuentes tsunamigénicas, como los deslizamientos subaéreos y submarinos no se tratan en este presente documento, en parte, por la dificultad en la determinación predictiva de las características del evento generador. Sin embargo, algunos aspectos específicos de la metodología, en particular lo referente la modelación numérica de la propagación e inundación podrían ser aplicables a tsunamis generados a partir de otros fenómenos tales como deslizamientos de masas submarinos y/o subaéreos.

En esta primera versión de la guía, las variables hidrodinámicas principales a cuantificar serán la profundidad de inundación y la extensión espacial de la inundación por tsunami de origen sísmico, teniendo como objetivo inicial la estimación de éstas con el objeto de proteger la vida humana, en un marco de trabajo determinístico.

El público objetivo de esta guía lo constituyen especialistas técnicos y científicos que desarrollen proyectos o estudios de estimación del peligro asociado a tsunamis. Este documento no presenta un carácter de normativa y puede ser utilizado como insumo para otras normas tales como la Norma Chilena 3363:2015 "Diseño estructural – Edificaciones en áreas de riesgo de inundaciones por tsunami o seiche"

2 GENERALIDADES DE LOS TSUNAMIS

2.1 TERMINOLOGÍA

En lo que sigue, se adopta la terminología de UNESCO (2013). Los términos se presentan ordenados alfabéticamente, pero clasificados de acuerdo al ámbito de relevancia.

Generalidades:

Análisis del Peligro de tsunami: Un **peligro** es un evento, fenómeno o actividad humana con el potencial de causal daño, pérdida de vidas, lesiones, daño a la propiedad, trastornos sociales y/o económicos, y/o degradación ambiental.

El análisis del peligro es la identificación, estudios y evaluación de una(s) amenaza(s) para determinar su potencialidad, origen, ubicación, y características tales como intensidad, frecuencia, probabilidad y comportamiento.

Carta de inundación: Mapa que indica las zonas potencialmente inundables por tsunami. Como mínimo debe indicar cotas y alturas de inundación. Idealmente presentará velocidades de corriente y potencial subsidencia o levantamiento de la costa debido al terremoto así como tiempos de arribo.

Evaluación determinista de los peligros vinculados a tsunami: Evaluación de la magnitud de un tsunami asociado a un evento particular. La magnitud de un tsunami se puede medir de varias maneras: por la altura del runup, por la profundidad de la inundación, o por la altura del tsunami en la costa.

Evaluación probabilista del peligro vinculado a los tsunamis: (PHTA, por sus siglas en inglés). Evaluación de la probabilidad de que un tsunami alcance o exceda una magnitud dada en un intervalo específico de tiempo en un lugar determinado. La magnitud de un tsunami se puede medir de varias maneras: por la altura del runup, por la profundidad de la inundación, o por la altura del tsunami en la costa. Por lo general, una PHTA proporcionará diferentes probabilidades para diferentes períodos de tiempo, por ejemplo de 50 a 2.500 años. La evaluación puede definirse para una única localización, para un tramo de costa, o para un área de tierra (si se incluye la inundación).

Maremoto: Sinónimo en español de Tsunami.

Tsunami: Serie de ondas marinas de longitud y período sumamente largos de ocurrencia natural que resulta de una perturbación rápida y a gran escala de una masa de agua, causada entre otros, por terremotos interplaca asociados a zonas de subducción, movimientos de masa, erupciones volcánicas o impacto de meteoritos.

UNESCO define 3 tipos de tsunamis:

- *Teletsunami* o tsunami generado a distancia o tsunami de campo lejano: Tsunami originado por una fuente distante, generalmente a más de 1.000 kilómetros o a más de 3 horas de tiempo de viaje de las ondas de tsunami desde su origen
- *Tsunami regional:* Tsunami capaz de causar destrucción en una región geográfica en concreto, normalmente situada a 1.000 kilómetros como máximo de su fuente, o en zonas situadas de 1 a 3 horas de tiempo de viaje de las ondas del tsunami.
- *Tsunami local:* Tsunami proveniente de una fuente cercana con efectos destructivos en costas situadas a una distancia inferior a 100 kilómetros del origen o a menos de una hora de viaje de la onda del tsunami.

Riesgo: Probabilidad de consecuencias perjudiciales o pérdidas esperadas (muertes, lesiones, propiedad, medios de subsistencia, interrupción de actividad económica o deterioro ambiental) resultado de interacciones entre peligros naturales o antropogénicos y condiciones de vulnerabilidad.

Peligro de tsunami máximo creíble, PTMC: Peligro máximo asociado a eventos de tsunami en una localidad en estudio, entendido como la envolvente de las líneas de inundación y profundidades de inundación máximas contruida a partir de un conjunto de eventos tsunamigénicos individuales.

Vulnerabilidad: Condiciones determinadas por factores o procesos físicos, sociales, económicos y ambientales, que aumentan la susceptibilidad y exposición de una comunidad al impacto negativo de peligros.

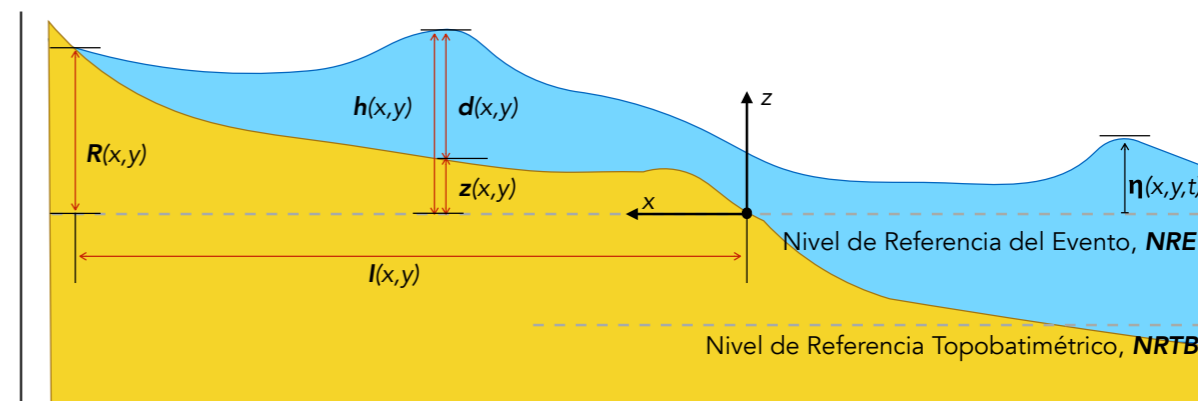


Figura 1. Definición de variables hidrodinámicas relevantes en la inundación.

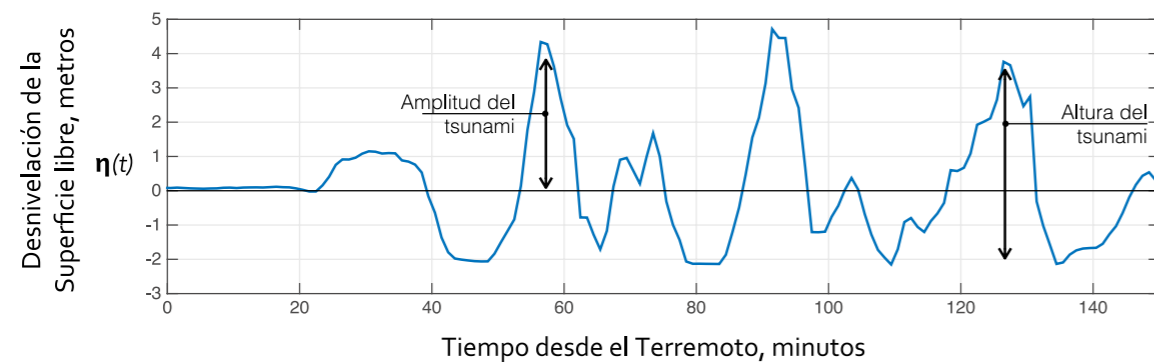


Figura 2. Definición de parámetros que definen una onda de tsunami (Mareógrafo de Coquimbo, 16 de Septiembre de 2015).

Parámetros Hidrodinámicos del Tsunami

Los parámetros que se detallan a continuación se presentan esquemáticamente en la Figura 1 y Figura 2.

Altura de Inundación, $h(x,y)$: Elevación alcanzada por el agua del mar en el lado tierra medida respecto a un datum dado por el nivel de referencia del evento (NRE) en una distancia de inundación específica. La altura de inundación es la suma de la profundidad de inundación y la cota de elevación del terreno local. Su unidad de medida es el metro (m)

Altura de tsunami: Valor absoluto de la diferencia entre una cresta y un valle consecutivos o de la diferencia entre un valle y una cresta consecutivos. Su unidad de medida es el metro (m).

Amplitud del tsunami: Normalmente determinada por un registro de nivel del mar, es: 1) el valor absoluto de la diferencia entre un seno o un valle particular del tsunami y el nivel normal del mar en reposo a la hora indicada, 2) la mitad de la diferencia entre un seno y un valle sucesivos, corregida por el cambio de marea entre ellos. Representa la verdadera amplitud de la onda del tsunami en algún punto del océano. Sin embargo, es a menudo modificada de alguna forma por la respuesta del mareógrafo. Su unidad de medida es el metro (m).

Amplitud máxima del tsunami: Máxima amplitud de onda alcanzada durante un tsunami. Su unidad de medida es el metro (m).

Area de Inundación: Superficie total inundada por los eventos de tsunami.

Cota de terreno, $z(x,y)$: Cota de elevación del terreno, referida al Nivel de Referencia Topobatómétrico (NRTB). Su unidad de medida es el metro (m).

Cota batimétrica: Profundidad del fondo marino, referida al Nivel de Referencia Topobatómétrico (NRTB). Su unidad de medida es el metro (m).

Desnivelación, $\eta(x,y,t)$: Distancia vertical entre el Nivel de Referencia del Evento (NRE) y la superficie de agua en cada instante y punto del dominio. Puede adoptar valores tanto positivos como negativos. Su unidad de medida es el metro (m).

Inundación horizontal o distancia de inundación, $I(x,y)$: Distancia horizontal inundada, medida desde la línea de costa hasta el límite tierra adentro de penetración del tsunami (runup). Generalmente medida en forma perpendicular a la costa.

Línea de Inundación: Lugar geométrico de todos los puntos correspondientes a la máxima penetración horizontal del tsunami y que delimita el área de inundación. Es posible que su determinación considere más de un evento de tsunami, en cuyo caso corresponderá a la envolvente de las Líneas de Inundación de eventos individuales.

Longitud de onda de un tsunami: Distancia horizontal entre puntos similares en dos ondas sucesivas medidas perpendicularmente a la cresta. La longitud de onda de tsunamis generados por terremotos se encuentra en el rango entre 20 y 300 km.

Nivel Medio del Mar: Corresponde al plano en torno al cual oscila la marea y calcula mediante promedio aritmético de observaciones horarias de altura de la marea y puede ser diario, semanal, mensual y anual. Métodos más sofisticados utilizan filtros numéricos de paso bajo para eliminar las mareas y oleajes antes de obtener el promedio.

Nivel de Reducción de Sonda: Corresponde al plano donde están referidas las sondas o profundidades de una localidad, el cual representa la mínima profundidad que se puede encontrar en un punto, a partir de un análisis armónico de la señal de marea del lugar. Por consiguiente, el NRS es un valor local, no siendo a priori extrapolable ni interpolable entre localidades contiguas.

Nivel de Referencia Topobatómétrico, NRTB: Nivel vertical único al cual deben estar referidas las cotas topográficas y batimétricas en la zona de estudio, el cual debe ser un valor común, que garantice la congruencia entre cotas topográficas y batimétricas. Este nivel puede ser el NRS o el NMM.

Nivel de Referencia del Evento, NRE: Nivel vertical único referido al NRTB, que representa el nivel del mar al momento del evento. De modo conservador, se sugiere utilizar el nivel de la pleamar máximo en sicigias, la cual puede ser estimada a partir de las Tablas de Marea Astronómica, provistas por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

Período del tsunami: Tiempo en que una onda de tsunami completa un ciclo. Dada la dificultad de su medición, el período predominante del tsunamis generalmente se mide como la diferencia de tiempo entre el tiempo de arribo de la onda de tsunami de mayor amplitud y el siguiente pico, medida en un mareograma. Los periodos típicos de tsunamis varían entre 5 y 60 minutos.

Profundidad de Inundación, $d(x,y)$: También llamada profundidad de flujo, es la profundidad del agua del tsunami sobre la cota del terreno medido en un sitio específico. Su unidad de medida es el metro (m).

De acuerdo a las definiciones anteriores, se puede establecer la siguiente relación:

$$h(x, y) = d(x, y) + z(x, y) \quad (1)$$

Runup, $R(x, y)$: Diferencia entre la cota de terreno en el punto de máxima inundación horizontal alcanzado por el tsunami y el nivel de referencia del tsunami NRE. Se calcula de acuerdo a la siguiente expresión:

$$R(x, y) = z(I(x, y)) - NRE \quad (2)$$

Se debe notar que para una zona de estudio dada, el valor de runup no es único, ya que es función de la topografía. Su unidad de medida es el metro (m).

Tiempo de arribo del tsunami: Tiempo de llegada del primer tren de ondas a un determinado sitio. Corresponde al tiempo transcurrido entre el inicio del sismo y el comienzo de la desnivelación $\eta(x, y, t)$ descontando la marea.

Velocidad orbital, $U(x, y, t)$: Vector de velocidad en cada punto del dominio. Es una cantidad variable en el tiempo, tanto en sentido dirección como en magnitud. Su unidad de medida es el metro por segundo (m/s).

Velocidad de propagación o celeridad del tsunami: Velocidad de propagación de una onda de tsunami en el océano, cuya longitud de onda es suficientemente grande en comparación con la profundidad del mar. Para casos donde la longitud de onda es 20 o más veces la profundidad, se puede usar la Ec. (3) para el cálculo de la velocidad de propagación.

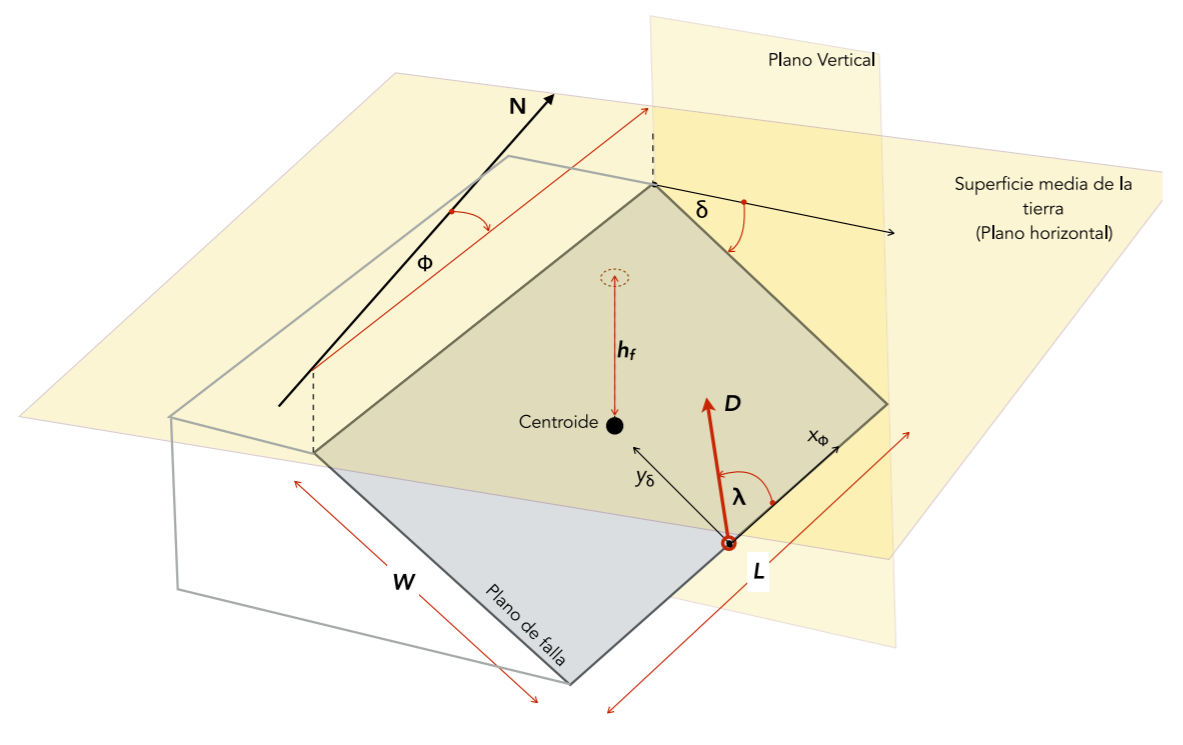


Figura 3. Esquema representativo de un plano de falla, con los parámetros que su posición, geometría y deslizamiento.

Parámetros Sísmicos

Alzamiento: Movimiento permanente vertical de levantamiento de la tierra debido a procesos geológicos, tales como un terremoto

Ángulo de manteo, δ (dip en inglés): También llamado ángulo de buzamiento, y corresponde al ángulo medido en un plano vertical comprendido entre la superficie media de la tierra (plano de referencia horizontal) y el plano de falla, medido desde la superficie media de la tierra hacia abajo hasta el plano de falla. El plano vertical donde se mide este ángulo, queda definido por la línea de máxima pendiente de la traza horizontal del plano de falla.

Ángulo de deslizamiento, λ (rake en inglés): Ángulo que describe el movimiento relativo del bloque superior, respecto del bloque inferior de la falla, considerado este último en reposo. Este ángulo se mide sobre el plano de falla mismo, desde la horizontal hasta la nueva ubicación del punto que se encontraba inmediatamente adyacente en el plano que se quedó en reposo.

Área de ruptura: Superficie de la zona de ruptura, medida en el plano de falla. Queda definida por su longitud L y ancho W , medidas en la dirección del rumbo y del manteo, respectivamente.

Deslizamiento, D (dislocación, slip en inglés): Desplazamiento relativo, en la dirección definida por el ángulo de deslizamiento, entre los bloques superior e inferior de la falla, medido en el plano de la falla.

Magnitud de momento, M_w : Magnitud de un terremoto obtenida utilizando el momento sísmico. Esta escala no se satura para terremotos grandes y es por esto que es la que mejor los caracteriza.

Plano de falla: Representación idealizada de la interfaz entre dos placas tectónicas colindantes donde ocurre un movimiento relativo durante un sismo. Se define como un área rectangular donde los bordes superiores e inferiores son paralelos a la superficie media de la tierra (plano horizontal). La posición, orientación y movimiento del plano de falla queda dado por la ubicación de su centro (latitud, longitud, profundidad focal), por los ángulos de manteo y rumbo y por el deslizamiento y ángulo de deslizamiento. Los sismos pueden ser idealizados como un movimiento de uno o varios planos de falla.

Profundidad focal, h_f : Distancia vertical medida entre el centro del plano de falla y su proyección sobre la superficie media de la tierra (plano de referencia horizontal).

Rumbo, ϕ (strike en inglés): Corresponde al rumbo o azimut de la traza de la falla, medido en un plano horizontal, con sentido horario y con origen en el norte geográfico. Los valores del ángulo de rumbo se suelen establecer entre 0-360°.

Sismo-tsunami: Terremoto que produce un tsunami extraordinariamente grande en relación con la magnitud del sismo (Kanamori, 1972). Este tipo de tsunami se caracteriza por largos períodos de ruptura para la magnitud del sismo, dislocación de la parte más superficial del límite de placa y desprendimiento de gran energía a baja frecuencia. También hay terremotos lentos en los que el desplazamiento a lo largo de las fallas ocurre más despacio de lo que ocurriría en terremotos normales.

Subsidencia: Movimiento permanente de hundimiento de la tierra debido a procesos geológicos, tales como un terremoto.

Terremotos interplaca: Terremotos que ocurren en la zona de contacto entre dos placas tectónicas.

Terremoto tsunamigénico: Terremoto que tiene la capacidad de inducir la generación de un tsunami.

Traza de la falla: Intersección del plano de falla con la superficie media de la tierra (plano de referencia horizontal).

Zona de ruptura: Sección del plano de falla que es afectada por un deslizamiento, dando origen a un terremoto.

2.2 PROCESOS FÍSICOS RELEVANTES

La palabra tsunami es una palabra japonesa que literalmente significa onda de puerto (tsu: puerto, nami: onda). En español la palabra es maremoto (latín mare: mar; motus: movimiento). Ambas se refieren al mismo fenómeno físico y con el objeto mantener la consistencia con la terminología adoptada internacionalmente, en lo sucesivo se utiliza la palabra tsunami.

Un tsunami es una serie de ondas muy largas generadas a partir de un desplazamiento repentino de una gran masa de agua. Entre los posibles fenómenos tsunamigénicos se encuentran desplazamientos del fondo marino producto de terremotos, deslizamientos de masas de tierra tanto sumergidas como subaéreas, impactos de meteoritos, y otros. Si bien el término se aplica esencialmente al océano, ondas tipo tsunami se pueden dar en cuerpos de agua cerrados si se producen las condiciones tsunamigénicas apropiadas.

La característica principal de los tsunamis es su gran longitud de onda L la cual puede alcanzar las decenas de kilómetros (en comparación con longitudes de onda de decenas de metros del oleaje de viento). Esto se traduce además en períodos largos, de 5 minutos o más. Esto favorece su propagación transoceánica con una mínima disipación de energía, pudiendo así alcanzar costas muy alejadas de la zona de generación. Por otra parte, su gran longitud de onda relativa a la profundidad local h , les hace desempeñarse como ondas en aguas someras, en la cual, la distribución vertical de la velocidad orbital es prácticamente constante. Más aun, para tsunamis de longitudes de onda muy largas, la profundidad relativa h/L es muy pequeña los efectos de dispersión de frecuencias pueden ser considerados despreciables, lo que favorece el uso de las ecuaciones no lineales de aguas someras para su modelado matemático. Cabe hacer notar que en tsunamis de menores longitudes de onda, por ejemplo producto de fuentes tsunamigénicas de pequeñas dimensiones, ecuaciones que incluyan dispersión deben ser consideradas, como por ejemplo, las ecuaciones de Boussinesq.

Es posible definir tres fases para la evolución de un tsunami. En primer lugar, la generación del mismo. Para efectos del presente documento, se refiere a la puesta en movimiento de una gran masa de agua producto de la deformación del fondo marino a raíz de un evento sísmico. Al ocurrir en un lapso de tiempo relativamente corto (del orden de una decena de minutos), se considera que esta deformación cósmica

se manifiesta como una inyección de energía potencial a la masa de agua, por lo que cambia la altura de la superficie del mar respecto a su nivel medio. Dada la importancia de las características de la deformación cósmica en el comportamiento del tsunami, se analizará la generación en una sección posterior de este documento.

Con posterioridad a la deformación, que puede ser considerada instantánea sin introducir un error significativo, la acción gravitatoria actúa como agente restaurador, generando la propagación de la perturbación en todas direcciones. A esta etapa se le denomina propagación oceánica, en la cual muy poca energía se disipa y en virtud de la muy baja esbeltez (H/L , donde H es la altura del tsunami) de la onda, la propagación se puede aproximar por la teoría lineal de ondas en aguas someras. Esto suele ser válido hasta aproximadamente profundidades del orden de los 50-100 m. Luego, en aguas más someras, los tsunamis comienzan su fase de inundación, en la cual la interacción con el fondo marino de profundidad decreciente induce la reducción de su velocidad de propagación o celeridad (C) y la amplificación de su altura. Por consiguiente, los efectos no lineales comienzan a ser relevantes y no deben ser descartados. La etapa de inundación considera el ingreso del tsunami en zonas costeras previamente secas. Al ser un tsunami una serie de ondas, las oscilaciones del nivel del mar y los procesos de inundación pueden ocurrir múltiples veces en el transcurso de varias horas. Cabe señalar que si bien cada proceso de inundación trae asociadas su runup y alturas de inundación, tradicionalmente se reporta el nivel máximo alcanzado, independiente del instante en que este pueda ocurrir.

La interacción de los tsunamis con el fondo marino y la geomorfología costera en general, induce una serie de procesos físicos que son relevantes en transformación del tsunami, en términos de cambios en su dirección de propagación, celeridad y de su altura. Entre estos fenómenos se encuentran la refracción, asomeramiento, difracción, reflexión, dispersión angular (spreading), atrapamiento de energía, resonancia y la disipación de energía producto de fricción de fondo y rotura.

Una de las características de los tsunamis es que dada su condición de onda en aguas someras, su celeridad se puede aproximar como dependiente directamente de la profundidad local, reduciéndose conforme la profundidad se reduce según la teoría lineal como:

$$C = \sqrt{gh} \quad (3)$$

Donde g es la aceleración de gravedad y h es la profundidad del mar a la cual se propaga el tsunami. Esta dependencia directa condiciona la evolución del tsunami de varias maneras.

La refracción guarda relación con los cambios en la velocidad de propagación de las ondas al propagarse a distintas profundidades. El resultado más significativo de este cambio de celeridad es el cambio de orientación de la dirección de propagación del tsunami. Por consiguiente, las características topobatómetricas de la zona en que se propaga el tsunami son fundamentales en condicionar su comportamiento. Adicionalmente, producto de la refracción, es posible que se produzcan zonas de concentración o de divergencia de energía, que guarden poca relación con la dirección inicial del tsunami inducida por la deformación cósmica.

El asomeramiento guarda relación con el cambio en la altura del tsunami, producto de cambios en su celeridad. Esto se explica en términos simples por el hecho que, dado se asume que no hay disipación de

energía, la reducción de la celeridad reduce la energía cinética del flujo, lo que debe ser compensado por un aumento de energía potencial, la que se manifiesta como un aumento de altura. El proceso también puede ocurrir a la inversa, vale decir, un descenso de la altura ante un aumento de celeridad. Dada la relación directa entre celeridad y la profundidad local, el asomeramiento depende directamente de cambios en la batimetría.

La reflexión guarda relación con la inversión parcial del sentido de propagación al encontrarse la onda con un obstáculo o cambio brusco en la batimetría. Si bien este proceso ocurre en cualquier punto del océano, es relevante en la costa, ya que el proceso de inundación no siempre es capaz de disipar toda la energía, la cual retorna al océano manifestándose como una onda que se propaga alejándose de la costa. Las ondas reflejadas también son afectadas por la refracción, es posible que se induzca un cambio de dirección tal que el tsunami se reorienta hacia la costa, produciendo el arribo de una onda en un tiempo posterior al frente principal. Este proceso se puede repetir múltiples veces, con lo que la energía queda atrapada en la costa y comienza a propagarse en dirección paralela a ella, permitiendo que el tsunami alcance localidades alejadas de la zona de generación hasta varias horas después de la ocurrencia del evento principal. Este tipo de ondas, denominadas ondas de orilla (edge waves en inglés), dependen de su distribución espacial, celeridad y de la pendiente de la plataforma continental.

El proceso de difracción guarda relación con la propagación de energía en la dirección perpendicular al frente de onda. Este proceso ocurre cuando una barrera física induce variaciones en la distribución de la altura de onda a lo largo de su frente.

Todos los procesos mencionados hasta ahora consideran que el flujo de energía del tsunami se mantiene constante. Sin embargo, existen al menos dos efectos que pueden ser considerados como fuentes de disipación de energía. En primer lugar, la fricción inducida por el fondo marino, la cual depende principalmente de la profundidad y características de rugosidad de la zona por donde se propagará el tsunami. Típicamente, durante la propagación oceánica las profundidades relativamente grandes hacen que el efecto de la fricción sea de orden secundario, por lo que el tsunami se propaga con una mínima disipación de energía. En la fase de inundación, en cambio, la fricción pasa a tener un rol preponderante y controla completamente la capacidad de intrusión horizontal (y vertical) del tsunami.

El segundo proceso es la rotura de la onda de tsunami. Sin embargo, éste es un proceso altamente complejo que no se manifiesta en todos los casos, lo que sugiere una cierta dependencia con características locales como la pendiente del fondo. A la fecha, solo modelos experimentales de propagación de tsunamis la consideran por lo que para efectos del presente documento será desestimada.

2.2.1 Generación

Los tsunamis se pueden generar cada vez que ocurre un desplazamiento repentino de una gran masa de agua. Entre los posibles eventos tsunamigénicos se encuentran varios tipos de terremotos, los deslizamientos de masas de tierra submarinos y subaéreos, los impactos de meteoritos y otros como erupciones volcánicas. En virtud de la recurrencia histórica y magnitud de los eventos registrados, en lo sucesivo el foco del documento se centra en los tsunamis generados por terremotos interplaca en zonas de subducción. Para efectos de la simulación numérica de los eventos, el paso más importante es la adecuada caracterización de la fuente tsunamigénica y la deformación inicial de la superficie libre del cuerpo de agua. Con una debida justificación, los procedimientos que se detallan más adelante se podrían aplicar por tanto a otras fuentes tsunamigénicas.

Respecto de la historia tsunamigénica chilena, la mayoría de los eventos son asociados a terremotos interplaca en zonas de subducción, de ruptura en la interfaz entre la placa de Nazca, subductante, y la placa Sudamericana. No obstante lo anterior, es posible que terremotos tipo outer-rise, que se generan en la placa subductante, puedan generar tsunamis de gran intensidad incluso si el terremoto en sí no sea de gran magnitud (Geist et al, 2009). Sin embargo, la poca evidencia de ocurrencia de tsunamis asociados a este tipo de eventos limita su caracterización y capacidad predictiva, especialmente en Chile, por lo que inicialmente no son considerados en este documento. De existir mejoras en el conocimiento científico de ellos, esta limitación de alcance podrá ser desestimada en futuras versiones.

Los tsunamis se generan a partir de la excitación de la columna de agua producto de la transmisión de energía debida a la deformación cosísmica del fondo marino. Esto se puede considerar como la traslación de un volumen de fluido. Por consiguiente, la magnitud del tsunami propiamente tal dependerá de las características geométricas de la ruptura, específicamente, la magnitud del deslizamiento vertical y de la cobertura espacial de océano afectada por éste. La deformación cosísmica también considera deslizamientos horizontales, que transmiten principalmente energía cinética, pero típicamente este efecto se desprecia ante el cambio de energía potencial asociado al deslizamiento vertical, excepto en las zonas superficiales cercanas a la fosa. Por consiguiente, para que un sismo tenga potencial tsunamigénico, parte de su zona de ruptura debe quedar bajo la superficie del océano, y debe presentar un deslizamiento vertical suficiente.

Por consiguiente, para el adecuado modelado de un tsunami se debe en primer lugar determinar la deformación cosísmica asociada a un evento de un determinado momento sísmico M_o , el cual queda definido por:

$$M_o = \mu DA \quad (4)$$

en la cual μ es la magnitud del módulo de corte de la corteza terrestre, D es el deslizamiento medio sobre la zona de ruptura de área $A=L \times W$. Por su parte, la escala de magnitud de momento M_w queda definida por:

$$M_w = 2/3 \log(M_o) - \alpha \quad (5)$$

donde α es una constante de valor 6 cuando M_0 se expresa en N-m, y 10.7 cuando M_0 se expresa en dina-cm. Múltiples combinaciones de estos tres parámetros pueden conducir a un mismo momento sísmico. Desde el punto de vista tsunamigénico, son los parámetros D y A los que tendrán relación directa con el tamaño del tsunami.

Es importante considerar el efecto que tendrá la ubicación espacial del terremoto, ya que terremotos de subducción de igual magnitud y deslizamiento pueden producir tsunamis significativamente distintos dependiendo de la posición de zona la ruptura y de la distribución de deslizamiento. Un primer caso lo constituye un terremoto costero en el cual la ruptura es relativamente profunda y solo una fracción de la zona de ruptura queda bajo el océano. Un ejemplo de esto es el evento del Pisagua en 2014 de Mw 8.2. En estos casos, parte de la deslizamiento vertical cosísmico ocurre en tierra, mientras que la parte bajo el océano ocurre en aguas relativamente someras. Adicionalmente, la gran profundidad de la ruptura induce una reducción en la amplitud del desplazamiento del fondo marino. Luego, una masa de agua relativamente pequeña es puesta en movimiento y el tsunami correspondiente es pequeño en comparación con la magnitud del terremoto.

Una segunda alternativa la constituyen los terremotos en la plataforma continental, en la cual la ruptura ocurre a profundidades intermedias. La zona de ruptura prácticamente completa se puede ubicar bajo el mar, aunque a profundidades de océano someras a moderadas. En este caso, todo el deslizamiento vertical se transmite a la columna de agua. Por otra parte, el volumen de agua desplazado es moderado, resultando en un tsunami de mayor tamaño que el caso anterior:

La tercera alternativa la corresponden terremotos de ruptura poco profunda, en los cuales la gran parte de la ruptura ocurre en aguas profundas en las cercanías a la fosa. En dicho caso, un gran volumen de agua es desplazado. Conforme este tsunami se propaga en aguas poco profundas, el asomeramiento induce amplitudes de tsunami mucho más grandes que en los casos anteriores. Bajo estas condiciones, incluso terremotos de magnitud moderada pueden generar tsunamis destructivos, como el caso de Nicaragua en 1992, el cual fue un evento Mw 7.7. En Chile, el evento de Illapel en 2015, Mw 8.3 puede ser considerado como de este tipo.

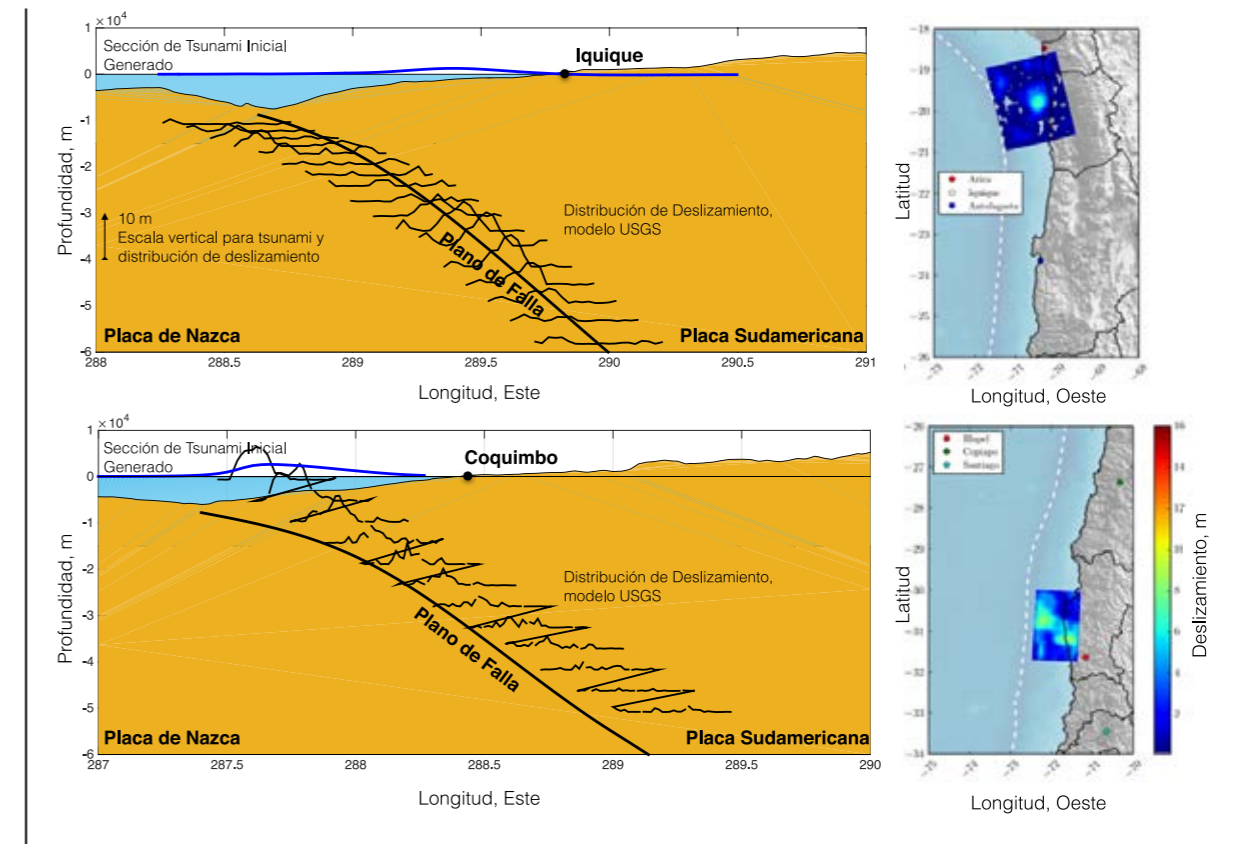


Figura 4. Efecto de la distribución de deslizamiento en la generación del tsunami. En ambos casos se representa la forma real del plano de falla, y la ubicación relativa de la costa y la fosa. En azul se presenta el tsunami inicial generado. En la fila superior se aprecia la distribución propuesta por el Unites States Geological Survey para el terremoto de Iquique, Mw 8.2, mientras que en la fila inferior la propuesta para el terremoto de Illapel, Mw 8.3. Las figuras mantienen la escala, por lo que la comparación es directa.

En la Figura 4, se presenta la comparación de la distribución de deslizamiento entre el terremoto de Iquique, 2014, y el de Illapel, 2015. Si bien en términos de magnitud son similares, el terremoto de Illapel concentró el deslizamiento en la parte menos profunda de la falla, más cercano a la fosa, y generó un tsunami que fue mayor amplitud que el correspondiente a Iquique, que concentró el deslizamiento en el sector más profundo.

Terremotos de gran magnitud pueden cubrir las tres posibilidades anteriores de manera simultánea, resultando en tsunamis de gran amplitud, como por ejemplo, el tsunami Maule 2010 y el de Tohoku en 2011.

La siguiente consideración es la distribución del deslizamiento al interior de la zona de ruptura. En la Ec. (4), ésta se presenta en términos de un deslizamiento D medio sobre el área en estudio A , lo que resulta en una distribución uniforme del mismo, conocido como distribución plana uniforme (PFM, por Planar Fault Model, en inglés). Sin embargo, los terremotos en la realidad presentan una gran variación del deslizamiento en la zona de ruptura, tanto a lo largo del manto (dip en inglés) como del rumbo (strike en inglés) resultando en una distribución bidimensional del deslizamiento, $D(X\phi, Y\delta)$ donde $X\phi$ se mide a lo

largo de la dirección de manto, e $Y\delta$ a lo largo de la dirección del rumbo (ver Figura 3). Esto corresponde a una deformación Somigliana o distribución de falla no uniforme (FFM, Finite Fault Model, en inglés). Una distribución no uniforme tendrá, necesariamente, una o más zonas de concentración de deslizamiento en el cual el deslizamiento pico será mayor que el deslizamiento medio.

La distribución de deslizamiento no uniforme tiene dos efectos sobre el tsunami resultante. En primer lugar, la magnitud de la deformación vertical resultante será mayor que en el caso con distribución uniforme, debido al mayor deslizamiento concentrado en áreas específicas. En caso de ocurrir la concentración de deslizamiento bajo el océano, localmente la amplitud inicial del tsunami resultante será mayor que aquella del caso uniforme. Adicionalmente, la concentración del deslizamiento en superficies menores reduce la longitud de onda del tsunami, que sumado al aumento en amplitud, induce un aumento en el runup local. Por consiguiente, el uso de distribuciones uniformes puede resultar en una subestimación del tsunami localmente.

Como se podrá observar, la definición del área de ruptura A y su ubicación espacial juegan un rol importante en las características del tsunami. Para su estimación, típicamente la zona de ruptura se aproxima un rectángulo de dimensiones L (a lo largo del rumbo) y de ancho W (en la dirección de manto). La magnitud del ancho afecta entre otras cosas el volumen de agua que es puesto en movimiento, pero el efecto de W sobre el runup es complejo y deberá por tanto analizarse caso a caso.

La estimación de L y W se ha hecho tradicionalmente a través del uso de las llamadas leyes de escalamiento, en las cuales L se determina a través de formulaciones empíricas que relacionan L con M_w (Ver, por ejemplo, Papazachos et al. 2004). Sin embargo, estas relaciones empíricas se determinan a partir de terremotos en varias partes del mundo, las cuales presentan un razonable grado de ajuste para terremotos de distintas magnitudes. Sin embargo, la determinación del ancho queda sujeta a restricciones físicas y geológicas de la zona posible de ruptura. En el caso de Chile, eventos de gran magnitud presentan relaciones de aspecto que varían entre $L:W = 1:3$ hasta $1:5$. Por ejemplo, el evento del Maule de 2010 tuvo una relación de aspecto aproximadamente $L:W = 1:3$ ($L \approx 450$ km y $W \approx 150$ km). Sin embargo para mega eventos, puede ser que esta relación de aspecto sea menor, como por ejemplo el terremoto de Valdivia de 1960, en que $L:W = 1:5$ ($L \approx 1000$ km y $W \approx 200$ km).

De esta manera, la caracterización del evento sísmico queda definida por diez parámetros, a saber:

- Ubicación hipocentral: Latitud, Longitud, profundidad focal (3 parámetros).
- Módulo de corte μ (1 parámetro).
- Deslizamiento medio D o distribución de deslizamiento $D(X\phi, Y\delta)$ (1 parámetro).
- Superficie de ruptura ($L \times W$): (2 parámetros).
- Ángulos de la zona de ruptura: Manto/buzamiento (δ), rumbo (ϕ), ángulo de deslizamiento (λ), (3 parámetros).

Una vez determinada la geometría, ubicación y características del deslizamiento, es necesario determinar la deformación cosísmica del fondo marino inducida por el terremoto. La determinación de la deformación cosísmica se ha realizado típicamente siguiendo soluciones analíticas de la teorías de dislocación elástica, por ejemplo, Mansinha and Smylie (1971), Okada (1985, 1992), las cuales son derivadas inicialmente para casos

de distribuciones uniformes de deslizamiento (PFM). Como una manera de incorporar la heterogeneidad espacial, métodos alternativos consideran el uso de modelos tridimensionales de elementos finitos elásticos (Yoshioka et al., 1989), o bien el uso de modelos de agrietamiento, en los cuales el deslizamiento se determina a partir de distribuciones de las variaciones de esfuerzo inducidas por el terremoto. Por su simplicidad, los modelos derivados de teorías de dislocación elástica, como Okada (1985) han sido ampliamente utilizados en la práctica y en el resto del documento se asume que será el método utilizado.

Dada la dificultad en la estimación predictiva de la distribución del deslizamiento, habitualmente el cálculo se realiza con fallas rectangulares planas con una distribución uniforme de deslizamiento. Sin embargo, una distribución no uniforme puede ser aproximada con suficiente precisión utilizando una superposición de fallas finitas planas.

Dadas las diferencias en la velocidad de propagación de la ruptura sísmica ($\sim 2-3$ km/s) con la celeridad del tsunami (~ 0.2 km/s), habitualmente se asume que la deformación cosísmica ocurre en forma instantánea. Adicionalmente, se asume que la deformación del fondo marino se transmite directamente a la superficie del mar, no considerando efectos de compresibilidad. Con ello, con la determinación de la deformación cosísmica del fondo marino se define la deformación inicial de la superficie libre del océano, la cual induce la propagación del tsunami desde la zona de generación.

2.2.2 Modelado Numérico

Dada la complejidad de la propagación de los tsunamis sobre la batimetría, no es posible recurrir a soluciones analíticas para obtener las características de los parámetros de inundación con suficiente detalle. Por consiguiente, el problema se ha tratado tradicionalmente como de modelado numérico del tsunami, considerando su propagación espacio-temporal.

El sistema de ecuaciones gobernantes lo constituyen las ecuaciones de conservación de la masa y la segunda ley de Newton, de las que se derivan las ecuaciones de Navier-Stokes en el caso de un fluido newtoniano como el agua. Sin embargo, si la viscosidad se desprecia, y si el tsunami es considerado no dispersivo, es posible reducir la ley de Newton a las llamadas Ecuaciones No Lineales de Aguas Someras (NLSWE, por sus siglas en inglés). Para ello, se integran las ecuaciones entre el fondo y la superficie libre en la dirección vertical, bajo la hipótesis de velocidad uniforme y presión hidrostática, con lo que se obtiene para un sistema cartesiano de referencia las siguientes ecuaciones.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right\} = - \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{M^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{MN}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + S_x = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{MN}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{N^2}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + S_y = 0 \quad (8)$$

En las que M, N representan los flujos volumétricos integrados en la vertical, $M = u(h + \eta)$ y $N = v(h + \eta)$ y n es el desplazamiento de la superficie libre respecto del nivel de referencia. u, v son las componentes horizontales del vector de velocidad, en las direcciones x e y respectivamente, H es la profundidad total del agua ($H = h + \eta$), h es la profundidad estática, g es la aceleración de gravedad y S representan términos fuente y de disipación, entre los que se incluye la disipación por fricción. El término de la derecha en la Ec. (6) es nulo para terremotos instantáneos, pero es relevante para deslizamientos de masas y terremotos transientes.

Para el caso de propagación de tsunamis en dominios espaciales de menos de 1000 km, el uso de coordenadas cartesianas es suficiente. Para escalas mayores, típicas de tsunamis transoceánicos y de campo lejano, es necesario recurrir a la formulación en coordenadas esféricas e incluir efectos tales como la fuerza de Coriolis. Para distancias grandes de propagación (por ejemplo, escala transoceánica), los efectos dispersivos pueden ser relevantes aun para longitudes de ondas muy largas, y se aconseja la evaluación respecto de su inclusión.

Entre los términos de disipación de energía, el principal fenómeno físico es la disipación por fricción, la cual se suele aproximar por un modelo de tipo Manning.

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} M(M^2 + N^2)^{1/2} \quad (9)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} N(M^2 + N^2)^{1/2} \quad (10)$$

En la cual n es el coeficiente de fricción de Manning. Como se puede ver, este término es inversamente proporcional a la profundidad total, por lo que su efecto es más notorio en profundidades bajas.

Existe una gran variedad de modelos numéricos que resuelven estas ecuaciones utilizando distintas implementaciones numéricas. Entre los más utilizados en Chile se pueden mencionar TUNAMI, COMCOT, NEOWAVE y MIKE 21. Es importante reconocer que puede existir variabilidad en la solución entre modelos incluso si todos los demás parámetros se mantienen constantes, por lo que su uso determinístico debe ser tratado con cautela.

3 ESTIMACIÓN DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI

El proceso para determinar la inundación potencial por tsunami se puede separar en tres etapas principales, las cuales a su vez cuentan con múltiples pasos intermedios. Éstas son:

- I) Trabajo Previo y Recolección de Antecedentes Topobatimétricos.
- II) Determinación del Evento Tsunamigénico.
- III) Modelado Numérico y Postproceso, las cuales se detallan a las secciones siguientes.

3.1 RECOLECCIÓN DE ANTECEDENTES TOPOBATIMÉTRICOS

3.1.1 Extensión del dominio de cálculo

Los tsunamis son eventos de gran escala espacial y temporal, que se propagan con una mínima pérdida de energía por grandes extensiones de océano. Por consiguiente, un estudio de peligro de tsunami deberá identificar, definir y considerar, la extensión geográfica de interés para estimar el peligro de tsunami en una localidad en particular. Este proceso considera dos aspectos esenciales.

En primer lugar, la determinación de la(s) fuentes tsunamigénicas de interés, las cuales pueden ser de campo cercano o lejano, como se verá en la siguiente sección. El dominio de cálculo deberá ser lo suficientemente extenso para permitir la propagación desde la fuente hasta la zona de interés, pero además debe minimizar efectos debido a una truncación del dominio. Entre éstos se pueden mencionar la no inclusión de estructuras morfológicas que puedan inducir reflexión, refracción, difracción u otros procesos de transformación de la onda. Adicionalmente, el dominio debe ser lo suficientemente extenso para permitir la generación y propagación transoceánica de un tsunami de campo lejano, al menos en una extensión suficiente como para permitir la propagación de varias longitudes de onda.

Por otra parte, los modelos numéricos suelen asumir la radiación de energía fuera del dominio de cálculo, por lo que se debe considerar la inclusión de elementos que puedan inducir reflexión física relevante para la zona en estudio. Al mismo tiempo, se debe minimizar el efecto de reflexión numérica en los bordes del dominio que de origen a señales espurias.

En segundo lugar, el dominio debe ser lo suficientemente extenso para abarcar la costa local, entendida en este caso como una unidad costera en la cual es esperable que las características del tsunami puedan ser consideradas comparables. Esto puede fundamentarse en aspectos geomorfológicos, por ejemplo las estructuras morfológicas como bahías, cañones o farellones costeros; o aspectos históricos de tsunamis que sugieran que tsunamis previos han tenido características similares en ella.

Una ampliación de la extensión del dominio de cálculo suele inducir tiempos de cálculo mayores, por lo que desde un punto de vista de la implementación numérica, será deseable tener un dominio lo más acotado posible. El procedimiento para la estimación de la zona de interés puede considerar ensayos de prueba-error de modelaciones numéricas, los cuales se deben llevar a cabo hasta que no se observen cambios en la respuesta del tsunami en los puntos de interés ante cambios en la extensión del dominio.

Otra posibilidad la constituye un ejercicio de estimación de tiempos de viaje del tsunami con base en la teoría lineal de ondas.

Las características de resolución espacial y discretización del dominio de cálculo se analizarán en secciones posteriores de este documento.

3.1.2 Fuentes de Información

Uno de los aspectos fundamentales para el modelado de tsunamis lo constituye la información topobatemétrica disponible, ya que determina la configuración y dominio geográfico sobre el cual se propaga el evento de tsunami. Como se mencionó anteriormente, la propagación e inundación del tsunami dependen de manera significativa de la forma del terreno sobre el cual se propaga. Una información topobatemétrica deficiente, que no resuelva de manera adecuada estructuras morfológicas relevantes para la propagación, incidirá en los resultados del ejercicio de modelación, pudiendo condicionar y comprometer de manera significativa la calidad y precisión del ejercicio de modelación.

Por otra parte, el acceso a información topobatemétrica de precisión en las distintas escalas relevantes para el modelado de tsunami es variable, distinguiéndose distintos niveles de calidad de los datos y de acceso. A continuación se ofrece una breve revisión de algunas de las fuentes de datos batimétricos disponibles a la fecha.

3.1.2.1 General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)

GEBCO es una base de datos generada y compartida por un grupo de instituciones internacionales que trabajan en conjunto, recopilando datos batimétricos y así generando cartas grilladas con esta información. La base de datos GEBCO de mayor resolución a la fecha posee una resolución de 30 segundos de arco (~926 m) incluyendo información batimétrica referida al Nivel Medio del Mar (NMM) y topográfica; esta última, además, considera información de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM30) para el grillado de elevación. La cobertura espacial de la base de datos GEBCO se extiende a todo el globo, con una resolución uniforme. Cabe hacer notar eso sí, que la resolución uniforme es el resultado de procesos de interpolación, los cuales quedan sujetos a la disponibilidad de datos fuente en el área de interés. En este sentido, para la zona continental de Chile, GEBCO utiliza como fuente primaria de información Cartas Náuticas, e información de nivel provista por distintas embarcaciones. Existen por consiguiente, zonas geográficas en las cuales la información fuente es de baja resolución, pudiendo afectar el resultado final de la información.

GEBCO es de distribución gratuita por lo que se considera que debiera ser un insumo que cualquier estudio de peligro de tsunamis debiera considerar, siendo especialmente útil en la zona costera a nivel de plataforma continental (http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/)

Alternativamente, existen otras fuentes de datos de nivel global, como lo son ETOPO y SRTM, las cuales cuentan con resolución menor (hasta 1 minuto de arco), pero que cumplirían un objetivo similar a GEBCO. Estas bases de datos se orientan principalmente a la compilación de datos topográficos (sobre el nivel medio del mar), de precisión comparable a GEBCO.

3.1.2.2 Cartas Náuticas (CN)

Se llama carta náutica (CN) al documento que reúne las informaciones necesarias para permitir una navegación marítima, fluvial y lacustre segura; indicando para ello las profundidades del agua referidas al Nivel de Reducción de Sonda (NRS), naturaleza del fondo, configuración y características de la costa, peligros y ayudas a la navegación, entre otras cosas. En Chile, la institución responsable de mantener las Cartas de Navegación es el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), el cual cuenta con una amplia variedad de cartas náuticas que cubren la mayoría del territorio nacional, siendo algunas de baja resolución (escala 1:500.000) y cobertura de zonas de gran extensión, incluso alcanzando zonas de la fosa Sudamericana. Cuenta además con cartas de mayor resolución que cubren áreas costeras y zonas más pequeñas tales como bahías. La resolución espacial de los datos incluidos en las cartas náuticas varía, pero en líneas generales, es considerada de precisión suficiente como para ser la guía oficial para la navegación. Se asume entonces, que de no realizarse estudios batimétricos específicos, una carta náutica local cuenta con los datos de mejor validez batimétrica que bases de datos globales. No obstante lo anterior, dado su foco principal en la navegación, la información de las cartas náuticas puede ser reducida en aguas de baja profundidad (menores a 10 m), sugiriéndose complementar la información con batimetría específica de ser necesario.

En términos de acceso, es posible adquirir las cartas náuticas a través de Centro Nacional de Datos Hidrográficos y Oceanográficos de Chile (CENDHOC, http://www.shoa.cl/n_cendhoc/) de SHOA, por lo que debieran ser consideradas en estudios de peligro de tsunamis.

3.1.2.3 Planos de Borde Costero (PBC)

Los planos de borde costero son mapas que cubren zonas costeras y cuentan con información topográfica hasta la cota +300 [m] sobre el Nivel Medio del Mar (NMM) aproximadamente. Su objetivo es servir de base y apoyar las actividades de estudio, análisis, administración, regulación y explotación sustentable de las distintas actividades que en tal área se realizan o se realicen en el futuro. Cuentan con información de detalle a escala 1:5.000, en proyección UTM, referidos horizontalmente a la Red Geodésica Nacional en el Sistema Geodésico Mundial (WGS-84), considerando una grilla geográfica, que comprenden una franja de mar variable de hasta 2,5 millas marinas, contadas desde la línea de la costa y una franja de a lo menos 500 metros de ancho de territorio continental o insular; adyacente a la costa, medidos desde la línea de la costa.

Los PBC complementan la información topobatemétrica al proveer de información de mayor resolución en la zona costera de baja altura, que es la que se verá potencialmente afectada por un evento de tsunami. Se pueden adquirir a través de CENDHOC de SHOA.

3.1.2.4 Información topográfica y batimétrica de detalle

Para zonas en las que no se cuente con información de resolución suficiente, o bien que se requiera un análisis de mayor detalle, será necesario realizar estudios batimétricos y/o topográficos específicos. Estos deberán contar con la cobertura espacial suficiente para poder caracterizar adecuadamente fenómenos locales en toda la zona de interés.

3.1.3 Estandarización de datos batimétricos

El primer paso para confeccionar la grilla de modelación es integrar las diferentes bases de datos batimétricas, de forma tal de unificar la referencia vertical y horizontal de cada una de ellas. En esto se nota que las fuentes de datos globales tales como GEBCO están referidas al Nivel Medio del Mar, mientras que las Cartas Náuticas lo hacen con respecto al Nivel de Reducción de Sondas. Por su parte, los datos topográficos debieran estar referidos al Sistema de Referencia Nacional, correspondiente al Sistema de Referencia Geocéntrico de las Américas (SIRGAS) el cual a su vez se basa en GRS-80, el cual en términos prácticos posee los mismos valores en elementos geométricos que el elipsoide WGS-84.

Por consiguiente, es necesario unificar las referencias verticales y horizontales para la unificación de las fuentes de datos topobatimétricos y así generar una grilla de modelación que incorpore todas las fuentes. Desde el punto de vista del evento, el nivel de referencia puede ser tanto el NMM como el NRS.

Por otra parte, el proceso de unificación de datos deberá tener como resultado que la transición entre las distintas fuentes de datos considera la continuidad de las estructuras morfológicas principales (cañones submarinos, cerros, etc.). De ser necesario, se deberá generar una zona de interpolación entre las distintas fuentes, la cual deberá ser de extensión suficiente como para minimizar las discontinuidades posibles. Un cuidado especial debe tenerse con la ubicación de la línea de costa, que puede presentar ubicaciones distintas entre distintas fuentes de datos producto de diferencias en el sistema vertical de referencia y/o resoluciones espaciales.

Un estudio de peligro de tsunami deberá especificar lo siguiente:

- I) La definición y justificación del dominio de cálculo
- II) las fuentes topo-batimétricas utilizadas
- III) la metodología de estandarización e integración vertical
- IV) la metodología de estandarización e integración horizontal
- V) la topobatimetría resultante

3.2 DETERMINACIÓN DE LOS EVENTOS DE DISEÑO

3.2.1 Introducción

La determinación del peligro por tsunami recomendado en este documento se enmarca bajo el concepto de evento de tsunami máximo creíble (ETMC), sujeto a la premisa de que el objetivo principal del estudio de peligro es salvaguardar la vida humana. El evento de diseño podrá ser adaptado en caso de tener el estudio otra finalidad, como por ejemplo, una obra de ingeniería específica, debiendo quedar la definición del evento de diseño claramente justificada y respaldada por el conocimiento existente. Por ejemplo, podrán usarse eventos o combinación de ellos asociados a diferentes periodos de retorno, si la duración de los registros así lo permite.

Para efectos de esta metodología, el evento de tsunami máximo creíble es aquel que determina el peligro máximo asociado a eventos de tsunami en una localidad en estudio. Este será determinado teniendo en cuenta el conocimiento existente para la localidad en estudio, considerando aspectos hidrodinámicos, sísmicos, históricos, geofísicos, geológicos y otros.

Asimismo, la determinación del evento de tsunami máximo creíble deberá considerar los resguardos necesarios para reducir el impacto de las limitaciones en precisión, calidad y duración de los datos, así como de la incertidumbre aleatoria y epistémica asociada a los procesos relevantes. De esta manera, podrá ser necesario el estudio de sensibilidad en los parámetros y la consideración de múltiples escenarios en la determinación del ETMC.

Finalmente, se debe considerar que el evento de tsunami máximo creíble no necesariamente estará asociado al evento de terremoto máximo creíble. Conforme se discute en la sección de generalidades, el comportamiento del tsunami depende de gran manera de la distribución del deslizamiento en la zona de ruptura. Este es un proceso que presenta características de aleatoriedad y que no puede ser determinado a priori de manera exacta.

Por consiguiente, un estudio de peligro de tsunami debe considerar la revisión y modelado de un número de escenarios determinísticos que permitan una adecuada estimación del evento de tsunami máximo creíble.

3.2.2 Alcances y Zona de Interés

La metodología supone un esquema jerárquico de la determinación del peligro asociado a tsunamis, en la cual se considera en primer lugar un análisis a escala regional, luego un análisis a escala local para finalizar con un análisis a la escala del sitio en específico.

La primera de ellas, el análisis a escala regional, tiene por objetivo la determinación de la ocurrencia de tsunamis en la zona en estudio, ya sea debido a eventos de campo cercano o lejano, utilizando distintas fuentes de información. En el caso chileno, los registros históricos dan cuenta de tsunamis de campo cercano a lo largo de casi la totalidad de la costa nacional, al menos la comprendida entre las latitudes 18° y 46° S. No obstante lo anterior, ciertas localidades han sido afectadas por eventos de campo lejano. Por ejemplo, durante el evento Great East Japan Earthquake de Tohoku, en marzo de 2011, Puerto Viejo en la Región de Atacama y Dichato en la región del Biobío se vieron afectados por runup de más de 3 m. Cabe destacar que en el caso de la costa nacional, un evento de campo lejano podría ser considerado un evento que ocurra en territorio nacional a una latitud significativamente distinta a la del sitio en estudio. Por ejemplo, eventos en el norte de Chile que afecten localidades en el sur de Chile.

El análisis a escala local tiene por objeto determinar la ocurrencia de otras fuentes tsunamigénicas registradas que sean relevantes a una escala local (del orden de unas pocas centenas de kilómetros) de la zona de interés.

El resultado de este análisis regional y local deberá arrojar un listado comprehensivo de las posibles fuentes tsunamigénicas para la zona en estudio, pudiendo incluir no sólo fuentes tsunamigénicas asociadas a terremotos de subducción. Adicionalmente, como se mencionó en la sección anterior, este análisis regional define el dominio de interés para las grilla de cálculo.

Esta determinación de eventos tsunamigénicos de diseño, son utilizados a su vez en la modelación numérica de tsunamis para la determinación del impacto a nivel de sitio específico.

3.2.2.1 Información Histórica de Tsunamis

La primera fuente de información referencial lo constituyen los registros históricos, tanto de ocurrencia de terremotos como de registros de los posibles tsunamis asociados. Por ejemplo, a través de mediciones

de altura de tsunami en registros mareográficos, profundidad de inundación, runup. Si bien la premisa fundamental es que la ocurrencia histórica de un evento de cierta magnitud significa que un evento de magnitud similar ocurrirá en el futuro, esto constituye una cota inferior para la magnitud del evento tsunamigénico y del tsunami. En otras palabras, que el evento máximo registrado tenga una cierta magnitud, no significa que sea el evento máximo creíble (posible) en dicha región. Luego la información histórica debe ser considerada como referencial pero asumida incompleta, debido a la corta data de registros históricos en Chile y más aún, de registros instrumentales.

Existe una variedad de fuentes de información al respecto, con distintos grados de completitud e información. Al respecto se puede mencionar la base de datos de tsunami del National Geophysical Data Center dependiente de la National Oceanic and Atmospheric Administration de los Estados Unidos (NGDC y NOAA, por sus siglas en inglés, <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>). Esta es una base de datos que recopila información de eventos de tsunami mundial, y que posee una lista extensa de tsunamis en las costas de Chile. La información de esta base de datos puede ser contrastada y complementada con otras fuentes de información, como por ejemplo los trabajos "Tsunamis in Peru-Chile" (Lockridge, 1985), "Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal", (Nishenko, 1985), "Catalog of Tsunamis in the Pacific" (Soloviev et al, 1992), Major earthquakes in Chile. A historical survey 1535-1960. (Lomnitz, 2004) y el Registro Histórico de Tsunamis mantenido por SHOA (http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf). No obstante lo anterior, otras fuentes podrán ser consultadas de forma tal de complementar la información provista por las bases de datos.

3.2.2.2 Registros de Paleotsunamis

Una alternativa de recopilación de información histórica relativamente reciente la constituye el uso de información de paleotsunamis. La premisa es que grandes eventos de tsunami dejan trazas claramente identificables en la zona de inundación, las cuales son luego cubiertas por los procesos naturales de formación y evolución del suelo. El resultado es una serie de capas de suelo de distinto origen, que son potencialmente trazables en el tiempo por ejemplo a través de datación vía Carbono 14, lo que complementa la información histórica en ventanas de tiempo sustantivamente mayores.

Sin embargo, no existe en la actualidad un repositorio central de información de paleotsunami, por lo que eventualmente, un estudio sitio-específico podría ser requerido, especialmente consideradno que la información de paleotsunamis indica la ocurrencia de eventos de tsunami, pero no aspectos cuantitativos respecto del evento generador. La complejidad en los procesos de identificación, datación e interpretación de la información requieren de la participación de especialistas y estudios específicos, que deberán ser validados en forma independiente. Por ejemplo, un estudio de paleotsunamis en la zona de ruptura del evento de 1960 identificó 7 eventos similares en un periodo de 2000 años, esto es, un intervalo de recurrencia de 285 años (Cisternas et al, 2005).

Con los antecedentes históricos y eventualmente de paleotsunamis, es posible reconstruir de manera parcial el registro de tsunamis en la zona de estudio. Sin embargo, bajo la hipótesis de que la información histórica provee una cota inferior para el tsunami, se deberá estudiar el potencial tsunamigénico asociado a las fuentes, pudiendo ser éstas terremotos, deslizamientos de masa u otros.

3.2.3 Caracterización de las Fuentes Sísmicas

Considerando que la información de tsunami puede ser incompleta, la descripción del tsunami máximo creíble quedará condicionada en parte por la determinación de la fuente tsunamigénica que lo origine. En particular, a través de la determinación de los eventos de terremoto de carácter tsunamigénico.

Para ello, típicamente se asume que la magnitud del evento de tsunami se escala linealmente con la magnitud del sismo generador; lo que es válido especialmente para magnitudes intermedias. Pero como se comentó previamente, eventos de magnitud similar pueden ocasionar tsunamis de distinta magnitud dependiendo de su posición hipocentral, de la zona de ruptura y de la distribución de deslizamiento. De este set de parámetros principales, la magnitud es posible de ser estimada a través de estudios de recurrencia histórica y/o análisis geológicos como por ejemplo de la deformación y acoplamiento intersísmico. Sin embargo, la ubicación hipocentral y distribución del deslizamiento son variables aleatorias que no pueden ser determinadas a priori, requiriéndose de hipótesis y modelos que permitan correlacionar las distintas variables.

3.2.3.1 Fuentes Históricas

El período de recurrencia de eventos tsunamigénicos se puede obtener a partir de registros históricos. Sin embargo, es posible que en ciertas zonas geográficas la información de tsunamis sea insuficiente, siendo necesario recurrir a la información sísmica. De manera similar a las bases de datos de tsunami, el NGDC administra una base de datos de eventos de terremoto significantes a nivel global (<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/earthqk.shtml>). Datos globales de terremotos son archivados también en por el United States Geological Service National Earthquake Information Center (USGS NEIC <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). No hay bases de datos disponibles similares a escala nacional, siendo necesario recurrir a información dispersa a través de artículos científicos y otros.

Con base en estos antecedentes, se determinarán los eventos sísmicos con potencial de generación del tsunami máximo creíble. En particular, los parámetros principales a determinar serán la magnitud del evento, y eventualmente, la ubicación del mismo.

El set de parámetros adicionales que permiten la modelación de la deformación cosísmica resultante, se determinan a continuación.

3.2.4 Respecto de la Determinación de Escenarios Sísmicos

La recomendación de esta guía es que el proceso de detemiración de los escenarios sísmicos tsunamigénicos sea llevado a cabo por un profesional calificado para el desarrollo de estudios geofísicos de esta naturaleza. No obstante, en las secciones siguientes se presenta una breve revisión de los parámetros relevantes y recomendaciones generales respecto de sus valores característicos.

3.2.5 Modelado de la Ruptura

El objetivo de un modelo de ruptura es la determinación de la distribución de la deformación vertical del fondo marino, y la determinación de la deformación de la superficie libre del mar que da origen al tsunami.

El modelo más usado de ruptura en el cálculo de tsunamis corresponde al de dislocación elástica, especialmente a través de sus parámetros estáticos. Parámetros dinámicos como velocidad de ruptura y tiempo de ruptura son tradicionalmente descartados.

Esta formulación se articula en la determinación de 10 parámetros:

La magnitud de momento M_w : Típicamente este es el parámetro de entrada principal para la determinación de los eventos tsunamigénicos, esperándose que a mayor magnitud de momento se obtenga un mayor tsunami. El valor será estimado a partir de la información histórica y geológica disponible. La magnitud de momento se calcula según la Ec. (5) de este documento.

Dimensiones de la ruptura, largo (L) y ancho (W): Estos parámetros son relevantes en la respuesta del tsunami al condicionar la extensión de costa que se ve afectada, así como el contenido de frecuencias del tsunami. El valor de W puede verse condicionado por la geometría del plano de falla, alcanzando un valor máximo cuando las rupturas abarcan toda la zona de contacto interplaca.

Estos parámetros se determinan a partir de las leyes de escalamiento. Sin embargo, éstas no son de carácter universal, y pueden presentar deficiencias para su uso en Chile. Dada la configuración de la zona de contacto, relaciones 1:3, 1:3.5, 1:4 podrán ser utilizadas en Chile, por lo que se sugiere un análisis de sensibilidad con respecto a esta relación, provisto que se cumple con las restricciones geofísicas de la geometría del plano de falla.

Papazachos et al (2004) propone leyes de escalamiento para la longitud y ancho de la ruptura que se ajustan bien a los terremotos en la zona de subducción de las placas de Nazca y Sudamericana. Estas expresiones se muestran en las ecuaciones 11 y 12:

$$\log(L) = 0.55M_w - 2.19 \quad (11)$$

$$\log(W) = 0.31M_w - 0.63 \quad (12)$$

El deslizamiento medio D: Este es el valor representativo del desplazamiento medio de las placas en la zona de ruptura, si se asume una deformación uniforme. Se puede obtener de la Ec. (5) si los demás parámetros han sido determinados previamente.

El módulo de corte, μ : Es un parámetro geofísico correspondiente a la magnitud del módulo de corte de la corteza terrestre. Para la zona de subducción, los valores de referencia están en el rango 10-50 GPa. Usualmente es de 30 GPa, pero se debe considerar que la modificación del módulo de corte traerá consigo un cambio en los parámetros geométricos del sismo, para una magnitud constante. Esto afectará la generación del tsunami y el modelado respectivo.

Parámetros de ubicación de la ruptura: latitud, longitud, profundidad de un punto de referencia. Estos parámetros definen la ubicación espacial de la fuente sísmica en la zona de subducción analizada. Estos deberán ser estimados a partir de la información histórica y geológica disponible, pudiendo ser requeridos estudios específicos. El punto de referencia no necesariamente es el hipocentro que, habitualmente, corresponde al punto de inicio del sismo, sino a un punto utilizado por la formulación de Okada (1985) para construir la deformación del lecho marino a partir de los parámetros sísmicos. Adicionalmente, se hace notar que distintos modelos numéricos requieren la especificación de distintos puntos de la ruptura como referencia, debiendo tenerse precaución en la transferencia de los eventos sísmicos de un modelo a otro.

Se sugiere realizar análisis de sensibilidad respecto a estos parámetros, por ejemplo variando espacialmente la ubicación hipocentral pero sujeto a la geometría del plano de falla, de forma tal de estimar la ocurrencia del evento de tsunami máximo creíble.

Ángulo de manteo (dip, δ): A diferencia de los parámetros anteriores, el ángulo de manteo es una característica del plano de subducción y puede ser determinada con cierto grado de precisión. En el caso de Chile, el rango de valores de manteo varía entre 15 a 22°, debiendo determinarse el valor específico para cada localidad. Es importante considerar que este ángulo no es constante en una sección, siendo habitualmente menor en la zona más superficial de la falla, por lo que se recomienda el uso de los ángulos apropiados en cada parte de la sección.

Ángulo de rumbo (strike, ϕ): Al igual que el manteo, el rumbo es una característica de la zona de subducción, midiendo la dirección de ésta en sentido horario respecto del norte geográfico en un plano horizontal. Cada fuente o segmento de la fuente tsunamigénica deberá considerar el ángulo apropiado de acuerdo a la geometría local.

Ángulo de deslizamiento (rake λ): Este ángulo describe la dirección del movimiento relativo del bloque superior de la falla, respecto del bloque inferior, considerado este último en reposo. Se considera que un deslizamiento de 90° genera la condición más desfavorable en la costa. Sin embargo, dada la dirección de desplazamiento de la placa de Nazca así como la orientación de la zona de subducción, valores de 100-120° son típicos.

De acuerdo a lo anterior, algunos de los parámetros requeridos para la modelación de la falla son factibles de ser conocidos o prescritos previamente (ángulos de manteo, rumbo, deslizamiento, módulo de corte), mientras que otros se podrán determinar a partir del uso apropiado de leyes de escalamiento que los relacionen con la magnitud del terremoto (L, W, D), debidamente justificadas. Sin embargo, los parámetros relativos a la ubicación, y distribución del deslizamiento adolecen de incertidumbre en su determinación predictiva, siendo requerido un análisis de sensibilidad, por ejemplo, variando los valores de ubicación del centroide o distribución de deslizamiento.

3.3 ESTIMACIÓN DE LA INUNDACIÓN POR TSUNAMI

La estimación de la inundación por tsunami se fundamenta de un esquema de modelado numérico que considera dos etapas principales. En primer lugar, la estimación de la perturbación inicial de la superficie libre del océano producto de alguna fuente tsunamigénica. Luego, se considera el proceso de propagación del tsunami desde su origen hacia las costas y el proceso de inundación, obteniéndose una estimación de las características hidrodinámicas del fenómeno en la zona en estudio.

La estimación de la deformación cosísmica se realiza con base en un modelo de dislocación elástica, para cada evento considerado relevante en el análisis. La deformación de la corteza no sólo genera el tsunami, sino que además induce modificaciones en las cotas de la costa, por lo que debe ser considerada en la preparación del dominio de cálculo.

3.3.1 Corrección de la topobatemetría por deformación cosísmica y nivel de marea de referencia del evento

Como se ha mencionado anteriormente, la propagación del tsunami depende significativamente de la profundidad a la que se propaga y de los accidentes topobatemétricos que encuentra. Por consiguiente, cualquier fenómeno que induzca una variación del nivel del mar debe ser considerada. Para efectos del modelado, los dos fenómenos principales lo constituyen el nivel de mareas astronómicas y la deformación generada por el evento sísmico.

3.3.1.1 Corrección por Marea Astronómica

El objetivo de la corrección por marea astronómica es identificar una condición conservadora para la inundación por tsunamis.

La mayoría de los modelos de tsunami no consideran la posibilidad de incorporar un nivel variable del nivel del mar. Así, en el caso de las mareas de origen astronómico, ha sido habitual asumir que ellas sólo afectan el nivel medio del mar y por lo tanto, mientras mayor es la marea, mayor es la posibilidad de que el tsunami pueda tener una mayor intrusión horizontal y eventualmente runup. Esto implica que la marea es un nivel constante durante el modelado, y se desprecian efectos no lineales de interacción entre la marea y el tsunami mismo.

En el contexto de protección de la vida humana, se recomienda utilizar como nivel de referencia del evento el Nivel de Pleamar Media en Sicigias (MHW). El período utilizado para la estimación de MHW debe ser como mínimo de un mes, pudiendo ser mayor. La corrección supondrá que las cotas batimétricas se verán aumentadas en un valor de MHW, y las cotas topográficas se verán reducidas en MHW. Se debe tener en cuenta que esto podría cambiar la configuración de la línea de costa.

En el caso de zonas muy extensas, en la cual la marea astronómica pueda verse modificada a nivel local, se recomienda adoptar como corrección el mayor MWH entre los valores obtenidos para la zona de interés.

Finalmente, es posible que este efecto de interacción no sea despreciable en zonas geográficas donde el rango mareal sea relevante (por ejemplo, no micromareal), pudiendo ser necesario utilizar modelos numéricos que permitan el acoplamiento.

3.3.1.2 Corrección por Deformaciones Cosísmicas

Un sismo de gran magnitud induce deformaciones de la corteza terrestre, pudiendo ocurrir descensos de nivel (subsistencia) o aumentos de nivel (alzamiento, solevantamiento). La subsistencia reduce la cota del terreno y estructuras, lo que facilitaría la propagación e inundación por tsunami. Por el contrario, el alzamiento aumenta la cota del terreno y los efectos del tsunami podrían ser menores. Por lo tanto, es importante calcular ambos efectos causados por el terremoto considerado y aplicar la corrección pertinente a los datos topobatemétricos. Algunos modelos numéricos realizan este cálculo y corrección de manera implícita, por lo que se recomienda verificar que no se realiza la corrección de manera duplicada.

Como el objetivo es calcular la inundación máxima potencial, el alzamiento en zonas secas puede ser despreciado, con lo que se obtiene un escenario conservador. En el caso del relieve submarino, tanto el alzamiento como la subsistencia es recomendable sean consideradas en el modelado, ya que estos cambios pueden alterar la propagación del tsunami. La deformación cosísmica no es una corrección uniforme espacialmente a la topobatemetría, y se debe considerar el uso de zonas de suavizado que minimicen la inclusión de discontinuidades y cambios abruptos de nivel.

En la tabla siguiente se presenta la forma en que se deben incluir los efectos de alzamiento y subsistencia, los cuales deberán ser obtenidos a partir de la modelación de la deformación inducida por la ruptura según se especifica en secciones anteriores.

Tabla 1. Tratamiento de alzamiento y subsdencias

	Alzamiento	Subsistencia
Relieve Terrestre	No se considera	Se considera (disminuye la cota topográfica)
Relieve Marino	Se considera (disminuye la cota batimétrica)	Se considera (aumenta la cota batimétrica)

3.3.2 Parámetros de Modelado Numérico

En lo que sigue, se presentan recomendaciones para una serie de parámetros de entrada relevante para el modelado numérico del tsunami, bajo la premisa de que los modelos utilizados responden a modelos basados en las ecuaciones no lineales de aguas someras descritos en secciones anteriores. Esto es consistente con la práctica habitual en Chile, en la cual modelos como TUNAMI, COMCOT, NEOWAVE, MIKE21 han sido utilizados.

De cualquier modo, el uso de un modelo en particular deberá ser respaldado por evidencia que valide su aplicabilidad para casos de tsunami. Esto se logra a través de la verificación mediante casos de prueba estándar, disponibles en el NOAA Center for Tsunami Research (<http://nctr.pmel.noaa.gov/benchmark/>) y descritos en el documento Standards, criteria, and procedures for NOAA evaluation of tsunami numerical models, (Synolakis et al, 2007). Modelos estándar como los mencionados anteriormente han demostrado su aplicabilidad, pero en el caso de utilizarse un modelo distinto, deberá proveerse de las referencias que validen su aplicabilidad, o en su defecto, llevar adelante el estudio específico.

3.3.2.1 Resolución de la Grilla de Cómputo y Tiempo de Cálculo

La batimetría en aguas profundas y costeras del margen de Chile es altamente compleja, lo que supone un gran desafío para el modelado del tsunami, e impone demandas significativas para los datos de entrada, tanto a nivel de la resolución requerida como de la precisión de ésta.

Las estructuras como rompeolas y muros así como canales y ríos pueden generar interacciones complejas con la onda de tsunami, por lo que es deseable contar con la mayor resolución posible en sus cercanías. Por otra parte, una gran resolución en zonas profundas con poca variación supone un exceso de nodos de cómputo que afectan el rendimiento del modelo.

Los modelos numéricos resuelven este problema de múltiples resoluciones mediante distintos esquemas. Por una parte, se pueden utilizar esquemas de mallas de cómputo estructuradas anidadas, en las cuales la resolución espacial se va incrementando a medida que se acerca a la zona de interés. En otros casos, se utilizan mallas de polígonos no estructurados, por ejemplo triángulos, donde el tamaño de los elementos varía espacialmente dependiendo de la profundidad y pendiente del fondo. En ambos casos, esto permite pasar de zonas de baja resolución para resolver la propagación oceánica, a zonas de alta resolución donde se desea resolver la inundación y/o propagación alrededor de estructuras u otros elementos.

Para la malla de menor resolución, que abarca toda la zona de generación del tsunami, se recomienda que la resolución sea de 1/20 o menos de la longitud de onda del tsunami en el área generación.

Se debe tener en cuenta que el uso de resoluciones gruesas suele inducir una subestimación de la inundación, por lo que para la malla de mayor resolución se recomienda trabajar con resoluciones de 1" de arco (~30 m) o menos, pudiendo existir aspectos topográficos locales que requieran resoluciones de 10 m o menos.

No obstante lo anterior, se debe considerar que el aumento de resolución debe ser el producto de contar con mayor cantidad de información topobatemétrica que permita esta resolución. El simple proceso de interpolar una fuente de datos de baja resolución no aporta a un mayor realismo del ejercicio de modelado, aunque sí puede tener efectos positivos sobre la estabilidad numérica.

Para zonas de interés en las cuales no se cuenta con información de detalle, es recomendable realizar estudios batimétricos o topográficos específicos.

3.3.2.2 Duración de la simulación y tiempo de integración

El tiempo de simulación depende del comportamiento local del tsunami y es común que la máxima inundación no ocurra con la primera onda. Por lo tanto, la duración de simulación debe considerar el tiempo suficiente para obtener la máxima superficie de intrusión y altura de inundación. Para tsunamis de campo cercano, se recomienda usar al menos 6 horas de propagación, lo que dependerá de la ubicación de la zona de ruptura respecto a la zona de estudio. No obstante lo anterior, la calidad de la predicción de los modelos numéricos decae significativamente con el tiempo, por lo que los datos modelados en tiempos posteriores a 3 horas se recomienda sean tratados como menos confiables.

En el caso de modelos numéricos de tipo explícito, el espaciamiento temporal para la integración numérica, Δt , en cada malla debe definirse en función de la condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), con el fin de satisfacer la condición de estabilidad numérica:

$$\frac{\sqrt{gh_{max}}\Delta t}{\Delta x} \leq C_{max}$$

Donde Δx es la resolución espacial característica de la malla, h_{max} es la profundidad máxima en la malla y g es la aceleración de gravedad. El valor de C_{max} depende del método usado para resolver las ecuaciones. En general la estabilidad teórica se alcanza con un valor $C_{max} < 1$, pero es recomendable valores de $C_{max} \sim 0.7$. De esta forma, el criterio CFL permite determinar el tiempo de integración del cálculo, el cual junto a la duración de la simulación define el número de pasos temporales usados.

3.3.2.3 Coeficiente de Rugosidad

Al propagarse un tsunami en aguas cada vez menos profundas, y por sobre todo, durante la etapa de inundación, la resistencia del fondo se vuelve cada vez más relevante como elemento de disipación. Esta se incluye en los esquemas de modelado numérico a través de un término específico, el cual habitualmente se basa en el modelo de Manning para el cálculo de la pérdida de energía por fricción.

Para el caso del modelo de Manning, se debe determinar un coeficiente empírico que representa el nivel de fricción de una celda. La implementación de los términos de fricción varía entre los modelos numéricos, existiendo algunos en los cuales sólo se pueden prescribir coeficientes de fricción globales a nivel de malla de cálculo, mientras que algunos permiten tener variaciones espaciales del coeficiente fricción.

Es común usar un valor $n = 0.025 (m^{-1/3}s)$ en zonas acuáticas, mientras que en zonas terrestres este coeficiente puede cambiar según el uso de suelo. El uso de suelo se puede determinar a partir del Plan Regulador Comunal y trabajo de campo específico. La Tabla 2 indica los valores típicos de coeficiente de rugosidad.

Tabla 2. Ejemplo de coeficientes de rugosidad según uso de suelo (Kotani et al. 1998)

Uso de suelo	Coeficiente de rugosidad ($m^{-1/3}s$)
Área Residencial (densidad alta)	0.08
Área Residencial (densidad media)	0.06
Área Residencial (densidad baja)	0.04
Áreas industriales	0.04
Terrenos de cultivo	0.02
Bosques	0.03
Cuerpos de agua	0.025
Otros (sitios vacíos, áreas verdes)	0.025

Es importante considerar que cuando hay presencia de estructuras de gran tamaño (rompeolas, diques, edificios) que pueden ser representados mediante datos topográficos, se recomienda asignar un coeficiente de rugosidad equivalente a la categoría "otros". Del mismo modo, si al momento del modelado numérico el uso de suelo es desconocido o bien, se espera que gran cantidad de las viviendas sean removidas por el tsunami en estudio, es posible utilizar un coeficiente único equivalente a la categoría "otros".

En el caso de información topográfica a nivel de zonas pobladas, la metodología tradicional ha descartado la presencia de estructuras, en lo que se ha asumido es una condición favorable para la inundación ya que permite un flujo libre del tsunami asumiéndose que podrá alcanzar una mayor penetración horizontal. No obstante lo anterior, esto no considera fenómenos de focalización de energía y concentración del flujo, que pudieran ser relevantes y generar condiciones de peligro a escala local, por lo que no es necesariamente generalizable. Se recomienda usar esta asunción como escenario inicial.

3.4 RESULTADOS DE SALIDA DEL MODELADO NUMÉRICO







Desde el punto de vista de la caracterización del peligro asociado a un tsunami, con un foco en las vidas humanas, las variables principales a estimar son la estimación de la máxima área inundada $I(x,y)$, la máxima profundidad de inundación $d(x,y)$ y los tiempos de arribo de las distintas ondas, pudiendo ser también relevante la velocidad orbital de las ondas $U(x,y,t)$. Desde un punto de vista de otros estudios, por ejemplo el diseño de estructuras, variables como la velocidad orbital y el flujo máximo de momentum $dU^2(x,y,t)$ podrán ser considerados.

La máxima área inundada se determina para cada escenario. En caso de analizarse más de un escenario, se podrán considerar otras definiciones para la superficie inundada esperada, que puedan incorporar evaluaciones probabilísticas y de otra naturaleza. A modo de ejemplo, los mapas de inundación de California consideran el área inundada como la unión de todas las superficies inundadas de eventos individuales, siendo de esta manera, un resultado conservador. En caso de usarse una definición distinta, los criterios utilizados se recomienda queden debidamente justificados y respaldados por conocimiento existente y verificable.

De manera similar, la máxima profundidad de inundación se estima para cada escenario. En caso de considerarse definiciones distintas las dadas en esta guía, las que se recomienda queden debidamente justificadas y respaldadas por conocimiento existente y verificable.

Las profundidades de inundación se pueden clasificar usando colores para mostrar los diferentes niveles de inundación. Como una manera de promover la comparabilidad en la Tabla 3 muestra la clasificación de profundidades de inundación que se recomienda especificar en un mapa de inundación por tsunami. Esta clasificación se basa principalmente en los daños potenciales sobre las edificaciones.

Tabla 3. Clasificación de niveles de inundación

Clasificación de profundidad	Características del efecto esperado	Color	Ejemplo de color
0.01-0.5m	No se genera daño en estructuras	Verde	
0.5-1m	Daños leves en estructuras de madera	Amarillo	
1-2m	Gran parte de las viviendas de madera son destruidas	Naranja	
2-5m	Viviendas de dos pisos son inundadas	Rosado	
5-10m	Viviendas de 2 a 3 pisos son inundadas	Rojo	
>10	Viviendas de 4 o más pisos son inundadas	Café	

Cabe destacar que las cantidades mencionadas (área y profundidad de inundación) corresponden a variables atemporales, es decir, variables en las cuales la dimensión temporal del problema se ha descartado al incorporarse un criterio de mayoración.

No obstante lo anterior, es deseable contar con información que retenga la evolución temporal. Típicamente, esto se logra a través de dos instrumentos:

Serie de tiempo de nivel del mar: Esta corresponde a la serie de tiempo de la desnivelación de la superficie libre $\eta(x_0, y_0, t)$ asociada al tsunami, en un punto específico x_0, y_0 del dominio de cálculo. También se les conoce por el nombre de mareogramas. La elección y ubicación de los puntos de muestreo se recomienda sea tal que los resultados no se vean afectados significativamente por efectos locales y permitan tener una adecuada descripción global del fenómeno. La excepción la constituyen casos en los que específicamente se desee caracterizar variaciones locales, por ejemplo, de nivel en las inmediaciones de una estructura.

Los mareogramas deberán estar referidos el nivel de referencia topobatómetrico (NRTB) indicando el nivel de marea utilizado, esto es, el nivel de referencia del evento (NRE).

Mapas de tiempo de arribo: Corresponde a un mapa en el que se representa, por ejemplo a través de una escala de colores o isóneas, el instante en que el tsunami inunda por primera vez cada punto del dominio. Este tipo de mapa provee información útil para el diseño de vías de evacuación, por ejemplo, siendo necesaria su inclusión para estudios de esta naturaleza.

Otras variables de interés:

En el caso de estudios de infraestructura, los patrones de circulación del flujo pueden ser considerados relevantes. Sin embargo, recientemente se ha cuestionado la capacidad de los modelos numéricos de modelar de manera precisa estructuras de flujo de alta vorticidad horizontal. Por consiguiente, los mapas de velocidad se recomienda sean considerados como referenciales.

Dos tipos de mapas asociados a velocidad son considerados:

Mapas de velocidad instantánea $u(x,y,t)$: En los cuales se presenta un patrón de vectores de velocidad en la zona en estudio, a intervalos de tiempo que sean considerados característicos. La variabilidad, nivel de resolución y tiempo entre intervalos de muestra quedarán a criterio del usuario.

Mapas de momentum du^2 : Esta es una cantidad que puede ser considerada relevante para estudios de fuerzas sobre estructuras, y que especifica el valor del producto du^2 para cada nodo del dominio. Este es un parámetro que no es entregado por los modelos, por lo que necesita de un cálculo específico. Podrá ser relevante presentar mapas de momentum máximo, similares a los mapas de profundidad de inundación.

3.5 EJEMPLO DE APLICACIÓN: MAPA DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN IQUIQUE

3.5.1 Descripción del área de estudio

La ciudad de Iquique está localizada en la zona norte de Chile, I Región de Tarapacá. Posee playas muy atractivas, edificios históricos y un excelente clima durante todo el año, por lo que el turismo tiene una fuerte influencia en la economía. Al mismo tiempo, al tener derechos de puerto libre comercializa a través del Océano Pacífico con países vecinos como Bolivia, Perú y Brasil además de algunos países asiáticos como China, Hong Kong y Taiwán.

Iquique también cuenta con el puerto pesquero más grande de Chile, el cual cubre un 30% de la demanda nacional de anchoveta y jurel y el 50% y 60% de la producción de harina y aceite de pescando respectivamente.

El área norte de la ciudad es utilizada por Zofri (Zona Franca de Iquique) y se compone principalmente por bodegas de dos o tres pisos con muros de albañilería, popularmente llamado "barrio industrial", en el cual se realiza la carga/descarga de camiones y comercio al por mayor. Zofri cubre un área de 240 [ha] de la cual aproximadamente el 70% se encuentra bajo una elevación de 10 [m], lo que la convierte en una zona potencialmente inundable.

Al sur de la zona franca comienza el sector antiguo de Iquique, lugar en que se encuentran los edificios históricos y donde las viviendas son predominantemente de madera. Desde Playa Cavancha hacia Playa Brava cambia gradualmente la materialidad de las estructuras al tratarse de construcciones más recientes, siendo en su mayoría de hormigón armado o albañilería. La pendiente de esta zona es mayor y alcanza una elevación de 10 [m] a 0.9 [km] y 0.4 [km] en los puntos más alejados de la línea de costa en Cavancha y Playa Brava respectivamente. Estas características delimitan el área de estudio entre Zofri y la parte norte de Playa Brava.

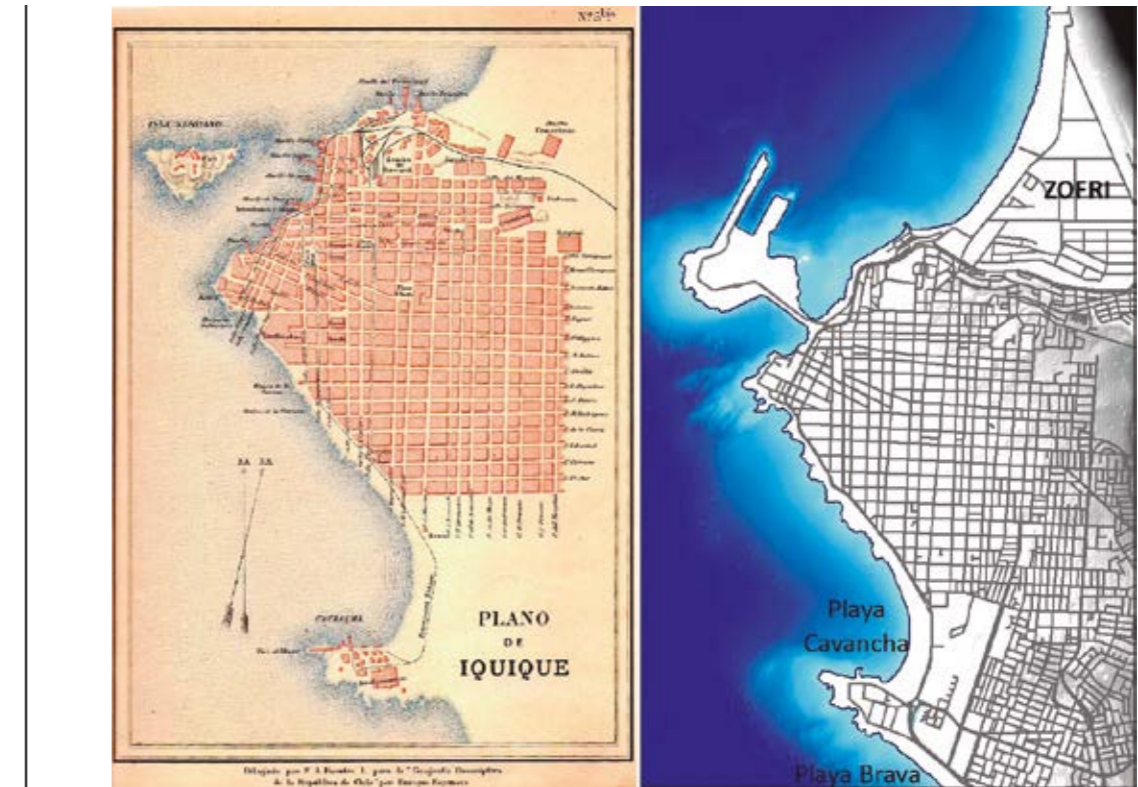


Figura 5. Mapas histórico y actual de Iquique.

3.5.2 Procedimiento

Esta sección describe el procedimiento realizado para la estimación de las zonas de inundación por tsunami en Iquique mediante modelación numérica

3.5.2.1 Fuentes de Información

Se usaron 4 fuentes de información para definir los datos topobatemétricos de la zona de estudio:

1. Base de datos GEBCO, posee una resolución de 30" (alrededor de 925 [m]) y con ella se generaron el primer y segundo dominio.
2. Cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Posee una resolución mayor a 6" (185 [m]) y se utilizó para crear una malla intermedia.
3. Batimetrías de detalles en Caleta Riquelme, Playa Cavancha y Playa Brava aportadas por la Dirección de Obras Portuarias (DOP). Cuenta con una resolución espacial de 0.15" (aproximadamente 4.5 [m]), la que se utilizó para caracterizar el área de interés.
4. Topografía LIDAR de 2.0m de resolución aportadas por el proyecto JICA/SATREPS y el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile.

3.5.2.2 Estandarización de datos batimétricos

Se refirió la información topográfica y batimétrica al nivel medio del mar. Para ello, las batimetrías de las cartas náuticas y batimetrías de detalle se corrigieron según el NRS. Este valor se estimó usando la siguiente ecuación:

$$NRS = H_{M_2} + H_{S_2} + H_{N_2} + H_{K_1} + H_{O_1}$$

Donde la semi-amplitudes se obtuvieron del análisis armónico de marea según datos del mareógrafo de Iquique, disponibles en el siguiente link: (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php?code=iqui2>).

Posteriormente se estandarizó horizontalmente al sistema de coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM) en el huso 19 sur:

3.5.2.3 Determinación de los eventos de Diseño

Para determinar el evento de tsunami máximo creíble (ETMC) se evaluaron dos líneas de información. La primera supone que podría ocurrir un tsunami de magnitud similar al máximo del que se tenga registro. La segunda alternativa analiza los terremotos históricos y los escenarios de futuros sismos probables para modelar y evaluar numéricamente el tsunami que éstos generarían.

• Registro históricos de Tsunamis

Es escasa la información que se encuentra sobre tsunamis pasados en la zona norte del país y aún más a una escala local. Si bien algunos registros históricos hacen referencia a la altura y área de inundación, es impreciso utilizar estos datos como guía para delimitar un área inundable debido a que la topografía cambia con cada evento sísmico.

A continuación se muestran los tsunamis con mayor run up que posee el registro de la NGDC para la zona norte, entre las latitudes -16° y -24° .

Tabla 4. Registro histórico de tsunamis en la zona de Iquique

Fecha					Magnitud	Origen, parámetros y efectos del Tsunami					
Año	Mes	Día	Hr	Mn	Sismo	País	Latitud	Longitud	Inund. Máxima [m]	Núm. de runups	Muertes
1705	11	26				CHILE	-18.6	-70.2	8	1	
1868	8	13	21	30	8.5 (Ms)	CHILE	-18.6	-71	18	119	25.000
1877	5	10	0	59	8.3 (Ms)	CHILE	-21.5	-70.5	24	105	2.477

En los Registros Históricos de Tsunamis que posee SHOA se encuentra información de los eventos de 1868 y 1877, en el cual ambos se califican con una magnitud de momento estimada $M_w=8.8$ pero sin hacer referencia a la inundación provocada en Iquique. Sin embargo, el catálogo de tsunamis (Soloviev & Go, 1975) indica que el tsunami de 1877 alcanzó alturas de inundación de 10 m en Iquique y la inundación ocurrió entre 20 a 30 min después del sismo.

• Modelo de Ruptura

Dos grandes áreas de ruptura caracterizan las actividades sísmicas en el norte del país, siendo ambas generadoras de tsunamis de campo cercano. Una de ellas se encuentra al sur del Perú y se han registrado 3 eventos en menos de 300 años (1604, 1784 y 1868). Además, el año 2001 se generó un sismo de magnitud $M_w=8.4$ en el segmento norte, rompiendo la mitad del área usual de ruptura, quedando el segmento sur (Ilo-Arica) sin romper. La segunda zona comprende desde el sur de Arica hasta el norte de Antofagasta, que corresponde a la zona de ruptura del sismo de 1877. Desde entonces ha sufrido dos sismos de magnitud significativa, el primero cerca de Antofagasta en el año 2007 con $M_w=7.7$ y el segundo en las costas de Iquique en 2014 con $M_w=8.1$. Sin embargo, no es posible determinar si éste último evento es capaz de dividir o disminuir significativamente el área de ruptura esperada.

En base al potencial sísmico calculado por Chlieh et al (2011) para la zona de subducción en el norte de Chile, Yagi et al (2014) propusieron un escenario de ruptura con una distribución de slip heterogénea que abarca tanto la zona de ruptura del evento de 1877 como el segmento sur de la zona sin romper del evento de 1868. Así, en primera instancia, el evento de diseño viene dado por un sismo de magnitud de momento $M_w=8.8$ y slip máximo cercano a 7 [m].

La magnitud del terremoto de Japón oriental en el año 2011 fue una gran sorpresa, pues su $M_w=9.0$ superó todos los escenarios posibles propuestos hasta ese entonces. Basado en éste antecedente se presenta un segundo evento de estudio, el cual se desprende del mismo escenario propuesto por Yagi et al (2014) pero con un incremento del slip tal que la magnitud del sismo es $M_w=9.0$.

Finalmente, se estudiará un tercer evento suponiendo que el sismo de 2014 en la costa de Iquique liberó toda la energía acumulada en dicha área. Ésta es una modificación del escenario $M_w=9.0$ en el que se mantiene la misma distribución y magnitud de slip en cada sub-falla pero se reduce el área total de ruptura, resultando en un sismo con $M_w=8.9$. Los 3 escenarios se muestran en la Figura 6.

El primer y segundo escenario poseen 335 subfallas de 20×20 [km²], mientras que el tercero posee sólo 192. El rumbo de las subfallas del segmento norte es 336° , mientras que en el segmento sur es de 2° . Se consideró un ángulo de buzamiento y deslizamiento constantes para todas las subfallas de 20° y 90° , respectivamente.

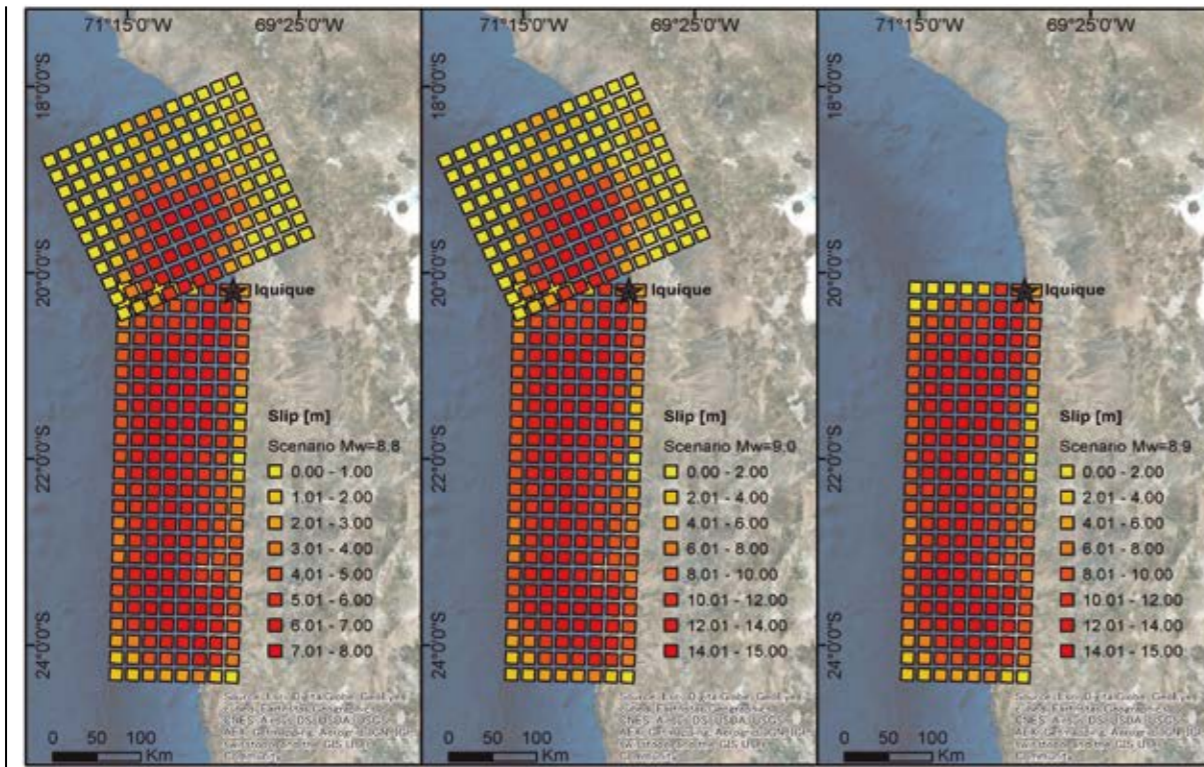


Figura 6. Modelos de ruptura propuestos. a) Evento Mw=8.8. b) evento magnitud Mw=9.0. c) Evento magnitud Mw=8.9.

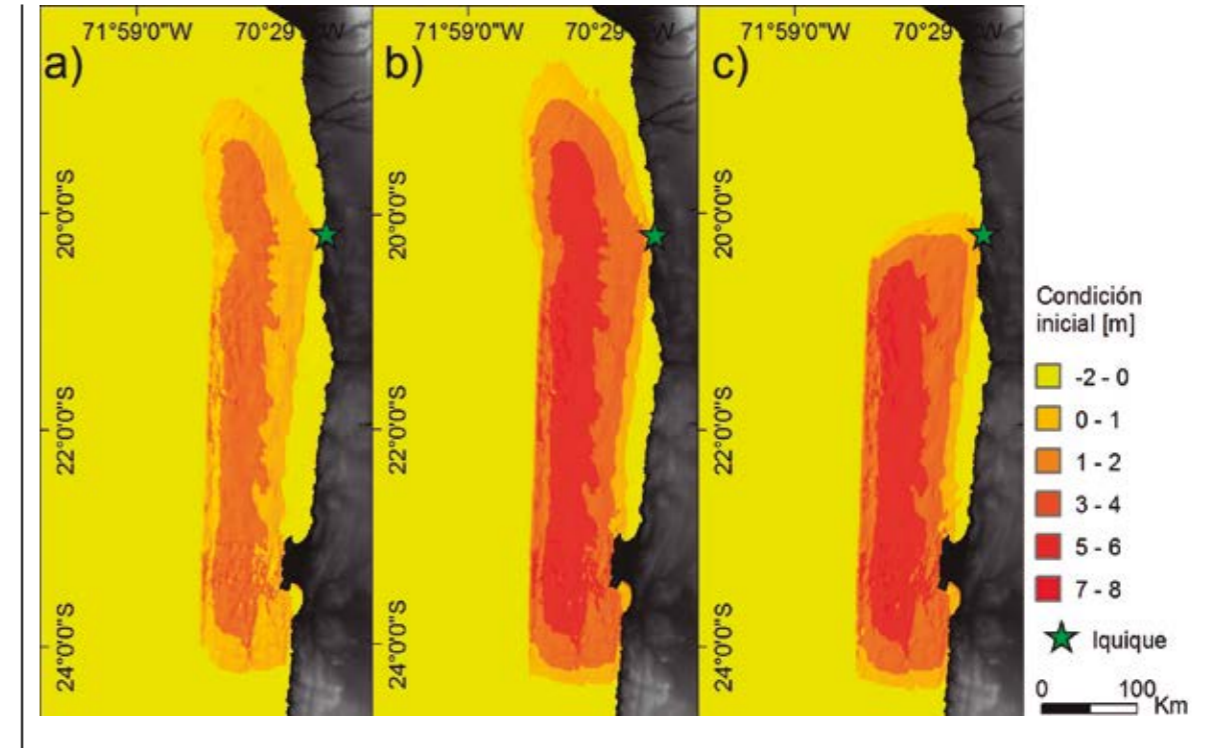


Figura 7. Condición inicial del tsunami. a) escenario 1 (Mw=8.8), b) escenario 2 (Mw=9.0), c) escenario 3 (Mw=8.9).

3.5.2.4 Estimación de la Inundación por tsunami

La modelación numérica se realizó utilizando el modelo TUNAMI-N2, el cual fue desarrollado por la Universidad de Tohoku como parte del proyecto TIME (Tsunami Inundation Modeling Exchange). Utiliza la teoría lineal de onda larga sin fricción de fondo en aguas profundas, considerando despreciable la aceleración vertical de las partículas y por consiguiente el movimiento vertical no tiene efecto en la distribución de presiones. En aguas someras calcula con las ecuaciones de movimiento no lineal integradas verticalmente y en tierra modela la inundación con la ecuación de runup.

La condición inicial del tsunami para los tres escenarios propuestos se obtuvo a partir superposición de la formulación de Okada (1985). La deformación inicial de la superficie del mar se muestra en la Figura 7.

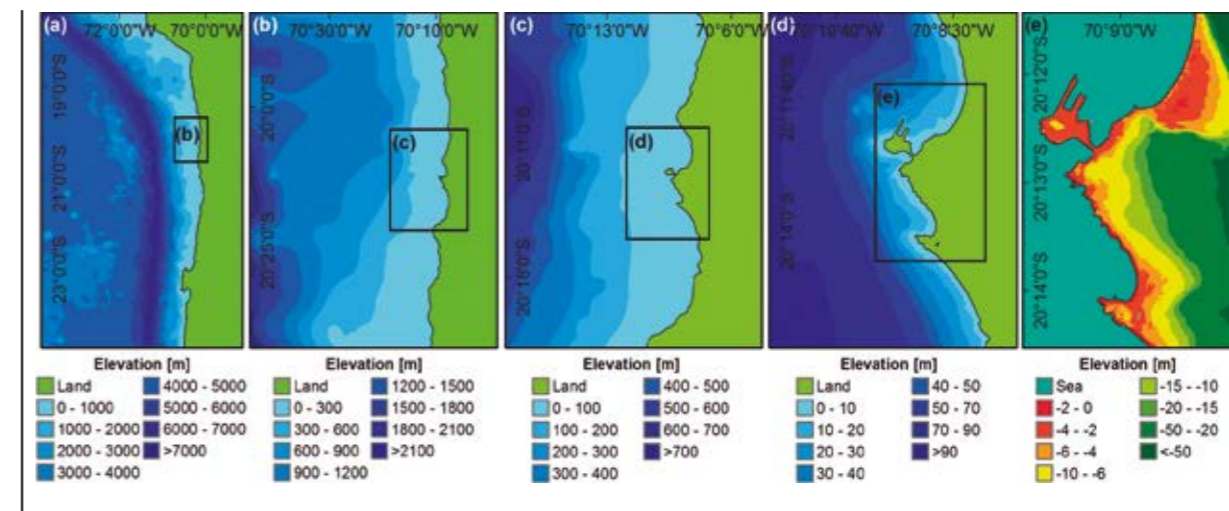


Figura 8. Mallas de simulación para modelación numérica con TUNAMI-N2.

Se utilizaron 5 mallas anidadas con resolución espacial de 810, 270, 90, 30 y 10 [m] desde el primer al último dominio respectivamente. La Figura 8 muestra las 5 mallas usadas en las modelaciones. Todas las mallas poseen información topográfica y batimétrica, pero por simplicidad sólo se detalla la topografía en la última grilla, pues es en la cual se estudiará la inundación.

TUNAMI utiliza un tiempo de integración constante para las 5 mallas, el cual corresponde al menor entre ellas. Es decir, para cada grilla calcula el tiempo de integración con el cual el número de Courant es cercano a 0.5 y selecciona el menor. El menor tiempo $\Delta t = 0.2 \text{ s}$ se extrae de la última grilla. Las tres fallas propuestas utilizan el mismo dominio y por ende el mismo tiempo de integración.

$$\frac{\sqrt{gh_{max}} \Delta t}{\Delta x} \leq C_{max}$$

$$\frac{\sqrt{9.81 * 70} \Delta t}{10} \approx 0.5$$

Se utilizó un coeficiente de rugosidad de Manning constante e igual a 0.025 para el fondo marino y para tierra seca. Todos los escenarios se simularon por 4 horas, dado que las mayores inundaciones ocurren dentro de éste periodo en el caso particular de Iquique y los escenarios utilizados.

3.5.3 Resultados

Las Figuras 9 y 10 muestran respectivamente para los tres escenarios las profundidades y velocidades máximas de inundación. En ellas es posible observar que la intensidad del tsunami no depende únicamente de la magnitud del sismo que lo genera, sino que la ubicación del área de ruptura, como en este caso, puede generar una mayor inundación a pesar de poseer un menor desplazamiento vertical. Para el estudio de inundación potencial en Iquique se trabajará con el tsunami que generó el escenario Mw=9.0. Esto debido a la incertidumbre que existe actualmente sobre los modelos de ruptura para el norte del país luego del sismo de abril de 2014 y considerando que los mapas de inundación, velocidades y tiempos de arriba están pensados para realizar planes de evacuación y mitigación, pues no se debe olvidar que el objetivo principal es proteger la vida humana.

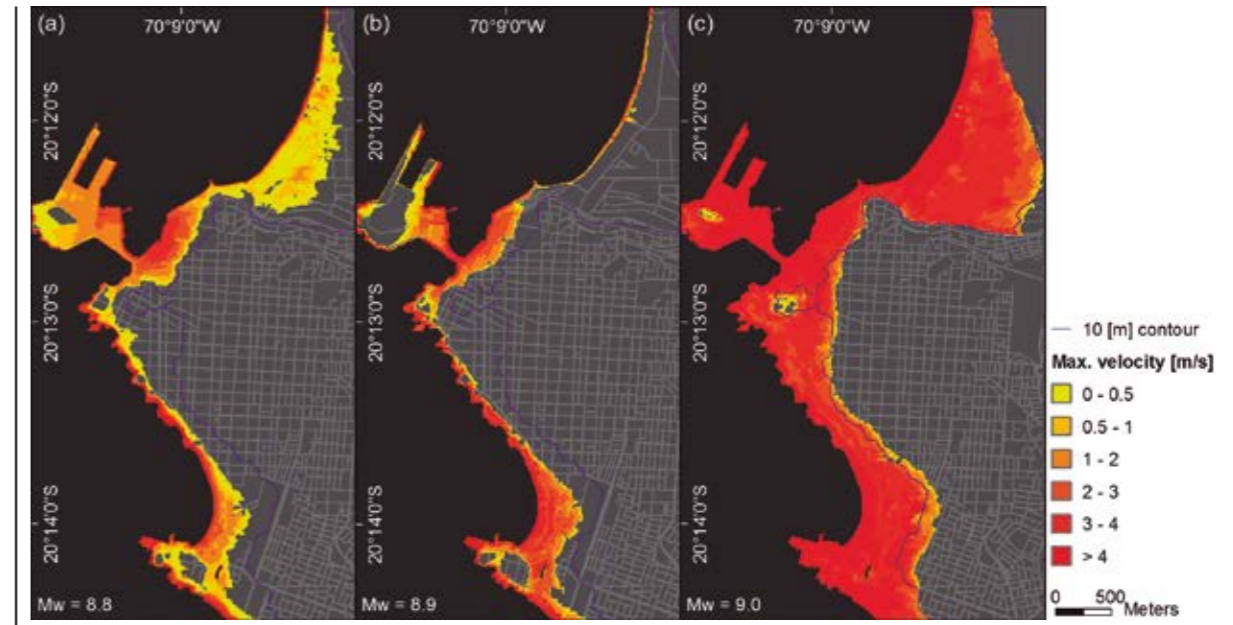


Figura 10. Resultados velocidades máximas para los tres escenarios seleccionados.

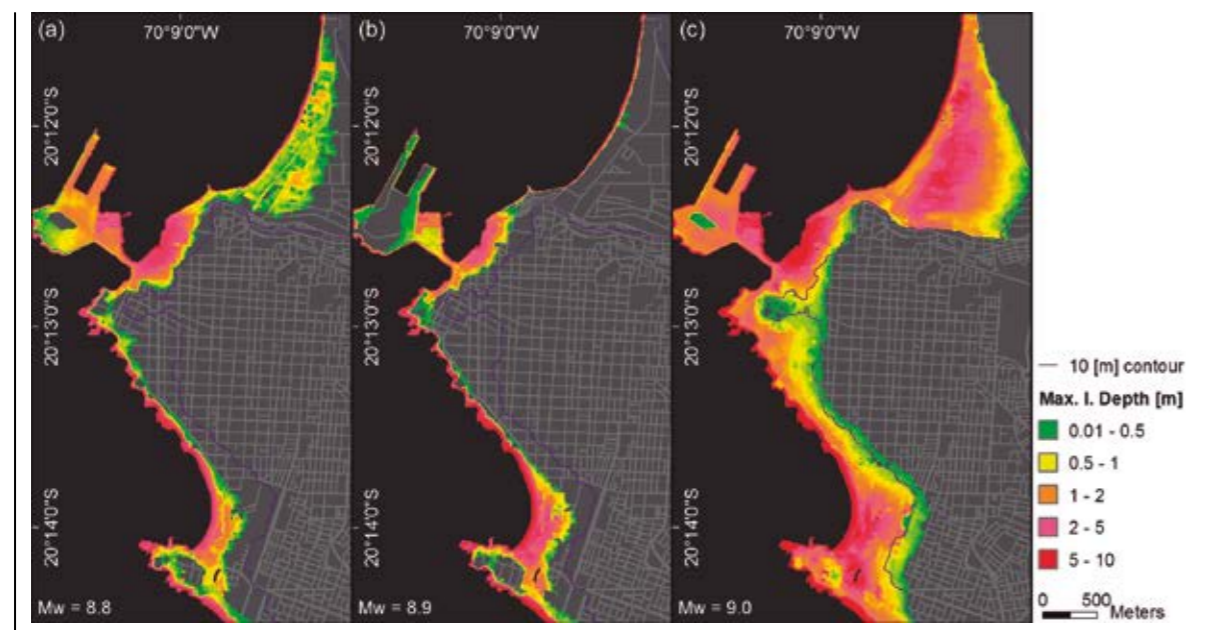


Figura 9. Resultados de profundidad de inundación para los tres eventos seleccionados.

La figura 11 muestra los mareogramas en dos sectores de Iquique, uno frente al sector de Zofri y otro frente a Cavancha. Es posible observar que la máxima inundación se obtiene para la primera onda y que 3 ondas grandes inundan Iquique, la primera arriba a los 10 minutos y avanza durante 12 minutos antes de retroceder. La segunda y tercera onda inundan durante 5 minutos y llegan a los 69 y 85 minutos respectivamente.

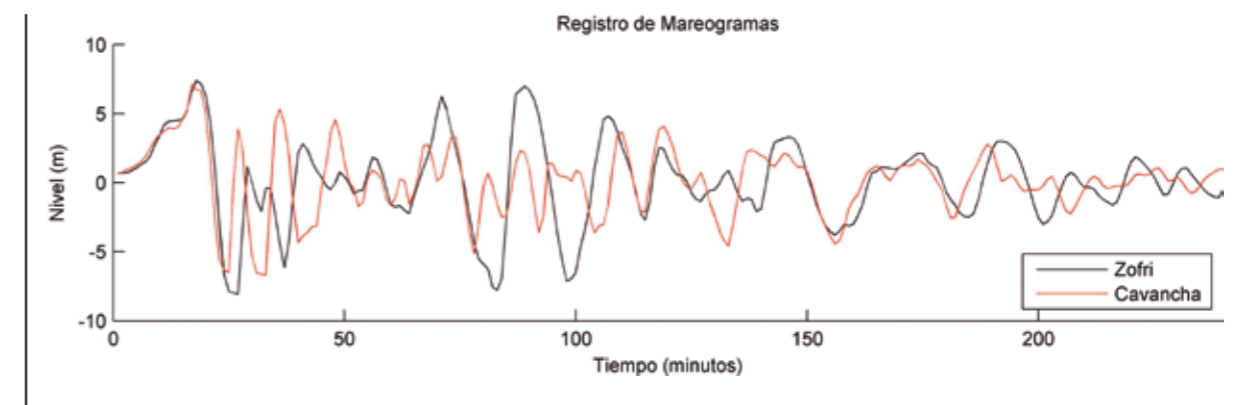


Figura 11. Mareogramas en dos sectores de Iquique, Cavancha y Zofri, obtenidos para el evento extremo Mw=9.0.

Finalmente, la figura 12 muestra mapa de inundación con tiempos de arribo del tsunami. En general se puede observar que la zona de Cavancha se inundaría durante los primeros 20 min después de ocurrido el sismo, mientras que la zona de Zofri se inunda mucho después con tiempo que alcanza los 90 min. Esto se debe al arribo de ondas de gran amplitud entre los 60 y 90 min (Ver Figura 11).

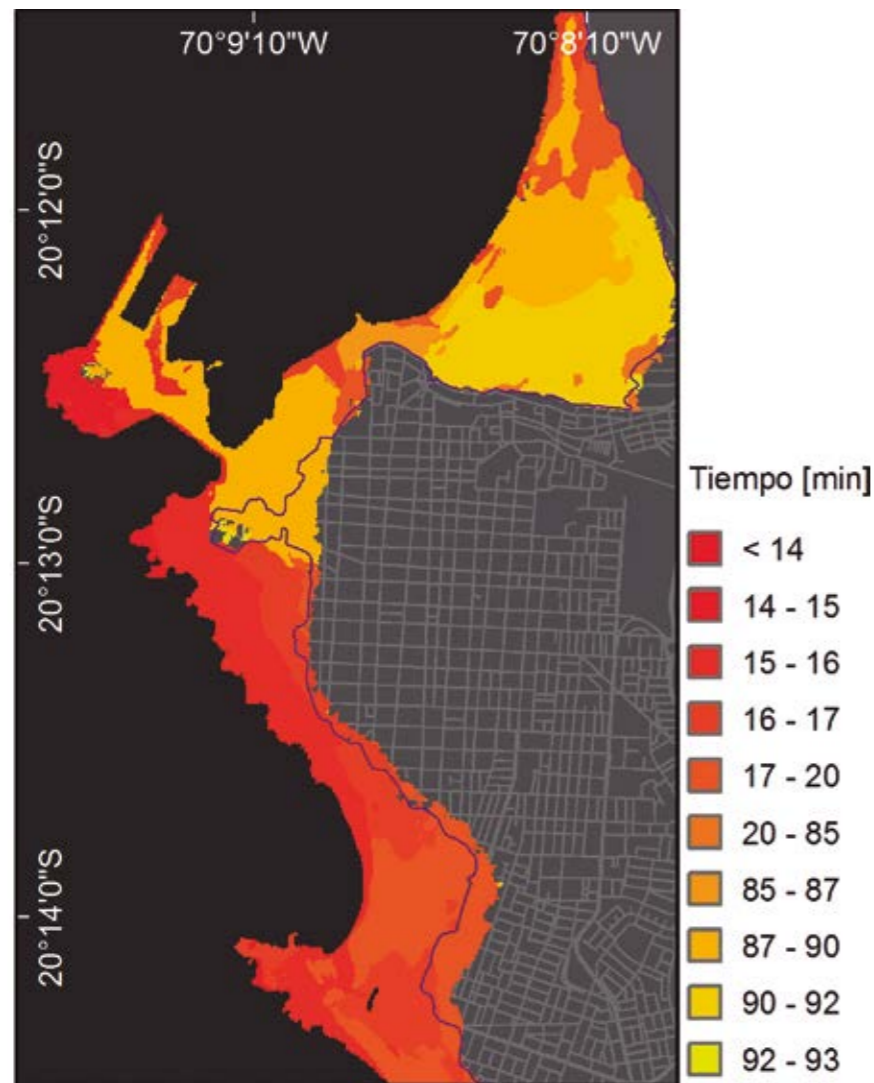
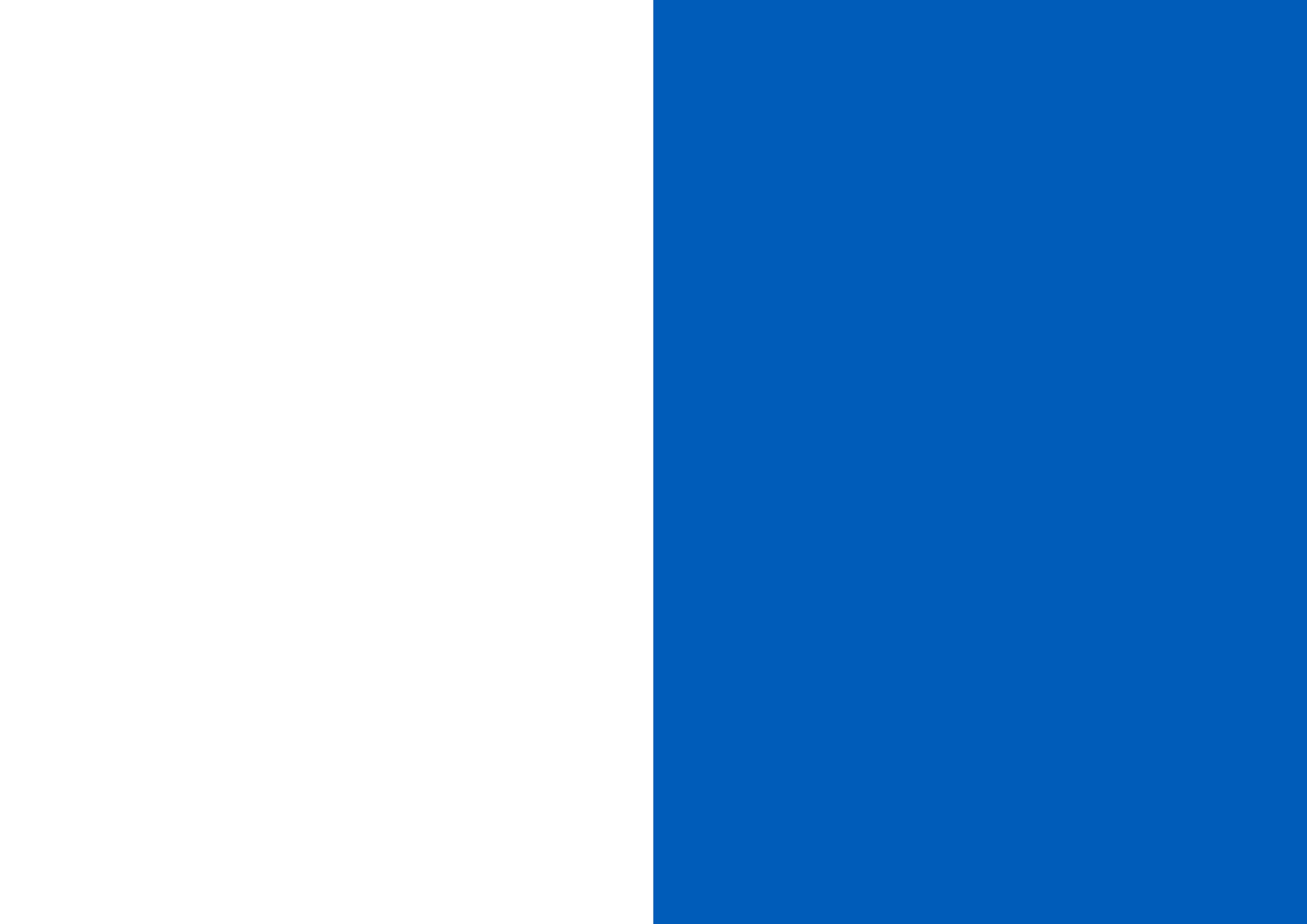


Figura 12. Mapa de tiempos de arribo del tsunami.

4 REFERENCIAS

- Cisternas, M., Atwater, B., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Yaulton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., Malik, J., Rizal, Y., Husni, M., (2005). **Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake**, *Nature* 437, 404-407, doi:10.1038/nature03943; Received 9 March 2005; Accepted 15 June 2005
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J-P., Remy, D., Nocquet J-M., Rolandone, F., Bondoux F., Gabalda, G., Bonvalot, S., (2011). **Interseismic coupling potential along the Central Andes subduction zone**. *Journal of Geophysics research*, vol 116, B12405, doi:10.1029/2010JB008166.
- Geist, E., Kirby, S., Ross, S., Dartnell, P., (2009). **Samoa Disaster Highlights Danger of Tsunamis Generated from Outer-Rise Earthquakes**. *Sound Waves, Coastal and Marine Research News from Across the USGS*. [disponible en: <http://soundwaves.usgs.gov/2009/12/research.html>]
- Kotani, M., Imamura, F. & Shuto, N. [1998] **Tsunami run-up simulation and damage estimation by using geographical information system**. *Proc. Coastal Engineering, JSCE* 45, 356-360 (in Japanese).
- Lomnitz, C. (2004). **Major earthquakes in Chile. A historical survey 1535-1960**. *Seismological research letters*, 75(3): 368-378.
- Mansinha and Smylie (1971). **The displacement field of inclined faults**, *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1433-1449.
- Nishenko, S. (1985). **Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal**. *Journal of Geophysical Research*, 90(B5): 3589-3615.
- Okada (1985). (1985). **Surface Deformation to Shear and Tensile Faults in a Half-Space**. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, [4], 1135-1154.
- Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B. and Karakaisis G. F. (2004). **Global Relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes**. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI, 2004.
- Soloviev, S., L., y Go, Ch., N., (1975). **A catalogue of tsunamis on the Eastern shore of the Pacific Ocean, Moscow, Nauka**. Publishing House, 202p
- UNESCO, 2013. **UNESCO-IOC. Tsunami Glossary**. IOC Information document No. 1221. Paris, UNESCO, 2006, actualizado 2013. [Disponible en: <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001882/188226s.pdf>]
- Y. Yagi, T. Takahashi, Y. Okumura, and R. Aránguiz, (2014). **Tsunami hazard estimation: Case of Iquique, in Seminar on Disaster Mitigation for Earthquake and Tsunami Countries of Latin America (2014)**.





Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA)
Av. Apoquindo 3846 Of. 201, Las Condes - Santiago, Chile
Tels. +56 2 2752 6720 / 2 2905 1692 • Fax +56 2 2953 9692
www.jica.go.jp/chile/espanol/index.html