

EFFECTO DE TSUNAMIS CERCANOS EN BAHIAS DE CONCEPCION Y SAN VICENTE

Ricardo Villablanca Frolov (I)

Renato Paredes Larenas (II)

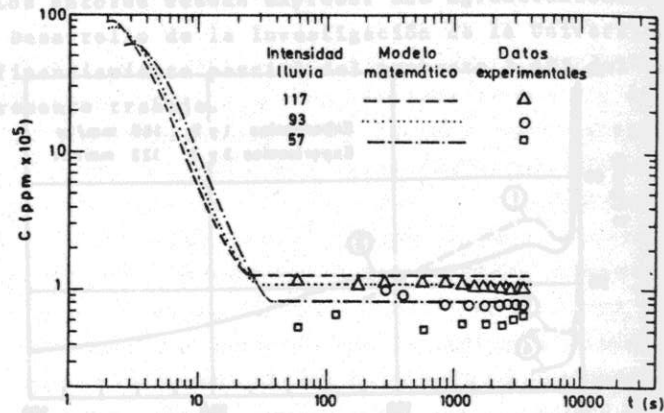
RESUMEN

Se determina las alturas de ola esperadas en las Bahías de Concepción y San Vicente ante terremotos tsunamigénicos con epicentro cercano a la costa.

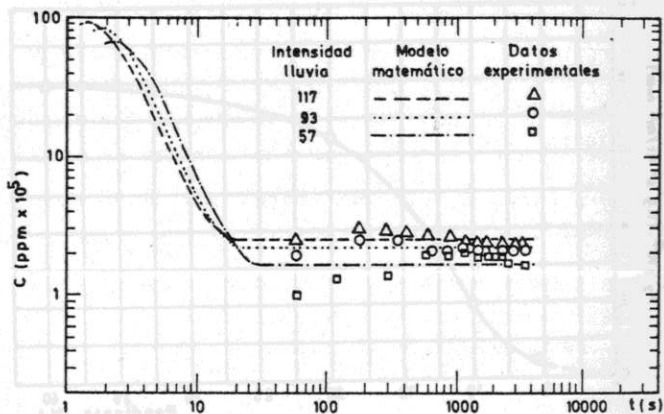
Se analizan, en primer lugar, los aspectos tectónicos que originan los Tsunamis, en especial la deformación vertical de la corteza terrestre, ante terremotos de Magnitudes 7.5, 8.0 y 8.5. Luego se estudia las alturas de ola que se producen en la región de Generación del Tsunami mediante un modelo hidrodinámico que considera las características tectónicas de la zona. Posteriormente se efectúa la Propagación del Tsunami mediante los tradicionales diagramas de Refracción (Ley de Green) hasta la costa, considerando las pérdidas friccionales en la última parte de su trayectoria. Finalmente, se analiza la posibilidad de existencia del fenómeno de Resonancia en la Bahía de Concepción.

(I) Ingeniero Civil, Profesor Depto. de Ingeniería Civil, Universidad de Concepción.

(II) Ingeniero Civil, U. de Concepción.



a) Pendiente 15%.



b) Pendiente 30%.

FIG. 3. COMPARACION ENTRE DATOS EXPERIMENTALES Y RESULTADOS DEL MODELO

1. Aspectos Tectónicos en la Generación del Tsunami Cercano a Concepción.

La generación de un tsunami se debe fundamentalmente a una deformación tectónica vertical rápida de la corteza terrestre (Hammack, 1972), que puede alcanzar valores locales tan altos como 6m de sollevamiento en algunos minutos, como ocurrió durante el terremoto del 22 de Mayo de 1960 (Plafker and Savage, 1970), así como de 5.7m para el terremoto del 24 de Enero de 1939 (Saita, 1940).

Esta deformación vertical ocurre en una zona de vastas dimensiones, coincidente con la zona de ruptura de los grandes terremotos, caracterizada por hundimientos o sollevamientos a través de centenares de kilómetros.

Desafortunadamente, dada la predominante distribución epicentral marítima de estos terremotos y la gran energía involucrada necesaria para desarrollar estos procesos, lo que los hace menos frecuentes, son raras las oportunidades en que estas deformaciones regionales son percibidas y debidamente analizadas.

Sin embargo, al analizar cuidadosamente la información histórica disponible y después de descartar aquellos sismos mal documentados en cuanto a su magnitud, es posible establecer la siguiente correlación entre la Magnitud de Richter (M_S) y la deformación tectónica vertical promedio $\bar{\zeta}_0$ de la zona de generación del tsunami. (Villablanca, 1983).

$$\log \bar{\zeta}_0 = 1.00 M_S - 8.04 \quad (1.1)$$

donde: $\bar{\zeta}_0$ = deformación vertical promedio (m)
 M_S = Magnitud de Richter

Los restantes parámetros tectónicos del tsunami se conocen con media na precisión:

- longitud de fallamiento para Chile y Perú (Canales y Nur, 1978):

$$\log L = 0.9 M_S - 5 \quad (1.2)$$

donde: L = longitud de fallamiento (Km)

- tamaño del eje principal de la fuente seudo elíptica que genera el tsunami (Wilson et al, 1962):

$$\log S = \frac{2}{3} M_S - 2.93 \quad (1.3)$$

donde: S = tamaño del semi eje mayor de la elipse (Km)

- área de la fuente sísmica que genera el tsunami (Wilson et al, 1962):

$$\log A = 1.00 M_S - 4 \quad (1.4)$$

donde: A = área de la elipse (Km²)

- duración total t del terremoto para sismos chilenos (Villablanca, 1983):

$$t = 39 M_S - 212 \quad \text{en (seg), para } M_S > 5.5 \quad (1.5)$$

El uso conjunto de las relaciones (1.4) y (1.3) permite determinar el semi eje menor de la elipse, definiéndola completamente en sus dimensiones.

Finalmente, la ubicación de la fuente sísmica en latitud frente a las bahías es poco relevante, dada la gran longitud de falla involucrada para las magnitudes de los terremotos de interés (7.5 a 8.5), lo que no altera mayormente la condición de flujo uni-dimensional presente.

La ubicación en longitud de la fuente sísmica, limitada en parte por la ocurrencia de los epicentros al este de la Fosa de Chile, puede tener importantes consecuencias en cuanto a la altura de la ola generada, como se verá en el estudio hidrodinámico.

2. Aspectos Hidrodinámicos en la Zona de Generación del Tsunami.

Se entiende por zona de generación del tsunami a la región del fluido bajo el cual se produce una deformación vertical rápida durante el terremoto, es decir aquella que ocurre en un corto intervalo de tiempo (1 a 6 minutos).

Esta deformación del fondo marino causa un desplazamiento vertical del fluido, lo que da origen a un tren de ondas propagándose en todas las direcciones.

A continuación se presenta el modelo propuesto por J. Hammack, que estudió la generación y propagación de tsunamis en aguas de profundidad uniforme, en particular la amplitud máxima obtenida por el levantamiento o hundimiento de un bloque rectangular de fondo marino. Este modelo tiene la ventaja de que sus resultados fueron verificados en forma experimental, lo que permite garantizar la validez de los resultados.

2.1 Análisis Teórico para el Modelo Bidimensional. (Hammack, 1972)

Se considera un dominio de fluido D limitado superiormente por la superficie libre (S_f), inferiormente por la frontera sólida (S_b) e ilimitado en

la dirección de propagación ($-\infty < x < \infty$) (Fig.1).

Inicialmente el fluido está en reposo, con la superficie libre y la frontera sólida definidas por las curvas $y = 0$ e $y = -h$, respectivamente.

En $t=0$ el lecho (o frontera sólida) empieza su deformación dada por:

$$y = -h + \zeta(x,t) \quad (2.1)$$

tal que: $\lim_{|x| \rightarrow \infty} \zeta(x,t) = 0 \quad (2.2)$

La deformación resultante de la superficie libre, por determinarse, está dada por: $y = \eta(x,t) \quad (2.3)$

El problema puede ser resuelto suponiendo que el fluido es incompresible y que el flujo es irrotacional. Entonces, se sabe que existirá un potencial de velocidad $\psi = \psi(x,y;t)$ tal que

$$\vec{q} = \nabla\psi \quad (2.4)$$

donde: $\vec{q} = (u,v)$ es el vector de velocidad y ∇ es el operador gradiente $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$.

Se obtiene la ecuación de Laplace al considerar la ecuación de continuidad para un fluido incompresible: $\nabla \cdot \vec{q} = 0$

$$\nabla^2\psi = 0 \quad \text{en } D \quad (2.5)$$

Las condiciones cinemáticas que deben satisfacerse en la superficie libre (S_f), y en la frontera sólida (S_b), son respectivamente

$$\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{\partial\psi}{\partial x} \frac{\partial\eta}{\partial x} \quad \text{para: } y=\eta(x;t) \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{\partial\zeta}{\partial t} + \frac{\partial\psi}{\partial x} \frac{\partial\zeta}{\partial x} \quad \text{para: } y=-h+\zeta(x;t) \quad (2.7)$$

Adicionalmente, al suponer que el flujo es no viscoso y que los efectos de energía superficiales son despreciables, la condición dinámica que debe ser satisfecha por las partículas del fluido en la superficie libre, S_f es:

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} + \frac{1}{2} (\nabla\psi)^2 + g\eta = 0 \quad \text{para } y = \eta(x;t) \quad (2.8)$$

donde g es la aceleración de gravedad. También se ha supuesto en la Ec.(2.8) que la presión es constante e igual a cero en la superficie libre.

La solución para el problema de contornos dado por las ecuaciones (2.5) (2.6), (2.7) y (2.8) es inherentemente difícil debido a los términos no lineales en las condiciones de borde y al hecho de que la posición de la superficie libre donde están aplicadas las condiciones de borde dadas por las Ecs. (2.6) y (2.8), es desconocida antes de resolver el problema.

La forma de proceder en estos casos, consiste en considerar una aproximación lineal, omitiendo los términos no lineales y en que las condiciones de borde se aplican en la superficie libre no deformada.

El problema linealizado está dado por:

$$\nabla^2\psi = 0 \quad \text{en } D \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{\partial\eta}{\partial t} \quad \text{en } y = 0 \quad (2.10.a)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{en } y = 0 \quad (2.10.b)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{\partial\zeta}{\partial t} \quad \text{en } y = -h \quad (2.11)$$

Se puede combinar las Ecs. (2.10.a) y (2.10.b) para tener la única condición en la superficie libre.

$$\frac{\partial^2\psi}{\partial t^2} + g \frac{\partial\psi}{\partial y} = 0 \quad \text{en } y = 0 \quad (2.12)$$

La solución a este problema de condiciones iniciales y de contorno dado por las Ecs. (2.9), (2.11) y (2.12) puede obtenerse fácilmente usando transformadas integrales.

Una transformada apropiada para la variable independiente x es la transformada compleja de Fourier; que para la función $f(x)$ es $\bar{f}(k)$:

$$\bar{f}(k) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{ikx} f(x) dx \quad (2.13)$$

donde $i = \sqrt{-1}$

Una transformada adecuada para la variable tiempo t , es la transformada de Laplace:

$$\tilde{f}(s) = \int_0^{\infty} e^{-st} f(t) dt \quad (2.14)$$

Al aplicar este método al problema linealizado, se obtiene finalmente para la elevación de la superficie libre $\eta(x;t)$:

$$\eta(x;t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{2\pi i} \lim_{\Gamma \rightarrow \infty} \int_{\mu-i\Gamma}^{\mu+i\Gamma} \frac{s^2 e^{-ikx} e^{st} \xi(k;s) ds}{(s^2 + \omega^2) \cosh kh} dk \quad (2.15)$$

donde: $\omega^2 = gk \tanh kh$

La Ec.(2.15) da la elevación de la superficie libre del dominio fluido en función del espacio y tiempo, resultante de un desplazamiento del lecho descrito por $\zeta(x;t)$.

Se analizarán dos tipos de movimiento temporal del lecho (un bloque de sección rectangular simétrico con respecto a $x=0$) levantándose o hundiéndose a partir de su posición inicial.

- El primer tipo de desplazamiento es exponencial en el tiempo

$$\zeta_e(x;t) = \zeta_0 (1 - e^{-\alpha t}) H(b^2 - x^2) \quad \text{para } t > 0 \quad (2.16)$$

donde $H(b^2 - x^2)$ es la función escalón unitaria de Heavyside, que confiere la deformación espacial del lecho al sector $-b < x < b$

La deformación del lecho queda caracterizada por tres parámetros: La amplitud final ζ_0 del desplazamiento vertical del lecho (positiva o negativa), la mitad b del ancho de la sección y el tiempo característico del desplazamiento (Fig.2).

- El segundo tipo de desplazamiento es semisinusoidal en el tiempo:

$$\zeta_s(x;t) = \zeta_0 \left(\frac{1}{2} (1 - \cos \frac{\pi t}{T}) H(T-t) + H(t-T) \right) H(b^2 - x^2) \quad (2.17)$$

donde también se emplean funciones escalón unitarias en el dominio temporal (Ver Fig.3).

Al aplicar las transformadas de Fourier y Laplace a las deformaciones del lecho, y posteriormente aplicar las transformadas inversas a las resultantes de la Ec.(2.15), se obtiene:

- Para el desplazamiento exponencial del lecho:

$$\eta(x;t) = \frac{-2\zeta_0}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\cos kx \sin kb}{k \cosh kh} \left(\frac{\alpha^2}{\alpha^2 + \omega^2} \right) (e^{-\alpha t} - \cos \omega t - \frac{\omega}{\alpha} \sin \omega t) dk \quad (2.18)$$

donde la integración sobre el parámetro k no tiene una solución de tipo cerrada, y por lo tanto debe ser aproximada por integración numérica.

- Para el desplazamiento semisinusoidal del lecho:

$$\eta(x;t) = \frac{\zeta_0}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\cos kx \sin kb}{k \cosh kh} \left(\frac{(\pi/T)^2}{(\pi/T)^2 - \omega^2} \right) \left\{ \cos \omega t - \cos \frac{\pi t}{T} + H(t-T) (\cos \omega(t-T) + \cos \frac{\pi}{T} t) \right\} dk \quad (2.19)$$

2.2 Consideraciones No Lineales para el Modelo Bidimensional

La teoría lineal es sólo una aproximación al problema no lineal completo, luego, es necesario determinar las condiciones necesarias para que el modelo lineal sea una descripción precisa del comportamiento real de las olas.

Mediante algunas consideraciones del Análisis Dimensional, se puede concluir que el movimiento de la superficie libre η referido al movimiento del lecho deformante ζ_0 queda bien representado por una función que dependería de los siguientes parámetros:

$$\frac{\eta}{\zeta_0} = f \left(\frac{\zeta_0}{h}, \frac{b}{h}, t_c \sqrt{\frac{g}{h}} \right) \quad (2.20)$$

en que: ζ_0/h representa una escala de amplitud del movimiento, b/h representa una escala de tamaño del movimiento, y $t_c \sqrt{\frac{g}{h}}$ representa una escala de tiempo del movimiento.

Se podrá distinguir entre dos tipos de movimiento del lecho:

A. Movimiento impulsivo: ocurre cuando el movimiento del lecho es tan rápido que el perfil de la superficie libre es similar en su forma al del lecho deformante, en cualquier instante durante el movimiento.

Para que los términos no lineales sean despreciables, se requiere de las ecuaciones de Momentum, que

$$\left(\frac{t_c \sqrt{g/h}}{b/h} \right) \left(\frac{\zeta_0}{h} \right) \ll 1 \quad (2.21)$$

$$\text{y } \left(\frac{\zeta_0}{h} \right) \ll 1 \quad (2.22)$$

De ambas condiciones se requiere que la escala de amplitudes ζ_0/h sea muy inferior a la unidad, condición que será siempre satisfecha para aguas de profundidad mayor a unos 100 m.

La condición (2.21) puede ser reescrita como:

$$t_c \frac{\sqrt{gh}}{b} \ll 1 \quad (2.23)$$

Recordando que $t_c \sqrt{gh}$ es simplemente la distancia que una onda larga gravitacional viaja en un tiempo t_c ; entonces, si se cumple la Ec. (2.23), la mayor parte del movimiento del lecho ocurre antes de que la elevación (o depresión) de la ola haya tenido oportunidad de abandonar la zona de generación, resultando en una superficie libre desplazada similar en su forma al lecho deformante.

B. Movimiento de "Creeping": ocurre cuando la ola es generada por un movimiento del lecho muy lento, luego la elevación de la superficie libre tiene suficiente tiempo para abandonar la zona de generación durante la deformación del lecho. Puede demostrarse que en este caso la teoría lineal es aplicable independientemente de la magnitud del desplazamiento vertical del lecho referido a la profundidad en la zona de dislocación (ζ_0/h).

2.3 Verificación Experimental para el Modelo Bidimensional.

La verificación experimental de la validez de la aproximación lineal, dada por las Ecs. (2.18) y (2.19), se realizó en el W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resource, Division of Engineering and Applied Science, California Institute of Technology durante 1971-72. Para ello se ocupó un canal de 31.6(m) de longitud, 0.6(m) de profundidad y 0.39(m) de ancho, equipado con un lecho móvil en la zona de generación que permite reproducir los desplazamientos exponencial y semisinusoidal ya expuestos.

Se desarrolló un programa experimental de medición de amplitudes máximas en el borde de la región de generación ($x/h = b/h$), que fue confrontado con los resultados numéricos de las soluciones propuestas. Para ello se varió en forma paramétrica la escala de tamaños (b/h) entre 0.61 y 12.2; y la escala de tiempos ($t_c \sqrt{gh}/b$) entre 10^{-2} y 10^2 .

A modo de ejemplo, se presenta en la Fig.4 los resultados para el desplazamiento exponencial para cada escala de tamaño (b/h) por separado; luego, los cambios en la amplitud relativa (η_0/ζ_0) resultan sólo del cambio en la escala de tiempo $t_c \sqrt{gh}/b$.

Los círculos huecos indican desplazamiento positivo del lecho ($\zeta_0 > 0$) y los círculos llenos corresponden a desplazamientos negativos ($\zeta_0 < 0$). La lí

nea corresponde al valor teórico proveniente de integrar la Ec.(2.18). Puede observarse que para todos los casos de escala de tamaño (b/h), la dispersión es muy pequeña para la escala de amplitudes (ζ_0/h) inferior al 20%, válida en la práctica para aguas de profundidad mayor a unos 50 m.

En la Fig.5 se muestra las curvas teóricas de amplitudes para ambos casos de desplazamientos. Puede observarse en ellas, que las distintas escalas de tamaño b/h se refunden en una sola curva en la zona de creeping, donde η_0/ζ_0 es inversamente proporcional a la escala de tiempo. En la zona impulsiva, se observa un comportamiento asintótico para cada escala de tamaño b/h . La máxima amplitud posible es inferior al 50% de la deformación tectónica.

3. Propagación del Tsunami.

3.1 En Aguas Profundas

Una vez producida la generación del tsunami, la propagación queda determinada por la batimetría (topografía submarina). Dada la complejidad del problema hidrodinámico de la propagación de las ondas del tsunami sobre un fondo no plano, no existen soluciones analíticas que hayan sido verificadas experimentalmente. Para la propagación en aguas profundas se recurrió entonces a la Ley de Green, que considera constante el flujo de energía de la onda a través de un canal de propagación, y que permite calcular la altura de ola siguiente a partir de la altura de la ola anterior y parámetros como las profundidades (d) y los anchos del canal (B):

$$K_r = H_2/H_1 = (B_1/B_2)^{1/2} (d_1/d_2)^{1/4} \quad (3.1)$$

La razón de alturas K_r se denomina Coeficiente de Refracción.

3.2 En Zonas Costeras

El principio de Conservación de Energía enunciado en la Ley de Green supone que las pérdidas friccionales son poco importantes, lo que es sólo válido en aguas profundas (dada la gran longitud de onda del tsunami).

El efecto de atenuación de la altura de la ola en la costa de bajos fondos debido a la pérdida de energía por fricción es importante, ya que según Yanaguchi (Tsuruta) éste sería del tipo:

$$H = H_{100} e^{-0,067 D} \quad (m) \quad (3.2)$$

en que H es la altura de la ola en la costa, H_{100} es la altura de la ola en

La isobata 100 metros y D es la distancia (Km) entre la isobata 100(m) y la línea costera.

Esta relación nos indica que a mayor distancia de la isobata 100(m) (menor pendiente del fondo marino) mayor es la pérdida friccional. En cambio si la pendiente es abrupta, la atenuación es menor.

3.3 En Bahías

La propagación del tsunami en una bahía puede verse modificada por las oscilaciones propias de ésta. Se sabe que cuando una fuerza externa es aplicada a un volumen de agua confinada, ésta oscila en sus períodos naturales. Se ha observado en Japón (Horikawa, 1960) que cuando el período del tsunami excede el período natural de la bahía, la altura de la ola se atenúa al propagarse hacia el interior de ésta. Cuando es similar o inferior, la altura de la ola tiende a incrementarse.

Al calcular los períodos propios de una bahía utilizando las fórmulas debidas a Du Boys, se podrá determinar la posibilidad de amplificación de las olas del tsunami en la bahía, fenómeno conocido como Seiche.

4. Aplicación a las Bahías de San Vicente y Concepción.

De consideraciones sísmicas se determinó estudiar los efectos de tsunamis generados por sismos de Magnitudes de Richter $M_s = 7.5$, 8.0 y 8.5 .

De acuerdo a las relaciones ya expuestas (1.1) a (1.5), los parámetros tectónicos para estas magnitudes serán los siguientes:

Tabla 1. Parámetros tectónicos para diferentes Magnitudes de Richter

M_s	$\bar{\zeta}_0$ (m)	t (seg)	S (Km)	A (Km ²)	a (Km)	b (Km)
7.5	0.3	81	117	3162	59	17
8.0	0.9	100	253	10000	127	25
8.5	2.9	120	545	31623	273	37

donde: a = semieje mayor, b = semieje menor de la elipse que genera el tsunami.

Luego se situó la elipse siguiendo la batimetría hasta hacerla coincidir con la Fosa de Chile (profundidad $h = 4000$ (m)) como se observa en la Fig.6. Con esta profundidad en la zona de generación, se obtiene los siguientes

resultados al aplicar el Modelo Hidrodinámico para la altura de Ola Máxima inicial.

Tabla 2. Altura de Ola Máxima H_0 en la Zona de Generación

M_s	b/h	$t_c\sqrt{gh}/b$	Despl.Exponencial			Despl.Semisinusoidal		
			η_0/ζ_0	η_0 (m)	H_0 (m)	η_0/ζ_0	η_0 (m)	H_0 (m)
7.5	4.25	0.94	0.40	0.12	0.24	0.49	0.15	0.30
8.0	6.25	0.79	0.45	0.41	0.82	0.50	0.45	0.90
8.5	9.25	0.64	0.48	1.39	2.78	0.50	1.45	2.90

Al propagarse el tsunami, como se observa en las Figs. 6, 7 y 8 se obtienen los coeficientes de Refracción, que corregidos por pérdida friccional permiten obtener la altura de la ola máxima en la costa. Se consideró el movimiento más desfavorable para el cálculo de la ola máxima, es decir, el desplazamiento semisinusoidal, tal como se aprecia en la Tabla 3 y Figs. 9, 10 y 11.

Tabla 3. Altura de Ola Máxima H en la Costa

Canal	K_r	$M_s = 7.5$	$M_s = 8.0$	$M_s = 8.5$	Región
		H(m)	H(m)	H(m)	
2-3	2.91	0.9	2.6	8.4	Huachipato
3-4	3.91	1.2	3.5	11.3	Rompeolas San Vicente
6-7	7.05	2.1	6.3	20.4	Punta Lobos
12-13	2.12	0.6	1.9	6.1	Punta Tumbes
15-16	0.56	0.2	0.5	1.6	Talcahuano
18-19	0.23	0.1	0.2	0.7	Penco
24-25	0.73	0.2	0.7	2.1	Tomé
25-26	1.75	0.5	1.6	5.1	Playa Blanca

Los resultados concuerdan razonablemente bien con la información histórica disponible (Godoy, 1966) para la Bahía de San Vicente.

Para la Bahía de Concepción hay una diferencia significativa con los valores históricos (mayores), lo que sugiere la posibilidad de existencia del fenómeno de Seiche (resonancia). En efecto, el período del primer modo de la bahía resulta ser superior a los períodos predominantes del tsunami para las

res magnitudes estudiadas, por lo que existiría la tendencia a que ocurra resonancia.

Comentarios y Conclusiones

El desarrollo propuesto permite dar una base determinística a la determinación de las alturas de ola en la costa producto de un tsunami causado por un sismo marino, fundamentado en los aspectos tectónicos e hidrodinámicos (en la zona de generación) en adición a la clásica aplicación de la Ley de Green (en la propagación).

El método permite conocer las alturas máximas de olas, siempre que los parámetros tectónicos sean los adecuados. En particular, la influencia que puede tener la menor profundidad de la zona de generación se refleja en un movimiento más impulsivo, que afortunadamente tiene un valor asintótico y que no modifica grandemente los resultados para este caso particular.

En conclusión, la Bahía de Concepción estaría muy bien protegida de tsunamis que provengan del Oeste, a excepción de la posibilidad de existencia de Seiches. La Bahía de San Vicente estaría expuesta al ataque de tsunamis que provengan del Oeste, aunque no habría una especial concentración de energía en ella.

Finalmente, hay que destacar que los modelos hidrodinámicos existentes son adecuados para representar el fenómeno de los tsunamis, siendo los parámetros tectónicos los que necesitan ser mejor estudiados a fin de tener una representación más fiel del problema.

REFERENCIAS

Hammack, J.L. "Tsunamis - A Model of Their Generation and Propagation", Report KH-R-28, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Division of Engineering and Applied Science, California Institute of Technology, Pasadena, California June, 1972.

Okada, G. and J.C. Savage. "Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960", Geol. Soc. of America Bull., V.81, p.1001 - 1030, April 1970.

Okada, Tokitaro. "The Great Chilean Earthquake of January 24, 1939", Bull. of the Earthq. Res. Inst., Tokyo Imperial University, Vol. XVIII, Part 3, Sept. 1940, p.446-459.

Ortizblanca, R. "Efecto de Tsunamis en Bahías de Concepción", trabajo presentado a las XXII Jornadas Sudamericanas de Ing. Estructural, Santiago, Nov.1983.

Fig.6. Con esta profundidad en la zona de generación, se...

Canales, J. and A. Nur. "Seismic Efficiency, Slip Rates and Earthquake Prediction in the Perú - Chile Arc" (Preprint) 1978.

Wilson, B.W., Webb, L.M., and J.A. Hendrickson (1962). "The Nature of Tsunamis. Their generation and dispersion in water of finite depth". Nesco Technical Report N° SNS 7-2, August, 1962.

Tsuruta, C. "Tsunami: Its nature and counter measures against it". Hydraulics Division Port and Harbor Technical Research Institute, Japan.

Horikawa, K. "Final Report to the Compañía de Acero del Pacífico", Department of Civil Engineering, University of Tokyo. Tokyo, Japan, 1960.

Godoy, G. "Proyecto de Ampliación de las obras portuarias de la Compañía de Acero del Pacífico S.A., en la Bahía de San Vicente, y estudio de maremotos", Memoria Ing. Civil, Fac. Cs. Fís. y Mat., Univ. de Chile, 1966.

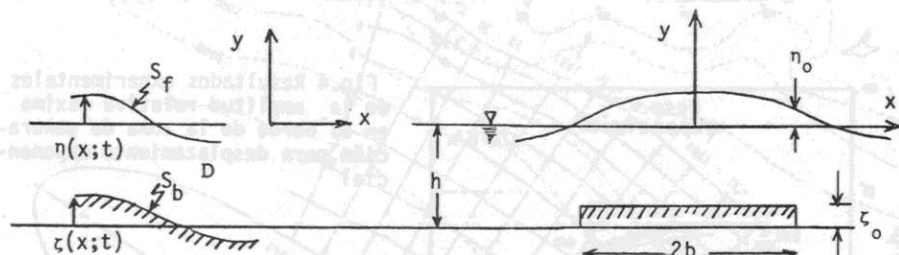


Fig .1 Modelo Bidimensional. Flujo en el sentido x .(Hammack,1972)

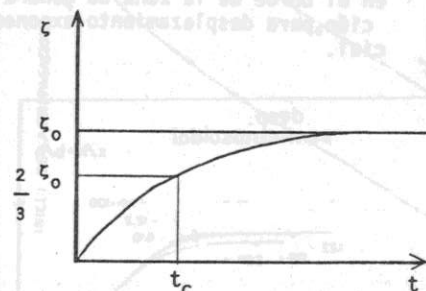


Fig.2 Historia tiempo-desplazamiento exponencial del lecho deformante.

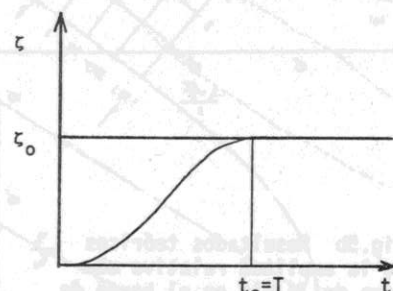


Fig.3 Historia tiempo-desplazamiento semi-sinusoidal del lecho deformante.

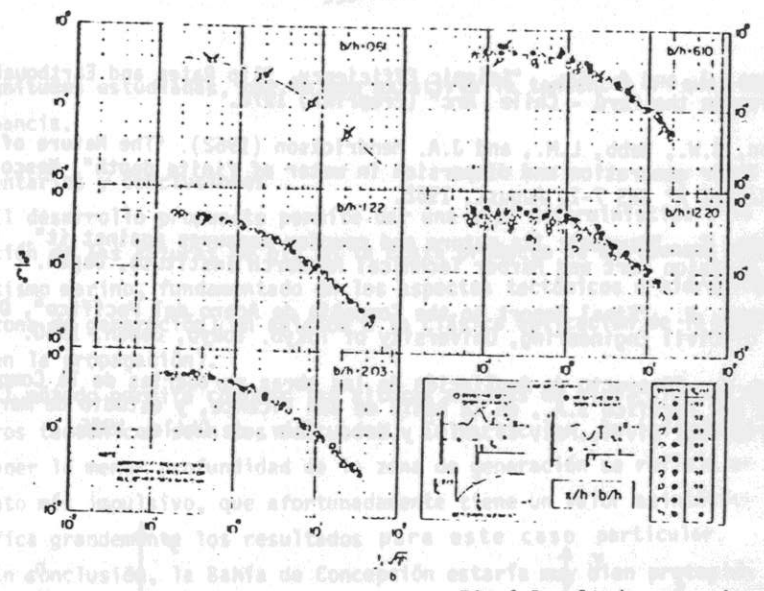


Fig.4 Resultados experimentales de la amplitud relativa máxima en el borde de la zona de generación, para desplazamiento exponencial

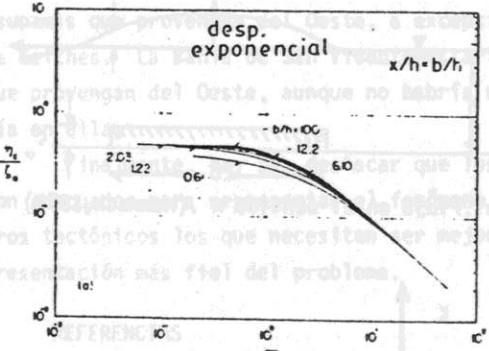


Fig.5a Resultados teóricos de la amplitud relativa máxima de la ola en el borde de la zona de generación, para desplazamiento exponencial.

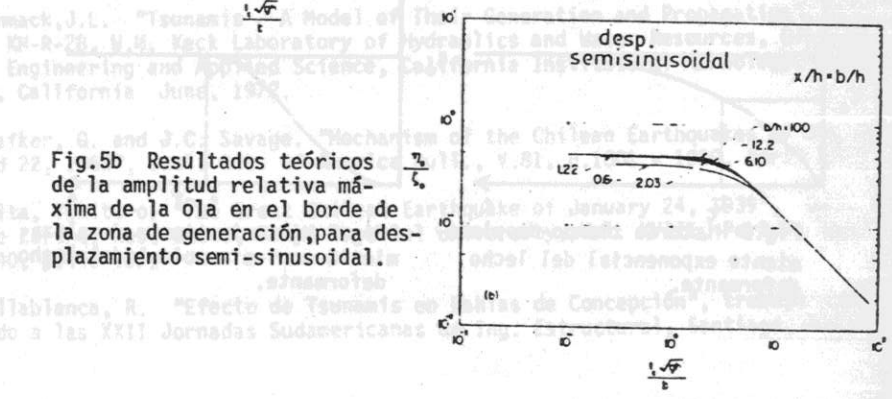
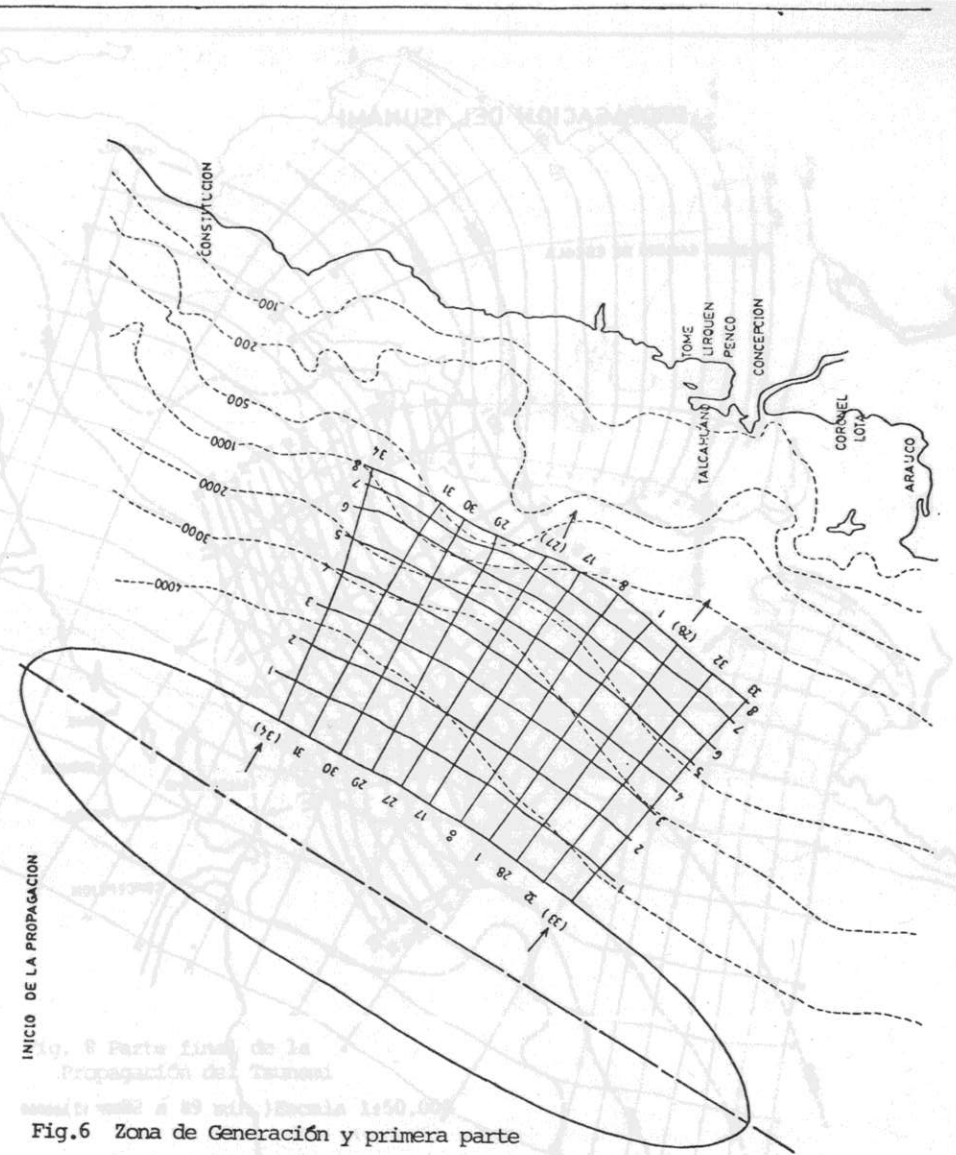


Fig.5b Resultados teóricos de la amplitud relativa máxima de la ola en el borde de la zona de generación, para desplazamiento semi-sinusoidal.



INICIO DE LA PROPAGACION

Fig. 6 Parte final de la propagación del Tsunami

Fig.6 Zona de Generación y primera parte de la Propagación del Tsunami (t = 0 a 8 min.) Escala 1:1,000,000

PROPAGACION DEL TSUNAMI

PRIMER CAMBIO DE ESCALA

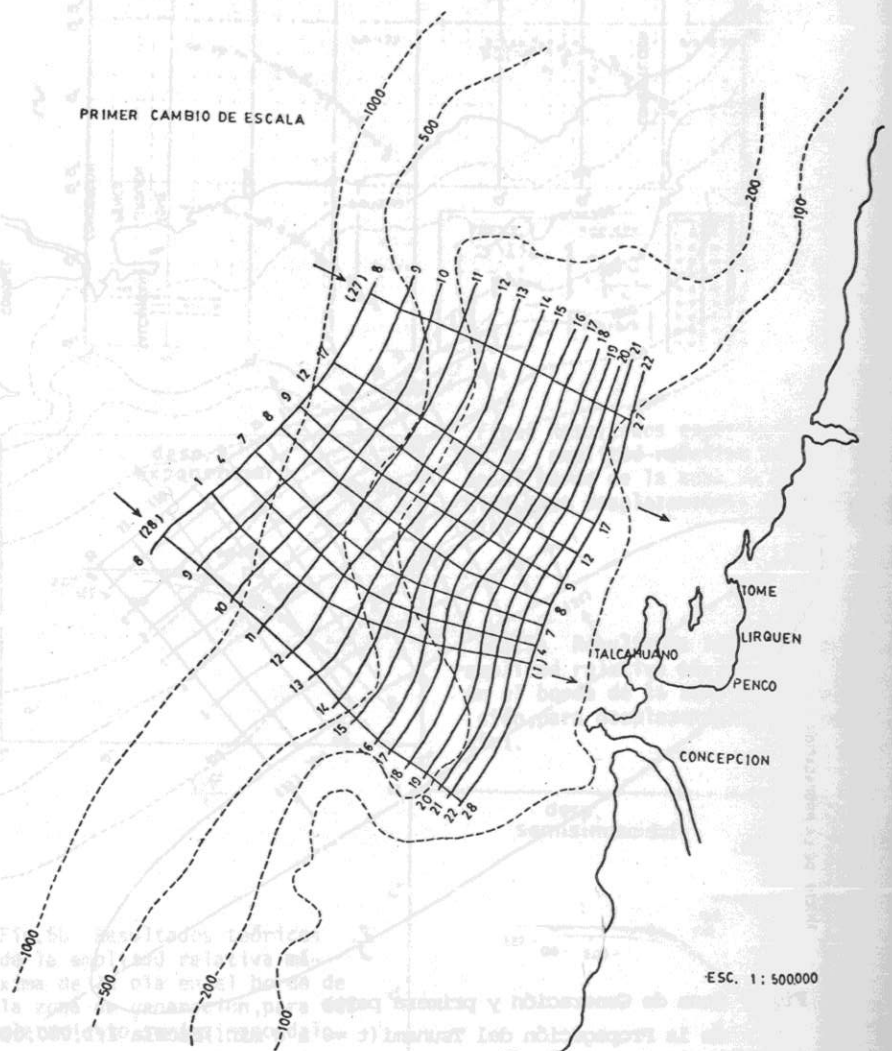


Fig. 7 Segunda parte de la Propagación del Tsunami (t = 8 a 22 min.)

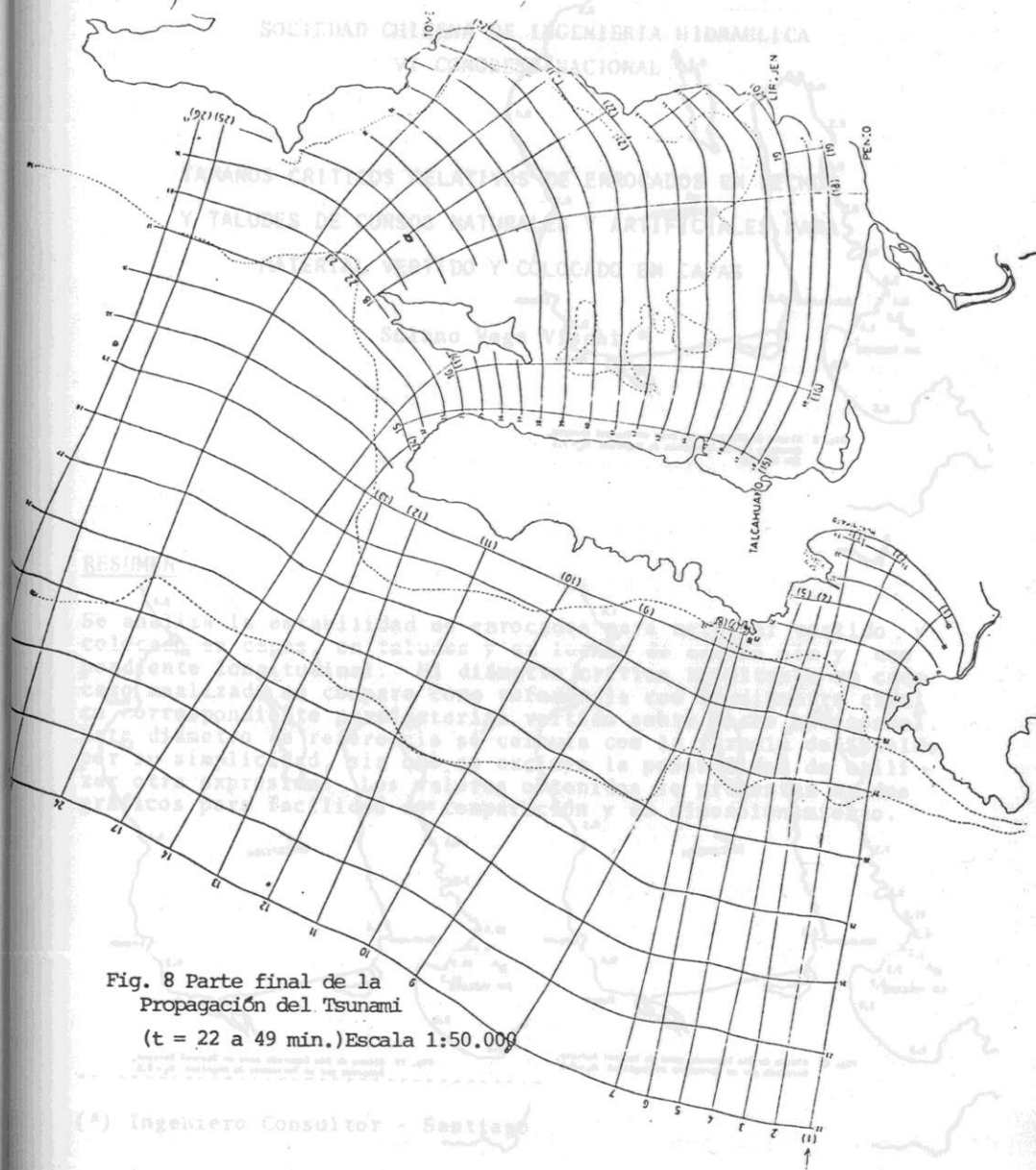


Fig. 8 Parte final de la Propagación del Tsunami (t = 22 a 49 min.) Escala 1:50,000

(*) Ingeniero Consultor - Santiago



Fig. 9 Altura de Ola Esperada para un Tsunami Cercano, Generado por un Terremoto de Magnitud $M_s = 7.5$ (en metros)

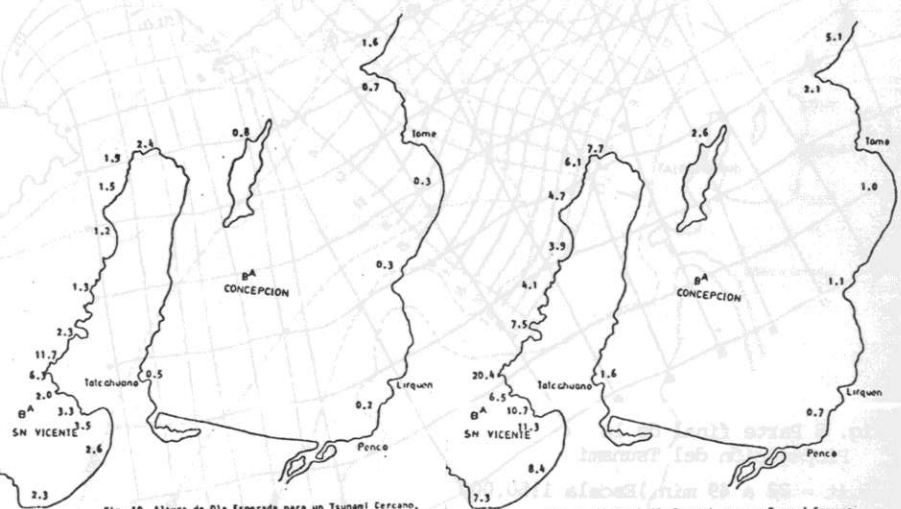


Fig. 10 Altura de Ola Esperada para un Tsunami Cercano, Generado por un Terremoto de Magnitud $M_s = 8.0$

Fig. 11 Altura de Ola Esperada para un Tsunami Cercano, Generado por un Terremoto de Magnitud $M_s = 8.5$

TAMAÑOS CRITICOS RELATIVOS DE ENROCADOS EN LECHOS Y TALUDES DE CURSOS NATURALES Y ARTIFICIALES PARA MATERIAL VERTIDO Y COLOCADO EN CAPAS

Solano Vega Vischi *



RESUMEN

Se analiza la estabilidad de enrocados para material vertido y colocado en capas, en taludes y en lechos de cauces sin y con pendiente longitudinal. El diámetro crítico resultante en cada caso analizado se compara como referencia con el diámetro crítico correspondiente para material vertido sobre lecho horizontal. Este diámetro de referencia se calcula con la fórmula de Shields por su simplicidad, sin que se excluya la posibilidad de utilizar otra expresión. Los valores obtenidos se presentan en dos gráficos para facilidad de comparación y de dimensionamiento.

(*) Ingeniero Consultor - Santiago.