

## 1.- INTRODUCCIÓN

Los tsunamis constituyen uno de los fenómenos naturales de mayor relevancia en el mundo por sus características desastrosas, afectando a la mayoría de los países costeros, especialmente en el Océano Pacífico. De acuerdo a estadísticas, de los aproximadamente 420 tsunamis acaecidos en el siglo XX, el 20 % causaron daños de consideración en las zonas costeras cercanas a su origen y el 15% de éstos también causaron daños en zonas costeras lejanas (Farreras, S., 1995).

Chile, por su ubicación geotectónica en la cuenca del Pacífico Sur Oriental, está expuesto al impacto directo de tsunamis de fuente cercana y/o lejana, y está incluido dentro de los países que con mayor frecuencia se ven afectados por estos eventos. De allí que resulta relevante la estimación de este riesgo natural, considerando el estudio del fenómeno y el análisis del comportamiento hidrodinámico de las ondas, además de la determinación de los niveles máximos de inundación esperados para eventos extremos de campo cercano, información que es fundamental desde el punto de vista de la planificación urbana, manejo de las áreas potencialmente amenazadas y para la elaboración de los planes de emergencia en los principales centros portuarios y urbanos costeros del país.

El Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, - organismo técnico y oficial del Estado, responsable de la operación del Sistema Nacional de Alarma de Maremotos (SNAM), - es el representante de Chile dentro del Grupo de Coordinación Internacional del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico (GIC/ITSU), dependiente de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental. Dentro de este contexto, el SHOA ha participado en el Proyecto TIME (Tsunami Inundation Modeling Exchange), iniciativa mediante la cual la comunidad científica internacional inserta dentro de este grupo, ha puesto a disposición de los Estados Miembros asistencia técnica y programas computacionales para realizar simulación numérica de tsunamis, con el objeto de desarrollar la investigación y elaborar cartas de inundación para las áreas costeras de interés nacional.

Históricamente, se conoce la ocurrencia de cinco grandes terremotos que han afectado la zona central de Chile, los que generaron ondas de tsunami en el puerto de Papudo. El evento sísmico más reciente que originó un tsunami de magnitud menor en la costa de Papudo, fue el registrado el 3 de marzo de 1985. De los restantes, el primero de ellos se registró el 13 de mayo de 1647, el segundo el 8 de julio de 1730, el tercero el 19 de noviembre de 1822 y durante el siglo pasado el terremoto del 16 de agosto de 1906. Antecedentes específicos sobre los alcances de los impactos de cada uno de estos tsunamis en el puerto Papudo no son conocidos en detalle, no obstante, los informes sobre estos eventos indican que el terremoto de 1730 es uno de los más grandes ocurridos en la historia de Chile y produjo daños entre los 30° S y 36° S, desde La Serena a Chillán; este gran sismo generó un tsunami con una significativa elevación del nivel del mar en la costa.

Según Montessus de Ballore (1912), el evento de 1730 es el primer “gran terremoto de Valparaíso” y hasta esa fecha era el más grande ocurrido en Chile; el

tsunami afectó a toda la parte baja de la ciudad de Valparaíso, inundó y dañó severamente el puerto. Además, sus efectos se extendieron a varios lugares del océano Pacífico, reportándose sus manifestaciones en El Callao, Perú y Japón, donde ocasionó daños importantes.

Para el tsunami generado por el terremoto de 1822, se observaron tres grandes retiradas de mar y máximas elevaciones de onda en la costa, de aproximadamente 4 metros en Valparaíso y el litoral central. Sin embargo, no hay reportes sobre daños causados en el borde costero; sólo se informó acerca de las averías que sufrieron algunos barcos fondeados en la bahía de Valparaíso.

El gran terremoto de 1906 generó un tsunami que produjo daños en casi todo el borde costero de la bahía de Valparaíso, de lo cual no existe un reporte detallado en el que éstos se especifiquen. No obstante, se sabe que se registraron importantes daños en varias embarcaciones ancladas en la bahía y una grúa de 50 toneladas fue volcada en el muelle. Las máximas elevaciones del nivel del mar en la costa fueron informadas como “grandes”. Un informe del impacto producido por el terremoto en Valparaíso (C. Gajardo y A. Rodríguez, 1906) señala que se observó un descenso del nivel del mar de alrededor de 4 metros, dejando en seco la playa al pie del malecón. De acuerdo a diversas fuentes, oscilaciones inusuales del nivel del mar fueron registradas en varios puntos de la costa de Chile. Situaciones similares se registraron en Hawaii y otras islas del Pacífico, al igual que en E.E.U.U. y Japón.

El terremoto del 3 de marzo de 1985 ocurrido a las 19:47 hora local (2247Z), tuvo una magnitud  $M_s = 7.8$  (Richter). Su epicentro fue localizado en  $33.1^\circ S$  y  $71.9^\circ W$ , fuera de la costa de Chile, frente a Valparaíso. El sismo causó mucho daño en Valparaíso y Santiago. 178 personas perdieron la vida y alrededor de 2.575 fueron heridas, 951.173 damnificados, 66.816 viviendas fueron destruidas y 145.024 dañadas. El tsunami generado se propagó a través de la cuenca del Pacífico y fue registrado en muchas estaciones de marea del Sistema de Alerta de Tsunamis del Pacífico (TWS). En la costa de Chile, se registraron fluctuaciones significativas del nivel del mar entre Coquimbo y Talcahuano.

Actualmente, la modelación numérica es una de las herramientas técnicas de mayor efectividad para el estudio y análisis de la generación, propagación y de los efectos de los tsunamis a su arribo a la zona costera. Esta metodología se ha utilizado para simular los eventos de 1906 y 1985 en el puerto Papudo. La elección de estos eventos se apoya en el hecho de que no existe información específica acerca de los parámetros sísmicos asociados a los terremotos de 1730 y 1822, y sus mecanismos de foco.

Al respecto, considerando que solo se cuenta con mediciones instrumentales sísmicas y de nivel del mar en la bahía Valparaíso para el evento menor de 1985, éste ha sido utilizado para calibrar el modelo y así estimar la dislocación del sismo de 1906, asumiendo un rumbo de falla  $N10^\circ E$ .

A partir de los resultados de la simulación del tsunami de 1906 en el puerto Papudo, se ha procedido a elaborar una cartografía con las áreas inundables, de aplicación tanto para la Planificación Urbana como para la elaboración de los planes locales de Protección Civil.

### FOTO N° 1

Vista aérea zona urbana de Papudo



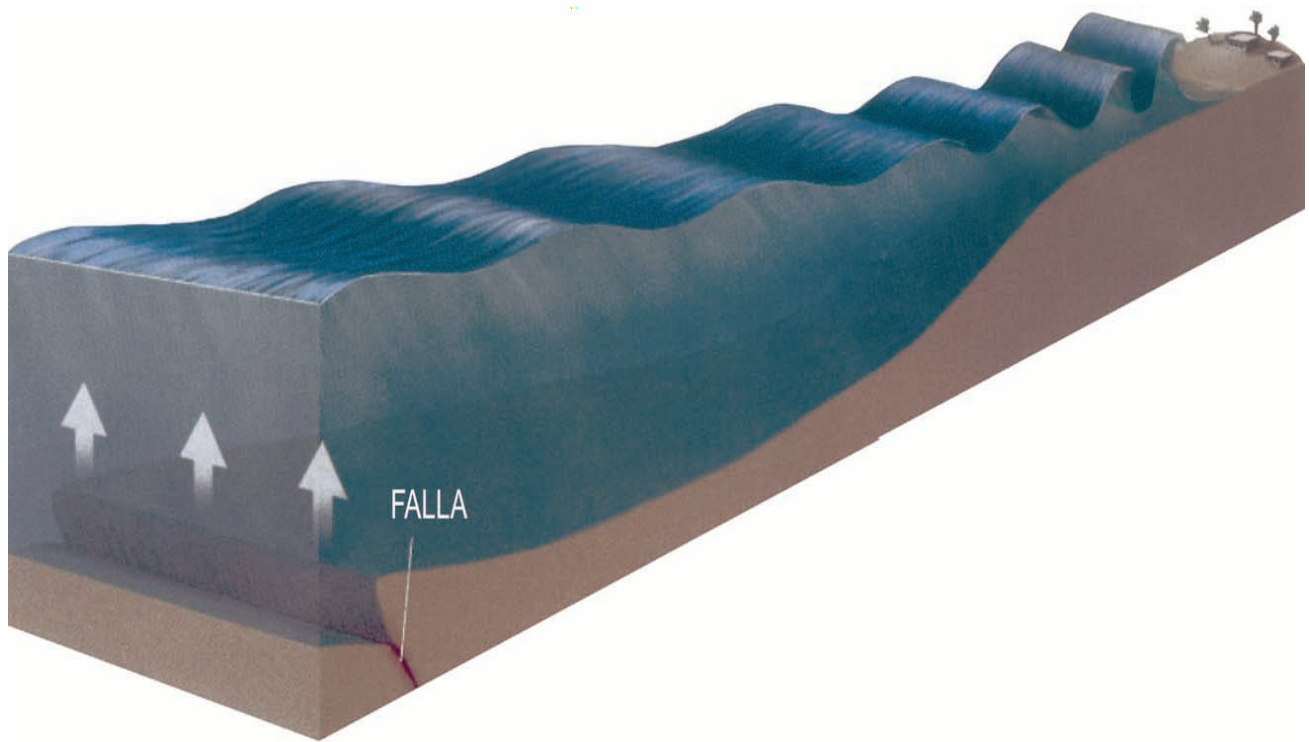
## 2.- MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL

“*Tsunami*” es una palabra del idioma japonés que deriva de las expresiones “*tsu*” y “*nami*”, que significan “bahía pequeña o puerto” y “ola”, respectivamente. Esta palabra ha sido adoptada convencionalmente por la comunidad científica internacional

para designar al fenómeno conocido como "maremoto" en español. Se define a un tsunami como un tren de ondas largas, con longitudes de onda del orden de cientos de kilómetros y alturas en agua profunda inferiores a un metro, que se forman en el océano o en una cuenca costera, al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración (segundos a pocos minutos) y de gran extensión (centenares o más de kilómetros cuadrados) en su fondo o en su superficie libre. Los períodos de sus ondas son de 15 a 60 minutos y sus velocidades de propagación de varios cientos de kilómetros por hora en aguas profundas (figuras 1, 2 y 3).

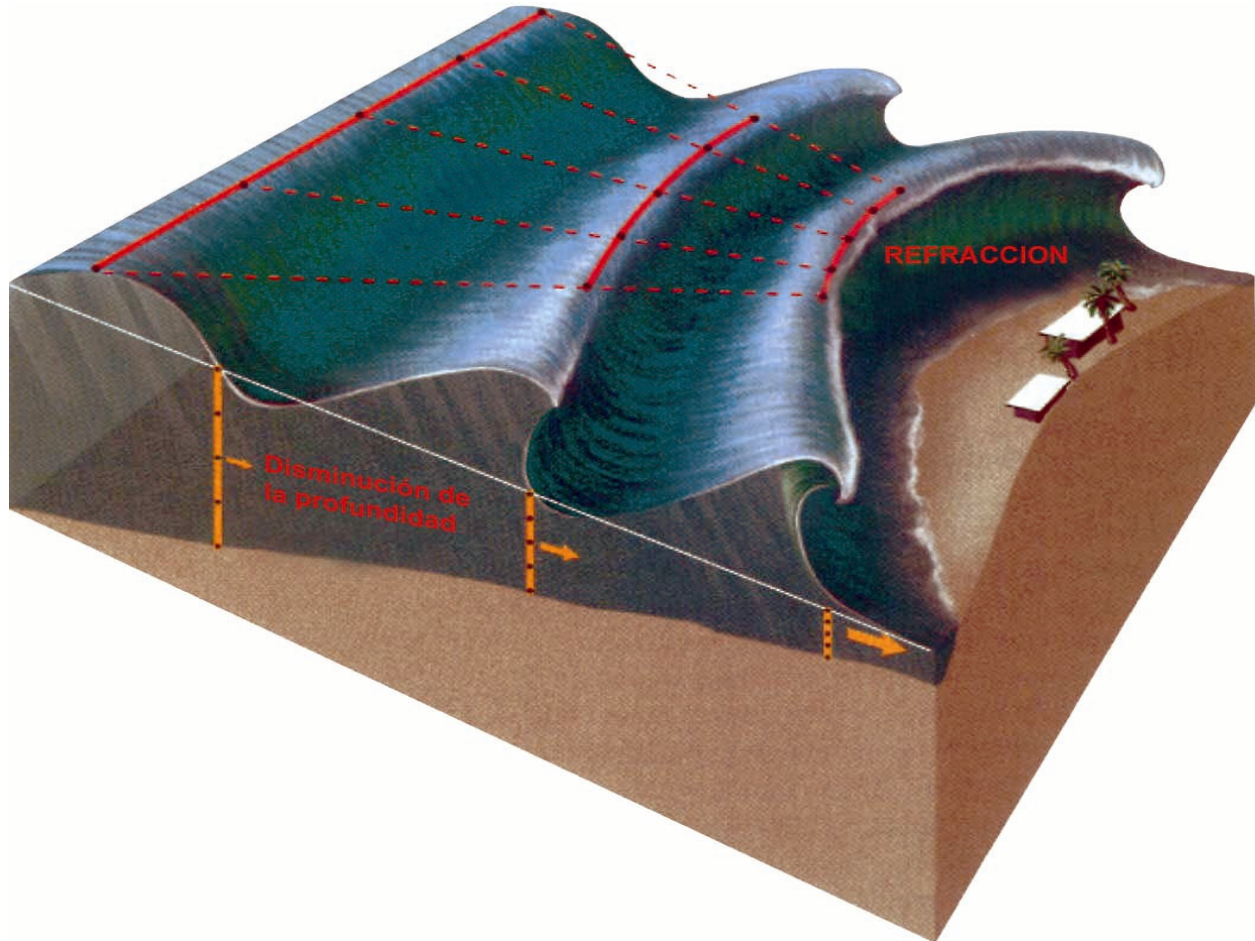
### FIGURA 1

Generación y propagación de las ondas de un tsunami por actividad tectónica.



## FIGURA 2

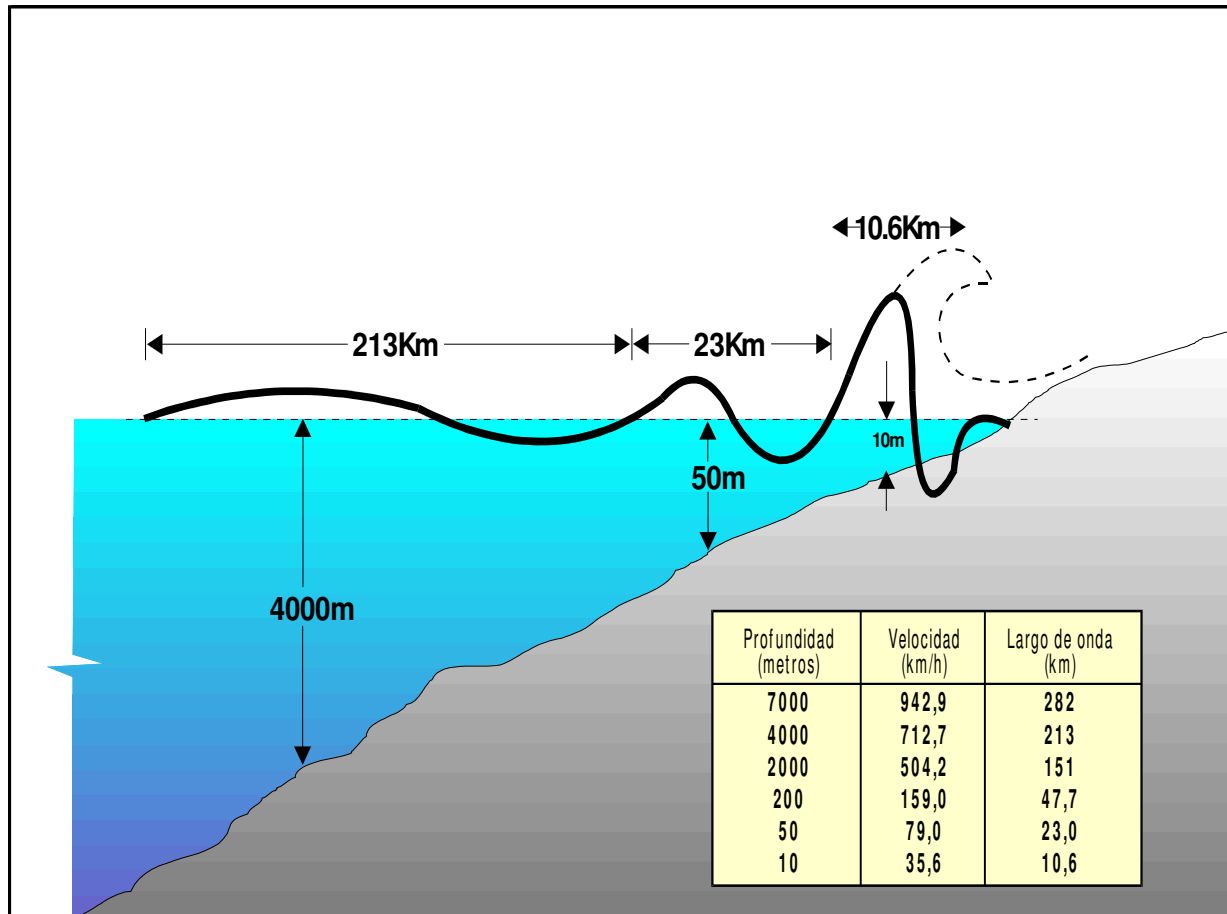
Características físicas de las ondas de tsunami.



Los tsunamis, aunque no son demasiado frecuentes, cuando impactan zonas pobladas y/o industrializadas, pueden causar numerosas víctimas, daños físicos y quebranto de la economía de los Estados. Los tsunamis son causados en un 90% por actividad sísmica en zonas de subducción inter-placas tectónicas, pero también pueden ser generados por erupciones volcánicas como en Krakatoa, Indonesia en 1883 y por deslizamientos submarinos como en la Bahía de Lituya, Alaska en 1958. Los tsunamis causados por erupciones volcánicas han afectado históricamente a las islas de Hawaii y a las costas del Mediterráneo, estos últimos asociados al margen de volcanes activos del Sur de Italia (Tinti, S. y Saraceno, A., 1993). Los tsunamis causados por actividad sísmica tectónica presentan, como característica principal, una perturbación inicial provocada por una dislocación vertical de la corteza terrestre en el fondo marino (Figura 1) (Farreras, S., 1995).

**FIGURA 3**

Parámetros característicos de las ondas de tsunami.

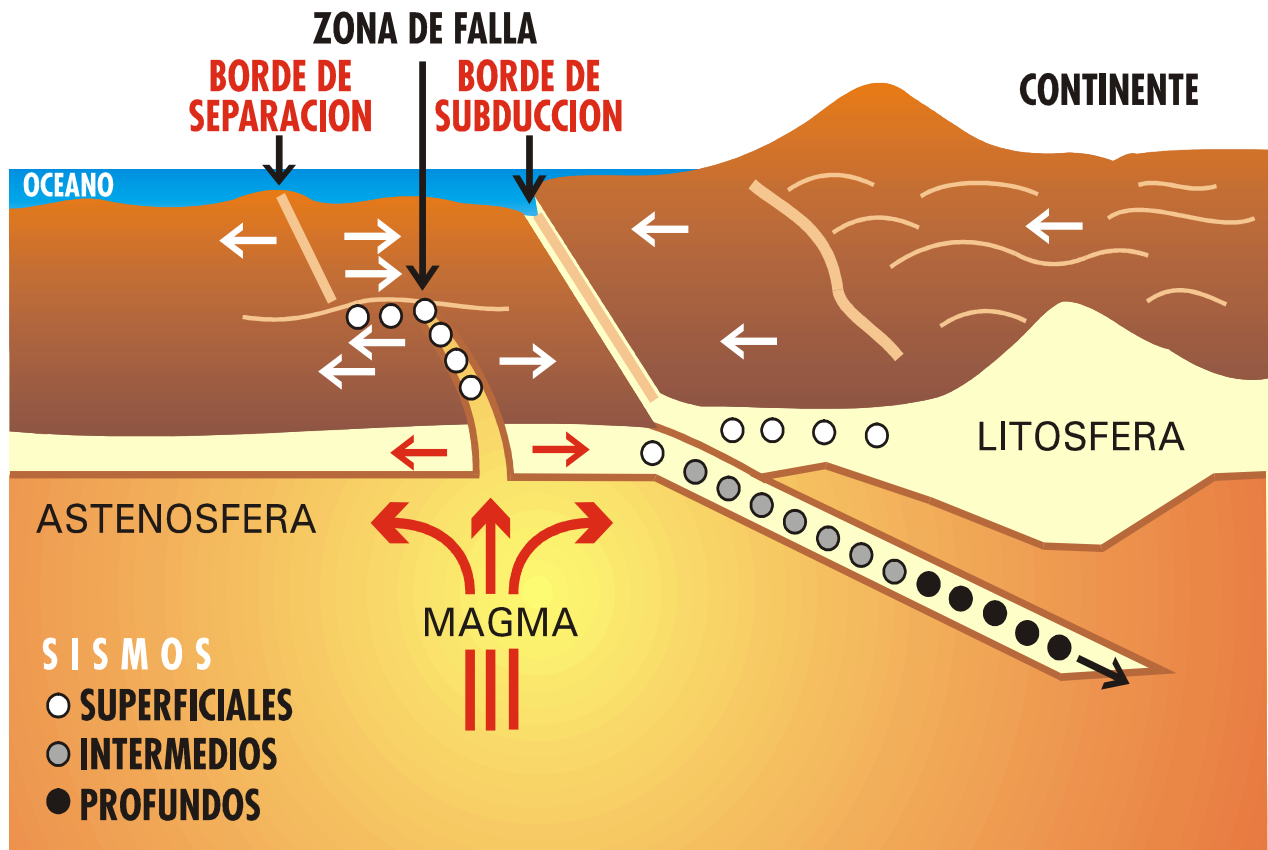


Dado que la mayor parte de la actividad tectónica se sitúa a lo largo de márgenes continentales activos que rodean al océano Pacífico, la gran mayoría de los tsunamis han ocurrido en este océano. En la costa oeste de Sudamérica se localiza el sitio de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, siendo ésta una de las regiones sísmicas más activas del mundo. El resultado de este proceso geodinámico es una extensa banda de alta sismicidad alineada paralelamente al eje de la fosa Perú-Chile, frente al continente. Todos los terremotos tsunamigénicos de gran impacto en Chile se han originado dentro de esta banda.

El mecanismo de generación de sismos ha podido ser conocido principalmente por medio de la teoría de la tectónica de placas, que presenta a la litosfera formada por una serie de placas rígidas que se encuentran en continuo movimiento relativo. En el eje de una cordillera oceánica tectónicamente activa (dorsales) donde las placas se separan, se forma nuevo material cortical debido a una continua acreción de corteza oceánica generada por corrientes de convección del manto. En este proceso, la placa es empujada desde las dorsales hacia la zona de subducción, donde va gradualmente consumiéndose conforme se va deslizando al interior del manto. Este tipo de límite de placa se encuentra en el océano Pacífico, representado principalmente por dorsales y fosas oceánicas, provocando intensa actividad sísmica de foco superficial, intermedio y profundo. La figura 4 muestra un esquema general del proceso de subducción que se presenta frente a la costa chilena entre 19° S y 51° S de latitud.

**FIGURA 4**

Esquema general del proceso de subducción interplacas tectónicas frente a la costa de Chile entre 19° S y 51° S de latitud.

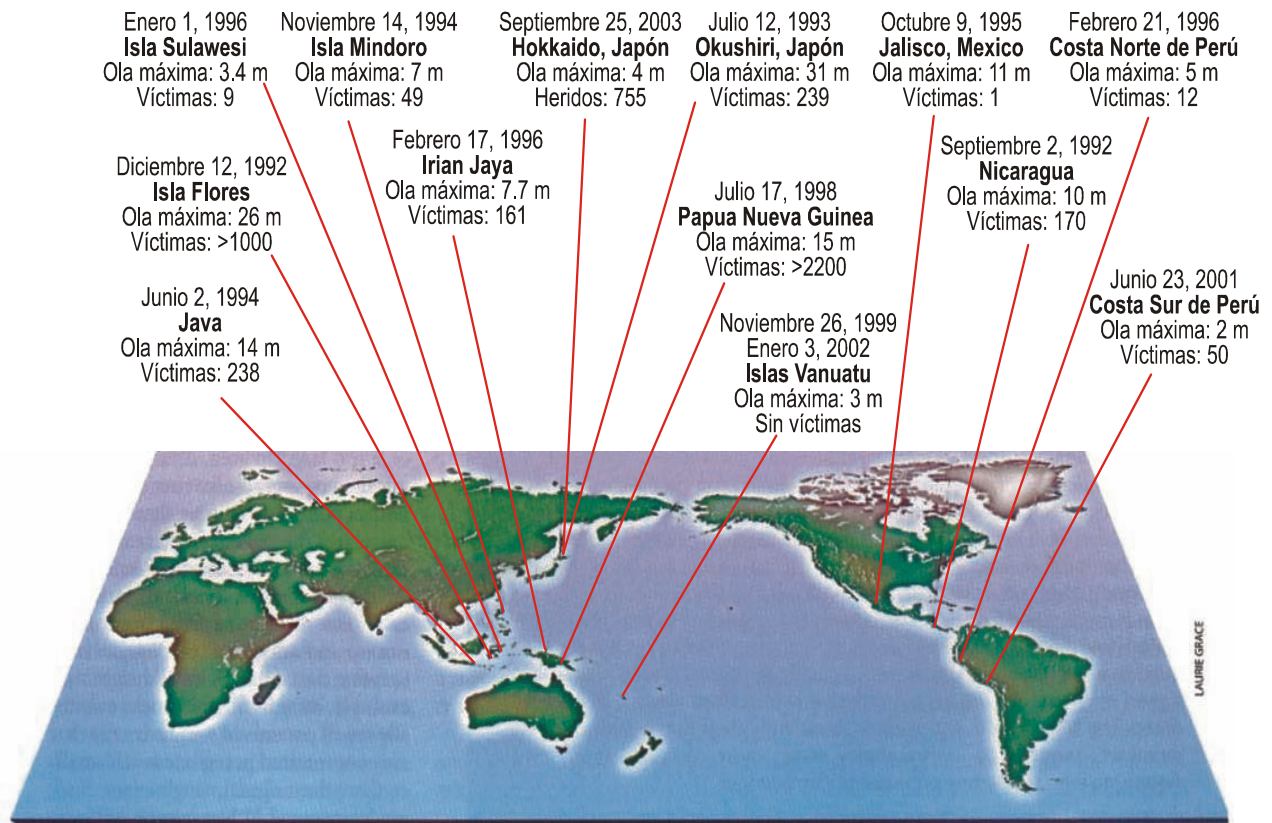


Una forma de clasificar los tsunamis es según si afectan sólo la región donde se generaron o si lo hacen también más allá de su fuente. Al respecto, un 90% de los

tsunamis destructores poseen efectos sólo a escala regional y casi todas las muertes ocurridas corresponden solamente a tsunamis de origen local. En la figura 5, se muestra un esquema gráfico en el que se indican la ubicación y efectos locales de los eventos registrados en la cuenca del Océano Pacífico, durante la última década del siglo XX; se incluye, además, el último evento registrado el 23 de junio de 2001 en el sur de Perú.

**FIGURA 5**

Tsunamis registrados durante el período 1992 – 2003 en el Océano Pacífico.



Modificado de “*Tsunami Risk Assessment Beyond 2000: Theory, Practice and Plans*”. *Tsunami Risk Workshop*. Moscow, Russia, June 2000. In memory of Professor Sergey L. Soloviev.

Por otra parte, en la costa oeste de Sudamérica en el siglo pasado, de 17 tsunamis destructores, 15 fueron de origen local y el total de muertes registradas, 2.621 personas.

### 3.- GENERACIÓN, PROPAGACIÓN E IMPACTO COSTERO DE UN TSUNAMI



Las características de un tsunami al llegar a la costa dependen de tres factores principales; estos son: la condición inicial; la propagación y la morfología costera:

### **3.1. Condición Inicial**

Las dimensiones de la zona origen de un tsunami definen su potencial destructivo al arribar las ondas a la costa. El potencial depende de la magnitud del tsunami; de la distancia de la zona de origen a la costa; de la batimetría y de la configuración de la línea de costa. Por lo general, solo la componente vertical del desplazamiento superficial de un área fracturada es eficaz en la generación de un tsunami.

Se reconocen tres condiciones básicas y simultáneas que deben verificarse para la generación de un tsunami de origen tectónico:

- a) el hipocentro del sismo o al menos una fracción mayoritaria del área de ruptura, debe estar bajo el lecho marino y a una profundidad menor de 60 Km. (sismo somero).
- b) que la frontera de placas o falla tectónica sea de subducción, con componente vertical de movimiento, y no de desgarre con desplazamiento únicamente lateral.
- c) que en un cierto lapso el sismo libere suficiente energía, y que ésta sea eficientemente transmitida.

### **3.2. Propagación**

El perfil de ondas resultante de un tsunami generado en océano abierto depende de los parámetros de su fuente, de las características de la región de propagación y del tiempo o distancia transcurridos desde el inicio de esa propagación.

Para el caso de ondas largas como son los tsunamis, su velocidad de propagación depende básicamente de la profundidad del agua por la cual atraviesa (Figura 3). Esto determina que durante su trayectoria, el tsunami se vea sujeto a fenómenos de refracción, directividad y dispersión de energía.

Actualmente se sabe bien que la gran longitud de onda que presentan los tsunamis (100-300 Km), provoca que su propagación en océano abierto, donde existen grandes profundidades, se realice casi sin pérdida de energía por fricción de fondo y con una amplitud de onda de unos cuantos centímetros, por lo que resultan imperceptibles para las embarcaciones.

En la costa, en cambio, la disminución de la profundidad y su configuración, genera la concentración de la energía cinética de las ondas; disminuye su longitud y crece su altura, alcanzando un gran poder destructivo con alturas que pueden llegar

hasta los 20 o 30 metros. Las mayores alturas han sido observadas en bahías angostas o semicerradas (por amplificación resonante), en desembocaduras de ríos y en bahías con presencia de islas.

### **3.3. Impacto Costero**

La altura alcanzada por un tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos; éstos son: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión (scattering), atrapamiento de las ondas en las distintas formaciones costeras, etc. (Farreras, S., 1995). Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la línea costera sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura máxima (run-up), aún a cortas distancias a lo largo de ella.

Las causas directas del gran impacto de las ondas en la costa son atribuibles a la presión hidráulica generada por las fuerzas hidrodinámicas sobre las estructuras, causadas por la velocidad de las corrientes y contracorrientes inducidas por el arribo de las ondas. La altura y período de éstas, determinan la cantidad de inundación en términos de altura máxima (run-up), fuerzas de elevación y de flotabilidad.

Esencialmente hay dos tipos de fuerzas hidrodinámicas que afectan a las estructuras: una proviene del impacto directo de las ondas al inundar el borde costero y la otra es debido a las fuerzas erosivas producidas durante el proceso de elevación y descenso del nivel del agua, originado por el flujo alrededor de las estructuras.

Los efectos secundarios sobre las estructuras son causados principalmente por las fuerzas erosivas del agua al interactuar ésta con el medio ambiente. Un ejemplo de esto, es la pérdida de soporte del suelo producto de la erosión del terreno. Otro ejemplo es cuando las fuerzas de elevación crean momentos de giro; en tal caso una estructura puede ser levantada de sus cimientos o una embarcación soltada de sus amarras. En esta situación, las estructuras son transportadas en la dirección de las corrientes y el daño es causado por los objetos o despojos flotantes de embarcaciones, autos, construcciones, etc., al impactar éstos sobre otras estructuras. El impacto de los despojos flotantes contra tanques de combustible y terminales o redes eléctricas suelen dar inicio a incendios.

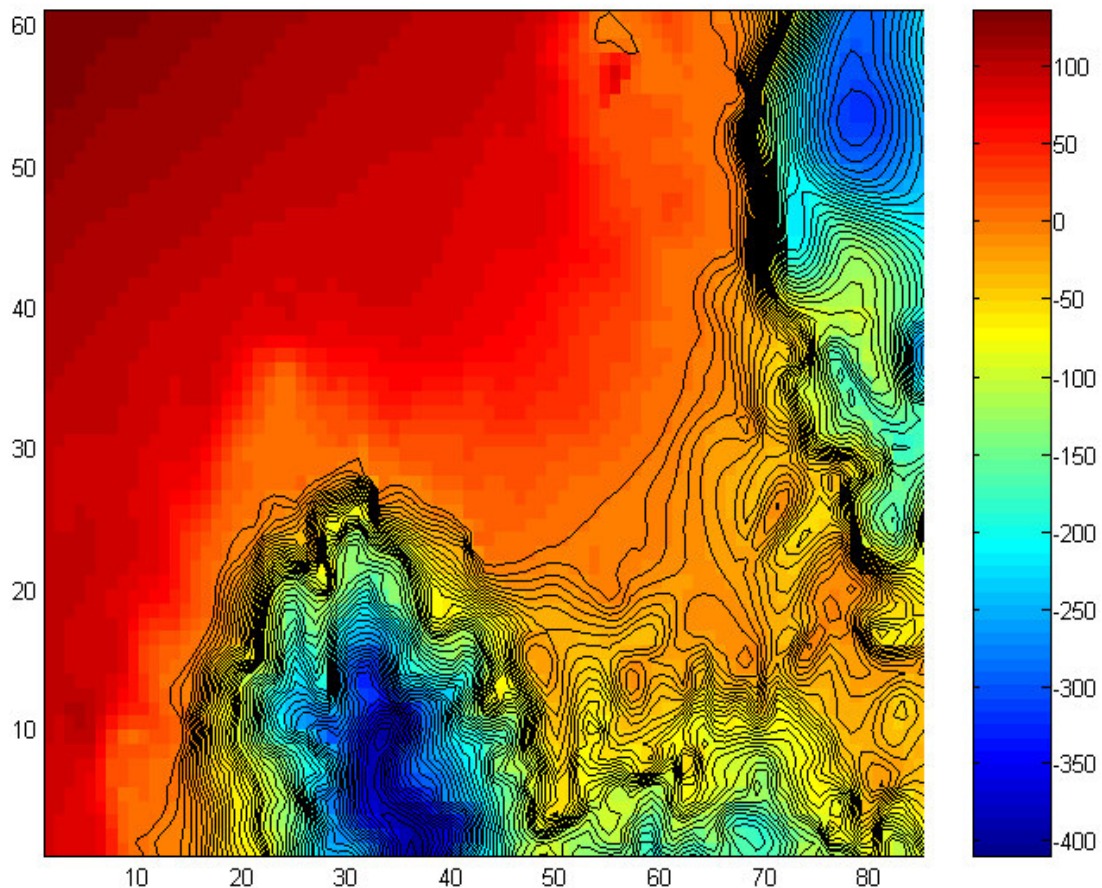
## **4.- DESARROLLO**

### **4.1. ÁREA DE ESTUDIO**

Para la elaboración de la carta de inundación por tsunami se definió un área de interés que comprende toda la zona urbana costera del puerto Papudo (Figura 6). La escala de alturas topobatimétricas en la grilla de 3" de la figura 6, está definida en metros, con valores de  $z$  positivos para las sondas y valores de  $z$  negativos para la topografía. La figura 7 muestra la batimetría de la región de estudio y las figuras 8 y 9 muestran las zonas de dislocación asociadas a los terremotos de Valparaíso del 15 de agosto de 1906 y el terremoto de 1985 respectivamente.

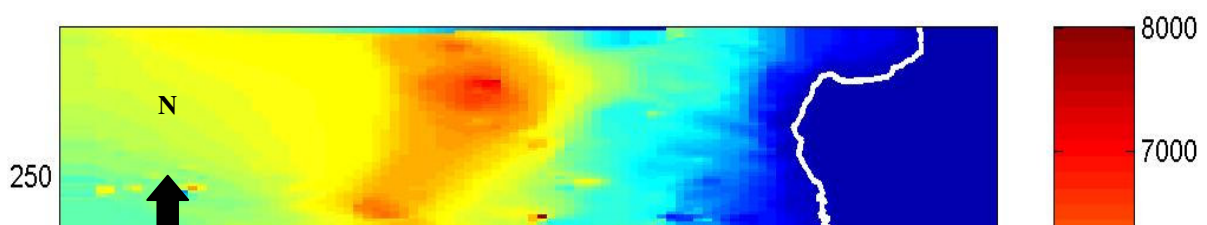
**FIGURA 6**

Puerto Papudo – Grilla de 3"



**FIGURA 7**

Batimetría de la Región de Estudio - Tsunami de 1906.



## **4.2. FUENTE DE LOS DATOS**

La simulación numérica de los eventos de 1906 y 1985 requirió el empleo de los siguientes datos:

### **Topográficos:**

Formato digital. Extraídos de una Restitución Aerofotogramétrica SHOA del área de interés, proyección UTM, escala 1: 5.000, meridiano central 69, datum geodésico WGS-84. La cartografía tiene información con curvas de nivel cada 5 metros, referidas al nivel medio del mar.

### **Batimétricos:**

Formato digital. Para la generación de la grilla de la región costera (Sector puerto Papudo) se utilizó la batimetría de la carta batimétrica del SHOA N° 4313. Para la región oceánica se utilizó una grilla de datos batimétricos elaborada con información digitalizada a partir de las cartas náuticas SHOA N° 400 y N° 500.

### **Antecedentes Sísmicos e Históricos:**

Se consideraron las siguientes investigaciones sismológicas realizadas a la fecha, para extraer los parámetros de falla de los eventos simulados y generar la deformación del terreno para cada uno de ellos: Barrientos, S. (1988); Choy, G. y J. W. Dewey (1988); Bart, W. T. y L. Ruff (1991); Kausel, E. y D. Ramírez (1992); Barrientos, S. (1993); Araneda, M., M. S. Avendaño y E. Kausel, (199?); Mendoza, C., S. Hartzel y T. Monfret (1993).

Existen algunos antecedentes históricos confiables e informes recientes, que permiten conocer los efectos de los terremotos y tsunamis de 1906 y 1985 en el litoral central de Chile: Mostessus de Ballore (1912), recopilaciones modernas como las de Silgado (1974 y 1985), Soloviev y Go (1975), Urrutia y Lanza (1993) y el Informe SHOA sobre el terremoto del 3 de marzo de 1985.

### **TABLA 1**

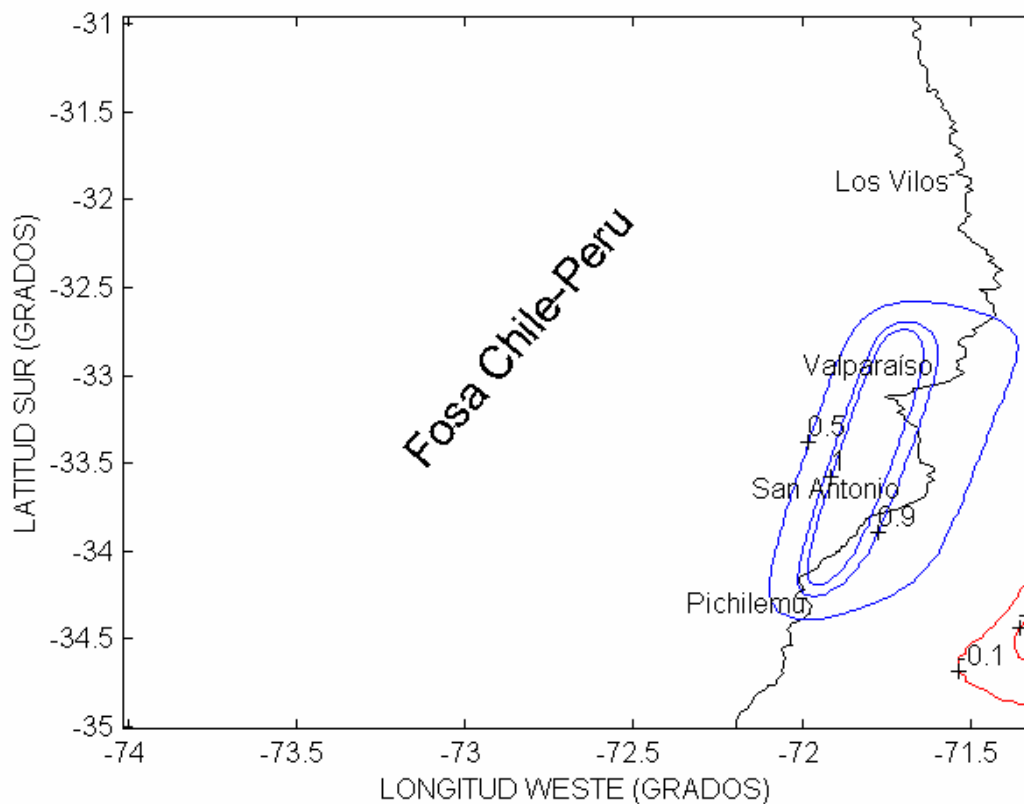
#### **Parámetros de falla de los Terremotos Tsunamigénicos de 1906 y 1985**

<b>PARAMETROS</b>	<b>TSUNAMI 1906</b>	<b>TSUNAMI 1985</b>
-------------------	---------------------	---------------------

Extremo Sur	35.1 °Lat.S-72° Long.W	34.38°Lat.S-72° Long.W
Dislocación	4.6 m.	2.8 m.
Largo	330 Km.	200 Km.
Ancho	130 Km.	90 Km.
Rumbo	N10°E	N10°E
Buzamiento	18°	18°
Profundidad	15 Km.	17 Km.
Angulo Desplazamiento	90°	105°

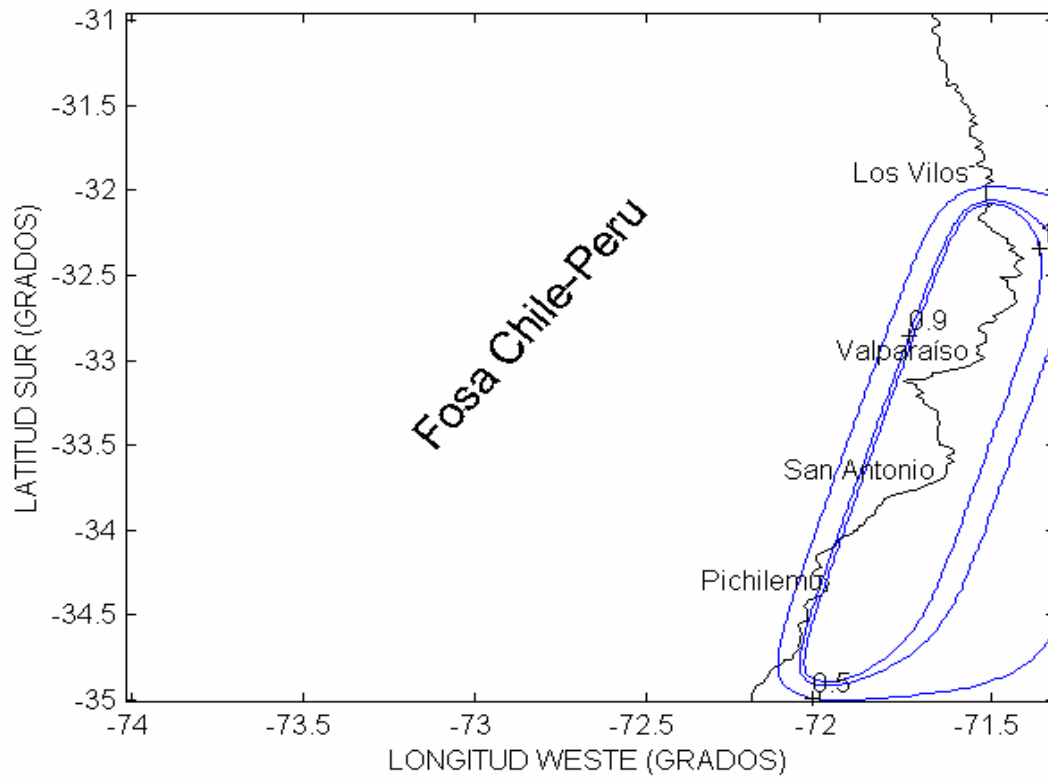
**FIGURA 8**

DEFORMACION DEL TERRENO - TSUNAMI 1985



**FIGURA 9**

DEFORMACION DEL TERRENO - TSUNAMI 1906



## 5. RESULTADOS

### 5.1. Simulación Numérica Tsunami de 1906 – Puerto Papudo.

En el Anexo “A”, se observa la secuencia de propagación del tsunami cada 5 minutos durante tres horas de simulación, en la grilla correspondiente a la bahía de Papudo. En el momento en que ocurre el terremoto ( $t=0$  minutos), el nivel del mar dentro de la bahía registra un aumento instantáneo de aproximadamente 1 metro frente al área urbana de Papudo (Fig.1a). En concordancia con esta situación, la figura 1b muestra pequeños vectores de corriente de muy baja velocidad que ingresan a la bahía en dirección este.

A los 5 minutos después de ocurrido el terremoto, se observa que este incremento del nivel del mar en toda el área de la bahía, corresponde al arribo del primer tren de ondas del tsunami; las elevaciones máximas alcanzan 2 metros sobre el nivel del mar (Fig. 2a). La fig. 2b muestra un flujo entrante más definido, que es inducido por las primeras ondas del tsunami que comienzan a arribar a la costa de Papudo.

A partir de los 10 minutos de ocurrido el sismo y hasta 30 minutos después, se registra un descenso del nivel de las aguas, con niveles de hasta 2 metros bajo el nivel medio del mar (Fig. 3a, 4a, 5a, 6a y 7a). En las figuras de vectores de corriente correspondientes se observan los flujos de la corriente inducida; éstas son más intensas al comenzar a descender el nivel del mar, a los 10 minutos, en condición de reflujos con un máximo en el lado sur del área de interés, sector punta Panulcillo, de aproximadamente 4 m/s; a los 20 minutos, en condición de flujo entrante, y a los 30 minutos, en condición de reflujos, en el sector de punta Panulcillo, sector en que el flujo aumenta a 6 m/s (Fig. 7b).

Entre los 35 y 45 minutos de ocurrido el terremoto, comienza a manifestarse el arribo de un segundo tren de ondas del tsunami al puerto Papudo, y se registran alturas máximas del orden de 2 metros sobre el nivel medio del mar, frente a la zona urbana de Papudo y el sector norte del área de interés, área donde se ubica la nueva zona residencial baja de la ciudad (Fig. 10a). En general, los vectores de corriente muestran flujos de mediana intensidad en toda el área de interés, con focos de máxima velocidad frente al área urbana de Papudo (4 m/s) y frente a playa Larga (Fig. 8b y 9b).

A partir de los 50 minutos y hasta los 85 minutos, se observa un nuevo descenso del nivel del mar, con niveles bajo los 2 metros respecto al nivel medio del mar, dentro de la bahía (Fig. 16a). Las corrientes predominantes de flujo y reflujos son de dirección sureste frente a playa Larga, y sus intensidades no superan 5 m/s.



A partir de los 90 minutos de ocurrido el terremoto y hasta el final de la simulación, se registran dos trenes de onda más del tsunami, ambos de baja intensidad e impactan la región costera norte de la bahía, a los 105 minutos (Fig. 22a), con alturas máximas sobre el nivel medio del mar de 2,2 metros y el otro a los 120 minutos de 2 metros.

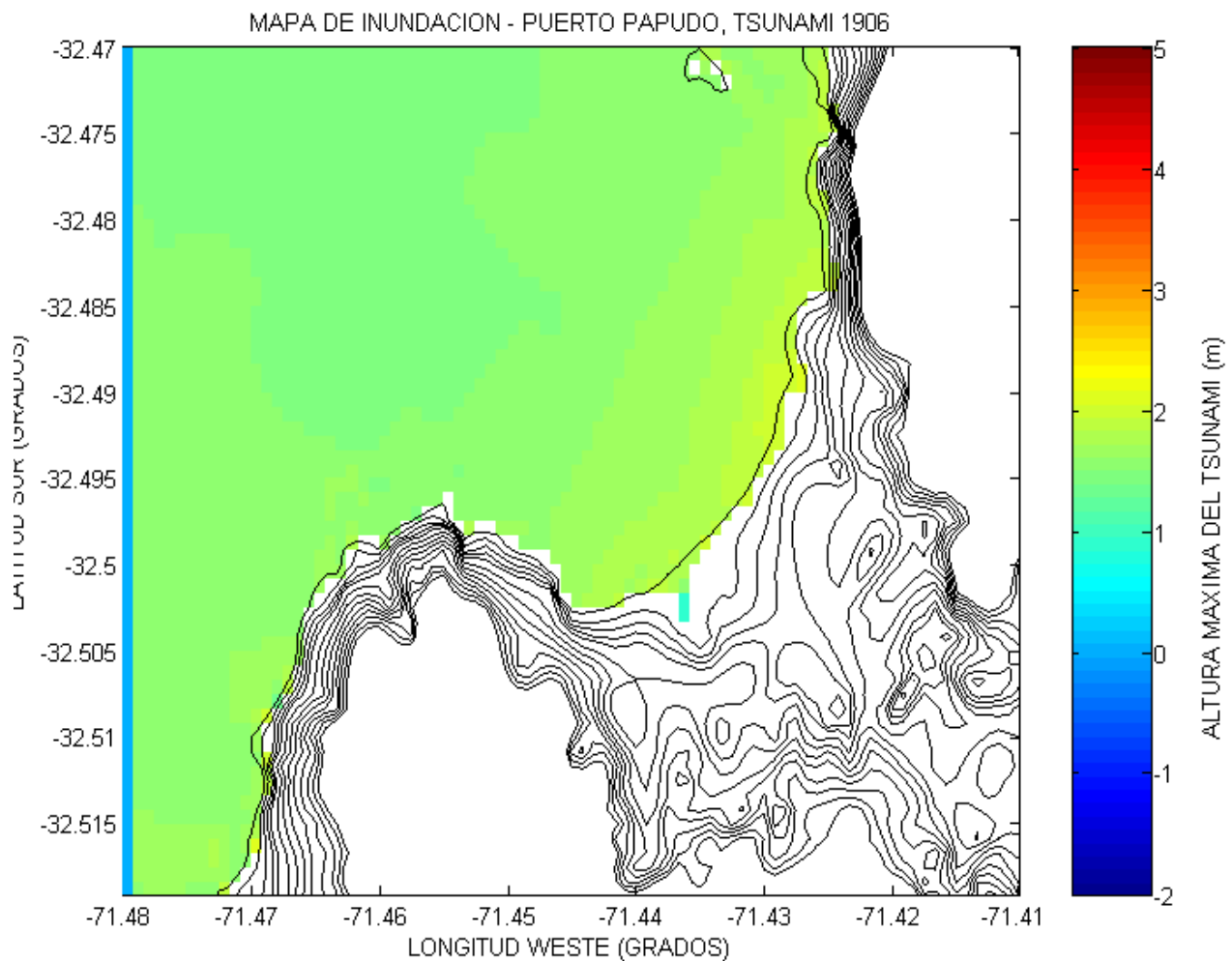
En las figuras de vectores de corriente asociadas, se observan fuertes corrientes y contracorrientes erráticas de velocidad máxima 6 m/s, presentes principalmente en el área urbana, desde punta Pite hacia el norte (Fig. 19b - 28b).

## **5.2. Carta de Inundación – Puerto Papudo.**

Con los resultados de la simulación numérica del tsunami de 1906 en el puerto Papudo, correspondiente al plano de inundación en una grilla de 3 segundos de resolución mostrada en la figura 11, se elaboró la Carta de Inundación para el puerto Papudo (TSU-4313A). La escala de alturas máximas del tsunami en la grilla de 3" de esta figura está definida en metros. En un plano georeferenciado de la ciudad que contiene curvas de nivel, la red vial y distribución de edificaciones urbanas, se ha superpuesto el contorno de inundación máxima, determinándose así el área inundada para el evento extremo más probable de campo cercano. La inundación máxima generada es presentada en el mapa de inundación adjunto.

### FIGURA 11

Puerto Papudo – Grilla de 3" – Máxima Inundación Tsunami de 1906



## 6. CONCLUSIONES

- a. Al momento de ocurrir el terremoto de 1906, el tsunami se registra con un incremento del nivel del mar del orden de 2 metros dentro de la bahía de Papudo.
- b. Durante la simulación de tres horas del tsunami de 1906, se presentan cuatro trenes de onda dentro de la bahía, registrándose el primer arribo 5 minutos después del terremoto, con alturas máximas de 2 metros frente al área urbana baja, sector norte de Papudo. Un segundo tren, con ondas máximas de 2,2 metros de altura, se presenta a los 40 minutos; éste afecta con mayor intensidad los sectores norte de la bahía y frente al área urbana baja del puerto Papudo. A los 105 minutos se registra un tercer tren de ondas con alturas máximas que alcanzan 2,2 metros sobre el nivel medio del mar frente al área urbana baja del zona norte de Papudo. Finalmente, a los 120 minutos se registra un cuarto tren de ondas, con alturas máximas de 2 metros frente al área urbana baja del sector norte de Papudo.
- d. La dirección de incidencia SE de los vectores de corrientes de flujo y reflujo, asociados al arribo del tren de ondas principal del tsunami (Fig. 9b y 10b), muestra una concentración de energía de las ondas frente al sector urbano de Papudo y en el área frente a playa Larga, con velocidades máximas de 4 m/s.
- e. La inundación máxima generada por la simulación del tsunami de 1906, muestra que la zona urbana baja del puerto Papudo, es afectada por una inundación que no supera la curva de nivel de los 5 metros en el sector central de ésta y toda la zona de la playa Larga.
- f. La zona norte de la bahía de Papudo, bajo la curva topográfica de 10 metros es una zona de alto riesgo de inundación por tsunami.

## GLOSARIO DE TERMINOS

Angulo de Desplazamiento :	En tectónica, ángulo correspondiente a la dirección relativa de desplazamiento del bloque superior respecto del bloque inferior, medido sobre el plano de falla, a partir de la línea de rumbo, en el sentido contrario al de las manecillas del reloj.
Buzamiento :	Angulo que mide la inclinación de una estructura o plano, a lo largo de la dirección de máxima pendiente, hacia abajo del plano de falla, medido entre la pendiente máxima y la horizontal; este ángulo se mide por medio de un inclinómetro.
Convección :	En general, movimientos de masa dentro de un fluido que resulta en transporte y mezcla de sus propiedades. Es un medio principal de transferencia de energía. En el interior de la Tierra, en particular, movimientos ascendentes del manto producidos por el calor interno del planeta.
Difracción :	Curvatura de una onda en un cuerpo de agua alrededor de un obstáculo, por ejemplo, la interrupción de un tren de ondas por un rompeolas u otra barrera.
Dislocación :	Desplazamiento entre bloques de una falla, a lo largo del plano de falla, medido en metros.
Epicentro :	Punto de la superficie de la tierra localizado directamente sobre el foco o hipocentro de un sismo.
Falla :	Fractura en la corteza de la Tierra acompañada por un desplazamiento de un lado de la fractura respecto al otro.
Fosa Marina :	Area bien definida de gran profundidad (más de 5500 metros) que suele encontrarse cercana a la costa.
Fosa Tectónica :	Depresión del terreno hundida entre dislocaciones laterales.
Hipocentro :	Localización calculada del foco de un terremoto.
Intensidad :	Medida de los efectos de un terremoto sobre humanos y estructuras, en un lugar particular. La intensidad de un terremoto en un punto no depende sólo de su

magnitud sino también de la distancia al epicentro del terremoto, de su profundidad y de la geología local en este punto. Las líneas que unen puntos de igual intensidad se llaman *isosistas*.

Magnitud :	Medida de la fuerza o energía liberada por un sismo, la que es determinada instrumentalmente mediante registros sismográficos.
Ondas Sísmicas :	Término general para identificar a todas las ondas elásticas producidas por terremotos o generadas artificialmente por explosiones. Estas incluyen las ondas de cuerpo (P y S) y las ondas superficiales.
Placa Tectónica :	Uno de los grandes fragmentos de la corteza terrestre que se desplaza como una unidad rígida en relación a otras.
Propagación de Ondas :	Transmisión de ondas a través de un cuerpo.
Refracción :	Deflexión de una onda de tsunami durante su propagación, debido a su paso desde una zona a otra de diferente profundidad, lo que cambia su velocidad.
Sismo Tsunamigénico :	Sismo generador de <i>tsunami</i> .
Subducción :	Proceso de descenso de una placa tectónica bajo otra.
Tsunami :	Tren de ondas largas progresivas y gravitacionales con longitudes de onda del orden de centenares de km, que se forman en el océano al ocurrir una perturbación impulsiva vertical de corta duración y gran extensión en su fondo o en su superficie.

## BIBLIOGRAFÍA

Abe, K. (1973). "Tsunami and mechanism of great earthquakes". Phys. Earth, Planet. Inter.

Abe, K. (1975). "Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data". J. Of Geophys. Res., 84: 1561-1568.

Araneda, M., Avendaño, M.S. y Kausel, E. (199?). "Determinación de Parámetros del Terremoto del 3 de Marzo de 1985 a partir de la Distribución de Deformaciones Superficiales". Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile. Proyecto FONDECYT 88-1186. p 303-310.

Barrientos, S. (1988). "Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake". Tectonophysics, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 145: 225-241.

Barrientos, S. (1993). "Crustal Movements in Chile: The 1985 Earthquake, Second ISAG, Oxford (UK), 21-23 / 1993, p 55-58.

Bart, W. T. and Ruff, L. (1991). "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone". J. of Geophys. Res., 96 (B7): 11997-12022.

Cañón, J. y Morales E., (1985). "Geografía del Mar Chileno". Tomo IV-Instituto Geográfico Militar, Chile.

Choy, G. and Dewey J.W. (1988). "Rupture Process of an Extended Earthquake Sequence: Teleseismic Analysis of the Chilean Earthquake of March 3, 1985. J. of Geophys. Res., 93 (B2): 1103-1118.

Comte, D.; Eisenberg, A. y Pardo, M. (1988). "Sismicidad y riesgo sísmico en el margen continental de Sudamérica entre los 16°- 22° Sur". En Primeras Jornadas Chilenas de Geofísica, Actas del V Congreso Geológico Chileno, F227-F246.

Díaz, J. (1992). "Estudio de fuentes de tsunamis y de terremotos: aplicación en el Norte de Chile y Sur de Perú". Memoria de Título de Oceanógrafo, Univ. Católica de Valparaíso.

Farreras, S. (1995). "Tsunamis en México". Unión Geofísica Mexicana. Monografía N°5.

Gajardo, C. y Rodríguez A. (1906). "El terremoto de Valparaíso del 16 de Agosto de 1906". Manuscrito No-publicado.

Goto, C. and Ogawa, Y. (1982). "Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme". Manuscript, Dept. of Civil Eng., Fac. of Eng., Tohoku Univ., translated by Shuto.

Iida, K., D. C. Cox and Pararas-Carayannis G. (1967). "Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean". Univ. Hawaii, Inst. Geophys. Data Rep. 5 HIG-67-10, 274 pp.

Inamura, F. y Satake, K. (1995). "Tsunamis: 1992-1994, their generations, dynamics and hazard". Birkhauser Verlag, Switzerland.

Iwasaki T. and A. Mano (1979). "Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description". Proc. Of 26<sup>th</sup> Conf. On Coastal Eng. JSCE, 70 –74 (in Japanese).

Kausel, E. y Ramírez D. (1992). "Relaciones entre Parámetros Focales y Macrosísmicos de Grandes Terremotos Chilenos". Revista Geofísica 37: 36 – 194.

Lockridge, P. (1985). "Tsunamis in Chile-Perú". Report SE-39 World Data Center for solid earth and Geophysics. Boulder, Colorado.

Lomnitz, C. (1970). "Major earthquakes and Tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955". Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 59.

Liu, P.L.F., Yoon Ch. S. and Seo Y.S. (1995). "Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster prevention and Warning*, Y. Tsuchiya and N. Shuto (eds.), Kluwer Academic Publishers, 99-115.

Mansinha, L. y Smylie, D.E. (1971). "The displacement field of inclined faults". Bulletin Seismological Society of America.

Mendoza, C., Hartzel, S. and Monfret, T. (1993). "Wide-band Analysis of the 3 March 1985 Central Chile Earthquake: Overall Source Process and Rupture History". Geophys. Res. Lett., 13: 1015-1018.

Morales, E. (1984). "Geografía de los fondos marinos del mar de Chile". Tomo VI- Instituto Geográfico Militar (Chile).

Mostessus de Ballore, F. (1912). "Historia sísmica de los Andes Meridionales". Edit. Cervantes, Santiago, Chile.

Okal, E. A. (1988). "Seismic Parameters Controlling Far-field Tsunami Amplitudes: A Review", Natural Hazards 1: 67-96.

Okal, E. A. and Talandier, J. (1989). "Mm: A Variable-period Mantle Magnitude". J. Geophys. Res. 94: 4169-4193.

Reymond, D., Hyvernaud, O., and Talandier, J. (1993). "An Integrated System for Real-time Estimation of Seismic Source Parameters and its Application to Tsunami Warning". Tsunamis in the World, 177-196.

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (1995). "Maremotos en la costa de Chile". SHOA Pub. 3016, 2a. Edición.

Shuto, N. (1995). "TIME Project-Manual of Numerical Simulations of Tsunamis". IOC/ITSU-XV/9, París.

Shuto, N. y Tsuchiya, Y. (1995). "Tsunami: progress in prediction, disaster prevention and warning". Kluwer Academic Publishers-Holanda.

Silgado, E. (1985). "Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894". Proyecto SISRA, vol.10 CERESIS.

Smith, W. (1993). "On the accuracy of digital bathymetric data". Journal of Geophysical Research, 98(B6).

Soloviev, S. L. and Go, Ch. N. (1974). "A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean (173-1968)", Nauka Publishing House, Moscow, U.S.S.R. Canadian translation, Fisheries and Aquatic Science 5077, Sidney, B.C., Canada. 310 pp.

Talandier, J. (1993). "French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT)". Natural Hazards 7: 237-256.

Takahashi, T.; Shuto, N.; Ortíz, M. and Imamura, F. "The 1993 Hokkaido Nansei-Oki Earthquake Tsunami ". Tsunami Workshop Proceedings 1995. 156 – 179.

Tinti, S. y Saraceno A. (1993). "Tsunami in the World-Fifteenth International Tsunami Symposium, 1991". Kluwer Academic Publishers-Holanda.

Urrutia, R. y Lanza, C. (1993). "Catástrofes en Chile 1541-1992" Edit. La Noria, Chile.