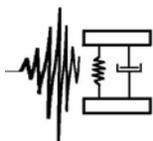


INFORME
RIESGO DE TSUNAMI
PUNTA CACHOS, BAHÍA SALADO, III REGIÓN
PROYECTO PORTUARIO

RBA-MPX-INF-003

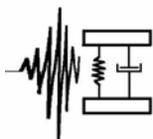
MAYO 2009

REV 1



INDICE

1. INTRODUCCIÓN	4
2. MATERIALES Y MÉTODOS	5
2.1 MÉTODO DE MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS: TUNAMI-N	5
Modelo Matemático	6
Modelo Numérico	7
Perturbación Inicial sobre la Superficie del Mar.	7
Selección de Mallas de Simulación	9
ANTECEDENTES GENERALES	10
2.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS, SISMOTECTÓNICAS Y BATIMÉTRICAS DEL LITORAL DE LA III REGIÓN.	11
2.3 CARACTERÍSTICAS DEL RELIEVE TOPOGRÁFICO Y BATIMÉTRICO DEL ÁREA CIRCUNDANTE A PUNTA CACHOS - SECTOR SUR BAHÍA	13
2.4 BATIMETRÍA FRENTE AL ÁREA DEL PROYECTO	15
2.5 TOPOGRAFÍA EN EL ÁREA DEL PROYECTO	16
ANTECEDENTES SISMOLÓGICOS TSUNAMIGÉNICOS.	17
3. RESULTADOS Y DISCUSIONES	22
3.1 SIMULACIÓN NUMÉRICA TSUNAMI 1922	22
3.2 RESULTADOS SIMULACIÓN NUMÉRICA TSUNAMI 1922 – BAHÍA SALADO	26
4. CONCLUSIONES	28

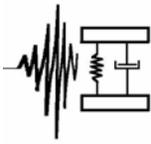


INDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Parámetros de entrada del método de Mansinha y Smylie.	9
Figura 2:	Ejemplo deformación inicial para un sismo de diseño (Método de Mansinha y Smylie).	10
Figura 3:	Área de interés del proyecto	12
Figura 4:	Batimetría de la zona entre Taltal y Coquimbo, empleada en la modelación del tsunami de 1922.	14
Figura 5:	Topo Batimetría de la zona de interés. Grilla topobatimétrica D (3" de resolución), Bahía Salado – Chile. Curvas de nivel cada 5 m	16
Figura 6:	Historia sísmica territorio nacional, desde el año 1500. Ms > 7,0(Richter)	18
Figura 7:	Zona de Ruptura – Terremoto de Atacama, noviembre 1922.	21
Figura 8:	Modelación Zona de Ruptura	22
Figura 9:	Zona de Inundación por Tsunami, puerto Huasco – Chile. Curvas de nivel cada 5 metros.	24
Figura 10:	Zona de Inundación por Tsunami, puerto Caldera – Chile. Curvas de nivel cada 5 metros	25
Figura 11:	Mapa de inundación máxima en Punta Cachos, III Región	27

INDICE DE TABLAS

TABLA 1:	Parámetros de entrada del método de Mansinha y Smylie.	8
TABLA 2:	Parámetros de falla del terremoto de 1922	20



INFORME RIESGO DE TSUNAMI EN SECTOR SUR BAHÍA SALADO, III REGIÓN

1. INTRODUCCIÓN

Este informe resume los aspectos vinculados al análisis del riesgo de tsunami en la III Región en el sector sur del litoral de bahía Salado. El sector de interés para el proyecto se ubica en el costado Este de la punta Cachos, donde se emplazará el puerto. Las coordenadas aproximadas son Latitud 27° 40' S, Longitud 70° 03' W ubicada en el límite Sur de la bahía Salado, en terrenos pertenecientes a la Hacienda Castilla y que de acuerdo al Plan Regulador corresponden a una zona portuaria industrial.

Se realiza una caracterización general de la propagación de un tsunami tipo a escala regional y local, utilizando el modelo numérico TUNAMI-N, con los resultados de la simulación del terremoto Mw = 8.3 de 1922 en la zona, en una Grilla A, de 81" de resolución (Ver Anexo de la Modelación) y en una Grilla D, de 3" de resolución correspondiente al sector de interés. La Grilla A utilizada delimita una región que comprende la costa sur de la III Región hasta la bahía de Tongoy, en la IV Región, aproximadamente entre las latitudes 25° 15' S y 30° S.

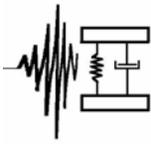
Se destacan antecedentes relevantes para el análisis, como son: los parámetros sísmicos de generación del tsunami de 1922, la propagación y los run-ups de las ondas, con las cotas máximas de inundación en el puerto de Caldera y el puerto de Huasco, obtenidas de las cartas CITSU SHOA TSU-3110 y CITSU SHOA TSU-3210, respectivamente. Bahía Salado esta ubicada entre ambos puertos de la III Región.

Se describen brevemente las características geotectónicas de la región, la geomorfología del sector costero comprendido entre los puertos de Caldera y Huasco, la topografía y la estructura batimétrica del relieve costero en el área de interés.

Finalmente, a partir de los resultados obtenidos, se infiere el área geográfica que podría verse inundada por la generación de un tsunami de características similares al evento de 1922, en el área de estudio.

Los datos de alturas de inundación se expresan en valores sobre el Nivel medio del Mar (NMM), el cual, de acuerdo a la información disponible, se encuentra a 0,8 m sobre el Nivel de Reducción de Sondas (NRS).

2. MATERIALES Y MÉTODOS



2.1 MÉTODO DE MODELACIÓN NUMÉRICA DE TSUNAMIS: TUNAMI-N

La gran mayoría de los modelos numéricos desarrollados a la fecha han sido utilizados para reconstruir tsunamis históricos y se basan en la resolución de las ecuaciones de continuidad y conservación de momentum en una o dos direcciones ortogonales, integradas verticalmente para valores particulares de los parámetros involucrados en un evento. La simulación numérica ha logrado un gran avance durante los últimos años y es considerada como una de las metodologías más confiables para la evaluación del riesgo de tsunamis de campo lejano y cercano.

Entre los modelos numéricos de mayor aplicación en la actualidad destaca el código TUNAMI-N, desarrollado en Japón por investigadores del Disaster Control Research Center en la Universidad de Tokohu. El modelo TUNAMI-N se ha utilizado extensivamente como parte del sistema de pronóstico de tsunamis llevado a cabo por la Agencia de Meteorología de Japón y en el desarrollo del proyecto CITSU (cartas de Inundación por tsunamis para los puertos de Chile).

El modelo TUNAMI-N, simula la generación, propagación y run-up de las ondas de tsunami sobre un dominio de integración que incluye la zona de generación del terremoto y el continente. El cómputo se realiza utilizando un sistema de coordenadas ortogonales, donde se propone un esquema de cuatro mallas anidadas con diferente resolución espacial, en cuyos nodos se resuelven las ecuaciones de la mecánica del oleaje. El algoritmo permite computar la desnivelación instantánea y el flujo en dos dimensiones mutuamente ortogonales, de acuerdo a la profundidad de cada nodo. La metodología de simulación numérica se basa en los siguientes aspectos:

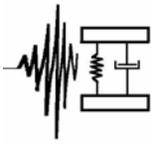
La condición inicial del tsunami se determina empleando el modelo de Mansinha y Smylie (1971) que supone una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la deformación vertical del lecho marino. Este modelo requiere del conocimiento de los parámetros de rigidez, área de ruptura y dislocación que caracterizan la falla.

La propagación del tsunami, desde la zona de generación hasta la costa, se simula con el método de Goto y Ogawa (1982), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de la mecánica del oleaje en aguas someras utilizando un algoritmo en diferencias finitas (Leap frog scheme).

La inundación en zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil de Iwasaki y Mano (1979).

El modelo permite la determinación de las alturas y velocidades alcanzadas por las ondas de tsunami en la costa mediante diagramas bidimensionales y mareogramas sintéticos en los puntos estratégicos. Fue desarrollado en Fortran y compilado con el software Microsoft Fortran Power Station 4.0.

Modelo Matemático



TUNAMI-N utiliza la teoría lineal de onda larga sin fricción de fondo en profundidades donde los efectos de aceleración convectiva y fricción de fondo son poco significativos en comparación con las fuerzas gravitacionales que gobiernan el fenómeno (mallas A, B y C). Ello permite un ahorro considerable de tiempo y memoria computacional, sin incurrir en una desviación significativa en la predicción del fenómeno. El sistema de ecuaciones es el siguiente:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

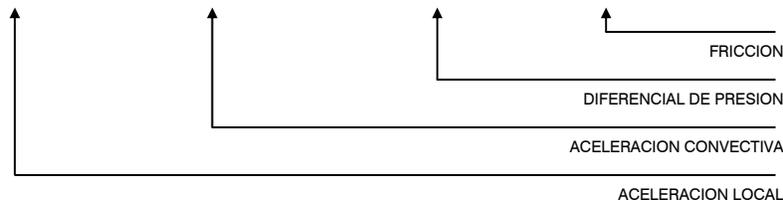
- x, y, t: Coordenadas geográficas y tiempo
- M, N: Flujos de descarga en x e y, respectivamente
- η : Desplazamiento vertical, referido al nivel medio del mar
- g: Aceleración de gravedad
- D: Profundidad total

En profundidades menores (malla D) se utiliza la teoría no lineal de aguas someras con fricción cuadrática y advección de momentum, que corresponde a una integración en la vertical de las ecuaciones de Navier Stokes, modificadas considerando que la resistencia del fondo marino se evalúa mediante el coeficiente de resistencia de Manning. El sistema de ecuaciones es el siguiente:

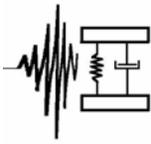
$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$



- x, y, t: Coordenadas geográficas y tiempo
- M, N: Flujos de descarga en x e y, respectivamente



η :	Desplazamiento vertical, referido al nivel medio del mar
n :	Coefficiente de resistencia de Manning
g :	Aceleración de gravedad
D :	Profundidad total

Dentro de las limitaciones del modelo, cabe destacar lo siguiente:

Los efectos de Coriolis, de dispersión angular y diferenciales de presión atmosférica no se incluyen en la simulación debido a que corresponden a fenómenos a gran escala y sus consecuencias son poco significativas en un evento de campo cercano.

El efecto de la fricción generada por el viento sobre la superficie oceánica, tensión superficial y evaporación son descartados del modelo numérico debido a que son efectos superficiales de poca relevancia.

El fondo marino se considera impermeable y fijo, es decir, no se incorporan los efectos de erosión, socavación o sedimentación.

Los efectos de viscosidad y turbulencia son considerados implícitamente en el término de fricción de fondo.

La superficie de aguas quietas se considera igual al nivel medio del mar (NMM) y se mantiene constante durante el período de simulación. La variación de la marea, los efectos del oleaje y otros fenómenos no son incorporados de manera explícita en el modelo.

Modelo Numérico

La técnica de diferencias finitas utilizada (leap-frog scheme) se implementa sobre un dominio de integración constituido por mallas desfasadas; una para el cálculo de la desnivelación instantánea, η , y la segunda para los flujos de descarga, M y N . Para derivar las expresiones utilizadas en la discretización de los sistemas de ecuaciones presentados en el punto anterior a), se recurre a las técnicas del análisis numérico. El esquema de la modelación, al igual que el esquema de implementación de las condiciones iniciales son descritos en IUGG/IOC (1997) y Winckler, P. (2002).

Perturbación Inicial sobre la Superficie del Mar.

El desplazamiento vertical del fondo marino generado por el terremoto determina la deformación inicial de la superficie inmediatamente después del inicio de la simulación. La forma inicial del tsunami se determina usando el modelo de Mansinha y Smylie (1971), suponiendo una deformación instantánea de la superficie del océano igual a la deformación del lecho marino.

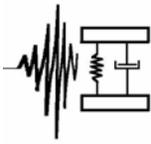


TABLA 1: Parámetros de entrada del método de Mansinha y Smylie.

PARÁMETRO	PARÁMETRO	DEFINICIÓN
UBICACION	Lat° S – Long° W	Coordenadas del extremo SW de la zona de ruptura.
LONGITUD (L)	en Kilómetros	Longitud del eje mayor de la pseudo-elipse de falla.
ANCHO (W)	en Kilómetros	Longitud del eje menor de la pseudo-elipse de falla.
DISLOCACIÓN (u)	En metros	Magnitud del desplazamiento relativo entre placas.
PROFUNDIDAD (H)	en Kilómetros	Distancia entre la superficie terrestre y el origen de la falla.
RUMBO (θ)	en (°)	Dirección de la falla respecto al Norte, en sentido horario.
ANGULO DE DESLIZAMIENTO (λ)	en (°)	Dirección del desplazamiento relativo de placas, medido sobre el plano de falla a partir de la línea de rumbo.
MANTEO (δ)	en (°)	Inclinación de la falla respecto del plano horizontal.

El campo de desplazamientos generado por una dislocación del fondo marino propuesto por Mansinha y Smylie se deriva a partir de aplicación de la Fórmula de Volterra (Steketee, 1958), para una falla tipo dip-slip y una zona de ruptura rectangular definida por su longitud L , ancho W y manteo δ . La expresión para el desplazamiento en la dirección i se calcula según la ecuación:

$$u_i^j = \frac{1}{F} \mu U_2 \Delta \Sigma \left[- \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} \right) \text{sen} 2\delta \right]$$

u_i^j : i -ésima componente del desplazamiento en (x_1, x_2, x_3) generada por una fuerza unitaria en (ξ_1, ξ_2, ξ_3) actuando en la dirección j

μ : Constante de Lamé

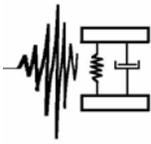
U : Desplazamiento entre placas

δ : Manteo

ξ : Coordenada definida a lo largo del gradiente de la zona de ruptura

ξ_1 : Coordenada paralela al eje mayor de la zona de ruptura

El método permite calcular el desplazamiento instantáneo de la corteza terrestre sin considerar la dependencia del tiempo. La zona de ruptura se caracteriza por un sector de desplazamiento positivo, de forma pseudo elipsoidal ubicado inmediatamente sobre el eje mayor de la zona de ruptura, y un desplazamiento negativo de menor magnitud, ubicado al Este del anterior. Cuando parte de la deformación inicial del terreno se localiza sobre el continente, se asume como una deformación en la superficie de la tierra, la que es modelada en las mallas de 81", 27", 9" y 3", respectivamente; de esta



manera se traspa la deformación y se garantiza una continuidad de la misma en cada uno de los dominios.

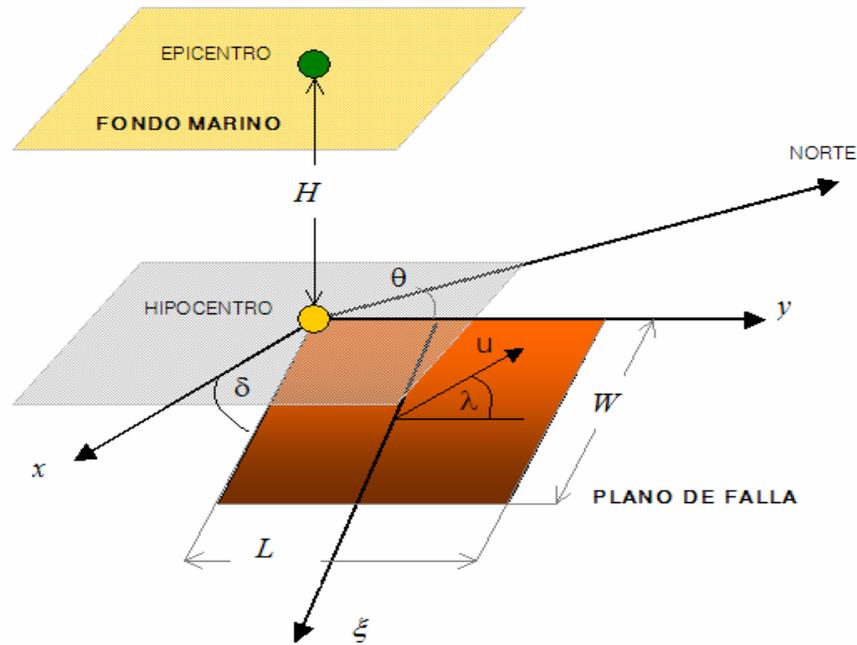


Figura 1: Parámetros de entrada del método de Mansinha y Smylie.

Selección de Mallas de Simulación

A objeto de simular la propagación del tsunami desde la zona de ruptura hasta la región de interés, se elaboraron 4 mallas anidadas (A, B, C y D) con una resolución espacial 81", 27", 9", y 3", respectivamente. Estas mallas cubren satisfactoriamente la región oceánica y costera de manera que la propagación del tsunami se realiza sin pérdida de estabilidad del algoritmo.

El procedimiento de cálculo comienza en la malla exterior (malla A). En ella se utiliza la condición inicial dada por el modelo de Mansinha y Smylie y las condiciones de borde para evaluar la desnivelación instantánea de la superficie y velocidades en todos los nodos de la malla. Luego se utilizan estos datos como condición de borde en la malla inmediatamente interior, mediante una interpolación lineal entre nodos colindantes (IUGG/IOC, 1997).

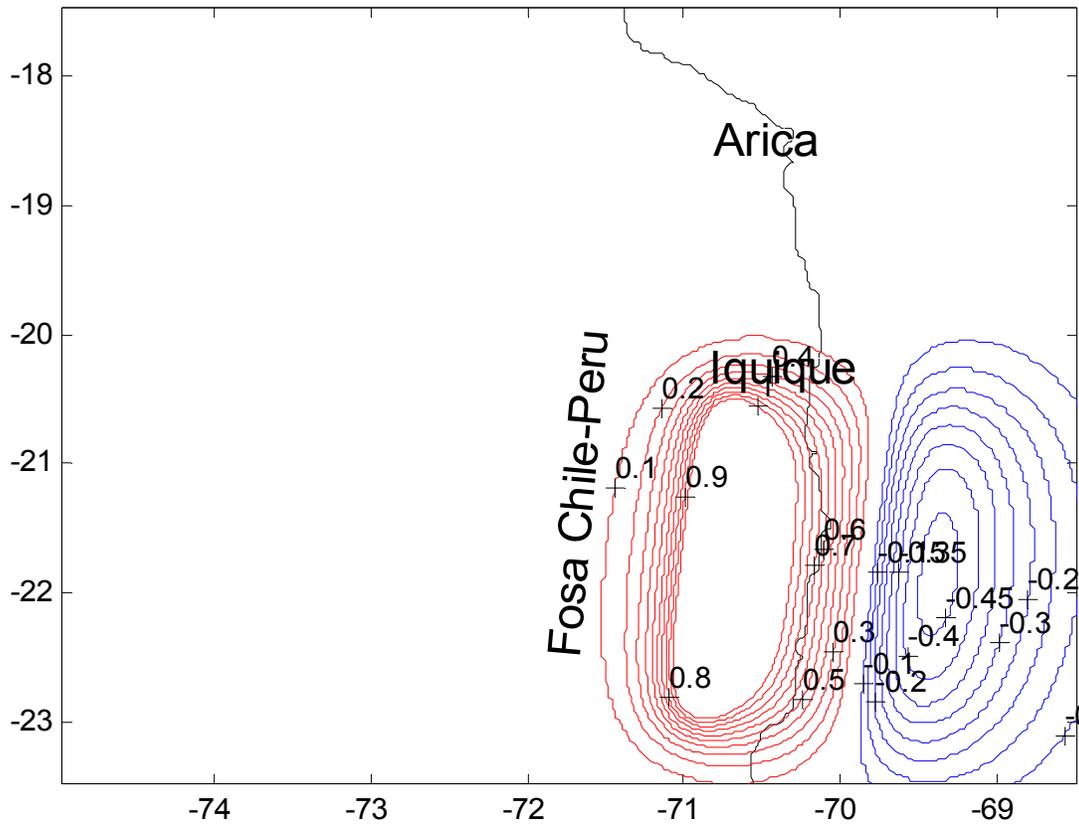
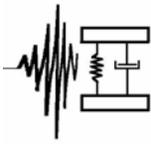


Figura 2: Ejemplo deformación inicial para un sismo de diseño (Método de Mansinha y Smylie). Unidades en metros.

Los límites de las mallas se definen considerando los siguientes criterios:

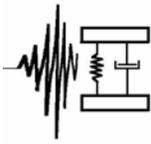
Shuto (1991) sugiere que para una caracterización adecuada del perfil de la onda de tsunami se requieren al menos 20 nodos en el océano abierto y 50 en la costa, lo que se cumple holgadamente mediante la elección de los intervalos espaciales adoptados en cada malla (81", 27", 9", y 3"), dada la gran longitud de onda del tsunami. Para garantizar la estabilidad numérica del algoritmo, se adopta un incremento temporal de 1s.

El cómputo en las mallas A, B y C asume reflexión perfecta en la línea de costa, por lo que los resultados en éstas son confiables únicamente a considerables distancias de la misma, donde los efectos topográficos de pequeña escala y de run-up no son importantes. En la malla D, en cambio, se utiliza la condición de borde de Iwasaki y Mano, por lo que los resultados incorporan el efecto de inundación.

Cálculo de nodos utilizados en la simulación numérica del tsunami de 1922 en bahía Salado.

NODOS_CD TSUNAMI 1922 B. SALADO

Malla interior (D) (Long1, Lat1); (Long2, Lat2)
(-255780, -99900); (-255492, -99468)



ID = 97; JD = 145

Malla exterior (C) (Long1, Lat1); (Long2,Lat2)

(-255963, -100083.0); (-255315, -99273)

IC = 73; JC = 91

LCD/ 22 22 53 69/

NODOS_BC TSUNAMI 1922 B. SALADO

Malla interior (C) (Long1, Lat1) ; (Long2,Lat2)

(-255963, -100083); (-255315, -99273)

IC = 73; JC = 91

Malla exterior (B) (Long1, Lat1) ; (Long2,Lat2)

(-256161, -100281.0); (-255108, -99066)

IB = 40; JB = 46

LBC/ 9 9 32 38/

NODOS_AB TSUNAMI 1922 B. SALADO

Malla interior (B) (Long1, Lat1) ; (Long2,Lat2)

(-256161, -100281); (-255108, -99066)

IB = 40; JB = 46

Malla exterior (A) (Long1, Lat1) ; (Long2,Lat2)

(-261048, -104844.0); (-251814, -90021)

IA = 115; JA = 184

LAB/ 62 58 74 72/

ANTECEDENTES GENERALES

2.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS, SISMOTECTÓNICAS Y BATIMÉTRICAS DEL LITORAL DE LA III REGIÓN.

El reconocimiento de una probable zona de inundación en el sector litoral de bahía Salado, localizada entre los puertos de Caldera y Huasco, supone definir las características geomorfológicas y topobatrímétricas a escala regional y local del área de interés, la que se muestra en la figura 3.

En general, los grandes terremotos de subducción generan cambios topográficos significativos. Frente a la costa de Chile, estos tienen un patrón similar. Una zona entre la fosa y 100 Km al este, en que se producen sollevamientos y una zona interior entre 100 y 220 km en que se produce subsidencia. El contacto entre placas es rugoso, produciéndose un acoplamiento entre ellas y acumulación de energía en el período intersísmico.

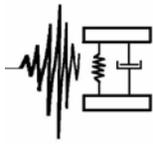


Figura 3: Área de interés del proyecto

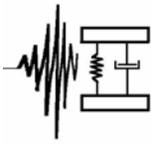
El arrastre hacia el este de la placa Sudamericana, genera su deformación en el borde occidental hasta unos 220 Km de la fosa, formándose un pliegue anticlinal intersísmico. Durante el período cosísmico, la energía acumulada es liberada en el terremoto en que se produce la extensión al oeste del anticlinal intersísmico. El limbo occidental asciende, explicando los sollevamientos cercanos a la fosa y como consecuencia de ello la generación de tsunamis asociados a un mecanismo inverso, en que la ruptura tiene un rumbo paralelo a la fosa, es decir N10°E y un manteo o buzamiento entre 15° y 20° E.

Los epicentros de estos sismos tsunamigénicos se localizan a unos 100 km de la fosa en el litoral y a una profundidad focal de hasta 20 km, aproximadamente.

En el caso del limbo oriental, este desciende, explicando así las subsidencias en el borde costero. Durante el período intersísmico, se observa un desplazamiento al NE en dirección de la convergencia de placas entre el litoral y 220 km al este de la fosa, siendo mayor en el litoral.

El proceso de acumulación y liberación cíclica de energía, conforma el denominado ciclo sísmico, formado por las etapas intersísmico, presísmico, cosísmico y post sísmico.

En relación con la batimetría de la costa del litoral del norte chico de Chile, (ver Figura



4), se pueden apreciar áreas muy profundas con rangos entre los 6000 – 7000 m. Esto indica que frente a las costas de la III^a Región, a una distancia aproximada de 120 km, se localiza una fosa abisal.

Adyacente al borde costero y en dirección oeste se observa una franja de color azul donde se destacan profundidades que van entre los 0 – 1000 m, las que corresponden a zonas de baja profundidad.

2.3 CARACTERÍSTICAS DEL RELIEVE TOPOGRÁFICO Y BATIMÉTRICO DEL ÁREA CIRCUNDANTE A PUNTA CACHOS - SECTOR SUR BAHÍA SALADO.

Bahía Salado es una extensa bahía que se forma entre punta Salado y punta Cachos a 7,5 millas al SW. La topografía de las tierras que conforman la bahía son bajas, pero su altura se incrementa gradualmente hacia el interior formando una cadena de cerros arenosos, que corre inicialmente al NE y gira después hacia el NW, terminando hacia el occidente en punta Salado. Dentro de su extenso contorno, se forman varias caletas destacando la caleta del Medio cuya ensenada es enteramente abierta al N. En esta caleta se ha definido el límite norte del área que cubre la grilla D (3") utilizada en la simulación numérica del tsunami de 1922.

A 2,5 millas al W de caleta del Medio, en la costa S de bahía Salado, se encuentra la caleta Chascos. Las aguas de esta caleta son todas muy someras con sondas no mayores de 5,5 metros hasta 1 milla mar afuera y la orilla está sembrada por un sinnúmero de rocas, la gran mayoría descubiertas.

Al S de punta Cachos, a 4 millas de distancia y sobre la misma costa, se abre la pequeña caleta Pajonal, una caleta de bajas profundidades. En las proximidades, al sur de esta caleta, se ha definido el límite sur del área que cubre la grilla D (3") utilizada en la simulación numérica del tsunami de 1922. Este límite corresponde a las coordenadas geográficas 71° 3' W; 27° 45' S, expresado en los nodos de inicio en la grilla D mostrada en la figuras 10 y 12, respectivamente.

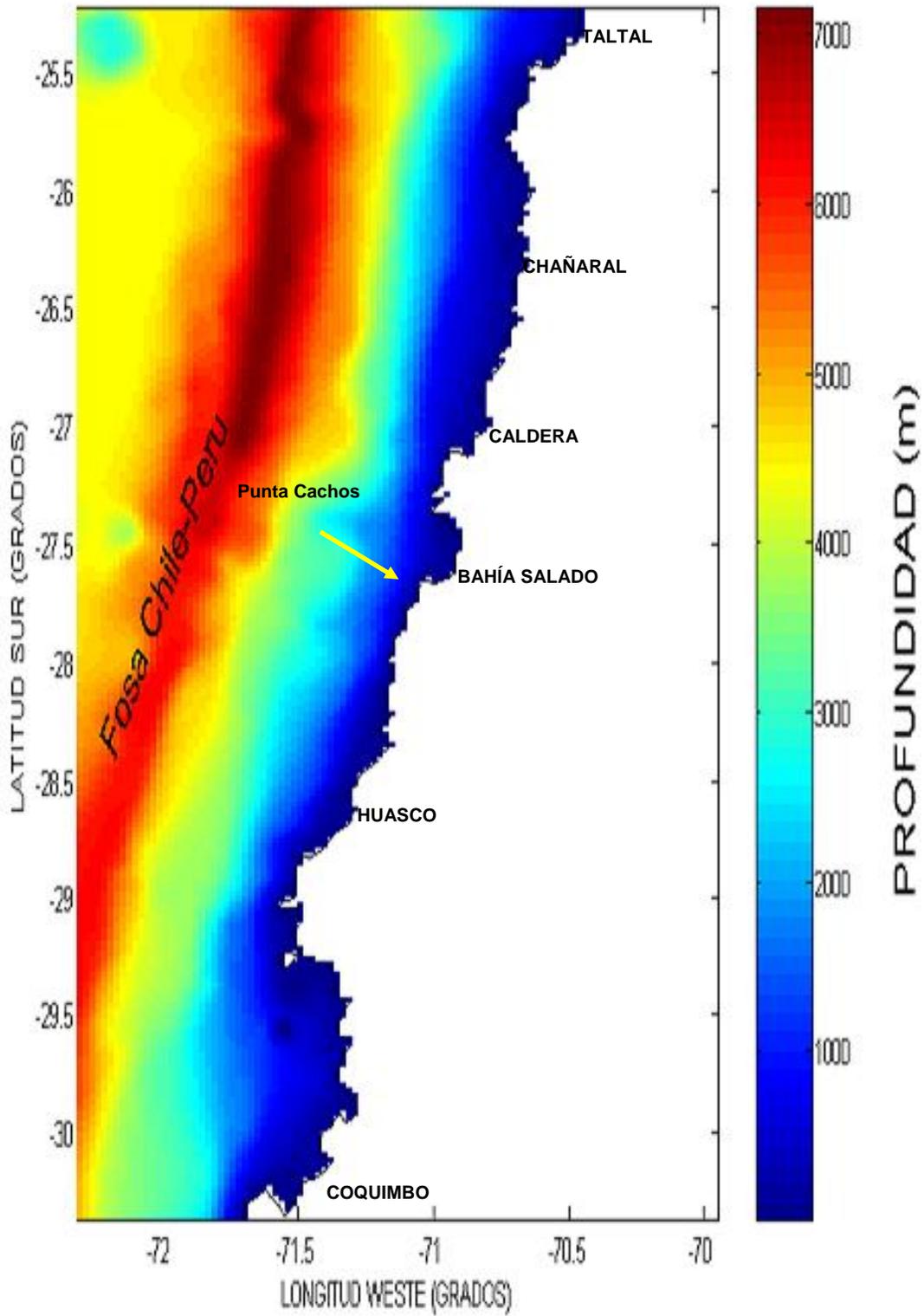
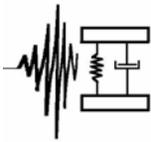
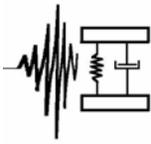


Figura 4: Batimetría de la zona entre Taltal y Coquimbo, empleada en la modelación del tsunami de 1922.



2.4 BATIMETRÍA FRENTE AL ÁREA DEL PROYECTO

El sector de interés para el proyecto se ubica en el costado Este de la Punta Cachos, límite Sur de la Bahía Salado, en terrenos pertenecientes a la Hacienda Castilla y que de acuerdo al Plan Regulador corresponden a zona portuaria y a zona portuaria industrial.

Las coordenadas aproximadas del sector son:

Latitud : 27° 40' S
Longitud : 70° 03' W

De acuerdo a la batimetría exploratoria preliminar desarrollada para el proyecto, los veriles de 20 a 25 m se alcanzan aproximadamente entre 100 a 150 m de la costa y, si bien en el sector existen afloramientos rocosos, estos no interferirán con el área de maniobra y operación de las naves

Cabe mencionar que el factor batimétrico es relevante en la determinación de la intensidad y por ende de la cota máxima que puede alcanzar un tsunami en la costa. Por lo tanto, un mayor o menor grado de irregularidad del relieve submarino, hace variar su poder destructor.

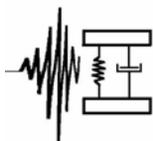
De esta forma, un relieve de gran irregularidad, escalonado, con una serie de desniveles y zonas más elevadas, ejercerá una acción de freno a la energía de un tsunami. Contrariamente, un fondo más regular, de pendiente suave, favorece una transmisión sin pérdida de energía.

Debido a la complejidad de los procesos de interacción topográfica y batimétrica que experimentan las ondas de tsunami en su propagación hacia la costa, la evaluación del riesgo debe realizarse en forma integral, conociendo en detalle la distribución de sondas en el área de interés.

En particular, para complementar los datos batimétricos para el área de interés (Grilla D de 3"), se han incorporado bases de datos libres disponibles en la red GEBCO y Zapata. (Zapata G., Ricardo A. 2001)

Para la elaboración de la grilla D de 3" también se utilizó batimetría de prospección de alta resolución obtenida en terreno, proporcionada por el cliente, particularmente para las zonas costeras al este y oeste de Punta Cachos, en las áreas específicas de interés del proyecto. Hacia el sur, se incorporaron sondas frente a caleta Pajonal, obtenidas de cartas náuticas del SHOA.

2.5 TOPOGRAFÍA EN EL ÁREA DEL PROYECTO



El proyecto portuario se ubica en el costado este de la Punta Cachos, que se encuentra abierto al oleaje proveniente de las direcciones N-NNW y protegido naturalmente de los vientos y oleaje proveniente del S, SW y W, y parcialmente del NW.

En tierra, la topografía costera es muy irregular y marcada por la presencia de masas rocosas meteorizadas en superficie y una costa abrupta sin playa. En sectores altos existen grandes planicies de roca y arena y también masas rocosas de gran altura.

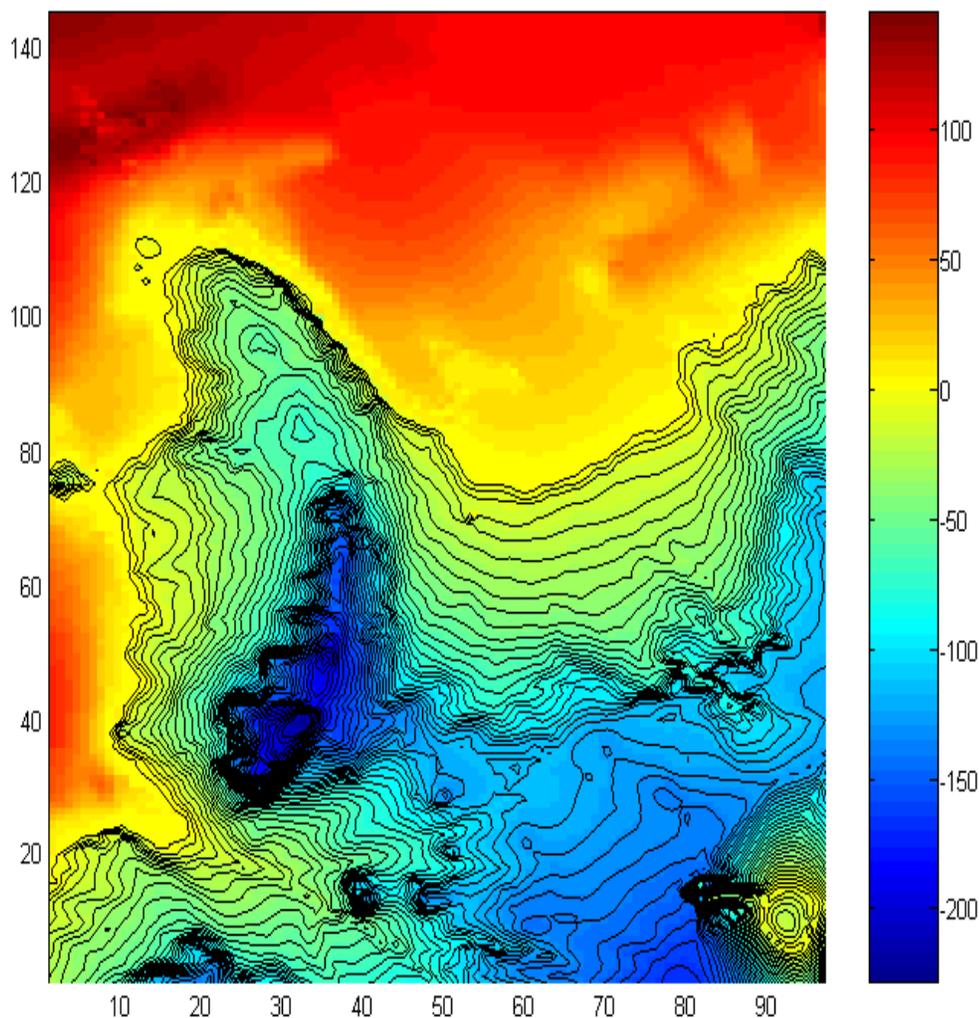
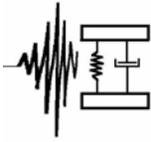


Figura 5: Topo Batimetría de la zona de interés. Grilla topobatimétrica D (3" de resolución), Bahía Salado – Chile. Curvas de nivel cada 5 m

ANTECEDENTES SISMOLÓGICOS TSUNAMIGÉNICOS.

La historia sísmica del norte chico, registra la ocurrencia de dos fuertes sismos tsunamigénicos de características similares, el primero de ellos acontecido el año 1796 y el más reciente, de magnitud $M_s = 8,3$ (Richter), registrado el 11 de noviembre de 1922.



Existen algunos informes históricos confiables que permiten conocer efectos del tsunami de 1922 en la III Región: Bobillier, C., 1926.; Soloviev S. y Ch. Go, 1975.; Lomnitz C., 1970,. En general, estos informes indican que el tsunami de 1922 provocó grandes destrozos en los puertos de Chañaral, Caldera, Huasco y Coquimbo, aunque no hay datos específicos de lo ocurrido en el área de bahía Salado. Sobre lo ocurrido en Chañaral, no hubo destrucción producto del terremoto y el tsunami se presentó aproximadamente una hora después del terremoto; se registraron tres trenes de onda y alturas máximas que alcanzaron alrededor de 9 metros. Sobre los efectos del tsunami, se informa la destrucción de 14 casas y el hundimiento de todas las embarcaciones menores que se encontraban fondeadas en la bahía.

Según relatos del Gobernador Marítimo de Caldera de la época, en este puerto el flujo mayor del tsunami originó la inundación de los edificios de la aduana, de la estación y la maestranza de ferrocarriles, entre los principales. En la estación del ferrocarril el agua subió 2,40 metros sobre el piso (5,50 metros sobre el nivel del mar), provocando que muchos carros del ferrocarril se desprendieran y navegaran un buen trecho. Durante el flujo de resaca quedó al descubierto gran parte del casco del “Blanco Encalada”, buque hundido en la bahía a 25 metros de profundidad, y muchas embarcaciones menores fueron arrastradas para luego hundirse.

En Coquimbo, el tsunami se presentó aproximadamente 2 horas después del terremoto; se registraron tres trenes de onda, de los cuales el tercero fue el más destructivo, mientras que las alturas máximas registradas fueron de alrededor de 6 metros.

En algunas partes el mar ingresó hasta cuatro cuadras inundando la población obrera “Victoria”, barrio compuesto de unas 200 casas de material ligero, que fueron arrastradas por las aguas. El maremoto destruyó las bodegas y oficinas del ferrocarril, parte del malecón y muelle de pasajeros. A causa de la inundación y destrucción de la población “Victoria”, hubo 24 muertos y algunos heridos.

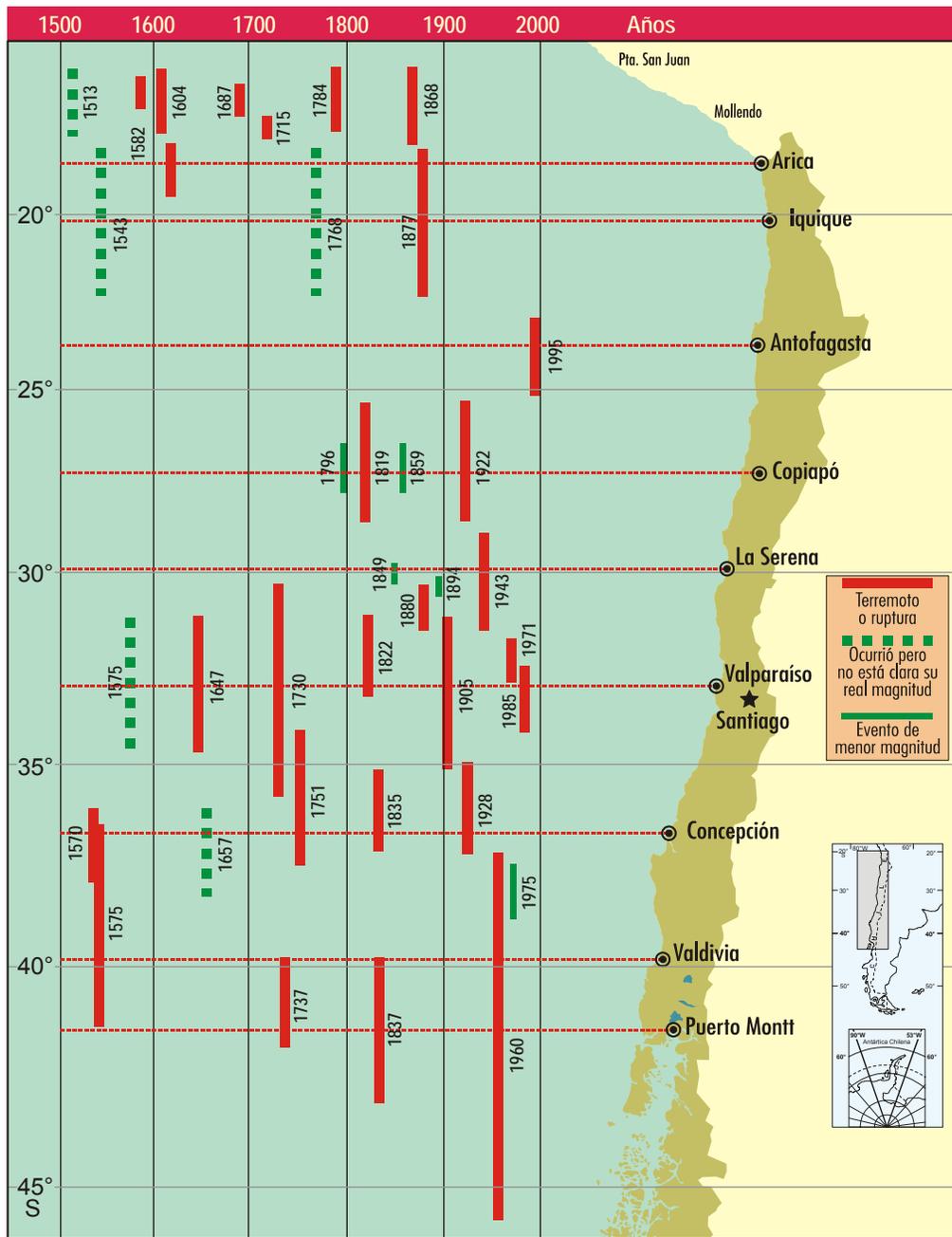
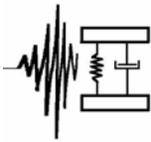
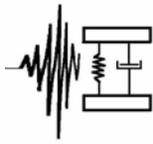


Figura 6: Historia sísmica territorio nacional, desde el año 1500. Ms > 7,0 (Richter). Fuente: Adaptado de El Mercurio de Valparaíso.

Se han consultado los siguientes estudios sismológicos: Campos, J. y Comte, D., 1989; Comte, D., Eisenberg, A. y Pardo, M., 1988 y 1989; Kausel, E., 1986; y Barrientos, S., 1989. De acuerdo a estos antecedentes, para la región del norte chico el evento sísmico con mayor probabilidad de recurrencia corresponde a un escenario como el acontecido en 1922. Los parámetros sísmicos se han obtenido en base a la información contenida en el Informe del Trabajo de Campo del Proyecto FONDECYT N° 1981145



“Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sismológicas Terrestres y Submarinas”, realizado por la Universidad de Chile, el *Institut du Physique du Globe de Strasbourg*, Francia y el *Institut du Recherche pour le Developpement* (IRD - Francia), con el apoyo del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y la Armada de Chile.

Estos datos han sido utilizados para la modelación del área de ruptura, a partir de la estimación del Momento Sísmico (M_0) asociado.

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \Delta u$$

donde μ es la rigidez media de la corteza, S es el área de la zona de ruptura, producto del largo L por el ancho W y Δu es el desplazamiento medio del sismo de diseño.

M_0 ha sido estimado tomando en cuenta las siguientes consideraciones:

Terremoto de 1922

Magnitud del sismo de diseño: $M_s = 8,3$

Rigidez media de la corteza: $\mu = 6 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$

Determinación del Momento Sísmico del sismo de diseño: (Nota: se asume que en este rango de magnitudes, la magnitud M_w es equivalente a la M_s).

$$M_w = M_s \quad M_w = 8.3$$

$$M_0 = 10^{(3/2 \cdot M_w) + 16.1} \text{ dinas/cm}$$

$$M_0 = 1,35 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$$

$$\text{elipse} = 2,9 \quad W := (S / \text{elipse})^{1/2} \quad W \approx 130 \text{ km}$$

$$L = \text{elipse} \cdot W \quad L \approx 380 \text{ km}$$

$$\text{Definición del desplazamiento medio del sismo de diseño: } \Delta u = (M_0 / \mu S) = 4,55 \text{ m}$$

Determinación del área de ruptura del sismo de diseño:

$$S = M_0 / \mu \cdot \Delta u = S = 380 \times 130 \text{ Km}^2$$

Comprobación de los cálculos:

$$S = L \cdot W \quad S = 49400 \text{ km}^2$$

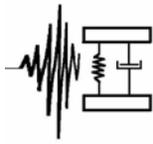
$$M_0 = \mu \cdot S \cdot \Delta u \quad M_0 = 1,35 \times 10^{22} \text{ N} \cdot \text{m}$$

$$M_w = 2/3 [\log (M_0) - 16,1] = M_w = 8,30$$

Definición del mecanismo focal del sismo de diseño:

Strike (Rumbo): $\theta = 9 \cdot \text{deg}$ (Rumbo de la Fosa a la latitud de Caldera)

Dip (Manteo): $\delta = 20 \cdot \text{deg}$ (Manteo o buzamiento de la placa de Nazca a la latitud de Caldera)



Rake (Deslizamiento): $\lambda = -90 \cdot \text{deg}$ (Fallamiento de tipo Inverso sin componente de rumbo)

Profundidad focal del sismo de diseño:

H = 10·km (Profundidad focal estimada para el terremoto de 1922).

Este análisis determina los siguientes parámetros para el evento de 1922:

UBICACIÓN 28.8 Lat. S; 71.9 Long. W (coordenadas app. de inicio zona de ruptura)
LONGITUD (L) 380 [km]
ANCHO (W) 130 [km]
DISLOCACIÓN (u) 4,55 [m]
PROFUNDIDAD (H) 10 [km]
RUMBO (θ) 9°
ANGULO DE
DESLIZAMIENTO (λ) -90°
MANTEO (δ) 20°

Tabla 2: Parámetros de falla del terremoto de 1922

PARÁMETROS	TSUNAMI 1922
Extremo Sur (Origen)	28,8° Lat. S – 71,9° Long. W
Dislocación	4,6 metros
Largo	380 Kilómetros
Ancho	130 Kilómetros
Rumbo	9°
Buzamiento	20°
Profundidad	10 Kilómetros
Angulo de Desplazamiento	90°

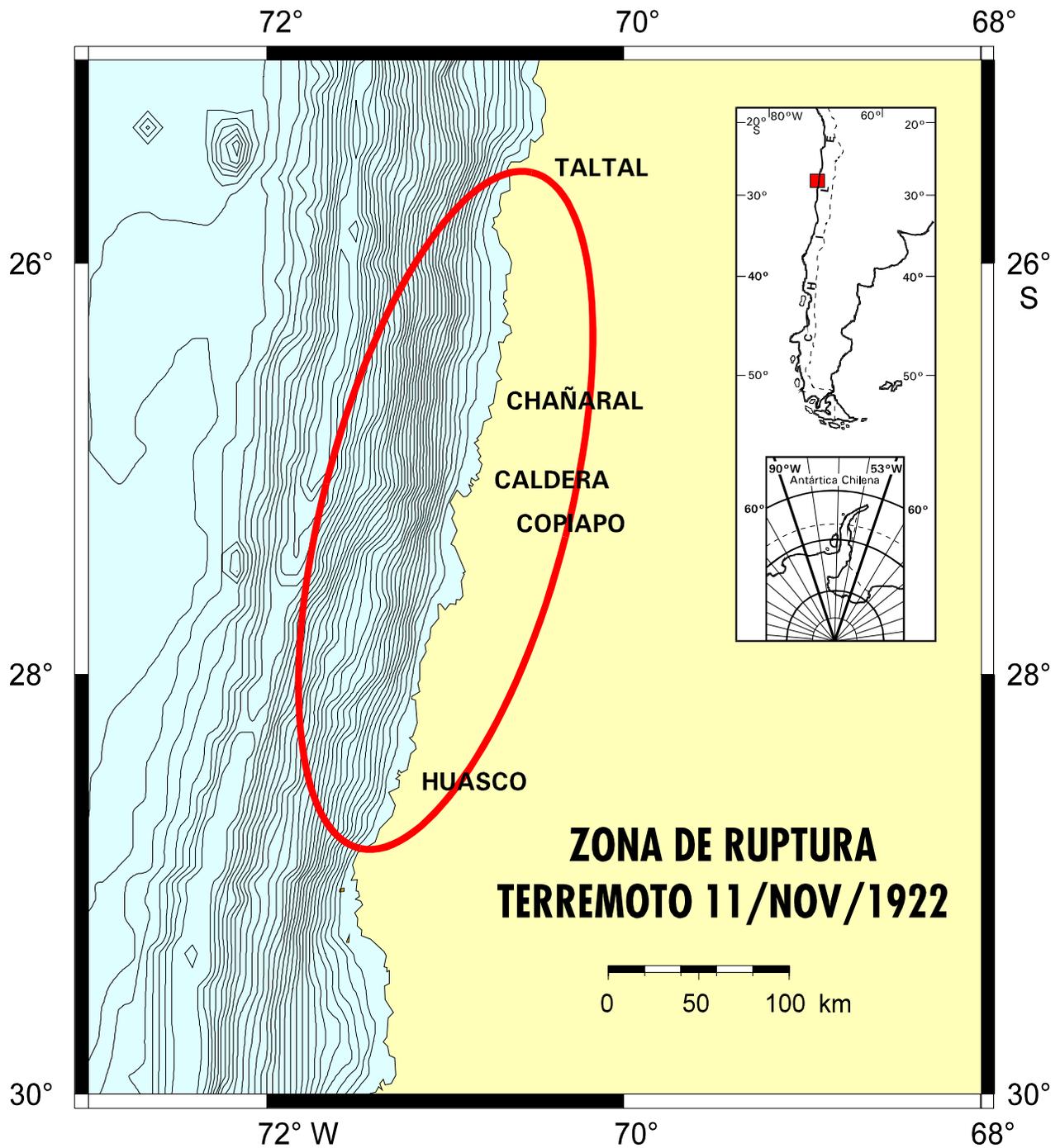
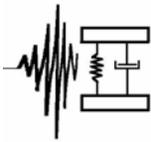


Figura 7: Zona de Ruptura – Terremoto de Atacama, noviembre 1922.
Fuente: Comte, D. y T. Monfret. 1999.

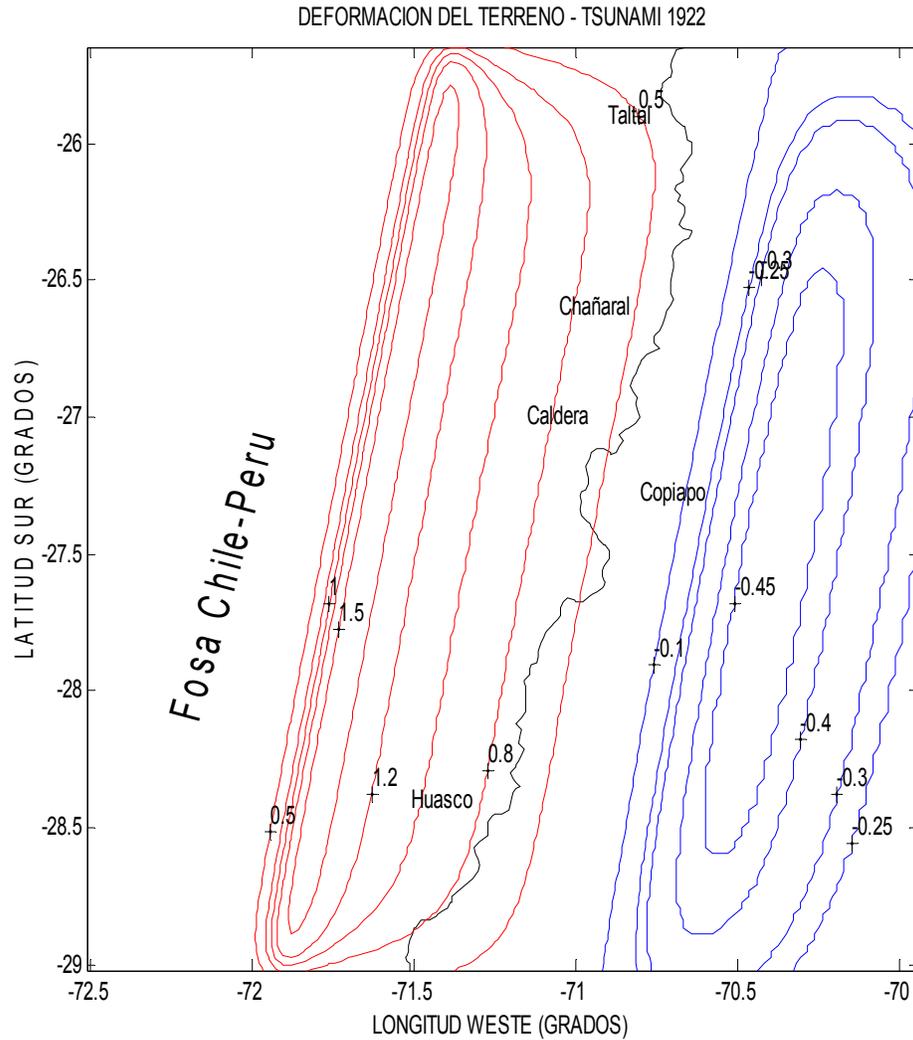
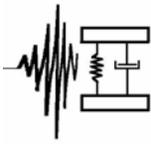


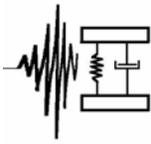
Figura 8: Modelación Zona de Ruptura. Unidades en metros.

3. RESULTADOS Y DISCUSIONES

3.1 SIMULACIÓN NUMÉRICA TSUNAMI 1922

Resultados simulación numérica Tsunami 1922 - Puerto de Caldera CITSU SHOA TSU-3110 y Puerto Huasco CITSU SHOA TSU-3210

En la simulación numérica del Tsunami de 1922 en los puertos de Caldera y Huasco, el SHOA utilizó datos topográficos en formato digital extraídos de restituciones altimétricas con curvas de nivel cada 5 metros, y datos batimétricos en formato digital de las regiones costeras, cartas náuticas SHOA N° 3110, N° 3210, N° 4100 y N° 4111, y para la región oceánica la base global digital de relieve terrestre ETOPO-5 (NOAA, 1988) con resolución espacial de 5' x 5'.



A partir de los resultados de las simulaciones, el SHOA elaboraron los mapas de inundación por tsunami TSU-3110 y TSU-3210, respectivamente. Se obtuvieron los siguientes resultados:

Al momento de ocurrir el terremoto, el tsunami registra un leve incremento del nivel del mar del orden de 1 metro dentro de la bahía de Huasco. En Caldera, el tsunami se manifiesta al interior de la bahía con un leve incremento instantáneo de 0,32 metros sobre el nivel medio del mar.

Al interior de la bahía de Huasco se presentan cuatro trenes de onda; el primero impacta el borde costero entre 10 y 15 minutos después de ocurrido el sismo, registrándose alturas máximas que alcanzan entre 3 y 4 metros en el sector norte de la bahía, sector estuario del río Huasco. Un segundo tren, con ondas máximas de 5 metros de altura, se presenta a los 45 minutos y afecta con mayor intensidad el sector central de la bahía, frente al área urbana. A los 80 minutos se registra un tercer tren de ondas con alturas máximas que alcanzan entre 4 y 5 metros sobre el nivel medio del mar, frente al área urbana de Huasco.

Finalmente, a los 135 minutos se registra un cuarto tren de ondas y principal del tsunami, con alturas máximas de 6 metros frente al estuario del río Huasco.

En Caldera se presentan dos trenes de onda significativos: el primero y principal del tsunami, impacta el interior de la bahía 35 minutos después del terremoto, con un run-up máximo de 5,5 metros en el sector sur de la bahía. Una hora después del sismo, un segundo tren de ondas de altura máxima de 3 metros afecta el sector punta Fuerte.

La dirección de incidencia de las corrientes asociadas al arribo del tren de ondas principal del tsunami al puerto de Huasco, indican una concentración de energía de las ondas en el sector norte del área, principalmente frente al borde costero urbano y a la desembocadura del río Huasco.

En Caldera, los vectores corriente asociados al tren principal de ondas, indican una concentración de energía en el sector sur de la bahía, en punta Peligrosa, con velocidades máximas de 4,5 m/s y en punta Padrones 3 – 4 m/s.

En Huasco, la inundación máxima generada por la simulación del tsunami de 1922 muestra que: la zona urbana es afectada por una inundación que supera la curva de nivel de los 7 metros en el sector central, y en la zona norte alcanza la curva topográfica de los 9 metros.

En el caso de Caldera, en toda el área de la bahía, la inundación supera levemente la curva topográfica de 5,5 metros.

Los resultados de ambas simulaciones, están acordes con los niveles de inundación informados para los puertos del norte chico en el Boletín del Servicio Sismológico de Chile - XVI - Año de 1922, Terremoto de Atacama, por Carlos Bobillier (1926).

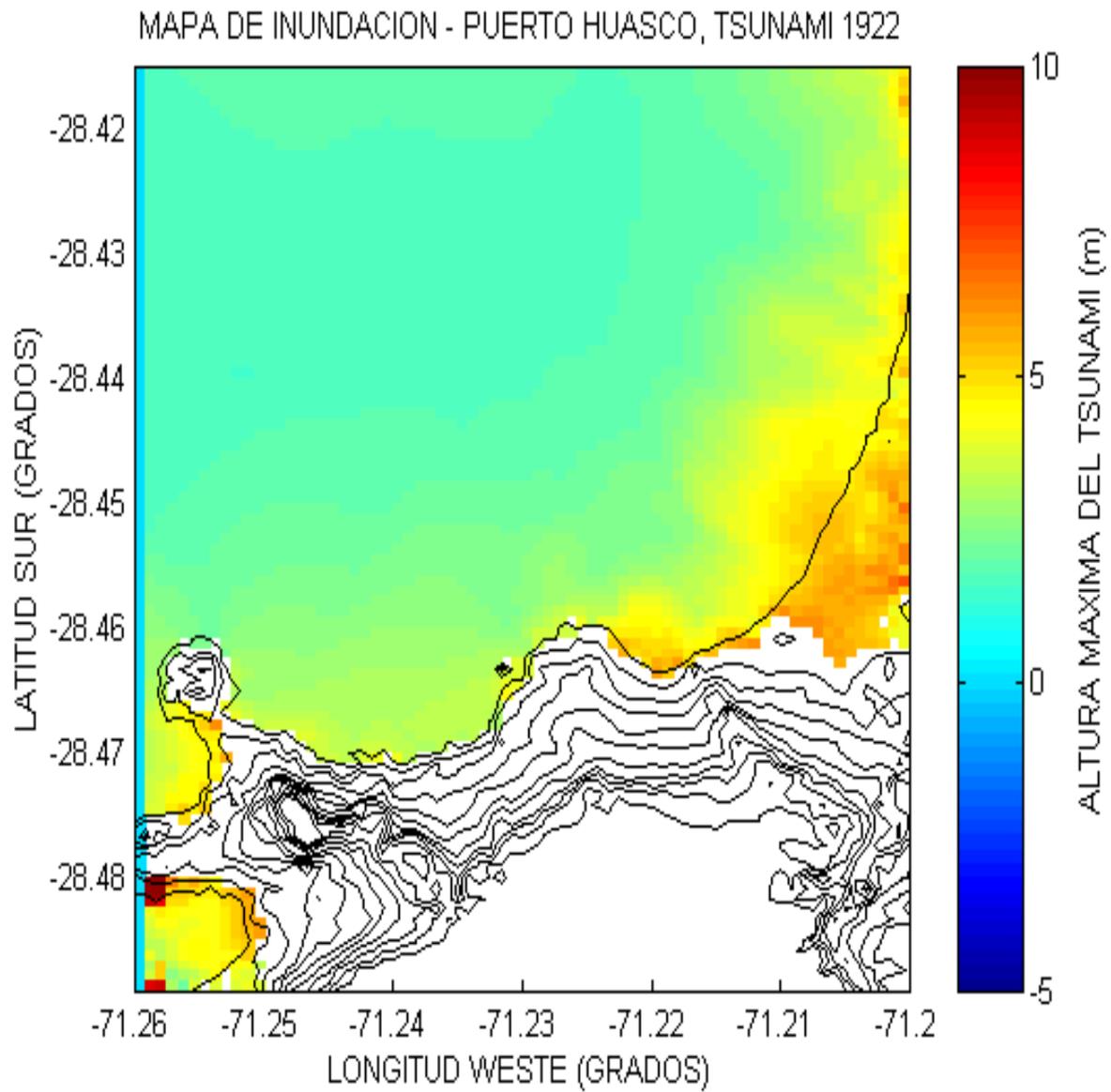
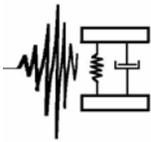


Figura 9: Zona de Inundación por Tsunami, puerto Huasco – Chile. Curvas de nivel cada 5 metros.

Fuente: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (Noviembre 2001)

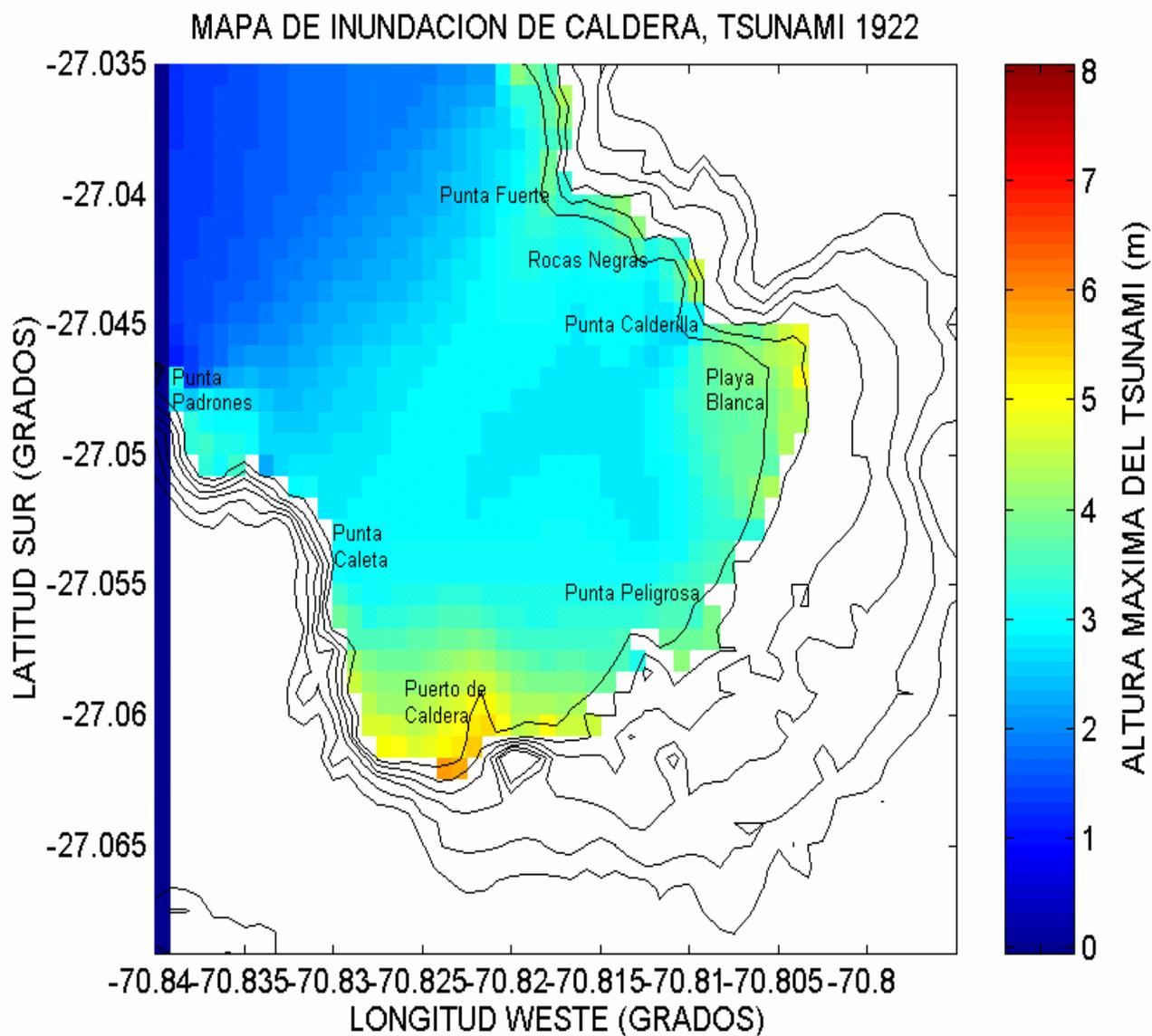
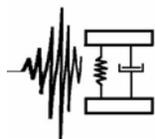
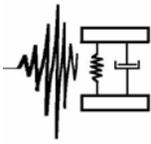


Figura 10: Zona de Inundación por Tsunami, puerto Caldera – Chile. Curvas de nivel cada 5 metros.

Fuente: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (Enero 1999)



3. 2 RESULTADOS SIMULACIÓN NUMÉRICA TSUNAMI 1922 – BAHÍA SALADO

De la multiplicidad de factores, tanto geomorfológicos como antrópicos, ligados a los niveles de riesgo y vulnerabilidad ante la ocurrencia de un sismo tsunamigénico en las costas de la III Región, no hay duda de que existe un factor que es altamente incierto e impredecible, que dice relación con la localización y magnitud de un futuro sismo potencial, hecho que evidentemente será el principal causante de la generación, propagación y arribo de un tsunami al área del proyecto.

Este informe ha pormenorizado los antecedentes respecto de las repercusiones a escala regional y local de este fenómeno; registros, magnitudes, impactos, características morfológicas del fondo marino, costero y continental, no obstante, lo más relevante dice relación con los antecedentes históricos y el análisis del modelamiento numérico del tsunami de 1922 en el área de interés, validados con los antecedentes recopilados para los puertos de Caldera y Huasco.

Los datos utilizados corresponden a los resultados de la aplicación del modelo matemático e hidrodinámico TUNAMI-N, mediante la simulación numérica en grillas topobatimétricas georreferenciadas, tomando en cuenta los parámetros macrosísmicos indicados en la Tabla N° 2. En las simulaciones se han considerado períodos de tres horas, con intervalos de análisis cada 5 minutos.

Los resultados del modelamiento muestran que en Bahía Salado los efectos del tsunami, se presentan aproximadamente 5 minutos después de la ocurrencia del terremoto (ver figuras del Anexo A).

La figura 11, muestra el mapa de inundación del tsunami en el sector de interés, en Punta Cachos.

En el sector destinado para las instalaciones portuarias, en el lado este de Punta Cachos, las ondas del tsunami no tienen un efecto significativo alcanzando, en general, alturas del orden de 3,5 a 4,0 metros. Estas ondas, no acometen en forma frontal a la costa, sino que lo hacen deslizándose a lo largo de la costa, en dirección hacia el interior de la bahía.

Los mayores impactos del tsunami se dejan sentir en la caleta Chascos, en el interior de bahía Salado y en caleta Pajonal, al sur de la zona de interés, en el sector oeste de Punta cachos, donde las alturas máximas de inundación alcanzan los 8 metros, sobre el Nivel medio del Mar.

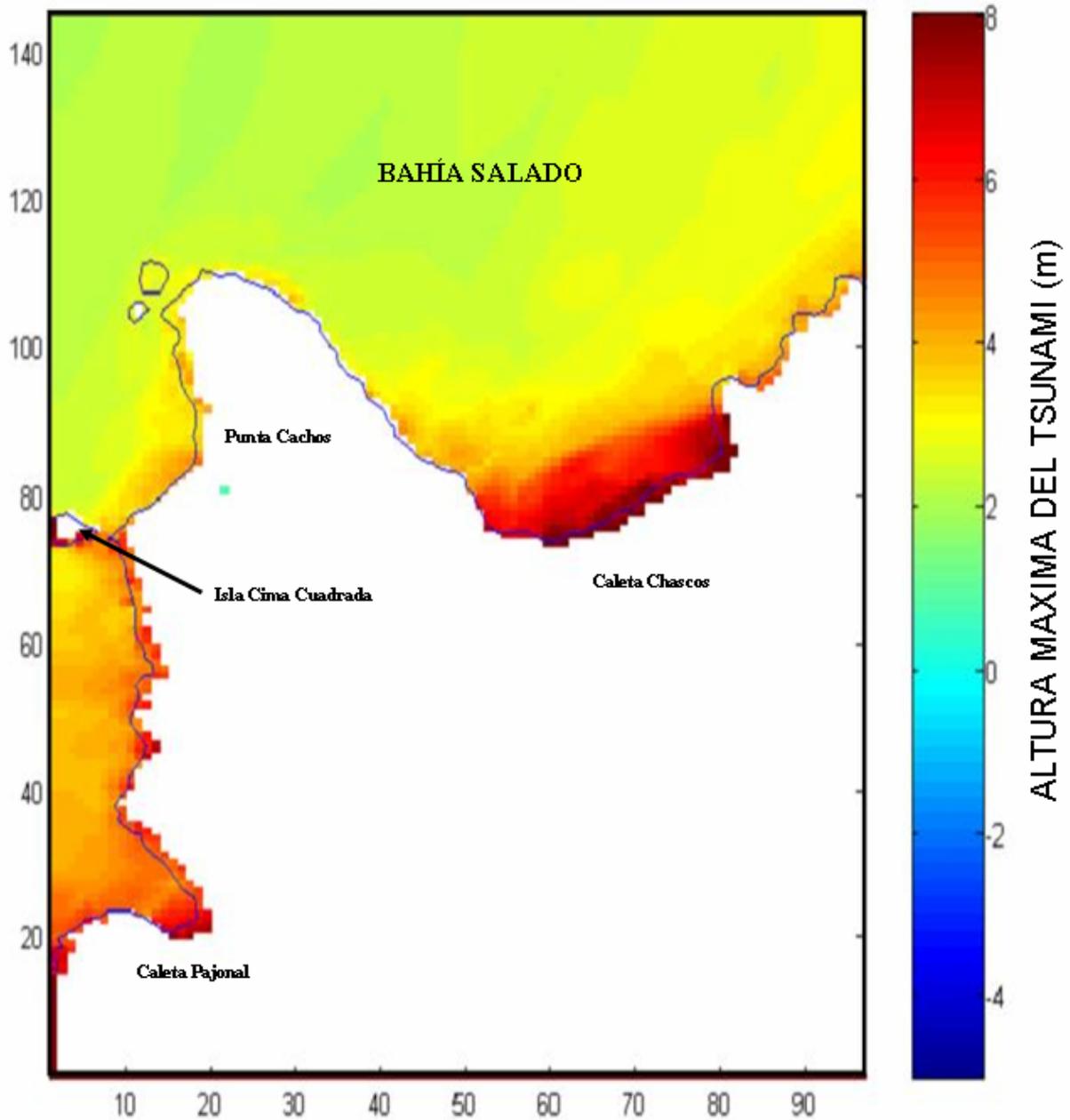
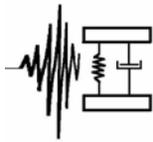
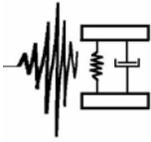


Figura N° 11: Mapa de Inundación máxima en Punta Cachos, Bahía Salado, III Región.
Fuente: Elaboración propia.



4. CONCLUSIONES

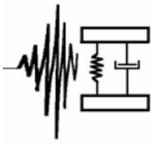
Se ha realizado una estimación de las cotas de inundación para un sismo de referencia de Magnitud Ms 8.3 similar al ocurrido en la región en el año 1922.

Los resultados de la simulación numérica en el área de interés, muestran que el sector oeste de Punta Cachos, recibe el impacto directo de las ondas del tsunami, alcanzando alturas máximas de 6,5 metros, particularmente al sur de la isla Cima Cuadrada. Al norte de dicha isla, las alturas máximas de inundación alcanzan valores entre 4 y 5 metros.

En el sector destinado para las instalaciones portuarias, en el lado este de Punta Cachos, las ondas del tsunami no tienen un efecto significativo alcanzando, en general, alturas del orden de 3,5 a 4,0 metros. Estas ondas, no acometen en forma frontal a la costa, sino que lo hacen deslizándose a lo largo de la costa, en dirección hacia el interior de la bahía.

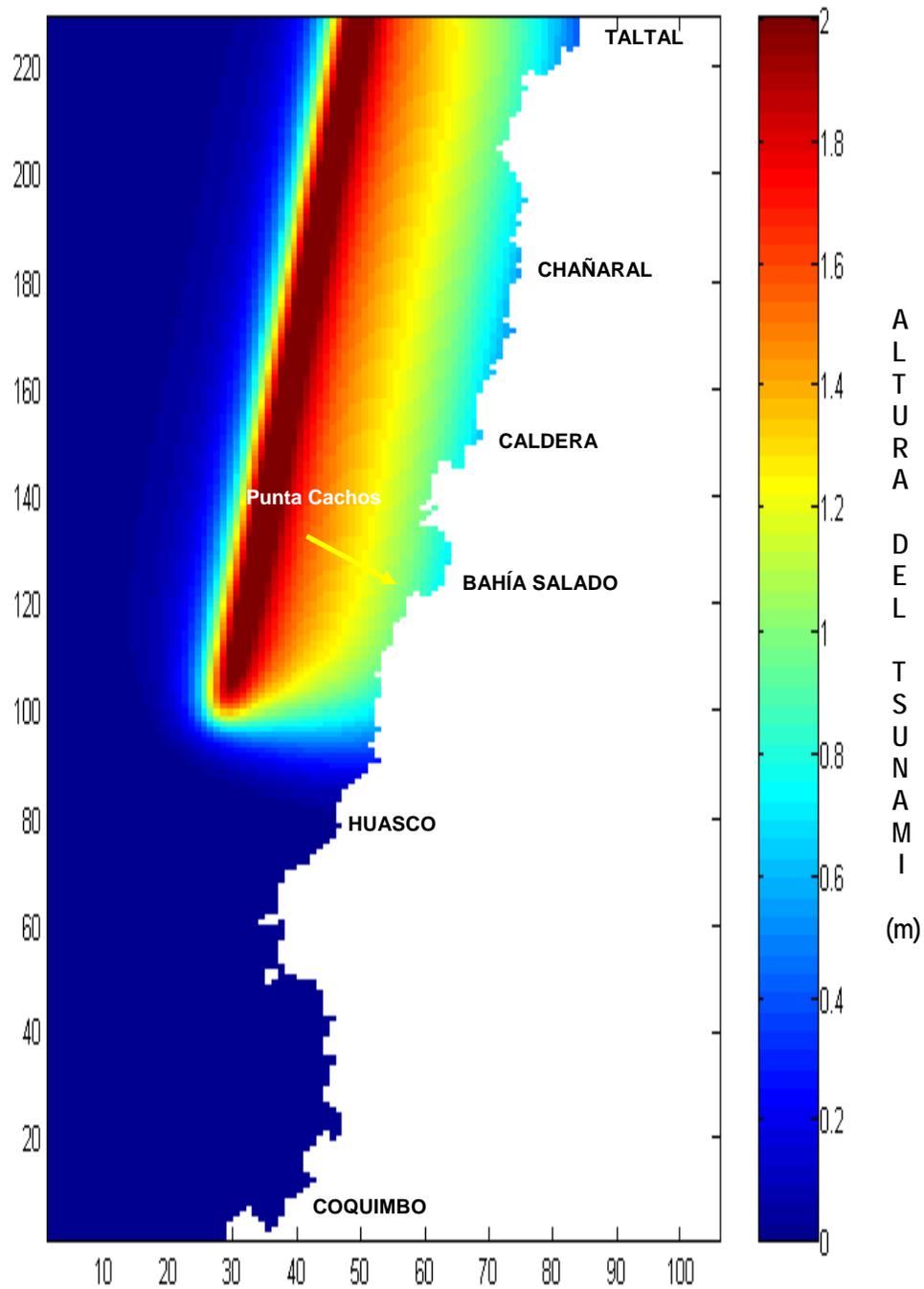
Debe tenerse en cuenta que los datos de alturas de inundación se expresan en valores sobre el Nivel medio del Mar (NMM), el cual, de acuerdo a la información disponible, se encuentra a 0,8 m sobre el Nivel de Reducción de Sondas (NRS).

Para una repetición del tsunami de 1922, el tiempo de arribo de la onda de tsunami a la costa es de aproximadamente 5 minutos, desde la ocurrencia del terremoto.

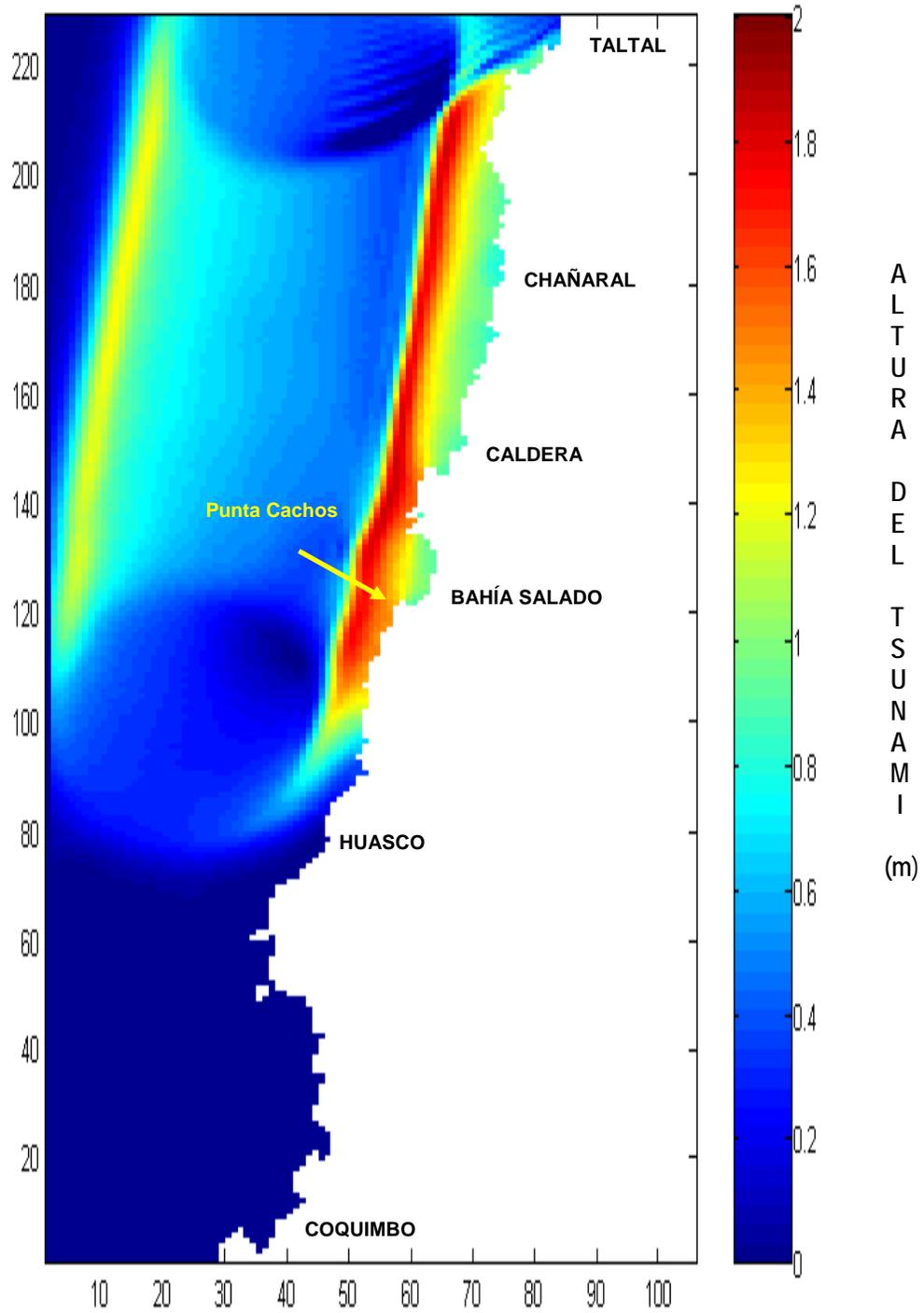
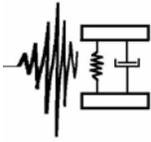


ANEXO "A"

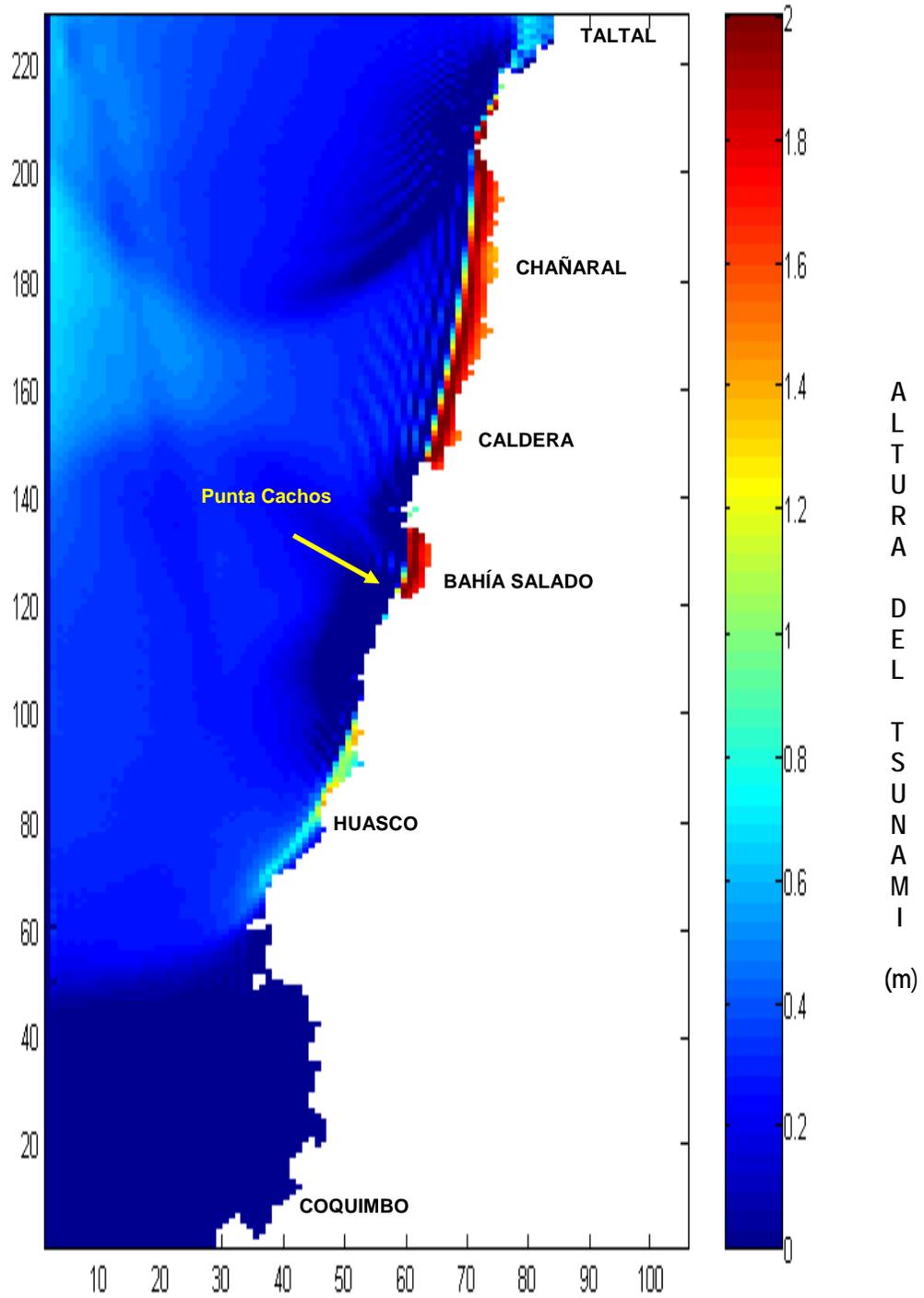
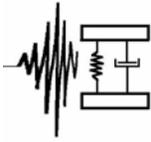
MODELACION NUMERICA TSUNAMI 1922 – GRILLA A



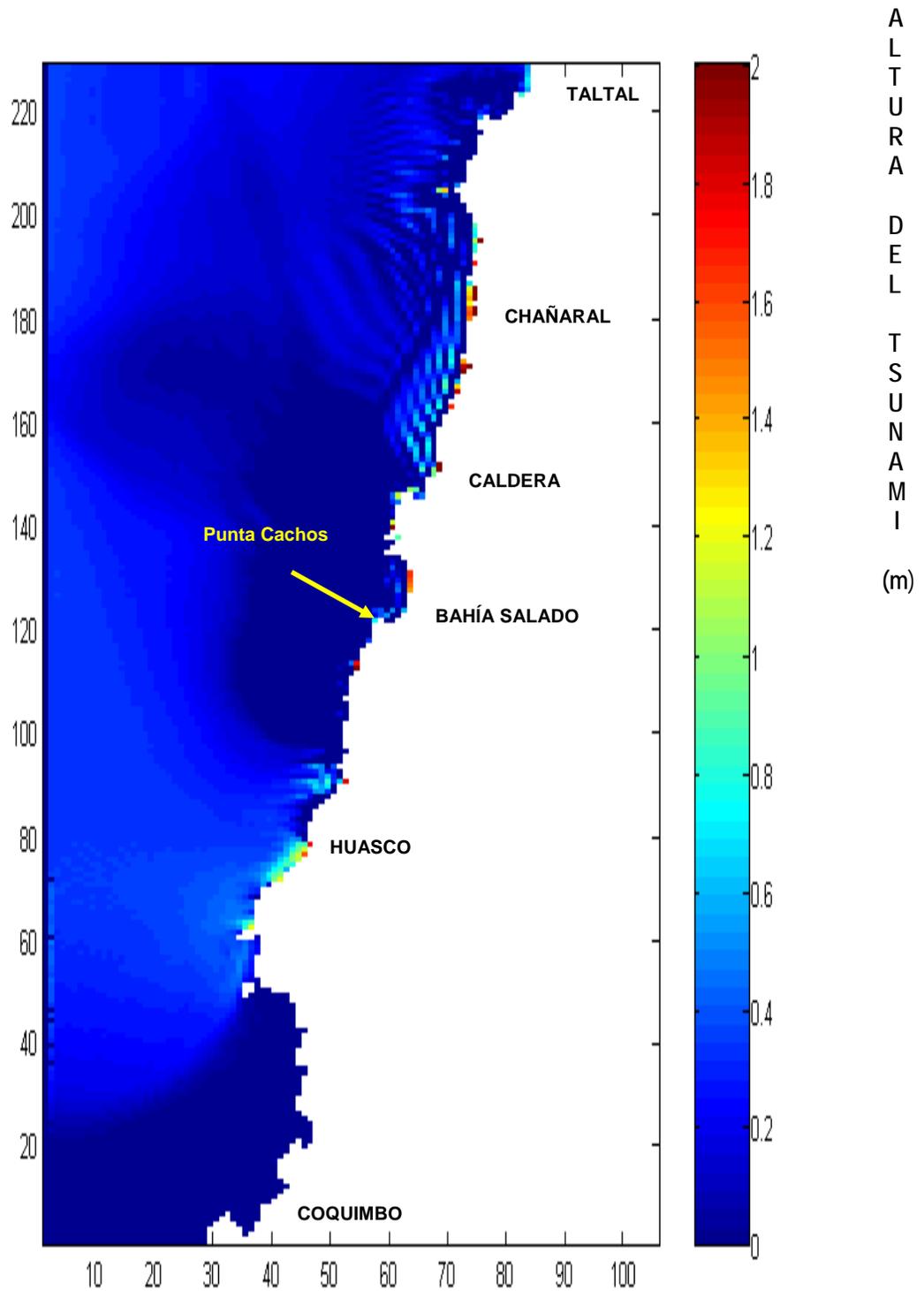
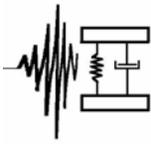
CONDICIÓN INICIAL - T = 0 MINUTOS. (Instante en que ocurre el terremoto)



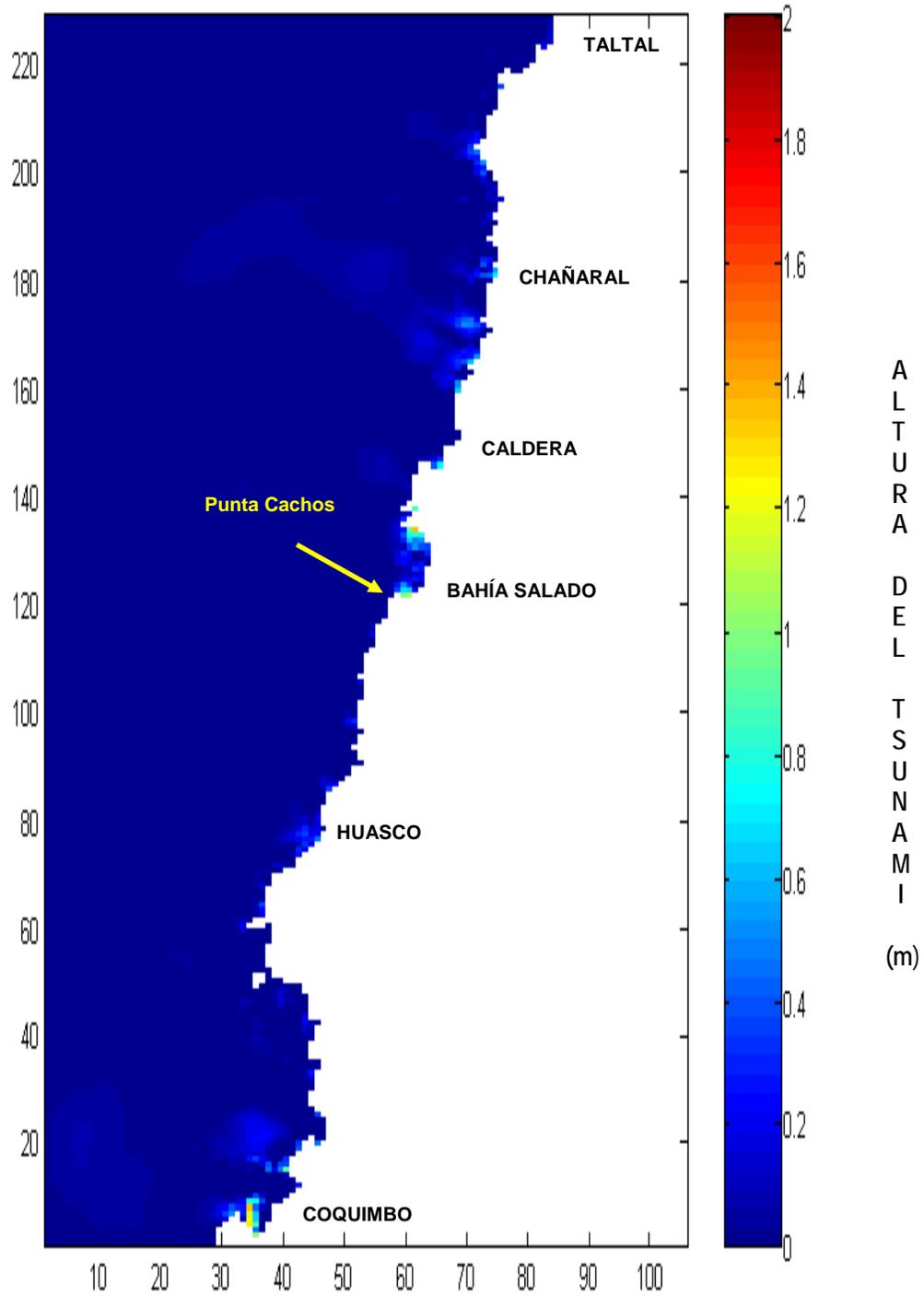
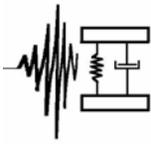
T = 5 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



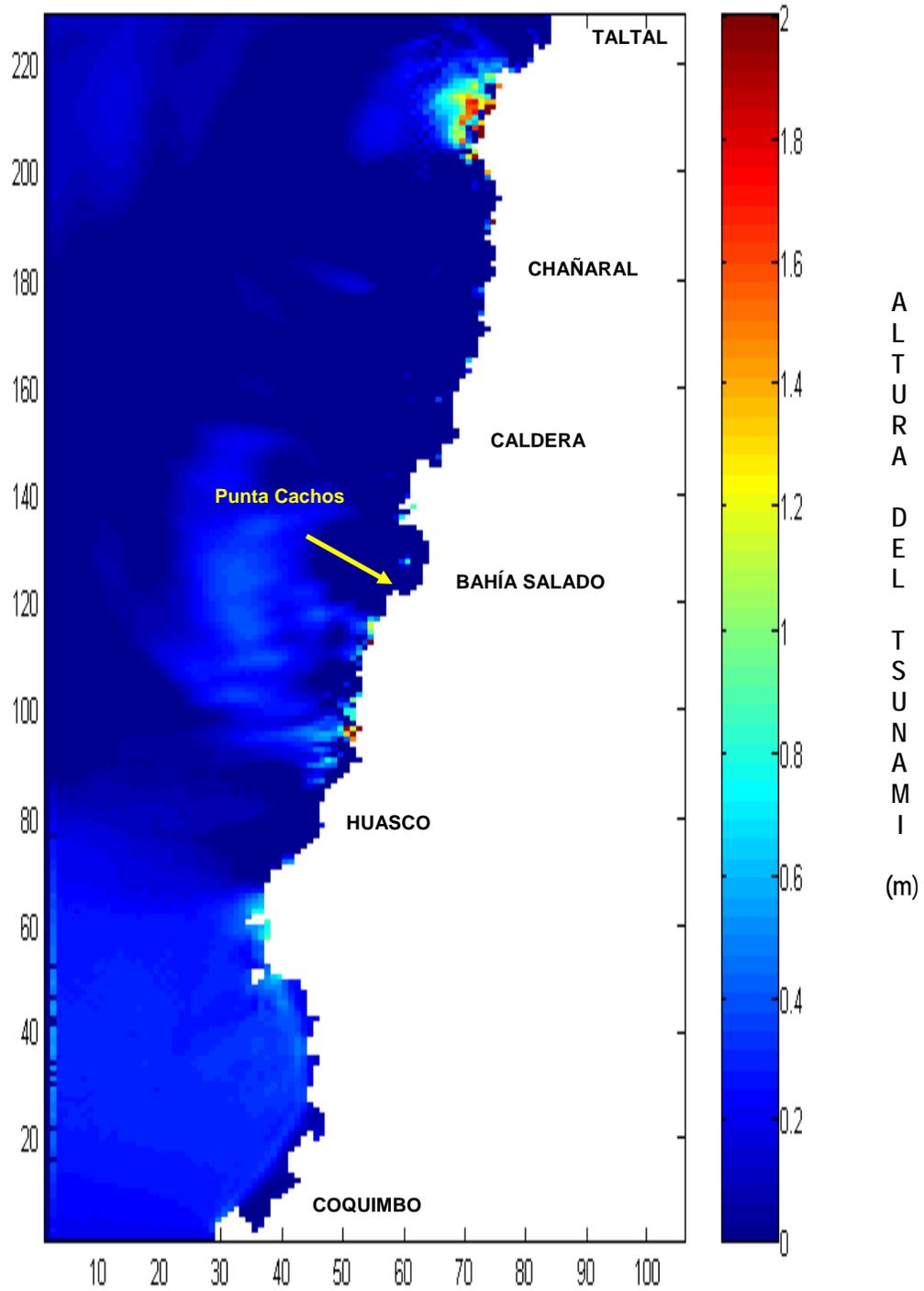
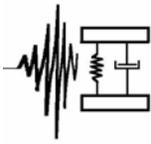
T = 10 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



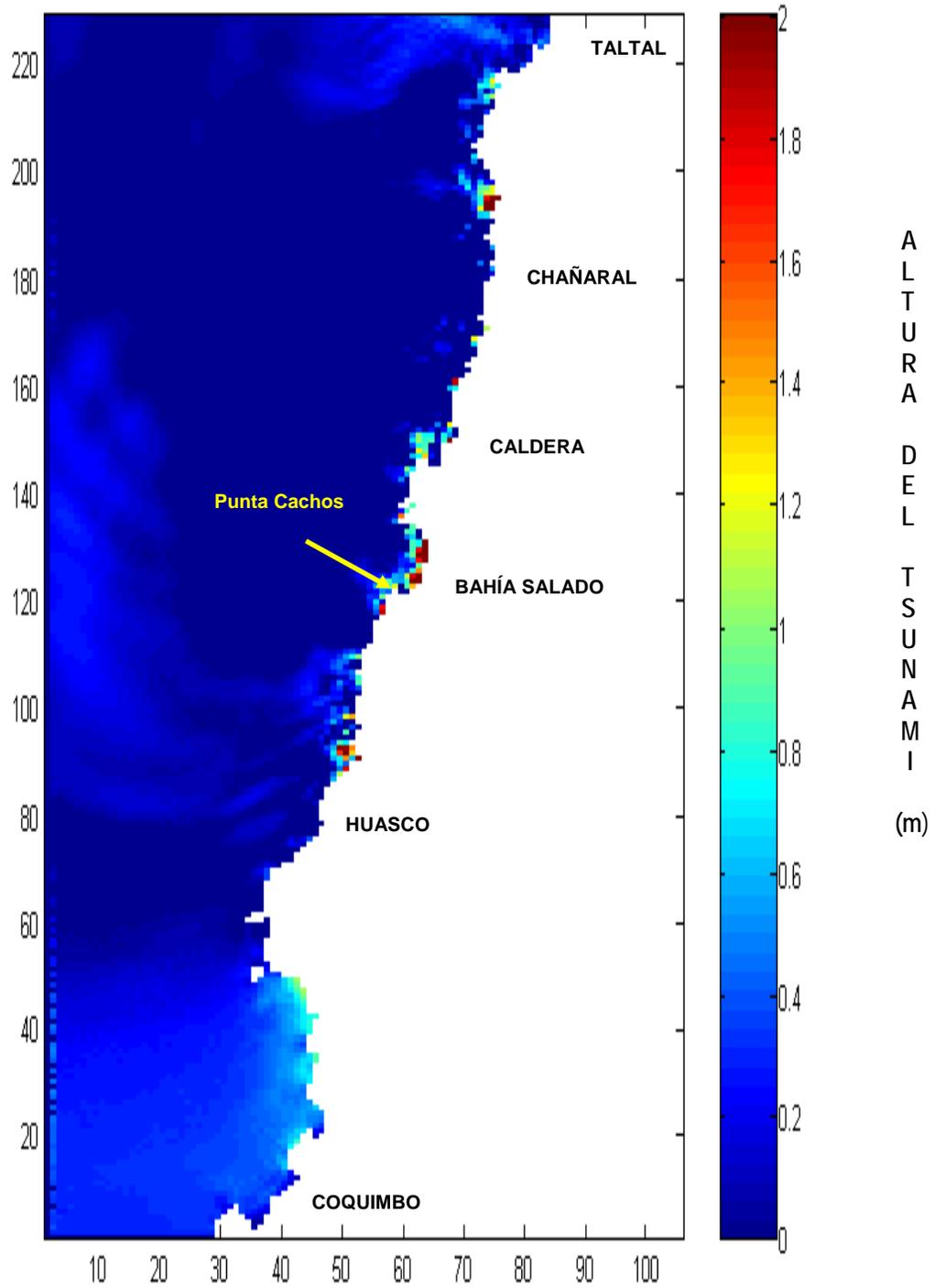
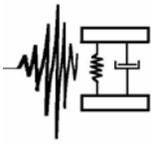
T = 15 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



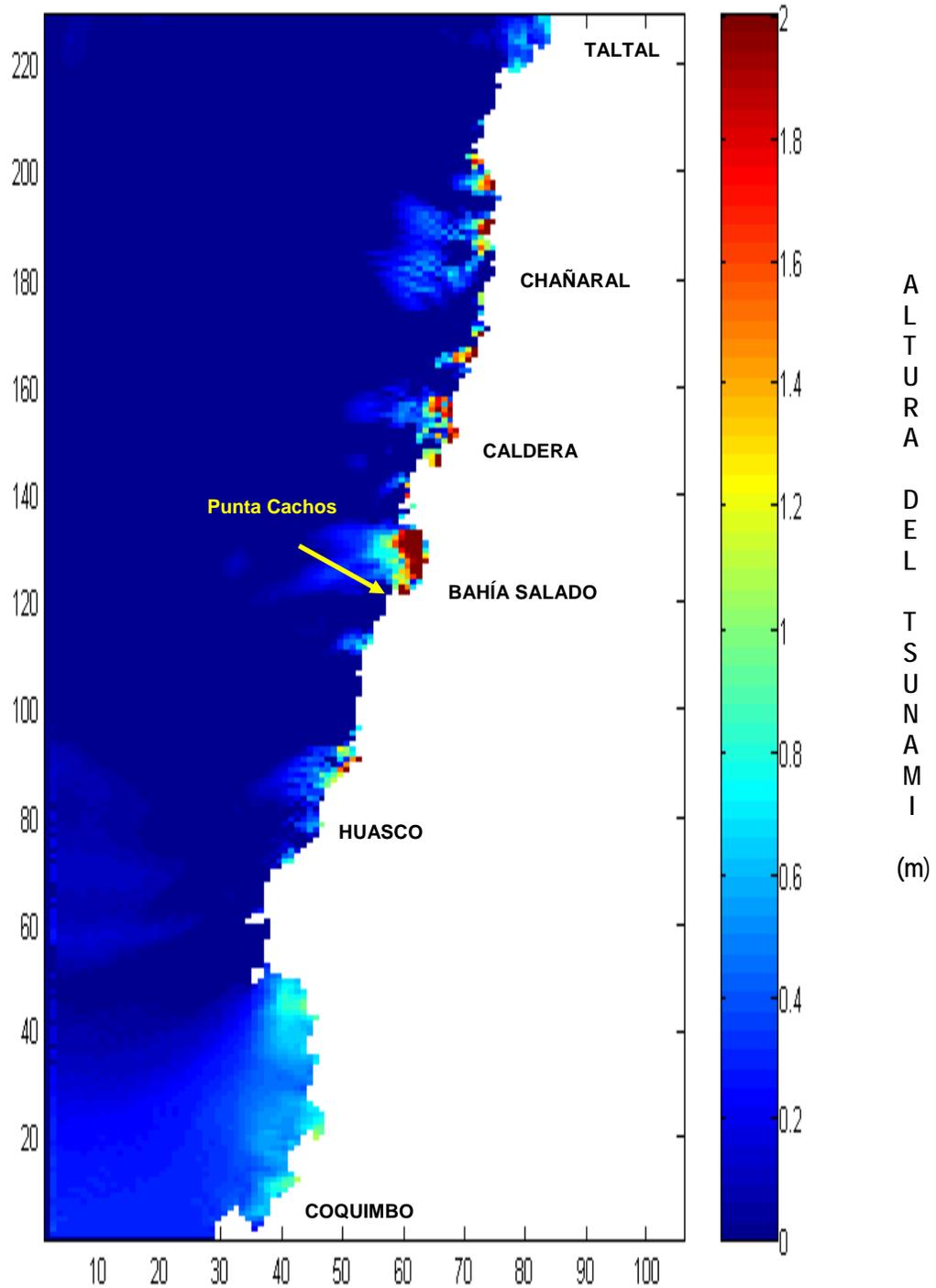
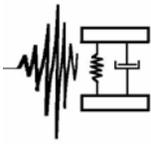
T = 20 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



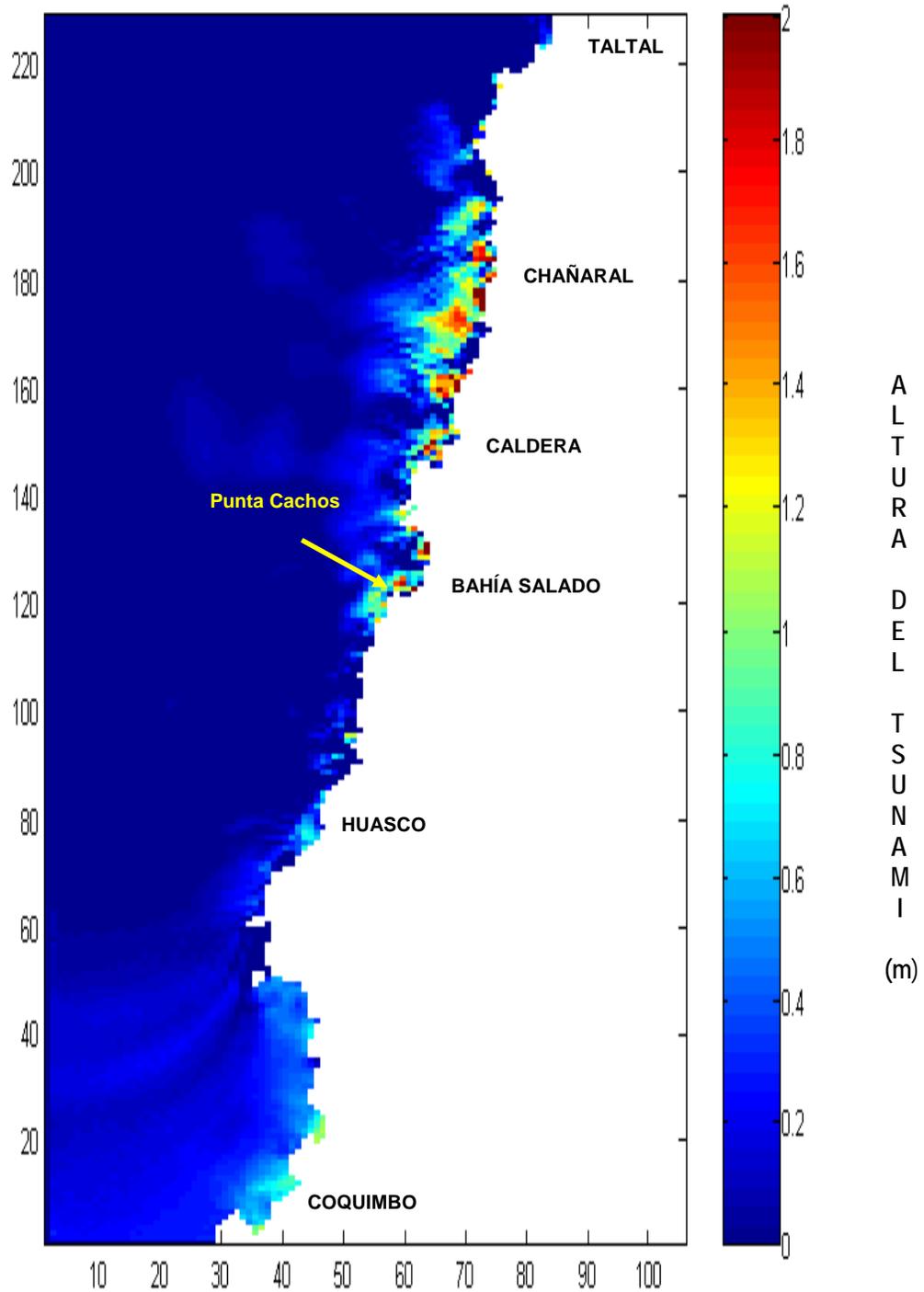
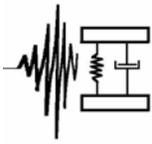
T = 25 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



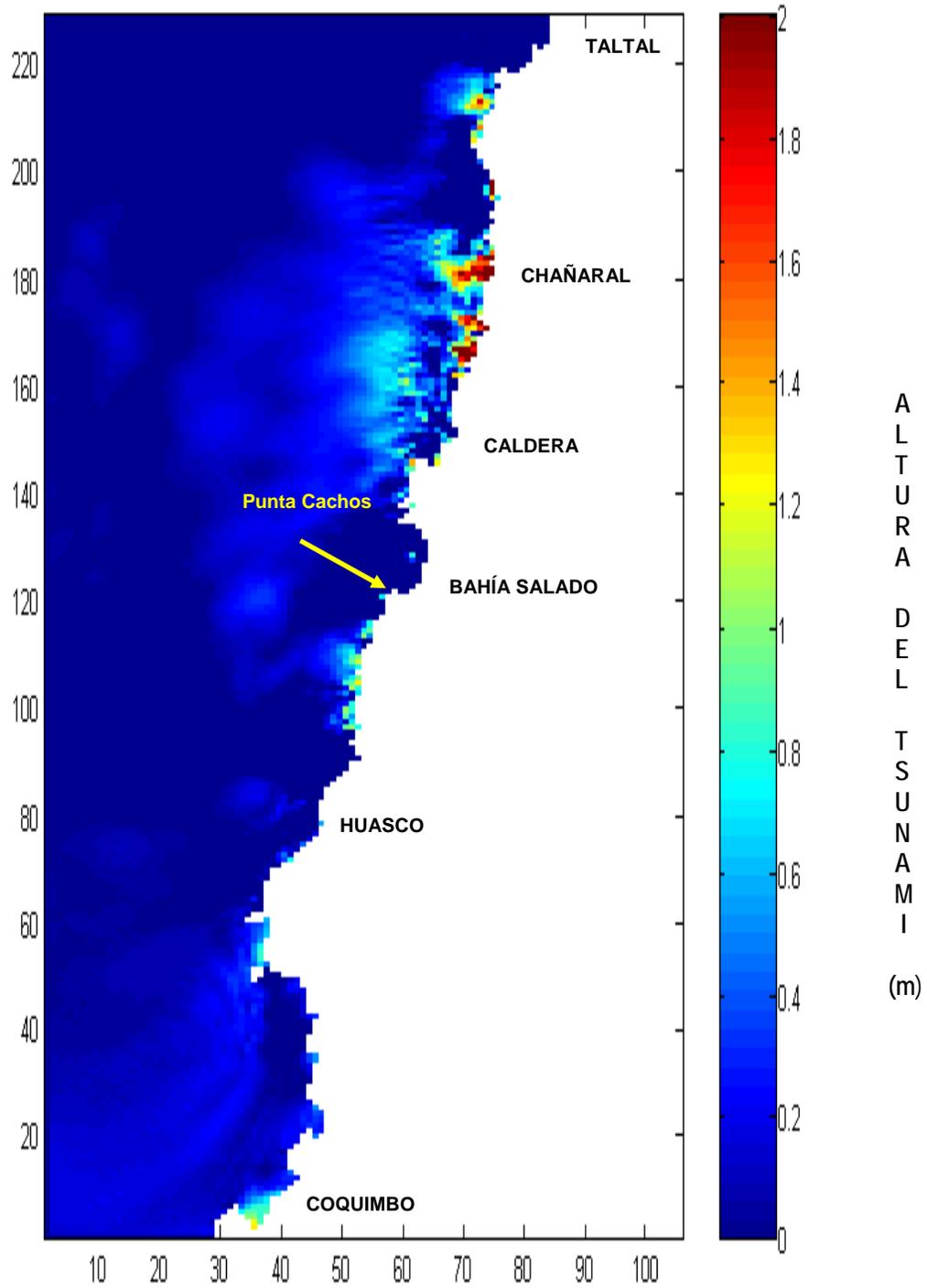
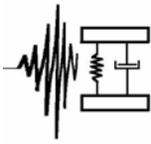
T = 30 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



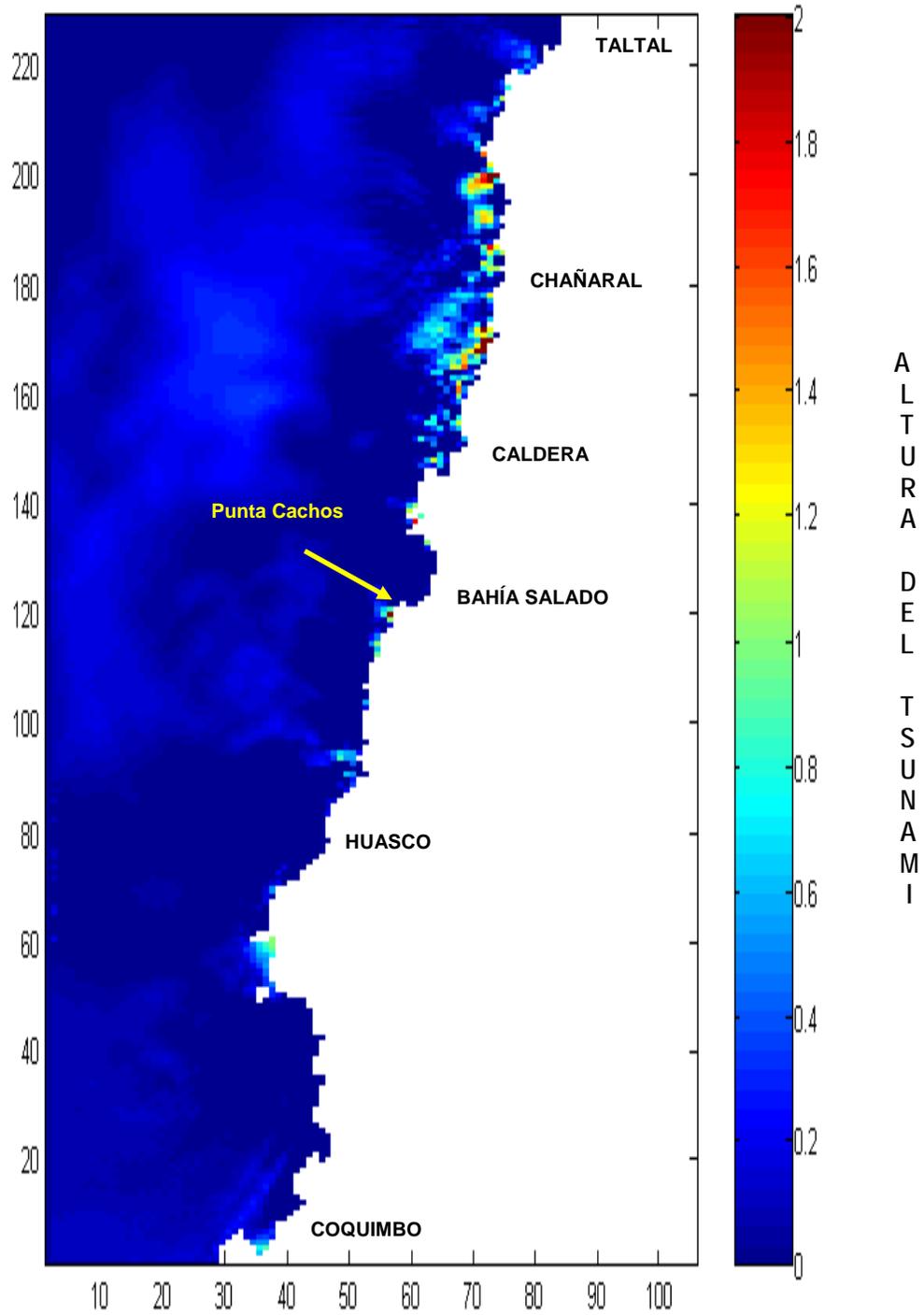
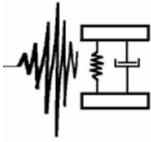
T = 35 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)



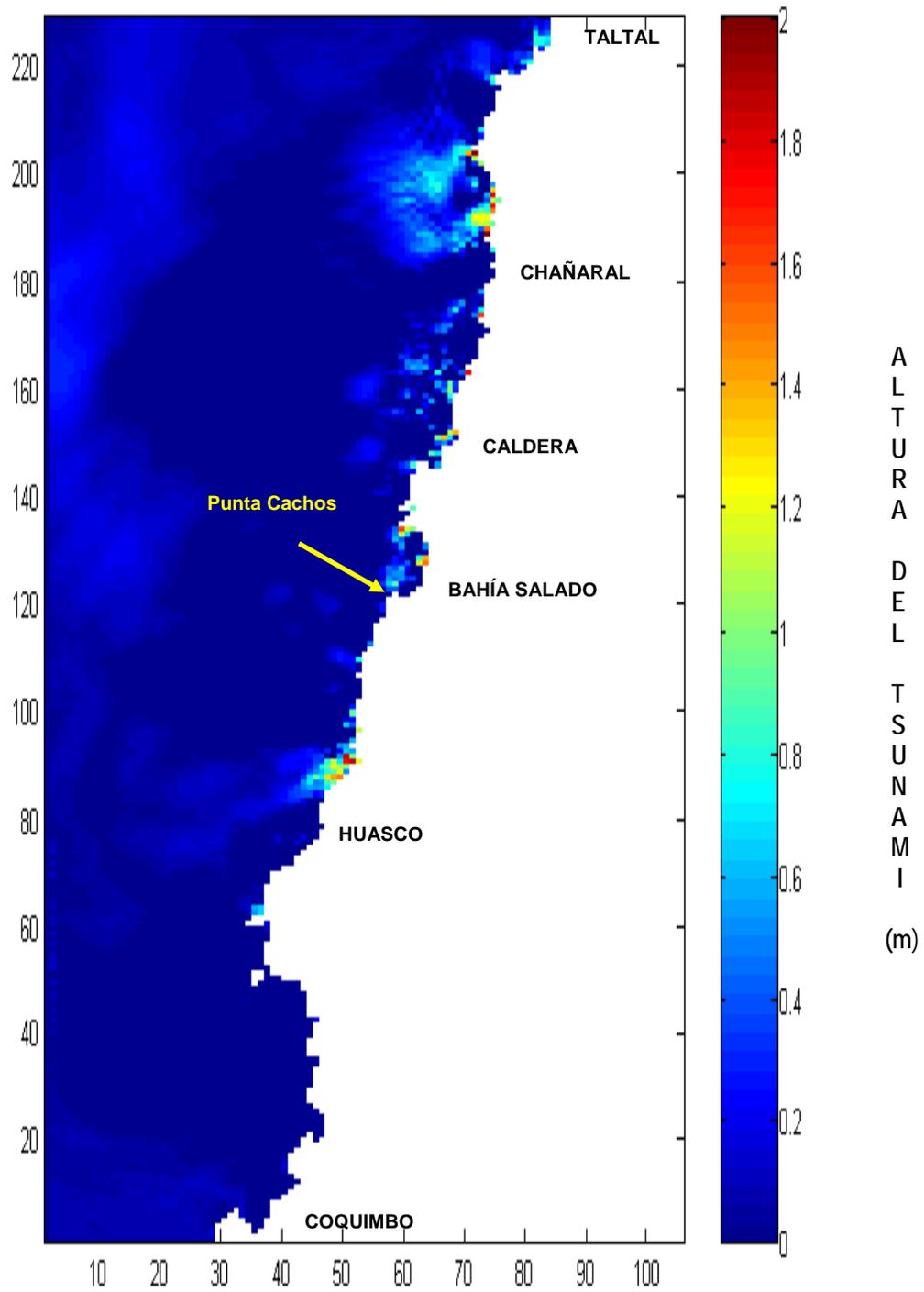
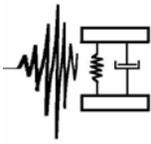
T = 40 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)

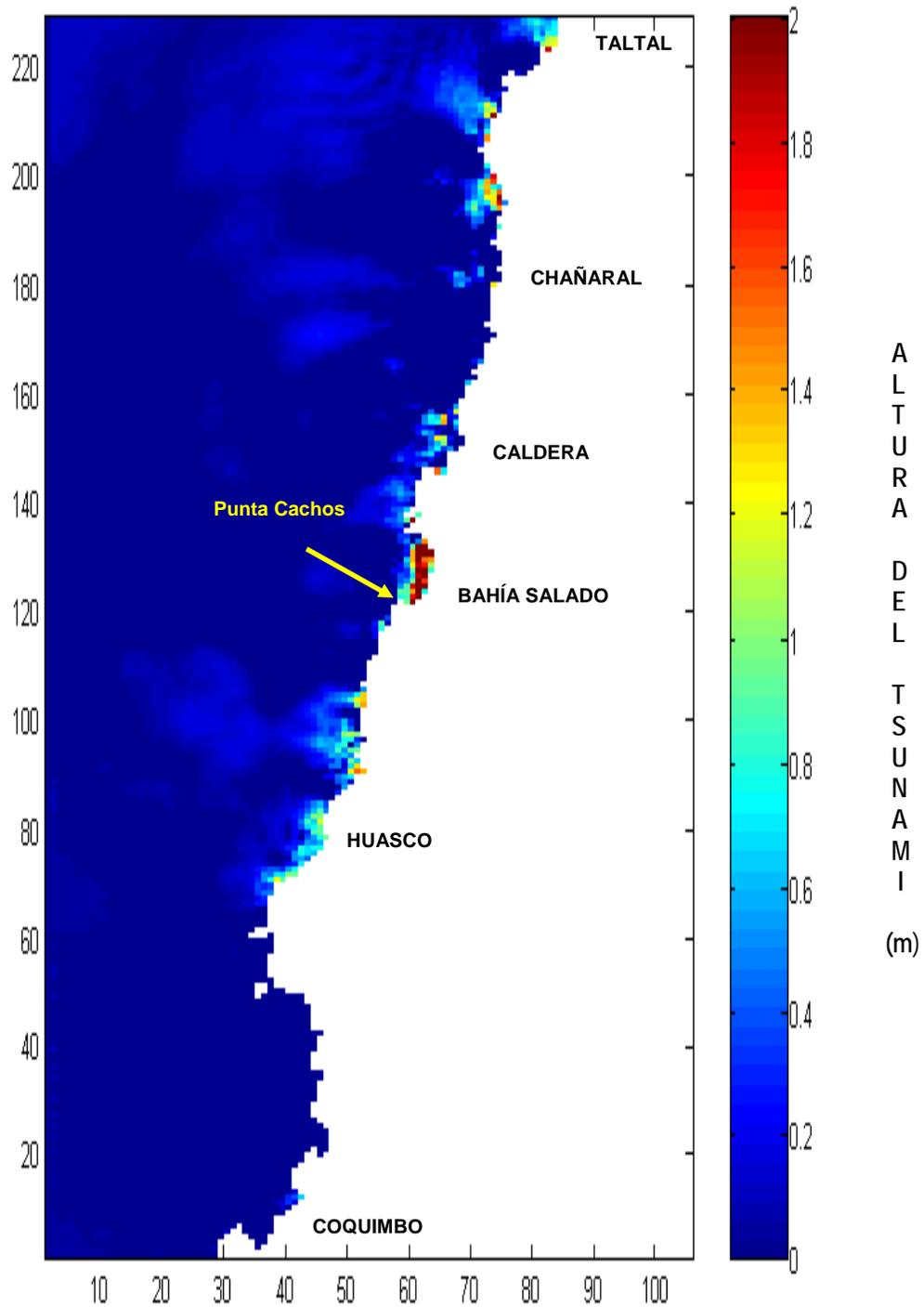
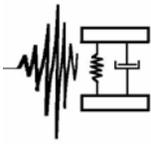


T = 45 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)

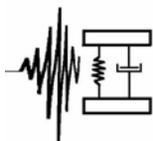


T = 50 MINUTOS (Después de ocurrido el terremoto)





T = 60 MINUTOS (1 hora después de ocurrido el terremoto)



BIBLIOGRAFIA

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

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

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

Bobillier, C., 1926. "Boletín del Servicio Sismológico de Chile – XVI – Año de 1922, Terremoto de Atacama".

Campos, J. y Comte, D. (1989): "Distribución espacio-temporal del régimen de esfuerzos en el Sur de Perú y Norte de Chile: ¿Evidencias de una etapa de madurez terminal de un ciclo sísmico?". En Actas de las 5as. Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago.

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

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.

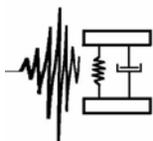
Comte, D.; Eisenberg, A. y Pardo, M. (1989): "Análisis cuantitativo de los grandes terremotos del Norte de Chile y Sur del Perú: estimación del peligro sísmico". En Actas de las 5as. Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago 279-289.

Comte, D. y T. Monfret. 1999. "Sismotectónica de Copiapó, Norte de Chile, Utilizando Redes Sismológicas Terrestres y Submarinas". Depto. de Geofísica. Universidad de Chile.

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.

Iwasaki, R., and Mano, A., Two-dimensional numerical simulation of tsunami runup in the Eulerian description, *Proc. 26th Conf. Coastal Eng., JSCE*, 70-74, 1979.



Kausel, E. 1986. " Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el Sur de Perú y Norte de Chile". Boletín de la Academia Chilena de Ciencias.

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 a for solid earth and Geophysics. Boulder, Colorado.

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

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

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

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (1985). "Terremoto y Tsunami de 1985". SHOA Informe No Publicado.

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

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico (Enero 1999); Carta de Inundación por Tsunami, Puerto de Caldera – Chile; Ejemplar N° 9.

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico (Julio 2003); Carta de Inundación por Tsunami, Puerto de Huasco – Chile; Ejemplar N° 4.

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

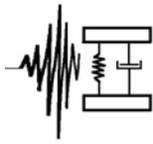
Shuto, N., 1991. Numerical simulation of tsunamis, in *Tsunami Hazard* Bernard, E. (ed), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 171-191.

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

Soloviev, S. L. y Go, Ch. N. 1974. "A Catalogue of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean (1573-1968), Nauka Publishing House, Moskow, U.S.S.R. Canadian translation, Fisheries and Aquatic Science 5077, Sidney, B.C., Canada. 310 pp.

Soloviev S. y Ch. Go, 1975, "Catalogue of tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean".

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



Winckler, P. (2003): "TSUNAMI RISK ASSESSMENT IN QUINTERO BAY, CHILE". Tesis para obtener el título de Ingeniero Civil, MSc. in Environmental Technology de Mikkeli Polytechnic University, Finland (Module: ES4426 MASTERS PROJECT).

Zapata G., Ricardo A. (2001). "Estudio Batimétrico del Margen Chileno". Memoria de título Universidad de Chile, Depto. de Geofísica: 113 h.