



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**RESPUESTA LINEAL EN AMPLITUD Y FASE DE ISLA
GUADALUPE (BAJA CALIFORNIA, MEXICO) A
ONDAS DE TSUNAMI**



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA

JORGE REYES RODRIGUEZ DE LA GALA

ENSENADA, B.C., ENERO DE 1990

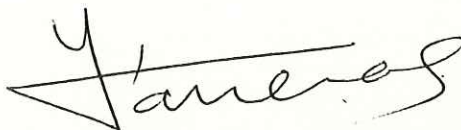
"RESPUESTA LINEAL EN AMPLITUD Y FASE DE ISLA GUADALUPE
(BAJA CALIFORNIA, MEXICO) A ONDAS DE TSUNAMI"

T E S I S

QUE PRESENTA:

JORGE REYES RODRIGUEZ DE LA GALA

Aprobada por:



Presidente del Jurado
M.C. Salvador F. Farreras Sanz.



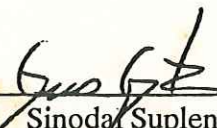
Sinodal Propietario
M.C René Pinet Plasencia



Sinodal Suplente
Oc. Rubén Castro Valdez



Sinodal Propietario
M.C. Oscar E. Delgado González



Sinodal Suplente
Oc. Guillermo Gutiérrez de V.

RESUMEN

Se utiliza el modelo numérico de Vastano y Reid para calcular la amplitud relativa y el desfase de ondas de tsunami a lo largo del contorno de Isla de Guadalupe. El modelo consiste en un esquema a diferencias finitas centrales de la ecuación de ondas largas (teoría lineal). Para facilitar la aplicación de las condiciones de frontera, se trabaja en un sistema ortogonal de coordenadas que reproduce el contorno de la isla cerca del origen y se aproxima a un sistema polar ordinario en la frontera externa. El rango en los periodos y las direcciones de incidencia de los tsunamis modelados corresponden a los casos más probables de acuerdo a los registros históricos.

Las amplificaciones máximas (400%) corresponden a tsunamis de periodo corto, 10 min, en zonas donde la convergencia de energía ocasionada por la refracción de la onda es importante. Para periodos largos, 30 minutos, la difracción y reflexión se convierten en los procesos dominantes, pero los valores de amplificaciones asociadas son menores al 25%.

El desfase típico ocasionado por la isla es de cuatro minutos, y su importancia decrece al aumentar el periodo de las ondas.

Se discute la zona óptima para la ubicación de un sensor de nivel de mar integrado a los sistemas regional e internacional de alarma contra maremotos. Con base a los resultados de la simulación numérica y a consideraciones de accesibilidad y protección contra oleajes de tormentas, se propone instalar el sensor analógico y el equipo de transmisión-recepción por satélite requeridos por los sistemas, en el extremo SW de la isla, donde actualmente se ubican los mareógrafos.

DEDICATORIA

Al Dr. Agustín Reyes Moctezuma

y su distinguida esposa

Dña. Aurora Angélica Rodríguez de la Gala de Reyes.

(quienes felizmente vienen a ser mis padres).

AGRADECIMIENTOS

En este trabajo colaboraron , en mayor o menor grado, un grupo de excelentes personas e instituciones académicas. A riesgo de omitir a alguna de ellas, me permito expresar mi más sincero agradecimiento para:

- El CICESE, institución que además de brindarme el libre uso de sus instalaciones apoyó la investigación mediante una beca-tesis.
- El M.C. Salvador Farreras, por la paciencia demostrada como director de la tesis.
- El M.C. René Pinet y el M.C. Oscar Delgado, sinodales, quienes compartieron su tiempo y experiencia para enriquecer este trabajo.
- El Dr. Jose Luis Ochoa y el Dr. Francisco Ocampo, por sus invaluable asesorías teóricas.
- La Secretaría de Marina, particularmente al M.C. Manuel Mancillas, de donde se obtuvo la información batimétrica.
- El Oc. Jorge Torres, gracias a quien el proceso de digitalización de los mapas resultó increíblemente sencillo.
- Ana Belinda, Beatriz y Claudia, un excepcional equipo de trabajo en la biblioteca del CICESE.
- El personal del Centro de Cómputo del CICESE, en especial Mario, Conchita y Georgina, sin cuya eficaz ayuda esta tesis seguiría en proceso... OK,
- El Ing. Jose Luis Rodríguez, por los consejos ofrecidos cuando tuve problemas en la programación.
- Guillermo Díaz de Cosío y Jaime Carlos Villegas, quienes en todo momento me tendieron una mano... cargada de ideas brillantes.
- El Instituto de Investigaciones Oceanológicas, por las facilidades otorgadas para la impresión de textos.
- Sergio Larios Castillo, del I.I.O., sinónimo de eficiencia y cordialidad.
- Nelly Morales, Olga Soto, Adriana Alvarado y la profra. Teresa Moreno, por todo su apoyo y el estimulante interés que demostraron en este trabajo.
- La Facultad de Ciencias Marinas por la formación e información que de ella obtuve.

I N D I C E

LISTA DE TABLAS		V
LISTA DE FIGURAS		VI
SIMBOLOGIA		VIII
I. INTRODUCCION		1
I.1 Conceptos Generales		1
I.2 Semblanza Histórica de la Modelación de Tsunamis (teoría lineal)		12
I.3 Sistema de Alerta contra Maremotos en Baja California		15
II. OBJETIVO		19
III. AREA DE ESTUDIO		19
IV. MATERIALES Y METODOS		21
IV.1 Ajuste del Contorno de la Isla		23
IV.2 Descripción del Modelo		26
IV.3 Estabilidad y Resolución		32
IV.4 Datos		37
V. RESULTADOS		38
VI. DISCUSIONES		57
VII. CONCLUSIONES		69
VIII. RECOMENDACIONES		70
IX. LITERATURA CITADA		72
X. APENDICE A. (Determinación de los coeficientes de Fourier)		76
XI. APENDICE B. (Deducción de la ecuación de onda en coordenadas de isla)		78

LISTA DE TABLAS

TABLA	PAGINA
I. Información geométrica del sistema de coordenadas de isla.	34
II. Ubicación de las localidades generadoras de los tsunamis modelados, dirección de incidencia en Isla Guadalupe, y fecha de ocurrencia cuando esto corresponda.	37
III. Resultados del ajuste por series de Fourier al contorno de Isla de Guadalupe.	40

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	PAGINA
1. Representación esquemática del efecto del fondo sobre una onda.	4
2. Diagramas de refracción de ondas. (a): incidencia sobre una costa recta con isóbatas paralelas a la línea de costa. (b): incidencia sobre un saliente costera.	6
3. Diagramas de difracción de ondas. (a): ante un obstáculo unidimensional (rompeolas). (b): ante un obstáculo bidimensional (isla).	9
4. Ubicación y batimetría del area de estudio. Se indican las direcciones de aproximación de los tsunamis modelados.	20
5. Ejemplo del mapeo de contornos mediante una transformación conforme.	24
6. Representación en segmentos de arco (S) de un contorno irregular (Z) para lograr una relación biunívoca $Z=Z(r,S)$.	26
7. Esquema numérico empleado en la resolución de la ecuación de onda.	31
8. Definición de la distancia (l) empleada para evaluar el intervalo de tiempo en la integración, que confiere estabilidad al modelo.	35
9. Ajuste por series de Fourier del contorno de Isla Guadalupe.	39
10. Sistema de coordenadas ortogonales en Isla Guadalupe.	41
11. Predicción del nivel de mar ocasionado por un tsunami proveniente de Hawaii con periodo de 10 minutos. El registro corresponde al punto donde actualmente se ubica el mareógrafo en Isla de Guadalupe.	44
12. Efecto de la batimetría y tamaño de malla sobre los coeficientes de amplificación de altura de la onda en el contorno de Isla de Guadalupe ante un tsunami proveniente de Hawaii (azimut 189°) con periodo de 10 minutos.	46

13. Respuesta en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Hawaii (azimut 189°). 47
14. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Alaska (azimut 114°). 49
15. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Japon (azimut 138°). 50
16. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Hawaii (azimut 189°). 51
17. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Samoa (azimut 213°). 52
18. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Chile (azimut 300°). 53
19. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 261. 54
20. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 213. 55
21. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 42. 56

SIMBOLOGIA

- A_n . Parte real de los coeficientes complejos de Fourier.
- B_n . Parte imaginaria de los coeficientes complejos de Fourier.
- C_n . Coeficientes complejos de Fourier.
- C . Velocidad de fase de la onda.
- D . Profundidad.
- g . Aceleración de la gravedad.
- H . Altura de la onda.
- i . $(-1)^{\frac{1}{2}}$.
- K . Número de onda.
- k . Superíndice de avance en tiempo para la ecuación en diferencias finitas
- M . Número de incrementos angulares en la malla.
- m . Subíndice de avance angular para la ecuación en diferencias finitas
- N . Número de incrementos radiales en la malla.
- n . Subíndice de avance radial para la ecuación en diferencias finitas
- r . Coordenada radial en el plano Z .
- $r_{\max}$. Radio externo de la malla.
- S . Longitud de arco del contorno de la isla.
- s . Factor de escalamiento de la transformación conforme.
- t . Tiempo.
- U . Parámetro de Ursell.
- W . Plano complejo que contiene la imagen del contorno de la isla.

- Z . Plano complejo que contiene el contorno de la isla.
- β . Coordenada angular en el plano W .
- Δ . Incremento.
- η . Campo de elevación de la superficie del mar.
- η_d . Campo de ondas difractadas.
- θ . Coordenada angular en el plano Z .
- λ . Longitud de onda.
- ρ . Coordenada radial en el plano W .
- ω . Frecuencia angular.

I. INTRODUCCION

'Tsunami' es la palabra japonesa que se empleaba históricamente para describir las ondas oceánicas que eventual e inesperadamente llegan a las costas, ocasionando un aumento inusual del nivel del mar, con los consiguientes daños en las estructuras costeras.

En español la palabra correspondiente a tsunami es maremoto, sin embargo, para ser consistentes con las convenciones y el uso internacionales, emplearemos el término tsunami en este trabajo.

I.1 Conceptos Generales.

La definición de tsunami más aceptada actualmente (Murty, 1977) abarca todo sistema de ondas gravitatorias oceánicas, es decir aquellas donde la gravedad funciona como la principal fuerza restauradora de equilibrio, provocados por una perturbación brusca y extensa de la superficie. Esta perturbación, en un 90% de los casos (Lockridge y Smith, 1984), se origina a partir de un sismo con epicentro bajo el piso marino o cerca de la costa en tierra firme. Aunque poco frecuente, también puede ser causada por erupciones volcánicas, deslizamientos o avalanchas costeras y hasta explosiones nucleares. Los

tsunamis así creados, particularmente los de origen tectónico, son capaces de propagarse a miles de kilómetros de su origen con pérdidas mínimas en su contenido de energía.

El tsunami típico se presenta en mar abierto como un tren de ondas largas, la longitud de cada una de ellas varia entre decenas y cientos de km; cuyo periodo puede ir de 2 a 200 minutos (generalmente entre 5 y 90 minutos), con una velocidad de propagación, proporcional en primera aproximación a la raíz cuadrada de la profundidad del mar, en un intervalo de varios cientos de kilómetros por hora. Su altura, sin embargo, rara vez sobrepasa algunos metros, es decir que la pendiente en la superficie libre provocada por los tsunamis es insignificante y por ello pasan desapercibidos para cualquier observador que se encuentre en mar abierto (Murty 1977, Voit 1987).

La propagación de una onda en un fluido, se ve afectada por la interacción del movimiento ondulatorio con las fronteras que lo contienen. En el caso de los tsunamis viajando a través del océano, son la configuración costera y las características batimétricas quienes determinan sus principales alteraciones. En algunas ocasiones estas modificaciones resultan en un incremento substancial de la altura de la onda, llegando a superar 15 m de elevación en

el nivel del mar.

Dean y Dalrymple (1984) señalan cuatro procesos de interacción principales: asomeramiento o efecto de fondo, refracción, reflexión y difracción.

Efecto de fondo.

Cuando un tsunami se aproxima a la costa entra en contacto con el talud continental. Esta reducción en la profundidad va acompañada de una disminución de la velocidad, la que a su vez (en primera aproximación dentro del contexto de la teoría lineal que supone al periodo como la única característica de la onda que permanece inalterable) ocasiona un acortamiento de la longitud de onda. La conservación del flujo de energía produce entonces un aumento en la amplitud (figura 1).

Al acercarse más las ondas al talud, la razón H/D (altura/profundidad) aunque aún pequeña, deja de ser despreciable, y la teoría lineal resulta inaplicable. La dispersión de amplitud comienza a dominar y las ondas más altas avanzan a mayor velocidad que las bajas. En el caso del oleaje de tormenta el proceso culmina con el rompimiento de las olas y la disipación de energía en procesos turbulentos (Kinsman, 1965), pero de acuerdo a

Kajiura (1983) las ondas de tsunami no llegan a romper.

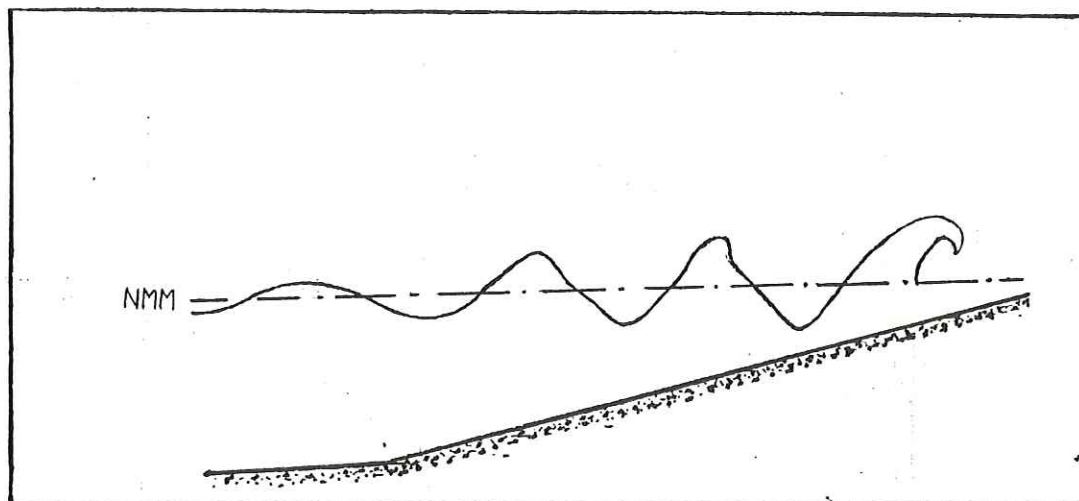


FIGURA 1. Representación esquemática del efecto del fondo sobre una onda.

Refracción

Debido a su extensión un tsunami no avanza, en general, en dirección perpendicular a las isóbatas. Como consecuencia de esto, distintos puntos del frente de onda viajan sobre distintas profundidades, es decir, a velocidades diferentes. El resultado es una deformación del frente de onda (figura 2a).

Si trazamos líneas ortogonales al frente de onda, usualmente llamadas rayos, podremos predecir puntos de concentración o dispersión de energía. La figura 2b ilustra el argumento de Soloviev y Go (1974) para explicar

la amplificación de altura en los registros de mareógrafos ubicados en puntas o salientes costeras, debida a este efecto.

Miyoshi (1983) señala a la refracción como el proceso dominante en la interacción tsunami-costa; en tanto que Vastano y Reid (1970) apuntan a la difracción y el atrapamiento de ondas como los fenómenos más importantes.

Reflexión.

Dado que los tsunamis no llegan a formar una rompiente su energía no se disipa totalmente en la costa; de hecho Soloviev y Go (1974) sostiene que la reflexión es casi total en la costa, y que un 25 % de la energía se refleja cuando el tsunami incide desde mar abierto sobre la plataforma continental. Por su parte Munk et al (1962) citado por Hwang y Divoky (1975) estima pérdidas energéticas de un 60 % al momento de reflejarse en la costa. Este porcentaje depende, entre otros factores, del ángulo de incidencia del tsunami y del tipo de costa al que se enfrente.

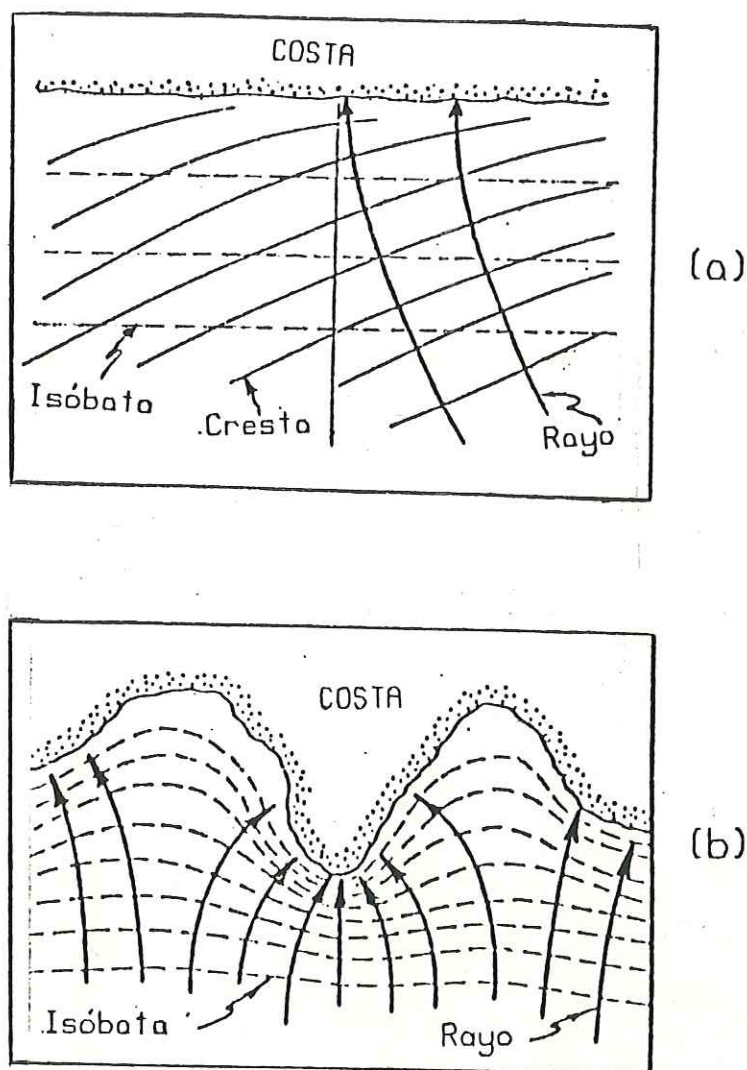


FIGURA 2. Diagramas de refracción de ondas. (a): incidencia sobre una costa recta con isóbatas paralelas a la línea de costa. (b): incidencia sobre un saliente costera.

Existe otro tipo de reflexión no menos importante, aunque no tan evidente. Longuet-Higgins (1967) menciona la resistencia de una onda a viajar en la dirección de profundidad creciente, pudiendo un gradiente

de profundidad intenso (como el que se presenta en el talud continental) ocasionar la reflexión del tsunami nuevamente hacia la costa.

La combinación de ambas reflexiones atrapa a las ondas sobre la plataforma continental, y estas se ven obligadas a viajar a lo largo de la costa. El mismo autor postula que una condición necesaria para que ocurra atrapamiento de ondas alrededor de una isla circular es que:

$$\frac{d}{dr}(r^{-2}D(r)) > 0 \quad (1)$$

donde r es la distancia radial desde el centro de la isla, y $D(r)$ es la profundidad.

Difracción

La difracción se produce siempre que la altura de la ola varíe a lo largo del frente de onda. Este fenómeno es más notorio cuando el tsunami incide en un obstáculo de dimensiones comparables a las de su longitud de onda (Dean y Dalrymple, 1984). Al rebasar los bordes del obstáculo se presenta una discontinuidad en el nivel de mar, la cual es inmediatamente suavizada por una onda que transmite energía en dirección paralela al frente de ondas original. La figura 3a ilustra el caso sencillo de un rompeolas (un sólo vértice) en tanto que la figura 3b esquematiza la

difracción ocasionada por una isla, donde existen una infinidad de vértices, cada uno de los cuales funciona como un punto generador de ondas (Sarpkaya e Isaacson, 1981).

En oceanografía física se ha adoptado la convención de utilizar la razón entre la profundidad local de la cuenca (D) y la longitud de onda (λ) para obtener información acerca del efecto del fondo sobre la propagación de la onda.

Así, de acuerdo al valor del cociente D/λ se tiene que (Kinsman, 1965):

$D/\lambda > .5$ la onda viaja en aguas profundas.

$.5 > D/\lambda > .04$ la onda viaja en aguas de profundidad intermedia.

$D/\lambda < .04$ la onda viaja en aguas someras.

Suponiendo 4 km como la profundidad media del océano, y 400 km como una λ típica de los tsunamis, encontramos que este tipo de ondas se desplazan en el océano como una onda en aguas someras. Por esta razón se utilizan para el estudio de su propagación las aproximaciones para aguas someras de la teoría general de ondas.

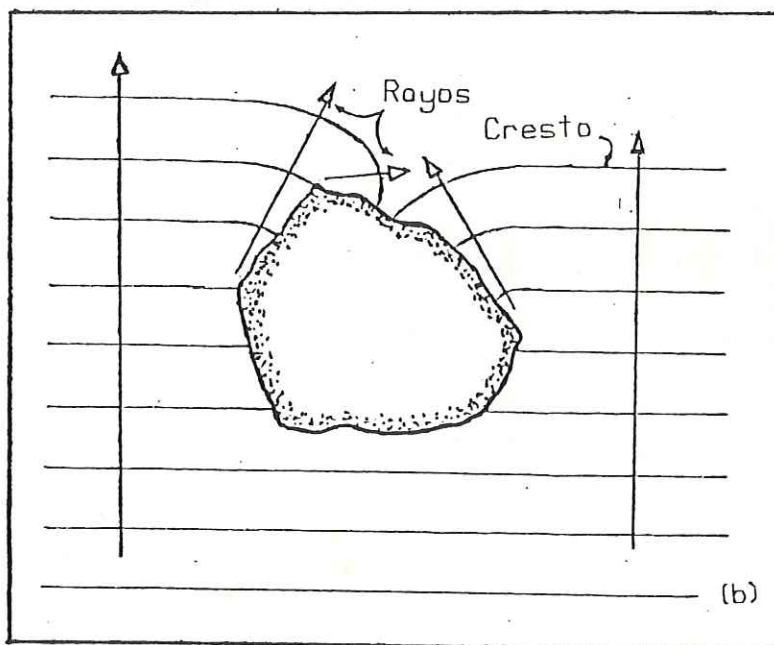
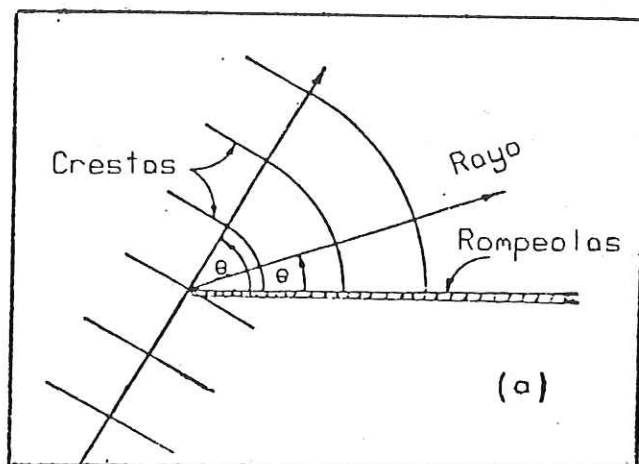


FIGURA 3. Diagramas de difracción de ondas. (a): ante un obstáculo unidimensional (rompeolas); (b): ante un obstáculo bidimensional (isla).

El estudio de los tsunamis puede dividirse en cuatro etapas: generación, propagación en regiones abisales, modificaciones experimentadas sobre la plataforma continental, y efectos costeros (run-up). Estos dos últimos aspectos son los que intervienen en el proceso de interacción tsunami-isla. (Voit, 1987)

La etapa de propagación del tsunami puede ser adecuadamente descrita por la teoría lineal, en opinión de la mayoría de los autores, v.gr. Sarpkaya e Isaacson (1981), Tuck (1979). Los efectos de run-up son ampliamente reconocidos como alineales (Voit, 1987). Sobre la plataforma continental, en cambio, el criterio para fijar un límite respecto a la aplicabilidad de la teoría lineal es aún materia de estudio y discusión (Voit, 1987). Murty (1977) propone la utilización del parámetro de Ursell, que es la razón entre la dispersión de amplitud (efectos no lineales) y la dispersión de fase.

$$U = \frac{\text{términos no lineales}}{\text{términos lineales}} = \frac{H/D}{D^2/\lambda^2} \quad (2)$$

de manera que podremos usar la teoría lineal si $U \ll 1$.

Fuera de este límite, o algún otro convenientemente fijado, se utilizan teorías no lineales como las de Stokes de orden superior, la teoría trocoidal, la teoría cnoidal

(particularmente en el caso limitante de onda solitaria), etc.

La principal ventaja de la teoría lineal, como lo señala Tuck (1979) es su sencillez y economía.

I.2 Semblanza Histórica de la Modelación de Tsunamis (Teoría Lineal).

A pesar de que se trata de fenómenos primordialmente no lineales, se han aplicado con éxito aproximaciones lineales para la modelación de sistemas tsunami-isla y tsunami-costa en la plataforma continental.

Vastano y Reid (1970) comparan sus resultados con los de un modelo físico (Van Dorn, 1970 en Vastano y Reid, 1970). En ambos trabajos se simuló la respuesta de las islas Wake ($19^{\circ}18' \text{ N}$, $166^{\circ}38' \text{ E}$) ante el tsunami del 9 de Marzo de 1957. En términos generales los resultados concuerdan, pero el modelo numérico sobrestima consistentemente los valores de la amplitud. Los autores proponen como explicación la dispersión lateral de energía que ocurre el modelo hidráulico antes de que el frente de onda pueda considerarse plano.

Hammack (1972) utiliza un modelo hidráulico para corroborar la aplicabilidad de la teoría lineal en la generación y propagación de tsunamis. Sus resultados apoyan el empleo del parámetro de Ursell como criterio de validez.

Hwang y Divoky (1975) toman los registros de desplazamiento del fondo marino para el terremoto de Alaska en 1964, y los utilizan para calcular la función perturbadora del tsunami asociado. Con ello logran una buena reproducción de los registros mareográficos en la Bahía de Hilo en Hawaii. La resolución cerca de la costa se mejora empleando una submalla refinada.

Jonsson et al (1976), analizan el intervalo de aplicabilidad de las ecuaciones de ondas en aguas someras. Utilizan la misma isla idealizada de geometría conocida con la que Vastano y Reid (1967) verificaron su modelo. También comparan los resultados de un modelo de refracción contra los de un modelo menos restrictivo que incluya los efectos de difracción del tsunami. Concluyen que la aproximación de ondas largas puede usarse si el periodo del tsunami es mayor de 7 min (en un océano de 4 km de profundidad); y señalan que la solución por refracción es válida en un intervalo de periodos inferiores a los característicos de los tsunamis.

Bernard y Vastano (1977) simulan la interacción del sistema de islas hawaianas con el tsunami del 1ro. de Abril de 1946, incluyendo el atrapamiento de ondas por reflexión entre islas. Con ello logran explicar algunos efectos resonantes observados durante el evento.

Houston (1978) implementa la técnica de elementos finitos y logra una reproducción admirable de los registros mareográficos en Hawaii durante el tsunami del 28 de Marzo de 1964. Sin embargo, como apuntan Behrendt et al (1983), este mismo método no funciona cuando los efectos no lineales se vuelven significativos.

Brandsma et al (1978) realizan un experimento para investigar las regiones tsunamigénicas más peligrosas en potencia para las costas de norteamérica. A fin de lograrlo simulan la propagación de un tsunami excepcionalmente grande desde todas las fuentes de tsunamis probables y los propagan hasta obtener "mareogramas" del tsunami en diversas localidades de la costa.

Shaw (1978) investiga los efectos sobre la amplitud de un tsunami de diversas configuraciones en la plataforma continental. Concluye que una cantidad apreciable de energía es reflejada, incluso cuando el ángulo de incidencia es muy oblicuo.

Tuck (1979) efectúa un análisis de la variación de los parámetros computacionales (tamaño de malla, información batimétrica, intervalo de tiempo, etc.) en los resultados de una simulación numérica del tsunami de Alaska en 1964. Recomienda el uso de la teoría lineal, y señala que el parámetro de Ursell no es un criterio definitivo para evaluar su aplicabilidad.

Aida (1981) emplea la aproximación lineal, en un simulación de inundaciones históricas por tsunamis, hasta una profundidad de 200 metros, y la teoría no lineal desde esa isóbata hasta la costa.

La misma estrategia es empleada por Goto y Shuto (1981). En su modelo de inundación incluyen términos que denominan de dispersión, difusión y viscosidad numérica, con el fin de aumentar la estabilidad del esquema en diferencias finitas.

Tsuji (1985) en cambio, considera la profundidad constante desde la isóbata de los 200 metros hasta la costa y trabaja todo el dominio con teoría lineal. Posteriormente compensa los resultados de amplitud con un factor propuesto por Shuto (1972).

Murty (1983) modela la propagación de ondas de tsunami difractadas por el borde de la plataforma continental. Sus resultados muestran que bajo ciertas condiciones la velocidad de viaje de éstas puede superar la del frente de onda inalterado del tsunami, lo que estimula su empleo como alarma de tsunamis.

Usando ondas planas y senoidales como perturbación en un modelo de elementos finitos, Abe (1985) logra una correlación de 0.9 con los registros mareográficos en la costa de Japón para el tsunami del 26 de Mayo de 1983. El mismo estudio demuestra la dependencia de la correlación sobre la frecuencia de la onda incidente.

I.3 Sistema de Alerta contra Maremotos en Baja California.

El CICESE, en conjunto con la Secretaría de Marina, la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, y la Unidad Estatal de Protección Civil de Baja California, está desarrollando el proyecto "Sistema Regional de Alarma de Maremotos para Baja California" (Farreras, 1986). Este sistema de alarma se enmarca dentro del Sistema Nacional de Prevención de Desastres de México creado según los lineamientos del PRONDETYC (Programa Nacional de Desarrollo Tecnológico y Científico 1982-1988).

El CICESE actúa como "agencia diseminadora" en México del Sistema Internacional de Alarma de Tsunamis en el Pacífico. Cuenta con una estación mareográfica funcionando dentro de la red del sistema y dos más se encuentran en proceso de incorporación (NOAA, 1988). Para el equipamiento de las estaciones según los requisitos establecidos, se cuenta con el apoyo de la Universidad de Hawaii .

El proyecto surge de la necesidad de contar con un sistema de alarma eficiente y confiable que permita detectar y evaluar el riesgo representado por un tsunami que se aproxime a las costas de Baja California. Asimismo, el sistema regional debe estar integrado al internacional para proporcionar información sobre la propagación de tsunamis a otros países miembros. El sistema debe contar con mecanismos de comunicación de alerta a la población amenazada, así como con medios para facilitar su evacuación oportuna y ordenada.

El principal componente del sistema lo integrarán tres estaciones mareográficas equipadas con sensores analógicos de registro permanente, y, en su etapa final, transmisor-receptor a satélite con el centro de comando y estación terrena en CICESE (Ensenada), y con el Centro Internacional de Alarma con sede en Hawaii, U.S.A. Dichas estaciones se

ubicarán en Cabo San Lucas, Isla Guadalupe y Ensenada, aprovechando y mejorando las instalaciones que actualmente se encuentran en operación.

La información así obtenida permitirá calcular la hora de llegada del tsunami, su altura de ola probable y el riesgo de inundación que represente, para varias localidades costeras de Baja California. Para ello es importante conocer las características que la onda del tsunami tenía en mar abierto, esto es, antes de haber sido afectada por la interacción con la topografía costera. Por su lejanía a la plataforma continental, las estaciones ubicadas en islas presentan registros con una menor distorsión que las localizadas en costas de tierra firme.

En base a lo anterior, Isla de Guadalupe es un candidato óptimo para la ubicación de una estación del sistema. Esta estación también ha sido solicitada por la Intergovernmental Oceanographic Commission (1987) para integrarse a la red que conforma el Sistema de Alerta de Tsunamis en el Pacífico.

Para propósitos del Sistema de Alarma, la alteración más importante en las ondas de tsunami al viajar sobre aguas costeras consiste en el cambio de altura y de velocidad que experimentan. La intrincada interacción de

los factores que producen estos cambios requiere para su estudio el empleo de modelos numéricos cuya complejidad dependerá de la cantidad de fenómenos que se deseen considerar.

La aplicación del modelo que se seleccione permitirá discernir los efectos atribuibles a la interacción isla-onda en distintos puntos del contorno costero. Conviene utilizar en la simulación numérica los periodos y direcciones de aproximación de los tsunamis con mayores probabilidades de arribar a Baja California (fig. 4).

Con esto será posible determinar la respuesta específica del lugar en la isla donde se ubique la estación del Sistema; y a partir de las lecturas transmitidas y entregadas por los sensores en un caso real, se podrán calcular las características que trae en mar abierto el tsunami que se aproxima. Estas características, a su vez, permitirán predecir los efectos del arribo del tsunami a las restantes localidades costeras, y prevenir oportunamente a la población, o evitar situaciones de pánico innecesarias.

II. OBJETIVO

Determinar la respuesta en amplitud y en fase del contorno de la Isla de Guadalupe a la incidencia de ondas de tsunami; y a partir de ella obtener una estimación de los parámetros de dicha onda (amplitud y fase) en mar abierto.

III. AREA DE ESTUDIO

Isla de Guadalupe ($29^{\circ}00'$ N, $118^{\circ}17'$ W) se encuentra a 230 km frente a la parte central del litoral Pacífico de la península bajacaliforniana, fuera de la plataforma continental. Sus dimensiones extremas son 32 kilómetros de largo por 12 de ancho (ver figura 4).

Esta isla se levanta como un par de conos volcánicos desde una planicie con profundidad media de 3,500 m; formando un talud que alcanza pendientes de 1:4 en su cara oeste. La figura 4 presenta las isóbatas tomadas en consideración para el presente estudio.

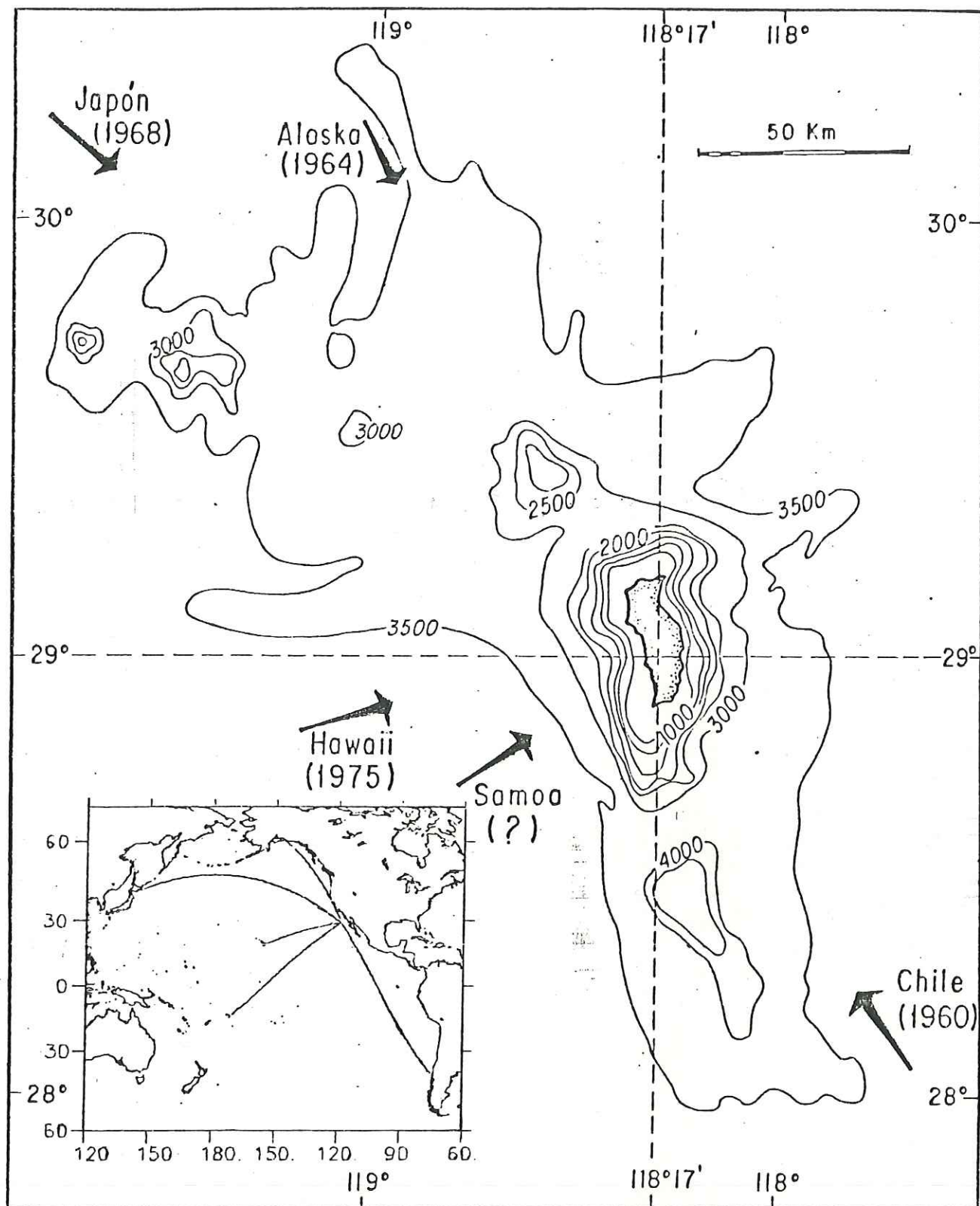


FIGURA 4. Ubicación y batimetría del área de estudio. Se indican las direcciones de aproximación de los tsunamis modelados. (Profundidad en metros).

En la actualidad se encuentran instalados un mareógrafo análogo , a cargo de la Secretaría de Marina, y otro digital a cargo de CICESE, ambos en el extremo suroeste (Gutiérrez, 1986). Se cuenta con comunicación radiofónica permanente a la 2da. Zona Naval de Ensenada, para efectos del Sistema Regional de Alarma de Tsunamis.

IV. MATERIALES Y METODOS

En este estudio se emplea el modelo de Vastano y Reid (1966), el cual consiste en una versión en diferencias finitas centrales de la ecuación de ondas largas expresada en un sistema ortogonal de coordenadas. Este sistema coordinado, que en lo sucesivo se denominará como coordenadas de isla, es la imagen de un sistema polar cilíndrico sometido a una transformación conforme.

Cuando se tiene un problema con condiciones de frontera conviene trabajarlo en el sistema de coordenadas que mejor se ajuste a las fronteras impuestas; en el caso de una isla alejada del continente la elección obvia es un sistema polar cilíndrico. Sin embargo, el caso ideal sería un sistema en el que una de las isolineas reprodujera exactamente el contorno de la isla, mientras que al aproximarse a la frontera externa se comporte como un

sistema polar ordinario.

Mediante el uso de series de Fourier puede transformarse un contorno arbitrario, un círculo unitario por ejemplo, a la configuración deseada, con una precisión proporcional al número de términos empleados en la serie.

El siguiente paso consiste en utilizar los coeficientes de Fourier ya calculados dentro de una transformación conforme que se aplica a un sistema polar cilíndrico ordinario. El resultado será el sistema de coordenadas de isla deseado. A continuación se expresan la ecuación de onda y las condiciones de frontera en función de las nuevas coordenadas y se discretizan para obtener el esquema numérico correspondiente.

El proceso se describe en detalle en la serie de trabajos: Reid y Vastano (1966), Vastano y Reid (1967), y Vastano y Reid (1970). Existe también una síntesis de ellos en Vastano y Reid (1966), donde además se comparan los resultados del modelo con los de una simulación física (Van Dorn, 1970, en Vastano y Reid, 1970), y se incluye el código FORTRAN IV utilizado.

IV.1 Ajuste del Contorno de la Isla.

La transformación elegida es :

$$\ln(Z) = \ln(W) + \sum_{n=0}^N C_n W^{-n} \quad (3)$$

donde :

$W = \rho \exp(i\beta)$ Plano objeto (complejo)

$Z = r \exp(i\theta)$ Plano imagen (complejo)

C_n = Coeficientes complejos de Fourier (propios de la transformación, de manera que a un círculo unitario en W le corresponda como imagen en Z el contorno de la isla).

La figura 5 muestra esquemáticamente esta transformación.

Como se trata de una transformación conforme, preserva los ángulos entre segmentos infinitesimales de líneas aunque varía su tamaño; es decir únicamente efectúa un escalamiento (a nivel infinitesimal) de los contornos representados en el plano W .

La tarea ehtonces consiste en encontrar una expresión para los coeficientes C_n que satisfagan la ecuación (3). Una vez obtenidos los coeficientes, será posible encontrar la imagen, en el plano Z , de cualquier contorno que se

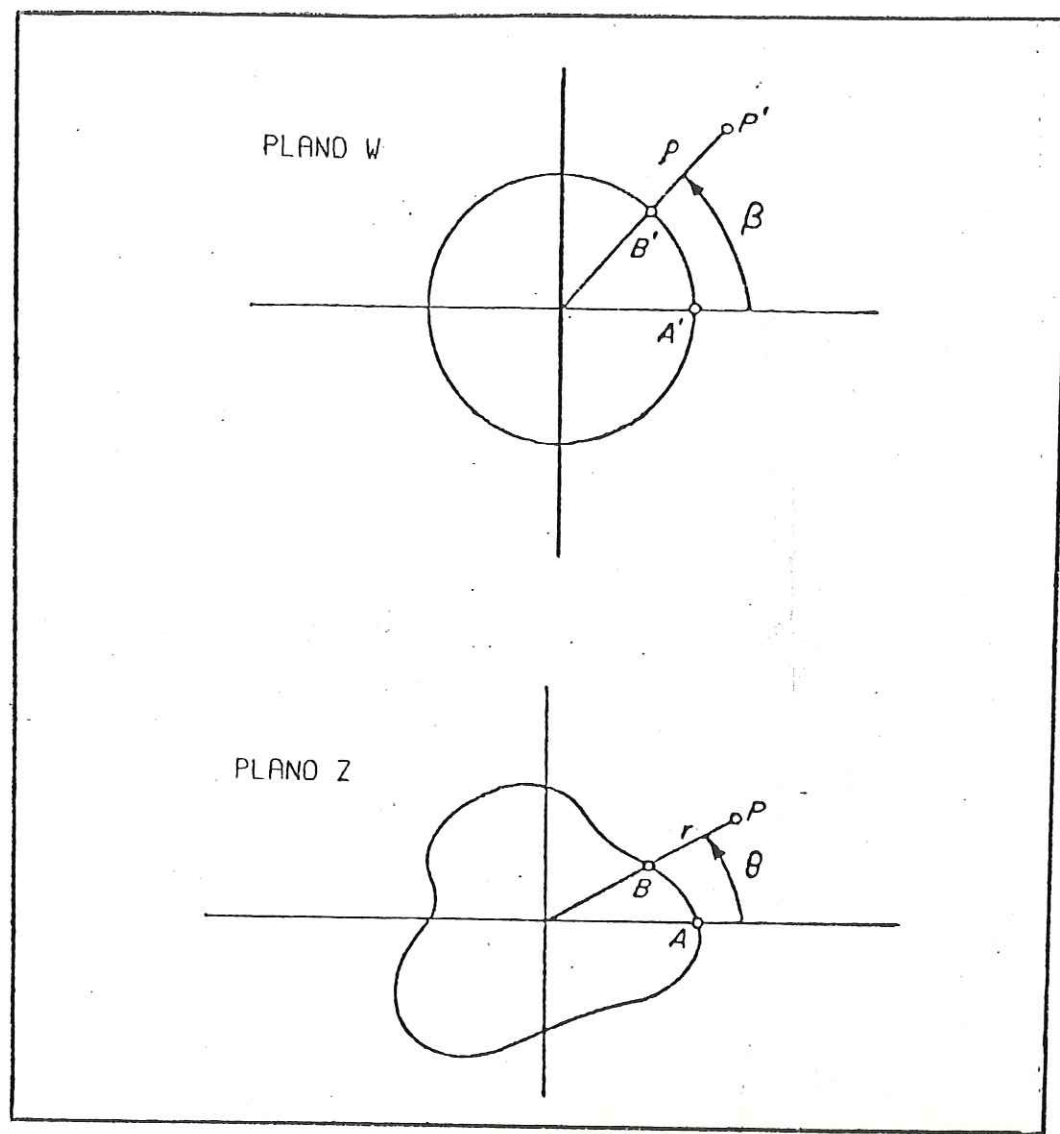


FIGURA 5. Ejemplo del mapeo de contornos mediante una transformación conforme.

dibuje en el plano W.

En particular podemos someter a la transformación la malla representada por un sistema de coordenadas polares y graficar el sistema de coordenadas de isla resultante. Nótese que la semejanza entre ambos será mayor conforme

aumente la distancia ρ al origen, puesto que la transformación (3) se aproxima a una transformación lineal.

En la determinación de los coeficientes se procede de manera inversa, esto es, buscaremos escoger los C_n que transformen el contorno de la isla, conocido de la carta batimétrica 21BCO-#21661 del U.S. Navy, en un círculo de radio unitario (expresado en las mismas unidades que el contorno).

La figura 6a muestra el problema que presenta un contorno demasiado irregular, la función $Z = Z(r, \theta)$ es multivaluada para ciertos ángulos θ y no es posible determinar la serie de Fourier correspondiente. La solución consiste en aproximar el contorno por segmentos de arco 'S', figura 6b, para obtener una relación biunívoca $Z = Z(r, S)$.

En el apéndice A se describe el proceso matemático y el algoritmo empleado en la determinación de los coeficientes A_n , B_n tales que:

$$C_n = A_n + iB_n \quad (4)$$

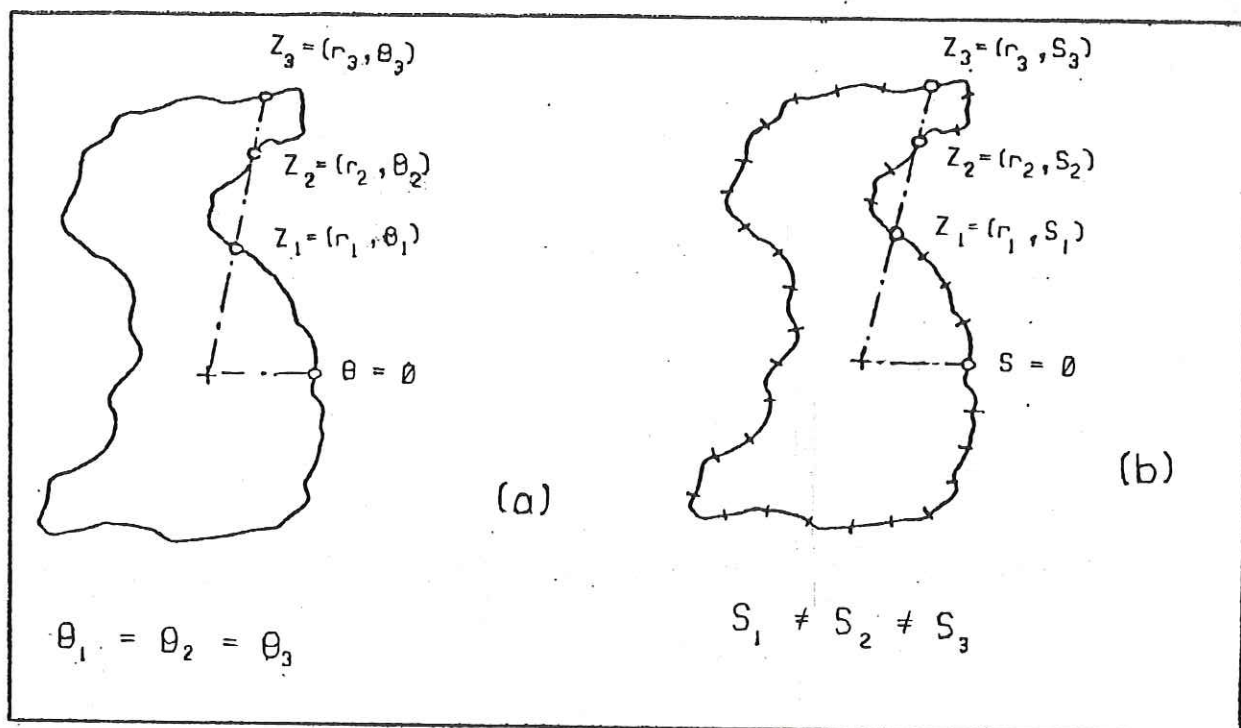


FIGURA 6. Representación en segmentos de arco (S) de un contorno irregular (Z) para lograr una relación biunívoca $Z=Z(r,S)$.

IV.2 Descripción del Modelo.

Las suposiciones físicas consideradas por la teoría lineal de ondas largas son :

- a) La longitud de onda es mucho mayor que la altura.
- b) La longitud de onda es mucho mayor que la profundidad.

c) El agua de mar se comporta como un fluido no viscoso e incompresible.

d) El flujo es irrotacional.

En particular el modelo empleado requiere que:

e) El tsunami no se vea afectado por el efecto de Coriolis.

f) No existan pérdidas ni ganancias de energía por fricción de fondo, esfuerzos atmosféricos, etc.

g) La costa de la isla funcione como una barrera impermeable.

h) Antes de llegar a la frontera externa, exista una zona de profundidad constante cuya extensión sea de dimensiones comparables a la longitud de onda.

i) Inicialmente la superficie del océano se encuentre horizontal y en reposo.

La aproximación (a) nos permite usar la teoría lineal de ondas, mientras que la suposición (b) nos lleva a las simplificaciones de ondas en aguas someras. Como consecuencia de ello el modelo es poco dispersivo, dado que todas las ondas viajarán a la misma velocidad independientemente de su altura y con modificaciones mínimas por efecto de su longitud de onda.

Las consideraciones (c) y (d) se emplean en la deducción de la expresión lineal de las ecuaciones de movimiento y continuidad, con las cuales se obtiene la ecuación de onda (en el apéndice B se incluyen los detalles):

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\eta) = gs^2 \left[\rho \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho D \frac{\partial}{\partial \rho}(\eta) \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left(d \frac{\partial}{\partial \beta}(\eta) \right) \right] \quad (5)$$

donde

η = nivel de la superficie libre

ρ, β = coordenadas de isla

s = factor de escala

Para cumplir con el requisito (e) se trabajaron periodos menores de una hora.

La suposición (f) implica que las oscilaciones del nivel mar son libres y no amortiguadas.

La condición (g) de reflexión total exige que la velocidad del fluido sea tangencial al contorno de la isla en la frontera interna. En otras palabras, supone que el tsunami no inunda la costa. Matemáticamente se expresa como :

$$\frac{\partial}{\partial \rho}(\eta) = 0 \text{ en } \rho = 1 \quad (6)$$

En la frontera externa se tiene la llamada condición de radiación (Sommerfeld, 1949). Su sentido físico es que a lo largo de la frontera sólo existan ondas propagándose hacia afuera (excepto, obviamente, por el tsunami incidente). Estas ondas se originan por la difracción del tsunami con el contorno de la isla, y su amplitud decae exponencialmente con la distancia al origen. Su representación matemática es :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\eta_d) + (gD)^2 \frac{\partial}{\partial r}(\eta_d) \rightarrow 0 \text{ cuando } r \rightarrow \infty \quad (7)$$

siendo $\eta_d = (\eta - \eta_{\text{incidente}})$ el campo de ondas difractadas.

La ecuación (7), empero, es difícil de implementar en un esquema numérico como condición de frontera. Vastano y Reid (1966) demuestran que una condición análoga a (7) es:

$$\frac{d}{dt}(r^2 \eta_d) = 0 \quad (8)$$

y que la validez de (8) está restringida a las líneas características sobre las cuales:

$$\frac{d}{dt}(r) = k \quad \text{y} \quad \frac{d}{dt}(\theta) = 0 \quad (9)$$

siendo k una constante.

Las ecuaciones (9) representan una zona donde la velocidad de la onda es constante tanto en magnitud como en dirección. Esta es la razón por la que se especifica la condición (h).

Se tiene entonces un problema clásico de valores en la frontera, con condición inicial (i).

Sólo resta definir el esquema numérico a utilizar. La elección es la aproximación en diferencias finitas centradas tanto en tiempo como en espacio. La variable dependiente η se calcula en los nodos de la malla. En la figura 7 se presenta gráficamente el esquema numérico. La fase de las ondas se calcula con referencia a un punto imaginario ubicado en la frontera externa a 90° de la dirección de incidencia. Bajo el supuesto de que en la frontera externa el efecto de la isla es despreciable, este valor de fase nos permitirá calcular el retardo (o avance) que experimenta la onda debido a la presencia de la isla.

Las representaciones en diferencias finitas de las condiciones de frontera (6) y (8) son, respectivamente:

$$\eta_{1,m}^k = \eta_{2,m}^k \quad (10)$$

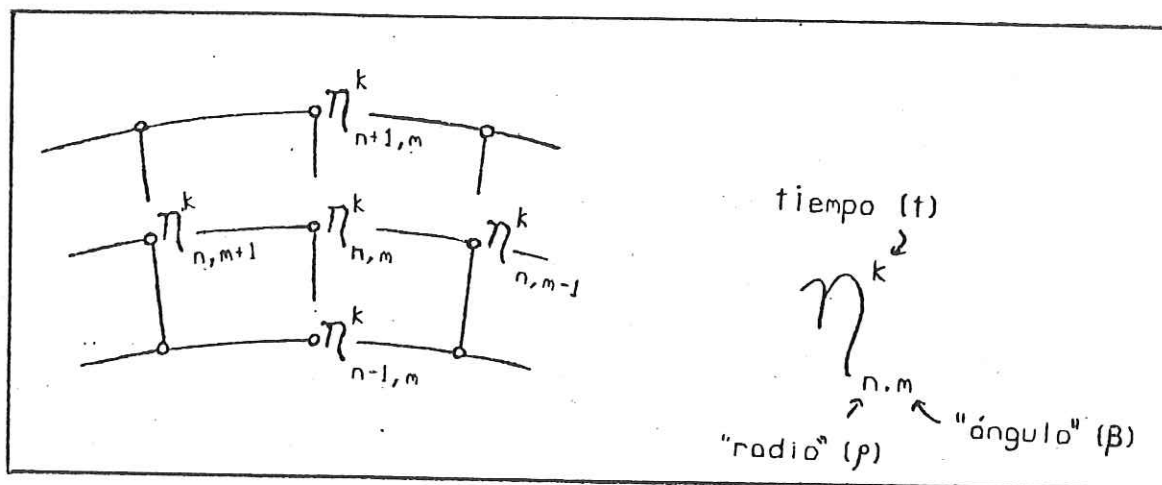


FIGURA 7. Esquema numérico empleado en la resolución de la ecuación de onda.

$$r_N^2 (\eta - \eta_{\text{incidente}})_{N,m}^{k-1} = r_q^2 (\eta - \eta_{\text{incidente}})_{q,m}^k \quad (11)$$

donde q es un punto entre r_N y r_{N-1} .

Por su parte la ecuación de onda (5) se discretiza

como:

$$\eta_{n,m}^{k+1} \approx 2 \eta_{n,m}^k - \eta_{n,m}^{k-1}$$

$$\begin{aligned}
 & + \frac{g}{2} (\Delta t s_{n,m})^2 \left\{ \frac{\rho_n}{(\Delta \rho)^2} \left[\left(\rho_n D_{n,m} + \rho_{n+1} D_{n+1,m} \right) \left(\eta_{n+1,m}^k - \eta_{n,m}^k \right) \right. \right. \\
 & - \left. \left(\rho_n D_{n,m} + \rho_{n-1} D_{n-1,m} \right) \left(\eta_{n,m}^k - \eta_{n-1,m}^k \right) \right] \\
 & + \frac{1}{(\Delta \beta)^2} \left[\left(D_{n,m+1} + D_{n,m} \right) \left(\eta_{n,m+1}^k - \eta_{n,m}^k \right) \right. \\
 & - \left. \left(D_{n,m-1} + D_{n,m} \right) \left(\eta_{n,m}^k - \eta_{n,m-1}^k \right) \right] \left. \right\} \quad (12)
 \end{aligned}$$

donde $\Delta\rho$ y $\Delta\beta$ indican los incrementos en ρ y β .

IV.3 Estabilidad y Resolución.

El esquema en diferencias finitas de una ecuación diferencial con solución acotada es inestable si para un tamaño de malla fijo se puede presentar una perturbación inicial para la cual la solución de la ecuación en diferencias finitas se dispara al transcurrir el tiempo. La estabilidad de un modelo depende pues, tanto del tamaño de malla como del incremento en tiempo seleccionados en el proceso de discretización.

A su vez, la resolución espacial del modelo estará en función del tamaño de malla. Por esta razón conviene diseñar la malla que garantice las condiciones mínimas de resolución, y a partir de ella calcular un incremento de tiempo acorde con el criterio de estabilidad de Von-Newman.

En primer lugar se eligen las dimensiones de la malla, esto es, el ρ máximo, de una magnitud superior a la longitud de onda típica de los tsunamis. Tomando en consideración las características batimétricas alrededor de Isla de Guadalupe, se delinea la zona de profundidad

constante, requerida por la condición de frontera externa. Debe procurarse que esta zona se adapte lo mejor posible a la realidad, y que cuente con una extensión del mismo orden de magnitud que la longitud de onda típica de los tsunamis.

Si desea describirse inequívocamente un fenómeno ondulatorio, han de especificarse cuando menos tres puntos por cada longitud de onda. Esta consideración nos lleva a establecer como mínimo número de incrementos radiales, N :

$$N = 3r_{\max}/\lambda \quad (13)$$

recíprocamente, en base a la frontera externa (donde se tienen los mayores segmentos de arco), debemos contar al menos con M incrementos angulares, donde M está definido por :

$$M = 3(2\pi)r_{\max}/\lambda \quad (14)$$

En la tabla I se presentan los parámetros de diseño de la malla.

Para lograr la estabilidad del modelo se requiere que ninguna celda sea atravesada diagonalmente por la onda en un tiempo menor al intervalo de integración. Basta entonces con calcular cuánto tarda un tsunami en recorrer cada celda, según el esquema de la figura 8, y redondear

TABLA I

Información geométrica del sistema de coordenadas de isla.

P a r á m e t r o s d e D i s e ñ o		
Periodo mínimo	:	10 min
Longitud de onda	:	111 km
Radio externo	:	250 km
Radio de prof. variable	:	170 km
Zona de prof. constante	:	80 km
Profundidad constante	:	3,500 m
R e s o l u c i ó n d e l M o d e l o		
	Valor límite	Valor utilizado
No. de incrementos radiales	7	50
Longitud del incremento radial	36 km	5 km
No. de incrementos angulares	43	120
Longitud del mayor segmento de arco	36 km	13 km

con truncamiento al menor de todos los tiempos de viaje. Este valor constituye el intervalo de integración (Richtmeyer, 1957) citado por Vastano y Reid (1966). Bajo la aproximación trapezoidal (los segmentos de arco funcionan como rectas y el ángulo $\Delta\theta$ en la figura 8 es muy pequeño), este lapso puede calcularse de acuerdo a :

$$\Delta t = \frac{n\Delta r}{C} \frac{\Delta\theta}{(n^2\theta^2 + 1)^{\frac{1}{2}}} \quad (15)$$

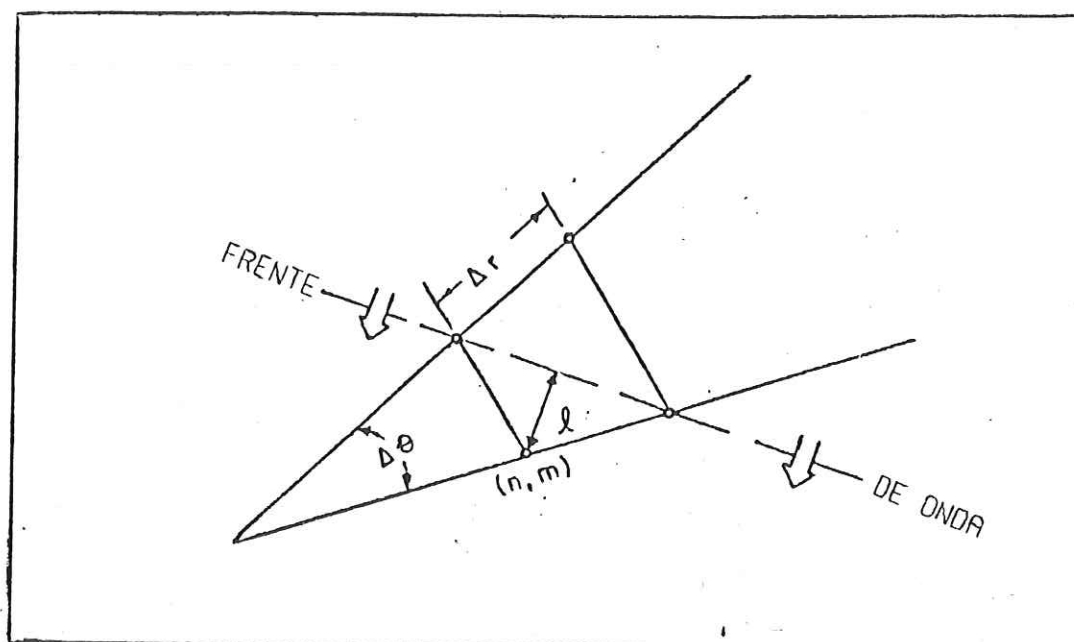


FIGURA 8. Definición de la distancia (l) empleada para evaluar el intervalo de tiempo en la integración, que confiere estabilidad al modelo.

En general, la onda difractada no recorrerá la última celda de la malla precisamente en un tiempo igual al intervalo de integración. Se recurre entonces a una interpolación lineal para obtener la altura de la onda difractada en la frontera externa durante el paso $k+1$.

IV.4 Datos

Debido a que los tsunamis son fenómenos muy esporádicos, no se cuenta con un banco de datos que permita calibrar los resultados del modelo.

Las direcciones de incidencia simuladas se escogieron en base a los antecedentes históricos presentados por Sánchez y Farreras (1989), excepto por el caso de las Islas Samoa en el Pacífico Sur, que representan el mayor riesgo para las costas de Baja California en el caso de que se produjera en esa zona un tsunami de características transoceánicas (Brandsma et al, 1978). La tabla II resume los casos modelados.

La propagación de los tsunamis desde su zona de generación se supone a lo largo de trayectorias de gran círculo (figura 4).

El valor de la profundidad en cada punto de la malla se obtuvo tras un proceso de discretización y digitización de la carta batimétrica CB-001 de la Secretaría de Programación y Presupuesto. Como el modelo requiere contar con una zona externa de profundidad constante, se eliminó la estructura correspondiente a la plataforma continental que aparecía principalmente en el cuadrante noreste de la figura 4.

La onda incidente es plana, senoidal y monocromática en todos los casos, y puede expresarse como :

$$\eta_{\text{incidente}} = \exp(i(Kr \cos(\theta) - \omega t)) \quad (16)$$

donde K es el número de onda y ω la frecuencia angular.

El forzamiento es continuo durante todo el lapso de integración, y la duración de éste se permite lo suficientemente grande para que la respuesta del modelo se estabilice. Usualmente basta con dos o tres periodos de la onda incidente.

Previamente ha de verificarse la adecuada adaptación del modelo al sistema de cómputo utilizado (PRIME 750) mediante los casos de prueba detallados en Vastano y Reid (1966).

TABLA II

Ubicación de las localidades generadoras de los tsunamis modelados, dirección de incidencia en Isla Guadalupe, y fecha de ocurrencia cuando esto corresponda.

Localidad de origen	Latitud	Longitud	Dirección de incidencia (Azimut)	Fecha del evento
Alaska	61.1° N	147.6° W	114	28-III-1964
Japón	41.5° N	142.7° E	138	16-V-1968
Hawaii	19.4° N	155.1° W	189	29-XI-1975
Samoa	15.0° S	172.0° W	213	- - - -
Chile	39.5° S	74.5° W	300	22-V-1960
Periodo mínimo : 10 min			Periodo máximo : 40 min	

V. RESULTADOS

El ajuste del contorno de la isla de Guadalupe reproduce con bastante exactitud el contorno real (figura 9). El origen del sistema de coordenadas se eligió en consideración a la facilidad de su ubicación sobre cualquier carta batimétrica (29° N, $118^{\circ}17'$ W) y a la minimización de situaciones en las que las líneas en dirección radial intersectaran más de una vez el perímetro de la isla.

La representación de la saliente suroeste de la isla, un punto importante dado que ésa es la ubicación actual de los mareógrafos, fue el factor determinante en la selección del número de coeficientes y de iteraciones empleadas en el proceso.

La tabla III enlista las características y resultados del ajuste logrado.

Se procedió entonces a la obtención del sistema de coordenadas de isla que aparece en la figura 10, donde se han dibujado, por claridad, sólo la mitad de los rayos utilizados. El contorno exterior que se ilustra corresponde aproximadamente a $p = 4$, lo que representa alrededor de 35

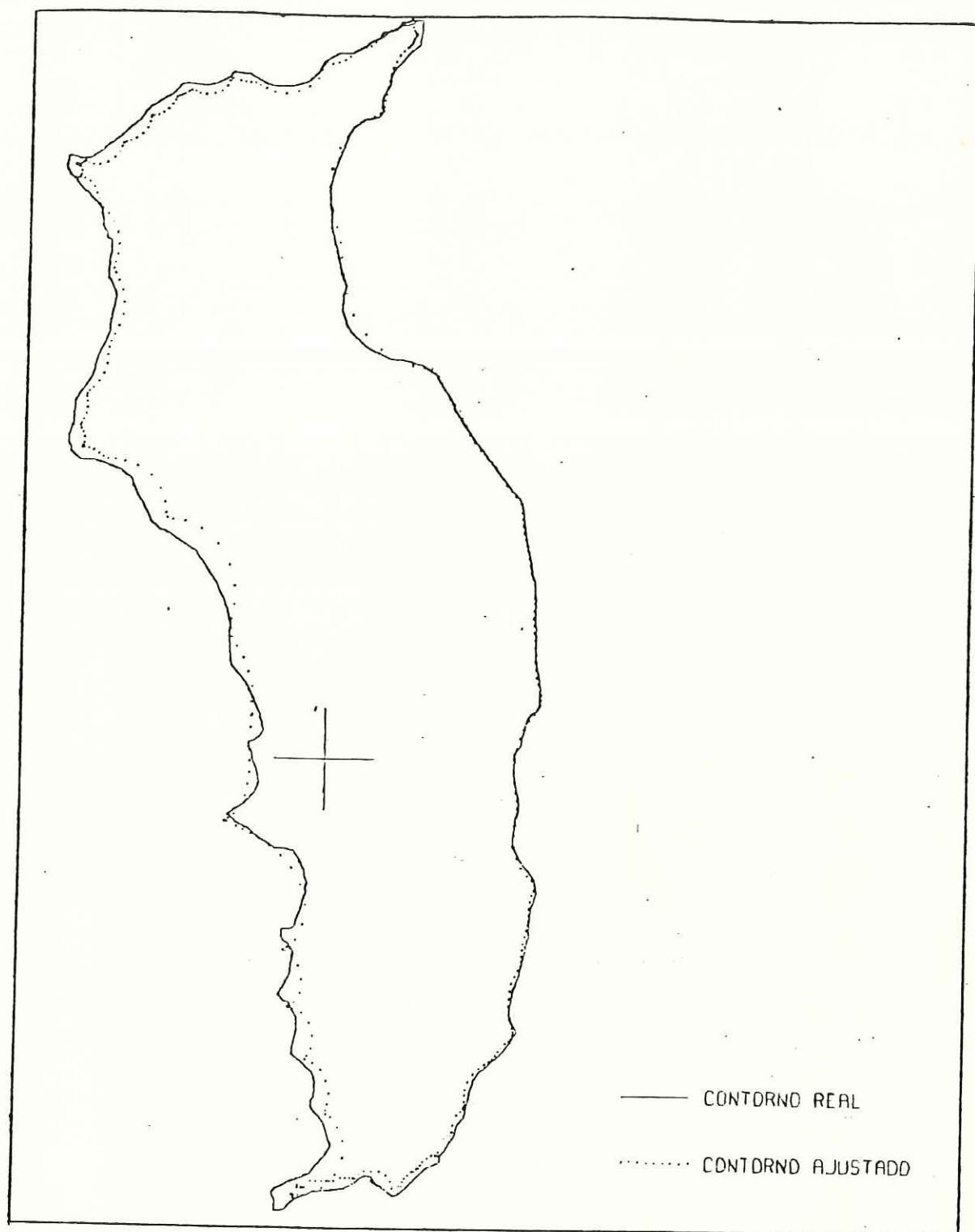


FIGURA 9. Ajuste por series de Fourier del contorno de Isla Guadalupe.

TABLA III

Resultados del ajuste por series de Fourier al contorno de Isla de Guadalupe.

Perímetro de la Isla	96.26 km
Número de Iteraciones	23
Coeficientes calculados en la la última iteración	64

COEFICIENTES CON VALOR ABSOLUTO > 0.1		
i	A	B
0	-0.2825	-0.2070
1	-0.0713	0.4151
2	-0.3191	-0.3248
3	-0.2141	0.1647
4	0.1241	-0.1118
5	-0.1249	-0.0359
6	0.0373	0.1088

kilómetros de distancia hasta la costa. Nótese que el sistema coordinado efectivamente se asemeja a un sistema polar conforme aumenta la distancia al origen.

El tamaño del incremento radial, $\Delta\rho$, se eligió de .43291 de manera que lejos de la costa representara incrementos de 5 kilómetros. Esta es la longitud sugerida por Tuck (1979) para usarse en los modelos de propagación de tsunamis. Cerca de la isla, sin embargo, la distancia

equivalente a $\Delta\rho$ es variable y, en general, más pequeña. Con ello se logra aumentar la resolución del modelo en la costa y sus alrededores, donde ocurren los cambios más notorios de la onda de tsunami.

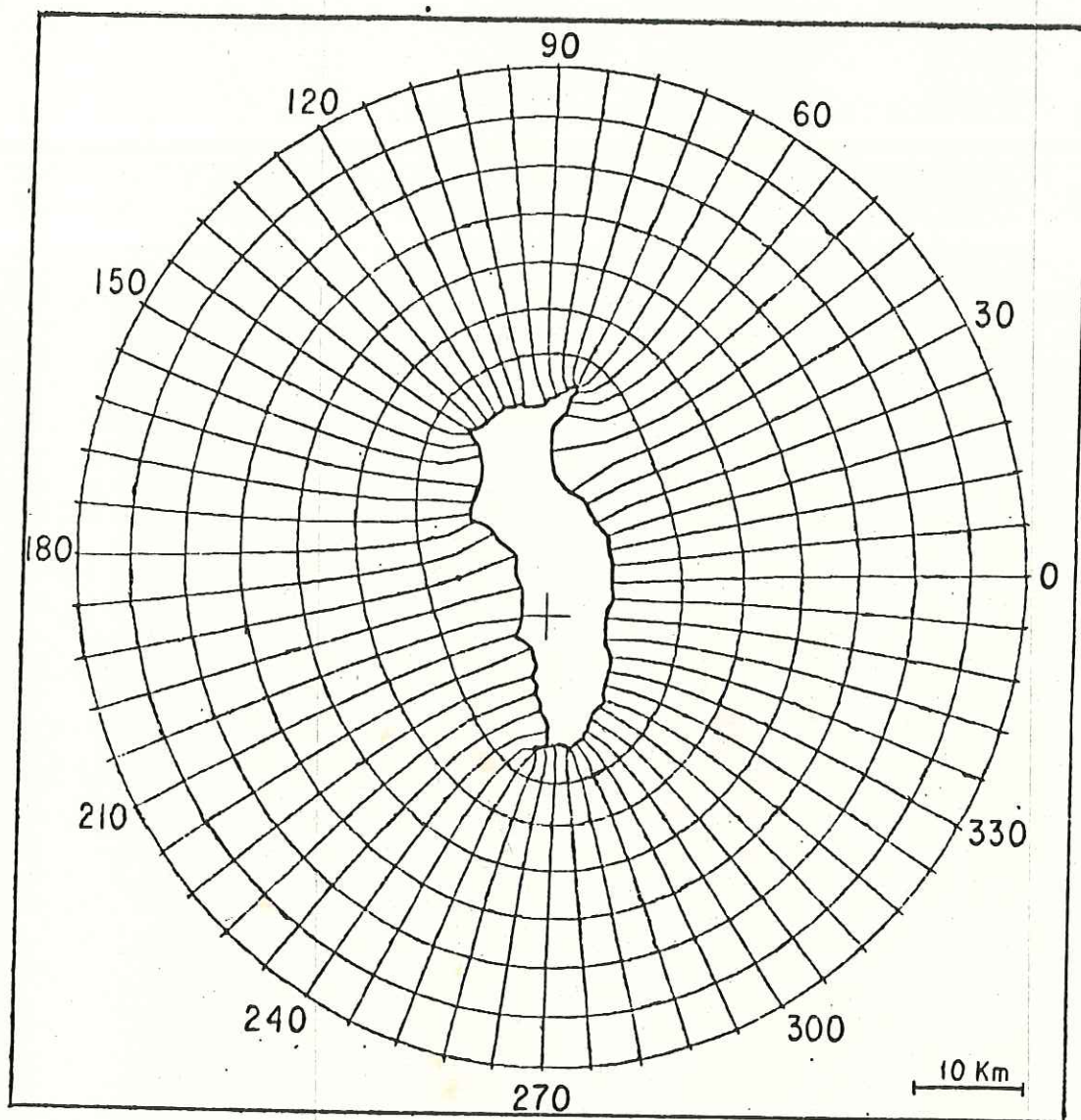


FIGURA 10. Sistema de coordenadas ortogonales para Isla Guadalupe.

Otra característica importante del sistema coordinado es la concentración de rayos (β constante) donde existen esquinas y salientes en el contorno de la isla. Nuevamente tendremos una mayor resolución en las zonas de modificaciones críticas.

Finalmente, el sistema coordinado permite designar cualquier punto del perímetro de la isla con la sola referencia de su azimuth (coordenada β), puesto que por definición $\rho = 1$ sobre el contorno de la isla. Así, por ejemplo, la ubicación actual del mareógrafo corresponde al punto $\beta = 261$ de la figura 10, que designaremos como localidad 261.

Una vez que se tuvo el sistema coordinado con las características deseadas fue posible desarrollar la simulación numérica de los casos enumerados en la tabla II.

Para cada dirección de incidencia se modelaron tsunamis con periodos de 10, 15, 20, 25, 30 y 40 minutos, con lo que se consideró cubierto el intervalo de periodos típicos de los tsunamis en mar abierto. La altura, en todos los casos, se supuso igual a un metro en mar abierto.

Como resultado de la poca estabilidad del esquema en diferencias centrales, el intervalo de tiempo en el proceso

de integración debió limitarse a dos segundos. Con el fin de evitar un exceso de información se submuestrearon los valores de amplitud en todos los puntos de las fronteras externa e interna cada 16 segundos.

Para analizar el comportamiento del modelo, el caso de un tsunami generado en Hawaii resulta particularmente útil, puesto que el ángulo de incidencia (189°) casi coincide con la aproximación desde los 180° que se empleó en los casos de prueba con solución analítica conocida.

Inicialmente se verificó la estabilidad de los resultados. En la figura 11 se presenta el registro mareográfico de un punto situado en la localidad 261 ante un tsunami con periodo de 10 minutos. Se incluye también el registro de nivel de mar en el punto correspondiente al mismo azimut sobre la frontera externa. Pruebas similares en varias localidades y ante los distintos periodos confirmaron la estabilidad de los resultados a partir del arribo de la tercera onda a la costa y, al menos, hasta la décima.

Si simulamos los mareogramas para todas las localidades de la isla, y de cada uno de ellos se selecciona el valor máximo positivo, el resultado es una curva como las que se muestran en la figura 12 (el ejemplo corresponde a un tsunami con 10 minutos de periodo aproximándose desde Hawaii).

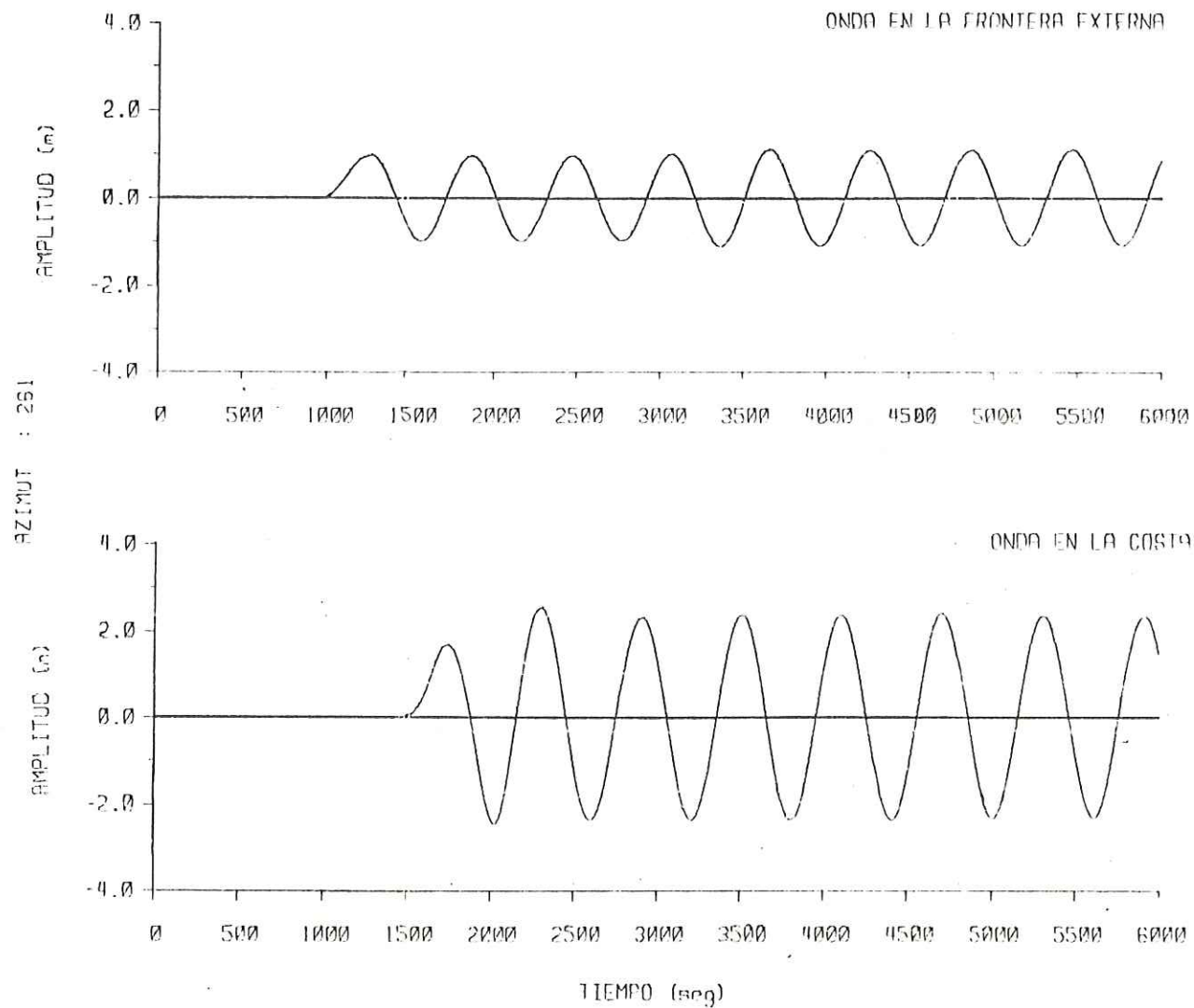


FIGURA 11. Predicción del nivel de mar ocasionado por un tsunami proveniente de Hawaii con periodo de 10 minutos. El registro corresponde al punto donde actualmente se ubica el mareógrafo en Isla de Guadalupe.

Puesto que la onda incidente es de altura unitaria, la gráfica representa también la altura relativa adimensional o, dicho de otra forma, los factores de amplificación del tsunami por efecto de la isla.

Para verificar los efectos del tamaño de malla se empleó un $\Delta p = .3463$ que redujo el tamaño de malla en mar abierto a 4 kilómetros. Como puede verse en la figura 12, los máximos y mínimos en los factores de amplificación cambian en una proporción no mucho mayor del 10% por efecto de esta modificación. Se optó entonces por conservar el tamaño de 5 kilómetros, elegido inicialmente, en el resto de las simulaciones. En la figura 12 se incluye además una curva a profundidad constante, que permite dilucidar la importancia relativa de los distintos fenómenos que afectan a los tsunamis cerca de la costa. Esta curva indica la respuesta que tendría una isla de paredes verticales ubicada en un océano de profundidad constante, por lo tanto no incluye los efectos de fondo ni de refracción.

A partir de los mareogramas de cada localidad, es posible obtener la fase (el retardo o el anticipo) que experimenta la onda por efecto de la isla. Arbitrariamente consideramos como referencia un punto sobre la frontera externa con azimut a 90° de la dirección de incidencia. El resultado se ejemplifica en la figura 13.

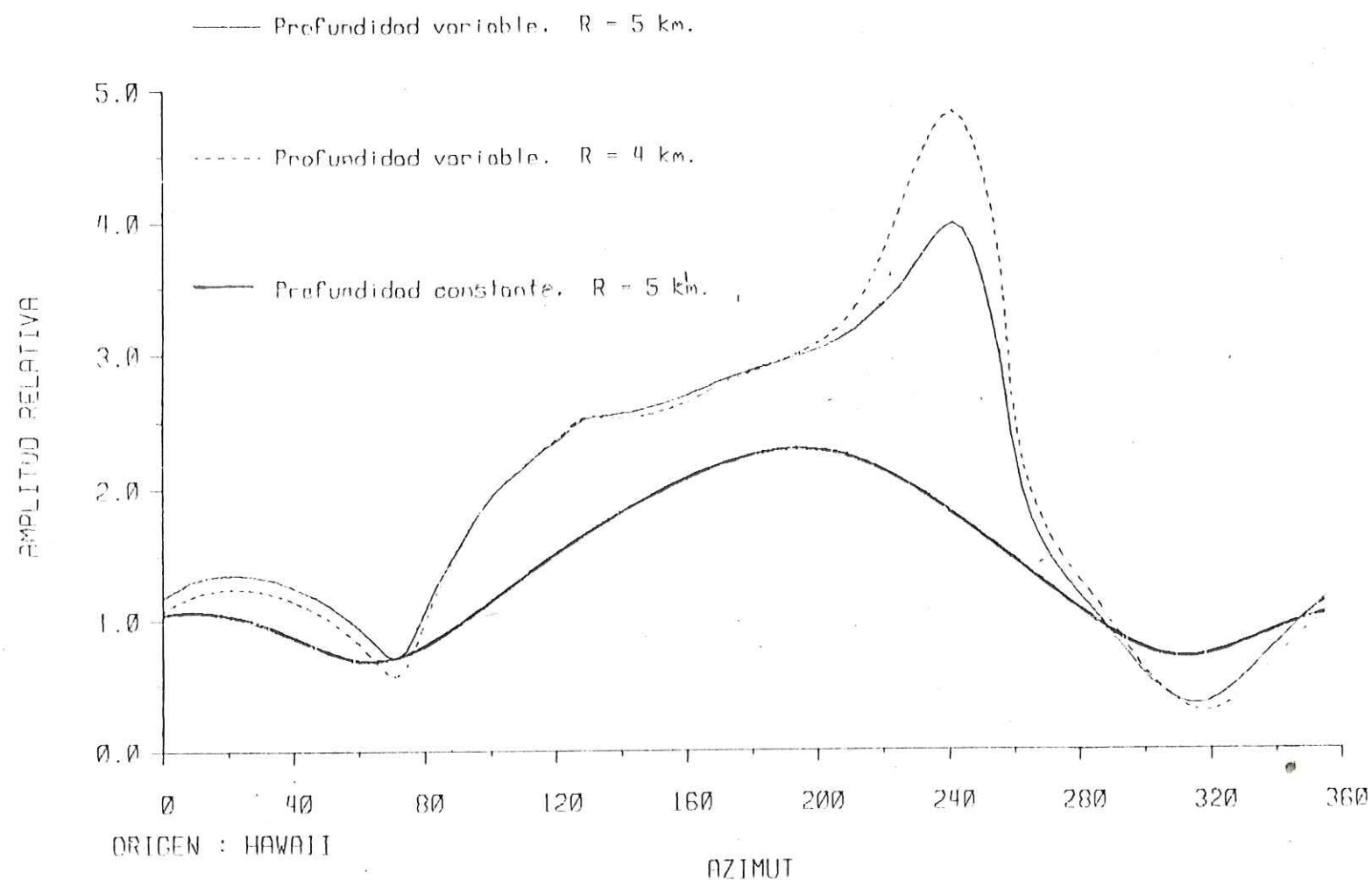


FIGURA 12. Efecto de la batimetría y tamaño de malla sobre los coeficientes de amplificación de altura de la onda en el contorno de Isla de Guadalupe ante un tsunami proveniente de Hawaii (azimut 189°) con periodo de 10 minutos.

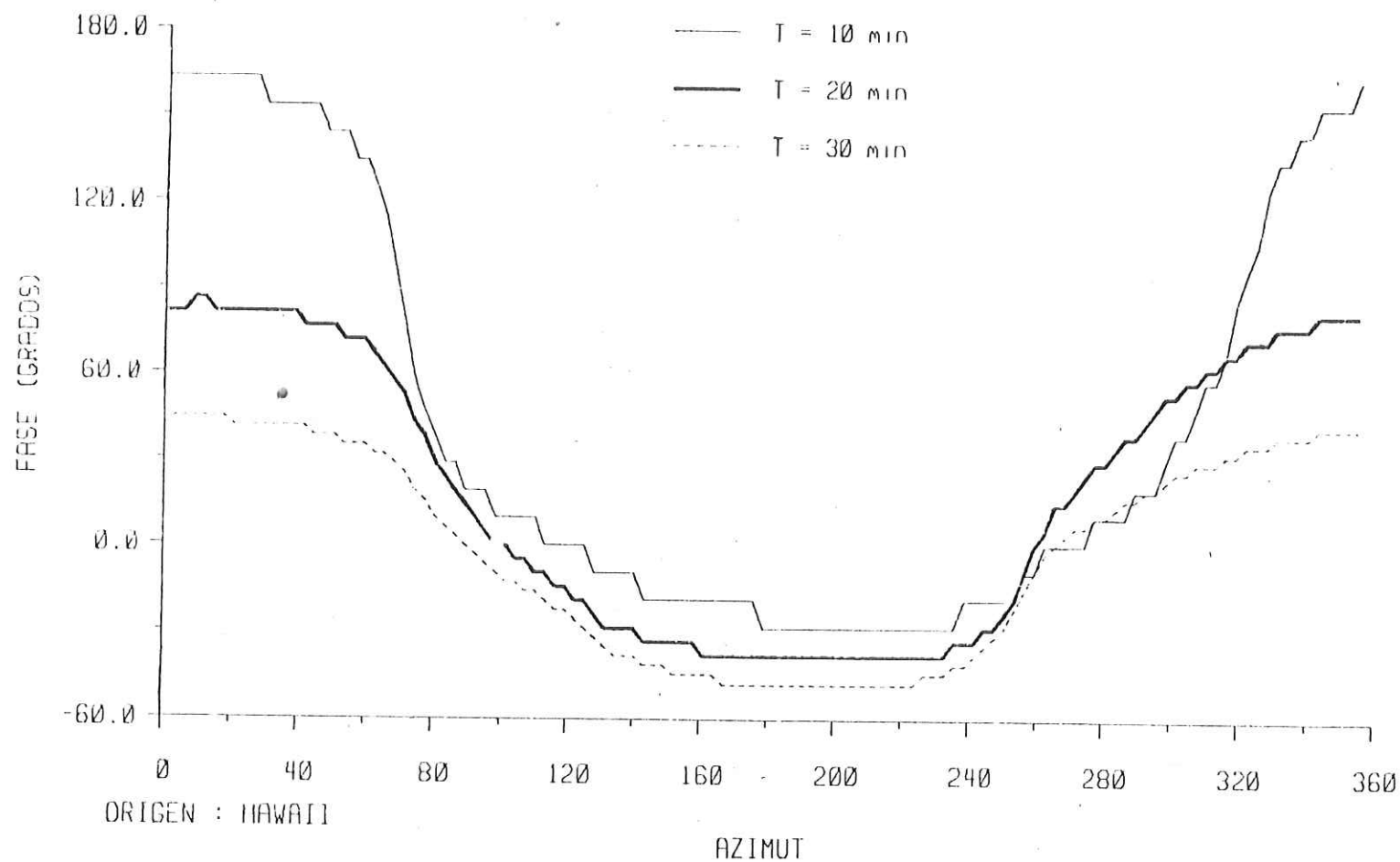


FIGURA 13. Respuesta en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Hawaii (azimut 189°).

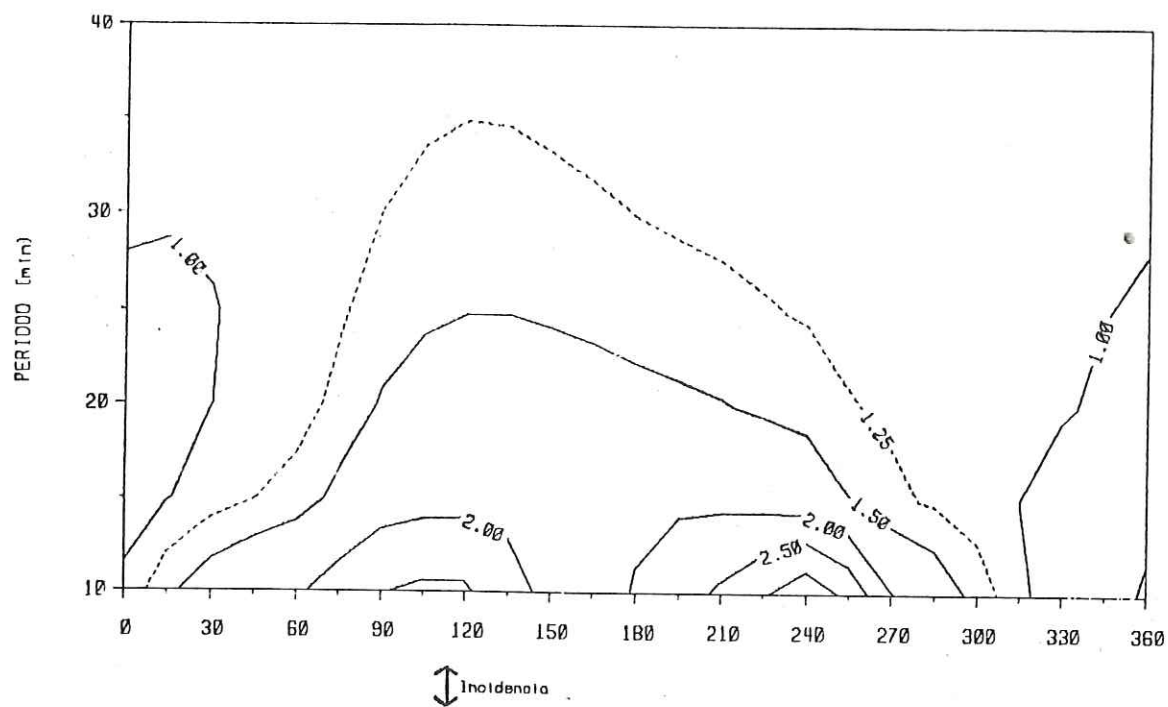
Se aprecia en esta figura un escalonamiento en las curvas de periodos cortos. El fenómeno se atenúa conforme se incrementa el periodo. Este comportamiento refleja la incertidumbre asociada a los datos de fase; dado que se cuenta con un dato cada ocho segundos los datos de fase poseen una incertidumbre de ± 8 segundos. Este lapso de tiempo representa, cuando se expresa en grados de periodo, un intervalo mayor cuanto menor sea el periodo correspondiente. Por lo tanto, la incertidumbre de las fases es más evidente para las curvas de periodo pequeño.

La información de amplitud y fase así obtenida se puede condensar en isolneas sobre un espacio periodo-azimut para cada dirección de incidencia. Las figuras 14-18 sintetizan los resultados de la modelación de los casos propuestos en la tabla II, y permiten una interpolación eficiente para tsunamis con periodos intermedios.

Para concluir, se crearon familias de curvas paramétricas que permiten investigar la respuesta específica de cada localidad en función del periodo y dirección de aproximación del tsunami incidente. Se excluyó la posibilidad de un tsunami proveniente de las costas de Baja California. Las figuras 19-21 representan la respuesta de localidades selectas por sus características como posibles sedes del mareógrafo para el Sistema Regional de Alarma.

ORIGEN : ALASKA

(a) AMPLITUD RELATIVA



(b) FASE (segundos)

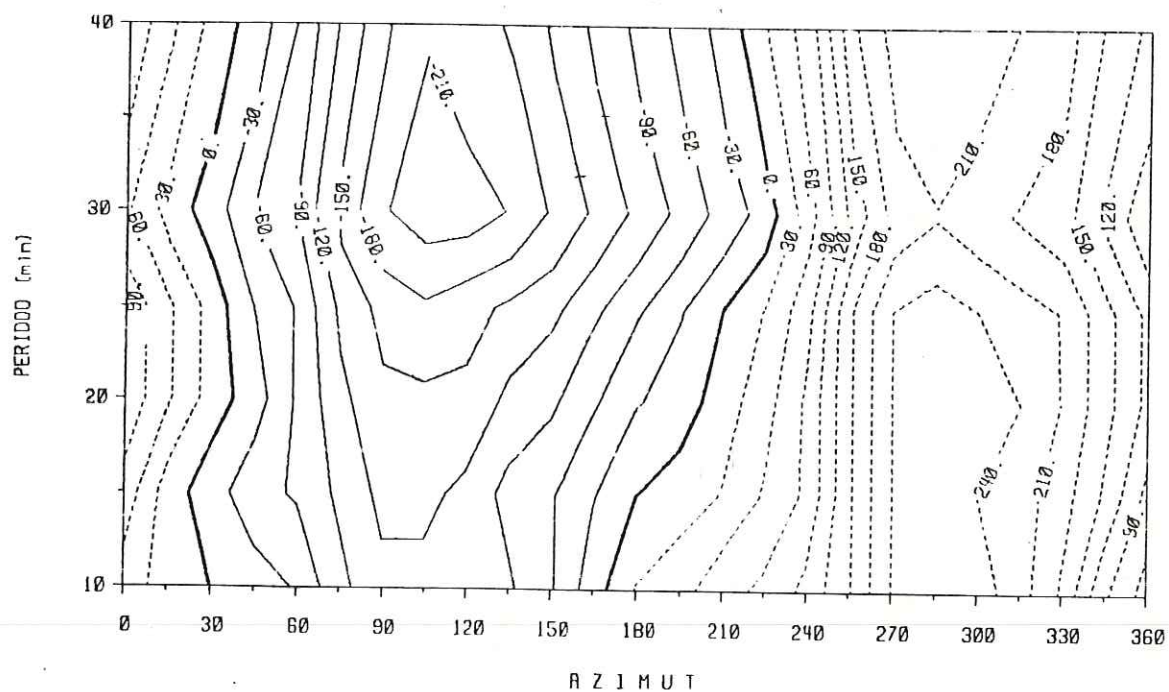
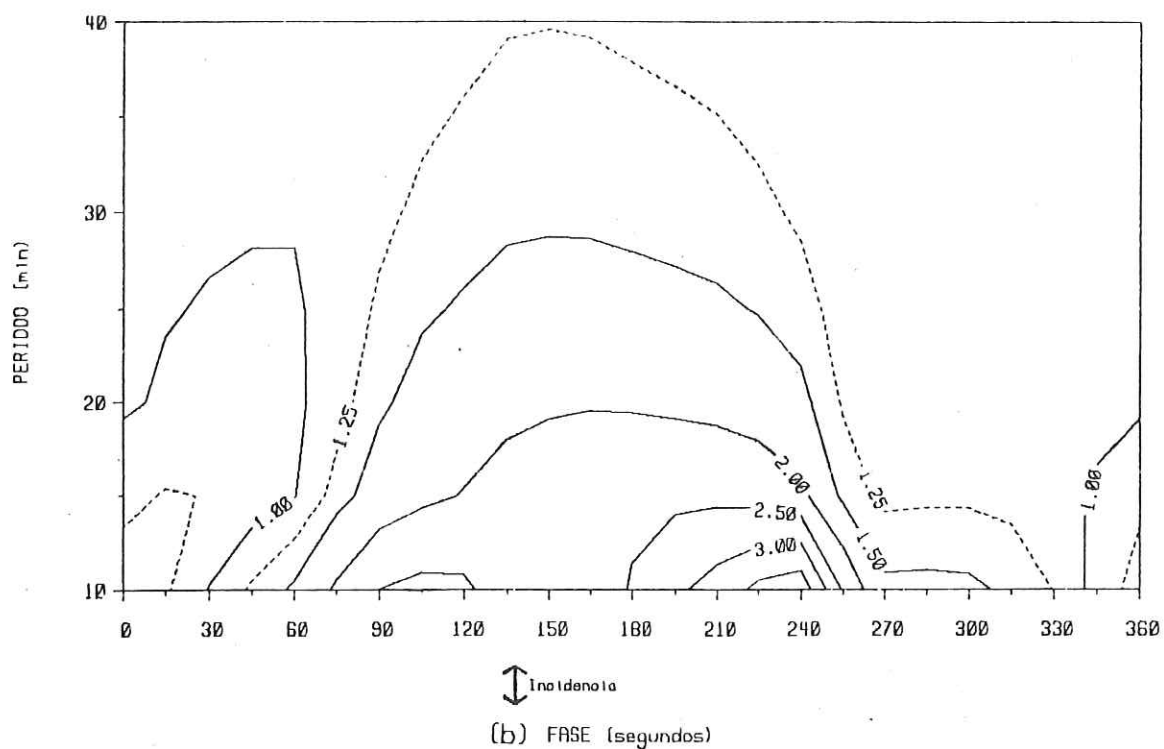


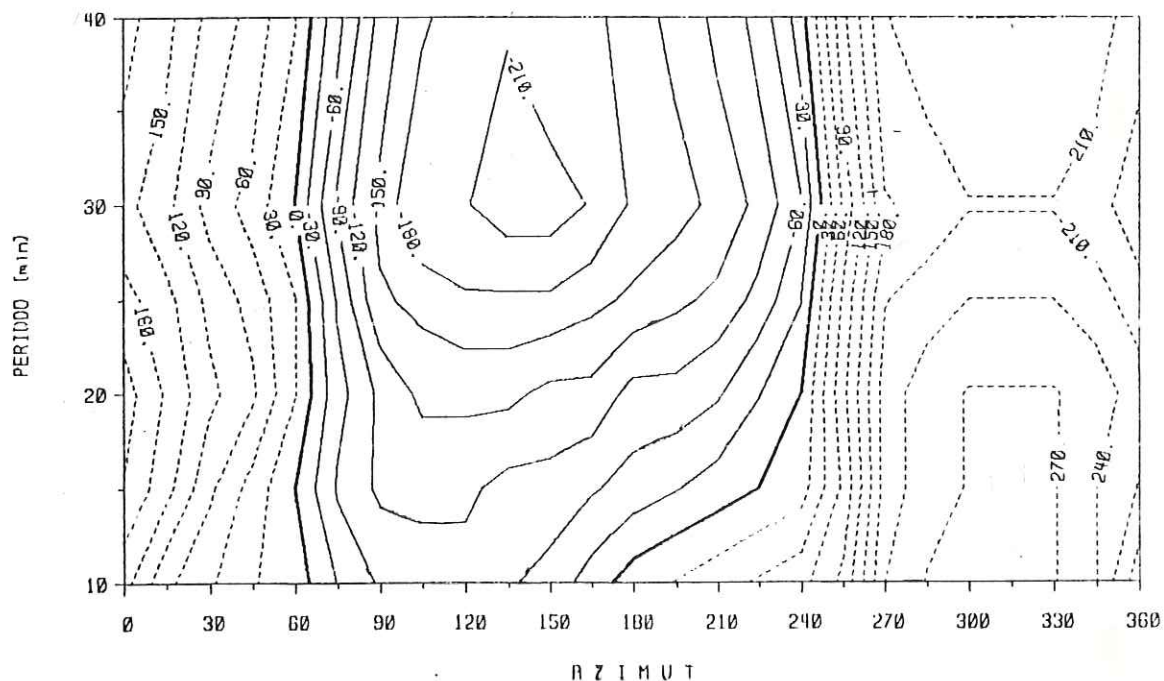
FIGURA 14. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Alaska (azimut 114°).

ORIGEN : JAPON

(a) AMPLITUD RELATIVA

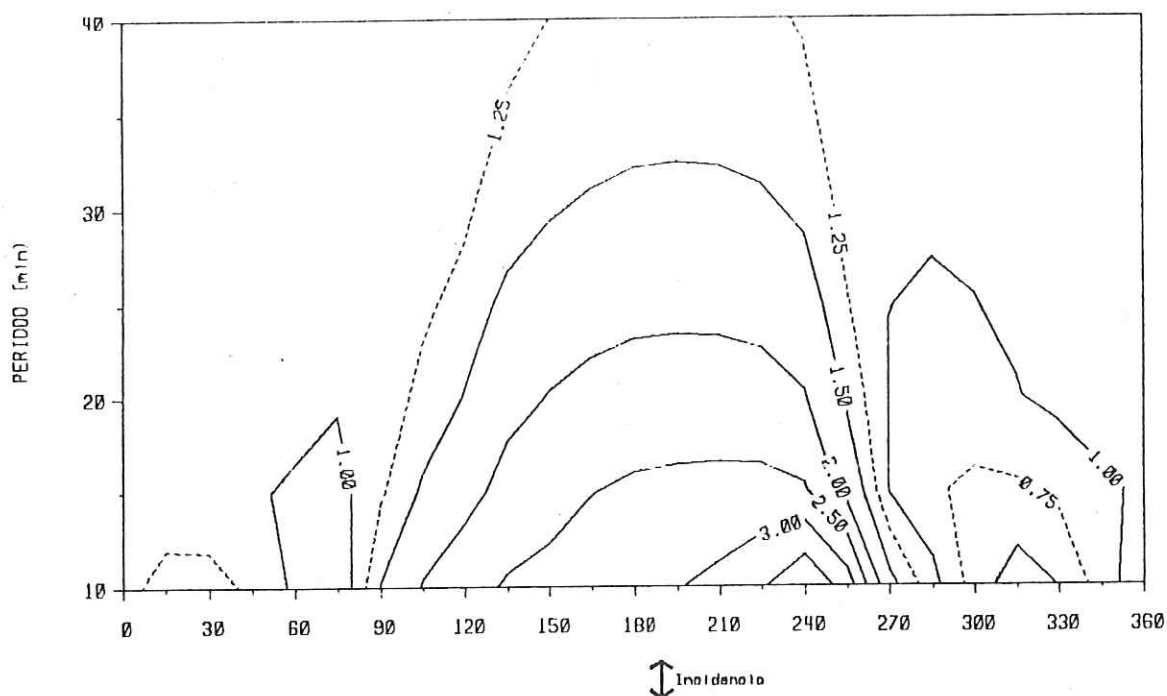


(b) FASE (segundos)



ORIGEN : HAWAII

(a) AMPLITUD RELATIVA



(b) FASE (segundos)

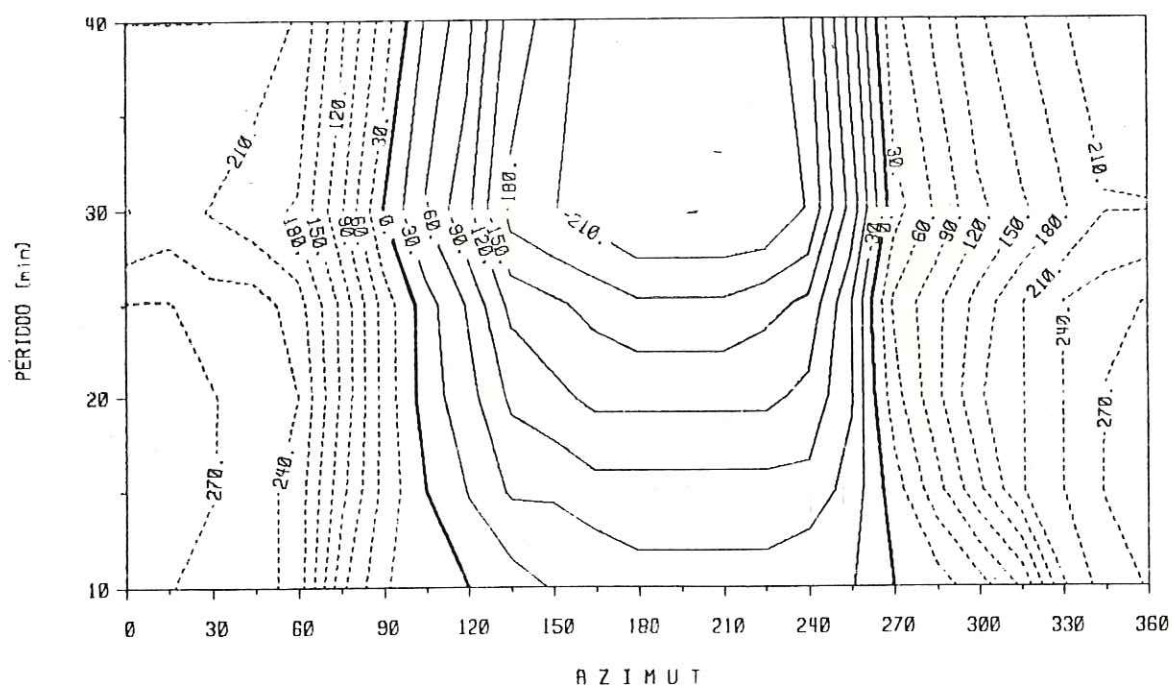
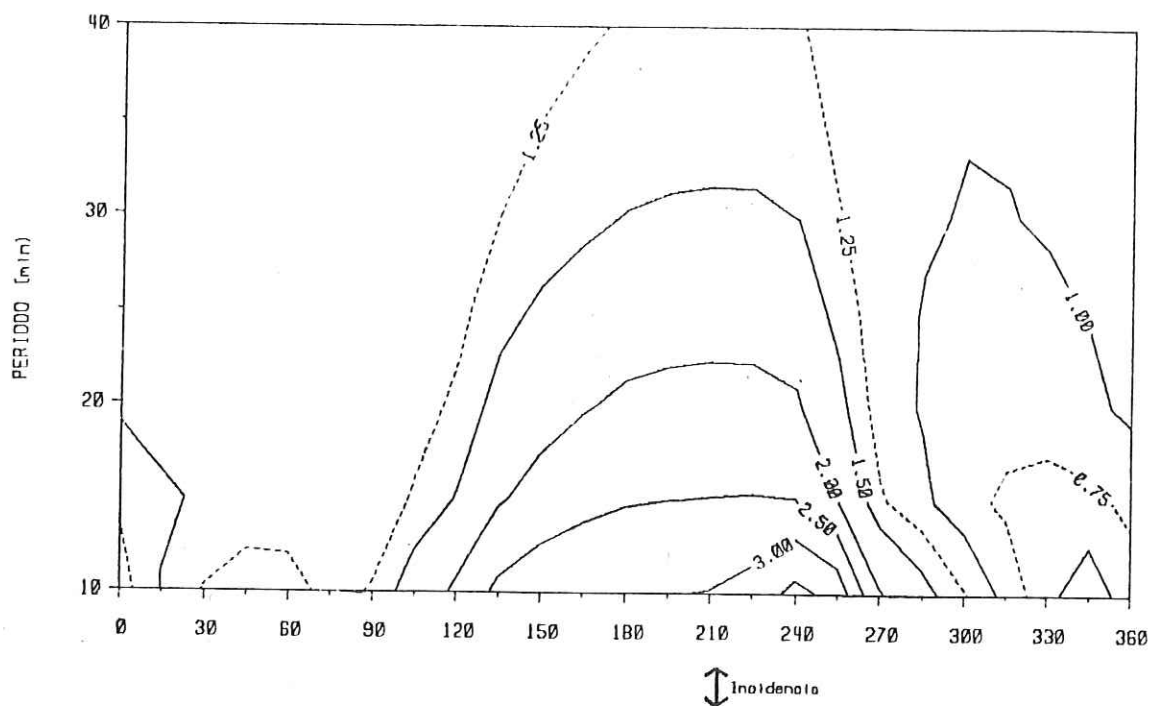


FIGURA 16. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Hawaii (azimut 189°).

ORIGEN : SAMOA

(a) AMPLITUD RELATIVA



(b) FASE (segundos)

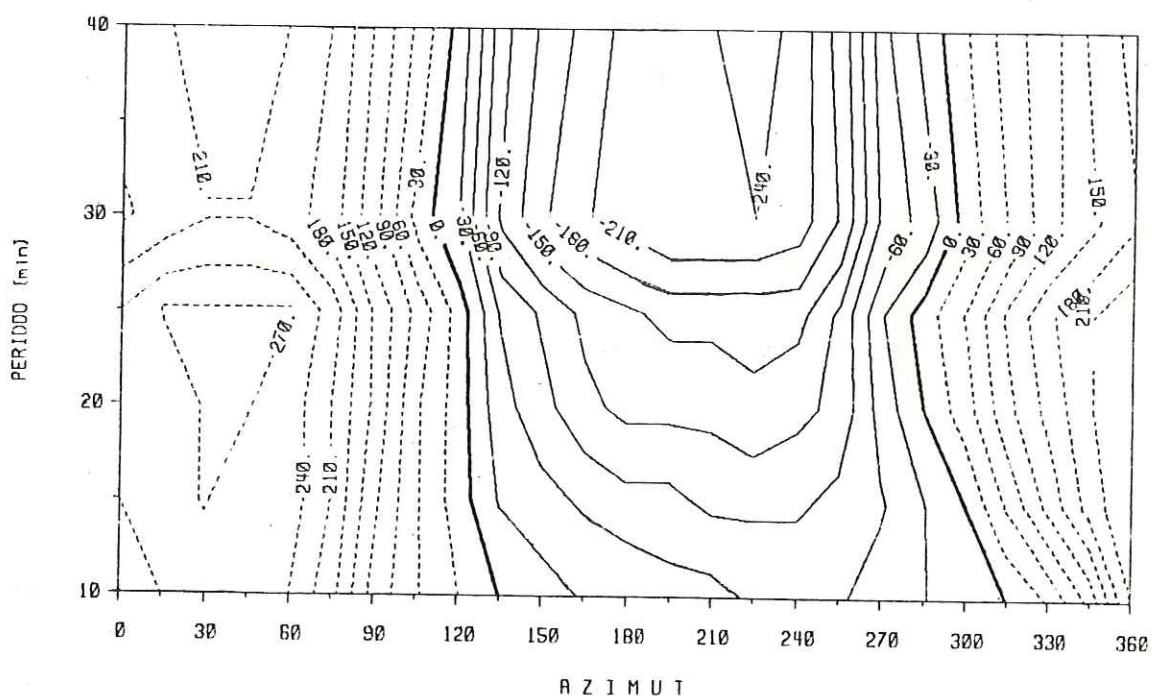
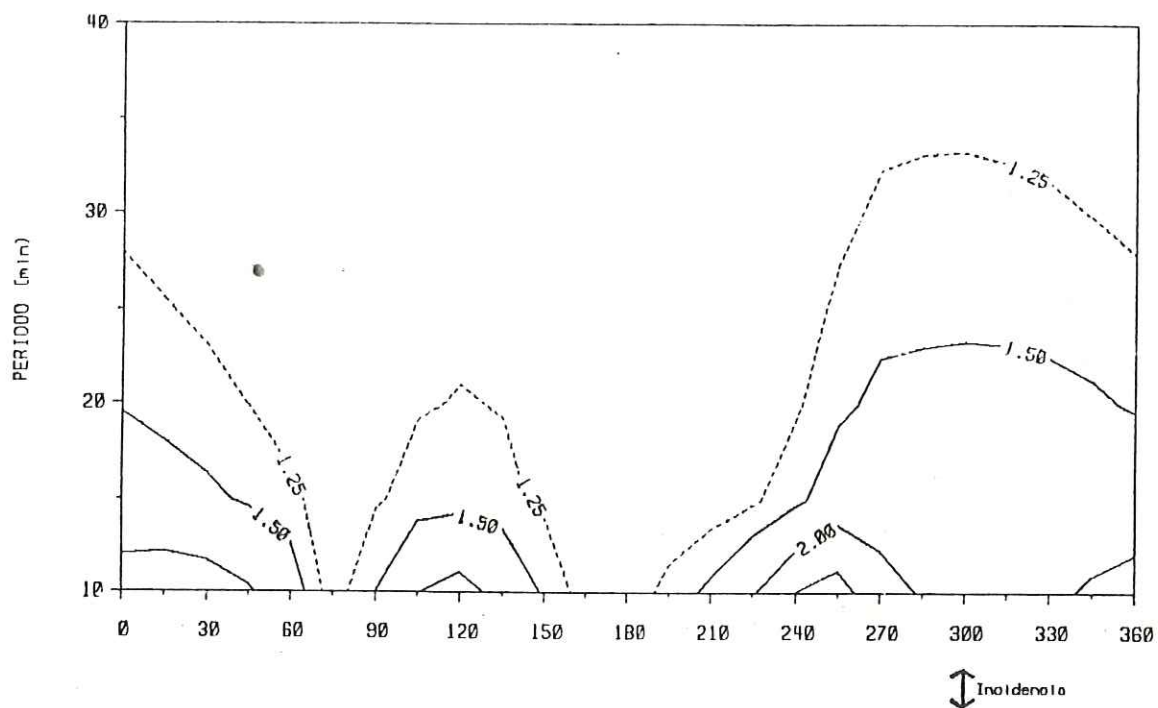


FIGURA 17. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Samoa (azimut 213°).

ORIGEN : CHILE

(a) AMPLITUD RELATIVA



(b) FASE (segundos)

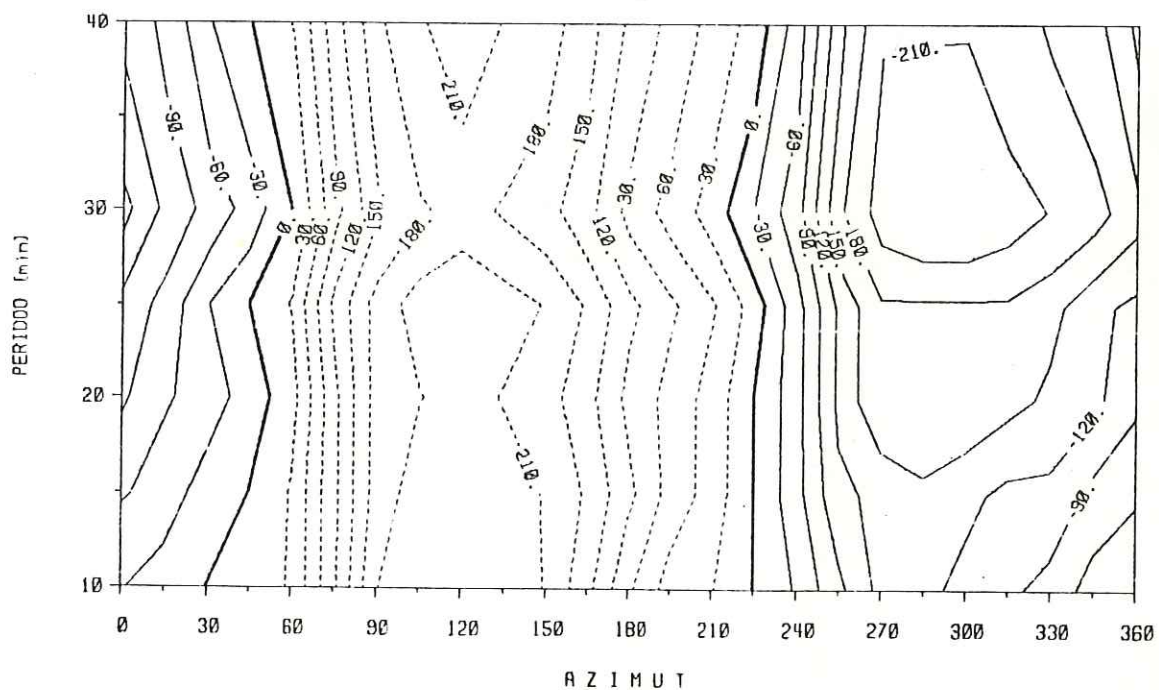


FIGURA 18. Respuesta en amplitud y en fase del contorno de Isla Guadalupe ante tsunamis de diversos periodos provenientes de Chile (azimut 300°).

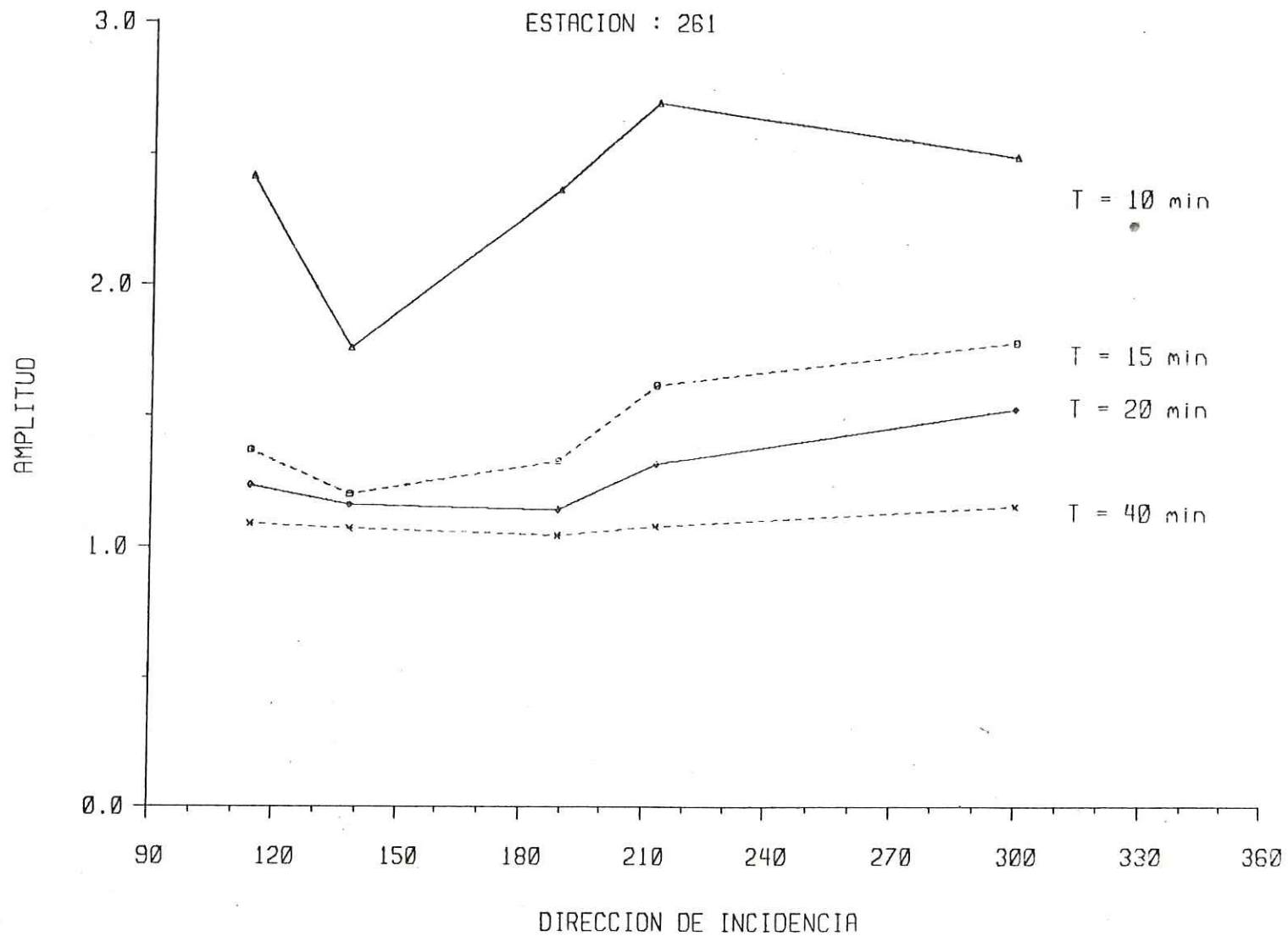


FIGURA 19. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 261.

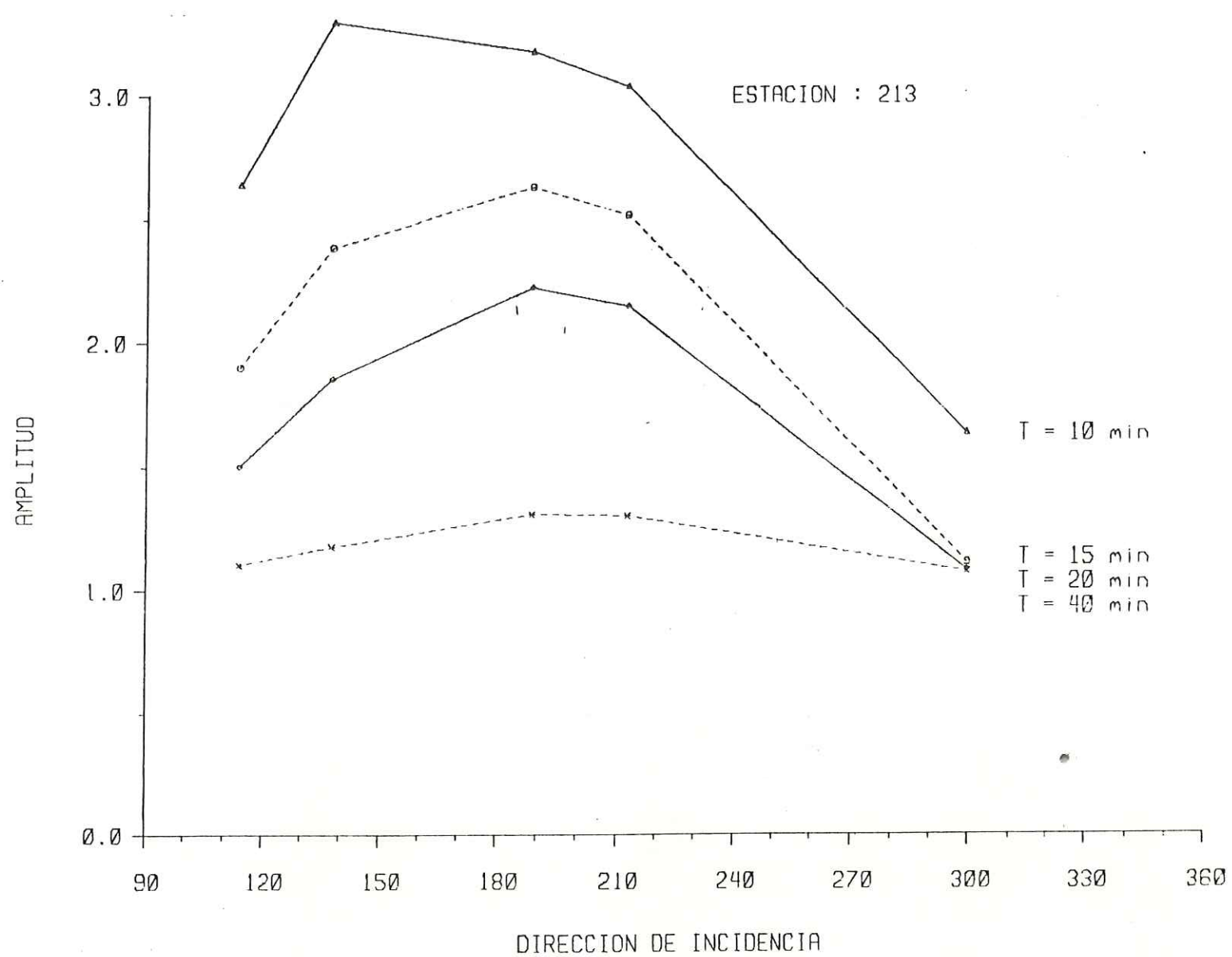


FIGURA 20. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 213.

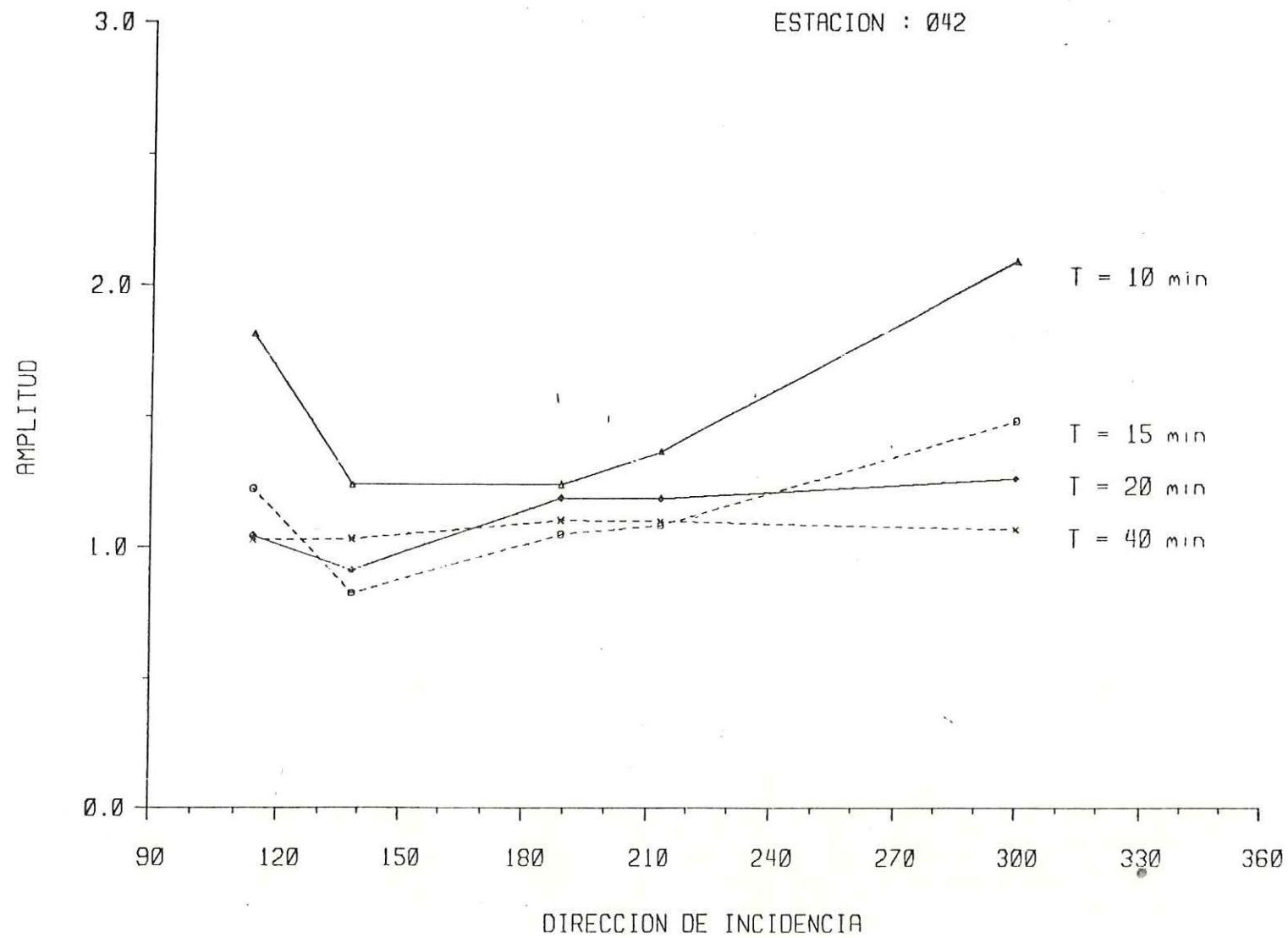


FIGURA 21. Factores de amplificación de altura del tsunami en la localidad 42.

VI. DISCUSIONES.

A pesar de que en términos generales el ajuste del contorno de la isla es aceptable (figura 4), los resultados correspondientes a la ubicación actual del mareógrafo deben interpretarse con cierta reserva, dado que localmente no se consiguió una reproducción fidedigna de la saliente suroeste de la isla. Existen también en esta punta dos pequeños islotes adyacentes a la costa que no pueden representarse con el sistema coordenado utilizado. Esta omisión, sin embargo, se considera inconsecuente en virtud de la pequeñez de los islotes (su diámetro máximo mide alrededor de 1 km), de su cercanía a la costa (3.5 km el más lejano), y de la escasa profundidad de las aguas que los rodean (85 m a lo sumo). Bernard y Vastano (1977) resolvieron el problema de representar más de una isla empleando un sistema de coordenadas cartesiano que no posee las ventajas del sistema de coordenadas de isla, y requiere reorientarse cada vez que se modifica la dirección de incidencia del tsunami.

Respecto a la precisión del modelo conviene analizar la validez de la teoría lineal para el estudio de propagación de tsunamis en el sistema modelado. Siguiendo la recomendación de Murty (1977), se calculó el parámetro de Ursell, ecuación (2), cerca de la costa y en mar abierto

para los valores máximo y mínimo del intervalo de periodos considerado. Se encuentra un intervalo de variación desde $U = 0.28$ hasta $U = 226.3$.

Este parámetro, sin embargo, relaciona la magnitud de los efectos no lineales (dispersión de amplitud) con la dispersión de fase, que se considera representativa de los efectos lineales (Hammack, 1972). De acuerdo a Tuck (1979) cuando ambos procesos son despreciables el parámetro de Ursell carece de significado. Tal es el caso que nos ocupa. Los periodos de los tsunamis considerados corresponden a ondas en aguas someras, las cuales serán, independientemente de la teoría que se emplee para describirlas, poco dispersivas (en el sentido de dispersión de fase). Por otra parte debido a la escala espacial de los tsunamis se requieren cambios muy acentuados en la profundidad, uno o dos órdenes de magnitud, para que el crecimiento en amplitud (efectos no lineales) sea significativo. Como ejemplo, se compara la celeridad calculada en base a la teoría lineal con el resultado correspondiente a la teoría de onda solitaria (orden dos), ecuaciones 17 y 18, respectivamente.

$$C = ((g/K) \tanh(KD))^{\frac{1}{2}} \quad (17)$$

$$C = (gD)^{\frac{1}{2}}(1 + H/D) \quad (18)$$

donde K representa el número de onda ($2\pi/\lambda$).

Se ha calculado el caso extremo de dispersión de amplitud, cuando la profundidad es 500 metros; aún así, la corrección a la teoría lineal es despreciable, pues para ondas con periodo de 10 minutos la teoría lineal predice 69.95 m/s y la teoría de onda solitaria proporciona 70.17 m/s.

Desafortunadamente los métodos analíticos de refracción más comunmente empleados están basados en la teoría lineal (Murty, 1977; Voit, 1987) por lo que no es posible efectuar una comparación similar para los valores de altura predichos por el modelo. Empero, cabe esperar que las aproximaciones sean del mismo orden. Cerca de la isla, donde la profundidad es menor a 200 metros, los efectos no lineales sobre la amplitud dejan de ser despreciables. Este hecho no representa una desventaja para el modelo, puesto que la implementación de la condición de frontera interna (ecuación 10) situa a una distancia de un Δp el punto más cercano a la costa donde efectivamente se calcula la altura de la onda.

La profundidad promedio en Δp alrededor la Isla de Guadalupe es de 980 m. Como en algunos puntos llega a ser mucho menor, particularmente en la cara norte y el extremo suroeste de la isla, se considera que la distancia equivalente a Δp acota adecuadamente la zona donde los

resultados del modelo tienen validez.

La condición de frontera interna en sí misma, i.e. reflexión total en la costa, no representa la mejor aproximación a la realidad (Hwang y Divoki, 1975). Sin embargo es ampliamente usada en la modelación de tsunamis. Reid (1979) puntualiza la necesidad de mejorar la simulación para una línea de costa con pendiente suave, tipo playa, en tanto que Tuck (1979) sugiere el uso de coeficientes de reflexión y transmisión.

En suma, se considera que el método refleja en una primera aproximación, la respuesta de Isla de Guadalupe ante ondas de tsunami. Si bien los resultados no serán del todo coincidentes con los de un caso real, cualitativamente proporcionan un criterio a seguir en investigaciones posteriores.

Las simplificaciones del modelo permiten efectuar un análisis de los factores que contribuyen en mayor medida a la respuesta de la isla.

En primer lugar, podemos descartar la presencia de ondas atrapadas alrededor de la isla. Para que ocurra este fenómeno debe cumplirse la ecuación (1) que expresa una relación entre el gradiente de profundidad y la distancia a

la costa. Murty (1977) proporciona una relación similar en términos del ancho de la plataforma insular, la razón de profundidades en la plataforma y en mar abierto, y de la longitud de onda incidente. Para el caso de una isla real, Reid (1979) menciona la posibilidad de que dichas condiciones se vean afectadas por las variaciones azimutales de la topografía. En el presente estudio, observamos en la figura 11 que no existen señales de atrapamiento de ondas, las cuales aparecerían como pulsaciones superpuestas al registro mareográfico (Longuet-Higgins, 1967), excepto en el remoto caso de que coincidieran en periodo y en fase con la onda de tsunami incidente en la costa. La ausencia de estas ondas, sin embargo, es consistente para todos los periodos y direcciones de aproximación modelados.

La figura 12 nos permite visualizar entonces la importancia relativa de los procesos de difracción-reflexión por una parte, y de refracción-efecto de fondo por la otra.

Es evidente que la convergencia de energía sobre salientes costeras asociada a la refracción es responsable de las amplificaciones máximas alrededor de las localidades 136 y 246, en tanto que la difracción da cuenta del pequeño máximo ubicado a 180° de la dirección de incidencia. Esta es, como lo señalan Jonsson et al (1976) una zona de sombra para un modelo puramente refractivo.

La curva de difracción presenta el máximo absoluto en el azimut de incidencia del tsunami (189°). En esta zona tanto la onda incidente como la reflejada viajan perpendiculares a la costa, por lo que sus alturas se suman y originan el máximo señalado (fenómeno de clapotis). Otra característica notoria de la curva de difracción es su marcada simetría, lo cual coincide con las soluciones analíticas existentes para formas geométricas simples (Vastano y Reid, 1966); además es un indicio de que el tamaño de Isla Guadalupe se encuentra cerca del límite inferior en la escala de objetos capaces de interferir con tsunamis cuya longitud de onda corresponda a un periodo de 10 minutos.

La figura 13 muestra los desfases que experimenta la onda por efecto de la isla. Como era de esperarse, en el azimut de incidencia las fases son negativas, (la onda se anticipa); mientras que en el lado protegido de la isla las fases son positivas (retraso de la onda).

Se destaca también la reducción de la fase al aumentar el periodo. Este fenómeno confirma la disminución de la influencia de la isla conforme se incrementa la longitud de la onda incidente.

Para el sistema de Alarma contra Maremotos la

información importante es el desfase de la onda expresado en unidades de tiempo real. Por esta razón en las figuras 14-18 se ha convertido la información de fase a su equivalente en segundos.

El comportamiento general de las gráficas de amplitud corresponde a un máximo en el azimut de incidencia, para todos los periodos, y un marcado decaimiento de los factores de amplificación para tsunamis con longitudes de onda grandes (periodos grandes).

Los tsunamis con periodos cortos (< 25 minutos) también generan otra zona de amplificación máxima alrededor de la saliente SW de la isla (localidades 220-260), que corresponde a la ubicación actual del mareógrafo (localidad 261).

Para un periodo fijo la amplitud mínima se ubica aproximadamente en la cara protegida de la isla, alrededor de 180° de la dirección de incidencia.

Las gráficas de fase muestran una tendencia a la distribución vertical de isolneas, particularmente las líneas de retraso (fase positiva). El desfase experimentado por la onda es virtualmente independiente de la longitud de onda, lo cual es totalmente congruente con las

características poco dispersivas del modelo.

Nuevamente observamos que, para todos los periodos, el mayor retraso ocurre en el lado protegido de la isla, y la máxima fase negativa corresponde al azimut de incidencia.

Sobre la cara expuesta de la isla, coincidiendo con el máximo en amplitudes, destaca una disminución en el gradiente azimutal de fases. Esta situación es reflejo del frente de onda incidiendo casi paralelo al contorno de la isla. En consecuencia la diferencia en los tiempos de arribo resulta muy pequeña, y la fase tiende a un valor constante. El ancho de esta zona depende de la extensión del frente de onda que se alinea con el contorno de la isla. Para periodos grandes, donde la refracción es menos importante, el frente de onda se modifica en menor grado y por lo tanto se reduce la zona sobre la cual el arribo de la onda es simultáneo.

En esta misma zona las isolineas de fase adquieren una distribución horizontal, y se advierte un mayor anticipo de las ondas con periodos grandes. La explicación de este fenómeno radica en la dispersión de fase. Como las ondas más largas avanzan ligeramente más rápido que las ondas cortas el tiempo de arribo es menor, i.e., se anticipan más.

Similarmente, en la cara protegida de la isla, las ondas cortas que han empleado más tiempo en rodear la isla muestran un mayor retraso y de nuevo las isolineas se tornan horizontales. El efecto dispersivo es menos evidente en esta cara porque el intervalo de tiempo transcurrido es menor. Por lo tanto, la distribución de las isolineas de fase depende del punto que se tome como referencia.

Por su similitud en la dirección de aproximación, agruparemos los casos simulados como de incidencia NW (Alaska y Japón), incidencia SW (Hawaii y Samoa), e incidencia Sur (Chile).

Para los tsunamis del NW existen, en periodos cortos, dos máximos, correspondientes a la cara donde incide el tsunami (localidades 70-140), y al extremo SW de la isla (azimut 240) , sin embargo este último desaparece conforme aumenta el periodo. Ello representa una evidencia más de que la refracción es un fenómeno importante en la medida que el periodo sea pequeño.

Comparando las figuras 14-a y 15-a, se nota un mayor intervalo de amplitudes cuando el tsunami proviene de Japón, especialmente en periodos cortos. Puede apreciarse que en esta dirección la onda sufre una refracción más acentuada. Al comparar las figuras 14-b y 15-b observamos que el ancho

del frente de onda alineado con el contorno de la isla (el grado de refracción experimentada) es mayor en este caso. Como cabía esperar, este proceso es más evidente cuando la longitud de onda es pequeña.

Cuando los tsunamis se aproximan desde el SW, figuras 16 y 17, inciden casi perpendiculares al eje longitudinal de la isla. Por lo tanto el frente de onda se acomoda al contorno de la isla en una extensión mayor. Esto es particularmente notorio cuando el tsunami se aproxima desde Hawaii.

La distribución de amplitudes en estos casos se ajusta a la respuesta general ya descrita. Debe subrayarse, sin embargo, que el azimut de incidencia en la figura 17 es muy cercano a la saliente SW de la isla, por lo que los dos máximos de la curva se hallan sobrepuestos.

La dirección sur de incidencia (figura 18) origina una respuesta con algunas peculiaridades en la amplitud. Además del máximo en la dirección de incidencia y del provocado por la saliente SW de la isla, aparece un tercero entre las localidades 90 y 150, es decir, a 180° de la dirección de incidencia. En este caso podemos atribuir la amplificación en la amplitud de la onda al efecto de difracción (ver figura 12). Otra característica distintiva cuando el

tsunami proviene de esta dirección es que el intervalo de amplitudes a lo largo del contorno de la isla es más pequeño que en los otros casos.

Del análisis anterior, queda claro que la saliente SW de la isla representa un punto de convergencia de energía, y por tanto de amplificaciones de altura. Dada una cierta dirección de incidencia, la respuesta en fase de este punto es constante para la mayoría de los periodos considerados (basta observar la verticalidad de las isolineas de fase para las localidades 240-260 en las figuras 14-18).

Estas características hacen de la zona un sitio ideal para la ubicación del sensor mareográfico integrado al sistema de alerta. La respuesta en fase es casi independiente del periodo, y la magnificación de la amplitud garantiza la sensibilidad del aparato ante cualquier tsunami. Por otra parte, si se elige instalar el mareógrafo dentro de esta zona, conviene ubicarlo en un lugar protegido del oleaje de tormenta. De acuerdo a Padilla (1989), el oleaje más energético para la región proviene del NW, lo que nos conduce a sugerir su ubicación en la cara sur de la saliente (localidades 260-270). Consideraciones de índole práctico, como la facilidad de acceso por mar y tierra al mareógrafo (Ríos, 1986), también apuntan hacia otras dos zonas como posibles sedes de la estación mareográfica. Se

trata de las ensenadas adyacentes a las localidades 42 y 213, que corresponden a la cara protegida y expuesta de la isla, respectivamente .

En base a lo anterior, se presenta en las figuras 19 - 21 la respuesta de las localidades 261 (ubicación actual del mareógrafo), 213 y 42 ante tsunamis con los periodos y direcciones de incidencia considerados en el presente estudio. Resalta, en las tres localidades, la dependencia inversa de la amplificación con la longitud de onda, y la existencia de valores mínimos de amplificación cuando la incidencia es a 90° de la localidad correspondiente.

El hecho de que los factores de amplificación adquirieran valores por debajo de uno desalienta la posibilidad de ubicar la estación en la localidad 42. La localidad 213 ofrece una buena alternativa para el emplazamiento del mareógrafo. Las amplitudes relativas son en general más elevadas que en la localidad 261, incluso para periodos largos. El riesgo, en este caso, consiste en la posible destrucción de las instalaciones ante un evento de moderada intensidad (que no dañaría tanto en la localidad 261).

Por otra parte, si comparamos en las figuras 14 - 18 el comportamiento de la fase en ambas estaciones, notamos que

en la localidad 213 las isolas de fase no presentan la distribución vertical consistente de la localidad 261. Esta verticalidad es una característica que simplifica la interpretación de las gráficas, puesto que podemos describir la fase del tsunami con un valor único (independiente del periodo) para cada dirección de aproximación.

VII. CONCLUSIONES

En base a los resultados de este trabajo podemos concluir que:

- 1) Por sus dimensiones físicas, la Isla de Guadalupe no es capaz de afectar significativamente las características de un tsunami cuyo periodo sea mayor que 30 minutos.
- 2) De entre los procesos que afectan a la onda de tsunami al avanzar hacia aguas más someras, la refracción juega un papel dominante cuando los periodos son cortos (menores que 20 minutos), en tanto que la difracción y reflexión son responsables de las modificaciones más evidentes experimentadas por tsunamis de periodos largos.
- 3) La ubicación actual del mareógrafo de Isla Guadalupe lo

hace suficientemente sensitivo a eventos de tsunami con características de periodo y dirección de incidencia similares a las que históricamente se han registrado en Baja California.

- 4) Considerando además las facilidades para el acceso y mantenimiento de la estación, y el hecho de que se encuentra en una zona protegida del oleaje de tormenta, se sugiere que la ubicación actual del mareógrafo albergue permanentemente la estación de los sistemas de alarma regional e internacional.

VIII. RECOMENDACIONES.

Gráficas como las figuras 19-21 proporcionan un método eficiente de evaluar los parámetros en mar abierto de un tsunami que se registre en Isla de Guadalupe. No obstante se recomienda ampliamente la investigación de las alteraciones en la amplitud y fase del tsunami durante la última etapa de su recorrido hacia la costa. Para ello resulta indispensable la utilización de modelos no lineales.

Los registros de tsunamis disponibles son escasos y están limitados a las direcciones de incidencia consideradas en este

estudio. Convendría simular otras direcciones de aproximación que permitieran la obtención de curvas más suavizadas en gráficas análogas a la figuras 19 - 21.

Para obtener la respuesta de la isla en un intervalo continuo de periodos, puede usarse como perturbación una función de espectro amplio (conocido), y efectuar el análisis espectral de los mareogramas equivalentes a la figura 11. Esto permitiría comparar las distribuciones de energía por frecuencias entre el tren de onda incidente y los registrados en el contorno de la isla.

Finalmente, para que los resultados de la presente investigación sean aprovechables, deben efectuarse estudios similares para las localidades costeras de Baja California, de forma que pueda evaluarse la respuesta local ante un tsunami, cuyos parámetros en mar abierto se infieran a partir de gráficas como la figura 19.

IX. LITERATURA CITADA.

- Abe, K., 1985. A monochromatic wave excitation explaining the inundation heights in small islands for the 1983 Japan Sea Tsunami. In Proceedings of the International Tsunami Symposium. Edited by T.S. Murty and W.J. Rapatz. Institute of Ocean Sciences. Dept. of Fisheries and Oceans. Sidney, B.C., Canada. 325 p.
- Aida, I., 1981. Numerical simulation of historical tsunamis generated off the Tokai district, in Central Japan. In Tsunamis: Their Science and Engineering. Edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo. 563 p.
- Behrendt, L., I.G. Jonsson and O. Skovgaard, 1983. A hybrid FEM-Model for tsunami amplification in nearshore regions. In Proceedings of the 1983 Tsunami Symposium, Hamburg, Federal Rep. of Germany. Edited by E.N. Bernard, PMEL/NOAA U.S. Dept. of Commerce, Seattle, Washington, 273 p.
- Bernard, E.N. and A.C. Vastano, 1977. Numerical computation of the tsunami response for islands systems, Journal of Physical Oceanography, 7(3):389-395.
- Brandsma, M., D. Divoky and L.S. Hwang, 1978. Circumpacific variations of computed tsunami features. In: Symposium on Tsunamis, Manuscript Report Series No. 48. Marine Sciences Directorate. Dept. of Fisheries and the Environment, Ottawa, Canada, 285 p.
- Dean, R.A. and R. Dalrymple, 1984. Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists. Prentice-Hall Inc. New Jersey, U.S.A. 345 p.
- Farreras, S.F., 1986. Sistema Regional de Alarma de Maremotos (Tsunamis) para Baja California, Reporte Técnico Misceláneo a la Subdirección de Explotación de Satélites Nacionales, S.C.T. Centro de Investigación Científica CICESE, Ensenada, B.C., México, 19 p.
- Goto, Ch. and N. Shuto, 1981. Numerical simulation of tsunami propagations and run-up. In Tsunamis: Their Science and Engineering. Edited by K. Iida and T. Iwasaki, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo. 563 p.
- Gutiérrez, G., 1986. Predicciones de mareas de 1987. Estaciones mareográficas del CICESE. Informe técnico OC-86-02. Centro

- de Investigación Científica CICESE, Ensenada, B.C., México, 114 p.
- Hammack, J.L., 1972. Tsunamis - A Model of their Generation and Propagation. Report No. KH-R-28. W.M. Keck Lab. of Hydraulics and Water Resources. Division of Engineering and Applied Sciences. California Institute of Technology. Pasadena, California, U.S.A., 261 p.
- Houston, J.R., 1978. Interaction of tsunamis with the hawaiian islands calculated by a finite-element numerical model. *Journal of Physical Oceanography* 8:93-102.
- Hwang, L.S. and D. Divoky, 1975. Numerical Investigations of Tsunami Behaviour. Final Report. Tetra Tech, Inc. Pasadena, California, U.S.A., 37 p.
- Intergovernmental Oceanographic Commission, 1987. Master plan for the tsunami warning system of the Pacific. UNESCO, IOC/INF-730, Paris, France. 22 p. plus fig.
- Jonsson, I.G., O. Skovgaard and O. Brink-Kjaer, 1976. Diffraction and refraction calculations for waves incident on an island. *Journal of Marine Research*, 34:469-496.
- Kajiura, K., 1983. Runup of a transient wave on a sloping beach. In *Proceedings of the 1983 Tsunami Symposium*, Hamburg, Federal Rep. of Germany. Edited by E.N. Bernard, PMEL/NOAA U.S. Dept. of Commerce, Seattle, Washington, 273 p.
- Kinsman, B., 1965. *Wind Waves, their Generation and Propagation on the Ocean Surface*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 676 p.
- Lockridge, P. and R. Smith, 1984. *Tsunamis in the Pacific 1900-1983*. Map published by National Geophysical Data Center and World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Boulder, Colorado, U.S.A.
- Longuet-Higgins M.S., 1967. On the trapping of wave energy around islands. *Journal of Fluid Mechanics*, 29:781-821.
- Miyoshi, H. 1983. Energy of the tsunami converging onto an island. *Proceedings of the 1983 Tsunami Symposium*, Hamburg, Federal Rep. of Germany. Edited by E.N. Bernard, PMEL/NOAA U.S. Dept. of Commerce, Seattle, Washington, 273 p.
- Munk, W.H., G.R. Miller, and F. E. Snodgrass (1962). Long-period waves over California's continental borderland, part III. The decay of tsunamis and the dissipation of tidal energy. *J. Marine Res.*, 20(2):119-120.

- Murty, T.S., 1977. Seismic Sea Waves-Tsunamis. Department of Fisheries and the Environment, Ottawa, Canada. 337 p.
- Murty, T.S., 1983. Diffracted long waves along continental shelf edges. In Proceedings of the 1983 Tsunami Symposium, Hamburg, Federal Rep. of Germany. Edited by E.N. Bernard, PMEL/NOAA U.S. Dept. of Commerce, Seattle, Washington, 273 p.
- NOAA, 1988. Communication Plan for the Pacific Tsunami Warning System. Compiled by R.L. Sillcox and W.M. Mazey. Pacific Tsunami Warning Center/NWS U.S. Dept. of Commerce, Ewa Beach, Hawaii, 33 p. plus App.
- Padilla, R., 1989. Potencia y Dirección del Oleaje en la Costa Noroeste de la Península de Baja California y su aprovechamiento. Tesis de Oceanólogo. Facultad de Ciencias Marinas, UABC. 58 p.
- Programa Nacional de Desarrollo Tecnológico y Científico 1984-1988, México, 1984. Poder Ejecutivo Federal, México, D.F. 385 p.
- Reid, R., 1979. Island response to tsunami. In Tsunamis : Proceedings of the NSF Workshop. Edited by L.S.Hwang and Y.K. Lee. Tetra Tech Inc. Pasadena, California. 328 p.
- Reid, R.O., and A.C. Vastano, 1966. Orthogonal coordinates for the analysis of long gravity waves near islands. Santa Barbara Specialty Conference, Coastal Engineering. : 1-20.
- Richtmeyer, R.D., 1957. Difference methods for initial value problems. Interscience Publishers Inc., New York, U.S.A. 238 p.
- Ríos, R.R., 1986. Prospección preliminar de la Isla Guadalupe, B.C., México. Informe inédito. Laboratorio de Ecología Bentónica, CICESE. 4 p.
- Sánchez, A.J. y S.F. Farreras, 1989. Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México. Centro de Investigación Científica CICESE y Dirección de Oceanografía de la Secretaría de Marina. (en prensa).
- Sarpkaya, T. and M. Isaacson, 1981. Mechanics of Wave Forces on Offshore Structures. Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, New York, 651 p.
- Shaw, R.P. 1978. Long waves obliquely incident on a continental slope and shelf with a partially reflecting coastline. In Symposium on Tsunamis, Manuscript Report Series No. 48.

- Marine Sciences Directorate. Dept. of Fisheries and the Environment, Ottawa, Canada, 285 p.
- Shuto, N., 1972. Standing waves in front of a sloping dike. Coastal Engineering in Japan, 15:13-23.
- Soloviev, S.L. and Ch. N. Go, 1974. Catalog of Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean. Nauka Publishing House, Moscow, USSR, 310 p.
- Sommerfeld, A. 1949. Partial differential equations. Academic Press Inc., New York, U.S.A. 333 pp.
- Tsuji, Y., 1985. Comparison of observed and numerically calculated heights of the 1983 Japan Sea Tsunami. In Proceedings of the International Tsunami Symposium. Edited by T.S. Murty and W.J. Rapatz. Institute of Ocean Sciences. Dept. of Fisheries and Oceans. Sidney, B.C., Canada. 325 p.
- Tuck, E.O., 1979. Models for predicting tsunami propagation. In Tsunamis : Proceedings of the NSF Workshop. Edited by L.S.Hwang and Y.K. Lee. Tetra Tech Inc. Pasadena, California. 328 p.
- Van Dorn, 1970. Tsunami response at Wake Island: a model study. Journal of Marine Research, 28(3):336-344.
- Vastano, A.C. and R.O. Reid, 1966. A numerical study of the tsunami response at an island. A&M Project 471, Reference 66-26T, Dept. of Oceanography, Texas A&M University, College Station, Texas, U.S.A., 141 pp.
- Vastano, A.C. and R.O. Reid, 1967. Tsunami response at islands: verification of a numerical procedure. Journal of Marine Research., 25(2):129-139.
- Vastano, A.C. and R.O. Reid, 1970. Tsunami response at Wake Island: comparison of hydraulic and numerical approaches. J. Mar. Res., 28:345-356.
- Voit, S.S., 1987. Tsunamis. Annual Review of Fluid Mechanics, 19:217-236.

X APENDICE A (Obtención de los Coeficientes de Fourier).

La transformación conforme empleada por Vastano y Reid (1966) es:

$$\ln Z = \ln W + \sum_{n=0}^N C_n W^{-n} \quad (A1)$$

Para simplificar el análisis, supondremos que la coordenada R ha sido normalizada de manera que el perímetro de la isla valga 2π . Consideremos un círculo unitario, $\rho = 1$, y procedamos a separar la ecuación (A1) en sus partes real e imaginaria.

$$\ln r = A_0 + \sum_{n=1}^N (A_n \cos n\beta + B_n \sin n\beta) \quad (A2-a)$$

$$\theta - \beta = B_0 + \sum_{n=1}^N (B_n \cos n\beta + A_n \sin n\beta) \quad (A2-b)$$

Si parametrizamos las coordenadas (r, θ) en términos de la longitud de arco, S , del contorno de la isla mediante la aproximación:

$$dS = (dr^2 + (rd\theta)^2)^{1/2} \quad (A3)$$

podremos establecer las relaciones biunívocas:

$$\ln r = F(S) \quad (A4-a)$$

$$\theta = G(S) \quad (A4-b)$$

Las ecuaciones (A2) y (A4) implican que $S = S(\beta)$. Esta es la función que resta evaluar. La primera derivada de esta función con respecto a β se obtiene a partir de (A3):

$$\frac{dS}{d\beta} = \left[\left(\frac{\partial \ln r}{\partial \beta} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial \beta} \right)^2 \right]^{1/2} r \quad (A5-a)$$

desarrollando:

$$\frac{dS}{d\beta} = \exp(A_0) \left\{ \left[\sum_{n=1}^N n (B_n \cos n\beta - A_n \sin n\beta) \right]^2 \right\}$$

$$\left\{ + \left[1 - \sum_{n=1}^N n (A_n \cos n\beta + B_n \sin n\beta) \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \exp \left(\sum_{n=1}^N (A_n \cos n\beta + B_n \sin n\beta) \right) \quad (A5-b)$$

Basta entonces con integrar la ecuación (A5) para obtener una aproximación de $S(\beta)$. Supongamos que $S^k(\beta)$ representa la k -ésima aproximación a la función $S(\beta)$. Para encontrar los coeficientes A_n , B_n podemos usar las ecuaciones (A2-a) y (A4-a), o bien las ecuaciones (A2-b) y (A4-b). Tomamos un promedio de ambos para garantizar la convergencia:

$$A_n^{k+1} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \{ F(S^k(\beta)) \cos n\beta - [G(S^k(\beta)) - \beta] \sin n\beta \} d\beta \quad (A6-a)$$

$$B_n^{k+1} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \{ F(S^k(\beta)) \sin n\beta + [G(S^k(\beta)) - \beta] \cos n\beta \} d\beta \quad (A6-b)$$

El número total, N , de coeficientes debe ser compatible con la resolución empleada al discretizar las funciones (A4). Este proceso minimiza la función de error:

$$E_n^{k+1} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \{ [(\ln r)^{k+1} - F(S^k)]^2 + [\theta^{k+1} - G(S^k)]^2 d\beta \} \quad (A7)$$

donde $(\ln r)^{k+1}$ y $(\theta)^{k+1}$ representan la aproximación $k+1$ de estas funciones, obtenidas mediante las relaciones (A2).

El proceso iterativo se inicia suponiendo $S^0(\beta) = \beta$; se calcula la primera aproximación de los coeficientes según (A2), y se emplean estos para integrar (A5-b) y obtener la segunda aproximación de $S(\beta)$. Esta función a su vez sirve para interpolar los nuevos valores de (A4) que se usarán en la siguiente aproximación de los coeficientes, etc. El proceso continua hasta que la función de error (A7) resulta menor que un valor prescrito, que en nuestro caso fue de 0.04. Todas las integrales se evalúan por el método trapezoidal.

XI APENDICE B (Deducción de la Ecuación de Onda en Coordenadas de Isla).

Tomemos como punto de partida la versión linealizada de las ecuaciones de movimiento (B1), (B2), y de la ecuación de continuidad (B3):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p \quad (B1)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (B2)$$

$$\nabla \bar{v} = 0 \quad (B3)$$

donde :

$\bar{v}$ = campo de velocidades.

$\bar{u}$ = campo horizontal de velocidades

w = magnitud de la componente vertical de la velocidad

p = presión

ρ = densidad

∇ = operador gradiente

∇_H = operador gradiente horizontal

t = tiempo

g = aceleración de la gravedad

En la superficie del mar, las condiciones de frontera cinemática y dinámica son:

$$W = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{en } z = \eta \quad (B4)$$

$$p = 0 \quad \text{en } z = \eta \quad (B5)$$

Mientras que la condición cinemática de fondo adquiere la forma:

$$w = -\bar{u} \cdot \nabla_H d \text{ en } z = -d \quad (B6)$$

siendo η la superficie libre, y d la profundidad del fondo.

Si integramos sobre la profundidad z la ecuación (B2) y le aplicamos la condición (B5), en el supuesto de que todas las aceleraciones verticales, excepto la gravedad misma, son despreciables, obtenemos la expresión de la aproximación hidrostática:

$$p = \rho g(\eta - z) \quad (B7)$$

Esta ecuación puede sustituirse dentro de la ecuación de movimiento (B1):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + g \nabla_H \eta = 0 \quad (B8)$$

con lo cual se indica que el campo horizontal de velocidades es uniforme en toda la columna de agua, es decir, $\bar{u} = \bar{u}(x, y, t)$. Procedemos ahora con la integración de $z = -d$ a $z = \eta$ de la ecuación de continuidad (B3) y aplicamos las condiciones de frontera (B4) y (B6):

$$(\eta + d) \nabla_H \cdot \bar{u} + \frac{\partial \eta}{\partial t} + \bar{u} \cdot \nabla_H d = 0 \quad (B9)$$

bajo las condiciones de aguas someras, $\eta \ll d$, la ecuación anterior se reduce a:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_H \cdot (\bar{u} d) = 0 \quad (B10)$$

En general $d \neq d(t)$ (cuando se estudia la generación de tsunamis por movimientos sísmicos debe incluirse este término), entonces se pueden combinar las ecuaciones (B8) y (B10) en cualquiera de estas dos formas:

A.- derivando (B10) parcialmente con respecto a t y sustituyendo $\partial \bar{u} / \partial t$ de (B8)

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \nabla_H \cdot (d \nabla_H \eta) = 0 \quad (B11)$$

B.- derivando (B8) parcialmente con respecto a t , sustituyendo $\partial \eta / \partial t$ de (B9) y multiplicando todo por d

$$\frac{\partial^2(\bar{u}d)}{\partial t^2} - g \nabla_H \cdot (d \nabla_H(\bar{u}d)) = 0 \quad (B12)$$

Las igualdades (B11) y (B12) tienen la forma de la ecuación de onda. Para expresar (B11) en coordenadas de isla (ρ, β) la reescribimos como :

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g(d \nabla_H^2 \eta + \nabla_H \eta \cdot \nabla_H d) = 0 \quad (B13)$$

Las expresiones generales para los operadores laplaciano ∇^2 y gradiente ∇ son:

$$\nabla_H^2 = \frac{1}{h_r h_\theta} \left(\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{h_\theta}{h_r} \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{h_r}{h_\theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \right) \right) \quad (B14)$$

$$\nabla_H = \left(\frac{1}{h_r} \frac{\partial}{\partial r} \right) \bar{r} + \left(\frac{1}{h_\theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \right) \bar{\theta} \quad (B15)$$

donde

$$h_r^2 = \left(\frac{\partial x}{\partial r} \right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial r} \right)^2$$

$$h_\theta^2 = \left(\frac{\partial x}{\partial \theta} \right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial \theta} \right)^2$$

constituyen la métrica de un sistema de coordenadas arbitrario (r, θ) , y $\bar{r}, \bar{\theta}$ son los vectores unitarios correspondientes. A partir de (B15) podemos definir los factores de escala :

$$\nabla_H r = \frac{\bar{r}}{h_r} \quad (B16)$$

$$\nabla_H \theta = \frac{\bar{\theta}}{h_\theta} \quad (B17)$$

de manera que sustituyendo (B14) a (B17) en (B13) obtenemos:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \left[|\nabla_H r|^2 \frac{\partial}{\partial r} \left(d \frac{\partial \eta}{\partial r} \right) + |\nabla_H \theta|^2 \frac{\partial}{\partial \theta} \left(d \frac{\partial \eta}{\partial \theta} \right) + d \left(\nabla_H^2 r \frac{\partial \eta}{\partial r} + \nabla_H^2 \theta \frac{\partial \eta}{\partial \theta} \right) \right] \quad (B18)$$

Como la transformación es conforme los términos con ∇^2 desaparecen, y sólo se necesita de un factor de escala, s , tal que :

$$s = \nabla_H r = \nabla_H \theta \quad (B19)$$

Las coordenadas (r, θ) empleadas hasta ahora son arbitrarias, para obtener las coordenadas de isla (ρ, β) necesitamos que :

$$r + i\theta = \ln(\rho \exp(i\beta)) \quad (B20)$$

es decir :

$$r = \ln(\rho) \quad \text{por lo tanto} \quad \frac{\partial r}{\partial \rho} = \frac{1}{\rho} \quad (B21)$$

$$\theta = \beta \quad \text{por lo tanto} \quad \frac{\partial \theta}{\partial \beta} = 1 \quad (B22)$$

Con lo cual la ec. (B18) adquiere su expresión final :

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = g s^2 \left[\rho \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho \alpha \frac{\partial \eta}{\partial \rho} \right) + \frac{\partial}{\partial \beta} \left(\alpha \frac{\partial \eta}{\partial \beta} \right) \right] \quad (B23)$$