

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y
DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

TSUNAMIS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO

TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS

ANTONIO JAVIER SANCHEZ DEVORA

RESUMEN de la Tesis de Antonio Javier Sánchez Dévora presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA con opción en OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California, México. Agosto de 1980.

TSUNAMIS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

Resumen aprobado por:



M.C. Salvador Ferreras S.

Director de Tesis

Se determinó la respuesta a las ondas largas, del tipo tsunami, en puertos y bahías de la Costa Occidental de México, por medio del Análisis Espectral. Se utilizó el Método de Máxima Entropía para calcular los períodos de oscilación significativos excitados por la llegada de tsunamis a puertos y bahías de la Costa Occidental de México. Se compararon los espectros de diferentes tsunamis en una localidad y el mismo tsunami en diferentes localidades, comprobándose que: diferentes tsunamis en una misma localidad tienen espectros similares, como respuesta característica de la localidad, y el mismo tsunami en

diferentes localidades tiene espectros diferentes, debido a la topografía local.

Se compararon los períodos de oscilación de la plataforma continental determinados con el modelo de Peña, 1978, con los obtenidos mediante el Análisis Espectral en Ensenada, B.C., Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. Se encontró un buen acuerdo entre ambos métodos, lo que demuestra que algunos períodos determinados con el Análisis Espectral de los registros mareográficos, son períodos de oscilación propios de la plataforma continental.

Se realizó un inventario de los tsunamis que han sido registrados por los mareógrafos situados a lo largo de la Costa Occidental de México, durante el período 1952-1979.

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA

TSUNAMIS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios
para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta

ANTONIO JAVIER SANCHEZ DEVORA

Ensenada, B. C., Septiembre de 1980

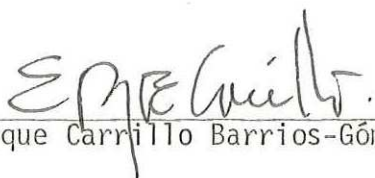
TESIS APROBADA PARA SU DEFENSA POR:

M. C. Salvador Farreras Sanz, Director del Comité

M. C. Hugo Gustavo Peña, Miembro del Comité

M. C. Francisco Suárez Vidal, Miembro del Comité

Ing. Marco Antonio Uribe Rojo, Jefe del Departamento de
Oceanografía



Dr. Enrique Carrillo Barrios-Gómez, Coordinador Académico

Tesis presentada en septiembre 3, 1980.

DEDICATORIA

Cariñosamente dedico esta tesis a mi madre LORENZA DEVORA, mi esposa MARIA ELENA MOCTEZUMA y a mis hermanos Francisco, Ignacia , Socorro, Juana, Alberto y Guadalupe.

A mis padrinos Manuel Galindo y Emilia de Galindo.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Saúl Alvarez Borrego, Director del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE) y Dr. Niels Christensen, Jefe de la Sección de Mareografía del CICESE por haber proporcionado los medios para la obtención de los datos.

Al Dr. Gabriel Godin mi mayor reconocimiento por sus valiosas sugerencias, recomendaciones, y dirección inicial de la Tesis durante su estancia en el CICESE, así como por haber proporcionado el programa de la Transformada Rápida de Fourier.

Al Dr. Ignacio Galindo, Director de Instituto de Geofísica de la UNAM y al Ing. Francisco Grivel P., Jefe del Departamento de Mareografía del mismo Instituto quienes proporcionaron los registros mareográficos de tsunamis.

Al Personal Técnico del Departamento de Mareografía del Instituto de Geofísica de la UNAM y del CICESE por la ayuda prestada en la recolección de los registros mareográficos.

Al M.C. Salvador Farreras S. quien aceptó amablemente

la dirección final de la Tesis mi especial agradecimiento.

Al M.C. Hugo Peña, Miembro del Comité de Tesis, por sus útiles sugerencias, revisión y crítica de este trabajo y por haber proporcionado el Programa de Máxima Entropía.

Al M.C. Francisco Suárez V., Miembro del Comité de Tesis, por la revisión y crítica del trabajo.

A mis compañeros estudiantes de Oceanografía Física, quienes de una u otra forma contribuyeron al desarrollo de esta Tesis, especialmente al Oc. Luis Galindo B. y Oc. René de La Paz V.

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología.

C O N T E N I D O

	Página

I. INTRODUCCION.	1
1.1 .- Características generales de los tsunamis.	5
1.2 .- Antecedentes.	9
1.3 .- Objetivos.	14
1.4 .- Importancia del estudio.	15
II. METODOS DE ANALISIS.	17
2.1 .- Transformada Rápida de Fourier (FFT).	21
2.2 .- Método de Máxima Entropía (MEM).	24
2.3 .- Comparación entre ambos Métodos y Criterio para su Utilización.	29
2.4 .- Descripción del Modelo Matemático de Peña (1978).	34
2.5 .- Método de Wigen (1978).	39
III. RESULTADOS.	44
3.1 .- Descripción de los tsunamis registrados en la Costa Occidental de México.	50
3.2 .-Períodos observados entre la primera y segunda cresta de _ la onda inicial y períodos calculados con el MEM cuyos picos espectrales son los de mayor contenido de energía.	80

3.3 .- Alturas Iniciales, Bajadas siguientes, Elevaciones o_	
Bajadas Máximas y Raíz Cuadrática Media.	82
3.4 .- Tiempos de Viaje y Velocidades Promedio.	88
3.5 .- Períodos de Oscilación excitados por los diferentes_	
tsunamis en la Costa Occidental de México.	92
3.6 .- Comparación del Modelo Matemático de Peña, 1978 y el_	
Análisis Espectral.	100
3.7 .-Espectros de diferentes tsunamis en la misma localidad.	105
3.8 .- Espectros del mismo tsunami en diferentes localidades.	114
IV. DISCUSION Y CONCLUSIONES.	131
V. RECOMENDACIONES.	142
LITERATURA CITADA.	143
APENDICE I.	155
APENDICE II.	174

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
1 Sismicidad de la tierra durante el período 1961-1967.	8
2 Localización geográfica de las Estaciones mareográficas en la Costa Occidental de México.	18
3 Registro mareográfico hipotético de un tsunami.	43
4 Localización Geográfica de los epicentros de temblores de origen distante que causaron tsunamis, cuyas ondas se han registrado en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	47
5 Localización Geográfica de los epicentros de temblores de origen local que han causado tsunamis en el período 1928-1979.	48
6 Localización geográfica de los epicentros de los temblores del 11 y 19 de Mayo 1962.	58
7a Trayectoria calculada del tsunami de Alaska de Marzo 28, 1964 a Ensenada, B. C.	65
7b Trayectoria calculada del tsunami de Alaska de Marzo 28, 1964 a Manzanillo, Col.	66
8a Porción de la carta topográfica utilizada para calcular el ancho y la profundidad del borde externo de la plataforma continental frente a Ensenada, B. C.	101
8b Porción de la carta topográfica utilizada para calcular el ancho y la profundidad del borde externo de la plataforma continental frente a Manzanillo, Col.	102
8c Porción de la carta topográfica utilizada para calcular el ancho y la profundidad del borde externo de la plataforma continental frente a Acapulco, Gro.	103

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
9	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de Ensenada, B. C.	107
10	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de La Paz, B. C. S.	108
11	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de Mazatlán, Sin.	109
12	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de Manzanillo, Col.	111
13	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de Acapulco, Gro.	112
14	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el Puerto de Salina Cruz, Oax.	113
15	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Marzo 1957 en puertos de la Costa Occidental de México.	116
16	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Mayo 1960 en puertos de la Costa Occidental de México.	117
17	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Octubre 1963 en puertos de la Costa Occidental de México.	118
18	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Marzo 1964 en puertos de la Costa Occidental de México.	120
19	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Febrero 1965 en puertos de la Costa Occidental de México.	121
20	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Mayo 16, 1968 en puertos de la Costa Occidental de México.	123
21	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Enero 1973 en puertos de la Costa Occidental de México.	124
22	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Noviembre 1975 en puertos de la Costa Occidental de México.	125
23	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Enero 1976 en puertos de la	

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
	Costa Occidental de México.	126
24	Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Marzo 1979 en puertos de la Costa Occidental de México.	128
25	Altura probable que habría alcanzado el tsunami de Marzo, 1964 en Ensenada, B. C. si la llegada del tsunami hubiera ocurrido en pleamar.	133
26	Espectros de Potencia en los registros de Acapulco, Gro y Salina Cruz, Oax. durante el tsunami de Julio 28, 1957.	136
27	Espectros de Potencia Normalizados para el tsunami Chileno de Mayo, 1960 y el tsunami de Alaska, 1964, en Ensenada, B. C.	139

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>	<u>Página</u>
I Distribución Mundial de tsunamis en %.	7
II Lista Cronológica de temblores que han causado tsunamis cuyas ondas se han sentido en la Costa Occidental de México.	45
III Estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México donde se registraron tsunamis durante el período 1952-1979.	49
IV Tsunami de las Aleutianas de Marzo 9, 1957 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	52
V Tsunami de Chile de Mayo 22, 1960 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	55
VI Tsunami de Japón de Octubre 13, 1963 como se registró en estaciones mareográficas de Acapulco, Gro y Salina Cruz, Oax.	60
VII Tsunami de Alaska de Marzo 28, 1964 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	62
VIII Tsunami de las Aleutianas de Febrero 4, 1965 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	68
IX Tsunami de Perú de Octubre 17, 1966 como se registró en la estación mareográfica de Salina Cruz, Oax.	70
X Tsunami de Japón de Mayo 16, 1968 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	72
XI Tsunami de México de Enero 30, 1973 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	73

<u>Tabla</u>	<u>Página</u>
XII Tsunami de Hawaii de Noviembre 29, 1975 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	76
XIII Tsunami de Kermadec, Enero 14, 1976 como se registró en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	78
XIV Tsunami de México de Marzo 14, 1979 como se registró en las estaciones mareográficas de Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro.	79
XV Períodos observados entre la primera y segunda cresta y períodos calculados con el MEM cuyos picos espectrales son los de mayor contenido de energía.	81
XVI Elevación inicial de la primera onda de los distintos tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	84
XVII Alturas de las bajadas siguientes de la primera onda de los distintos tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	85
XVIII Elevaciones o bajadas máximas de los distintos tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	86
XIX Raíz cuadrática media de las alturas de las series de datos que indica el tamaño de las oscilaciones de los distintos tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	87
XX Tiempos de viaje de la primera onda de los distintos tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	90
XXI Velocidades promedio de los distintos tsunamis registrados en estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.	91
XXII Períodos significativos excitados por tsunamis en Ensenada, B. C.	93

TablaPágina

XXIII	Períodos significativos excitados - por tsunamis en Isla Gpe , B.C. , Cabo San Lucas, B.C.S. , Loreto, B.C.S. y Puerto Vallarta, Jal.	94
XXIV	Períodos significativos excitados por tsunamis en Guaymas, Son. , Topolobampo, Sin. y Mazatlán, Sin.	95
XXV	Períodos significativos excitados por tsunamis en La Paz, B.C.S.	
XXVI	Períodos significativos excitados por tsunamis en Manzanillo, Col.	96
XXVII	Períodos significativos excitados por tsunamis en Acapulco, Gro.	97
XXVIII	Períodos significativos excitados por tsunamis en Salina Cruz, Oax.	98
XXIX	Resumen de los períodos significativos excitados por tsunamis en puertos de la Costa Occidental de México.	99
XXX	Comparación entre algunos períodos de oscilación de la plataforma continental frente a Ensenada, B.C. , Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro determinados en el Modelo Matemático de Peña, 1978 y algunos períodos determinados con el MEM en los tsunamis registrados en las estaciones mareográficas de las localidades anteriores.	104
XXXI	Similaridades encontradas en la posición de los picos espectrales entre las diferentes localidades de la Costa Occidental de México.	129

TSUNAMIS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

I. INTRODUCCION.

De acuerdo con la definición de Van Dorn (1965), un tsunami es el sistema de ondas de gravedad formado en el mar inmediatamente después de una perturbación a gran escala y corta duración en su superficie libre. Gran escala implica que la perturbación envuelve miles de kilómetros cuadrados y corta duración significa un rango de tiempo de segundos a minutos.

Los tsunamis son causados generalmente por terremotos submarinos con profundidades focales menores que 50 Km bajo el fondo del mar y magnitudes mayores que 6.5 en la escala de Richter. También pueden producirse, aunque estos son raros, por deslizamientos de tierra, hundimiento del fondo marino y erupciones volcánicas (Van Dorn, 1965). Otra manera de generación de tsunamis son las explosiones nucleares sobre los Océanos. Olsen et. al., (1972) mencionan que las explosiones nucleares en 1969 y 1971 en la Isla Amchitka generaron tsunamis pequeños. La probabilidad de ocurrencia de un tsunami de caracter catastrófico generado por la caída sobre el Océano de un meteorito de gran peso y volumen es pequeña, sin embargo, su posibilidad

no se descarta (Murty, 1979).

El término tsunami se deriva de las palabras japonesas tsu (bahía pequeña o puerto) y nami (ola) (Ichiye, 1958). Este nombre está internacionalmente aceptado por ser el más apropiado, ya que los tsunamis son principalmente un fenómeno de efectos costeros. El término inglés "Seismic Sea Wave" (Onda Sísmica Marina) también se usa ampliamente, pero excluye las ondas de gravedad causadas por explosiones nucleares y erupciones volcánicas. El término "Tidal Wave" (Onda de Marea) algunas veces se encuentra en la literatura, sin embargo no es correcto, ya que "Tidal Wave", se refiere exclusivamente a las mareas de origen astronómico. En español se utiliza el término Maremoto que tiene un significado más parecido al término en inglés "Seaquake", el cual se refiere específicamente a las vibraciones en el agua que resultan de un temblor submarino o erupción volcánica.

La frecuencia de ocurrencia de tsunamis es muy baja, depende de la naturaleza y actividad sísmica de cada región; sin embargo cuando éstos se producen pueden causar graves daños materiales y humanos sobre las costas. En los últimos 100 años se estima que a causa de los tsunamis han perecido aproximadamente cien mil personas y han causado centenas de millones de dólares en daños materiales (Wigen, 1978).

Iida (1970) en un estudio sobre la generación de

tsunamis por temblores en relación con el tipo de fallamiento, encontró que la generación de tsunamis de gran magnitud esta asociada con dislocaciones verticales del suelo marino; en cambio las dislocaciones horizontales rara vez causan tsunamis. Cuando estas últimas generan tsunamis, generalmente son de efectos locales y no se propagan grandes distancias. Isacks et al. (1968) señalan que temblores fuertes asociados con dislocaciones horizontales cerca de Alaska y British Columbia generaron tsunamis que fueron observados a distancias no mayores de 100 Km. Una vez que ocurre el dislocamiento vertical, la superficie del mar se altera inmediatamente para adaptar su forma al cambio del fondo marino, tras lo cual se difunden las ondas en todas direcciones, de manera similar al conocido conjunto de anillos concéntricos que se produce cuando se arroja una piedra a un estanque grande y poco profundo. Este diseño geométrico continua expandiéndose en forma centrífuga y se distorsiona rápidamente por la topografía del fondo marino y la morfología de las costas.

Todos los cuerpos de agua, ya sea el océano, o los contenidos en las plataformas continentales, bahías, puertos, etc. tienen sus modos de oscilación característicos los cuales dependen de la geometría del cuerpo de agua. Los modos de oscilación de un puerto o bahía pueden ser excitados por las ondas de tormentas, tsunamis, vientos variables o "surf beats" (Wilson, 1957).

Las corrientes fuertes que pasan a través de una bahía con entrada angosta también pueden excitar las oscilaciones propias de una bahía (Nakano y Abe, 1958). Desde su origen, el tren de ondas del tsunami trae ciertas frecuencias características; cuando estas ondas llegan a la plataforma continental, las frecuencias del tsunami entran en sintonía con las frecuencias similares propias de la plataforma, excitándolas, y éstas a su vez excitan los modos de oscilación de las bahías y puertos a través de la entrada. A esta sintonía entre las frecuencias de los diferentes cuerpos de agua que causa una amplificación de las alturas en las oscilaciones se conoce con el nombre de RESONANCIA. Así, el tsunami como se registra en las estaciones mareográficas es en realidad una distorsión del tsunami original por efecto de la topografía a lo largo de su propagación. Usualmente los movimientos verticales dentro del puerto o bahía son pequeños pero cuando las oscilaciones son excitadas por un tsunami pueden ser de tamaño considerable.

1.1 .- Características generales de los tsunamis.

Las características más notables de los tsunamis son su gran longitud de onda y su rápida propagación. En aguas profundas pueden tener longitudes de onda de 150 a 1000 Km y alcanzar velocidades entre 800 y 900 Km/hr (Bernstein, 1954). El período está generalmente en el rango de 5 minutos a una hora, pero algunas veces puede ser de varias horas. (Wilson, et al. 1962). Su altura en aguas profundas es baja, probablemente no excede los 2 m, en cambio cuando se aproximan a aguas poco profundas o a las costas pueden alcanzar alturas extremas de hasta 30 m. Cerca de las costas desarrollan fuertes corrientes, lo que contribuye a su acción destructora, pero su efectividad disminuye rápidamente con la profundidad.

Un tsunami no es una onda solamente, sino un conjunto de oscilaciones, que representan un espectro continuo, cuyas componentes de frecuencias se propagan en todas direcciones a su velocidad de grupo característica. La velocidad de grupo depende de la profundidad local y del período. La contribución debida al período es pequeña (del orden del 10 %), por lo que el medio en el que se propagan las ondas se considera cuasi-no dispersivo. Las ondas de mayor período son las que siguen al frente inicial, las cuales viajan a la

velocidad de fase $c = \sqrt{gh}$ (donde g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad), las ondas subsecuentes tienen períodos mas pequeños y velocidades menores. En general, no hay dos ondas del sistema resultante que tengan la misma altura, longitud de onda y período. Ya que la cantidad de energía sísmica transmitida al tsunami es constante, a medida que las ondas se expanden, la energía se disipa de tal modo que las amplitudes de las ondas individuales disminuye, en promedio, con el tiempo (y por lo tanto con la distancia), hasta que aumentan su altura nuevamente cuando se aproximan a las costas, por efecto de la topografía.

La mayor parte de los tsunamis han ocurrido en el Océano Pacífico debido a la estrecha relación entre su generación y las trincheras oceánicas y arcos de islas volcánicas como lo muestran los datos de Heck (1947) y Svyatlovsky (1957), (Tabla I), así como la Figura 1 (Barangangi y Dorman, 1966). Esta última muestra que la sismicidad de la tierra es mayor alrededor del Océano Pacífico, sin embargo cualquier región del lecho marino que ha tenido una actividad sísmica o volcánica es una fuente potencial productora de tsunamis (Van Dorn, 1965).

Tabla I. Distribución Mundial de Tsunamis en %.

Región	Datos de Heck's	Datos de Svyatlosvsky
	1947	1957
	%	%
Oc. Pacífico	62	70
Oc. Indico	20	17
Mar Mediterráneo y Atlántico Norte	18	13

Algunos tsunamis muestran una directividad característica en la propagación de su energía determinada por el tamaño horizontal y la forma de la deformación del área en el origen así como por el patrón de levantamiento. Cuando el área de deformación es elíptica, la mayor parte de la energía es radiada en la dirección perpendicular al eje mayor. Ejemplos de tsunamis con marcada directividad son : el tsunami generado en las Islas Aleutianas en Abril 1, 1946, el de Alaska en Marzo 28, 1964 y el Chileno en Mayo 22, 1960. El de Abril, 1946 causó alturas máximas de 16.8 m en Hawaii, 3200 Km al sur del epicentro, mientras que en la Isla Wake, aproximadamente la misma distancia al suroeste del epicentro no fue

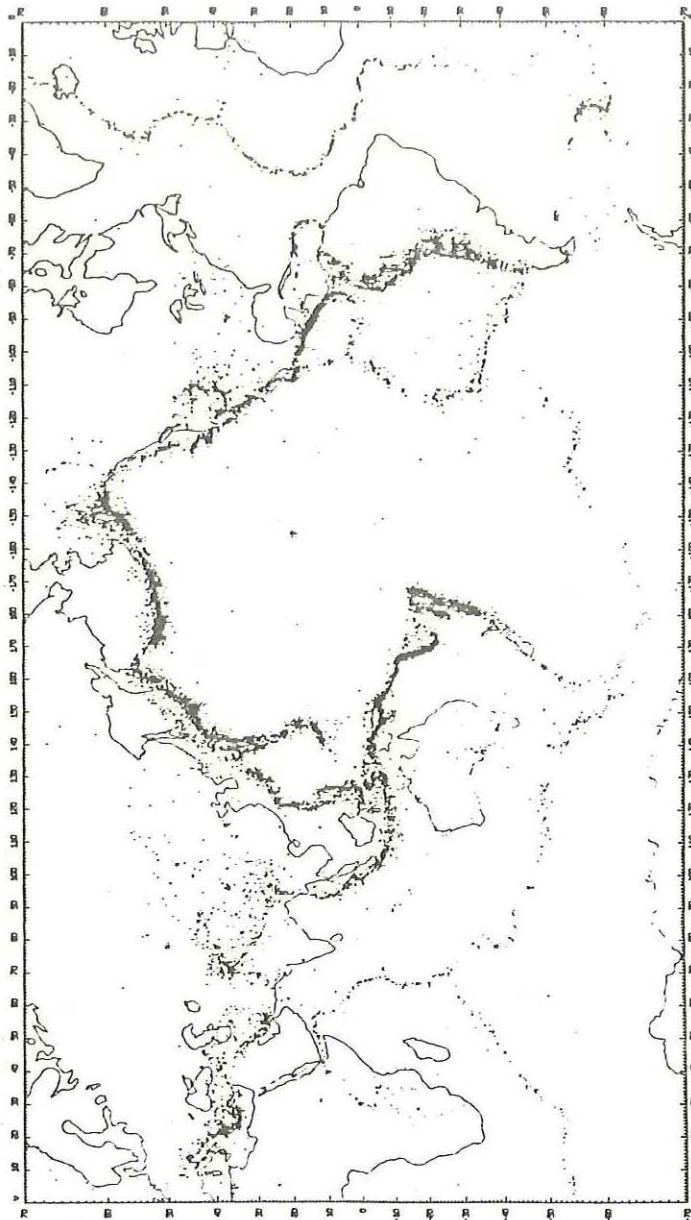


Figura 1. SISMICIDAD DE LA TIERRA DURANTE EL PERIODO 1961-1967. LAS BANDAS OSCURAS DEL MAPA CONSISTEN DE MILES DE PEQUEÑOS PUNTOS QUE REPRESENTAN EL EPICENTRO DE UN TEMBLOR (Barangangi y Dorman, 1969).

afectada (Murty, 1977). En el de Alaska las alturas fueron mayores en dirección sureste paralela a la Costa Norteamericana, que hacia el suroeste a lo largo de la cadena de islas que forman el arco de las Aleutianas (Van Dorn, 1976). La energía del tsunami Chileno fue radiada principalmente hacia Hawaii y Japón (Miyoshi, 1978).

1.2 .- Antecedentes.

El registro documentado se inicia con un tsunami observado en China el año 173 A.C. (Iida, et al, 1967). Los Egipcios observaron tsunamis catastróficos en el Mediterráneo Oriental. Estón registrados tanto en el Océano Atlántico como en el Pacífico desde el siglo XII de nuestra era (Van Dorn, 1976).

Dos de los tsunamis más trágicos de la historia en cuanto al número de víctimas que causaron son los ocurridos en Noviembre 1, 1755 en Lisboa, Portugal y Agosto 27, 1883 en el Estrecho de Sonda entre Java y Sumatra. El primero fue producido por un temblor submarino de magnitud 8.7 en la escala de Richter. Las olas del tsunami alcanzaron alturas de 13 m en el puerto y se calcula que los efectos sumados del tsunami y el temblor causaron entre 50,000 y 80,000 víctimas. El segundo tsunami fue producido por la violenta erupción volcánica de la

Isla Krakatoa. Las olas alcanzaron alturas de 15 m a 35 m y causaron entre 25,000 y 36,000 víctimas.

El estudio científico de los tsunamis es muy reciente y va unido al desarrollo de la Sismología. Casi todos los resultados científicos de importancia sobre el tema se han obtenido en los últimos 50 años, los escritos anteriores son principalmente descripciones de los efectos costeros.

La investigación moderna de los tsunamis se inició con el fuerte temblor de Sanriku, Japón, el 3 de Marzo, 1933. Debido a los graves daños que causó el tsunami, el gobierno japonés promovió estudios de investigación básica sobre el fenómeno; desde entonces, los japoneses son los que mas han contribuído a la literatura sobre tsunamis.

El interés de los norteamericanos empezó con el tsunami que azotó violentamente las islas Hawaii el 10. de Abril de 1946, el cual ocasionó 159 muertos y 25 millones de dólares en daños materiales. A causa de este desastre, el United States Coast and Geodetic Survey (USCGS), concibió y puso en ejecución un servicio de prevención de tsunamis conocido oficialmente como Seismic Sea Wave Warning System (SSWWS), con centro de operaciones en Honolulu, Hawaii. Su función es detectar cualquier aparición de un tsunami en el Océano Pacífico y dar información y asesoramiento a tiempo sobre su trayectoria

posterior a fin de evitar posibles daños.

En México existen pocos estudios relacionados con tsunamis. La Secretaría de Marina (1973, 1974a, 1974b, 1974c) a través de la Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo ha publicado en los estudios geográficos algunos registros de tsunamis que han sido detectados en los mareógrafos situados en puertos de la Costa Occidental de México.

Zerbe (1953), (citado por Wiegel, 1964) publicó los datos del período entre la primera y segunda cresta, la elevación inicial y la altura máxima, en La Paz, B. C. S. y Salina Cruz, Oax. para el tsunami de Noviembre 4, 1952 originado al sureste de Kamchatka por un temblor de magnitud 7.3 en la escala de Richter.

Salsman (1959) publicó los datos de 54 estaciones mareográficas del Océano Pacífico donde se registró el tsunami de Marzo 9, 1957, el cual se originó cerca de la Isla Adak, de las Islas Aleutianas. Entre ellas, están las estaciones mareográficas de Ensenada, B. C., Acapulco, Gro., y Salina Cruz, Oax. Los datos que publica son el: tiempo de arribo, tiempo de viaje y el período entre la primera y segunda cresta de la onda inicial, además la altura de la onda mayor y el tiempo de ocurrencia después del arribo de la onda inicial.

Symons y Zettler (1960), en un reporte preliminar publicaron los datos de 62 estaciones mareográficas que registraron el tsunami Chileno de Mayo 22, 1960. Entre estas incluye 7 estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México, las cuales son: Ensenada, B. C., La Paz, B.C.S., Guaymas, Son., Topolobampo, Sin. Mazatlán, Sin., Acapulco, Gro. y Salina Cruz Oax. Los datos que publican son: para la onda inicial el tiempo de arribo, el período de la primera a la segunda cresta, la altura de la elevación inicial y de la bajada siguiente; y para la elevación o bajada máxima el tiempo de inicio, duración y altura.

Spaeth y Berkman (1967), publicaron un reporte muy completo de los datos de 106 estaciones mareográficas que registraron el tsunami de Alaska de Marzo 28, 1964 en el Océano Pacífico. Entre las estaciones incluyen las siguientes de la Costa Occidental de México: Ensenada, B. C., La Paz, B.C.S., Guaymas, Son., Topolobampo, Sin., Mazatlán, Sin., Manzanillo, Col., Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax. Los datos que publican son: para la onda inicial, el tiempo de arribo, el período entre la primera y segunda cresta, la elevación inicial y la bajada siguiente; y para la elevación o bajada máxima, el tiempo de inicio, la duración y la altura. Además calculan la velocidad promedio de la onda del tsunami para las estaciones con excepción de Guaymas y Topolobampo; también publican los registros mareográficos que muestran la actividad del tsunami en

cada una de las estaciones mareográficas.

En Mayo 11 y 19 de 1962, ocurrieron temblores localizados en la Trinchera Mesoamericana, en la región conocida como la Fosa de Acapulco que causaron tsunamis de pequeña intensidad, y fueron registrados por la estación mareográfica de Acapulco, Gro. Ambos registros muestran una súbita depresión del nivel del mar. Grivel (1967) y Merino y Coronado et. al., (1962), describen brevemente como se registraron en la estación mareográfica de Acapulco, Gro. y publican los registros mareográficos de estos dos pequeños tsunamis.

Munk y Cepeda (1961) analizaron los registros mareográficos de Salina Cruz y Acapulco, Gro., que muestran la actividad del tsunami producido por el temblor de Julio 28, 1957 cuyo epicentro se localizó a 84 Km al oeste de Acapulco, Gro. y 402 km al oeste de Salina Cruz, Oax. Determinaron los espectros de potencia para ambos registros por el método de Blackman y Tukey (1958). Raichlen (1970) determinó los espectros de potencia para los tsunamis de Mayo, 1960 y Marzo, 1964 en Ensenada, B. C., por el mismo método.

1.3 .- Objetivos.

Los objetivos del presente trabajo son:

1). Elaborar un inventario de los tsunamis que han sido registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México.

2). Establecer la localización de los tsunamis que son más peligrosos para la Costa Occidental de México, así como los que no la afectan apreciablemente.

3). Describir como se han registrado los tsunamis en los mareógrafos situados en los puertos de la Costa Occidental de México.

4). Determinar los modos de oscilación excitados por los tsunamis en las bahías y puertos de la Costa Occidental de México.

5). Determinar posibles modos de oscilación comunes a algunas de las bahías para un mismo tsunami, o comunes a varios tsunamis en una misma bahía.

6). Determinar mediante un modelo analítico los posibles

modos de oscilación de la plataforma continental frente a algunos puertos de la Costa Occidental de México.

1.4 .- Importancia del estudio.

El presente trabajo es una contribución al estudio de tsunamis a lo largo de la Costa Occidental de México. Para los países que tienen costas alrededor del Océano Pacífico, el estudio de tsunamis es de suma importancia y con mayor razón para aquellos que como el nuestro tienen regiones altamente sísmicas como son las trincheras oceánicas. Es conocido que ciertas regiones costeras son vulnerables a las ondas tipo tsunami, debido a que su topografía es apropiada para amplificar la altura de las ondas (Hilo, Hawaii y Crescent City, Calif., son dos ejemplos). El establecer la localización de tsunamis que son potencialmente peligrosos para la Costa Occidental de México, así como los que no la afectan apreciablemente, es importante para la prevención de riesgos en la construcción de ciudades, centrales eléctricas, plantas nucleares etc. El conocimiento de la respuesta de las bahías y puertos a la llegada de las ondas largas, tipo tsunamis, es fundamental para evitar la resonancia en los cuerpos de agua, ya que conociendo

los modos naturales de oscilación se pueden construir los puertos con las dimensiones apropiadas para reducir el efecto de resonancia. Asimismo puede evitarse la construcción costera bajo ciertos niveles de cota mínima de peligrosidad por inundación de tsunamis.

II. METODOS DE ANALISIS.

En base a una lista de temblores potencialmente productores de tsunamis en el Océano Pacífico compilada por Wigen (1977), desde 1883 a 1977, se analizaron los registros mareográficos analógicos correspondientes en el Departamento de Mareografía del Instituto de Geofísica de la UNAM desde 1952 y en el Departamento de Mareografía del CICESE desde 1973, para detectar los tsunamis que se han registrado en la Costa Occidental de México. También se consultó el Catálogo de Tsunamis en Hawaii elaborado por Pararas-Carayannis (1977), el cual presenta una compilación sistemática de los datos pertenecientes a los tsunamis observados y registrados en Hawaii durante los años 1813-1975.

Los registros mareográficos fueron obtenidos por mareógrafos del tipo automático estándar, desarrollados por el U.S. Coast and Geodetic Survey (USCGS), que es un tipo perfeccionado del mareógrafo Stierle. La Figura 2 muestra la localización geográfica de las estaciones mareográficas en la Costa Occidental de México donde al menos un tsunami fue registrado.

Las copias de los registros mareográficos durante la actividad del tsunami fueron digitalizados a un intervalo de

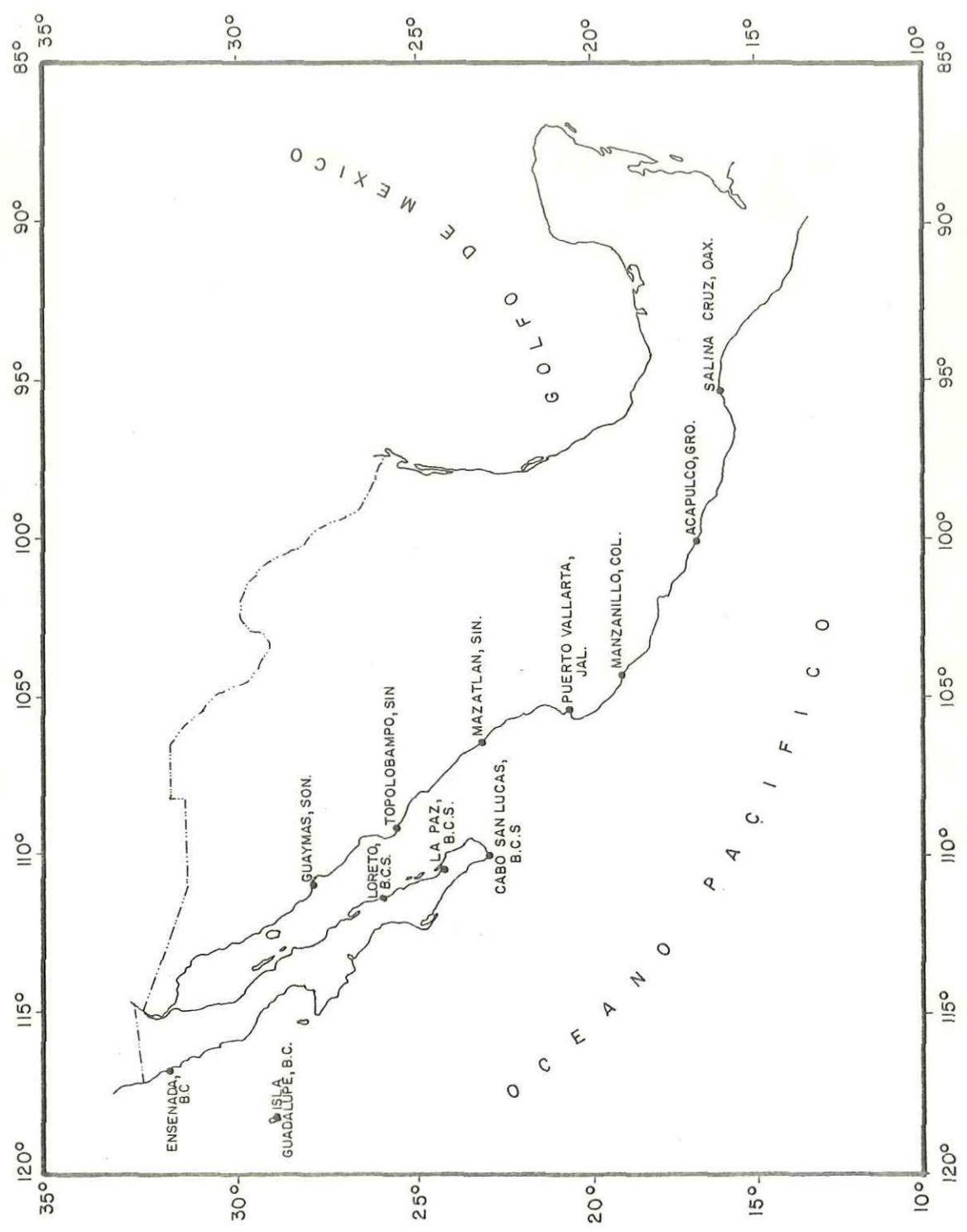


Figura 2. LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

cinco minutos entre valores sucesivos del nivel del mar. El intervalo de 5 minutos se considera adecuado para discretizar los registros analógicos de tsunamis y evitar el problema de contaminación por "aliasing". Este resulta cuando se usa un intervalo de muestreo grande comparado con el período de la señal, apareciendo en los espectros un pico espectral con frecuencia menor que no tiene existencia real.

Para reducir la contaminación espectral por "aliasing" se debe tener el cuidado de digitalizar las series de tal forma que la componente de período mínimo contenga tres valores como mínimo. Por lo tanto dado un intervalo de digitalización Δ , el período mínimo (o frecuencia máxima) observable es :

$$T_N = 2\Delta \quad \text{ó} \quad f_N = \frac{1}{2\Delta} \quad (1)$$

donde f_N es la frecuencia de Nyquist.

En este estudio, la frecuencia de Nyquist es:

$$f_N = \frac{1}{2(5 \text{ min})} = 0.1 \text{ ciclos/min} \quad (2)$$

por lo que períodos menores de 10 minutos no pueden obtenerse de los espectros.

Para evitar la contaminación de las frecuencias bajas de la marea sobre las frecuencias del tsunami se aplicó una vez a las series de datos el filtro de diferencias representado por la

siguiente ecuación:

$$S_t = X_t - X_{t-1} \quad (3)$$

siendo X_t la serie original y S_t la serie filtrada.

La raíz cuadrática media, que indica el tamaño de las oscilaciones causadas por el tsunami en las estaciones mareográficas, se calculó para cada serie de datos filtrada, por medio de la siguiente ecuación:

$$\bar{\eta}^2 = \sqrt{\frac{a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_n^2}{N}} \quad (4)$$

donde: a , son las alturas del nivel del mar y N el número de datos.

Para determinar los períodos de oscilación excitados por los tsunamis se calcularon los espectros de potencia para las series de datos por el método de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y el Método de Máxima Entropía (MEM). Los cálculos se realizaron en el sistema PRIME 400 del Centro de Cálculo del CICESE. Enseguida se describe brevemente los métodos FFT y MEM.

2.1 .- Transformada Rápida de Fourier (FFT).

El algoritmo fue desarrollado por Cooley y Tukey (1965). La ventaja del método FFT consiste en calcular los coeficientes de la transformada de Fourier discreta en forma rápida y eficiente de tal manera que reduce notablemente el tiempo y espacio en el computador. El número de operaciones aritméticas que realiza es $2N \log_2 N$ ($N =$ número de datos) a diferencia del método de Blackman y Tuckey (1958) que realiza N^2 .

2.1.1.-Descripción del Método FFT.

Los principios del método fueron esbozados por Cochran et. al., (1967) y se describen a continuación.

La transformada de fourier discreta se representa por:

$$F(\omega) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N f(t_n) e^{-i\omega t_n} \quad (5)$$

La serie de tiempo original X_t ($t=1,2,\dots,N$) se divide en dos partes.

$$\begin{aligned} y_t = x_{2t-1} &= x_1, x_3, \dots, x_{N-1} && \text{(serie impar)} \\ z_t = x_{2t} &= x_2, x_4, \dots, x_N && \text{(serie par)} \end{aligned} \quad (6)$$

donde: $t = 1, 2, \dots, N/2$

Transformando la serie original X_t y las series Y_t y Z_t de acuerdo con la ecuación (5).

$$X_n^{(N)} = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N x_t e^{-i(2\pi n/N)t}$$

$$Y_n^{(N/2)} = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^{N/2} y_t e^{-i(4\pi n/N)t} \quad (7)$$

$$Z_n^{(N/2)} = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^{N/2} z_t e^{-i(4\pi n/N)t}$$

El número de términos en $X_n^{(N)}$ es N mientras que en $Y_n^{(N/2)}$ y $Z_n^{(N/2)}$ es la mitad $N/2$. Las tres series anteriores están relacionadas por:

$$X_n^{(N)} = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N/2} [y_t e^{-i(2\pi n/N)(2t-1)} + z_t e^{-i(2\pi n/N)2t}]$$

$$= e^{i(2\pi n/N)} \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N/2} y_t e^{-i(4\pi n/N)t} + \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N/2} z_t e^{-i(4\pi n/N)t} \quad (8)$$

$$= \frac{1}{2} e^{i(2\pi n/N)} Y_n^{(N/2)} + \frac{1}{2} Z_n^{(N/2)}$$

sustituyendo n por $n+N/2$ se obtiene:

$$Y_{n+N/2}^{(N/2)} = Y_n^{(N/2)} \quad \text{y} \quad Z_{n+N/2}^{(N/2)} = Z_n^{(N/2)} \quad (9)$$

de tal forma que:

$$X_{n+N/2}^{(N)} = \frac{1}{2} e^{i(2\pi/N)(n+N/2)} Y_{n+N/2}^{(N/2)} + \frac{1}{2} Z_{n+N/2}^{(N/2)} \quad (10)$$

$$= -\frac{1}{2} e^{i(2\pi n/N)} Y_n^{(N/2)} + \frac{1}{2} Z_n^{(N/2)}$$

Resumiendo:

$$X_n^{(N)} = \frac{1}{2} e^{i(2\pi n/N)} Y_n^{(N/2)} + \frac{1}{2} Z_n^{(N/2)} \quad \text{para } n = 0, 1, 2, \dots, (N/2) - 1 \quad (11)$$

$$X_{n+N/2}^{(N)} = \frac{1}{2} e^{i(2\pi n/N)} Y_n^{(N/2)} + \frac{1}{2} Z_n^{(N/2)} \quad \text{para } n+N/2 = N/2, N/2+1, \dots, N-1$$

estas ecuaciones permiten calcular los coeficientes de la transformada de Fourier discreta de la serie X_t .

2.1.2 .-Cálculo del espectro de potencia FFT.

El cálculo de los espectros de potencia por medio de la transformada rápida de Fourier se resume en los siguientes pasos:

1) Se utilizan series de datos que son potencias de 2 y en caso contrario se agregan ceros hasta completar el número más cercano que es potencia de 2.

2) En los extremos de las series de datos se aplica una ventana coseno al diez por ciento de los datos para reducir

la contaminación producida por los lóbulos laterales al utilizar una ventana rectangular.

3) Se calculan los coeficientes de Fourier X_n con la ecuación (11).

4) Una vez obtenidos los X_n se calcula el espectro de potencia con la ecuación:

$$P(n) = \frac{2h}{N} |X_n|^2 \quad (12)$$

donde h es el intervalo de muestreo.

5) Los valores $P(n)$ se corrigen multiplicando por el factor de escala $1/0.875$, corrección que resulta de haber agregado la ventana coseno a la décima parte de los datos en los extremos de la serie.

2.2 .- Método de Máxima Entropía (MEM).

2.2.1 .- El Concepto de Máxima Entropía.

Peña (1977) da una explicación clara de los principios en los que se basa el MEM. El término Entropía se define

físicamente como una función de estado que describe cierta característica de un sistema termodinámico: es una medida de la capacidad que tiene un sistema para realizar trabajo. También indica el grado de desorden (o caos) de un sistema. Esta última definición se ajusta mejor al concepto de Entropía como se utiliza en Análisis Espectral.

A continuación se da una explicación de los principios del método para entender su concepto.

Considerando un sistema cualquiera con M_i eventos diferentes (M_1, M_2, \dots, M_i) , cuya probabilidad de ocurrencia para cada evento es P_1, P_2, \dots, P_i . La probabilidad total de ocurrencia es igual a uno:

$$\sum P_i = 1 \quad (13)$$

La probabilidad de ocurrencia del sistema está relacionada con la información que puede proporcionar el sistema. Por ejemplo, en el sistema anterior de M_i eventos diferentes, si las probabilidades para todos los P_i son iguales, entonces no hay información especial útil del sistema. Si existe un valor particular para un P_i , el sistema proporciona suficiente información, ya que el mismo tiene la libertad de poseer cualquier combinación de las probabilidades restantes. Esto es análogo a considerar las moléculas de un gas encerrado en un recipiente a temperatura

constante. Cada molécula de gas, puede tener posiciones y velocidades distintas dentro del recipiente, y por lo tanto puede cambiar constantemente de microestados, sin embargo su macroestado es siempre el mismo mientras la temperatura permanezca constante. En este caso la Entropía Termodinámica mide el grado de desorden de las moléculas del gas y a medida que las moléculas fueran supuestamente ordenándose, es decir tomando valores fijos y determinados de posición y velocidad, iríamos obteniendo mayor información del sistema, disminuyendo simultáneamente su entropía. Esto equivale a disminuir la temperatura (entropía) congelando el gas, y obligando a las moléculas a tomar las posiciones fijas de un sólido. Análogamente la cantidad de información que proporciona el sistema formado por los M_i eventos diferentes será igual a la suma de la cantidad de información que proporcione cada evento, teniendo en cuenta que si la probabilidad de algún evento es la certeza, es decir igual a uno, entonces ese evento no proporciona ninguna información y solo nos dice que dicho evento se presentará con absoluta certeza.

Enseguida se define una cantidad que es proporcional a la información o sea al inverso del logaritmo de su probabilidad (a mayor probabilidad menor información) de cada evento:

$$I_i = K \log \frac{1}{P_i} \quad (14)$$

(K es un coeficiente de proporcionalidad).

$$I_{total} = \sum_i I_i = K \sum \log \frac{1}{P_i} \quad (15)$$

La cantidad total de información que en un momento dado proporcionan todos los eventos será:

$$I_{total} = \sum_{i=1}^N K \left(\log \frac{1}{P_0} \right) P_i T \quad (16)$$

En un tiempo T, suficientemente largo, el evento M_i puede ocurrir $P_i T$ veces, por lo tanto la información total que el sistema proporciona en un tiempo T es:

$$I_{total} = \sum_{i=1}^M K \left(\log \frac{1}{P_i} \right) P_i T \quad (17)$$

A la información total por unidad de tiempo en el intervalo de tiempo T, Shannon (1948) la llamó Entropía.

$$H(\text{Entropía}) = \frac{I_{total}}{T} = -K \sum_{i=1}^M P_i (\log P_i) \quad (18)$$

Así, de la relación entre la probabilidad y la información, la entropía es una medida de la cantidad de incerteza de un sistema para transmitir información.

El proceso aleatorio que proporciona la máxima Entropía (máxima información) es la serie Ruido Blanco, ya que no se puede prever su comportamiento en ningún momento. Entonces dada una serie temporal, el MEM lo que hace es maximizar su

entropía transformándola en un ruido blanco consistente con los datos, por medio de un filtro que no cambie su entropía inicial porque de ser así, se crearía o destruiría información. Una vez transformada la serie se le puede extraer la mayor cantidad de información consistente con los datos. El filtro que transforma la serie en ruido blanco (de máxima entropía) se le conoce como Filtro de Predicción de Error (FPE), este filtro es distinto para cada serie temporal cuyo espectro se quiere calcular. Es decir que el filtro se adapta a los datos.

2.2.2. - Cálculo del espectro de potencia MEM.

En la operación de filtrado, para convertir la serie original en ruido blanco se utiliza la ecuación de Burg (1967) representada por:

$$\begin{vmatrix} \phi_0 & \phi_1 & \dots & \phi_m \\ \phi_1 & & & \vdots \\ \vdots & & & \vdots \\ \vdots & & & \phi_1 \\ \phi_m & \dots & \phi_1 & \phi_0 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1 \\ a_{m1} \\ \vdots \\ a_{mk} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} P_{m+1} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{vmatrix} \quad (19)$$

donde: los a_{mk} 's son los coeficientes del filtro de predicción de error, P_{m+1} es la potencia promedio de salida de los coeficientes del filtro de predicción de error y $\phi_0, \phi_1, \dots, \phi_m$ son

estimaciones de la autocorrelación de la serie original.

La ecuación matricial (19) fue resuelta por Burg (1968). El algoritmo se basa en una ley de recurrencia para la determinación de los elementos del Filtro, juntamente con la minimización de potencia de salida del Filtro de Predicción de Error.

Una vez resuelta la ecuación (19) el espectro de potencia MEM se calcula por medio de la ecuación:

$$P(f) = \frac{P_{m+1}}{\left| 1 + \sum_{k=1}^m a_{mk} e^{-i2\pi f k} \right|^2} \quad (20)$$

2.3 .- Comparación entre ambos Métodos y Criterio para su Utilización.

El método FFT y el MEM son dos métodos diferentes de calcular los espectros de potencia, en contraste con el FFT, el MEM no utiliza funciones ventana, por lo que el espectro calculado con MEM elimina el problema de contaminación en las estimaciones espectrales por la presencia de los lóbulos laterales. El MEM tampoco supone como nula la extensión de los datos, como algunos de los métodos espectrales clásicos,

incluido el FFT, por lo que el MEM realiza una estimación de las autocorrelaciones más allá de las obtenidas por los datos. Por lo tanto, como la extensión de la serie temporal es no nula, ni periódica, el poder resolutivo del MEM es muy superior a los anteriores (Peña, 1977).

Cuando se quiere determinar los espectros de procesos estadísticamente estacionarios por computación digital se deben definir los siguientes parámetros: la longitud del registro, el intervalo de muestreo y el número de bandas utilizadas. Estos parámetros determinan la resolución de la frecuencia de un espectro y la confiabilidad en las estimaciones espectrales. La resolución y la confiabilidad están inversamente relacionadas, esto es, un gran resolución da origen a poca confiabilidad y viceversa para una serie temporal de longitud fija (Jenkins y Watts, 1968).

En espectros de tsunamis los límites de confianza (los cuales determinan la confiabilidad) no pueden tener el mismo significado que para series estadísticamente estacionarias, ya que diferentes segmentos de la misma longitud del mismo registro pueden tener espectros diferentes. Por esta razón se debe dar más atención a la resolución espectral y al propósito de la investigación (Raichlen, 1972). Cuando el propósito es determinar los períodos de oscilación, la resolución debe ser alta para obtener un espectro "fino"; en

cambio, si el propósito es comparar los espectros para observar algunas similitudes entre ellos la resolución debe ser baja, con esto se obtienen espectros "anchos", sin embargo, se observa muy bien las regiones de frecuencia donde se concentra la energía.

Para determinar los períodos de oscilación excitados por el tsunami se escogió el método MEM, por su poder resolutivo con series cortas. Los espectros FFT se utilizaron como una evidencia de la existencia real de los picos espectrales calculados con MEM, ya que si no se tiene una idea aproximada del espectro, antes de calcular el espectro MEM, se puede escoger un número M de elementos de filtro bajo. Esto último puede ocasionar que los espectros MEM muestren menos picos espectrales que los espectros FFT, con lo que no se aprovecharía totalmente el poder resolutivo del MEM. El escoger el número M de elementos de filtro adecuado a la serie temporal es el principal problema del método MEM. No existe un criterio bien establecido para escoger el número de elementos de filtro óptimo. El criterio adoptado en este trabajo para escoger el número de elementos de filtro para cada serie de datos fue el siguiente: a los espectros calculados con FFT se les dió suficiente estabilidad (baja resolución), y una vez calculado el espectro FFT, se calculó el espectro MEM con un número M de elementos de filtro de acuerdo a la minimización de la potencia de salida del

filtrado, por medio del Algoritmo de Burg (1967). Si el espectro MEM mostraba menos picos espectrales que el espectro FFT, se aumentaba el número de elementos de filtro hasta que los espectros MEM y FFT coincidieran aproximadamente en el número de picos. Si todavía en el espectro MEM aparecían picos "anchos" se aumentaba nuevamente el número de elementos de filtro, para darle mayor resolución al espectro.

Para comparar los espectros se utilizaron los espectros MEM que muestran la misma cantidad de picos espectrales que los espectros FFT.

La mayoría de los espectros se calcularon con 256 datos (21.33 hrs), a excepción de los espectros en Puerto Vallarta, Jal., Cabo San Lucas, B.C.S. y Loreto, B.C.S., que fueron calculados con 187 datos (15.8 hrs) y el espectro de Acapulco, Gro., para el tsunami Chileno de Mayo 1960 con 160 datos (13.33 hrs). Los espectros FFT fueron calculados con 60 bandas y una resolución de 0.0017 ciclos/min y los espectros MEM fueron calculados con 300 bandas.

Diferentes investigadores (Takahasi y Aida, 1968; Murty y Boilard, 1970; Raichlen, 1970; Wilson, 1971; Heath, 1974; Yaroshenja, 1974; Farreras, 1978; Peña, 1978;) han utilizado el análisis espectral aplicado a tsunamis para conocer los modos de oscilación pero con distintos métodos.

Murty y Boilard (1970) utilizaron la transformada rápida de Fourier en registros de tsunamis a lo largo de la Costa de Canada, para el tsunami de Marzo de 1964. Peña (1978) utilizó el método de Máxima Entropía en un registro mareográfico durante la actividad del tsunami de Marzo 28, 1964 para conocer los modos propios de oscilación de la plataforma continental en la zona de la Libertad, al sur del litoral ecuatoriano. Wilson (1971) utilizó el método de Blackman y Tukey (1958) en registros de tsunamis en la Bahía de San Pedro, California. Raichlen (1970) también utilizó el método de Blackman y Tukey (1958) en registros de tsunamis para algunas estaciones mareográficas del sur de California, incluyendo Ensenada B.C. Además del análisis espectral, generalmente las investigaciones van acompañadas de un modelo numérico para apoyar los resultados obtenidos.

2.4 .- Descripción del Modelo Matemático de Peña (1978).

El modelo matemático de Peña (1978) para calcular los períodos de oscilación de la plataforma continental se aplicó frente a Ensenada, B. C., Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro., para establecer la coincidencia de algunos de los períodos obtenidos mediante Análisis Espectral, con períodos de oscilación de la plataforma continental frente a las localidades anteriormente mencionadas.

El modelo considera las siguientes suposiciones:

a) La incidencia de la perturbación es perpendicular a la costa.

b) La pendiente de la plataforma continental es mucho menor que la pendiente del talud continental y la profundidad del borde externo de la plataforma continental es mucho menor que la profundidad del océano.

c) Se asume la existencia de un nodo en el borde externo de la plataforma continental.

d) La línea de costa es rectilínea sobre una extensión comparable a la mayor longitud de onda presente.

Se asume que la presión es aproximadamente hidrostática de tal forma que despreciando las aceleraciones verticales, el gradiente horizontal de presión es:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = g \rho \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (21)$$

siendo: η la elevación vertical de la superficie libre del agua, g la aceleración de la gravedad y ρ la densidad.

La ecuación de movimiento horizontal es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (22)$$

siendo u la velocidad horizontal.

Como las longitudes de onda del tsunami son mucho mayores que la amplitud se puede linealizar la ecuación de movimiento quedando:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = - g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (23)$$

Definiendo el desplazamiento horizontal ξ como:

$$\xi = \int u dt \quad (24)$$

Si la amplitud de la oscilación es pequeña, el desplazamiento de una partícula también lo será, por lo que se puede hacer la siguiente aproximación:

$$u = \frac{d\xi}{dt} \approx \frac{d\xi}{dt} \quad (25)$$

por lo tanto:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right) = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (26)$$

De la ecuación de continuidad para un fluido incompresible:

$$\eta = - \frac{d}{dx} (h \xi) \quad (27)$$

donde h es la profundidad.

De la ecuación (26) y (27), eliminando ξ , se obtiene:

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} = - \frac{d}{dx} \left(h \frac{d^2 \eta}{dt^2} \right) = g \frac{d}{dx} \left(h \frac{d \eta}{dx} \right) \quad (28)$$

donde h es función de la variable x . La variación de la profundidad se representa por:

$$h = \left(\frac{h_0}{a} \right) x \quad (29)$$

donde a y h_0 son el ancho y la profundidad máxima del borde externo de la plataforma continental respectivamente. Sustituyendo h en la ecuación (28) se obtiene:

$$\frac{d^2 \eta}{dt^2} = \frac{g h_0}{a} \frac{d}{dx} \left(x \frac{d \eta}{dx} \right) \quad (30)$$

Para resolver esta ecuación, Peña (1978) propone la solución del tipo:

$$\eta_j(x, t) = S_j A_j(x) \cos(\sigma t + \epsilon_j) \quad (31)$$

siendo η_i el i ésimo modo de la perturbación, S_i es una amplitud constante, A_i amplitud en función de x , σ_i frecuencia, y ε_i fase.

Sustituyendo en la ecuación (30) se obtiene:

$$S_i A_i(x) \sigma_i^2 = \frac{g h_0}{a} S_i \frac{d}{dx} \left(x \frac{dA_i}{dx} \right) \quad (32)$$

por lo tanto:

$$\frac{d}{dx} \left(x \frac{dA_i}{dx} \right) + k_i A_i(x) = 0 \quad (33)$$

donde:

$$k_i = \frac{a \sigma_i^2}{g h_0} \quad (34)$$

La ecuación diferencial (33) es del tipo Bessel, cuya solución finita en el origen es $J_0(2\sqrt{k_i}x)$, J_0 es la función de Bessel de orden cero. Luego:

$$\eta_i(x, t) = S_i J_0(2\sqrt{k_i}x) \cos(\sigma_i t + \varepsilon_i) \quad (35)$$

Haciendo uso de la condición que en el borde externo de la plataforma existe un nodo de la perturbación η_i , entonces:

$$\eta_i(a, t) \equiv 0 \equiv S_i J_0(2\sqrt{k_i}a) \cos(\sigma_i t + \varepsilon_i) \quad (36)$$

por lo que:

$$J_0 (2 \sqrt{k l a}) = 0 \quad (37)$$

Las raíces de la función de Bessel de orden cero en la ecuación (37) proporcionan los períodos (frecuencias) de los modos normales de oscilación de la plataforma continental.

Las diez primeras raíces de la función de Bessel son:

$$R_i = 2.405; \quad 5.520; \quad 8.654; \quad 11.792; \quad 14.831; \quad 18.071; \\ 21.212; \quad 24.352; \quad 27.494; \quad 30.635.$$

Igualando estos valores a $(2 \sqrt{k a})$ y haciendo uso de la condición de ola superficial $c = \sqrt{gh} = \frac{\sigma}{k} = \frac{2 \pi T}{k}$ se obtiene para los períodos de los modos de oscilación de la plataforma continental:

$$T_i = \frac{4 \pi a}{R_i \sqrt{g h_0}} \quad (38)$$

Entonces para calcular los períodos de oscilación, los únicos parámetros necesarios son el ancho y la profundidad del borde externo de la plataforma continental.

2.5 .- Método de Wigen (1978).

Para cada uno de los registros mareográficos disponibles que muestran actividad de tsunamis se determinó:

a) El tiempo de arribo de la primera onda del tsunami a la estación mareográfica. En algunos casos no se pudo determinar debido a que la primera onda fue enmascarada por perturbaciones locales como seiches.

b) La elevación inicial de la primera onda del tsunami y la bajada siguiente.

c) El período entre la primera y segunda cresta.

d) El tiempo de inicio, la duración y altura de la elevación o bajada máxima.

e) La velocidad promedio con la que viajó la onda del tsunami. Esta se calculó en base al tiempo de viaje de la onda y la distancia del gran círculo desde el origen del tsunami a las estaciones mareográficas. El tiempo de viaje es el intervalo de tiempo entre el inicio del temblor, el cual se puede calcular con precisión de segundos, y el tiempo de arribo de la onda inicial a la estación mareográfica. La

distancia del gran círculo es la distancia más corta entre dos puntos de la superficie terrestre.

De estos parámetros se pueden inferir algunas de las características más importantes de los tsunamis y son utilizadas en este trabajo para describir como se registraron los tsunamis en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México. Estos parámetros son colectados rutinariamente por el Seismic Sea Wave Warning System (SSWWS) de Honolulu, Hawaii con el propósito de tener un conocimiento mas completo del comportamiento de los tsunamis alrededor del Océano Pacífico y de esta manera hacer mas eficiente el sistema de prevención de tsunamis. Así mismo sirven de apoyo en investigaciones relacionadas con tsunamis; por ejemplo las elevaciones iniciales son útiles en la comprobación de modelos numéricos como el desarrollado por Brandsma, et al. 1970, el cual es un modelo hipotético para predecir las elevaciones a lo largo de la costa de los E.U. y algunas islas a partir de condiciones iniciales extremas (magnitud del temblor en la escala Richter = 9.0 y dislocamiento vertical de 9.15 m); Abe (1979) utilizó la elevación máxima observada en los registros mareográficos de tsunamis generados en el período de 1837-1974 para determinar el momento sísmico y la magnitud de los temblores que causaron los tsunamis.

distancia del gran círculo es la distancia más corta entre dos puntos de la superficie terrestre.

De estos parámetros se pueden inferir algunas de las características más importantes de los tsunamis y son utilizadas en este trabajo para describir como se registraron los tsunamis en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México. Estos parámetros son colectados rutinariamente por el Seismic Sea Wave Warning System (SSWWS) de Honolulu, Hawaii con el propósito de tener un conocimiento mas completo del comportamiento de los tsunamis alrededor del Océano Pacífico y de esta manera hacer mas eficiente el sistema de prevención de tsunamis. Asi mismo sirven de apoyo en investigaciones relacionadas con tsunamis; por ejemplo las elevaciones iniciales son útiles en la comprobación de modelos numéricos como el desarrollado por Brandsma, et al. 1970, el cual es un modelo hipotético para predecir las elevaciones a lo largo de la costa de los E.U. y algunas islas a partir de condiciones iniciales extremas (magnitud del temblor en la escala Richter = 9.0 y dislocamiento vertical de 9.15 m); Abe (1979) utilizó la elevación máxima observada en los registros mareográficos de tsunamis generados en el período de 1837-1974 para determinar el momento sísmico y la magnitud de los temblores que causaron los tsunamis.

Los parámetros anteriores, salvo la velocidad promedio, fueron determinados de acuerdo al método esbozado por Wigen (1978), el cual se describe a continuación, sin incluir la determinación de la bajada máxima. El procedimiento tiene el efecto de remover la marea del registro y de esta manera hacer válida la comparación entre las alturas de tsunamis diferentes.

La Figura 3 representa un registro hipotético de un tsunami. La línea continua representa el nivel del agua registrado por el mareógrafo con el tsunami empezando en el punto A. La línea de trazos es la curva de la marea como si no hubiera tsunami. Esta línea es una interpolación a ojo siguiendo la tendencia de la marea y considerando áreas iguales del tsunami arriba y abajo de la curva. La elevación inicial es la altura medida por $(V-B)$, y la bajada siguiente es $(V-B)+(C-X)$. El período entre la primera y segunda cresta es el intervalo de tiempo entre los puntos V y M. La elevación o bajada máxima es la suma mayor entre dos desplazamientos consecutivos: $(F-W)+(Y-D)$ es la elevación máxima y $(Y-D)+(E-Z)$ es la bajada máxima. El tiempo de inicio de la elevación y bajada máxima es el tiempo del punto W y Y respectivamente. La duración de la elevación o bajada máxima es el intervalo de tiempo entre los puntos W y Y o Y y Z.

Algunos tsunamis en lugar de la elevación inicial muestran un descenso inicial, en este caso el tiempo de inicio del tsunami en la estación mareográfica es el tiempo cuando el nivel del agua empieza a descender y la altura inicial es la altura entre el nivel de la marea (curva de trazos) y el valle inicial.

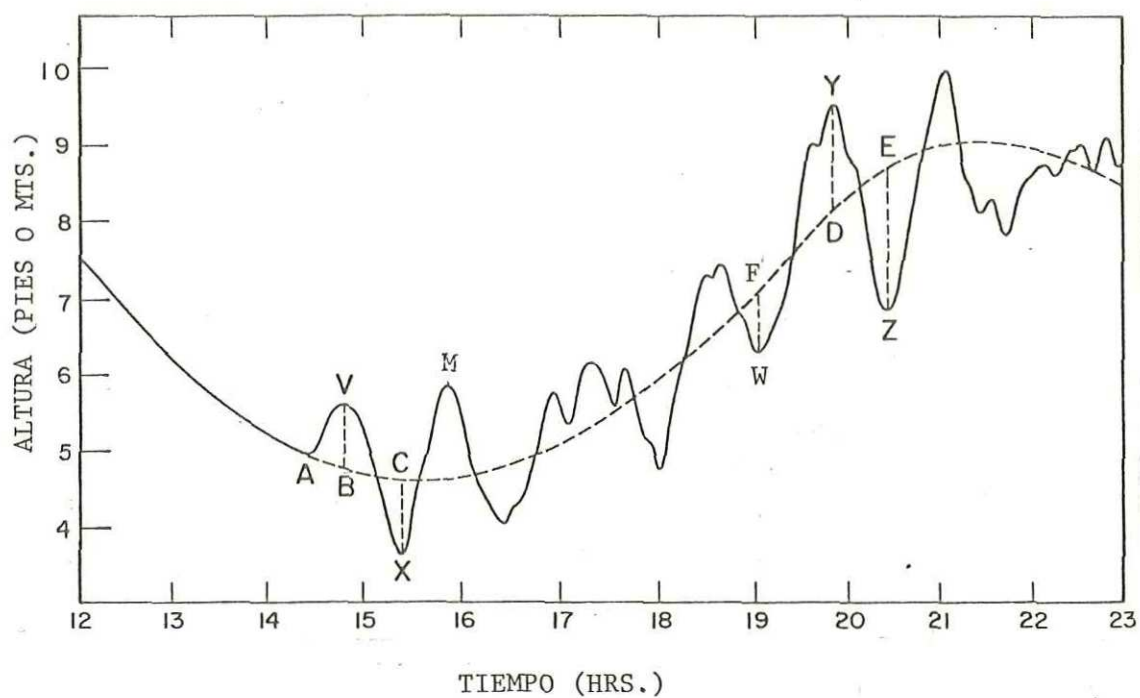


Figura 3. REGISTRO MAREOGRAFICO HIPOTETICO DE UN TSUNAMI.

III. RESULTADOS.

La Tabla II es una lista cronológica de temblores que han causado tsunamis alrededor del Océano Pacífico cuyas ondas se han sentido a lo largo de la Costa Occidental de México. La Tabla muestra la hora y fecha de ocurrencia del temblor, la localización geográfica de sus epicentros, la profundidad focal, la magnitud M_s y el Momento Sísmico (M_0). Este último parámetro se incluye en la Tabla II porque da una idea de la energía sísmica liberada por los temblores. Así, de los temblores mostrados en la Tabla II el Chileno, de Mayo 1960, el de Alaska de Marzo, 1964 y el de Kamchatka de Marzo, 1957 han sido los más fuertes. El temblor de Chile liberó 2.4 veces más energía que el de Alaska y 3.4 veces más que el de Kamchatka aproximadamente.

Durante el período 1928-1950, del catálogo de Pararas-Carayannis (1977), se encontraron cinco temblores locales que causaron tsunamis y fueron registrados en Hawaii. Estos tsunamis seguramente también se sintieron en la Costa Occidental de México, al menos, en las costas cercanas al origen del temblor pero no se registraron debido a que en esas fechas no había mareógrafos instalados. Estos empezaron a instalarse desde el año de 1952.

 TABLA II .- LISTA CRONOLOGICA DE TEMBLORES QUE HAN CRUZADO TSUNAMIS CUYAS ONDAS SE HAN SENTIDO EN LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ANO	MES	DIA	HR	MIN	SEC	LAT	LONG	PROF Km	MAG Ms	Moc(10E27) dinas-cm	REFERENCIA DEL Mo	REGION DE ORIGEN
1928	6	17	03	19	27	16.3N	098.0W	33	7.80	12.0		MEXICO
1932	6	3	10	36	50	19.5N	104.3W	33	8.10	15.0		MEXICO
1932	6	18	18	12		19.5N	103.5W		7.80			MEXICO
1932	6	22	12	59		19.0N	104.5W		6.90			MEXICO
1950	12	14	14	16		17.0N	097.5W		7.30			MEXICO
1952	11	4	16	58	26	52.0N	159.5E	33	8.25	3.5		KAMCHATKA
1957	3	9	14	22	28	51.3N	175.0W	23	8.25	585.0		ALEUTIANAS
1957	7	28	08	04		17.0N	099.0W	33	7.98			MEXICO
1960	5	22	19	11	17	39.5S	074.5W	33	8.50	2000.0		CHILE
1962	5	11	14	11	54	17.0N	099.6W	40	7.80			MEXICO
1962	5	19	14	58	15	17.2N	099.5W	33	7.20			MEXICO
1963	10	13	05	17	58	44.8N	149.5E	60	8.10	67.0		JAPON
1964	3	28	03	36	13	61.1N	147.6W	20	8.40	820.0		ALASKA
1965	2	4	08	40	41	51.3S	179.5E	40	7.79	125.0		ALEUTIANAS
1966	10	17	21	41	56	10.7S	078.6W	30	7.50	20.0		PERU
1968	5	16	10	39	01	41.5N	142.7E	33	7.90	28.0		JAPON
1973	1	30	21	01		18.0N	102.5W		7.50	3.0	Reyes, et. al., 1979.	MEXICO
1975	11	29	14	48		19.4N	155.1W		7.20	1.8	Rndo, 1978. (Citado por Loomis, 1978) Furuzato y Kovach, 1977 (Citado por Loomis, 1978)	HAWAII
										1.2		
1976	1	14	16	47		29.0S	178.0W		7.60			KERMADEC
1979	3	14	11	07		17.3N	101.3W		7.60	1.7	Reichle(citado por Reyes et. al., 1979.)	MEXICO

 Los valores del Momento sismico no referenciados fueron tomados de la tabla 1 de Kanameri, 1977.

En el período 1952-1979 se detectaron 15 temblores que causaron tsunamis y fueron registrados en las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México. De estos sismos, diez fueron de origen distante (Fig. 4) y cinco de origen local (Fig. 5). De la Figura 4 se observa que los mareógrafos a lo largo de la Costa Occidental de México registraron tsunamis de cualquier región sísmica del Océano Pacífico, con excepción de la región comprendida entre Japón y Australia (100°E - 160°E y 20°S - 20°N aproximadamente). De la misma Figura, se observa también que el mayor número de tsunamis registrados provienen de Japón, Kamchatka y las Aleutianas.

La ocurrencia de tsunamis tanto de origen distante como de origen local a la Costa Occidental de México durante el período 1952-1979 fue de un tsunami cada 1.8 años. Para tsunamis de origen distante únicamente, fue de un tsunami cada 2.7 años y para tsunamis de origen local de un tsunami cada 5 años aproximadamente.

La Tabla III muestra las estaciones mareográficas en donde se registraron tsunamis durante el período 1952-1979, en las estaciones marcadas con X se calculó el espectro de potencia, mientras que en las marcadas con D el espectro no se calculó debido a que el registro del tsunami fue débil, la señal fue enmascarada por seiches locales o no estuvo disponible. En esta misma Tabla, se observa que Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax.

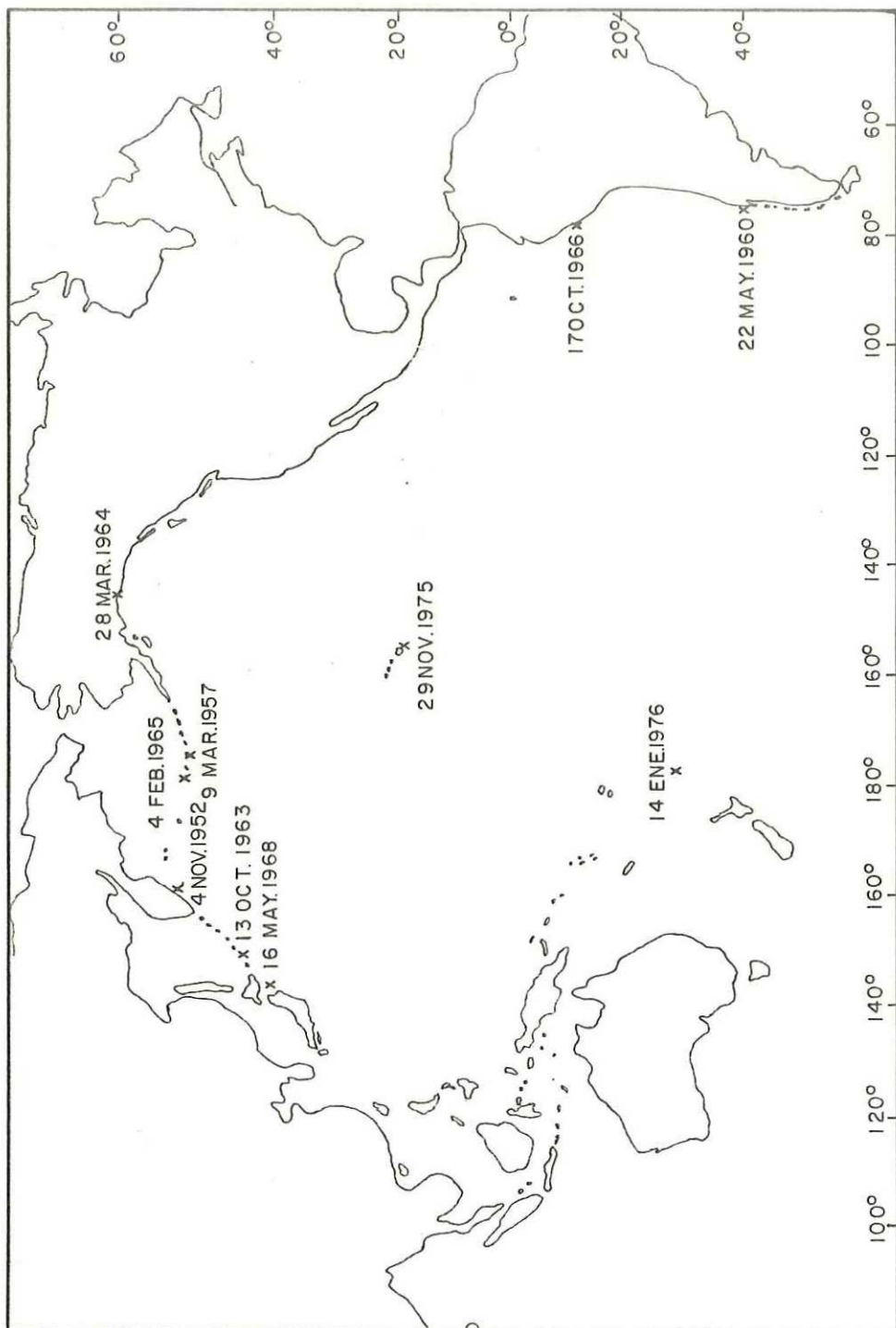


Figura 4. LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LOS EPICENTROS DE TEMBLORES DE ORIGEN DISTANTE QUE CAUSARON TSUNAMIS, CUYAS ONDAS SE HAN REGISTRADO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO EN EL PERIODO 1952-1976.

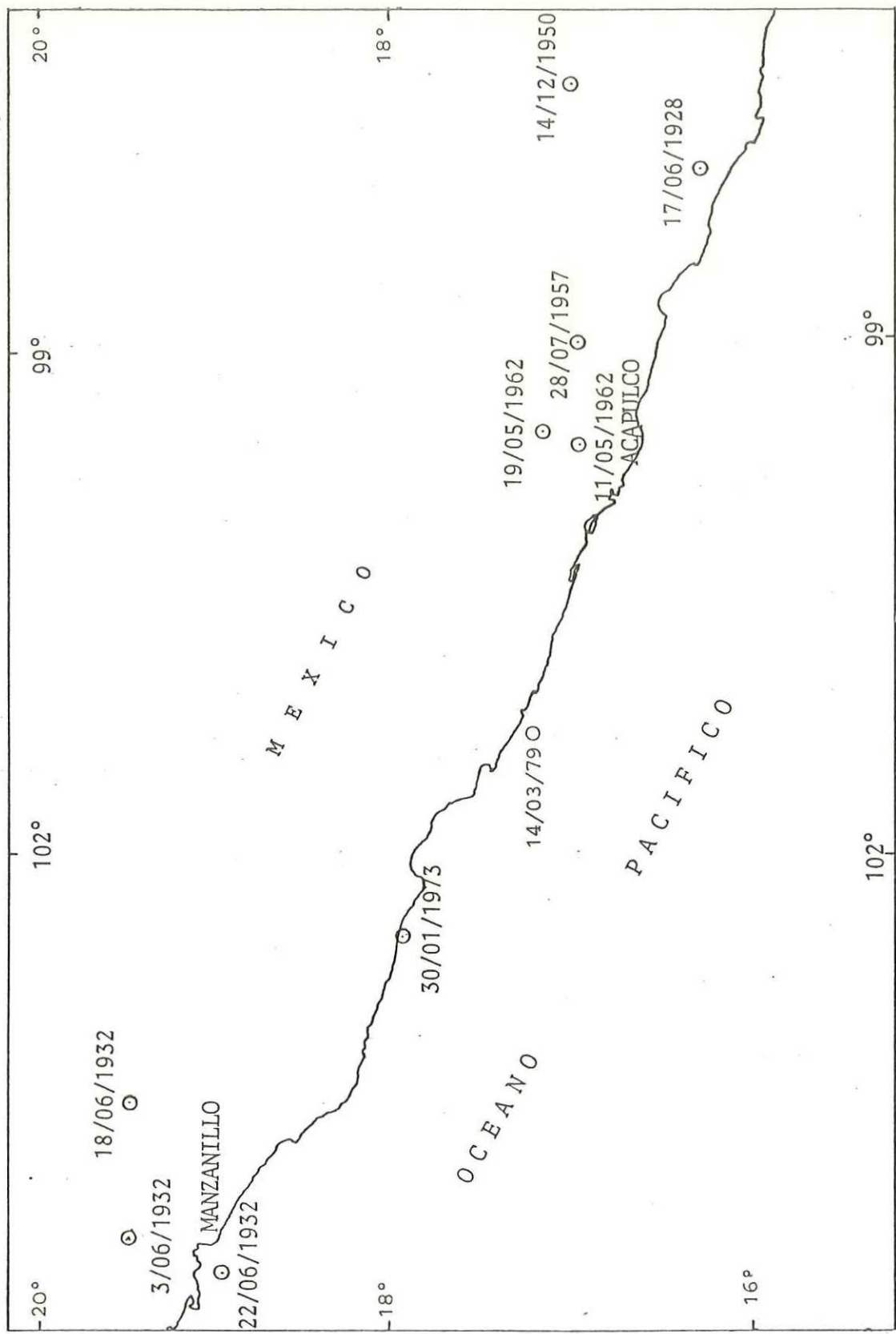


Figura 5. LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LOS EPICENTROS DE TEMBLORES DE ORIGEN LOCAL QUE HAN CAUSADO TSUNAMIS EN EL PERIODO 1928-1979.

 TABLA III --ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO DONDE SE REGISTRARON TSUNAMIS DURANTE EL PERIODO DE 1952-1979. EL ESPECTRO DE POTENCIA SE CALCULO EN LAS ESTACIONES MARCADAS CON X

ESTACION MAREOGRAFICA	NOV. 1952	MAR. 1957	JUL. 1957	MAY. 1960	MAY. 1962	OCT. 1963	MAR. 1964	FEB. 1965	OCT. 1966	MAY. 1968	ENE. 1973	NOV. 1975	ENE. 1976	MAR. 1979
ENSENADA, B.C.		X		X			X			X		X		
IS. GUADALUPE, B.C.												X		
CABO SAN LUCAS, B.C.S.												X		X
LA PAZ, B.C.S.	0	X		X		0	X			0	X			
LORETO, B.C.S.														X
GUAYMAS, SON.				X										
TOPOLOBAMPO, SIN.	0			X		0	0							
MAZATLAN, SIN.	0			0		0	0		X		X			
PUERTO VALLARTA, JAL.													X	X
MANZANILLO, COL.		X					X	X	0	X	X	0	X	
ACAPULCO, GRO.		X	0	X	0	X	X	X		X	X	X	X	X
SALINA CRUZ, OAX.	0	X	0	X		X	0	X	X		X	X	X	X

son las estaciones donde hubo mayor número de registros disponibles. Así mismo se puede observar que para los tsunamis de Mayo 1960 y Noviembre 1975, se dispuso de registros en un mayor número de estaciones. En el Apéndice I se incluyen porciones de los registros mareográficos que muestran la actividad del tsunami.

3.1 .- Descripción de los tsunamis registrados en la Costa Occidental de México.

TSUNAMI DE NOVIEMBRE 4, 1952.

El tsunami fue originado por un temblor submarino de magnitud $M_s = 8.25$, al sureste de la Costa de Kamchatka a los $52.8^\circ N$ y $159.5^\circ E$ (Fig. 4). El sismo empezó a las 16 hrs 58 min GMT (hora del meridiano de Greenwich).

El tsunami fue registrado en La Paz, B.C.S. y Salina Cruz, Oax. Zerbe (1953), (citado por Wiegel, 1964) determinó un período entre la primera y segunda cresta de 38 min en La Paz y de 35 min en Salina Cruz. La elevación inicial y la altura máxima en La Paz fueron 0.06 m y 0.49 m respectivamente y en Salina Cruz 0.09 m y 1.22 m. De estos valores se puede inferir que el tsunami se sintió con mayor

intensidad en Salina Cruz, Oax.

TSUNAMI DE MARZO 9, 1957.

El temblor submarino que causó el tsunami ocurrió a las 14 hrs. 22 mins. 27 seg. GMT (hora del Meridiano de Greenwich) aproximadamente 100 millas al sureste de la Isla Adak en la cadena de las Aleutianas. El epicentro fue localizado a los 51.3°N 175.8°W (Fig. 4) con una magnitud $M_s = 8.25$.

La Tabla IV muestra como se registró el tsunami en las estaciones donde hubo registros disponibles. En La Paz, B. C. S. y Salina Cruz, Oax. el arribo de la primera ola estuvo enmascarada por perturbaciones locales y por esta razón no fue posible calcular la velocidad promedio a estas estaciones. En Acapulco, Gro. el período entre la primera y segunda cresta fue de 35 min, mientras que en Ensenada, B. C. fue de 13 min. Ensenada, B. C., Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax. registraron bajadas máximas de 1.04 m, 0.64 m y 0.40 m respectivamente. La Paz, B.C.S. registró elevación máxima de 0.18 m. El tsunami causó oscilaciones mayores en Ensenada, B. C. (0.1927 m) y menores en La Paz, B.C.S. (0.0210 m). La onda inicial del tsunami tardó en llegar desde su origen a Ensenada, B. C. 6 hrs. 48 min y a Acapulco 10 hrs. 51 min. La onda viajó con una

TABLA IV .- TSUNAMI DE LAS ALEUTIANAS DE MARZO 9, 1957 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO (ACTUALIZADA DE SALESMAN, 1959).

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		ONDA INICIAL		PERIODO DE LA-2A CRESTA		ELEVACION INICIAL		BAJADA SIGUIENTE		TIEMPO DE INICIO		DURACION		ALTIMETRIA		DISTANCIA DEL CIRCULO		TIEMPO DE VIAJE		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA		
	DIA	HR	MIN	M	DIA	HR	MIN	M	M	M	MIN	MIN	MIN	MIN	M	M	KMS	KMS	HR	MIN	HR	MIN	KMS/HR	M	M
ENSENADA, B.C.	9	21	10	13	0.29	0.50	0.50	9	23	55	10	1.04	8	5534	6	48	814							0.1927	
LA PAZ, B.C.S.																								0.0210	
HANZANILLO, COL.																								0.0676	
ACAPULCO, GRO.	10	01	13	25	0.09	0.18	0.18	10	10	22	10	0.64	8	7925	10	51	730						0.1166		
SALINA CRUZ, OAX.																								0.0997	

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

M ENMASCARADA POR SEICHES LOCALES.

+ REGISTRO INCOMPLETO.

E ELEVACION

B BAJADA

velocidad promedio de 814 Kms/hr a Ensenada, B. C. y de 730 Kms/hr a Acapulco, Gro.

Salsman (1959) presenta los datos de 54 registros de este tsunami a través del Océano Pacífico. El período más pequeño observado de todas las estaciones fue de 7 min y el mayor de 55 min. El período promedio considerando las 54 estaciones fue de 17.1 mins. El período promedio para las islas únicamente fue de 15.9 min y para las estaciones en los continentes 17.7 min. Si no se consideran las estaciones donde hubo enmascaramiento por seiches locales el período promedio resulta ser de 13.1 min, el cual se aproxima a los 14 min registrado en La Jolla, Calif. con un instrumento especialmente diseñado para registrar ondas largas y coincide muy bien con el de Ensenada de 13 min, más no con el de Acapulco de 35 min. El período en la Isla Wake, Isla Midway e Isla Johnston, situadas en pleno Océano Pacífico, representando sus registros la situación más aproximada de las ondas del tsunami en aguas profundas, fue de 9, 10 y 12 min respectivamente. De los mismos datos de Salsman la altura máxima de todas las estaciones que registraron el tsunami en el Océano Pacífico fue de 11.2 + pies (el signo + significa que se excedió el límite del registro) en Kahului, Hawaii.

TSUNAMI DE MAYO 22, 1960.

El epicentro del temblor que causó este tsunami se localizó frente a las costas de Chile a los 39.5°S y 74.5°W (Fig. 4), el sismo comenzó a las 19 hrs 11 mins 17 seg GMT y tuvo una magnitud $M_s = 8.50$. Eaton, et. al., (1961) estudiando las ondas de fase T (ondas sísmicas con período de 0.5 seg) registradas en los sismógrafos de Hawaii, sugieren que el fallamiento responsable del temblor y el tsunami tuvo una duración aproximada de 7 min. Según Plafker (1972) el desplazamiento vertical máximo del fondo marino en la zona de generación del tsunami fue de 5.7 m y el desplazamiento vertical ocurrió sobre un área de 1050 Km de largo por 300 Km de ancho aproximadamente.

El tsunami fue registrado por siete estaciones mareográficas en la Costa Occidental de México. La Tabla V muestra como se registró el tsunami en cada una de las estaciones. El período máximo de 155 min ocurrió en Guaymas, Son. y el mínimo de 33 min en Mazatlán, Sin. La elevación máxima de 2.47 mts se registró en Ensenada, B. C. y mínima de 0.24 m en Topolobampo, Sin. Ensenada fue la única estación donde la elevación inicial alcanzó la altura de un metro (1.01 m). Si se comparan los valores de la raíz cuadrática media calculada con 160 datos para Ensenada y Acapulco (0.4484 m y 0.4389 m respectivamente), se deduce que el tsunami causó mayores oscilaciones en Ensenada que en Acapulco. La onda inicial llegó primero a Salina Cruz, Oax.

TABLA V. - TSUNAMI DE CHILE DE MAYO 22, 1960 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO (ACTUALIZADA DE SYMONS Y ZETTLER, 1960).

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		PERIODO DE 1A-2A CRESTA		ONDA INICIAL		TIEMPO DE INICIO		DURACION		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA		
	DIA	HR	MIN	MIN	M	M	DIA	HR	MIN	MIN	M	KMF	HR	MIN	KMS/HR	M	
ENSENADA, B.C.	23	08	48	50	1.01	1.31	24	14	36	24	2.47	E	9878	13	37	667	0.4059
LA PAZ, B.C.S.	23	07	56	105	0.50	0.79	23	12	57	16	1.46	E	9821	12	45	629	0.1560
GUAYMAS, SON.	23	08	16	155	0.37	0.61	23	09	15	108	0.61	B	8416	13	05	643	0.0498
TOPOLOBAMPO, SIN.	23	08	02	95	0.09	0.21	23	10	33	30	0.24	E	8201	12	31	638	0.0255
MAZATLAN, SIN.	23	06	57	33	0.61	0.55	23	09	30	20	1.10	E	7738	11	46	675	
ACAPULCO, GRO.	23	05	00	35	0.34	0.37	23	09	12	10	1.92	+B	6613	09	49	594	0.4389
SALINA CRUZ, ORX.	23	04	56	44	0.64	0.76	23	17	34	12	1.50	B	6562	09	45	673	0.2812

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

+ MAXIMO DE LA PORCION APROVECHABLE DE LA CURVA.

E ELEVACION

B BAJADA

como era de esperarse, ya que es la estación de la Costa Occidental de México más cercana al origen del tsunami y 4 mins después se registró en Acapulco, Gro. En esta estación la velocidad promedio fue máxima de 694 Kms/hr y en La Paz, B. C. S. fue la mínima de 629 Kms/hr. El período promedio sin incluir las estaciones dentro del Golfo es de 40.5 min .

El tsunami no fue registrado en la estación mareográfica de Manzanillo, Col., porque fue destruída por el ciclón de Octubre 27, 1959, el cual causó muchas pérdidas de vidas y grandes daños materiales en una extensa región (Secretaría de Marina, 1973).

El diario Excelsior de Mayo 24, 1960 (Anón, 1960a) menciona que en Zihuatanejo, Gro., las aguas del mar invadieron las partes bajas de la ciudad aproximadamente a las 13 hrs del día 23 de Mayo, 1960, inundando media población. Afortunadamente el nivel del agua empezó a subir con relativa lentitud de tal forma que los habitantes del lugar se pusieron a salvo y no hubo desgracias personales. Parece ser que esta fue la única población afectada directamente por el tsunami a lo largo de la Costa Occidental de México, debido sin lugar a dudas que la topografía local favoreció la llegada de las ondas del tsunami. En Ensenada, B. C. y en Acapulco, Gro., el fenómeno causó temor entre la población (Anón, 1964b).

TSUNAMIS DE MAYO 11 Y 19, 1962.

De acuerdo a Merino y Coronado et. al., (1962) los epicentros de los temblores que originaron los tsunamis del 11 y 19 de mayo, 1962, se localizaron en la Trinchera Mesoamericana, en la región conocida como la Fosa de Acapulco (Fig. 5). Esta localización difiere en la dada por Wigen (1977) (17.0°N , 99.6°W para el temblor del 11 de mayo y 17.2°N y 99.5°W para el temblor del 19 de Mayo). En la Figura 6 se puede observar que los epicentros para estos temblores están sobre el continente. La magnitud del sismo del 11 de Mayo fue de 6.6 en la escala de Richter y la del 19 de Mayo de 6.5 (Merino y Coronado et. al., 1962). Del trabajo de Wigen (1977), las magnitudes son 7.0 y 7.20 respectivamente.

Grivel, 1967 y Merino y Coronado, et. al., (1962) describen brevemente estos dos tsunamis. El tsunami del 11 de Mayo se registró en la estación mareográfica empezando con un descenso en el nivel del mar de 0.54 m y un ascenso subsiguiente de 0.81 m, se observaron a intervalos muy regulares oscilaciones periódicas de 30 min que duraron poco más de 14 hrs (25 oscilaciones en 13 hrs y media). De acuerdo con la localización de Merino y Coronado la onda del tsunami tardó 9 min en recorrer los 100 Km que aproximadamente separan el epicentro del puerto de Acapulco.

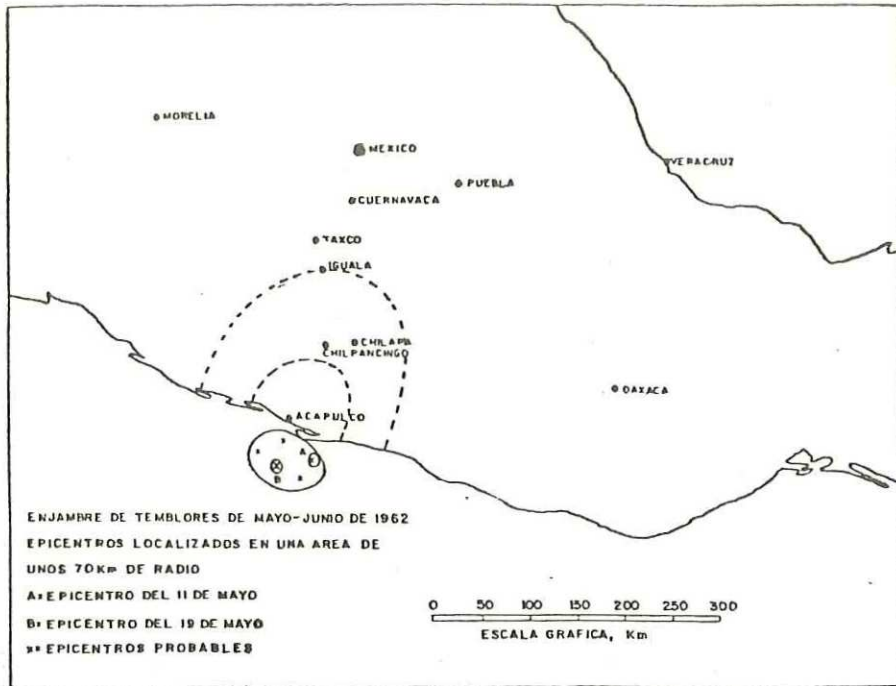


Figura 6, LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LOS EPICENTROS DE LOS TEMBLORES DEL 11 y 19 DE MAYO 1962 (Merino y Coronado, et,al, 1962).

con una velocidad promedio de 666 Kms/hr.

El registro mareográfico del tsunami del 19 de Mayo se inició con una bajada de 0.27 m y una subida subsiguiente de 0.34 m en el nivel del mar, las oscilaciones del tsunami también fueron periódicas de 30 min y de unos 0.18 m de amplitud. La velocidad promedio de la onda inicial del tsunami fue de 660 Kms/hr aproximadamente.

El tsunami del 11 de Mayo fue más fuerte que el del 19 de Mayo, aunque ninguno de los dos tuvo mayor importancia desde el punto de vista de causar peligro alguno.

TSUNAMI DE OCTUBRE 13, 1963.

Este tsunami lo causó un temblor submarino cuyo epicentro se localizó a los 44.8°N y 149.5°E cerca de la costa japonesa (Fig. 4). El temblor empezó a las 05 hrs 17 mins 58 seg GMT y tuvo una magnitud $M_s = 8.1$.

De este tsunami se obtuvieron dos registros: Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax. (Tabla VI). La onda del tsunami cruzó el Océano Pacífico con una velocidad promedio de 891 Kms/hr a Acapulco, Gro., la onda tardó en llegar a la estación mareográfica de Acapulco 15 hrs 22 mins. El período entre la primera y segunda cresta fue de 31 mins.

TABLA VI .- TSUNAMI DE JAPON DE OCTUBRE 13, 1963 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		PERIODO DE 1A-2A CRESTA		ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA SIGUIENTE		ELEVACION O BAJADA MAXIMA		DURACION ALTURA		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO		TIEMPO DE VIAJE		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRADA	
	DIA	HR	MIN	MIN	M	M	DIA	HR	MIN	MIN	M	MIN	M	KMS	HR	MIN	KMS/HR	M	M	
ACAPULCO, GRO.	13	20	40	31	0.09	0.18	13	21	30	14	0.49	B	13693	15	22	891				0.0577
SALINA CRUZ, OAX.	X				X	X	14	04	45	9	0.49	E								0.0667

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

X ENMASCARADA POR SEICHES LOCALES.

E ELEVACION

B BAJADA

La onda inicial registró una elevación de 0.09 m y la bajada siguiente de 0.18 m. A los 50 mins de la llegada de la ola inicial se registró la bajada máxima de 0.49 m. En Salina Cruz, Oax. la onda inicial estuvo enmascarada por seiches locales, en esta estación la elevación máxima fue de 0.49 m. Las oscilaciones del tsunami en Salina Cruz, Oax. fueron ligeramente mayores que en Acapulco, Gro. (0.0667 m en Salina Cruz y 0.0577 m en Acapulco).

TSUNAMI DE MARZO 28, 1964.

El temblor que causó este tsunami ha sido uno de los más fuertes que se hayan registrado en Norte América, alcanzó una magnitud $M_s = 8.4$. El epicentro se localizó en el continente a los $61.1^\circ N$ y $147.6^\circ W$ (Fig. 4), la hora de inicio del temblor fue a las 03 hrs 36 mins 13 seg GMT. Según Plafker (1972) el desplazamiento vertical máximo del fondo marino fue de 11.3 m y el desplazamiento vertical ocurrió sobre una área con dimensiones aproximadas de 950 Km de largo por 500 Km de ancho.

El tsunami fue registrado por la mayoría de las estaciones mareográficas en servicio en la Costa Occidental de México (Tabla VII). Si se toma en cuenta que los tiempos del mareograma no pueden leerse con una precisión mayor de un minuto en el mejor de los casos, los períodos para el tsunami

TABLA #11 .- TSUNAMI DE ALASKA DE MARZO 28, 1964 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO (ACTUALIZADA DE SPRETH Y BERMAN, 1967).

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		PERIODO DE LA-RA CRESTA		ELEVACION INICIAL		BAJADA SIGUIENTE		TIEMPO DE INICIO		DURACION		ALTIMETRIA		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO		TIEMPO DE VIAJE		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA		
	DIA	HR	MIN	MIN	M	M	M	M	DIA	HR	MIN	MIN	MIN	M	KMS	KMS	HR	MIN	KMS/HR	KMS/HR	M	M	
ENSENADA, B.C.	28	09	42	46	1.43	2.38	28	09	52	18	2.38+B	3843	06	06	630	0.2637							
LA PAZ, B.C.S.	28	12	27	39	0.89	0.09	30	05	39	42	0.55 B	4882	08	51	532	0.8446							
GUAYMAS, SON.	28	12	30	180	0.06	0.09	28	14	00	60	0.09 B	4482	08	34	504								
TOPOLDSAMPO, SIN.	28	11	59	LIGERA	EVIDENCIA	DEL REGISTRO					0.03 B	4794	08	23	572								
MAZATLAN, SIN.	28	12	00	38	0.18	0.15	28	22	36	22	0.49 B	5155	09	24	614								
MANZANILLO, COL.	28	12	15	31	0.40	0.73	29	07	20	6	1.19 E	5663	08	39	655	0.2289							
ACAPULCO, GRD.	28	13	05	30	0.24	0.37	29	04	09	13	1.07 B	6889	09	29	642	0.1680							
SALINA CRUZ, OAX.	28	14	10	31	0.24	0.30	29	02	07	10	0.85 E	6386	10	34	684								

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

+ LIMITE DEL REGISTRO.

E ELEVACION

B BAJADA

de Marzo, 1964 fueron aproximadamente iguales en La Paz y en Mazatlán (39 y 38 min respectivamente), y en Manzanillo, Acapulco y Salina Cruz (31, 30, 31 respectivamente). En Ensenada el período fue mayor que los anteriores, de 46 min. El período de 180 min en Guaymas, Son., no es muy confiable, ya que la onda del tsunami sufre una distorsión por difracción al entrar al Golfo de California. El período promedio, sin incluir Guaymas, Son., es de 36 min.

En Isla Wake e Isla Midway, se observaron períodos de 15 min (Spaeth y Berkman, 1967). El período del tsunami varió entre 7 min y 2 hrs en los 105 registros del trabajo mencionado.

Ensenada, B. C. fue la única estación de la Costa Occidental de México que registró una elevación inicial mayor del metro (1.43 m), también en esta estación las oscilaciones del tsunami fueron mayores (0.2637 m) que en las otras estaciones. Las estaciones dentro del Golfo de California registraron las elevaciones menores.

Como el epicentro del temblor se localizó sobre el Continente las distancias del gran círculo fueron calculadas a partir de un punto con coordenadas 60 N y 147 W en acuerdo con Spaeth y Berkman (1967). Las líneas del gran círculo intersectan el Continente, por lo que en la realidad las

distancias que viaja la onda inicial del tsunami son mayores que las distancias calculadas y por tanto las velocidades promedio calculadas entre el origen y las estaciones mareográficas son menores que sus valores reales. Braddock (1970), empleando un método desarrollado por él llamado Grid Refinement Technique, consistente en un procedimiento iterativo que emplea métodos discretos para obtener secuencias de soluciones aproximadas de problemas ópticos continuos, calculó el tiempo de viaje de la onda del tsunami para Ensenada y Manzanillo. Sus resultados son 6 hrs 11 min y 8 hrs 46 min respectivamente, mientras que los observados son 6 hrs 6 min y 8 hrs 39 min. Las diferencias entre los valores calculados y observados son de 5 min para Ensenada y 7 min para Manzanillo, de lo que se infiere que los valores observados y calculados concuerdan bien. También calculó las trayectorias de los rayos de la onda del tsunami, para las dos estaciones (Figs. 7a y 7b), se observa que no cruzan el continente como las trayectorias de las líneas del gran círculo, es decir están más de acuerdo a la realidad.

El tsunami causó alarma entre la población en Mazatlán, Sin. y Ensenada, B.C. En Mazatlán, la ciudad fue abandonada por la mayoría de la población en dos horas y unas veinte mil personas huyeron de Ensenada (Anón, 1964c).

TSUNAMI DE FEBRERO 4, 1965.

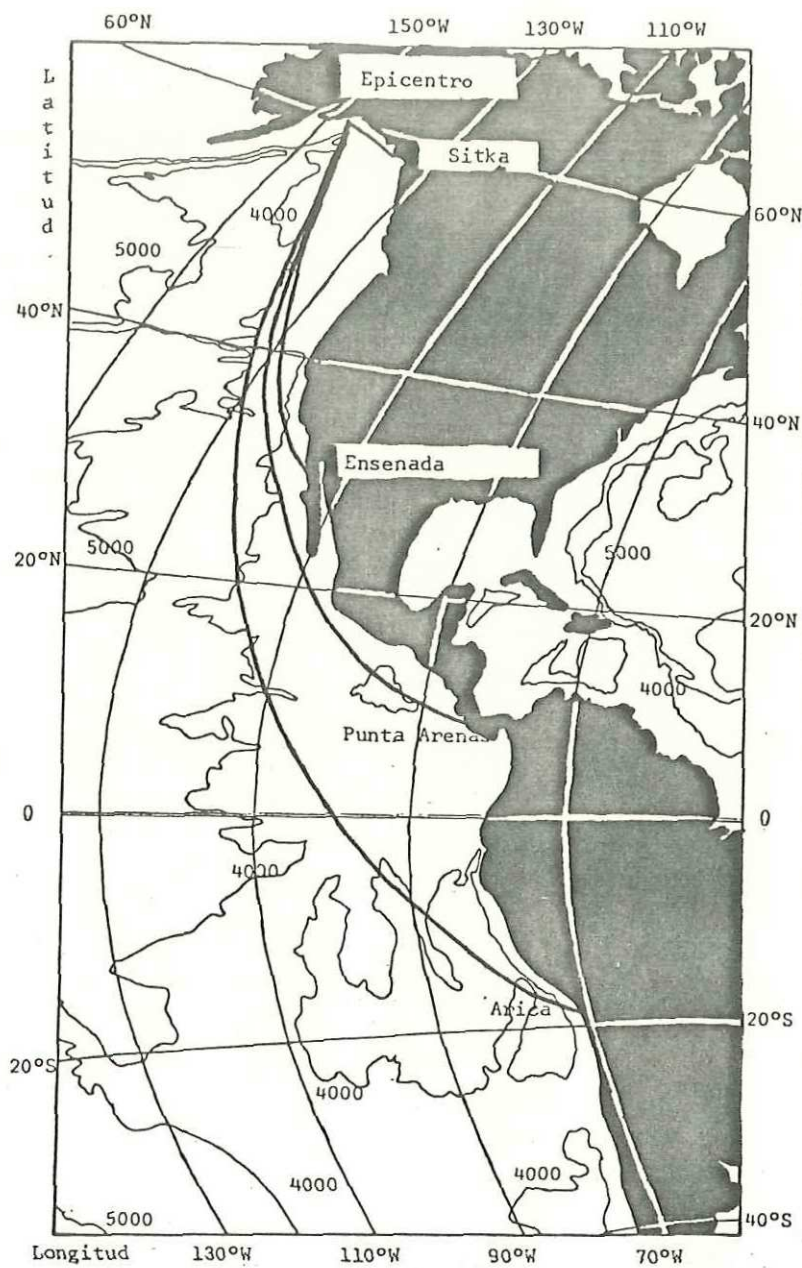


Figura 7a. TRAYECTORIA CALCULADA DEL TSUNAMI DE ALASKA DE MARZO 28, 1964 A -- ENSENADA, B.C. (Braddock, 1970).

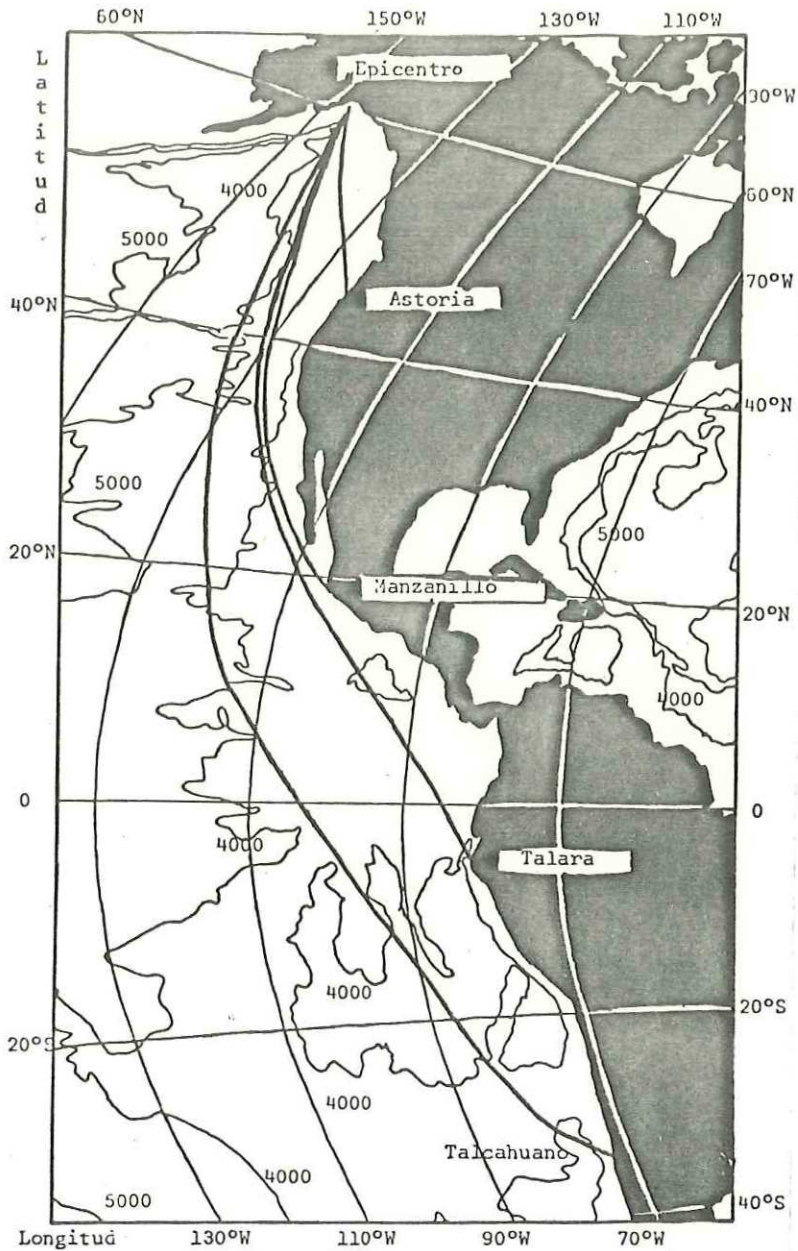


Figura 7b. TRAYECTORIA CALCULADA DEL TSUNAMI DE ALASKA DE MARZO 28, 1964 A -- MANZANILLO, COL. (Braddock, 1970).

Este tsunami lo causó un temblor que se localizó a los 51.3°N y 179.5°E en la cadena de las Aleutianas (Fig. 4). Tuvo una magnitud $M_s=7.75$ y comenzó a las 08 hrs 41 min GMT .

Se obtuvieron cuatro registros del tsunami (Tabla VIII). En todos ellos el tiempo de arribo de la onda inicial fue enmascarado por perturbaciones locales. En Salina Cruz, Oax. ocurrió la elevación máxima de 0.46 m y en Acapulco, Gro. la bajada máxima fue de 0.40 m . Las oscilaciones del tsunami fueron mayores en Manzanillo, Col. (0.0680 m) y menores en Mazatlán, Sin. (0.0221 m).

TSUNAMI DE OCTUBRE 17, 1966.

El temblor que causó el tsunami comenzó a las 21 hrs 41 min 56 seg y tuvo una magnitud de 6.30 . El epicentro se localizó frente a las costas del Perú a los 10.7°S y 78.6°W (Fig. 4). Pararas-Carayannis (1973), investigando el mecanismo de generación del temblor, encontró que el tsunami fue generado por el desplazamiento de un bloque con dimensiones aproximadas de 150 Km de largo por 90 Km de ancho, abarcando una área aproximada de 13000 Km^2 .

De este tsunami sólo se obtuvo el registro de Salina

TABLA VIII .- TSUNAMI DE LAS ALEUTIANAS DE FEBRERO 4, 1965 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA MAXIMA		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO KMS	TIEMPO DE VIAJE HR MIN	VELOCIDAD PROMEDIO KMS/HR	RAIZ CUADRATICA MEDIA M
	TIEMPO DE ARRIBO DIA HR MIN	PERIODO DE LA-2A CRESTA MIN	TIEMPO DE INICIO DIA HR MIN	DURACION ALTIMA MIN				
MAZATLAN, SIN.	X	X	X	X	5 20 37	13	0.09 B	0.0221
MANZANILLO, COL.	X	X	X	X	5 05 50	13	0.27 B	0.0660
ACAPULCO, GRO.	X	X	X	X	5 02 33	16	0.40 B	0.0544
SALINA CRUZ, OAX.	X	X	X	X	5 10 05	12	0.45 E	0.0657

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

X ENMASCARADA POR SEICHES LOCALES.

E ELEVACION DEL REGISTRO APROVECHABLE.

B BAJADA DEL REGISTRO APROVECHABLE.

Cruz, Oax. (Tabla IX). La onda del tsunami tardó en llegar desde su origen a la estación mareográfica 6 hrs 31 min viajando con una velocidad promedio de 537 kms/hr. El período entre la primera y segunda cresta fue de 29 min. La elevación inicial registró 0.15 m y la bajada siguiente que también fue la máxima de 0.24 m. El tsunami causó oscilaciones del orden de 0.0542 m.

TSUNAMI DE MAYO 16, 1968.

El epicentro del temblor (llamado Tokachi-oki), que originó este tsunami se localizó a los 41.5°N y 142.7°E enfrente de la costa de la Prefectura Aomori, al noreste de Japón (Fig. 4). La agencia Meteorológica Japonesa estimó la magnitud de 7.8 y el hipocentro a 20 Km de profundidad. La hora de inicio del temblor fue a las 00 hrs 49 min GMT.

Suzuki (1970) estimó el área del origen del tsunami de los registros mareográficos de 14 estaciones situadas a lo largo de la costa de Sanriku, Japón y encontró que la forma del área de generación fue aproximadamente una elipse, de la cual el eje mayor tuvo una dirección N.N.W.-S.S.E. y la dimensión promedio fue aproximadamente 200 kms, este valor es compatible con la ley empírica ($\log S = 1.25 M - 5.5$, Hatori, 1966) que relaciona la magnitud del temblor con el área del origen.

TABLA IX .- TSUNAMI DE PERU DE OCTUBRE 17, 1966 COMO SE REGISTRO EN LA ESTACION MAREOGRAFICA DE SALINA CRUZ DRX.

ESTACION MAREOGRAFICA		ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA MAXIMA		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA	
ARRIBO DIA HR MIN	PERIODO DE 1A-2A CRESTA MIN	ELEVACION INICIAL M	BAJADA SIGUIENTE M	TIEMPO DE INICIO DIA HR MIN	DURACION MIN	ALTIMETRIA DEL GRAN CIRCULO KMS	TIEMPO DE VIAJE HR MIN	TIEMPO DE VIAJE HR MIN	RAIZ CUADRATICA MEDIA M
18 04 12	29	0.15	0.24	18 04 30	15	0.24 B	3503	06 31	0.8542

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).
B BAJADA

Las ondas del tsunami atravesaron el Océano Pacífico y fueron registradas por los mareógrafos de la Costa Occidental de México. La Tabla X muestra como se registró el tsunami en las estaciones mareográficas donde hubo registros disponibles. El tsunami tardó en llegar al puerto de Ensenada, que fue el primer puerto donde se registró, después de su inicio en el origen, 11 hrs y 24 min. La primera onda recorrió una distancia del gran círculo de 12,004 kms a una velocidad promedio de 1,053 kms/hr. En Acapulco, Gro. se registraron el período y la bajada máxima de 31 min y 0.43 m respectivamente, el período mínimo de 17 min ocurrió en Ensenada, B. C. El período promedio para las estaciones es de 24 min. En Manzanillo, Col. la elevación inicial de 0.12 m fue mayor que cualquier otra estación. En Mazatlán, Sin. la elevación inicial y la bajada máxima fueron mínimas de 0.03 m y 0.12 m respectivamente.

TSUNAMI DE ENERO 30, 1973.

El epicentro del temblor que lo causó se localizó frente a las costa de Michoacán, México, a los 18.0°N y 102.5°W (Fig. 5). El sismo tuvo una magnitud $M_s = 7.50$ y empezó a las 21 hrs 01 min.

De este tsunami se obtuvieron cinco registros (Tabla XI). El período en Acapulco, Gro. y Manzanillo, Col. fue

TABLA X .- TSUNAMI DE JAPON DE MAYO 16, 1968 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		PERIODO DE 1A-2A CRESTA		ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA SIGUIENTE		TIEMPO DE INICIO		DURACION		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA		
	DIA	HR	MIN	MIN	M	M	DIA	HR	MIN	MIN	MIN	M	KMS	HR	MIN	KMS/HR	M	M	
ENSENADA, B.C.	16	12	13	17	0.06	0.12	16	13	50	20	0.30	8	12804	11	24	1853	0.8553		
MAZATLAN, SIN.	16	13	00	25	0.03	0.06	17	07	10	12	0.09	8	13396	12	11	955	0.9205		
MANZANILLO, COL.	16	14	50	29	0.12	0.18	16	23	31	14	0.40	8	13698	14	01	991	3.0452		
ACAPULCO, GRO.	16	17	20	31	0.09	0.18	17	04	10	13	0.43	8	14366	16	31	870	0.8505		

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

B BAJADA

TABLA XI .- TSUNAMI DE MEXICO DE ENERO 30, 1973 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	ONDA INICIAL			ELEVACION O BAJADA MAXIMA			DISTANCIA CIRCULO KMS	VELOCIDAD PROMEDIO KMS/HR	RAIZ CUADRADA MEDIA M		
	TIEMPO APORTE DIA HR MIN	PERIODO CRESTA MIN	ELEVACION INICIAL M	BAJADA SIGUIENTE M	TIEMPO INICIO DIA HR MIN	DURACION MIN				ALTURA M	
LA PAZ, B.C.S.	31 03 30	54	0.09	0.15	31 08 26	27	0.21 E	1070	03 29	308	0.0232
MAZATLAN, SIN.	M	M	K	K	31 14 22	10	0.12 B				0.0198
MANZANILLO, COL.	30 21 20	29	0.30	0.65	31 21 36	19	1.13 E	227	00 15	710	0.1326
ACAPULCO, GRO.	30 21 46	28	0.03	0.11	31 00 08	13	0.43 E	384	00 43	406	0.0661
SALINA CRUZ, OAX.	30 22 50	34	0.03	0.06	31 15 30	10	0.15 E	809	01 49	444	0.0257

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

M ENMASCARADA POR SEICHES LOCALES.

E ELEVACION

B BAJADA

de 28 min y 29 min respectivamente, en Salina Cruz, Oax. de 34 min y en La Paz, B.C.S. de 54 min. El tsunami fue registrado con mayor intensidad en Manzanillo, Col., la estación mareográfica más cercana al origen del tsunami, donde la elevación inicial fue de 0.30 m y la elevación máxima de 1.13 m. Acapulco la estación que registró la segunda elevación máxima únicamente registró 0.43 m. En Manzanillo las oscilaciones del tsunami fueron el doble aproximadamente que en Acapulco, Gro. (0.1326 m en Manzanillo y 0.0661 m en Acapulco). La onda tardó en llegar 19 min a Manzanillo, Col. y 45 min a Acapulco, Gro. La elevación máxima de 0.15 m en Salina Cruz, Oax. fue la mínima. La onda viajó con una velocidad promedio de 710 kms/hr a Manzanillo, Col. y de 406 kms/hr a Acapulco, Gro. En Mazatlán, Sin. la primera ola estuvo enmascarada por seiches locales.

TSUNAMI DE NOVIEMBRE 29, 1975.

El epicentro del temblor submarino que causó el tsunami se localizó cerca de Kalapana, Hawaii a los 19.4°N y 155.1°W (Fig. 4). El sismo ocurrió a las 14 hrs 48 min y la magnitud M_s se estimó en 7.2. La profundidad focal fue 5 Km aproximadamente según el U. S. Geological Hawaiian Volcano Observatory (Person, 1977).

Loomis (1970) menciona que cerca de la región de origen, olas de 8 m fueron comunes y que aproximadamente 300 Km de línea de costa fueron afectados. Rojahn y Murril (1977) señalan que el sismo causó subsidencia de aproximadamente 3.5 m a lo largo de la línea de costa hawaiana en dirección SE y que los daños en Hawaii entre el temblor y el tsunami se calcularon en \$ 4,147,973 dólares de los cuales el 30% se atribuyó al tsunami.

De este tsunami se obtuvieron siete registros (Tabla XII). Los períodos a lo largo de la Costa Occidental de México, variaron de 10 a 17 min. El período promedio fue de 12.3 min. Isla Guadalupe, B. C. y Puerto Vallarta, Jal. registraron el mismo período de 10 min, Cabo San Lucas, B.C.S. y Acapulco, Gro. también tuvieron el mismo período de 12 min. En Loreto, B.C.S. fue de 13 min. En Ensenada, B. C. se registró el período máximo de 17 min, así como la elevación máxima de 0.46 m. La elevación máxima de 0.09 m en Loreto, B.C.S. fue la mínima de las estaciones consideradas. La ola inicial estuvo enmascarada por seiches locales en Salina Cruz, Oax. Las oscilaciones mayores del tsunami ocurrieron en Isla Guadalupe, B.C. (0.0844 m).

TABLA XII .- TSUNAMI DE HAWAII DE NOVIEMBRE 29, 1975 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		PERIODO DE LA-2A CRESTA		ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA SIGUIENTE		ELEVACION O BAJADA MAXIMA		TIEMPO DE VIAJE		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA		
	DIR	HR	MIN	MIN	M	M	DIR	HR	MIN	M	MIN	MIN	HR	KMS/HR	HR	M	
ENSENADA, B.C.	29	20	30	17	0.18	0.43	29	22	49	6	0.46	E	4153	05	42	729	0.8603
ISLA GPE., B.C.	29	19	57	10	0.09	0.21	29	20	41	5	0.43	E	4130	05	09	802	0.8844
CABO SN LUCAS, B.C.S.	29	21	18	12	0.06	0.15	29	21	38	5	0.27	E	4755	06	30	731	0.9494
LORETO, B.C.S.	29	21	15	13	0.09	0.06	29	22	57	8	0.09	E	4593	07	27	616	0.8314
PTO. VALLARTA, JAL.	29	22	09	10	0.11	0.21	29	23	06	7	0.23	E	5259	07	21	715	0.8684
ACAPULCO, GRO.	29	22	59	12	0.06	0.15	30	00	35	10	0.34	E	5879	08	11	719	0.8477
SALINA CRUZ, GRX.							30	07	03	12	0.30	B					0.8351

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

M ENMASCARADA POR SEICHES LOCALES.

E ELEVACION

B BAJADA

TSUNAMI DE ENERO 14, 1976.

Este tsunami fue producido por un temblor cuyo epicentro se localizó a los 29.0°S y 178.0°W , cerca de las islas Kermadec al Norte de Nueva Zelanda, con una magnitud $M_s = 7.3$. El sismo se inició a las 15 hrs 46 min GMT (Fig. 4).

La Tabla XIII muestra como se registró el tsunami en cada una de las estaciones donde hubo registros mareográficos disponibles. El período máximo de 29 min ocurrió en Acapulco, Gro. y el mínimo de 7 min en Puerto Vallarta, Jal. La bajada máxima se registró en Acapulco, Gro. de 0.24 m y la mínima en Cabo San Lucas, B.C.S. de 0.08 m.

TSUNAMI DE MARZO 14, 1979.

El epicentro del temblor se localizó frente a las costas de Guerrero a los 17.3°N y 101.3°W (Fig. 5) y tuvo una magnitud $M_s = 7.6$. El sismo empezó a las 11 hrs 07 min.

Acapulco, Gro. y Manzanillo, Col. fueron los únicos registros mareográficos que se pudieron obtener de este tsunami (Tabla XIV). En Acapulco, Gro., la estación mas cercana al origen del temblor, la ola inicial registró una elevación de 0.21 m y un período de 30 min. La bajada máxima fue de 1.31 m y ocurrió 126 min después de la llegada

TABLA XIII -- TSUNAMI DE KERMADEK DE ENERO 14, 1976 COMO SE REGISTRO EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	TIEMPO DE ARRIBO		ONDA INICIAL	PERIODO DE LA 1ª-2ª ONDA		ELEVACION INICIAL		ELEVACION O BAJADA SIGUIENTE		TIEMPO DE INICIO		DURACION ALTURA		DISTANCIA DEL GRAN CIRCULO		TIEMPO DE VIAJE		VELOCIDAD PROMEDIO		RAIZ CUADRATICA MEDIA	
	DIA	HR		MIN	MIN	M	M	M	MIN	MIN	DIA	HR	MIN	MIN	M	KMS	HR	MIN	KMS/HR	KMS/HR	M
CABO SAN LUCAS, B.C.S.	15	04	22	11	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	15	05	24	8	0.08	B	9290	12	36	737	0.0300	0.0371
PTO. VALLARTA, JAL.	15	04	48	7	0.06	0.12	0.12	0.12	0.14	15	06	47	7	0.14	B	9547	13	02	730	0.0297	0.0446
MANZANILLO, COL.	15	05	01	24	0.06	0.15	0.15	0.15	0.21	15	06	01	10	0.21	E	9333	15	15	719	0.0297	0.0446
ACAPULCO, GRO.	15	05	48	29	0.12	0.24	0.24	0.24	0.24	15	07	56	17	0.24	B	9000	14	02	698	0.0446	0.0465
SALINA CRUZ, ORX.	15	05	59	18	0.09	0.13	0.13	0.13	0.18	15	07	36	11	0.18	B	10196	14	13	710	0.0465	

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

E ELEVACION

B BAJADA

TABLA XIV .-- TSUNAMI DE MEXICO DE MARZO 14, 1979 COMO SE REGISTRO EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

ESTACION MAREOGRAFICA	ONDA INICIAL		ELEVACION O BAJADA MAXIMA										VELOCIDAD PROMEDIO KMS/HR	BAJAZ CURVATICA MEDIA M
	TIEMPO DE PARTIDA DIA HR MIN	PERIODO DE LAZADA CRESTA MIN	TIEMPO DE INICIO DIA HR MIN	BAJADA SIGUIENTE M	ELEVACION INICIAL M	TIEMPO DE INICIO DIA HR MIN	DURACION MIN	ALTURA M	DISTANCIA DEL ORAN CIRCULO KMS	TIEMPO DE VIBRACION HR MIN	VELOCIDAD PROMEDIO KMS/HR	BAJAZ CURVATICA MEDIA M		
MANZANILLO, COL.	14 11 47	35	14 14 13	0.27	0.10	14 14 13	11	0.42	E	389	00 41	543	0.1503	
ACAPULCO, GRO.	14 11 23	30	14 13 29	0.43	0.21	14 13 29	11	1.31	B	150	00 16	593	0.0428	

LOS TIEMPOS ESTAN REFERIDOS AL MERIDIANO DE GREENWICH (GMT).

E ELEVACION
B BAJADA

de la ola inicial. La onda del tsunami viajó con una velocidad promedio de 593 kms/hr y le tomó 16 min en llegar desde su origen a la estación mareográfica. En Manzanillo, Col. la onda del tsunami se registró 25 min después que en Acapulco, la elevación inicial fue de 0.10 m y la elevación máxima de 0.42 m. El período entre la primera y la segunda cresta fue de 35 min. La onda del tsunami viajó con una velocidad promedio de 543 km/hr.

El tsunami se registró con mayor intensidad en Acapulco, Gro., donde las oscilaciones fueron 3.5 veces mayores que en Manzanillo, Col.

3.2 .- Períodos observados entre la primera y segunda cresta de la onda inicial y períodos calculados con el MEM cuyos picos espectrales son los de mayor contenido de energía.

Es un hecho conocido que los períodos de los tsunamis muestran una variación considerable cuando se determinan en los mareógrafos, y este hecho se debe en parte, por los períodos naturales de oscilación de los cuerpos de agua en la vecindad de cada estación. La Tabla XV muestra los períodos observados entre la primera y segunda cresta de los diferentes tsunamis en las estaciones mareográficas de la

TABLA XV .- PERIODOS (MIN) OBSERVADOS ENTRE LA PRIMERA Y SEGUNDA CRESTA Y PERIODOS CALCULADOS CON EL MEM CUYOS PICOS ESPECTRALES SON LOS DE MAYOR CONTENIDO DE ENERGIA.

ESTACION MAREOGRAFICA	NOV.	MAR.	MAY.	OCT.	MAR.	OCT.	MAY.	ENE.	NOV.	ENE.	MAR.
	1952	1957	1960	1963	1964	1966	1970	1973	1975	1978	1979
	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB	OB
	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL	CAL
ENSENADA, B.C.	13	12.2	50	52.2	46	49.6	17	15.7	17	15.8	
ISLA GPE., B.C.									10	10.5	
CABO SAN LUCAS, B.C.S.									12	11.0	11
LA PAZ, B.C.S.	30		105	62.6	39	40		54	61.5		
LORETO, B.C.S.										13	12.5
GUAYMAS, SON.			155	61.0	180						
TOPOLOBAMPO, SIN.			95	69.4							
MAZATLAN, SIN.			33		38		25	22.5			
PUERTO VALLARTA, JAL.									10	10.4	7
MANZANILLO, COL.					31	33.7		29	31.5	29	29.1
ACAPULCO, GRO.		35	29.4	35	30.2	31	29.3	30	29.3	12	11.7+
SALINA CRUZ, ORX.	35		44	27.8	31	29		34	29.3		18
											18
											18

* ES EL SEGUNDO PICO DE IMPORTANCIA EN EL ESPECTRO.

Costa Occidental de México y los períodos que corresponden a los picos espectrales con mayor contenido energía determinados con el MEM. Se observa que en aproximadamente un 75 % de los casos los resultados obtenidos concuerdan bien, lo que comprueba en parte lo anteriormente dicho. Se observan diferencias en las estaciones dentro del Golfo de California, específicamente La Paz, B.C.S., Guaymas, Son. y Topolobampo, Sin., debido probablemente al comportamiento de las Ondas Largas del tsunami dentro del Golfo de California, que es un canal de forma aproximadamente rectangular. Este problema requiere de un estudio completo. Las estaciones dentro del Golfo de California, son las estaciones que registraron los períodos mayores entre la primera y segunda cresta. El tsunami de Noviembre, 1975 causó períodos menores entre la primera y segunda cresta en las diferentes estaciones que cualesquier otro tsunami durante el período de estudio.

3.3 .- Alturas Iniciales, Bajadas siguientes, Elevaciones o Bajadas Máximas y Raíz Cuadrática Media.

Las alturas de las ondas iniciales del tsunami, al igual que el período entre la primera y segunda cresta, varían ampliamente a lo largo de las costas. Salsman (1959), señala

que la variación en la intensidad de las ondas de tsunamis, depende, de la topografía local más que de la magnitud del temblor que originó el tsunami y la distancia del epicentro. Los lugares situados en y cerca de las cabezas de cordilleras submarinas, están más sujetas a daños que aquellas situadas en o cerca de la cabeza de valles o cañones submarinos (Shepard et. al, 1946). Otros factores que influyen en la variación de la altura son la posición de la costa con respecto a la dirección de aproximación de las ondas, la morfología de la línea de costa, y la interferencia de frentes de ondas del tsunami provenientes de direcciones diferentes. Esto último significa que, la llegada en fase de dos ondas que han viajado por trayectorias diferentes amplifica la altura de las ondas resultantes, y la llegada en desfase las disminuye. También influye la exposición de la costa a ondas de tormenta y seiches locales.

Las Tablas XVI, XVII, XVIII y XIX muestran las elevaciones iniciales de la primera onda del tsunami, la bajada siguientes, las elevaciones y bajadas máximas y la raíz cuadrática media de las alturas de las series de datos. La Tablas XVI, XVII y XVIII muestran que los tsunamis Chileno de Mayo 1960 y de Alaska de Marzo 1964 se han registrado con mayor intensidad en la Costa Occidental de México que cualesquiera de los otros tsunamis. De las estaciones donde se registró el tsunami de Alaska y el de Chile, el de Alaska

TABLA XVI .- ELEVACION INICIAL (M.) DE LA PRIMERA ONDA DE LOS DISTINTOS TSUNAMIS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

REGION DE ORIGEN	KAMCHATKA	ALEUTIANAS	CHILE	JAPON	ALASKA	PERU	JAPON	MEXICO	HAWAII	KERMADEC	MEXICO
ESTACION MAREOGRAFICA	NOV 1952	MAR 1957	MAY 1960	AGO 1963	MAR 1964	AGO 1964	AGO 1964	ENE 1973	NOV 1974	ENE 1976	MAR 1979
ENSENADA, B.C.		0.29	1.01		1.43		0.06		0.18		0.03
I.S. GUADALUPE, B.C.N.									0.09		
CABO SAN LUCAS, B.C.S.									0.06		
LA PAZ, B.C.S.	0.06		0.58		0.09			0.09			
LORETO, B.C.S.			0.37		0.09				0.03		
GUAYMAS, SON.			0.09								
TOPOLOBAMPO, SIN.			0.09								
MAZATLAN, SIN.			0.61		0.15		0.03				
PUERTO VALLARTA, JAL.									0.11		0.06
MANZANILLO, CDL.					0.73		0.12	0.30			0.32
ACAPULCO, GRO.		0.35	0.34	0.09	0.37		0.09	0.03	0.06		0.21
SALINA CRUZ, OAX.	0.09		0.64		0.30	0.15		0.03			0.09

TABLA XVIII .- ALTURAS DE LAS BAJARRAS SIGUIENTES (M.) DE LA PRIMERA ONDA DE LOS DISTINTOS TSUNAMIS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

REGION DE ORIGEN	ALEUTIANAS	CHILE	JAPON	ALASKA	PERU	JAPON	MEXICO	HAWAII	KERMADEC	MEXICO
ESTACION MAREOGRAFICA	MAR. 1957	MAY. 1960	OCT. 1963	MAR. 1964	OCT. 1966	MAY. 1968	ENE. 1973	NOV. 1975	ENE. 1976	MAR. 1979
ENSENADA, B.C.	0.90	1.31		2.38		0.12		0.43		
15. GUADALUPE, B.C.S.								0.21		
CABO SAN LUCAS, B.C.S.				0.09				0.15	0.03	
LA PAZ, B.C.S.		0.79					0.15			
LORETO, B.C.S.								0.06		
GUAYMAS, SON.		0.51		0.09						
TOPOLOBAMPO, SIN.		0.21								
MAZATLAN, SIN.		0.55		0.15		0.06				
PUERTO VALLARTA, JRL.								0.21	0.12	
MANZANILLO, COL.				0.73		0.10	0.05		0.15	0.07
ACAPULCO, GRO.	0.10	0.37		0.37		0.10	0.11	0.15	0.24	0.43
SALINA CRUZ, ORX.		0.76		0.30	0.24		0.06		0.15	

TABLA XVIII .- ELEVACIONES O BAJADAS MAXIMAS (M.) DE LOS DISTINTOS TSUNAMIS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

REGION DE ORIGEN	KACHATKA	ALEUTIANAS	CHILE	JAPON	ALASKA	ALEUTIANAS	PERU	JAPON	MEXICO	HAWAII	KERMADEC	MEXICO
ESTACION MAREOGRAFICA.	NOV. 1952	MAR. 1957	MAY. 1960	OCT. 1963	MAR. 1954	FEB. 1953	OCT. 1966	MAY. 1968	ENE. 1973	NOV. 1975	ENE. 1976	MAR. 1979
ENSENADA, B.C.	1.04 B	2.47 E	2.38+B	0.30 B	0.46 E	0.43 E	0.27 E	0.08 B				
IS. GUADALUPE, B.C.												
CABO SAN LUCAS, B.C.S.												
LA PAZ, B.C.S.	0.49 E	0.10 E	1.46 E	0.55 B	0.21 E							
LORETO, B.S.S.												
GUAYMAS, SON.			0.61 B	0.09 B								
TOPOLOBAMPO, SON.			0.24 E	0.03 B								
MATZTLAN, SIN.			1.10 E	0.49 B	0.09 B	0.12 B						
PUERTO VALLARTA, JAL.												
MANZANILLO, COL.				1.19 E	0.27 B	0.40 B	1.13 E			0.23 E	0.14 B	
ACAPULCO, GRO.		0.64 B	1.92 B	0.49 B	1.07 B	0.40 B	0.43 B	0.43 E	0.34 E	0.21 E	1.30 E	1.31 B
SALINA CRUZ, OAX.	1.22 E	0.40 B	1.58 B	0.49 E	0.85 E	0.46 E	0.24 B	0.15 E	0.30 B	0.18 B		

+ LIMITE DEL REGISTRO.

E ELEVACION

B BAJADA

TABLA XIX .- RAZA CUADRÁTICA MEDIA (M.) DE LAS ALTURAS DE LAS SERIES DE DATOS QUE INDICA EL TAMAÑO DE LAS
 OSCILACIONES DE LOS DISTINTOS TSUNAMIS REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA
 COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

REGION DE ORIGEN	ALUTIANAS CHILE	JAPON	ALASKA	ALEUTIANAS PERU	JAPON MEXICO	HAWAII	KERMADEC MEXICO			
ESTACION MAREOGRAFICA	MAR. 1957	MAY. 1960	MAR. 1964	FEB. 1965	OCT. 1966	MAY. 1968	ENE. 1973	NOV. 1975	ENE. 1976	MAR. 1979
ENSENADA, B.C.N.	0.1927	0.4059	0.2637			0.0559		0.0603		
IS. GUDRULUPE, R.C.N.								0.0844		
CABO SN. LUCAS, B.C.S.								0.0494	0.0300	
LA PAZ, B.C.S.	0.0210	0.1560	0.0446			0.0232				
LORETO, B.C.S.								0.0314		
QUIRYMAS, SON.		0.0498								
TOPOLOBARPO, SIN.		0.0255								
MAZATLAN, SIN.						0.0221		0.0205	0.0198	
PUERTO VALLARTA, JAL.								0.0684	0.0371	
MANZANILLO, COL.	0.0678			0.2289	0.0680	0.0452	0.1326		0.0297	0.0428
ACAPULCO, GRO.	0.1166	0.4389	0.0577	0.1600	0.0544	0.0505	0.0661	0.0477	0.0446	0.1503
SALINA CRUZ, DFX.	0.0997	0.2812	0.0667	0.0675	0.0542		0.0257	0.0351	0.0465	

registró elevaciones iniciales mayores en Ensenada, B.C. y en Acapulco, Gro. Únicamente, en las otras estaciones, el Chileno registró las elevaciones iniciales mayores (Tabla XVI). Así también las bajadas siguientes fueron mayores para el tsunami de Chile a excepción de Ensenada, donde el de Alaska registró una bajada siguiente mayor (Tabla XVII). Las elevaciones o bajadas máximas en todas las estaciones fueron mayores para el tsunami Chileno (Tabla XVIII); este también causó mayores oscilaciones en las distintas estaciones que el tsunami de Alaska (Tabla XIX). El tsunami de Kermadec de Enero 14, 1976 causó las oscilaciones menores en la Costa Occidental de México, a excepción en Salina Cruz donde fue ligeramente mayor que el tsunami local de Enero 30, 1973 y el de Hawaii de Noviembre 29, 1975 (Tabla XIX).

3.4 .- Tiempos de Viaje y Velocidades Promedio.

Actualmente, la determinación de tiempos de viaje de la primera onda del tsunami, es el único medio disponible para prevenir a la población de la amenaza de un tsunami de origen distante. De aquí la importancia de conocer los tiempos de viaje a cada una de las estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México. Desafortunadamente los tiempos de viaje de la primera onda de los tsunamis de origen local

generados en la Trinchera Mesoamericana no sirven de mucho para prevenir a la población de posibles riesgos, ya que las ondas llegan a las costas frente a la trinchera en menos de una hora. Así por ejemplo los tsunamis locales de Enero 1973 y Marzo 1979 llegaron a Manzanillo y a Acapulco, en 19 y 45 min y en 40 y 16 min respectivamente (Tabla XX). Afortunadamente estos tsunamis han sido pequeños y no han causado daños en la población. La única prevención que se puede tomar con respecto a tsunamis de carácter local es que inmediatamente que ocurre un temblor fuerte, la población en las partes bajas cercanas a la costa debe moverse rápidamente a las partes altas de la región.

De los diferentes tsunamis de origen distante registrados en la Costa Occidental de México el de Mayo 1968, generado en las Costas de Japón, se propagó con mayor velocidad hacia las costas de México que cualesquiera de los otros tsunamis (Tabla XXI). La onda inicial del tsunami se propagó más rápidamente hacia Ensenada donde promedio una velocidad de 1053 km/hr .

TABLA XX .- TIEMPOS DE VIAJE DE LA PRIMERA ONDA DE LOS DISTINTOS TSUNAMIS, CALCULADOS A PARTIR DEL TIEMPO DE INICIO DEL
 TEMBLOR QUE CRUZO EL TSUNAMI Y EL TIEMPO EN QUE SE REGISTRO LA PRIMERA ONDA EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS
 DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

REGION DE ORIGEN	ALEUTIANAS		CHILE		JAPON		RUSSIA		PERU		JAPON		MEXICO		HAITI		KARADDEC		MEXICO	
ESTACION MAREOGRAFICA	MAR. 1957	HR	MAY. 1960	HR	OCT. 1963	HR	MAR. 1964	HR	OCT. 1965	HR	MAY. 1968	HR	ENE. 1973	HR	NOV. 1975	HR	ENE. 1976	MAR. 1979	HR	MAR. 1979
	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN	MIN
ENSENADA, B.C.	6	48	13	37			6	06			11	24			5	42				
IS. GUADALUPE, B.C.															5	09				
CABO SAN LUCAS, B.C.S.															6	30	12	36		
LA PAZ, B.C.S.			12	45			8	51							3	29				
GUYMAS, SON.			13	05																
TOPOLOBAMPO, SIN.			12	51			8	54												
MAZATLAN, SIN.			11	46			8	24			12	11								
PUERTO VALLARTA, JAL.															7	21	19	02		
MANZANILLO, COL.							8	39			14	01			19		13	15	40	
ACAPULCO, GRO.	10	51	9	49	15	22	9	29			16	31			45	8	11	14	02	16
SALINA CRUZ, OAX.			9	45			10	34	6	31					1	49				

TABLA XXI .- VELOCIDADES PROMEDIAS (KMS/HR.) PARA DISTINTOS TSUNAMIS ENTRE LA REGION DE ORIGEN
Y LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO .

REGION DE ORIGEN	ALEUTIANAS	CHILE	JAPON	RUSKA	PERU	JAPON	MEXICO	HAWAII	KERMADEC	MEXICO
ESTACION MAREOGRAFICA.	MAR. 1957	MAY. 1960	OCT. 1963	MAR. 1964	OCT. 1966	MAY. 1969	EFE. 1973	NOV. 1975	EFE. 1977	MAX. 1979
ENSENADA, B.C.	814	667		630		1053		729		
IS. GUADALUPE, B.C.N.								802		
CABO SAN LUCAS, B.C.S.								791		737
LA PAZ, B.C.S.		629		552			308			
LORETO, B.C.S.								616		
GUAYMAS, SON.		643		504						
TOPOLOBAMPO, SIN.		638		572						
MAZATLAN, SIN.		675		614		955				
PUERTO VALLARTA, JAL.								715		739
MANZANILLO, COL.				655		991	710	719		
ACAPULCO, GRO.	730	694	891	642	870	870	406	719	698	661
SALINA CRUZ, OAX.		673		604	537		444			710

3.5 .- Períodos de Oscilación excitados por los diferentes tsunamis en la Costa Occidental de México.

Las Tablas XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXVI, XXVII, y XXVIII muestran los períodos de oscilación excitados por los tsunamis en las localidades a lo largo de la Costa Occidental de México determinados con el Método de Máxima Entropía. La Tabla XXIX muestra un resumen de los períodos de las Tablas anteriores. Los picos espectrales con mayor cantidad de energía, cuyo período representa la principal respuesta de la localidad a las ondas incidentes del tsunami están marcados con el signo +. Los períodos marcados * corresponden a picos espectrales que tuvieron la mayor energía después del pico espectral de la marea (el pico espectral más cercano a 0.0 ciclos/min). El filtro de diferencias no eliminó la marea en aquellos lugares donde las oscilaciones excitadas por el tsunami fueron pequeñas. Se adoptó el criterio de considerar como períodos excitados significativamente a aquellos períodos que aparecían en los espectros con aproximadamente el 10% de la energía respecto del pico espectral con energía máxima. Los picos espectrales pequeños pueden deberse a ruido o como ha sido señalado por Noye (1974), en lugar de ser contribuciones directas de las oscilaciones del nivel del mar pueden deberse a efectos no lineales del orificio del tubo (el cual debería de filtrar las frecuencias altas del

TABLA XXII .- PERIODOS (MIN) SINIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS
 EN ENSENADA, B. C. DETERMINADOS CON EL METODO
 DE MAXIMA ENTROPIA.

MAR 1957	MAY 1960	MAR 1964	MAY 1968	NOV 1975
	52.2	56.2		
51.0			50.0	
46.7	42.4	+49.6		
	39.1	41.0		
		33.4	31.3	
29.3	29.8			
	+28.2	29.0		
		26.5	26.4	
	26.0		25.1	
	24.0	24.4		
23.9				
22.9	22.5		21.6	
	21.5			
21.1		20.9		
20.2			20.0	
			19.5	
	19.4			
19.1				
18.1	18.1		17.4	
17.4				
16.7	16.7		16.6	
16.3				
16.0	16.0	16.0		
			+15.7	+15.0
		15.5		
		14.9		
		14.1		
13.6			13.4	13.4
13.2				
12.6				
+12.2				12.2
12.0		12.0		
11.6				
11.3			11.3	11.4
11.1	11.2			
				10.8
10.6				
10.3				

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA

TABLA XXIII .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS EN ISLA
GPE., B.C., CABO SAN LUCAS, B.C.S., LORETO, B.C.S. Y PTO.
VALLARTA JAL. DETERMINADOS CON EL METODO DE MAXIMA ENTROPIA.

ISLA GPE, B.C. NOV 1975	CABO SAN LUCAS, B.C.S. NOV 1975	LORETO, B.C.S. ENE 1976	PTO VALLARTA, JAL NOV 1975	ENE 1976
				29.1
				19.6
				17.2
15.8				15.6
15.3				
14.8	14.8			
	14.3			
				14.2
14.1				
	13.9			
13.6	13.6			
				13.4
13.3				
	13.1			
12.9			13.1	
				12.8
12.5			+12.5	
12.2				12.1
			12.8	
				11.9
11.7			11.5	
		11.4		11.5
	11.2			
	+11.0			11.1
10.7				10.7
	10.6			
+10.5			10.5	
				+10.4
10.3	10.3			10.3
	10.2	10.2		

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA

* PERIODO CON MAYOR ENERGIA DESPUES DE LA MAREA

TABLA XXIV .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS EN
 GUAYMAS SON., TOPOLOBAMPO, SIN. Y MAZATLAN, SIN.
 DETERMINADOS CON EL METODO DE MAXIMA ENTROPIA.

GUAYMAS, SON MAY 1960	TOPOLOBAMPO, SIN MAY 1960	FEB 1963	MAZATLAN, SIN MAY 1968	ENE 1973
157.4				
131.9				
79.4				
70.6				
+61.0	x69.4			
54.9				
47.0				
			41.3	
32.7	38.8			
			30.3	
30.2			27.1	
			24.1	x25.7
		x23.4		
			x22.5	x22.6
			19.7	
19.0				
18.4				
17.9				
17.5				

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA
 x PERIODO CON MAYOR ENERGIA DESPUES DE LA MAREA

TABLA XXV .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS
 EN PAZ, B.C.S. DETERMINADOS CON EL METODO DE
 MAXIMA ENTROPIA.

MAR 1957	MAY 1960	MAR 1964	ENE 1973
		107.0	
100.7			
	76.6		
69.5			
	+62.6		
61.9			x61.5
		+57.5	
		47.4	
47.0			47.2
			42.3
41.6	41.6		
	32.6	40.3	
		32.4	
31.8		31.3	
	31.8		
27.8			
25.1		23.8	
23.4			
21.1			
19.5			
x18.0			
17.4			
14.5			
13.5			
11.4			
11.0			

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA
 x PERIODO CON MAYOR ENERGIA DESPUES DE LA MAREA

TABLA XXVI .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS
EN MANZANILLO, COL. DETERMINADOS CON EL METODO DE
MAXIMA ENTROPIA.

MAR 1957	MAR 1964	FEB 1965	MAY 1968	ENE 1973	ENE 1976	MAR 1979
						46.1 +38.6 37.0
36.5				36.3		
	35.5				35.7	
	33.7		34.2			
32.1		32.9				31.8
	30.7		+31.5			
30.0					29.8	
		29.5				29.7
			29.2	+29.1		
28.7					28.9	
					27.1	
25.7			26.3			
			25.0	25.0		
				23.8		24.6
		22.4	23.0			
21.8				20.9		20.6
			18.2			18.1
18.1					18.0	
		17.4		17.6		
17.0					17.3	
16.8						16.7 16.3 16.1 15.7
			15.5		*15.6	
15.2	15.3				15.2	
	14.7	15.1		14.8	14.7	
14.5		14.6		14.5		
	13.5				14.4	
		13.3				
		12.8			13.0	
		12.2			12.3	
		11.7				
10.9	11.3	11.3		11.3	11.6 11.3 10.9	11.3
	+10.8		10.8		10.7	
+10.6		+10.7				10.6
10.2	10.5 10.2	10.5 10.2			10.5 10.2	

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA

* PERIODO CON MAYOR ENERGIA DESPUES DE LA MAREA

TABLA XXVII .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXITADOS POR TSUNAMIS EN ACAPULCO GRO. DETERMINADOS CON EL METODO DE MAXIMA ENTROPIA

MAR 1957	MAY 1960	OCT 1963	MAR 1964	FEB 1965	MAY 1968	ENE 1973	NOV 1975	ENE 1976	MAR 1979
	40.1 36.0								32.9
32.6			32.4	32.3					
		32.2			32.1		31.8		
						30.8		30.3	
+29.4	+30.2		M29.3	29.1		M29.3			M29.4
	28.6	+29.3					+29.0		
				+27.4	+27.9			+28.1	
27.1						26.9			26.7
	26.6		26.3		26.6		26.6		
		25.9						26.1	
25.8				25.5					
	23.6				25.2		24.6		
					23.2			23.8 22.4	
21.1 19.1								19.1	
							17.8	16.9	
16.8 15.8 15.1								15.1	
	14.3 13.9						14.9 14.3	13.9	
13.5							13.7		
							13.2	13.1	
12.9	12.7								
11.8							12.6		
	11.4						11.7	11.7	11.7
11.3	11.1		11.3				11.3		
10.9					11.1			11.1	11.1
								10.8	
10.5							10.7		
							10.3	10.4	

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA

TABLA XXVIII .- PERIODOS (MIN) SIGNIFICATIVOS EXCITADOS POR TSUNAMIS EN SALINA CRUZ
 ORX. DETERMINADOS CON EL METODO DE MAXIMA ENTROPIA.

MAR 1957	MAY 1960	OCT 1963	FEB 1965	OCT 1966	ENE 1973	NOV 1975	ENE 1976
	56.2						
	46.7				49.7		
					43.5		
	37.8				38.5		
	33.6				36.7		
				31.3	31.8		
	30.9				29.3		
		27.7				27.4	
		27.3					
	26.9			25.6			
24.6		24.9					24.6
	24.4			24.5			
		23.4				23.7	
22.5	23.2						
	21.9	22.3			22.4		
			21.7				
				21.2			
				20.4	20.5		
			+19.8			20.4	20.3
19.6		+19.7		19.7			
	19.4	19.8					
		18.4		18.4		M18.5	+18.5
18.2	18.3				M18.3		
		17.4		17.5	17.6		
17.2			17.3			17.4	17.4
	16.9			M16.9			
+16.7		16.8					
		+16.2			16.6		16.6
16.1	16.1						
15.2	+15.4			15.9			15.4
	14.8				15.1		14.8
13.9			14.8				14.1
	12.7						
12.8	12.3						
10.2							

+ PERIODO CON MAYOR ENERGIA

M PERIODO CON MAYOR ENERGIA DESPUES DE LA MAREA

swell) del mareógrafo. Los espectros utilizados para determinar los períodos se incluyen en el Apéndice II.

3.6 .- Comparación del Modelo Matemático de Peña, 1978 y el Análisis Espectral.

Para establecer si algunos períodos de oscilación determinados con el Método de Máxima Entropía corresponden a períodos de oscilación de la plataforma continental se compararon los resultados obtenidos con el modelo matemático de Peña (1978), frente a Ensenada, B.C., Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. y los obtenidos con el análisis espectral de los tsunamis observados en esas localidades.

Las Figuras 8a, 8b y 8c, muestran las cartas batimétricas usadas para calcular el ancho y la profundidad del borde externo de la plataforma frente a las localidades anteriormente mencionadas, según Menard (1960).

Los resultados obtenidos con ambos métodos se muestran en la Tabla XXX. Se observa un buen acuerdo entre ambos métodos, a excepción del período de 66.9 min calculado con el modelo en Acapulco, Gro. y que no fue determinado con el MEM. En Ensenada, B.C. con el modelo se determinó un período

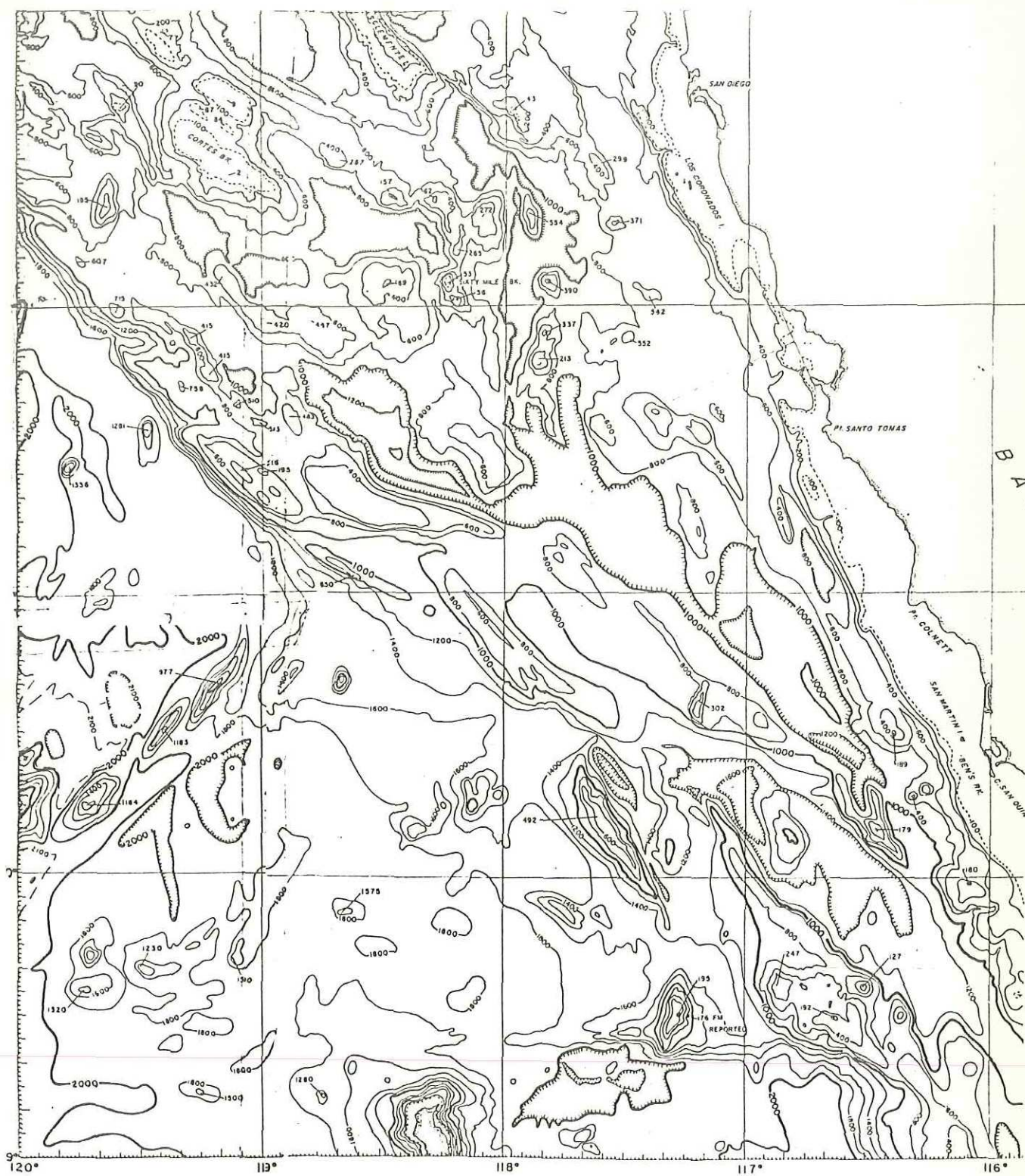


Figura 8a. PORCION DE LA CARTA TOPOGRAFICA UTILIZADA PARA CALCULAR EL ANCHO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL Y LA PROFUNDIDAD DEL BORDE EXTERNO FRENTE A ENSENADA, B. C. (PROFUNDIDAD EN BRAZAS). Según Menard, 1960.

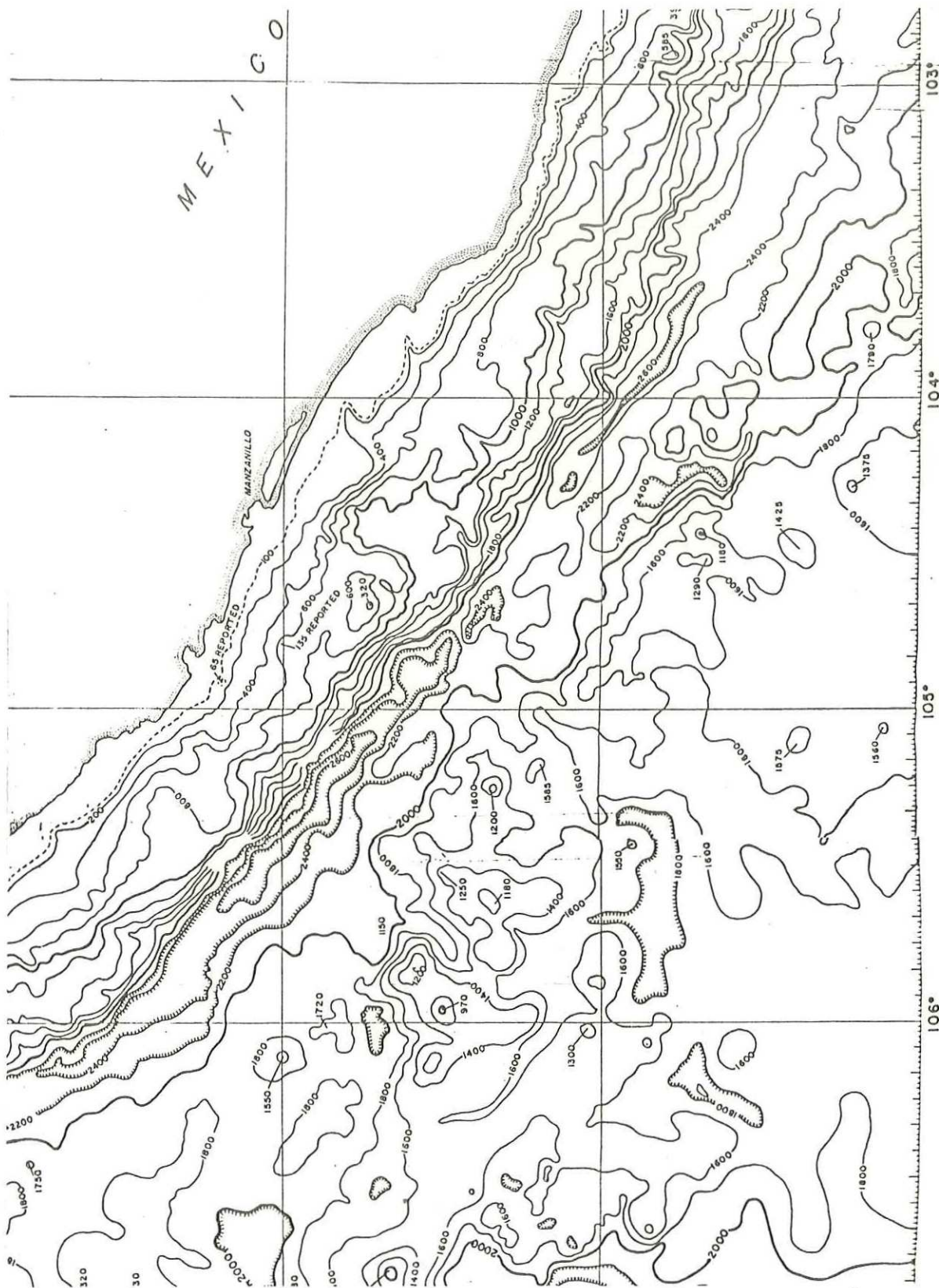


Figura 8b. PORCION DE LA CARTA TOPOGRAFICA UTILIZADA PARA CALCULAR EL ANCHO DE LA PLATAFORMA -- CONTINENTAL Y LA PROFUNDIDAD DEL BORDE EXTERNO DEL BORDE EXTERNO FRENTE A MANZANILLO, COL. (PROFUNDIDAD EN BRAZAS). Según Menard, 1960.

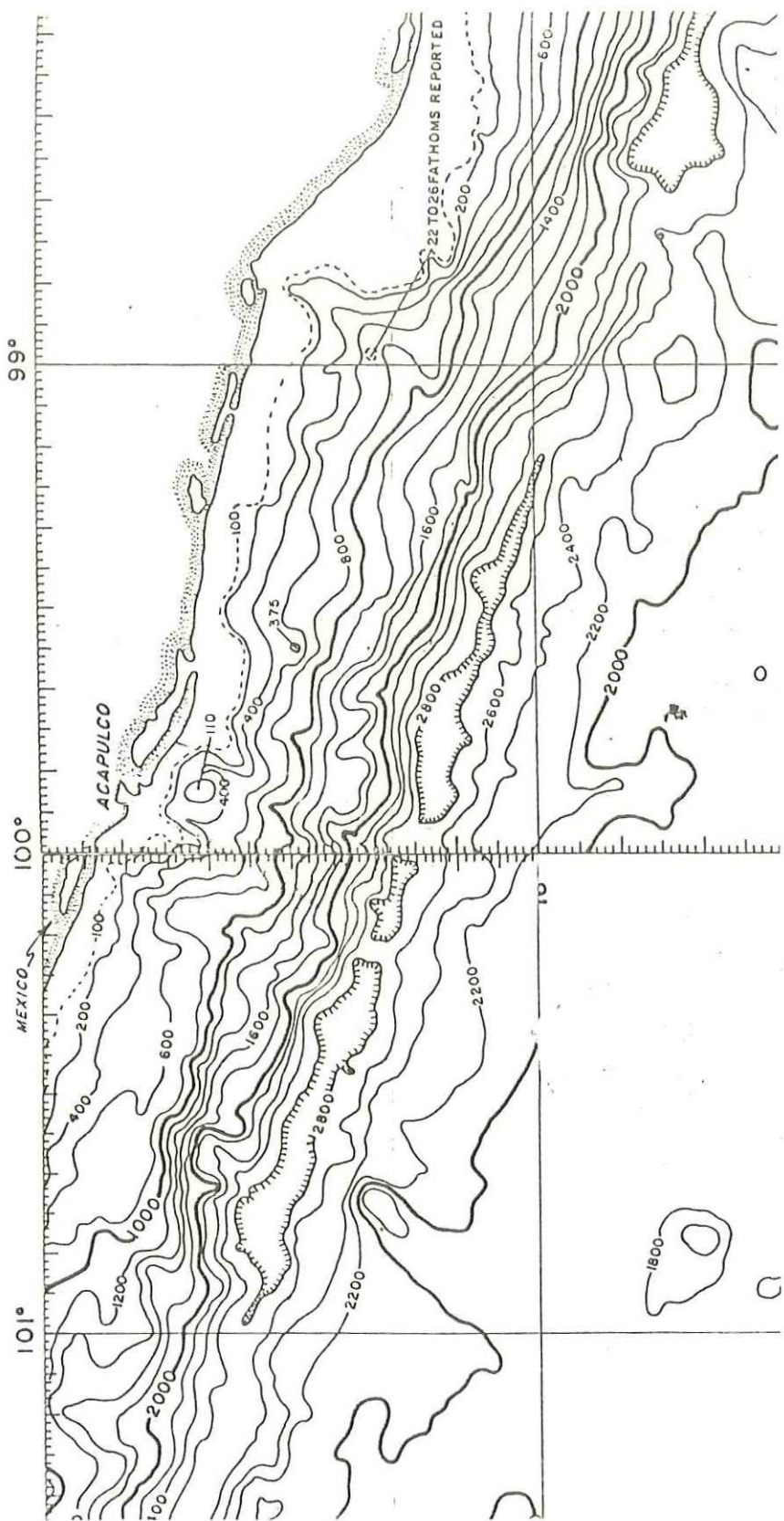


Figura 8c. PORCION DE LA CARTA TOPOGRAFICA UTILIZADA PARA CALCULAR EL ANCHO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL Y LA PROFUNDIDAD DEL BORDE EXTERNO FRENTE A ACAPULCO, GRO. (PROFUNDIDAD EN BRAZAS). Según Menard, 1960.

TABLA XXX .- COMPARACION ENTRE ALGUNOS PERIODOS (MIN) DE OSCILACION DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL
 FRENTE A ENSENADA, B.C., MANZANILLO, COL. Y ACAPULCO, GRO., DETERMINADOS CON EL MODELO
 MATEMÁTICO DE PENR, 1978 Y ALGUNOS PERIODOS DETERMINADOS CON EL MEM EN LOS TSUNAMIS
 REGISTRADOS EN LAS ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LAS LOCALIDADES ANTERIORES.

ESTACION	ANCHO DE LA PLATAFORMA (KM.)	PROFUNDIDAD DEL BUDOE EXTERNO DE LA PLATAFORMA (M.)	PERIODOS DETERMINADOS CON EL MODELO DE PENR, 1978 (MINS.)	PERIODOS DETERMINADOS CON EL MEM (MINS.)
ENSENADA, B.C.	80	1500	57.46	56.2
			25.84	25.1
			15.97	15.5-16.7
MANZANILLO, COL.	44	1500	11.72	11.1-12.6
			31.59	31.5-31.8
ACAPULCO, GRO.	45	350	13.76	13.8-14.8
			66.91	
			29.15	29.0-29.4
			16.60	19.1
			13.65	13.1-13.9
			10.65	10.3-10.9

de 15.97 min y con el MEM períodos en el rango 15.5-16.7 min. En Isla Ope., B.C. también se determinó con el MEM períodos en el rango 15.3-15.8 min (ver Tabla XXIX) lo que reforzaría la idea de que los períodos en el rango 15.5-16.7 min encontrados con el análisis espectral en Ensenada, B. C. corresponden a oscilaciones de la plataforma continental. Un acuerdo exacto entre los resultados obtenidos por ambos métodos, es difícil obtener debido a la sencillez del modelo, y a los errores siempre presentes cuando se manipulan datos.

3.7 .- Espectros de diferentes tsunamis en la misma localidad.

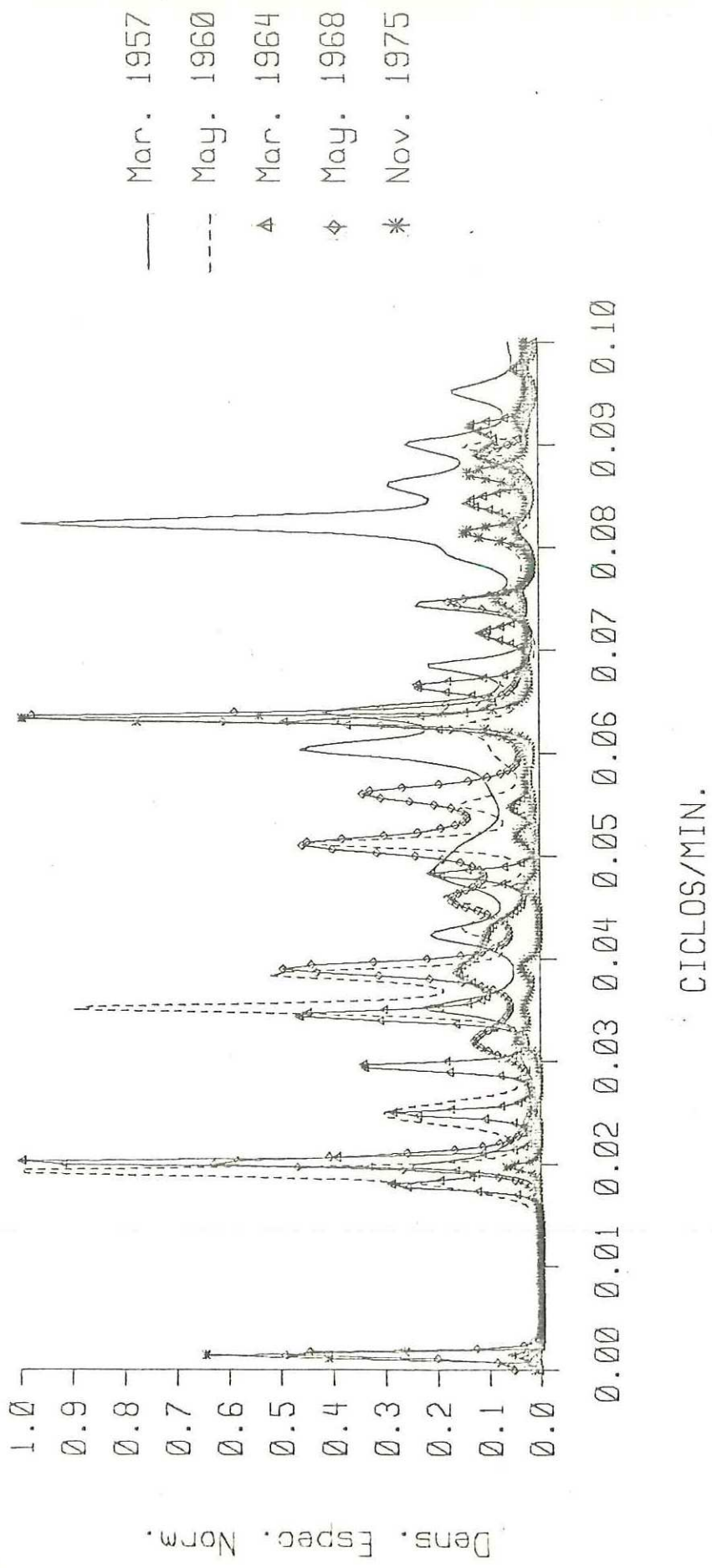
Estudios espectrales de tsunamis (Munk, 1962; Watanabe, 1964; Yaroshenja, 1974) han mostrado que diferentes tsunamis registrados en un mismo lugar producen espectros de energía similares, por efecto de la topografía local sin embargo en ocasiones se encuentran desviaciones del comportamiento anterior. Las desviaciones encontradas cuando se comparan espectros de diferentes tsunamis en un mismo lugar se deben a la dirección de incidencia y a la cantidad de energía de las ondas que pueden excitar determinadas frecuencias. La comparación de los espectros de tsunamis diferentes en un mismo lugar muestran la respuesta del lugar a la incidencia

de las ondas tipo tsunami.

Los espectros en Ensenada, B.C. muestran que los diferentes tsunamis excitaron principalmente las frecuencias alrededor de 0.02 y 0.063 ciclos/min (Fig. 9), cuyos períodos de oscilación están en el rango de 49.6-52.0 min y 15.5-16.7 min. De la misma Figura se puede observar que los tsunamis de Marzo 1957 y Noviembre 1975 excitaron principalmente las frecuencias altas.

En La Paz, B.C.S. los espectros muestran que los tsunamis excitaron las frecuencias bajas, principalmente alrededor de 0.016 y 0.031 ciclos/min (Fig. 10), los períodos alrededor de estas frecuencias están entre 61.5-62.6 y 31.0-32.6 min; el tsunami de Marzo 1957 excitó nuevamente en La Paz mas frecuencias altas que los otros tsunamis.

En Mazatlán, Sin., los espectros del tsunami de Febrero 1965 y Enero 1973 fueron fuertemente enmascarados por la marea debido a que los tsunamis mencionados se registraron debilmente en la estación mareográfica; sin embargo, aunque el espectro del tsunami de Mayo 1968 también fue enmascarado por la marea, muestra que la frecuencia alrededor de 0.044 ciclos/min (entre 22.5 y 24.5 min) fue excitada significativamente (Fig. 11).



— Mar. 1957
 - - - May. 1960
 Δ Mar. 1964
 ◊ May. 1968
 * Nov. 1975

Figura 9- Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de Ensenada B.C.

Dens. Espec. Norm.

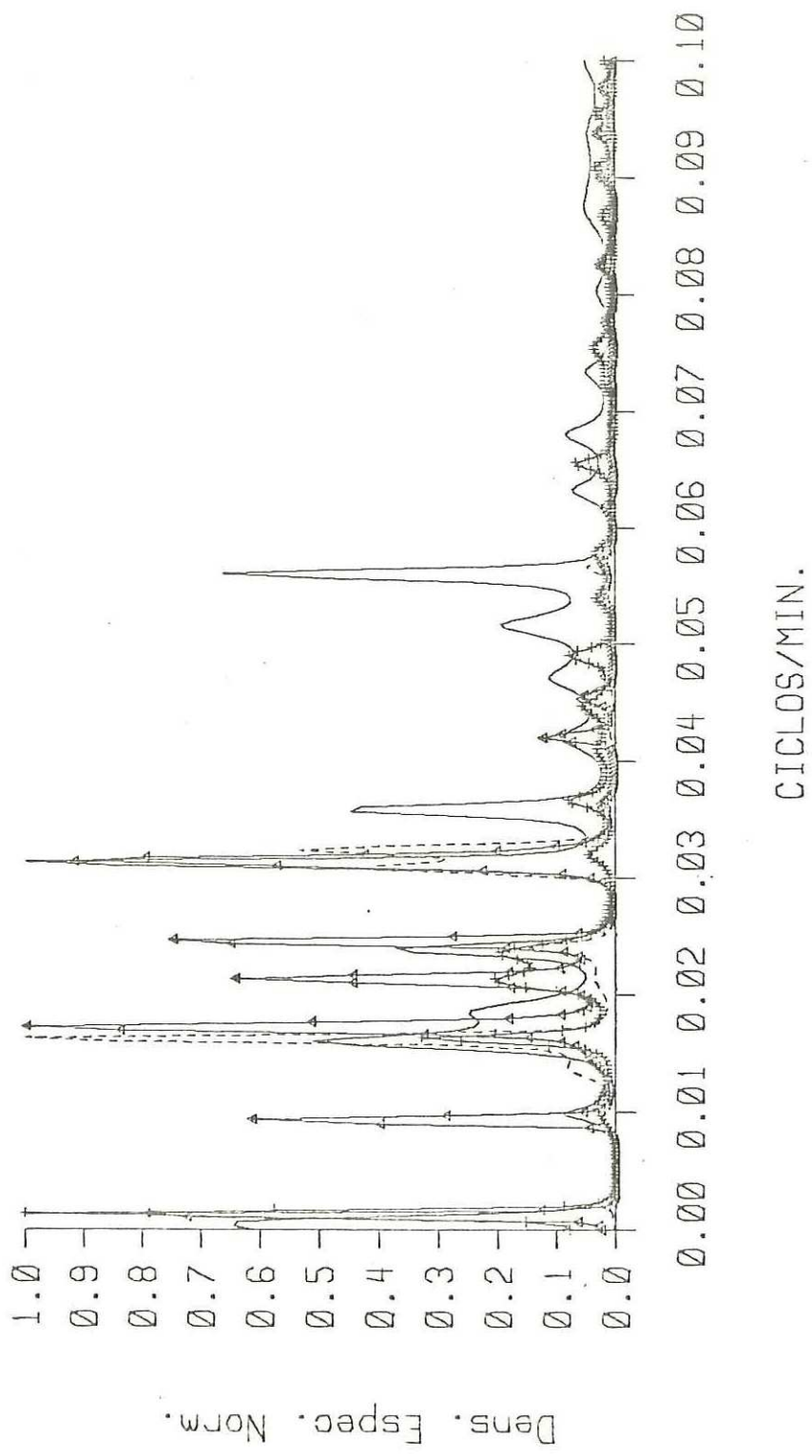
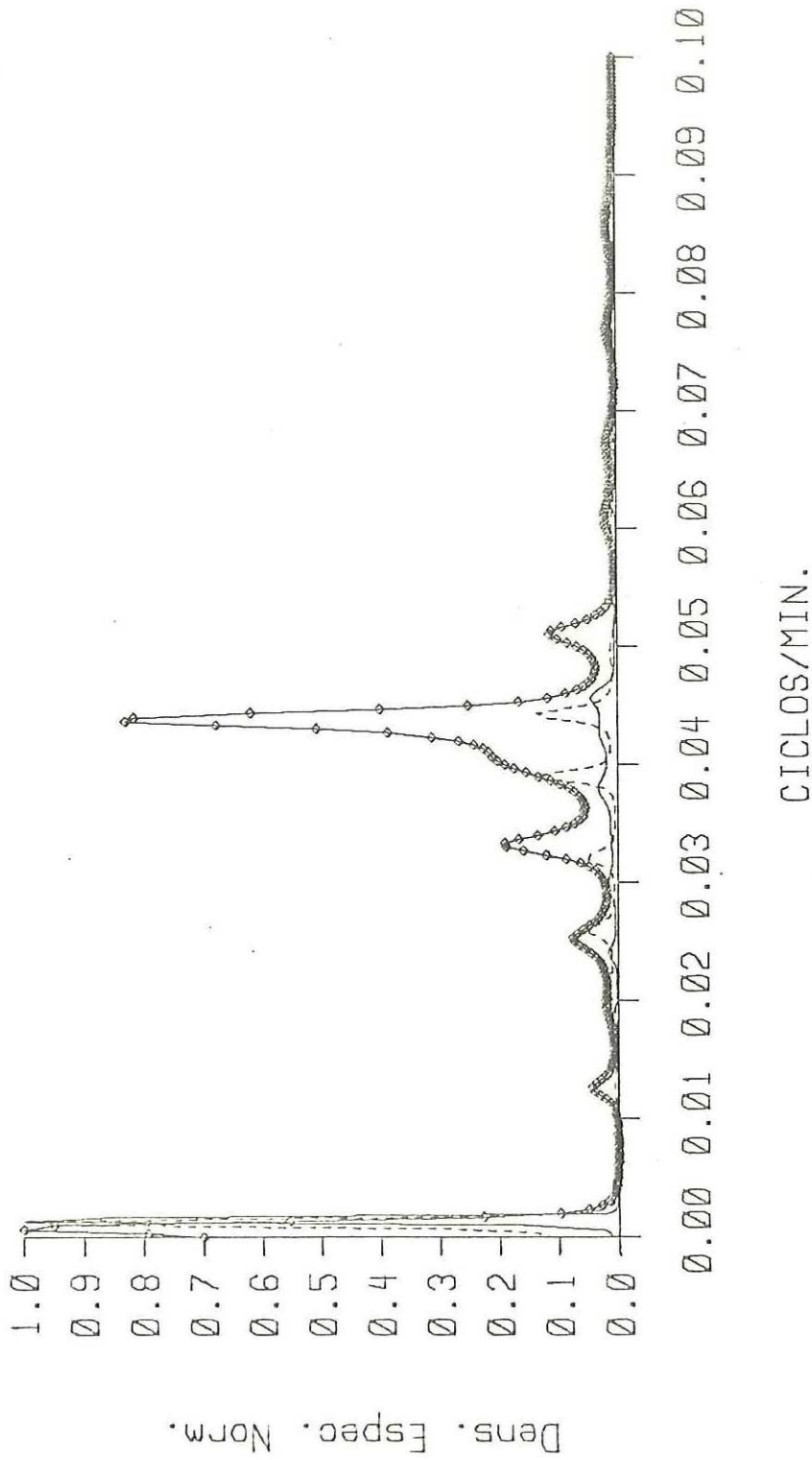


Figura 10. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de La Paz B.C.S.



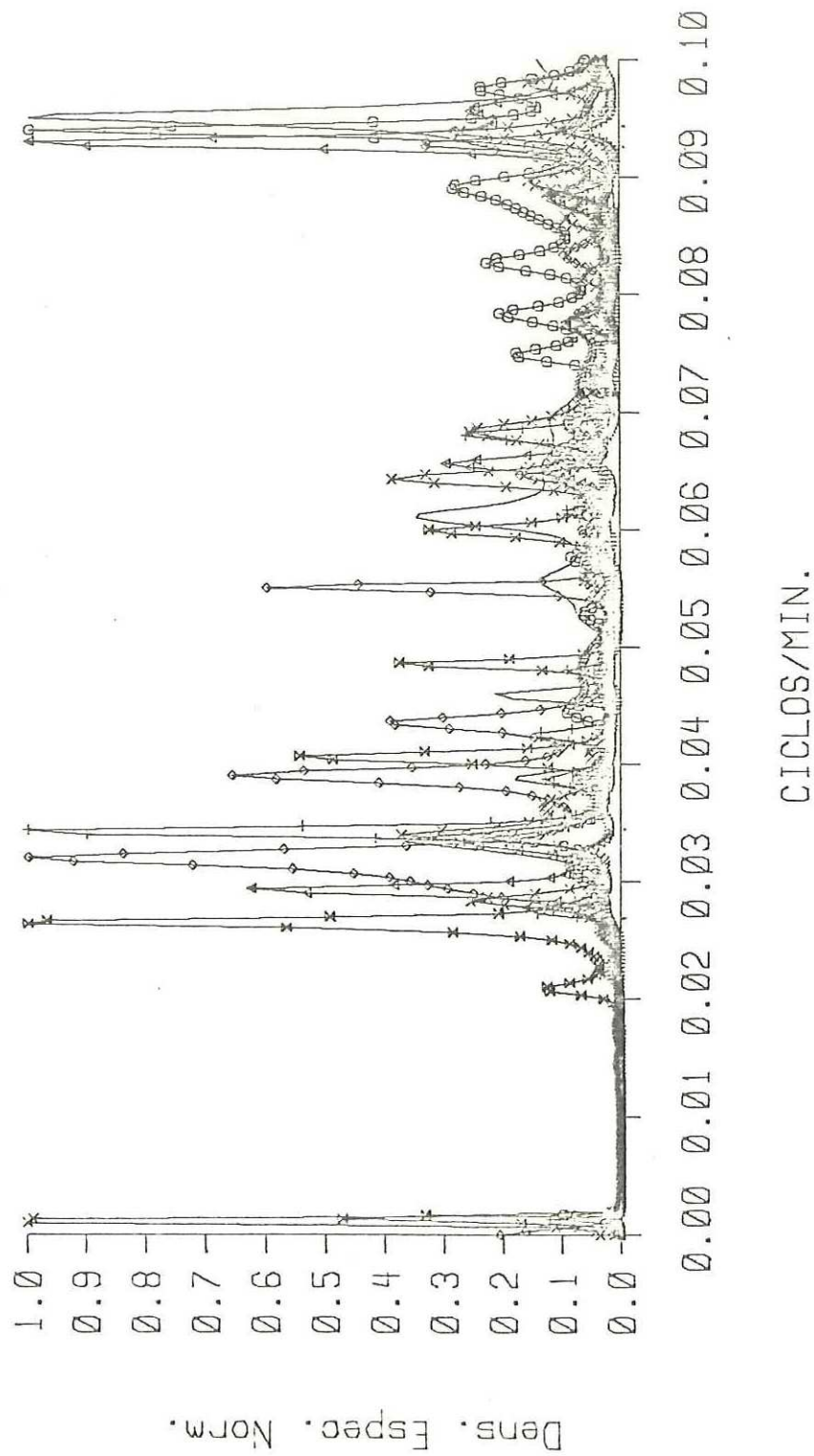
— Feb. 1965
 ◆ May. 1968
 ---- Ene. 1973

Figura II. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de Mazatlan Sin.

Los espectros en Manzanillo, Col., muestran que los diferentes tsunamis excitaron principalmente las frecuencias alrededor de 0.93 y entre 0.026 y 0.034 ciclos/min (Fig. 12), los rangos de períodos entre estas frecuencias están entre 10.3-10.9 min y 29.3-37.8 min respectivamente. La región intermedia entre las frecuencias anteriores fue excitada con menor intensidad.

En Acapulco, Gro., la característica más importante de los diferentes tsunamis es la excitación de la energía entre el rango de frecuencias 0.03 y 0.04 ciclos/min (Fig. 13). Entre esta región de frecuencias los picos espectrales tienen períodos en el rango de 27.3-31.8 min. Los espectros muestran también otra región hacia las frecuencias altas que también es excitada significativamente, pero con menor intensidad que la anterior, localizada entre 0.085 y 0.092 ciclos/min (11.1-10.8 min).

En Salina Cruz, Oax. los espectros de los diferentes tsunamis muestran una amplia región donde la energía se concentra principalmente entre 0.04 y 0.069 ciclos/min. (Fig. 14). De la misma Figura se observa que el tsunami Chileno excitó con mayor intensidad mas frecuencias bajas que cualesquier otro tsunami.



— Mar. 1957
 ▲ Mar. 1964
 ○ Feb. 1965
 ◇ May. 1968
 + Ene. 1973
 × Ene. 1976
 ⊗ Mar. 1979

Figura 12. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de Manzanillo Col.

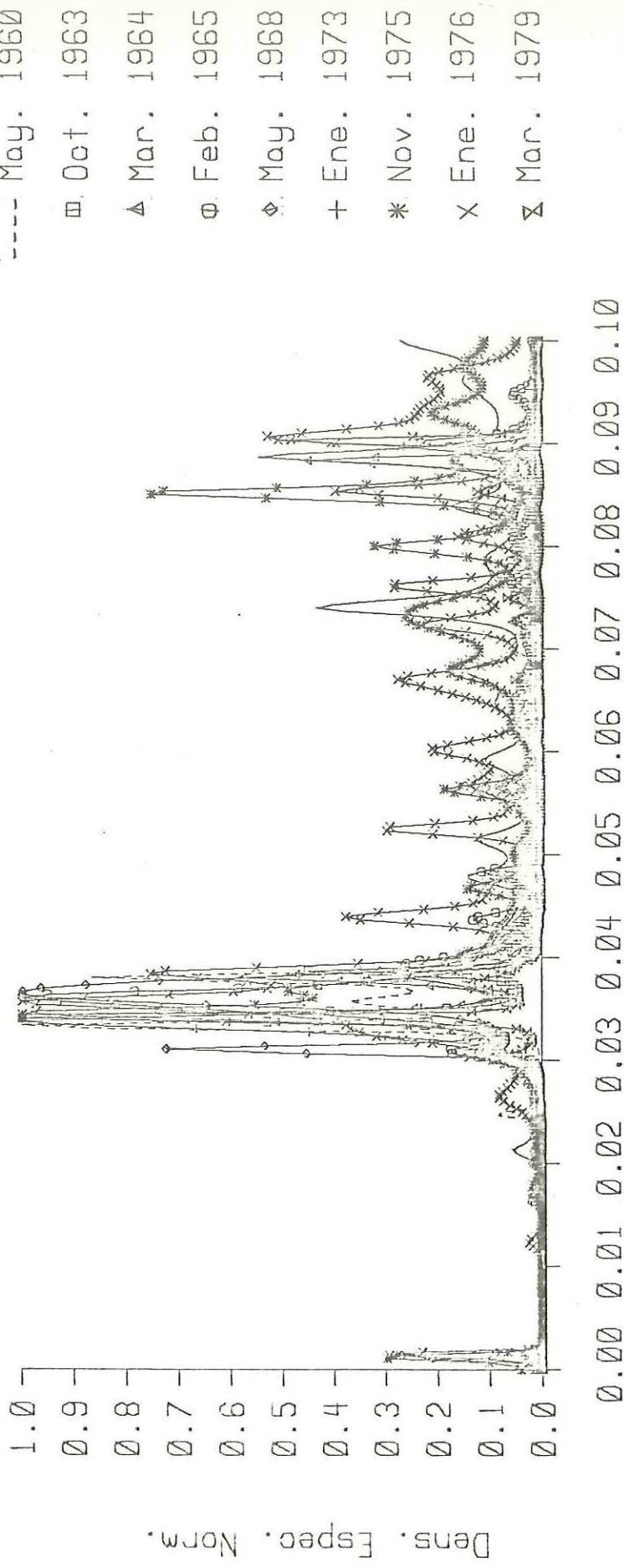
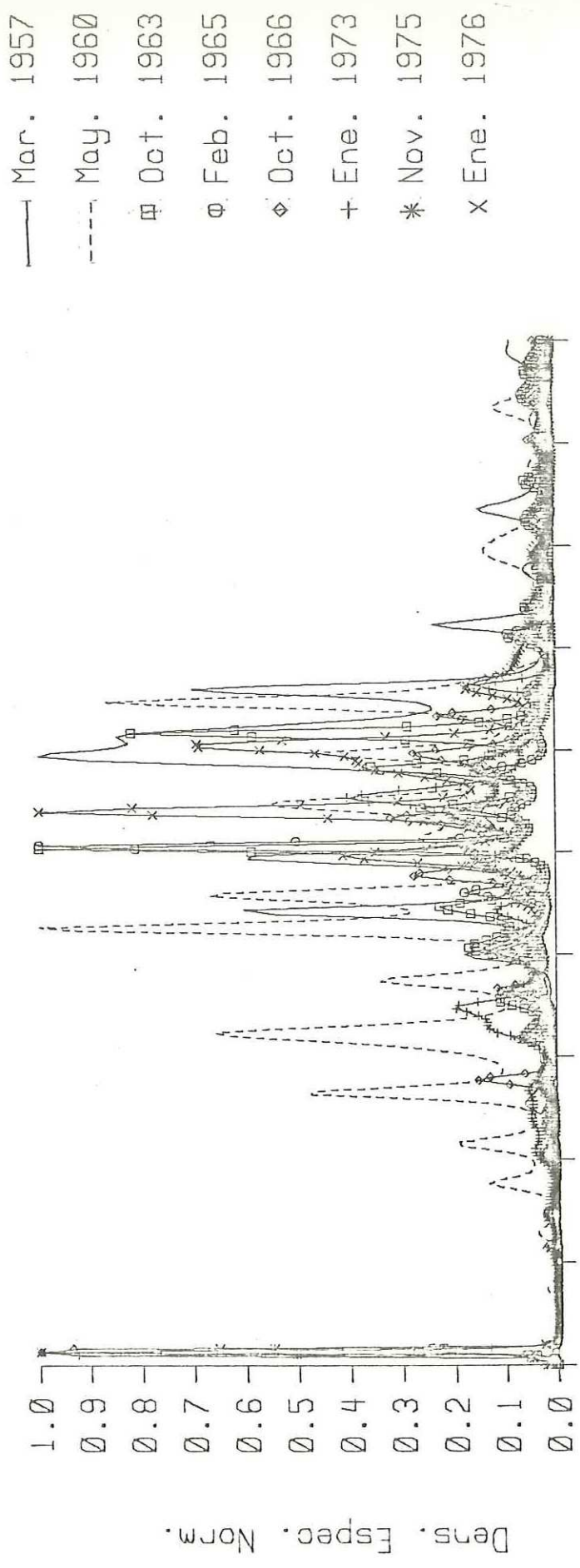


Figura 13. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de Acapulco Gro.



Dens. Espec. Norm.

CICLOS/MIN.

Figura 14. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) de tsunamis en el puerto de Salina Cruz Oax.

3.8 .- Espectros del mismo tsunami en diferentes localidades.

Los estudios espectrales de tsunamis han mostrado que el mismo tsunami registrado en lugares diferentes produce espectros de energía diferentes; sin embargo, es muy común encontrar algunas similitudes cuando se comparan los espectros. Estas similitudes pueden deberse a coincidencias en los períodos de oscilación de los diferentes lugares, o si los lugares están cercanos uno de otro, puede tratarse de un período de oscilación propio del cuerpo de agua entre esos lugares, o también como señala Wilson, et. al. 1968, pueden deberse a una energía residual propia del tsunami. Esto último parece ser el caso del tsunami de Alaska que dejó impreso en muchas estaciones mareográficas alrededor del Océano Pacífico un período de 1.7-1.8 hrs (102-108 min).

En los espectros del tsunami de Marzo 1957 en las distintas estaciones mareográficas de la Costa Occidental de México (Fig. 15), Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro., muestran un pico espectral similar a los 0.034 ciclos/min aproximadamente. Ensenada, B.C., Manzanillo, Col. y Salina Cruz, Oax. muestran también un mismo pico espectral alrededor de 0.061 ciclos/min. Otra similitud se observa a los 0.074 ciclos/min entre Ensenada, B.C. y Acapulco, Gro.

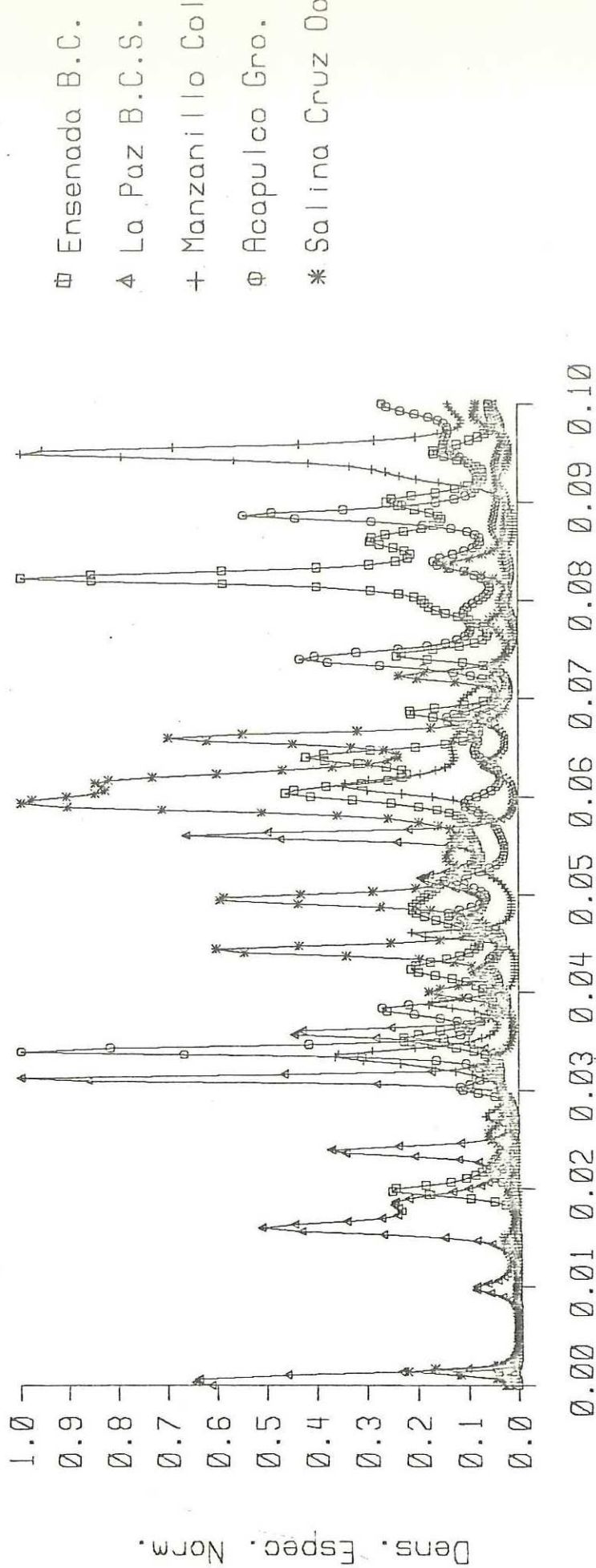
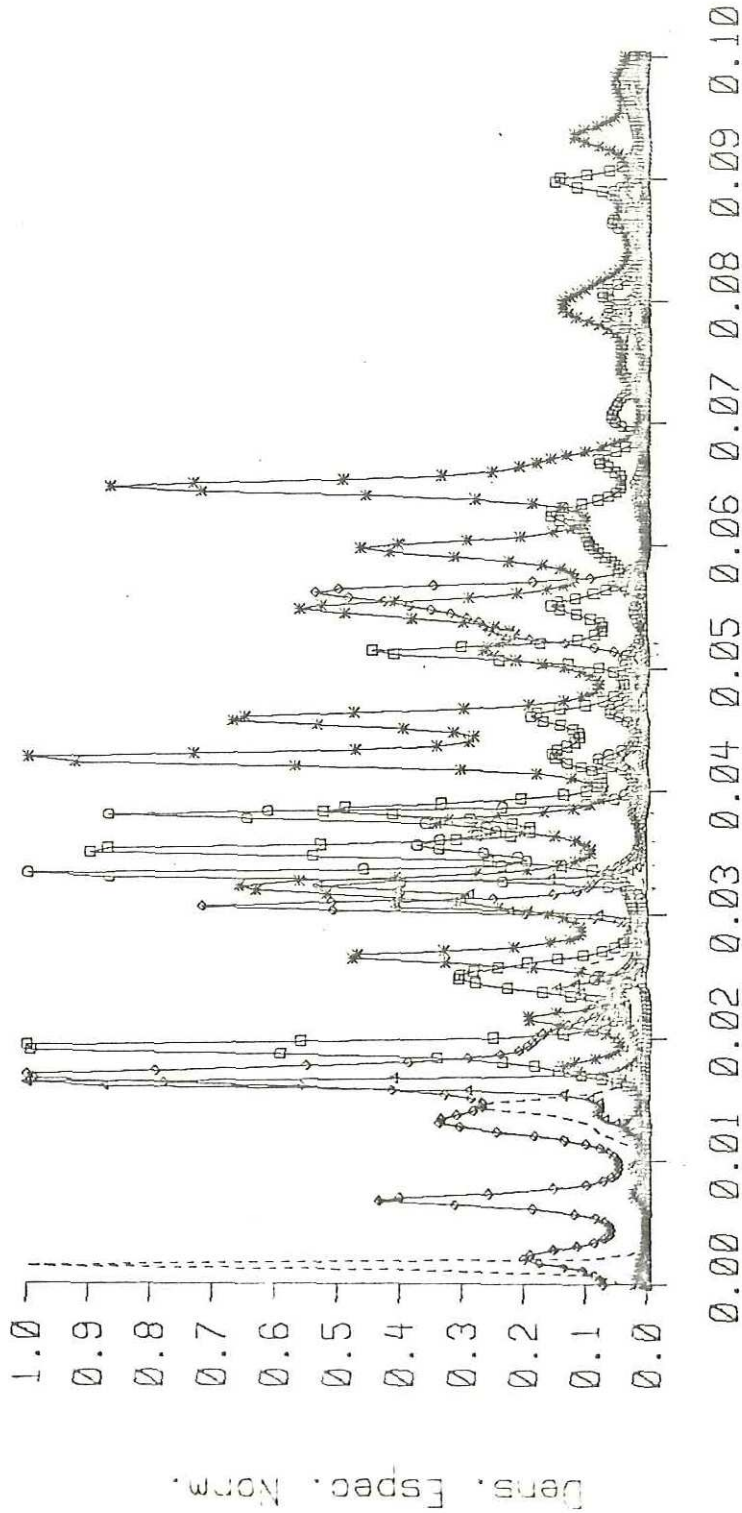


Figura 15. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Mar. 1957 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

En los espectros de Ensenada, B.C., Manzanillo, Col., Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax., la energía espectral está cargada hacia las frecuencias altas, mientras que en La Paz, B.C.S. está cargada hacia las frecuencias bajas.

Los espectros del tsunami Chileno, de Mayo 1960 (Fig. 16) muestran que el tsunami excitó principalmente las frecuencias bajas. Las frecuencias mayores que 0.07 ciclos/min no fueron excitadas significativamente a excepción de Salina Cruz, Oax., que muestra dos pequeños picos espectrales alrededor de 0.08 y 0.094 ciclos/min y Ensenada, B. C., que muestra un pequeño pico a los 0.09 ciclos/min. Los espectros en La Paz, B.C.S. y Guaymas, Son., muestran picos espectrales similares alrededor de 0.016 y 0.031 ciclos/min, cuyos períodos están entre 61.0-62.6 min y 32.6-32.7 min, éstos períodos probablemente son modos de oscilación transversales del Golfo de California. Otras similitudes entre picos espectrales son: Salina Cruz, Oax. y La Paz, B.C.S. alrededor de 0.032 ciclos/min, Ensenada, B. C. y Salina Cruz, Oax. alrededor de 0.051 ciclos/min y Ensenada, B.C. y Acapulco, Gro. entre 0.035 y 0.038 ciclos/min.

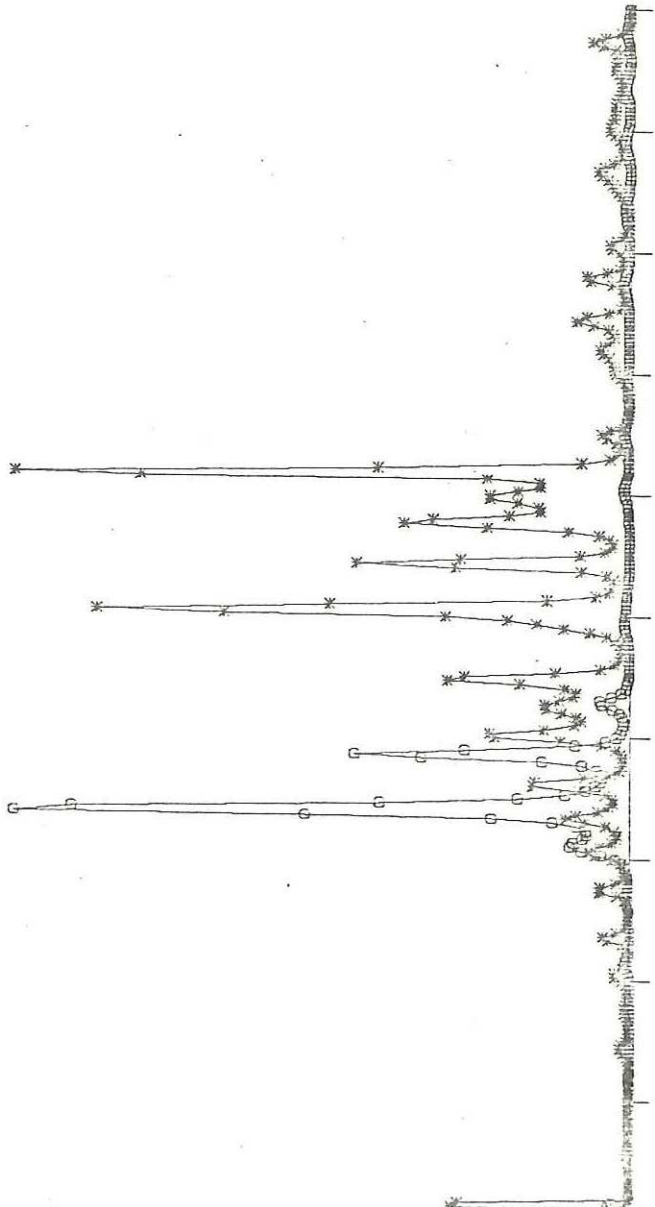
Los espectros del tsunami japonés de Octubre 1963 en Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax. (Fig. 17) no muestran similitud apreciable entre ambos espectros. En Acapulco,



- Ensenada B.C.
- △ La Paz B.C.S.
- ◇ Guaymas Son.
- Topolobampo Sin.
- Acapulco Gro.
- * Salina Cruz Oax.

Figura 16. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de May. 1960 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

Dens. Espec. Norm.
 1.0
 0.9
 0.8
 0.7
 0.6
 0.5
 0.4
 0.3
 0.2
 0.1
 0.0



○ Acapulco Gro.
 * Salina Cruz Oax.

0.00 0.01 0.02 0.03 0.04 0.05 0.06 0.07 0.08 0.09 0.10

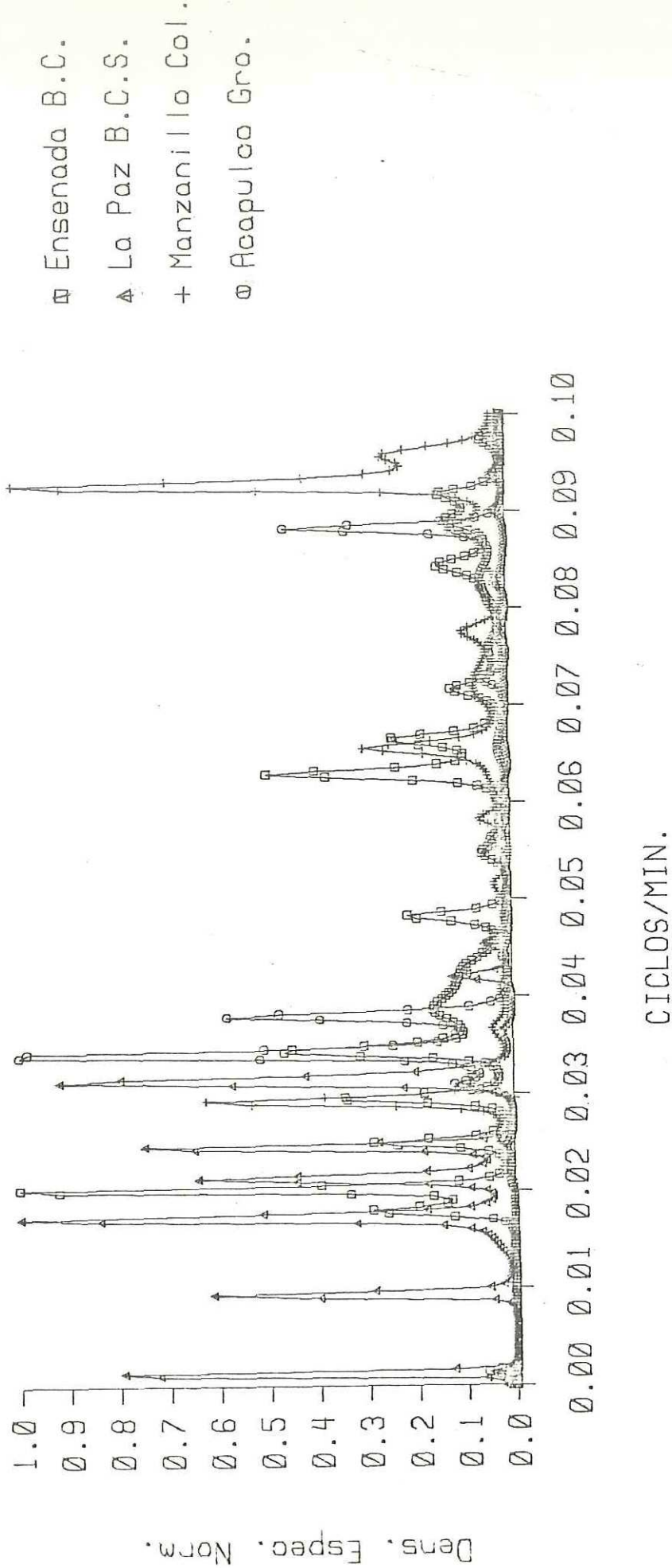
CICLOS/MIN.

Figura 17. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Oct. 1963 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

Gro. la energía espectral está concentrada entre 0.03 y 0.04, fuera de esta región la energía espectral no fue excitada significativamente, en cambio en Salina Cruz, Oax. la energía espectral está concentrada entre 0.05 y 0.062 ciclos/min aproximadamente.

Los espectros del tsunami de Alaska en las distintas estaciones (Fig. 18) muestran que a igual que el tsunami Chileno, excitó principalmente las frecuencias bajas a excepción de Manzanillo, Col., que muestra el pico espectral con mayor contenido de energía hacia las frecuencias altas alrededor de 0.094 ciclos/min y Acapulco, Gro. que muestra también un pequeño pico alrededor de 0.088 ciclos/min. La Paz, B.C.S.-Ensenada, B.C., Manzanillo, Col.-Ensenada, B. C. y Acapulco, Gro.-Ensenada, B.C. muestran picos similares alrededor de las frecuencias 0.025, 0.029 y 0.035 ciclos/min respectivamente.

Los espectros del tsunami de Febrero 1965 en las distintas estaciones muestran que el tsunami excitó pocos picos espectrales en las diferentes estaciones, aun en Salina Cruz, Oax., estación que se caracteriza por tener espectros complejos (con muchos picos espectrales). Los espectros no muestran una similitud clara en la posición espectral de los picos (Fig. 19).



- Ensenada B.C.
- ▲ La Paz B.C.S.
- + Manzanillo Col.
- Acapulco Gro.

Figura 18. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Mar. 1964 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

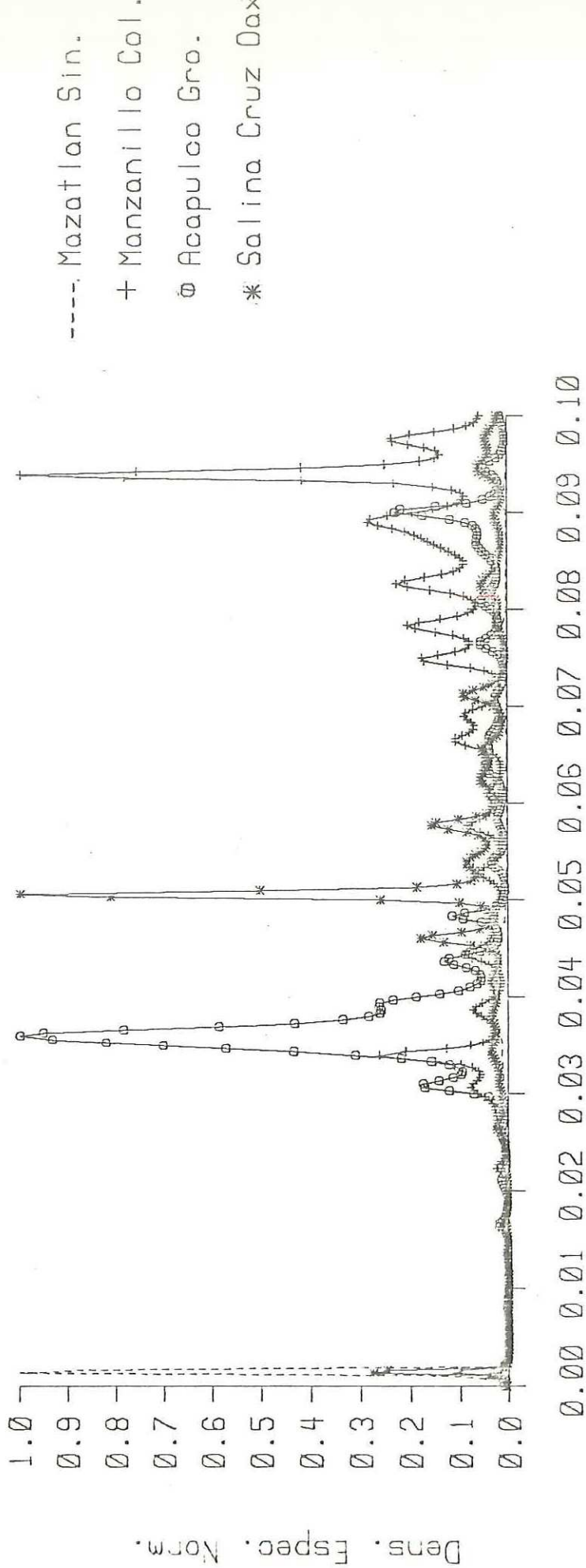


Figura 19. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Feb. 1965 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

Los espectros del tsunami de Mayo 1968 en las distintas estaciones se muestran en la Figura 20. Se observa que Manzanillo, Col.-Acapulco, Gro., Ensenada, B.C.-Manzanillo, Col. y Mazatlán, Sin.-Manzanillo, Col. tienen picos espectrales similares localizados aproximadamente a 0.031-0.032, 0.039 y 0.034 ciclos/min respectivamente.

Los espectros del tsunami local de Enero 1973 en Manzanillo, Col., Acapulco, Gro. y Salina Cruz, Oax. muestran un mismo pico espectral característico alrededor de 0.034 ciclos/min (Fig. 21).

Los espectros del tsunami Hawaiano de Noviembre 1975 muestran de una manera notable como la energía espectral esta cargada hacia las frecuencias altas en la mayor parte de las estaciones mareográficas (Fig. 22). Las similitudes mas apreciables son entre Isla Gpe. B.C., Puerto Vallarta, Jal. y Acapulco, Gro., alrededor de 0.085 ciclos/min, Cabo San Lucas, B.C.S. y Puerto Vallarta, Jal. alrededor de 0.090, nuevamente Isla Gpe., B.C. y Puerto Vallarta, Jal. alrededor de 0.086 ciclos/min. También Loreto, B.C.S., Acapulco, Gro. y Puerto Vallarta, Jal. muestran una similitud alrededor de 0.08 ciclos/min.

Los espectros del tsunami de Enero 1976 en las distintas estaciones mareográficas se muestra en la Figura 23.

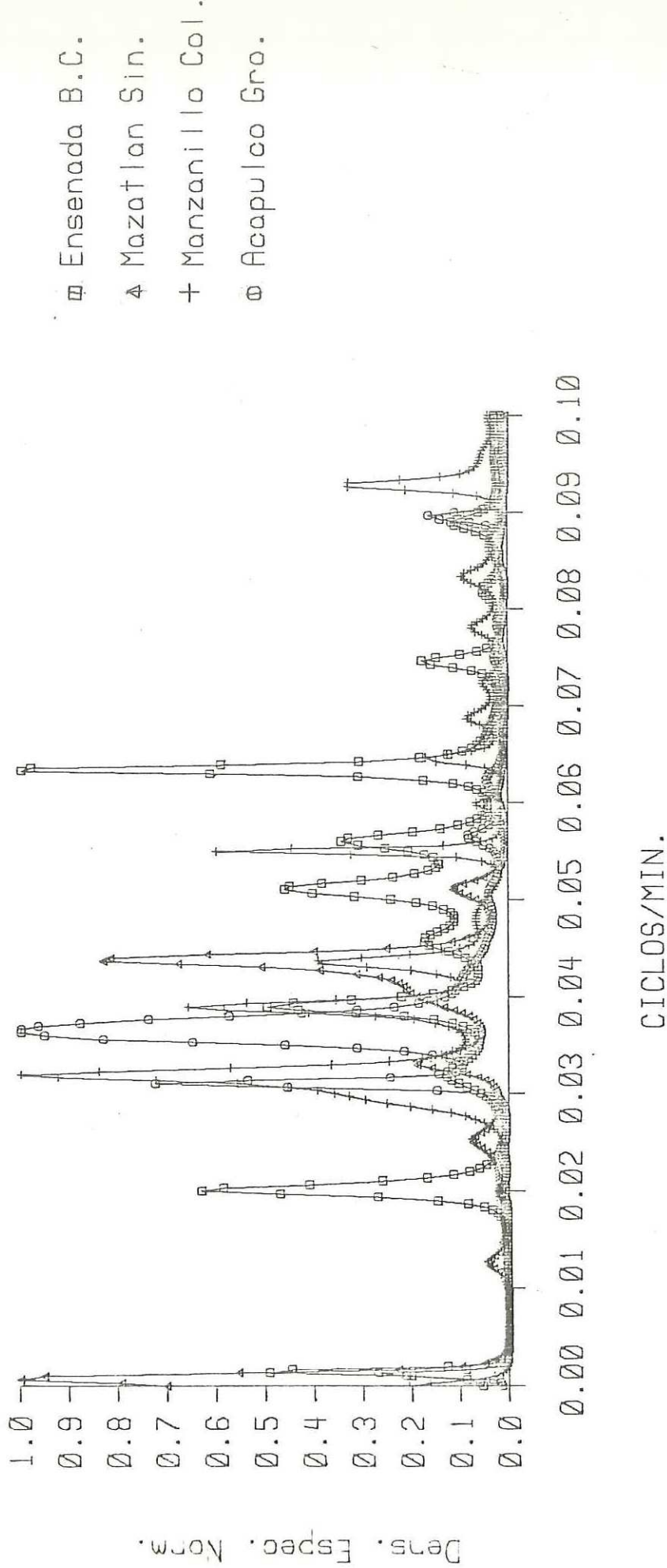


Figura 20. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de May. 1968 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

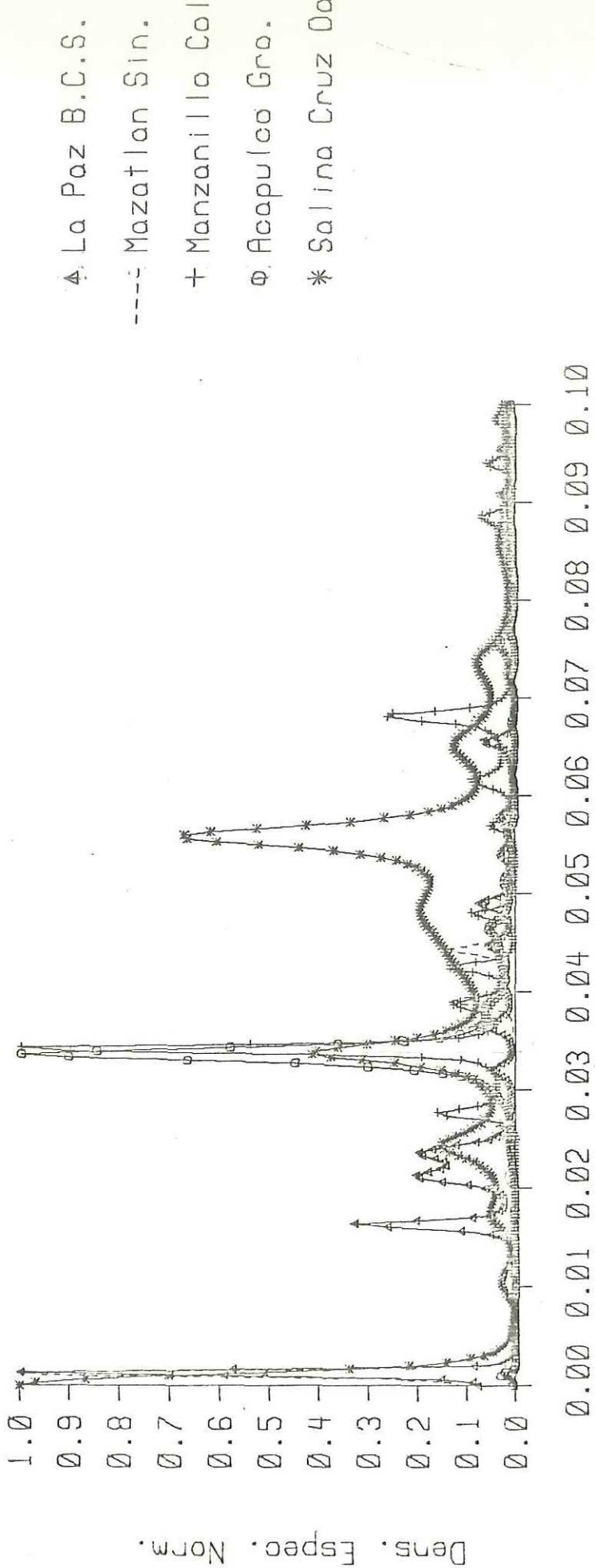


Figura 21. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Ene. 1973 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

- ⊕. Ensenada B.C.
- ⊘. Is. Guadalupe B.C.
- ⊗. Cabo San Lucas B.C.
- Δ. Loreto B.C.S.
- + Pto. Vallarta Jal.
- ⊙. Acapulco Gro.
- * Salina Cruz Oax.

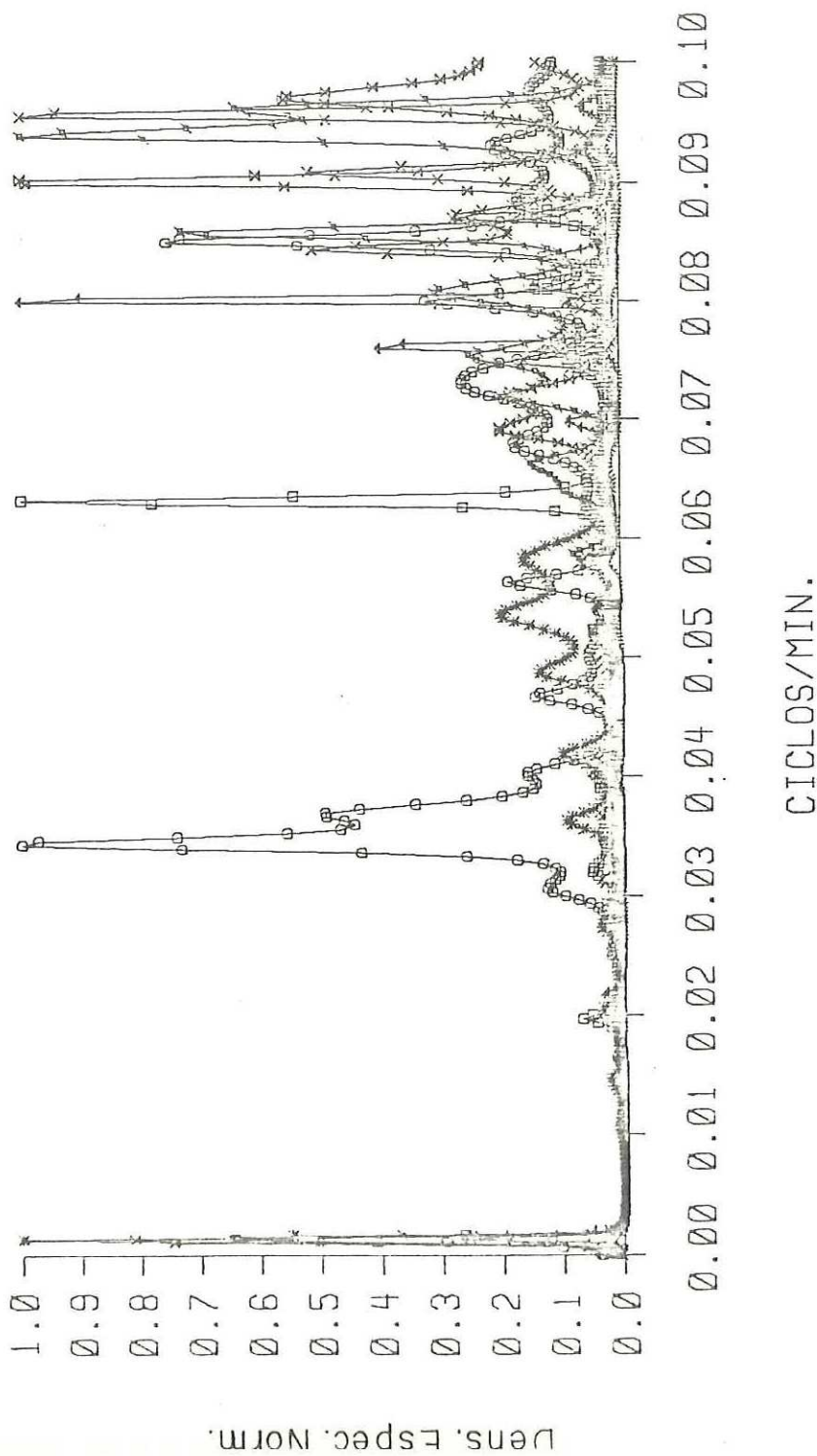
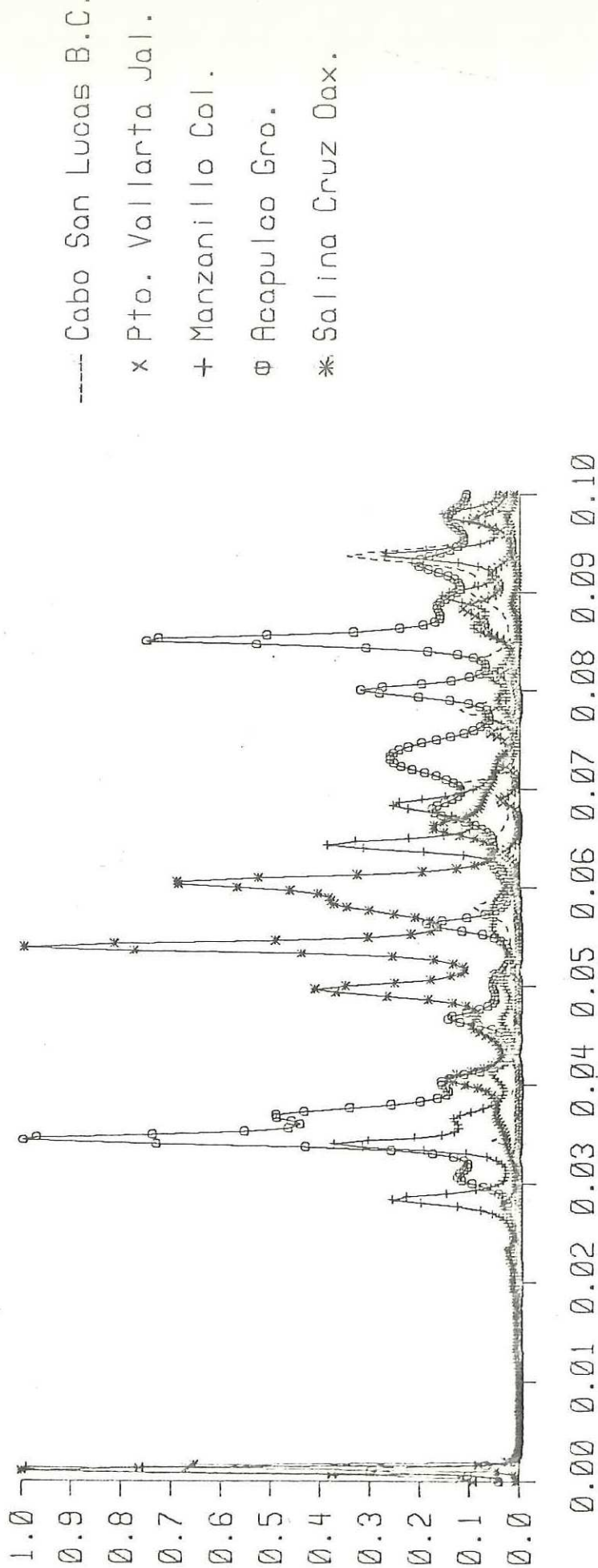


Figura 22. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Nov. 1975 en puertos de la costa Occidental de Mexico.



CICLOS/MIN.

Figura 23. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Ene. 1976 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

Alrededor de 0.034 ciclos/min Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. muestran un mismo pico espectral. Este mismo pico espectral se encontró en los espectros de Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. para el tsunami de Enero 1973, además del espectro de Salina Cruz, Oax. El espectro en Salina Cruz, Oax., para el tsunami de Enero 1976, sin embargo no muestra un pico espectral a los 0.034 ciclos/min.

Los espectros en Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. para el tsunami local de Marzo 1979 también muestran una similitud a los 0.034 ciclos/min (Fig. 24).

La Tabla XXXI resume las similitudes encontradas en la posición de los picos espectrales para cada uno de los tsunamis en las diferentes localidades de la Costa Occidental de México. Es interesante observar que los tsunamis locales de Enero 1973 y Marzo 1979 y los tsunamis de origen distante de Enero 1976 y Marzo 1957 muestran una similitud en Acapulco, Gro. y Manzanillo, Col. en la posición del pico espectral alrededor de 0.034 ciclos/min. Para los tsunamis de origen local la frecuencia de 0.034 probablemente es propia del tsunami y no de efectos locales; en cambio para los tsunamis de origen distante, es más probable que la frecuencia de 0.034 se deba a efectos locales (resonancia de la plataforma continental o bahía). Como sugerimos anteriormente, las similitudes en los picos espectrales

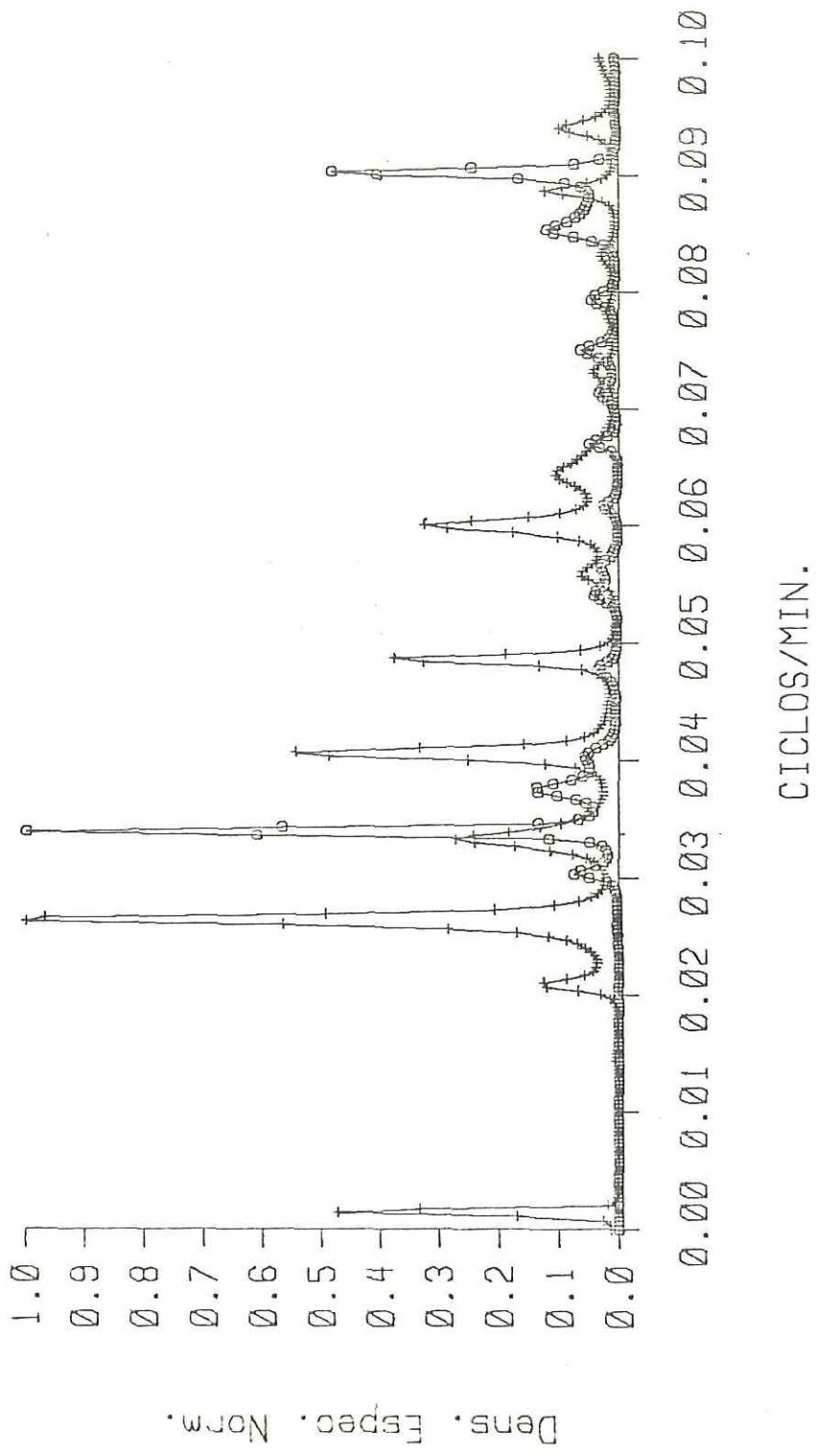


Figura 24. Espectros de Potencia Normalizados (MEM) del tsunami de Mar. 1979 en puertos de la costa Occidental de Mexico.

TABLA XXXI .- SIMILARIDADES ENCONTRADAS EN LA POSICION DE LOS PICOS ESPECTRALES ENTRE LAS DIFERENTES LOCALIDADES DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO PARA CADA TSUNAMI.

FRECUEN CIA CICL/MIN	MAR. 1957	MAY. 1960	MAR. 1964	MAY. 1968	ENE. 1973	NOV. 1975	ENE, 1976	MAR. 1979
0.016		LA PAZ, BCS Y GUAYMAS, SON						
0.025			ENSENADA, BC Y LA PAZ, BCS					
0.029			ENSENADA BC Y MANZANILLO, COL					
0.031		LA PAZ, BCS Y GUAYMAS, SON						
0.031- 0.032				MANZANILLO, COL Y ACAPULCO, GRO.				
0.0325		LA PAZ, BCS Y SALINA CRUZ, OAX						
0.034	MANZANILLO, COL Y ACAPULCO, GRO			MANZANILLO, COL Y HAZATLAN, SIN	MANZANILLO, COL Y ACAPULCO, GRO Y SALINA CRUZ, OAX			MANZANILLO, COL ACAPULCO, GRO
0.035		ENSENADA, BC Y ACAPULCO, GRO						
0.038		ENSENADA, BC Y ACAPULCO, GRO						
0.039				ENSENADA, BC Y MANZANILLO, COL				
0.051		ENSENADA BC Y SALINA CRUZ, OAX						
0.061	ENSENADA, BC ACAPULCO, GRO Y SALINA CRUZ, OAX							
0.074	ENSENADA, BC Y ACAPULCO, GRO							
0.080								
0.085								
0.085								
0.090								

LORETO, BCS,
ACAPULCO, GRO Y
PTO VALLARTA, JAL
ISLA GPE BCS
PTO VALLARTA, JAL
Y ACAPULCO, GRO
ISLA GPE BCS Y
PTO VALLARTA, JAL
CABO SW LUCAS,
BCS Y
PTO VALLARTA, JAL

LOS ESPECTROS DE OCTUBRE 1963 Y FEBRERO 1965 EN LAS DIFERENTES LOCALIDADES NO MUESTRAN SIMILARIDADES APRECIABLES.

entre La Paz, B. C. S. y Guaymas, Son. (a 0.016 y 0.031 ciclos/min) para el tsunami de Mayo 1960, son modos transversales de oscilación del Golfo de California. De las similitudes mostradas por el tsunami Hawaiiano de Noviembre 1975, es probable que algunas frecuencias sean propias del tsunami, debido a que el tsunami traía desde su origen la energía cargada hacia las frecuencias altas, como mostraron los espectros del tsunami en las diferentes localidades (Fig. 22); sin embargo es difícil saber cuales son propias del tsunami y cuales se deben a efectos locales, sin conocer el espectro del tsunami en su origen.

IV. DISCUSION Y CONCLUSIONES.

Durante el período 1952-1979, los mareógrafos situados a lo largo de la Costa Occidental de México registraron diez tsunamis de origen distante y cinco de origen local. Los tsunamis de origen distante provinieron principalmente del Japón, Kamchatka y las Aleutianas. Los tsunamis de origen local fueron generados por temblores a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, principalmente entre Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. Los generados entre Japón y Australia no se registraron en la Costa Occidental de México debido a la topografía compleja de esa región de la cuenca del océano (presencia de numerosas islas) que disipa rápidamente las ondas.

De los tsunamis registrados, el Chileno de Mayo 1960 y el de Alaska de Marzo 1964 se sintieron con mayor intensidad que todos, aun de los de origen local, a lo largo de la Costa Occidental de México. Los tsunamis durante 1952-1979, no han causado daños serios en la Costa Occidental de México en la magnitud ocurrida en otras Costas del Pacífico, debido a que han llegado debilitados o han ocurrido en circunstancias favorables a los habitantes que viven en las partes bajas cerca de la costa. La Secretaría de Marina (1974a), señala que el tsunami de Alaska hubiera alcanzado una altura de 13 pies (aproximadamente 4 m) sobre el nivel cero de la regla de mareas en (7.5 pies sobre el Nivel Medio del Mar) Ensenada, B. C. si hubiera ocurrido en pleamar

(Fig.25). La altura de 13 pies es suficiente para inundar amplias regiones bajas, con el peligro de causar daños materiales y probablemente humanos. Otro factor que debe considerarse es el nivel estacional del mar, ya que si el tsunami ocurriera en pleamar y cuando el nivel estacional es alto, la altura alcanzada sería mayor. La posibilidad de ocurrencia de un tsunami bajo las condiciones anteriores se debe tener siempre presente, a fin de tomar las precauciones adecuadas en las construcciones de ciudades, plantas nucleares, centrales eléctricas, depósitos de petróleo, etc., en partes bajas cercanas a la costa. Los temblores locales que ocurren a lo largo de la Trinchera Mesoamericana están asociados con fallas cuyas longitudes máximas son del orden de 100-200 Km ; en general, las dimensiones son pequeñas cuando se comparan con otras regiones sísmicas del Pacífico, como Alaska, Kamchatka, Aleutianas y Chile (Kelleher et. al., 1973). Existe una relación directa entre el tamaño de ruptura de la falla envuelta en el temblor y el tamaño del tsunami producido (Wilson, et. al., 1962), y por lo tanto con el tamaño del área de generación en el origen. Cuando el área de generación es relativamente pequeña, el tsunami resultante disminuye rápidamente con la distancia; en cambio cuando el área de generación es grande, el tsunami resultante se propaga grandes distancias con atenuación menor en su magnitud. Los temblores de origen local generaron tsunamis pequeños, por tener asociados fallas pequeñas (área de generación pequeña),

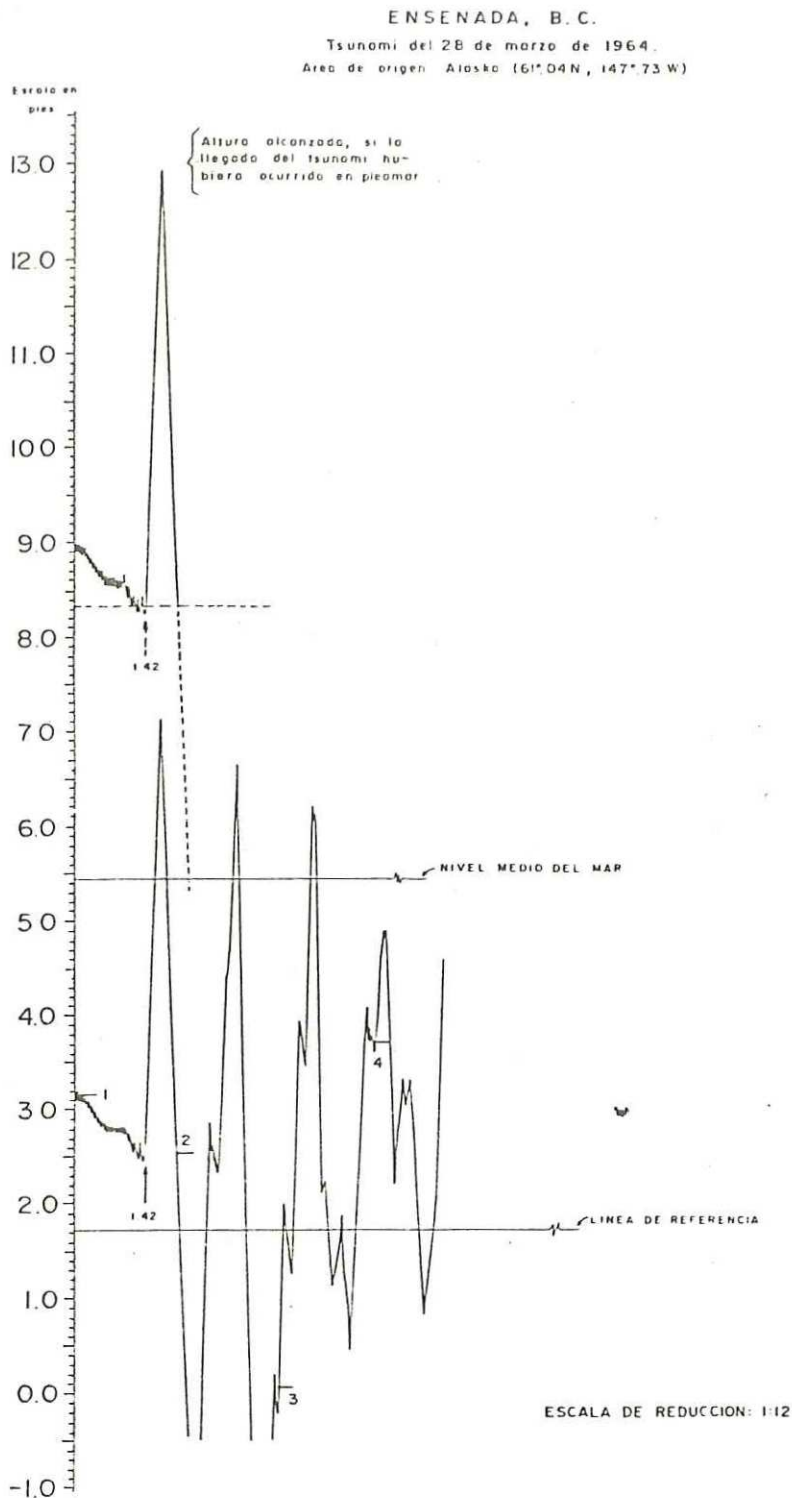


Figura 25. ALTURA PROBABLE QUE HABRIA ALCANZADO EL TSUNAMI - DE MARZO, 1964 EN ENSENADA, B.C., SI LA LLEGADA - DEL TSUNAMI HUBIERA OCURRIDO EN PLEAMAR. (Secretaría de Marina, 1974a)

además de que liberaron poca energía sísmica. Por ejemplo los valores del momento sísmico para los temblores de Enero 1973 y Marzo 1979 fueron de 3.0 y 1.7×10^{27} dinas-cm respectivamente comparado con los 2000×10^{27} dinas-cm para el temblor Chileno. Así, los tsunamis de origen local son potencialmente peligrosos unicamente para las costas cercanas al origen del temblor a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. La posibilidad de un tsunami catastrófico, como el de Alaska y Chile a lo largo de la Trinchera Mesoamericana siempre esta presente. Como referencia o antecedentes de los efectos de tsunamis locales, podemos decir que los habitantes de las Costas de Chile y Alaska, nunca imaginaron que ocurriría un tsunami de tal magnitud cerca de sus costas.

Como han mostrado los valores de la raíz cuadrática media, el tsunami Chileno causó oscilaciones mayores que el tsunami de Alaska a lo largo de la Costa Occidental de México. Este hecho fue señalado por Raichlen (1972), para las costas del sur de California y Baja California. En su trabajo Raichlen menciona que este hecho es interesante ya que el epicentro del temblor Chileno está más alejado de las estaciones mareográficas en la Costa Occidental de México que el epicentro del temblor de Alaska y que la magnitud del temblor Chileno no fue tan fuerte como el de Alaska ($M=8.35$ comparada con $M=8.5$ respectivamente) además de que el mecanismo tectónico de ambos temblores fue similar.

Estimaciones recientes de la magnitud de éstos temblores han determinado que el temblor Chileno fue mayor que el de Alaska ($M_s=8.5$ y $M_s=8.4$ respectivamente, Plafker, 1972) y liberó 2.3 veces más energía que el de Alaska ($M_0=2000 \times 10^{27}$ y $M_0=820 \times 10^{27}$ dinas-cm respectivamente). Probablemente esta es una de las razones por la cual el arribo de energía de las ondas del tsunami Chileno fue mayor que la del de Alaska al llegar a costas mexicanas, a pesar que la energía del tsunami Chileno fue radiada principalmente hacia Hawaii y Japón (Miyoshi, 1978) y el tsunami de Alaska radió su energía principalmente en dirección sureste paralela a la costa norteamericana (Van Dorn, 1976). Otra razón podría ser que las ondas del tsunami Chileno viajaron hacia la Costa Occidental de México por aguas con mayor profundidad que las ondas del tsunami de Alaska, de tal manera, que la disipación de su energía fue menor que las ondas provenientes de Alaska.

Los períodos de oscilación calculados con el Método de Máxima Entropía de los registros de tsunamis en las estaciones mareográficas requieren de comprobación a través de modelos numéricos para establecer cuáles son períodos propios del puerto, bahía y plataforma continental. Munk y Cepeda (1961) calcularon el espectro de potencia por el método de Blackman y Tukey (1958) del tsunami local de Julio 28, 1957 en Acapulco, Gro y Salina Cruz, Oax. (Fig. 26). En Acapulco, Gro. encuentran dos prominencias localizadas a

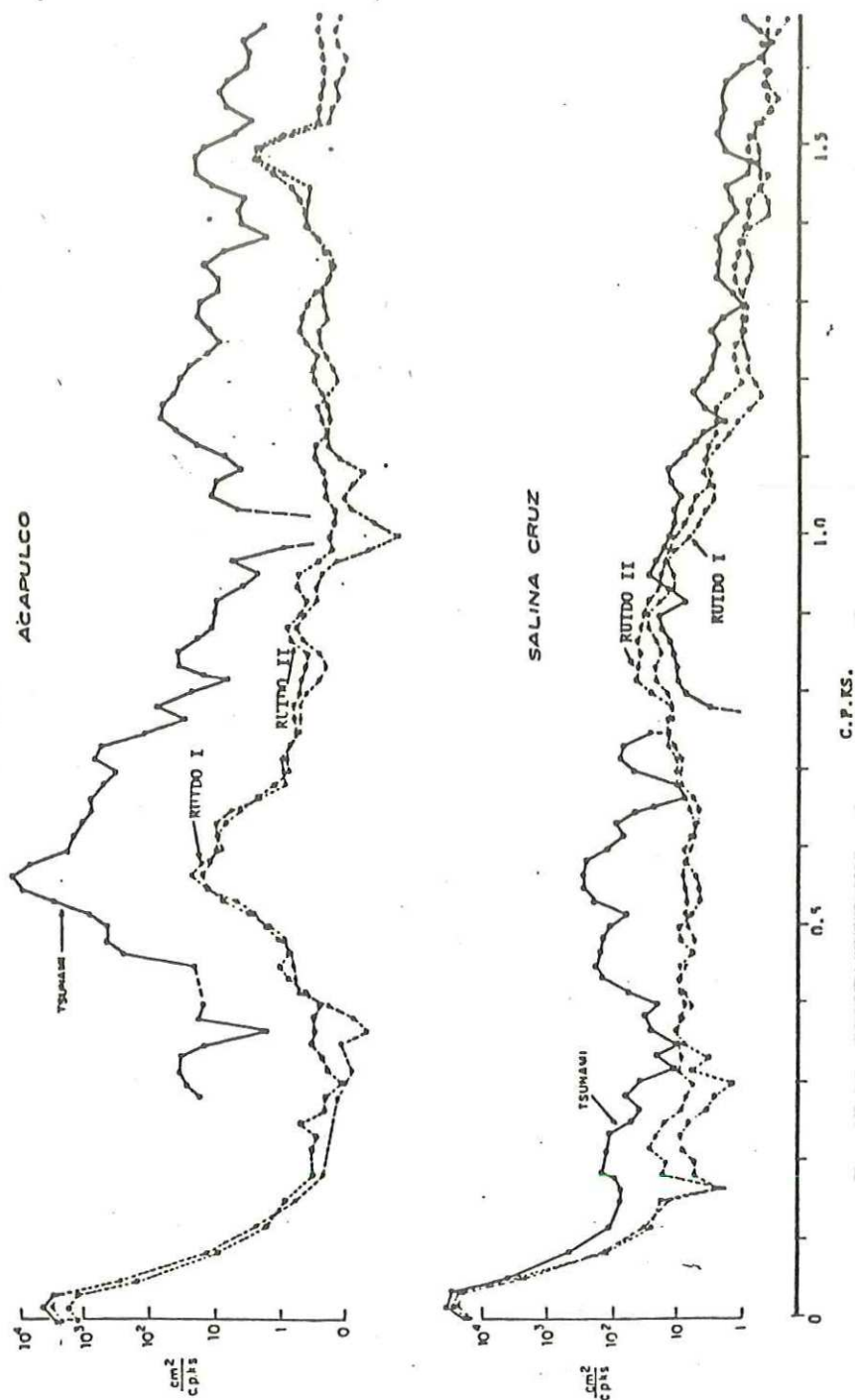


Figura 26. ESPECTROS DE POTENCIA EN LOS REGISTROS DE ACAPULCO, GRO. Y SALINA CRUZ, OAX. DURANTE EL TSUNAMI DE JULIO 28, 1957 (líneas continuas) Y PARA OTROS DOS PERIODOS DE RUIDO (Munk y Cepeda, 1961).

0.55 cpks (ciclos por kilosegundo, período de media hora aproximadamente) la de mayor contenido de energía y a 1.5 cpks (aproximadamente 10 min) la de menor energía. Estas prominencias coinciden con las encontradas en los espectros de Acapulco de este trabajo. Discuten sobre el origen del pico espectral de 0.55 cpks y aplican el modelo de Miles y Munk (1961), (que supone un oscilador de Helmholtz, con un término de radiación en la boca) para determinar los varios modos de oscilación de la Bahía de Acapulco, Gro. Concluyen que el pico espectral de 0.55 cpks esta asociado con oscilaciones del nivel del mar fuera de la bahía, de tal forma que la bahía puede ser eliminada como la causa del pico espectral de 0.55 cpks. Sugieren, además, que la resonancia en la bahía esta asociada con las dimensiones de la plataforma continental. Con el modelo matemático de Peña (1978) aplicado para determinar los períodos de oscilación en la plataforma continental frente a Acapulco, Gro. se calculó un período de aproximadamente media hora, 29.15 min, esto comprueba la sugerencia de Munk y Cepeda (1961) que el período de media hora encontrado en el espectro de Acapulco, Gro., se debe a oscilaciones en la plataforma continental. En Manzanillo, Col. también se calculó un período aproximado de media hora (31.6 min) con el modelo y el MEM (31.5-31.8), lo que hace suponer, que la plataforma continental probablemente tiene un período de oscilación de media hora aproximadamente, al menos entre Manzanillo, Col. y Acapulco, Gro. Un acuerdo exacto entre los valores

obtenidos con el modelo y el análisis espectral, es difícil de obtener, debido a la sencillez del modelo y a los errores inherentes al análisis espectral, además de los errores siempre presentes en la manipulación de datos. Otros factores que modifican la posición de los picos espectrales y que pueden ocasionar un desacuerdo entre ambos métodos son la incidencia no-normal de la perturbación, con lo cual las frecuencias se ven incrementadas en pequeña proporción (Munk, 1962), y la fricción molecular y fricción del fondo marino que disminuyen las frecuencias. Defant, 1961 (citado por Peña, 1977).

Raichlen (1970) calculó espectros de potencia para el tsunami Chileno de Mayo, 1960 y el de Alaska de Marzo 1964 por el método de Blackman y Tukey (1958) en Ensenada, B. C. (Fig. 27). Aunque su objetivo principal no era determinar períodos de oscilación, sino comparar los espectros, por lo que escogió una baja resolución, ambos espectros muestran para los picos espectrales prominentes un período aproximado de 50 min . Sus resultados están en acuerdo con los obtenidos en este trabajo con el método MEM, ya que para el pico espectral con mayor energía en el espectro del tsunami Chileno se determinó un período de 52.2 min y para el pico espectral con mayor energía en el espectro del tsunami de Alaska se determinó un período de 49.6 min .

Los espectros de tsunamis en las estaciones

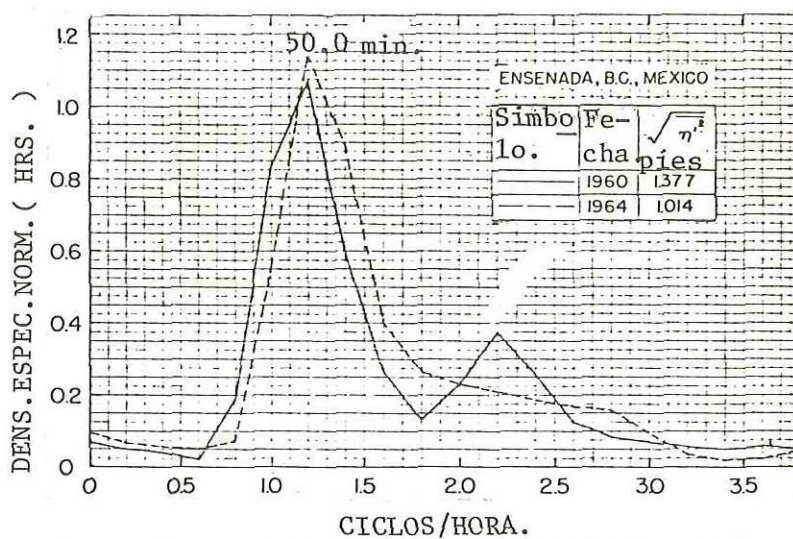


Figura 27. ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS PARA EL TSUNAMI CHILENO DE MAYO, - 1960 Y EL TSUNAMI DE ALASKA, 1964- EN ENSENADA, B.C. (Raichlen, 1972).

mareográficas dentro del Golfo de California excitaron principalmente las frecuencias bajas; es probable que algunos picos espectrales correspondan a alguno de los modos transversales de oscilación del Golfo, ya que los modos longitudinales son del orden de días. Los espectros del tsunami Chileno de Mayo 1960 en La Paz, B. C. S. y Guaymas, Son. muestran dos picos espectrales situados en el mismo rango de frecuencias con períodos entre 61.0-62.6 min y 32.6-32.7 min. Se sugiere que estos períodos podrían ser modos transversales de oscilación del Golfo. Munk (1941), estudiando ondas internas en el Golfo de California determinó un período de oscilación longitudinal de 6.8 días.

Como se ha encontrado en estudios espectrales anteriores, y comprobado en este trabajo, diferentes tsunamis registrados en un mismo lugar, tienen espectros de energía similares, y el espectro de un mismo tsunami en diferentes lugares varía ampliamente, debido a la topografía local, la cual a su vez determina el carácter de la resonancia local. Estas resonancias locales modifican el espectro de las ondas que llegan, de tal forma que es difícil inferir la naturaleza real de las ondas en aguas profundas. Conociendo el espectro real del tsunami en aguas profundas y el espectro del tsunami en las estaciones mareográficas, se puede tener idea del grado de distorsión sufrido por el tsunami a través de su propagación. Miller (1972) para evitar el efecto de las resonancias locales,

hizo una comparación entre la magnitud relativa de la energía de tsunamis diferentes y concluyó que los tsunamis generados en aguas poco profundas son relativamente ricos en bajas frecuencias.

Loomis (1978) menciona que el espectro de un tsunami alejado del origen depende del tamaño, profundidad y localización del área del origen del tsunami, cita como ejemplos el tsunami de Alaska y el tsunami de las Aleutianas, de Abril 1, 1946. El tsunami de Alaska fue generado por un temblor de magnitud 8.4, con una área en el origen grande, a una profundidad promedio de 200 m y tuvo períodos característicos en el rango de 40 a 120 min (frecuencias bajas). En contraste, el tsunami de Abril 1, 1946 fue generado por un temblor más pequeño, de magnitud 7.4 con un área de generación presumiblemente más pequeña, a una profundidad de 4000 m y tuvo períodos característicos de 5 a 12 min (frecuencias altas). Los espectros del tsunami Hawaiano en las diferentes localidades de la Costa Occidental de México, mostraron que la energía espectral del tsunami estaba cargada hacia las frecuencias altas (períodos característicos de 10 a 17 min), este hecho probablemente esta relacionado a la generación de períodos característicos en el origen del tsunami, similar al de Abril 1, 1946.

V. RECOMENDACIONES.

1) El estudio de tsunamis a lo largo de la Costa Occidental de México deben continuarse, para tener una mejor comprensión de su comportamiento y desarrollar mecanismos adecuados para prevenir a la población, que vive en las partes bajas cerca de la costa, ante la eventual ocurrencia de un tsunami.

2) Para comprobar los períodos de oscilación obtenidos con el análisis espectral, es necesario aplicar modelos numéricos a los puertos y bahías de la Costa Occidental de México.

3) Como resultado del análisis propuesto en 1) y de los modelos que se desarrollen en 2); se deberá determinar criterios de riesgo de construcción de instalaciones en las costas bajas de los puertos de México.

LITERATURA CITADA.

- Abe, K. 1979. Size of Great Earthquakes of 1837-1974 Inferred From Tsunami Data. J. Geophys. Res. 84(4):1561-1568.
- Anón. 1960a. Excelsior. Mayo 24. México, D. F.
- Anón. 1960b. Excelsior. Mayo 26. México, D. F.
- Anón. 1964c. Excelsior. Marzo 29. México, D. F.
- Barangangi, M. y J. Dorman. 1969. World Seismicity map of EESA Coast and Geodetic Survey Epicenter Data for 1961-67. Bull. Seismol. Soc. Amer. 59:369.
- Bernstein, J. 1954. Tsunamis. Sci. Amer. 190(1):60-64.
- Blackman, R. y J. Tukey. 1958. The measurement of power spectra from the point of view of the communications engineer. Bull. System Technical Journal. 37:185.
- Braddock, R. D. 1970. Tsunami Propagation over Large Distances, p.285-303. En: Tsunamis in the Pacific Ocean (W. M. Adams, ed.). East-West Center Press., Honolulu, 513pp.

- Brandsma, M. D. Divoky y L. S. Hwang. 1978. Circumpacific variations of computed tsunami features, p.132-151. En: Proceedings Symposium on tsunami. Inter. Union and Geodesy and Geoph. Fisheries and Environment., Ottawa, Ontario. Manuscript Rep. Series No. 48. 285pp.
- Burg, J. P. 1967. Maximum Entropy Spectral Analysis. Paper presented at the 37th Annual Int. SEG Meeting, Oklahoma, October 31, 1967. Pre-print-Texas Instruments, Dallas.
- Burg, J. P. 1968. A new analysis technique for time series data. Paper presented at NATO Advanced Study Institute on Signal Processing. August 1968, Enschele, Netherlands.
- Cochran, W. T., J. W. Cooley, D. L. Favon, H. D. Helms, R. A. Kaenel, W. W. Lang, G. C. Maling, D. E. Nelson, Charles M. Rader y P. D. Welch. 1967. What is the Fast Fourier Transform ? IEEE Trans. Audio Electroacoustics, AU-15:45-55.
- Cooley, J. W. y J. W. Tukey 1965. An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fouries Series. Math. Comp. 19:297-301.

- Eaton, J. P., D. H. Richter y W. V. Ault. 1961. The tsunami of May 23, 1960, on the Island of Hawaii. Bull. Seismol. Soc. Amer. 51(2):135-157.
- Farreras, S. F. 1978. Tsunami resonant Conditions of Concepcion Bay (Chile). Marine Geodesy. 1(4):355-360.
- Grivel, F. 1967. Anomalías en el nivel medio del mar en Acapulco, Gro., México. Geof. Intern. 7(1):53-61.
- Hatori, T. 1966. Vertical displacement in a tsunami source area and the topography of the Sea Bottom. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University. 44:1449.
- Heath, R.A. 1974. The response of several New Zealand Harbours to the 1960 Chilean Tsunami, p.71-82. En: Tsunami Research Symposium (R. A. Heath, ed.). Inter. Union and Geodesy and Geoph. Tsunami Committee Meeting and Symposium. Royal Society of New Zeland. Bull 15.
- Heck, N. H. 1947. List of Seismic Sea Waves. Bull. Seismol. Soc. Amer. 37(4):269-286.
- Ichiye, T. 1958. Tsunami waves. The Port Engineer. Jan. 1958. pp.5-19.

- Iida, K., D. C. Cox y G. Pararas-Carayannis. 1967. Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean. Hawaii Inst. Geophys. Data Report, H16-67-10.
- Iida, K. 1970. The generation of tsunamis and the focal Mechanism of Earthquakes, p.1-18. En: Tsunamis in the Pacific Ocean (W. M. Adams, ed.). East-West Center Press., Honolulu. 513pp.
- Isacks, B., J. Oliver y L. R. Sykes. 1968. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 73:5855-5899.
- Jenkins, G. M. y D. G. Watts. 1968. Spectral Analysis and Its Applications. Holden-Day., San Francisco, California. 525pp.
- Kelleher, J., L. Sykes y J. Oliver. 1973. Possible criteria for predicting earthquakes locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. J. Geophys. Res. 78:2547-2585.
- Loomis, H. G. 1978. Tsunamis, p.155-165. En: Geophysical Predictions, Studies in Geophysics. National Academy of Sciences. Washington.
- Loomis, H. G. 1979. On Defining the Source of the 1975

Tsunami in Hawaii, p.94-100. En: Symposium on Long Waves in the Ocean. Inter. Union and Geodesy and Geoph. Fisheries and Environment., Ottawa, Ontario. Manuscript Rep. Series No. 53. 231pp.

Loomis, H. G. 1980. Tsunamis Research in the U. S., 1975-1979, p.38-39. En: Tsunamis Newsletter. Inter. Tsunami Information Center. Honolulu. 55pp.

Menard, H. W. 1960. From Topographic Charts Nos. 1, 5, 5 and 9. Prepared by U. S. Bureau of Commercial Fisheries and University of California. Institute of Marine Resources. San Diego, Calif.

Merino y Coronado, J., E. Salyano, J. J. Rosales y M. Martínez. 1962. Los temblores de Acapulco de 1962. Anales del Inst. de Geofísica, UNAM. 8:23-26.

Miyoshi, H. 1978. Two theories connected with warning : directivity and efficiency of tsunamis, p.131. En: Proceedings Symposium on tsunami. Inter. Union and Geodesy and Geoph. Fisheries and Environment., Ottawa, Ontario. Manuscript Rep. Series. No. 48. 285pp.

Munk, W. H. 1941. Internal Waves in the Gulf of California. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Contrib. No. 123. pp.81-91.

- Munk, W. H. 1962. Long Ocean Waves, p.647-663. En: The Sea (M. N. Hill, ed.). Vol. 1. Interscience., New York. 864pp.
- Munk, W. H. y H. Cepeda. 1961. Sobre un pico notablemente Agudo en el espectro del nivel del mar en Acapulco. Geof. Intern. 1(3):45-54.
- Murty, T. S. y L. Boilard. 1970. The tsunami in Alberni Inlet caused by the Alaska Earthquake of March 1964, p.164-187. En: Tsunami in the Pacific Ocean (W. M. Adams, ed.). East-West Center Press., Honolulu. 513pp.
- Murty, T. S. 1977. Seismic Sea Waves-Tsunamis. Bull. Fish. Res. Board Can. 198:337.
- Murty, T. S. 1979. Tsunami Generation from Meteorite Impacts, p.84-87. En: Symposium on Long Waves in the Ocean. Inter. Union and Geodesy and Geoph. Fisheries and Environment., Ottawa, Ontario. Manuscript Rep. Series No. 53. 231pp.
- Nakano, M. y T. Abe. 1958. Standing oscillating of bay water induced by currents. Geophys. Mag. 28(3):375-397.

- Noye, B. J. 1974. Tide-well systems I: some non-linear effects of the conventional tide well. J. Mar. Res. 32(2):129-153.
- Olsen, K. H., J. N. Stewart, J. E. McNeil y M. J. Vitousek. 1972. Long-period water-wave measurements for the Milrow and Cannikin nuclear explosions. Bull. Seismol. Soc. Amer. 61:1559.
- Pararas-Carayannis, G. 1973. The source Mechanism of the Earthquake and tsunami of October 17, 1966 in Peru, p.7-8. En: Tsunami Newsletter. Inter. Tsunami Information Center. Honolulu. 45pp.
- Pararas-Carayannis, G. 1977. Catalog of tsunamis in Hawaii. World Data Center. Solid Earth Geoph. Report NOAA. 78pp.
- Peña, H. G. 1977. Seminario de Análisis Espectral. Escuela Superior Politécnica del Litoral Guayaquil Ecuador. Sept. 19-23. Manuscrito.
- Peña, H. G. 1978. El Tsunami : generador de seiches en la plataforma continental Ecuatoriana. Trabajo Técnico : MAR-OCE-05-78. Esc. Sup. Politécnica del Litoral. Guayaquil-Ecuador. 21pp.

- Person, W. J., ed. 1977. Seismological Notes May-December 1975. Bull. Seismol. Soc. Amer. 67(4):1225-1238.
- Plafker, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960 : implications for arc tectonics. J. Geophys. Res. 77(5):901-925.
- Raichlen, F. 1970. Tsunamis : Some Laboratory and field observations. U. S. Army, Coastal Engr. Res. Cent., Corps Engrs. pp.2103-2122.
- Raichlen, F. 1972. Discussion of Tsunami-responses of San Pedro Bay and Shelf, Calif., by Basil W. Wilson (May, 1971). J. Waterways, Harbors Coastal Eng. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 98:104-111.
- Rojahn, C. y B. J. Murril. 1977. The island of Hawaii Earthquakes of November 29, 1975 : Strong-motion data and damage reconnaissance report. Bull. Seismol. Soc. Amer. 67(2):493-515.
- Salsman, G. G. 1959. The tsunami of March 9, 1957, as Recorded at tide stations. Tech. Bull. No. 6. U. S. Dept. of Comm., Coast and Geod. Survey. 18pp.
- Secretaría de Marina. 1973. Estudio Geográfico de la Región de Manzanillo, Col. Dirección General de

- Oceanografía y Señalamiento Marítimo., México. 361pp.
- Secretaría de Marina. 1974a. Estudio Geográfico de la Región de Ensenada, B.C. Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo., México. 465pp.
- Secretaría de Marina. 1974b. Estudio Geográfico de la Región de Mazatlán, Sin. Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo., México. 353pp.
- Secretaría de Marina. 1974c. Estudio Geográfico de la Región de Salina Cruz, Oax. Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marítimo., México. 347pp.
- Shannon, C.E. 1948. A Mathematical Theory of Communications. Bell. System Tech. J. 27:379-423.
- Shepard, F. P., G. A. Macdonald y D. C. Cox. 1950. The tsunami of April 1, 1946. Bull. Scripps Inst. Oceanog. 5(6):391-528.
- Spaeth, M. G. y S. C. Berkman. 1967. The tsunami of March 28, 1964, as Recorded at Tide Stations. Spec. Publ. 33, U. S. Dept. of Comm., Coast and Geod. Survey. 86pp.
- Suzuki, Z. 1970. The tsunami Accompanying the Tokachi-oki

Earthquake, 1968, p.85-97. En: Tsunamis in the Pacific Ocean (W. M. Adams, ed.). East-West Center Press., Honolulu. 513pp.

Svyatlovsky, A. E. 1957. Tsunamis : destructive waves originating with underwater earthquakes in seas and oceans. USSR. Acad. Sci. Council for Seismology, Moscow. (Transl. No. 8, Hawaii Inst. Geophys., Univ. Hawaii, Honolulu, 1961).

Symons, J. M. y B. D. Zetler. 1960. The tsunami of May 22, 1960 as Recorded at Tide Stations. Prelim. Rept. U. S. Dept. of Comm., Coast and Geod. Survey. 29pp.

Takahasi, R. A. 1963. On the spectra and the Mechanism of generation of tsunamis. Proc. Tsunami Meeting Associated with the Tenth Pacific Science Congress. Monograph. No. 24.

Takahasi, R. A. e I. Aida 1968. Studies on the spectrum of tsunami. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 39: 523-535.

Van Dorn, W. G. 1965. Tsunamis, p.1-48. En: Advances in Hydroscience (Ven Te Chow, ed.). Vol. 2. Acad. Press., New York. 288pp.

- Van Dorn, W. G. 1976. La Gran Tsunami de Alaska, p.144-155. En: Oceanografía, la última frontera (R. C. Vetter, ed). Ateneo., México. 302pp.
- Watanabe, H. 1964. Studies of the tsunamis on the Sanriki Coast of North-Eastern Honshu in Japan. Geophys. Mag. 32(1):120-127.
- Wiegel, R. L. 1964. Oceanographical Engineering. Prentice-Hall., Englewood, Cliff. 532pp.
- Wigen, S. O., ed. 1977. Historical study of tsunamis. Chronological and area List. International Tsunami Information Center. Honolulu, Hawaii. 78pp.
- Wigen, S. O., ed. 1978. Historical study of tsunamis, an outline. Inst. of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, B. C. Unpublished Manuscript.
- Wilson, B.W. 1957. Drigin and effects of long period waves in ports. Permanent Intern. Assoc. Navigation Congresses, 19th Congress (London), Sect. 2, Comm. pp.13-61.
- Wilson, B. W., L. M. Webb y J. A. Hendrickson. 1962. The nature of tsunami their generation and dispersion in water of finite depth. Natl. Eng. Sci. Co.,

NESCO. Tech, Rep. No. 5N 57-2 U. S. Dept. of
Com., Coast and Geod. Survey. pp. 1-150.

Wilson, B. W. y A. Torum. 1968. The tsunami of the
Alaska Earthquakes, 1964: Engineering Evaluation.
Tech. Memo. No. 25. Coastal Eng. Res. Center, U.
S. Army Corps of Engineers, Washington, D. C.

Wilson, B. W. 1971. Tsunami-responses of San Pedro Bay
and Shelf, Calif. J. Waterways, Harbors Coastal Eng.
Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 97:239-258.

Yaroshenja, R. A. 1974. A study on natural Oscillations
in the Sea Level of Kurile and Kamchatka Inlets.
p.39-49. En: Tsunami Research Symposium (R. A.
Heath, ed.). Intern. Union of Geodesy and Geoph.
Tsunami Committee Meeting and Symposium. Royal Society
of New Zeland. Bull. 15.

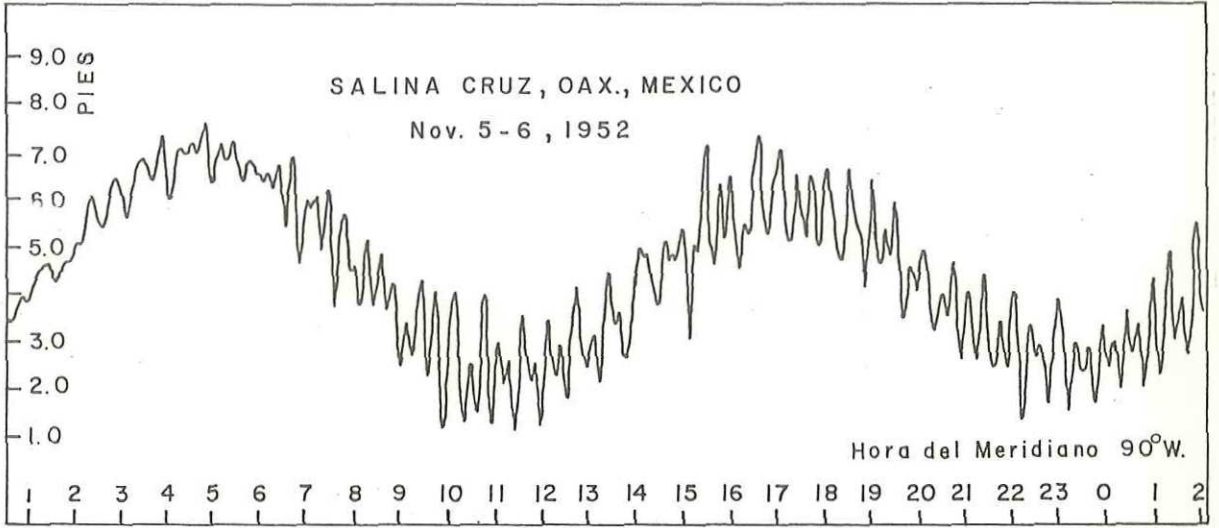
APENDICE I

INVENTARIO DE TSUNAMIS REGISTRADOS EN ESTACIONES MAREOGRAFICAS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

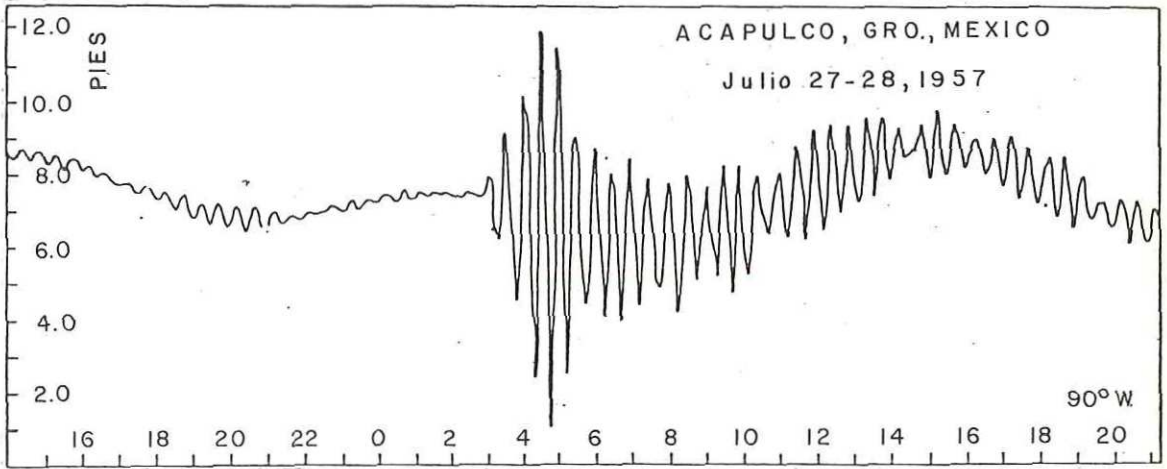
NO. DE FIGURA	T S U N A M I FECHA	REGION DE ORIGEN	REGISTRADO EN LA ESTACION MAREOGRAFICA DE	PUBLICADO EN
1	NOV. 4, 1952	KAMCHATKA	SALINA CRUZ, OAX.	SECRETARIA DE MARINA, 1974.
2	JUL. 27, 1957	MEXICO	ACAPULCO, GRO.	HUNK Y GEPEDA, 1961
3	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
4	MAR. 9, 1957	ALEUTIANAS	ENSENADA, B.C.	SECRETARIA DE MARINA, 1974.
5	"	"	LA PAZ, B.C.S.	
6	"	"	GUAYMAS, SON.	
7	"	"	TOPOLOBAMPO, SIN.	
8	"	"	HAZATLAN, SIN.	SECRETARIA DE MARINA, 1974.
9	"	"	MANZANILLO, COL.	
10	"	"	ACAPULCO, GRO.	
11	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
12	MAY. 22, 1960	CHILE	ENSENADA, B.C.	SECRETARIA DE MARINA, 1974.
13	"	"	LA PAZ, B.C.S.	
14	"	"	GUAYMAS, SON.	
15	"	"	TOPOLOBAMPO, SIN.	
16	"	"	ACAPULCO, GRO.	
17	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
18	MAY. 11, 1962	MEXICO	ACAPULCO, GRO.	GRIVEL, 1967 MERINO Y CORONADO, 1962
19	MAY. 19, 1962	MEXICO	ACAPULCO, GRO.	GRIVEL, 1967 MERINO Y CORONADO, 1962
20	OCT. 13, 1963	JAPON	LA PAZ, B.C.S.	
21	"	"	TOPOLOBAMPO, SIN.	
22	"	"	HAZATLAN, SIN.	
23	"	"	ACAPULCO, GRO.	
24	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
25	MAR. 20, 1964	ALASKA	ENSENADA, B.C.	SECRETARIA DE MARINA, 1974. SPRETH Y BERKMAN, 1967
26	"	"	LA PAZ, B.C.S.	"
27	"	"	GUAYMAS, SON.	"
28	"	"	TOPOLOBAMPO, SIN.	"
29	"	"	HAZATLAN, SIN.	"
30	"	"	MANZANILLO, COL.	"
31	"	"	ACAPULCO, GRO.	"
32	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	SECRETARIA DE MARINA, 1974.
33	FEB. 4, 1965	ALEUTIANAS	HAZATLAN, SIN.	
34	"	"	MANZANILLO, COL.	
35	"	"	ACAPULCO, GRO.	
35	"	"	ACAPULCO, GRO.	
36	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
37	OCT. 17, 1966	PERU	SALINA CRUZ, OAX.	
38	MAY. 16, 1968	JAPON	ENSENADA, B.C.	
39	"	"	LA PAZ, B.C.S.	
40	"	"	HAZATLAN, SIN.	
41	"	"	MANZANILLO, COL.	
42	"	"	ACAPULCO, GRO.	
43	ENE. 30, 1973	MEXICO	LA PAZ, B.C.S.	
44	"	"	HAZATLAN, SIN.	
45	"	"	MANZANILLO, COL.	SECRETARIA DE MARINA, 1973.
46	"	"	ACAPULCO, GRO.	SECRETARIA DE MARINA, 1973.

CONTINUACION

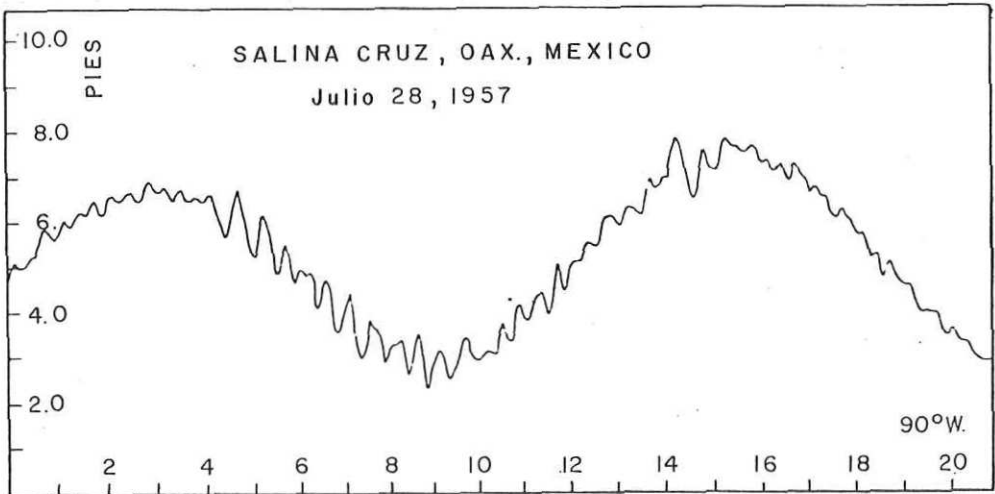
NO. DE FIGURA	T S U N A M I FECHA	REGION DE ORIGEN	REGISTRADO EN LA ESTACION MAREOGRAFICA DE	PUBLICADO EN
47	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
48	NOV, 29, 1975	HAWAII	ENSENADA, B.C.	
49	"	"	ISLA GPE., B.C.	
50	"	"	CABO SAN LUCAS, B.C.S.	
51	"	"	LQRETO, B.C.S.	
52	"	"	PUERTO VALLARTA, JAL.	
53	"	"	MANZANILLO, COL.	
53	"	"	MANZANILLO, COL.	
54	"	"	ACAPULCO, GRO.	
55	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
56	ENE. 14, 1976	KERMADEC	CABO SAN LUCAS, B.C.S.	
57	"	"	PUERTO VALLARTA, JAL.	
58	"	"	MANZANILLO, COL.	
59	"	"	ACAPULCO, GRO.	
60	"	"	SALINA CRUZ, OAX.	
61	MAR. 14, 1979	MEXICO	MANZANILLO, COL.	
62	"	"	ACAPULCO, GRO.	



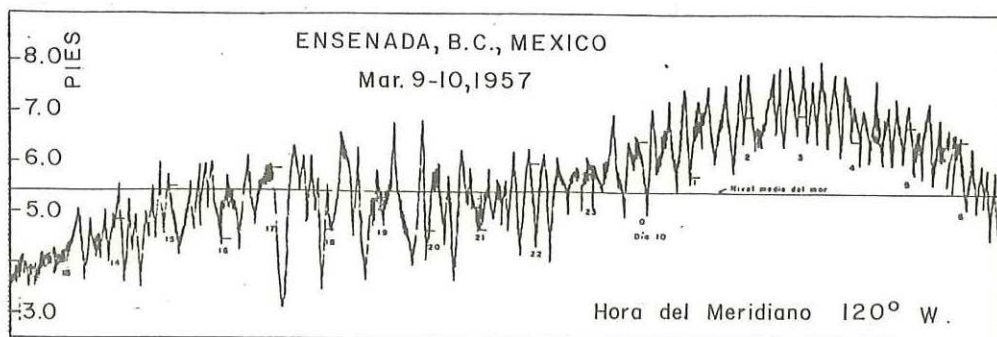
No. 1



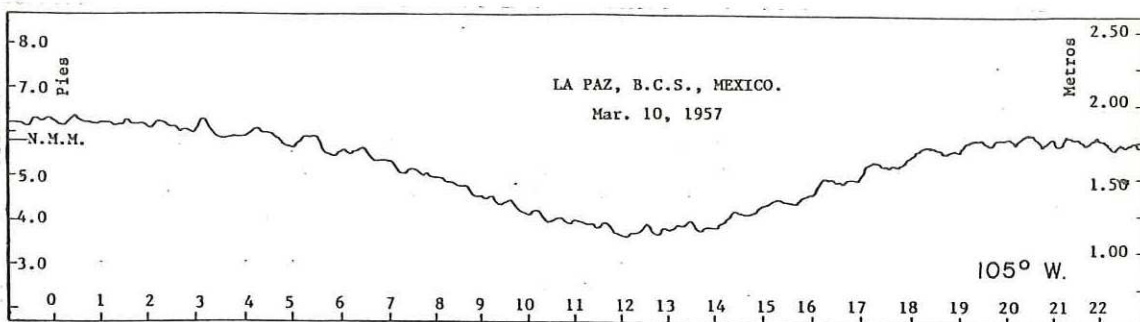
No. 2



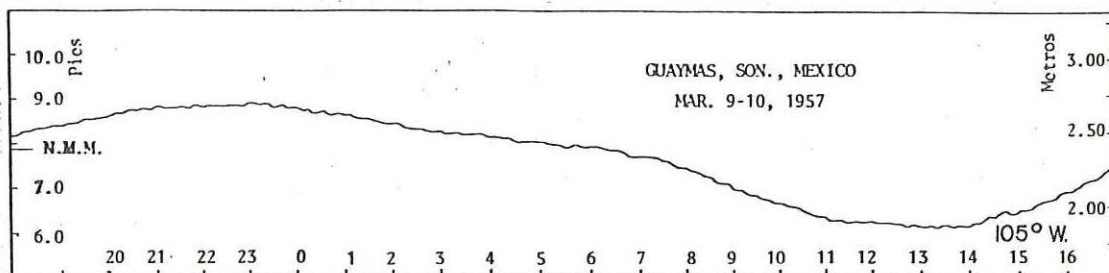
No. 3



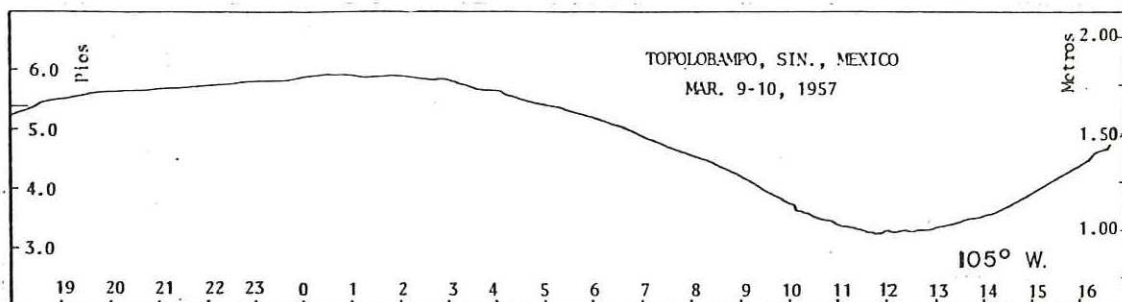
No. 4



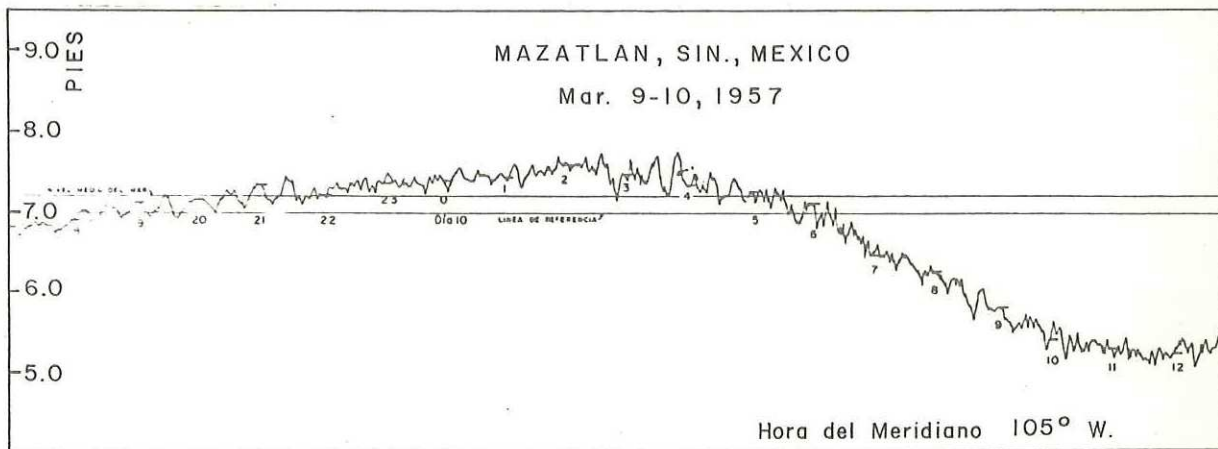
No. 5



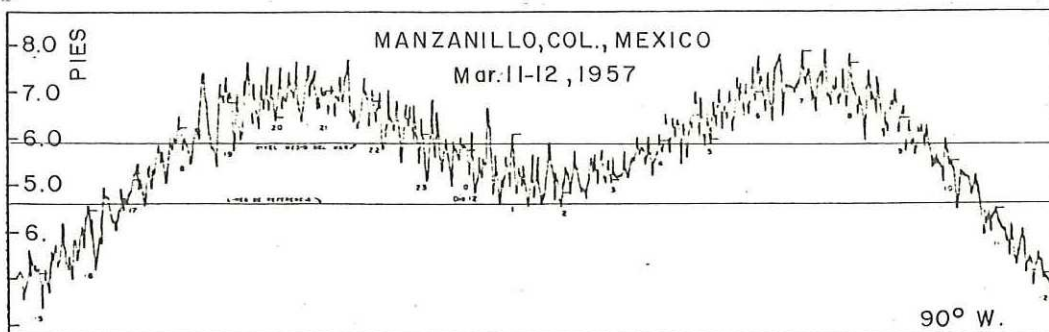
No. 6



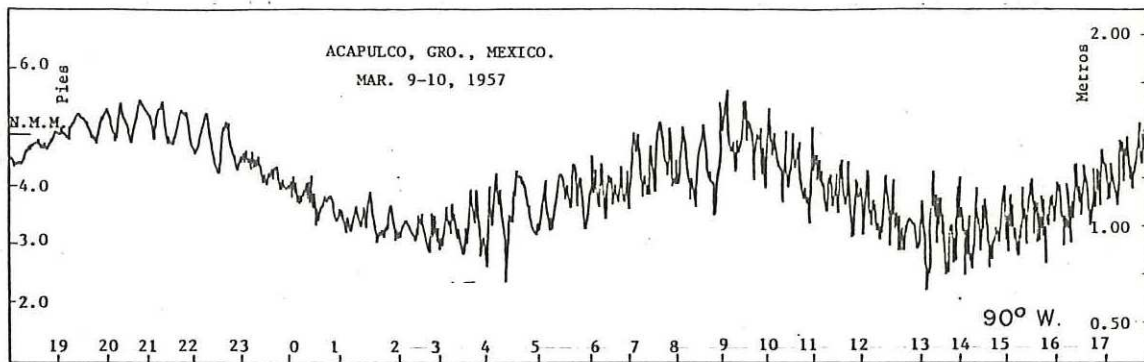
No. 7



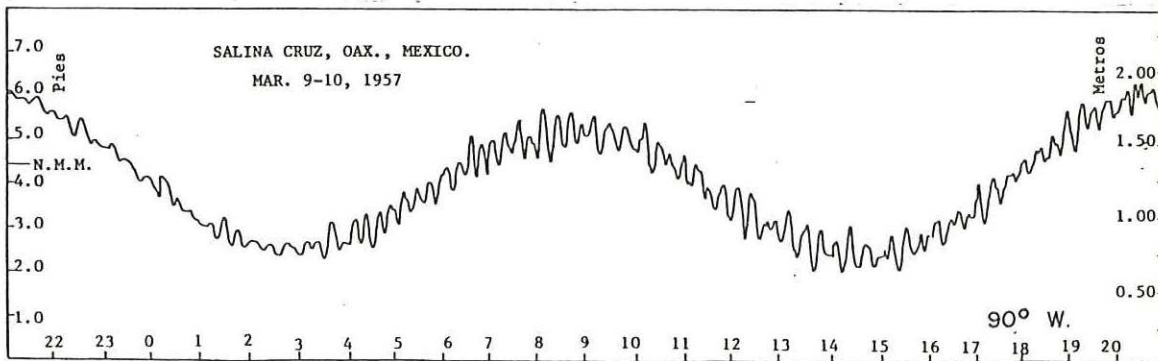
No. 8



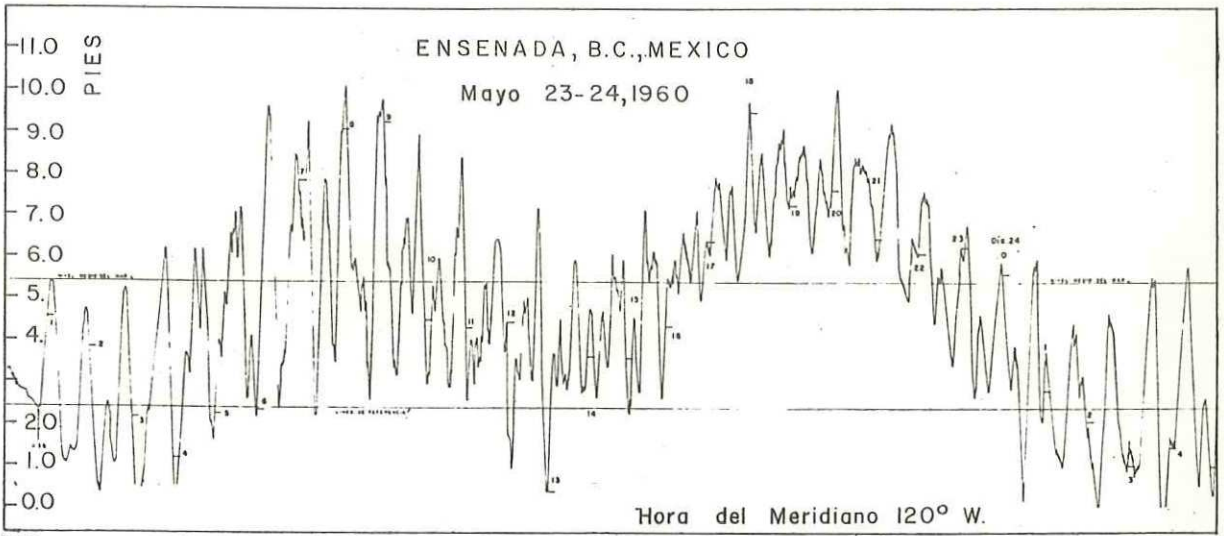
No. 9



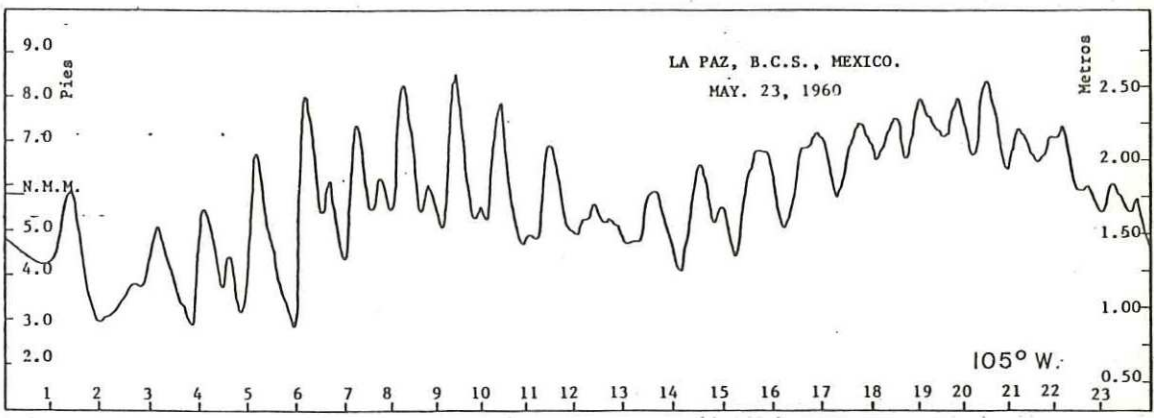
No. 10



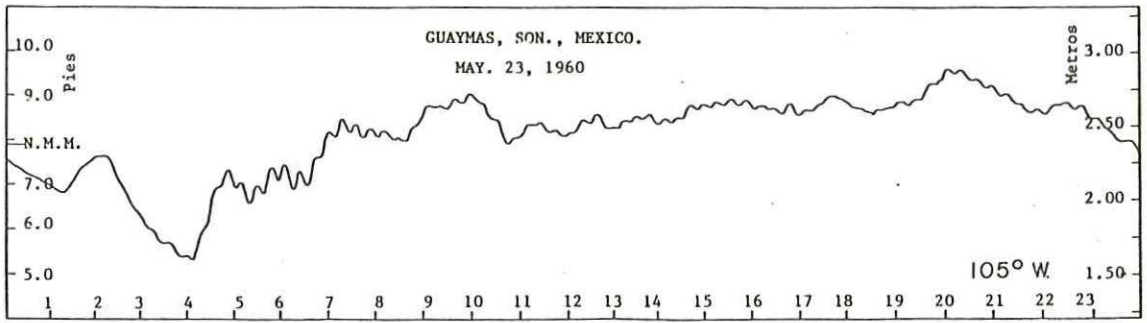
No. 11



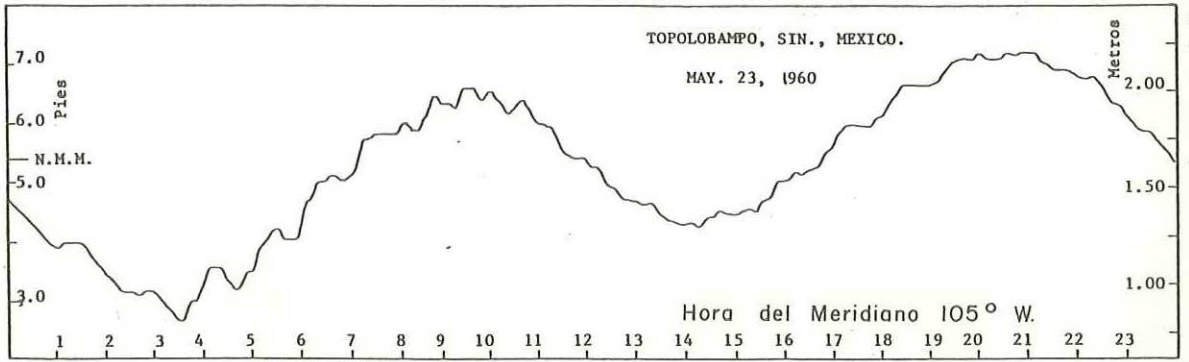
No. 12



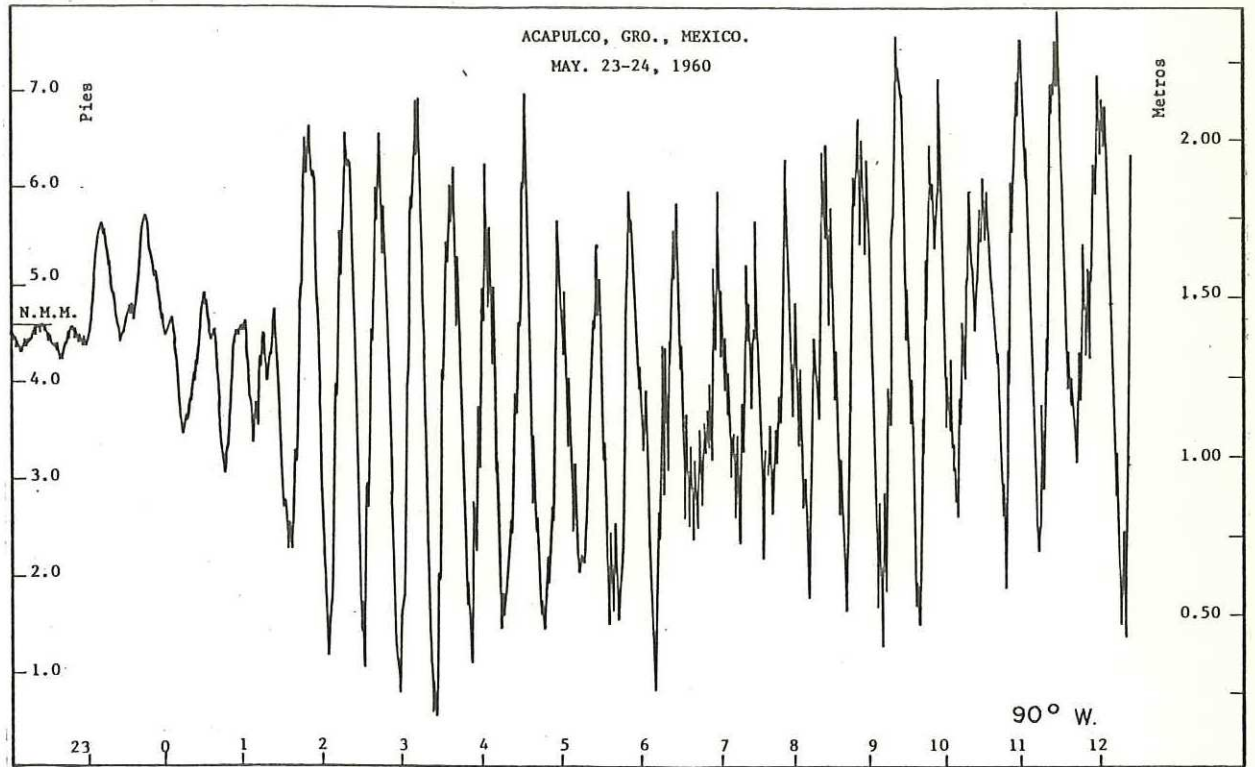
No. 13



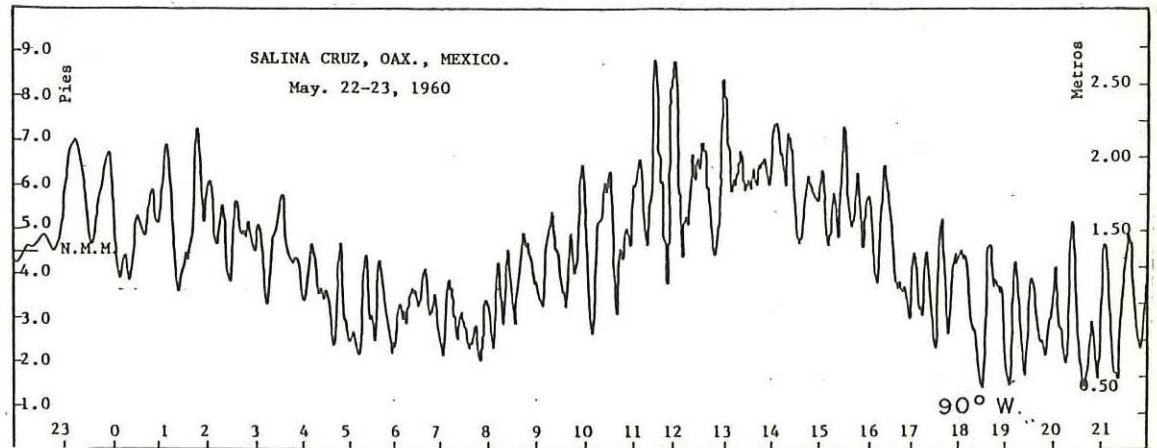
No. 14



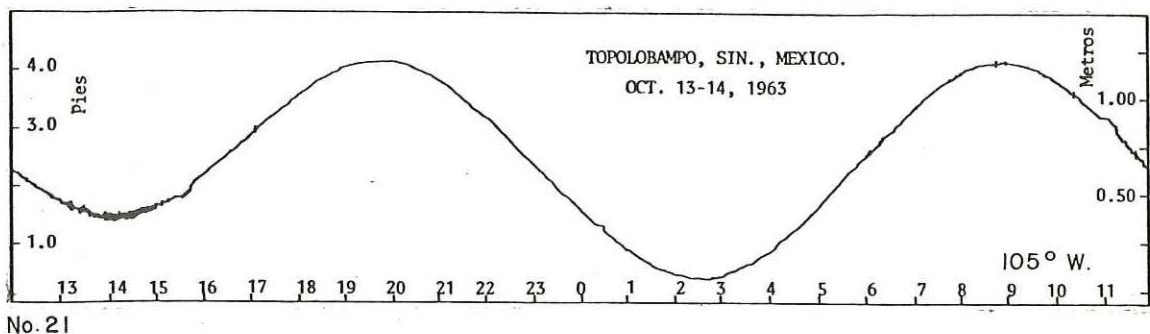
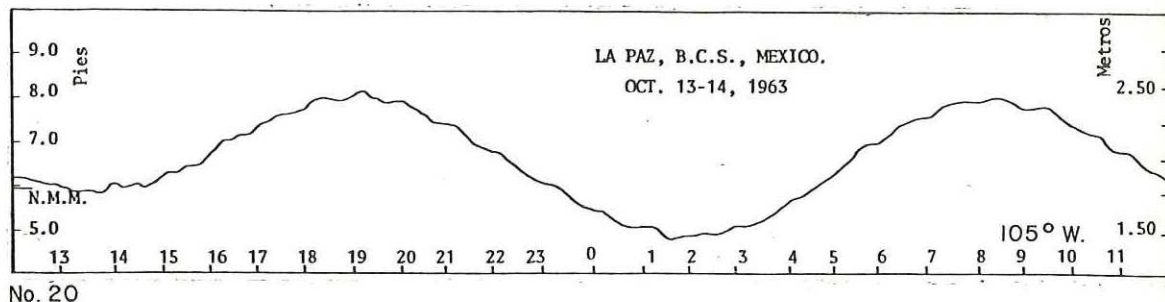
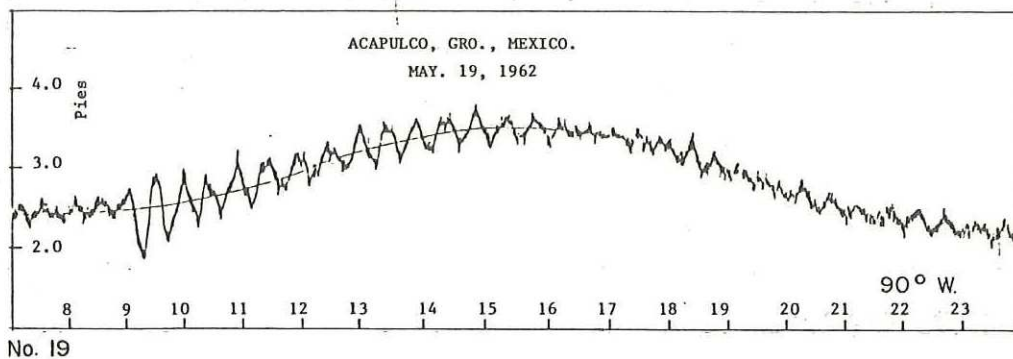
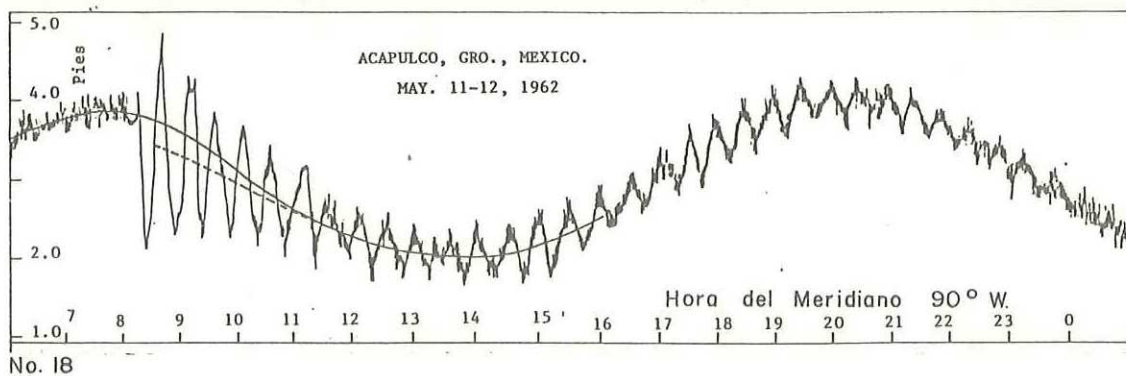
No. 15

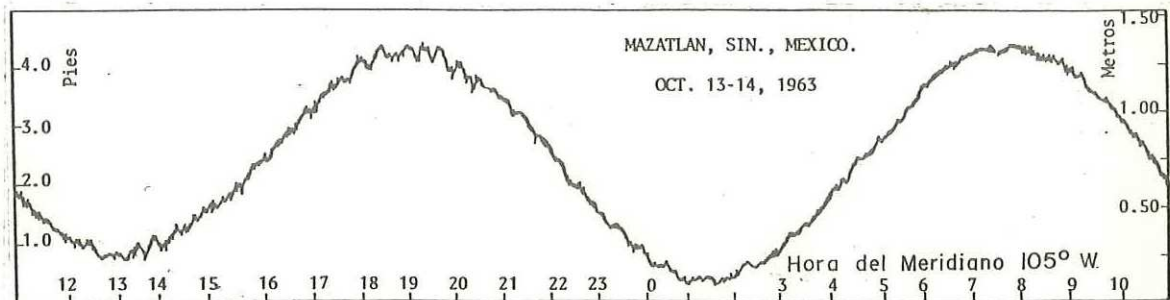


No. 16

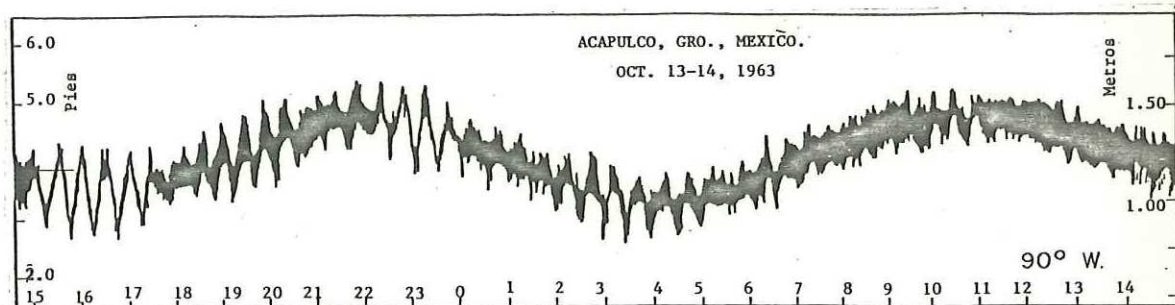


No. 17

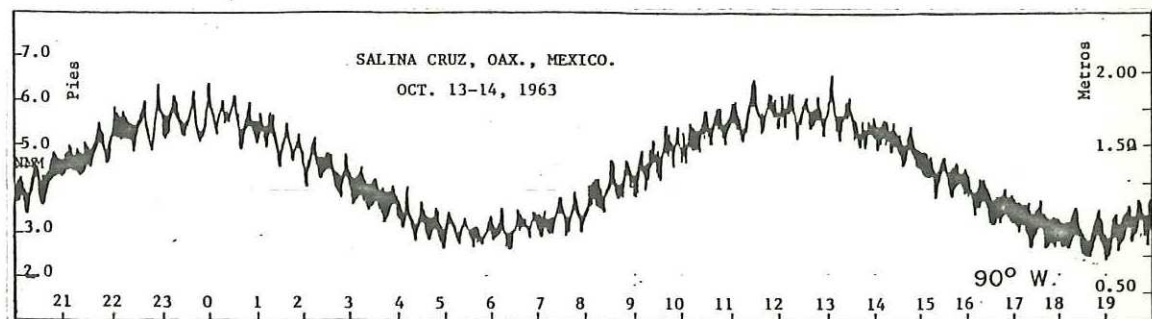




No. 22



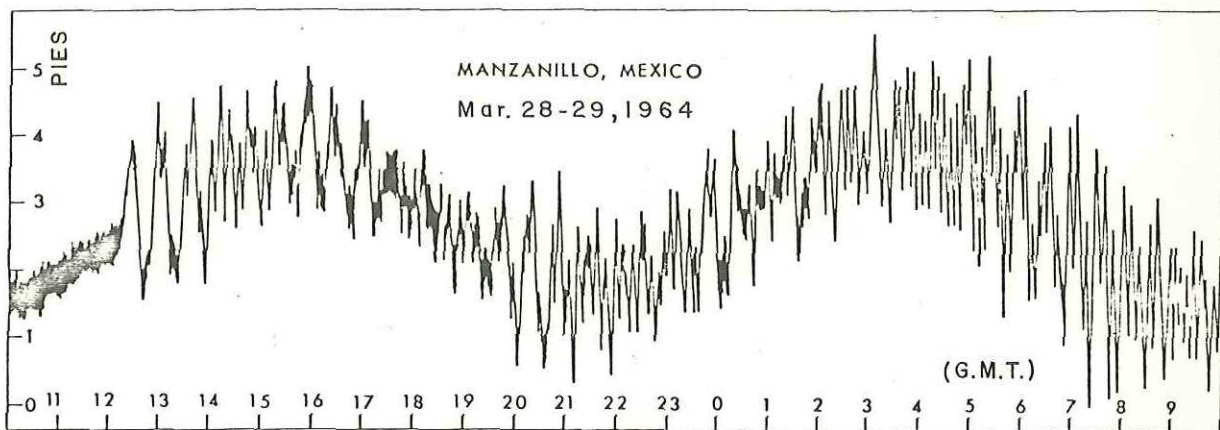
No. 23



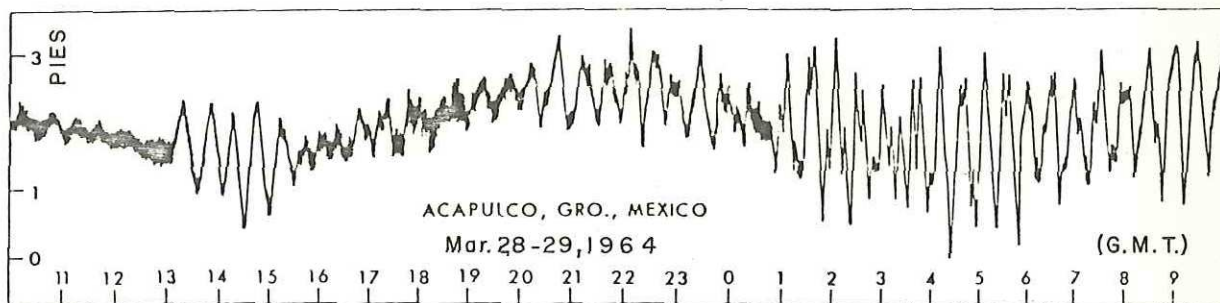
No. 24



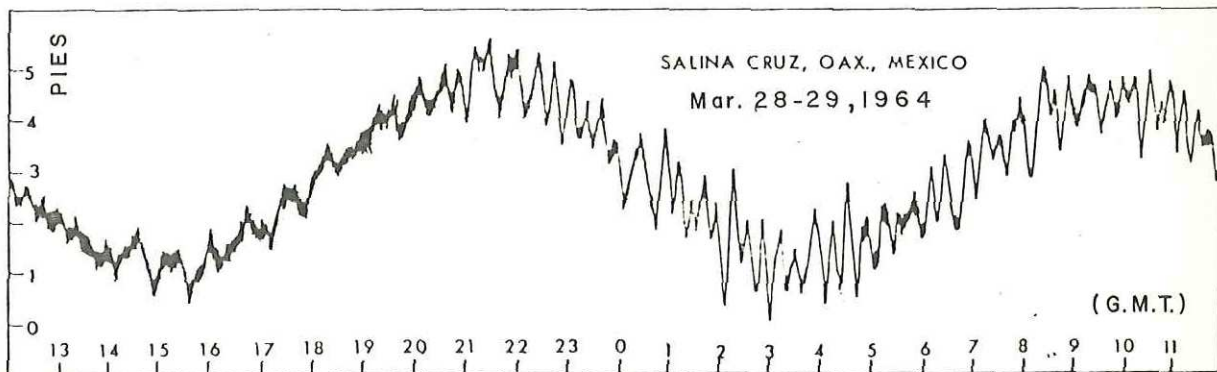
No. 25



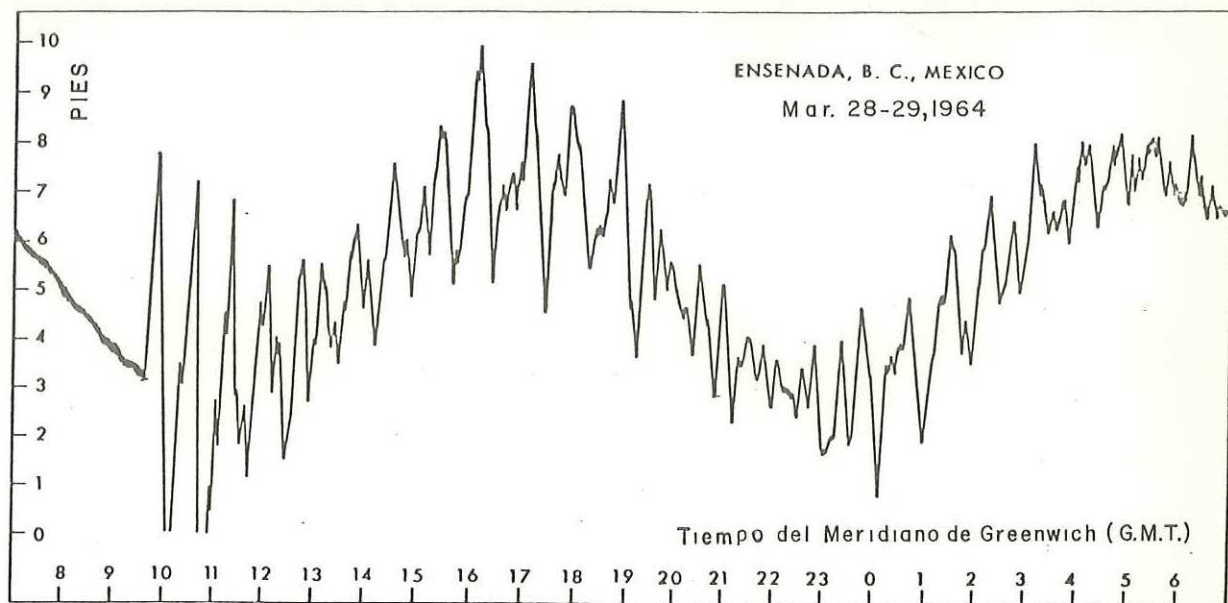
No. 26



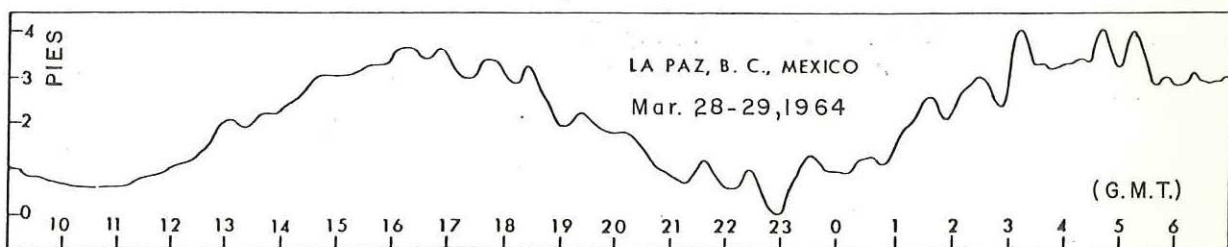
No. 27



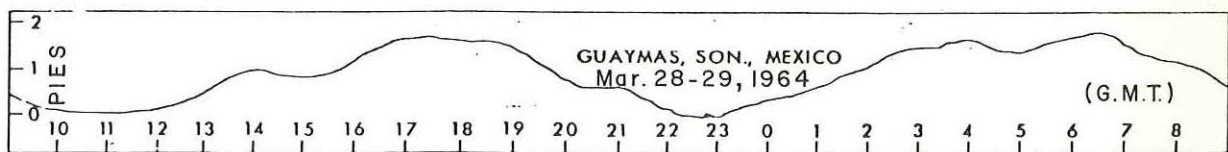
No. 28



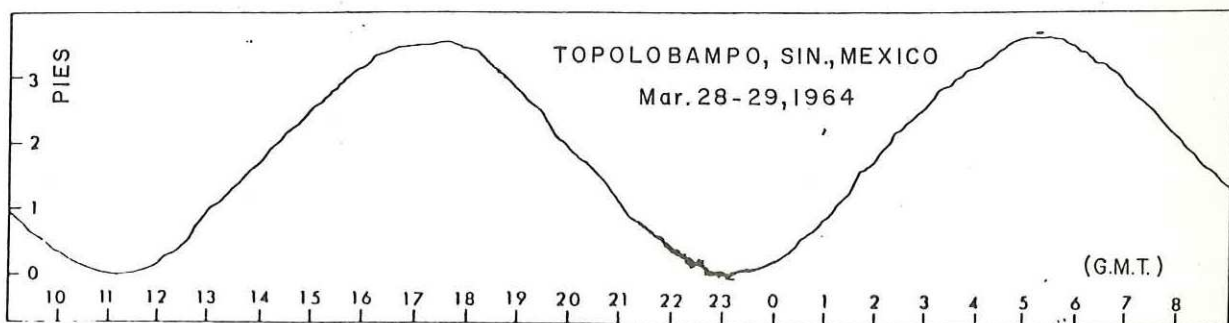
No. 29



No. 30



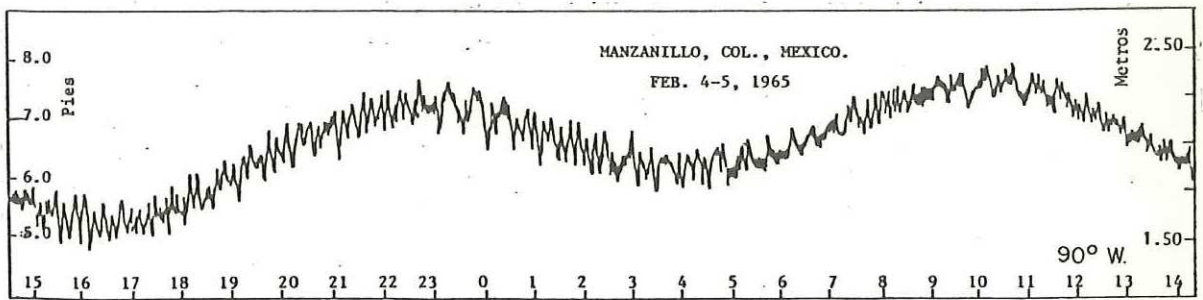
No. 31



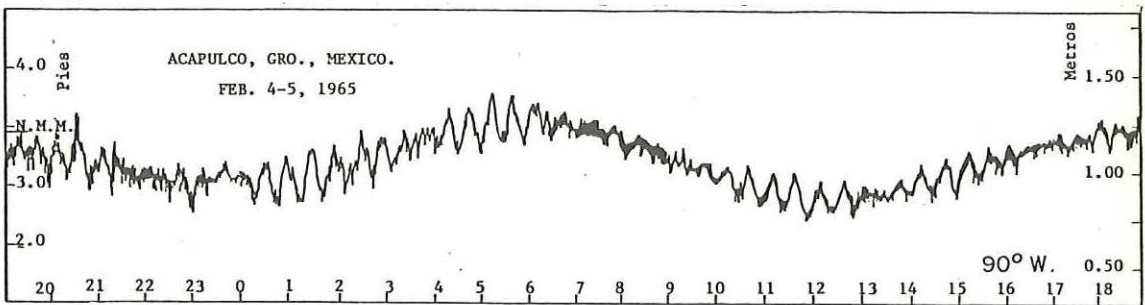
No. 32



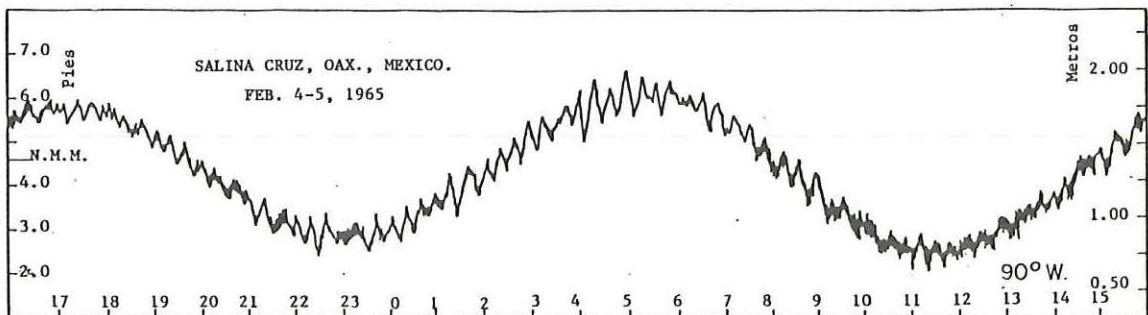
No. 33



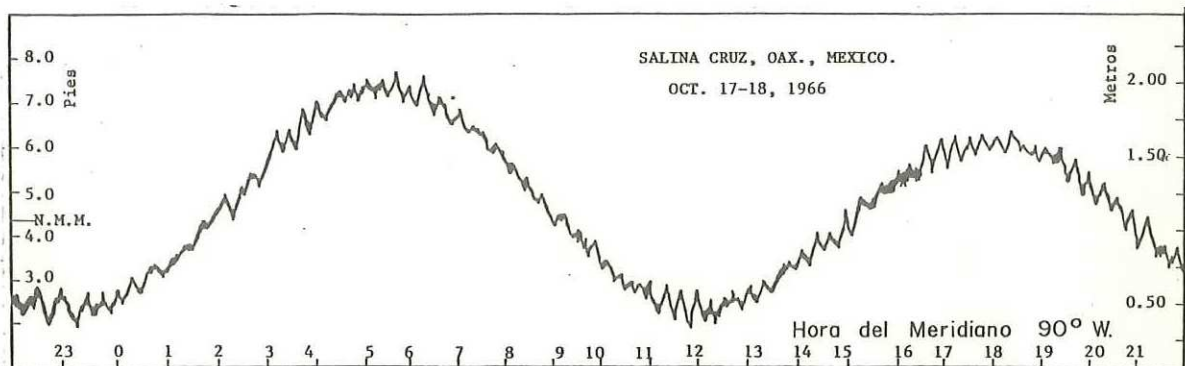
No. 34



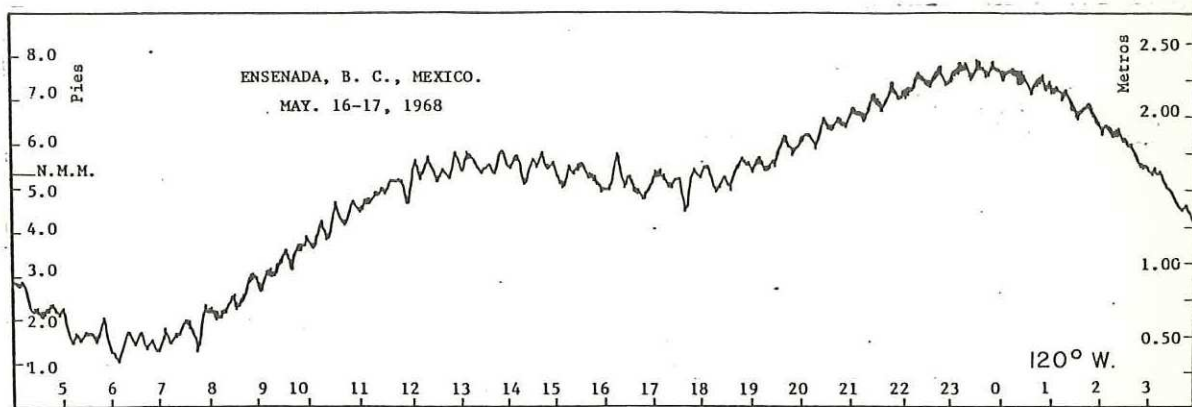
No. 35



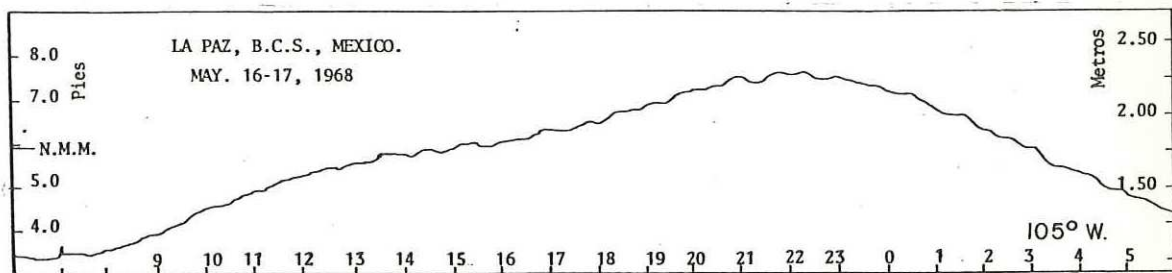
No. 36



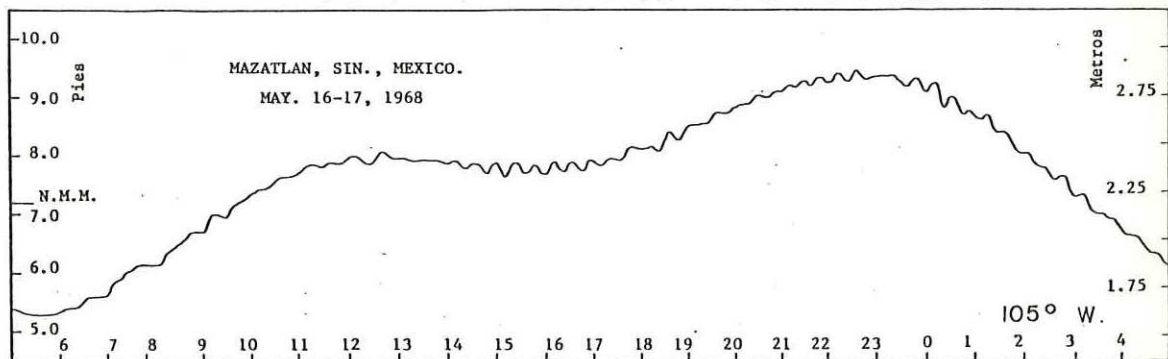
No. 37



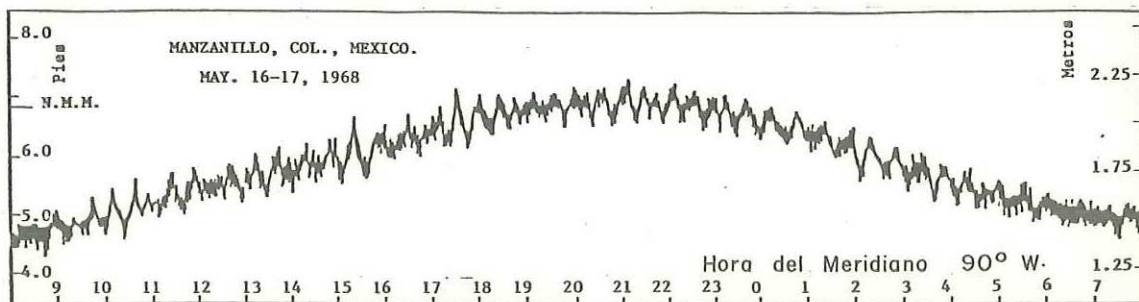
No. 38



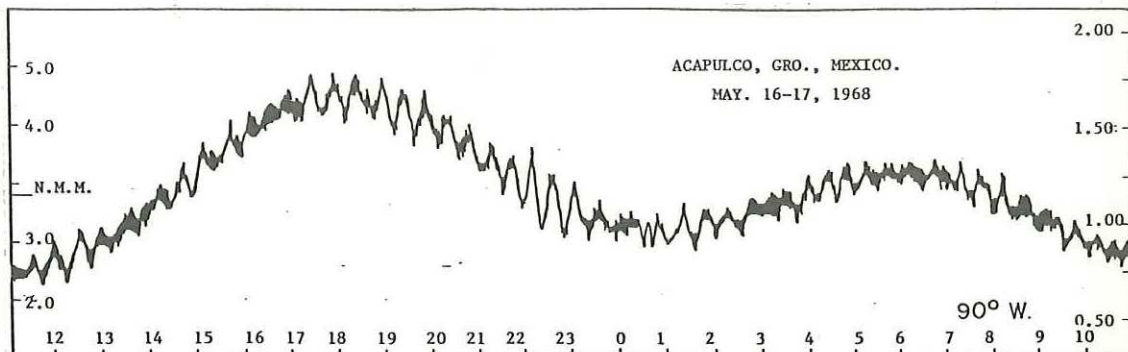
No. 39



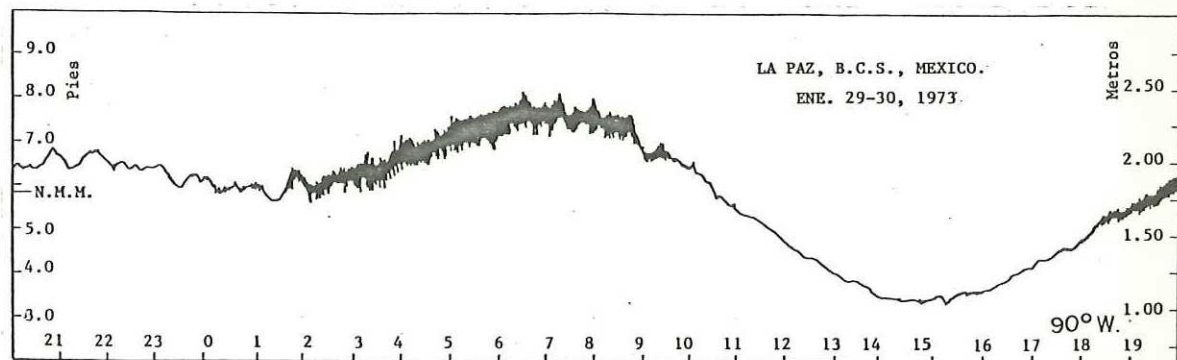
No. 40



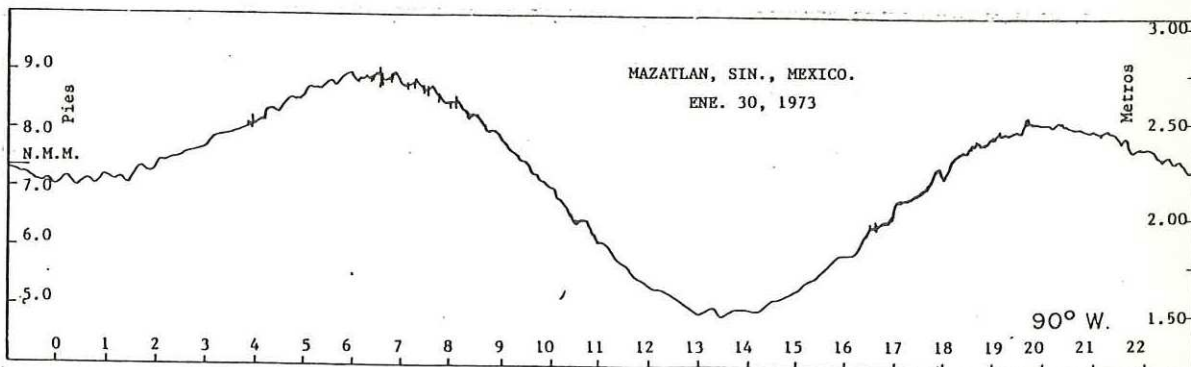
No. 41



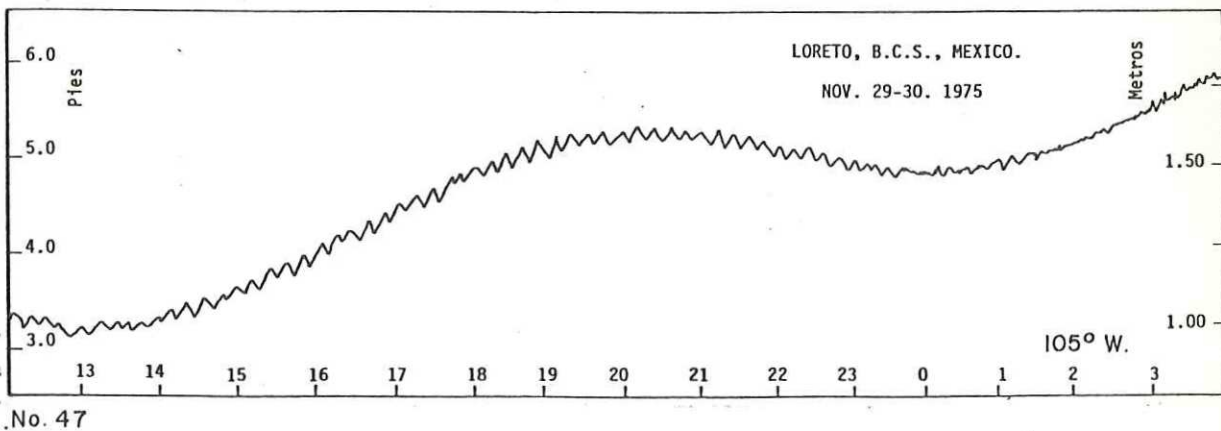
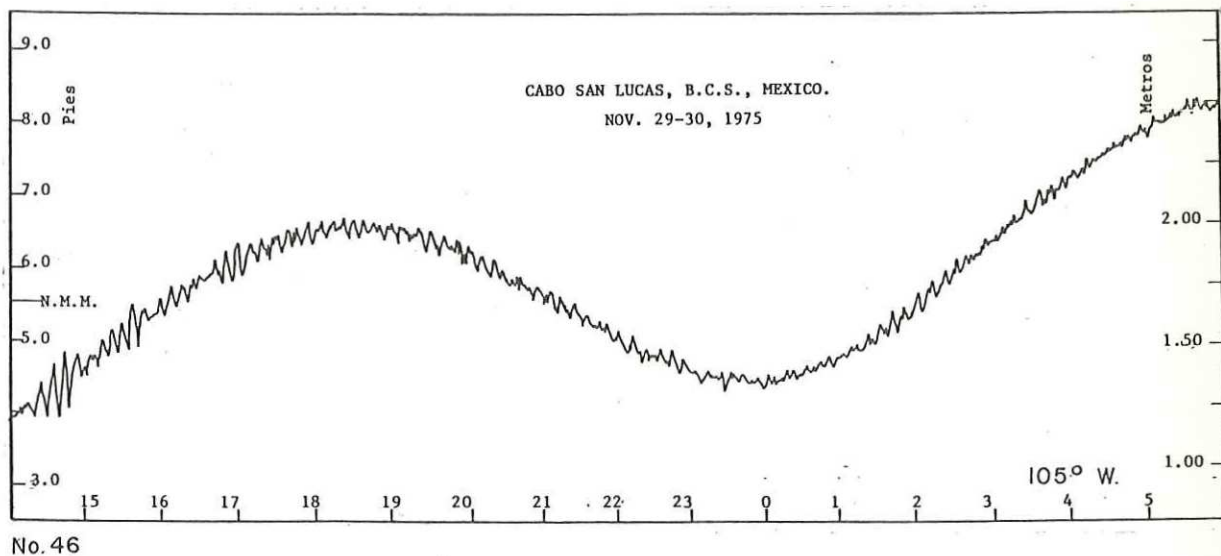
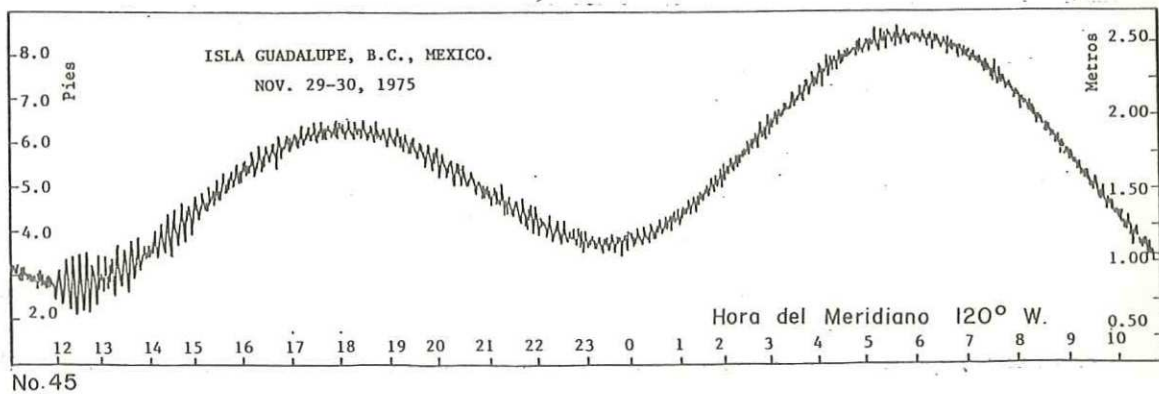
No. 42

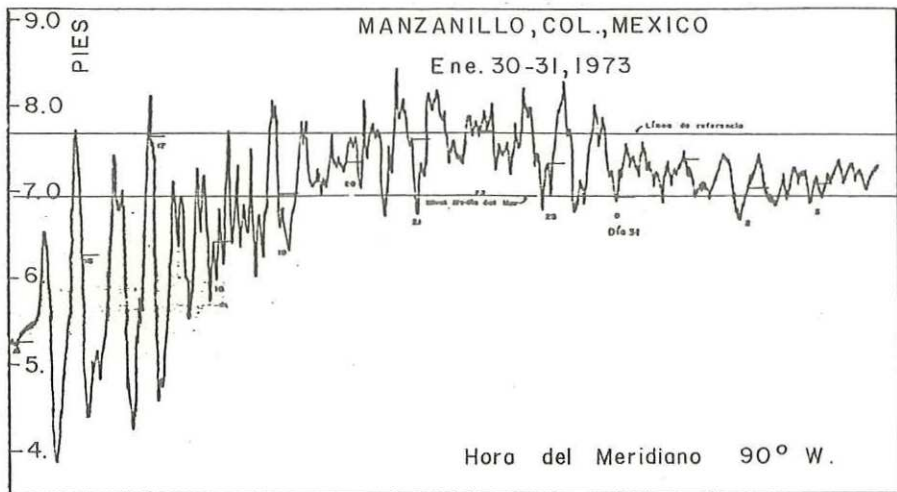


No. 43

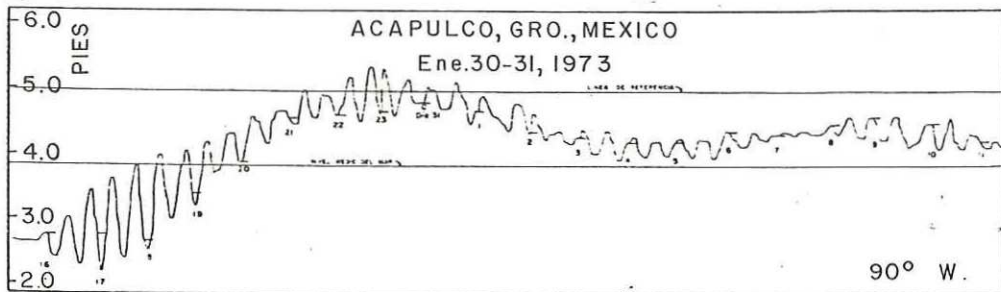


No. 44

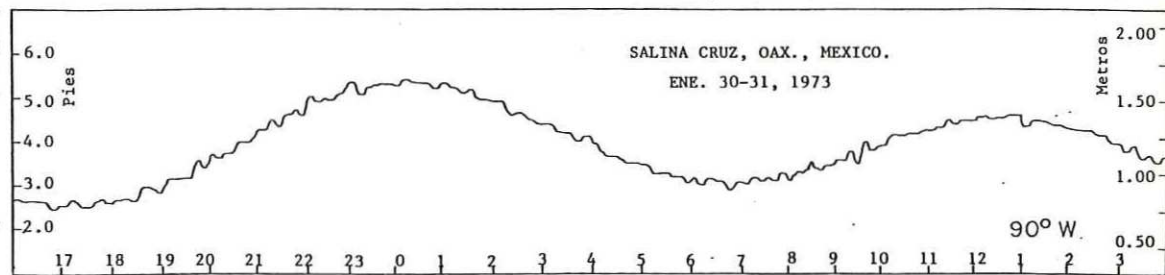




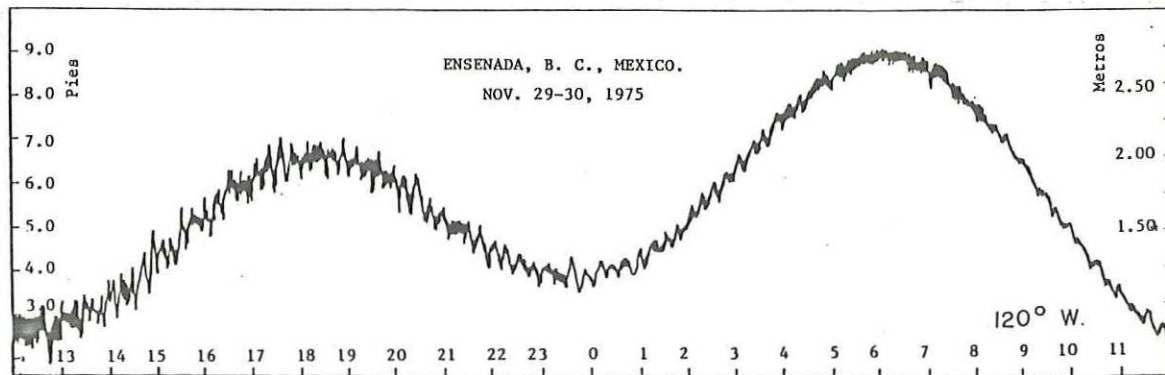
No. 48



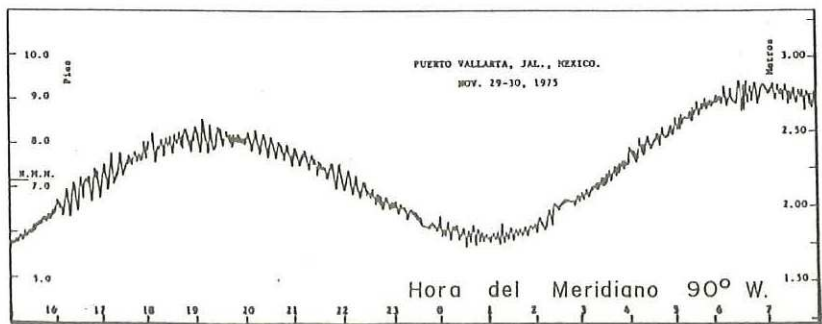
No. 49



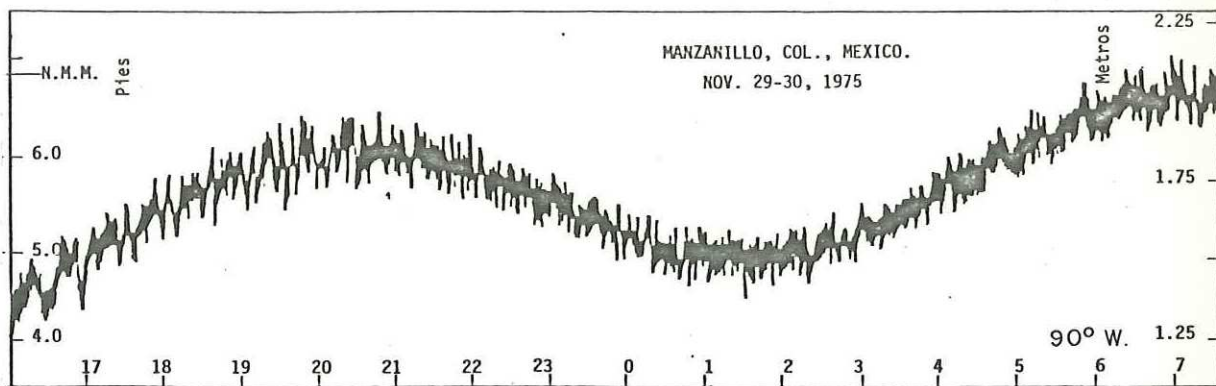
No. 50



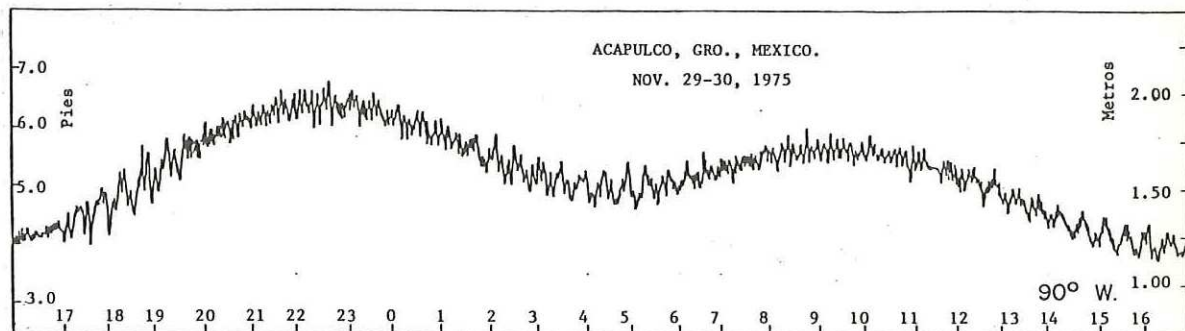
No. 51



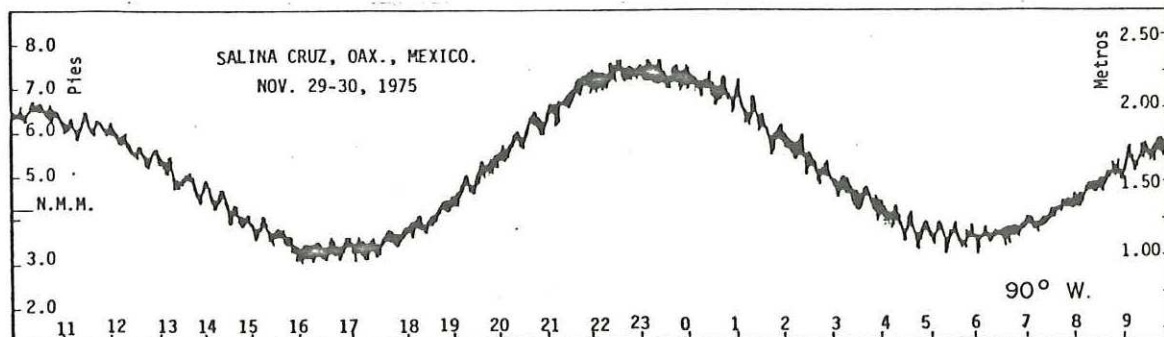
No.52



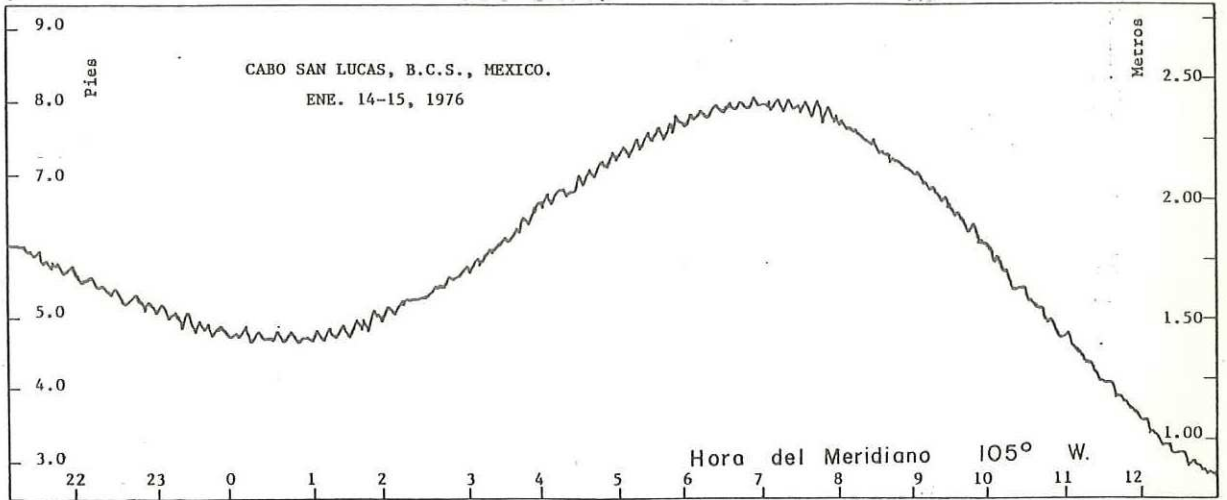
No.53



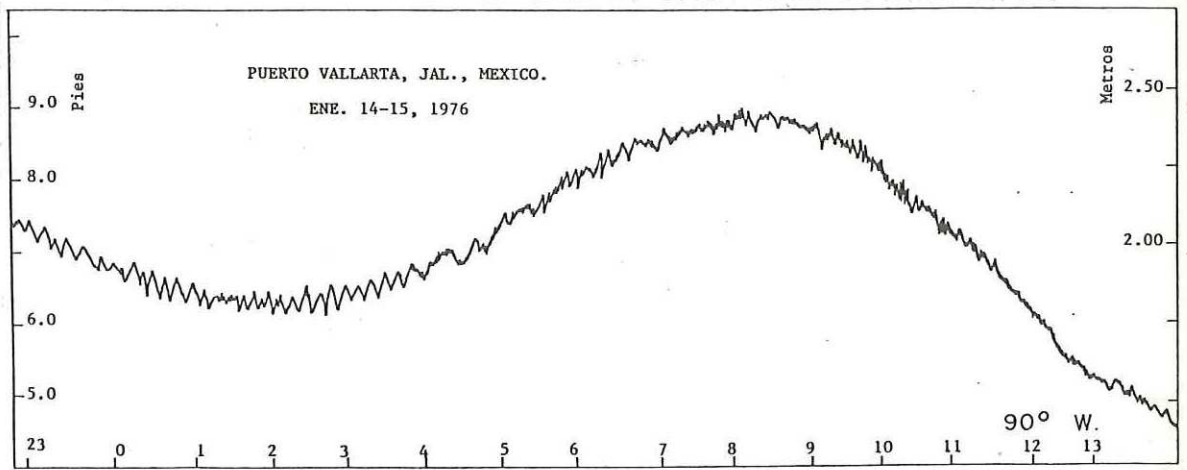
No.54



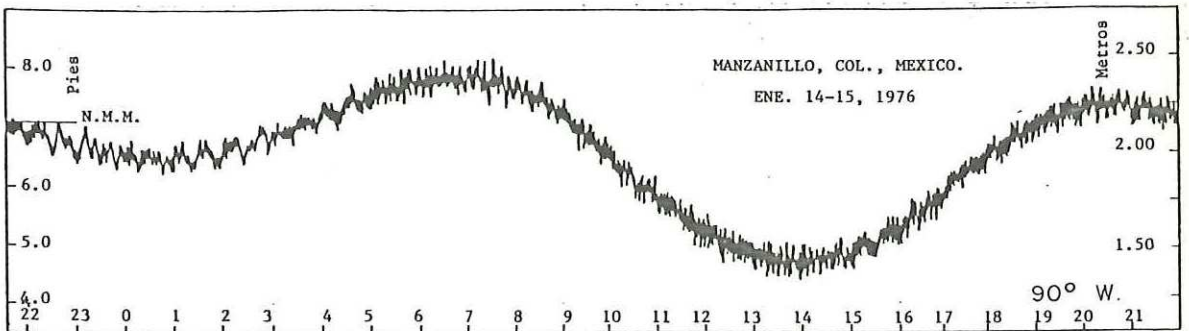
No.55



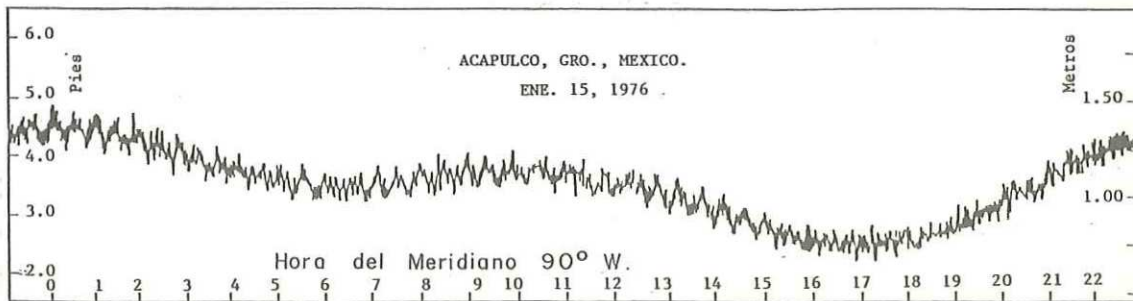
No. 56



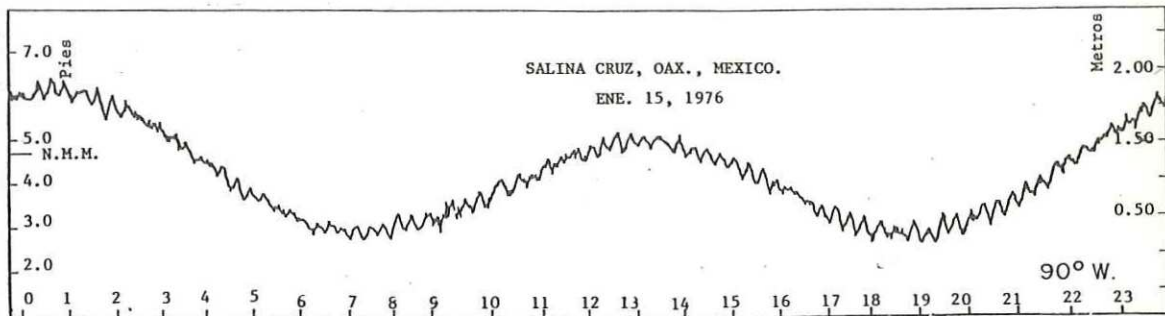
No. 57



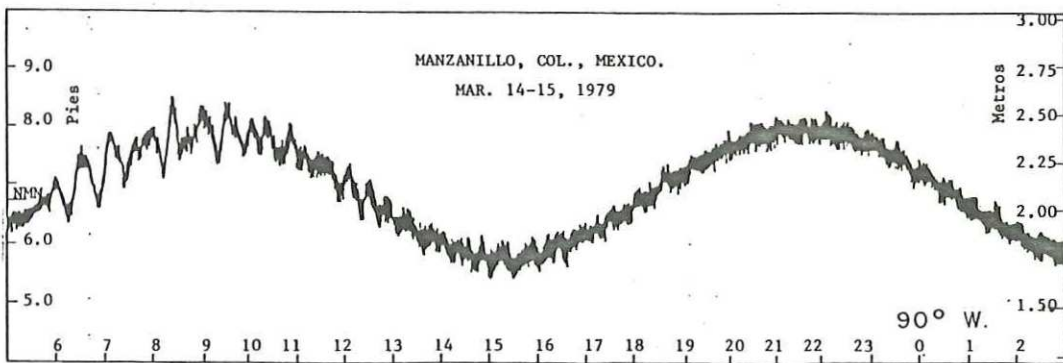
No. 58



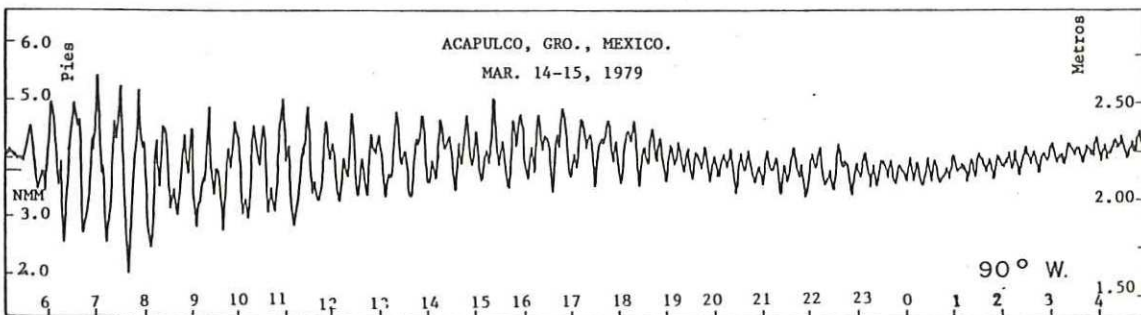
No. 59



No. 60



No. 61



No. 62

APENDICE II

LISTA DE FIGURAS DE LOS ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEN Y FFT)
DE TSUNAMIS CALCULADOS EN PUERTOS DE LA COSTA OCCIDENTAL DE MEXICO.

NO. DE FIGURA	ESPECTROS (MEN Y FFT) DEL TSUNAMI DE FECHA	EN EL PUERTO DE
1	MAR. 9, 1957	ENSENADA, B. C.
2	MAY. 22, 1960	"
3	MAR. 20, 1964	"
4	MAY. 16, 1960	"
5	NOV. 29, 1975	"
6	NOV. 29, 1975	ISLA GPE., B.C.
7	NOV. 29, 1975	CABO SAN LUCAS, B.C.S.
8	ENE. 14, 1976	"
9	NOV. 29, 1975	LORETO, B.C.S.
10	NOV. 29, 1975	PUERTO VALLARTA, JAL.
11	ENE. 14, 1976	"
12	MAY. 22, 1960	GUAYMAS, SON.
13	MAY. 22, 1960	TOPOLOBAMPO, SIN.
14	FEB. 4, 1965	MAZATLAN, SIN.
15	MAY. 16, 1960	"
16	ENE. 30, 1973	"
17	MAR. 9, 1957	LA PAZ, B.C.S.
18	MAY. 22, 1960	"
19	MAR. 20, 1964	"
20	ENE. 30, 1973	"
21	MAR. 9, 1957	HANZANILLO, COL.
22	MAR. 20, 1964	"
23	FEB. 4, 1965	"
24	MAY. 16, 1960	"
25	ENE. 30, 1973	"
26	ENE. 14, 1976	"
27	MAR. 14, 1979	"
28	MAR. 9, 1957	ACAPULCO, GRO.
29	MAY. 22, 1960	"
30	OCT. 13, 1963	"
31	MAR. 20, 1964	"
32	FEB. 4, 1965	"
33	MAY. 16, 1960	"
34	ENE. 30, 1973	"
35	NOV. 29, 1975	"
36	ENE. 14, 1976	"
37	MAR. 14, 1979	"
38	MAR. 9, 1957	SALINA CRUZ, OAX.
39	MAY. 22, 1960	"
40	OCT. 13, 1963	"
41	FEB. 4, 1965	"
42	OCT. 17, 1966	"
43	ENE. 30, 1973	"
44	NOV. 29, 1975	"
45	ENE. 14, 1976	"

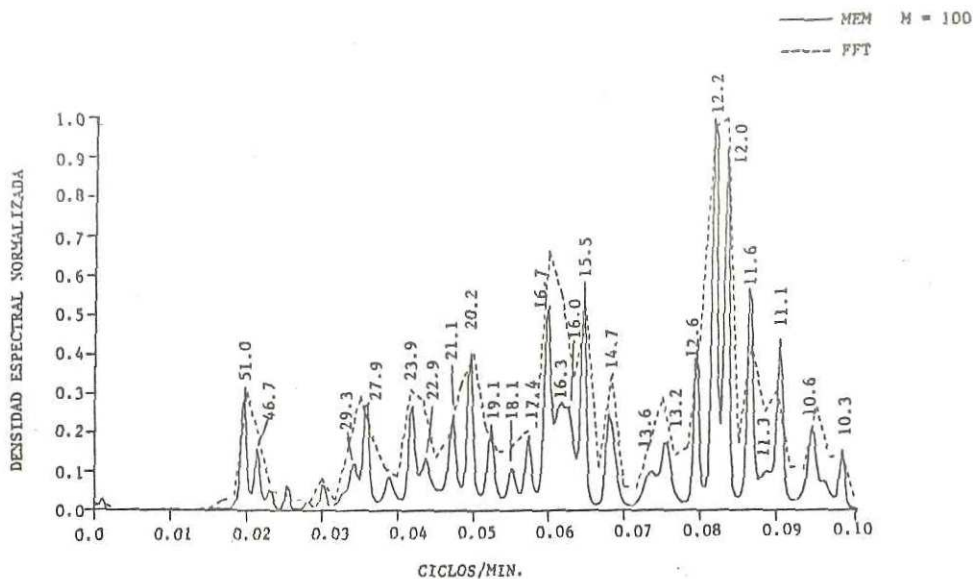


FIG. 1 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1957 EN ENSENADA, B.C.

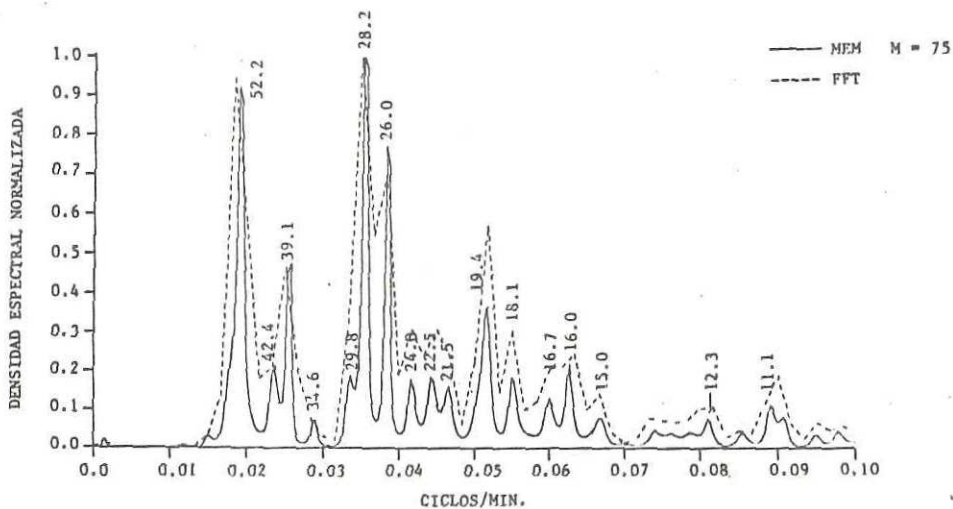


FIG. 2 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN ENSENADA, B.C.

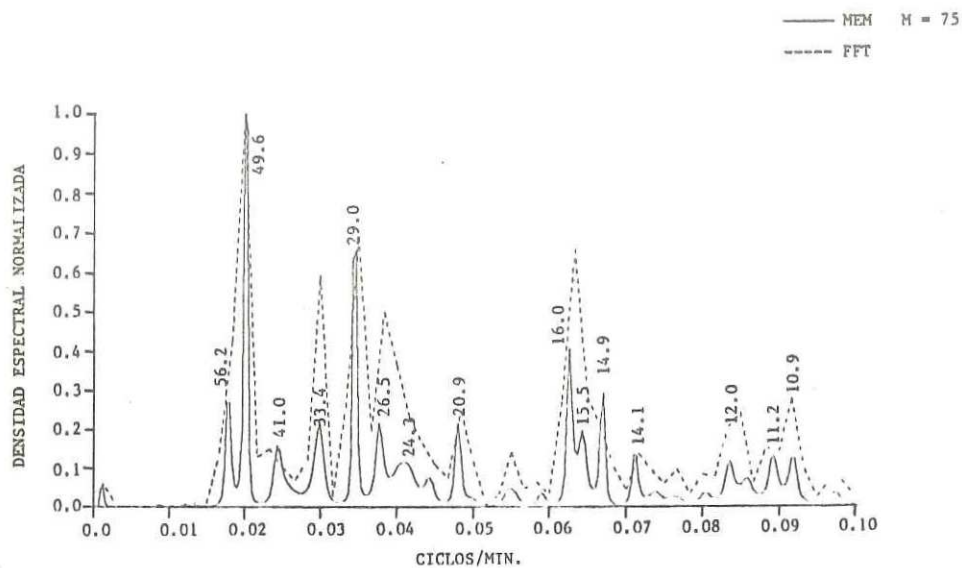


FIG. 3 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1964 EN ENSENADA, B. C.

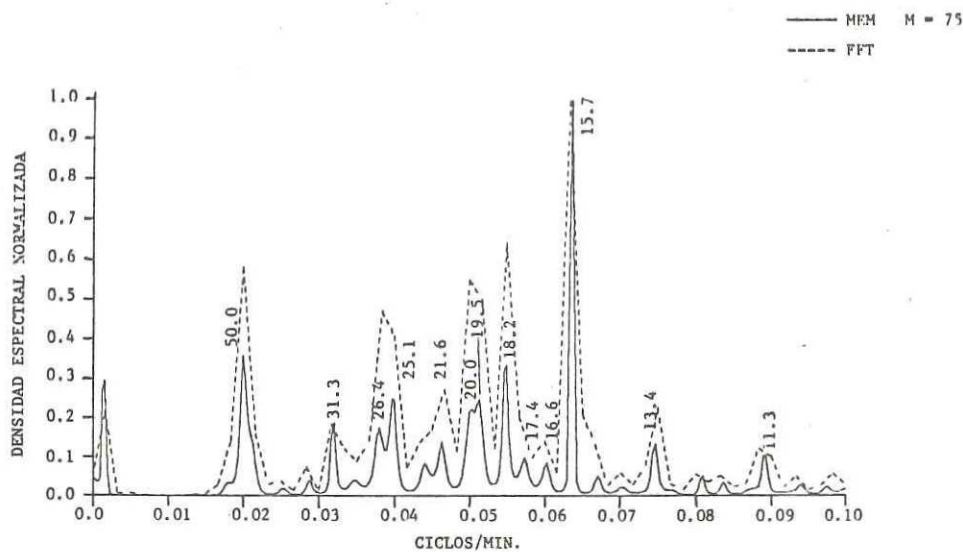


FIG. 4 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1968 EN ENSENADA, B. C.

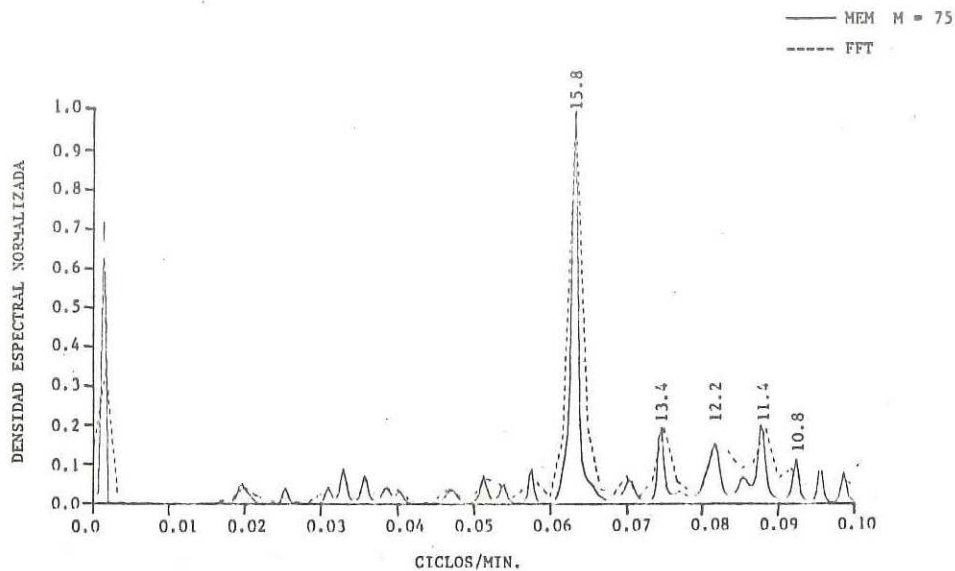


FIG. 5 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN ENSENADA, B.C.

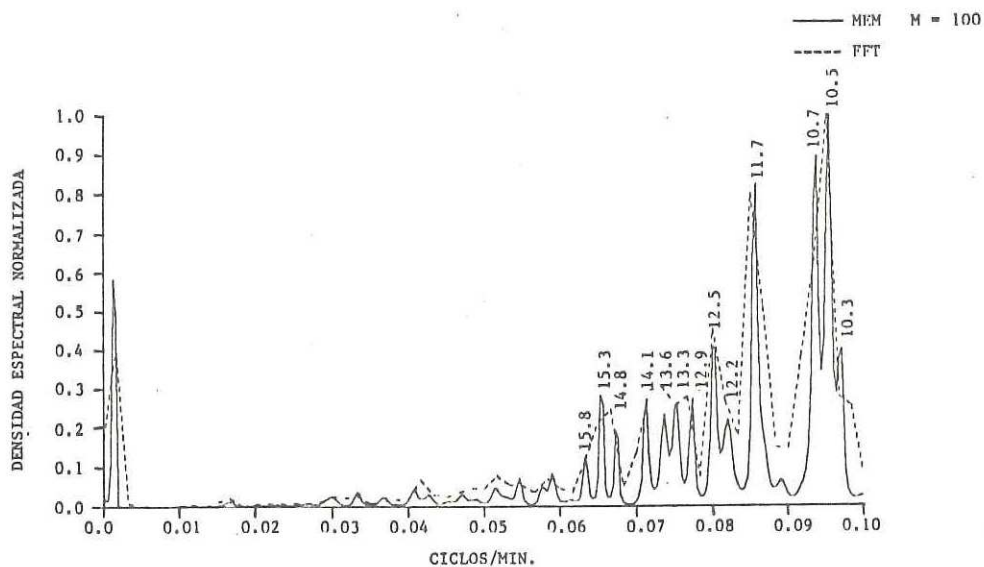


FIG. 6 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN ISLA GUADALUPE, B.C.

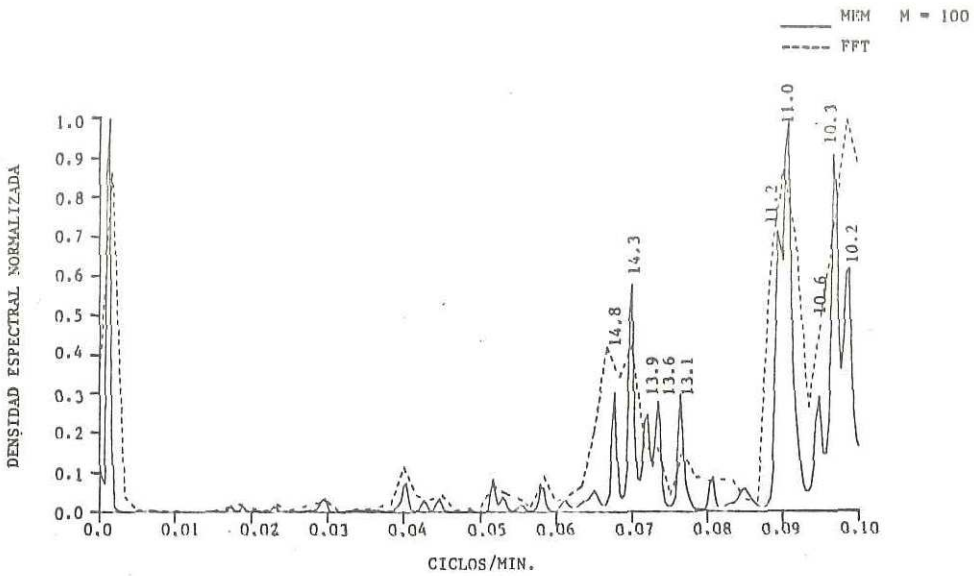


FIG. 7 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN CABO SAN LUCAS, B.C.S.

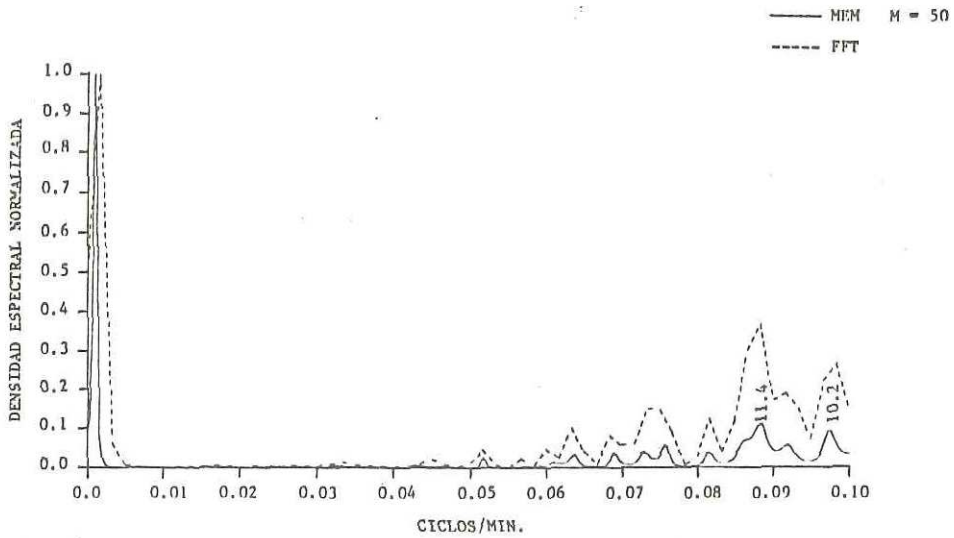


FIG. 8 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN CABO SAN LUCAS, B.C.S.

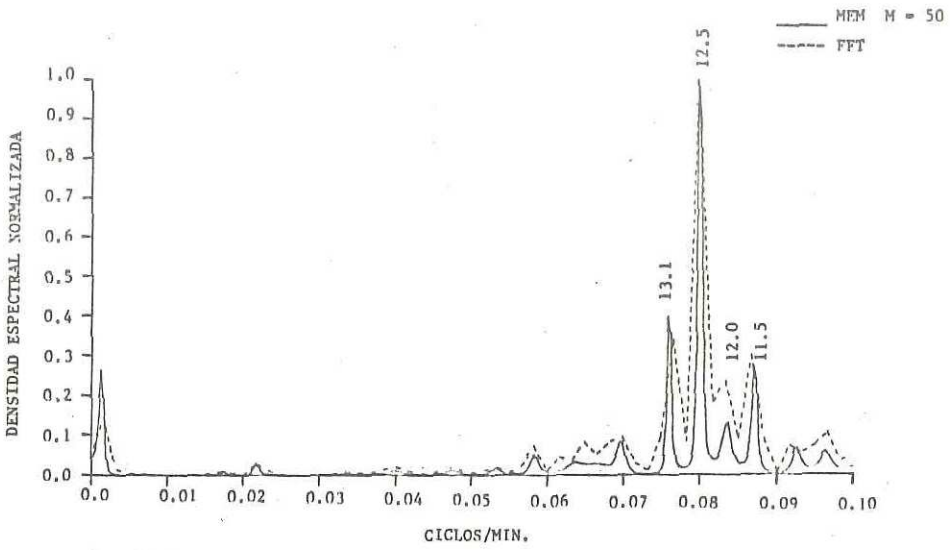


FIG. 9 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN LORETO, B.C.S.

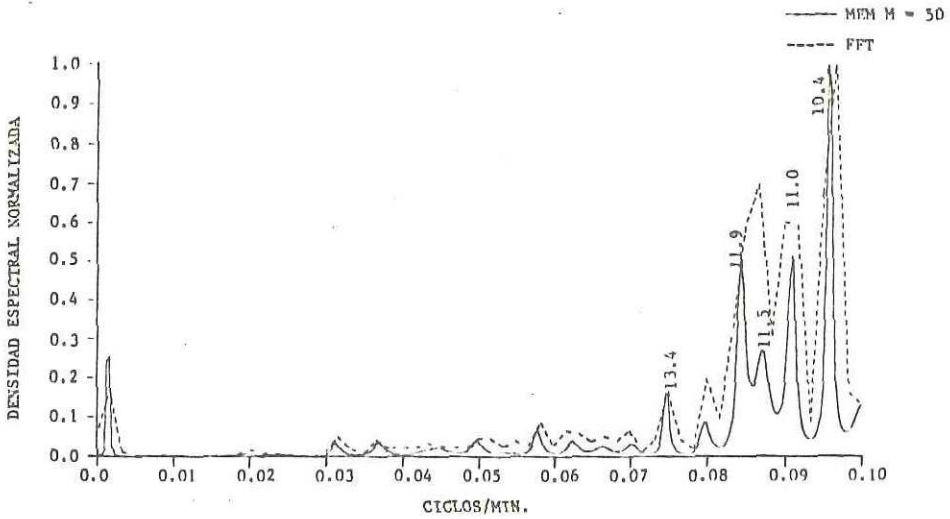


FIG. 10 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN PUERTO VALLARTA, JAL.

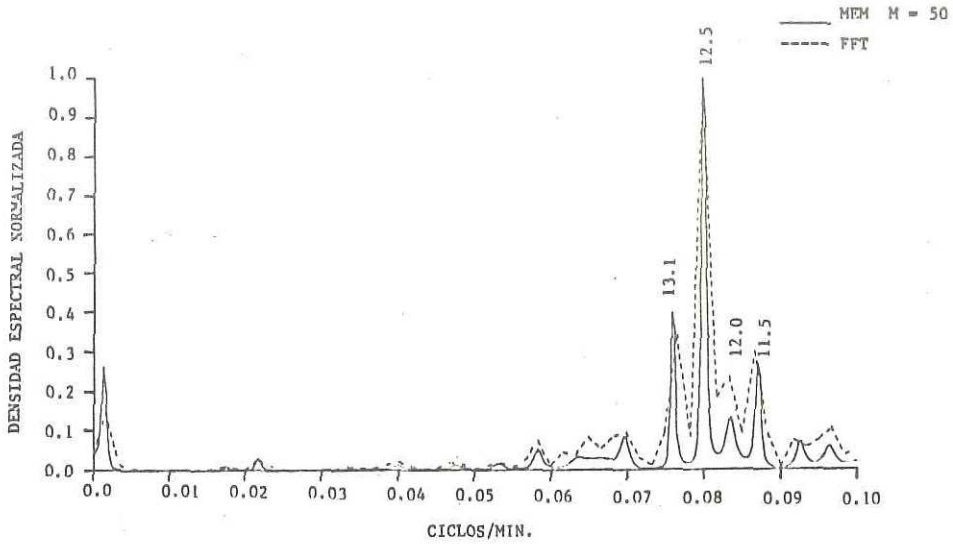


FIG. 9 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN LORETO, B.C.S.

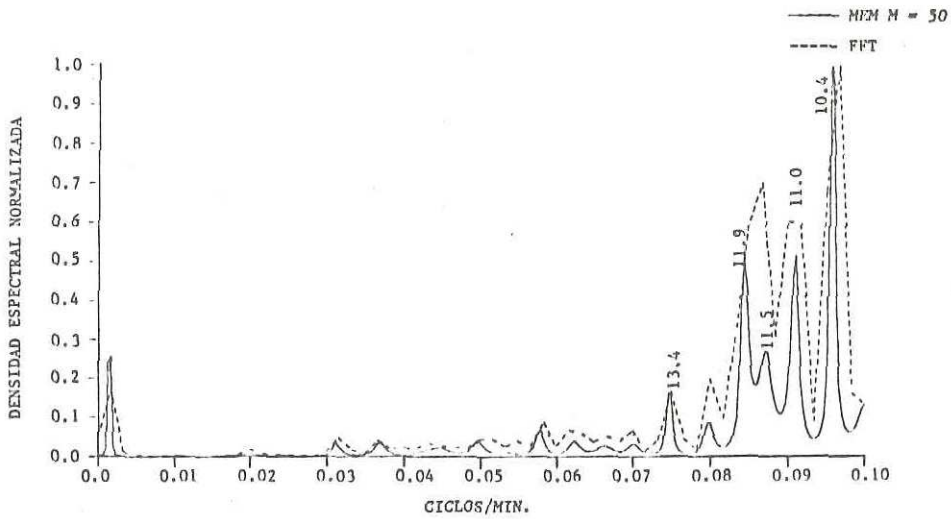


FIG. 10 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN PUERTO VALLARTA, JAL.

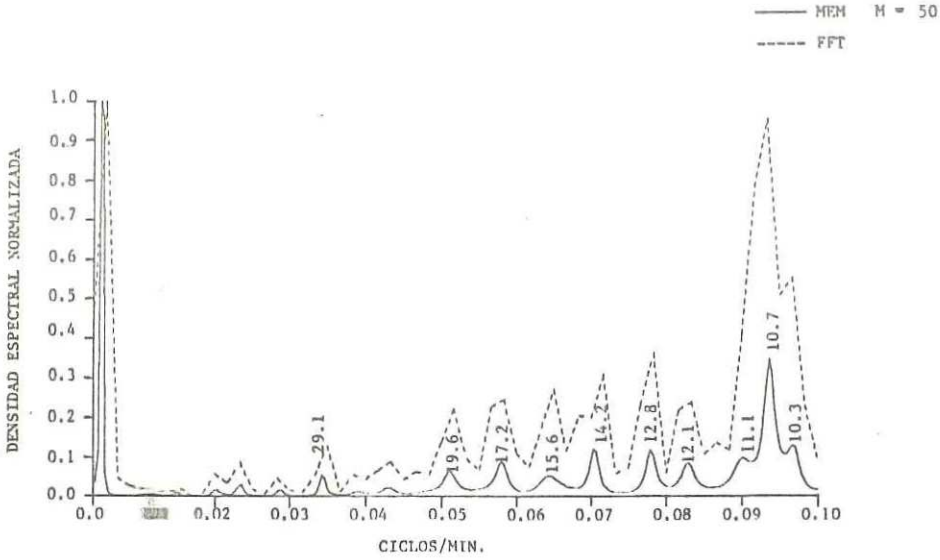


FIG. 1 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN PUERTO VALLARTA, JAL.

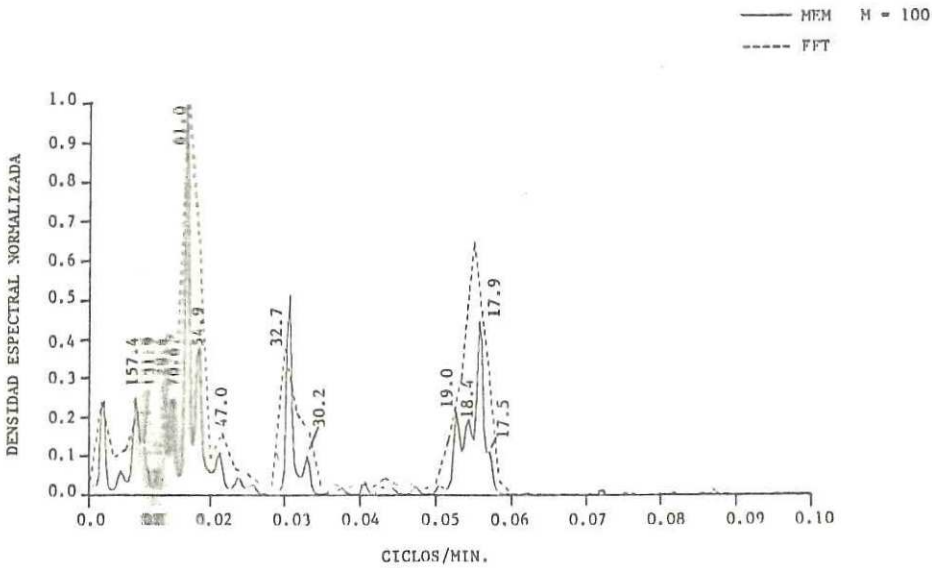


FIG. 2 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN CUAYMAS, SON.

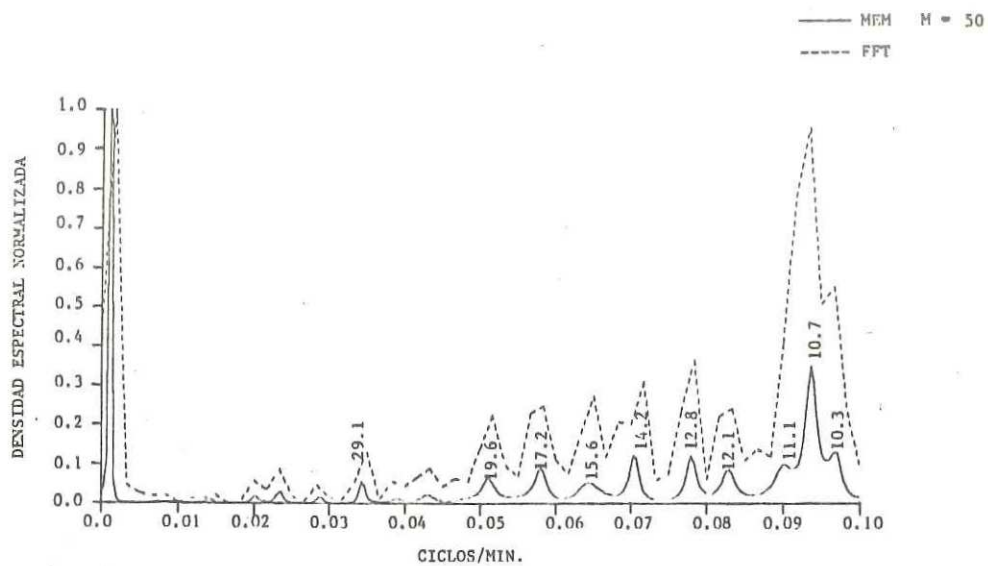


FIG. 11 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN PUERTO VALLARTA, JAL.

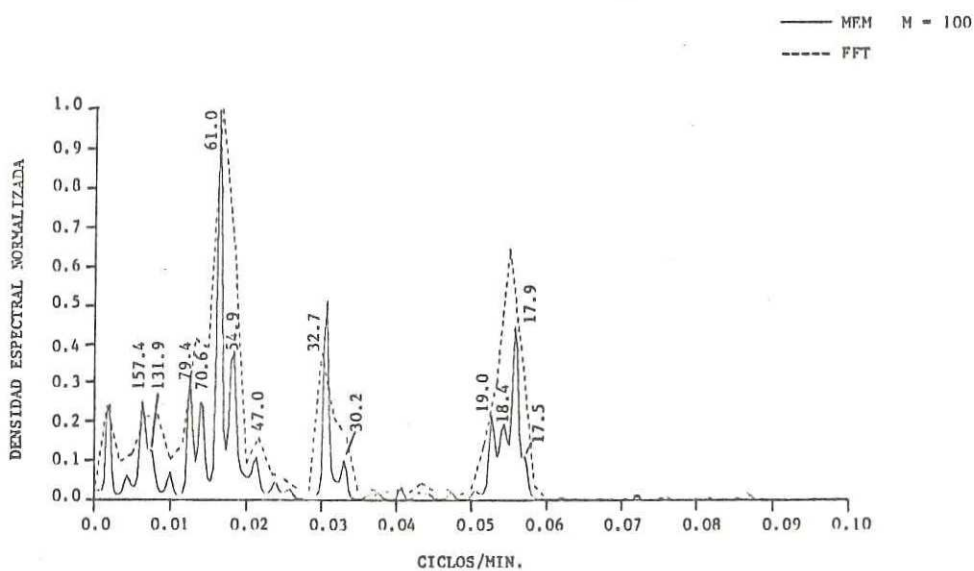


FIG. 12 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN GUAYMAS, SON.

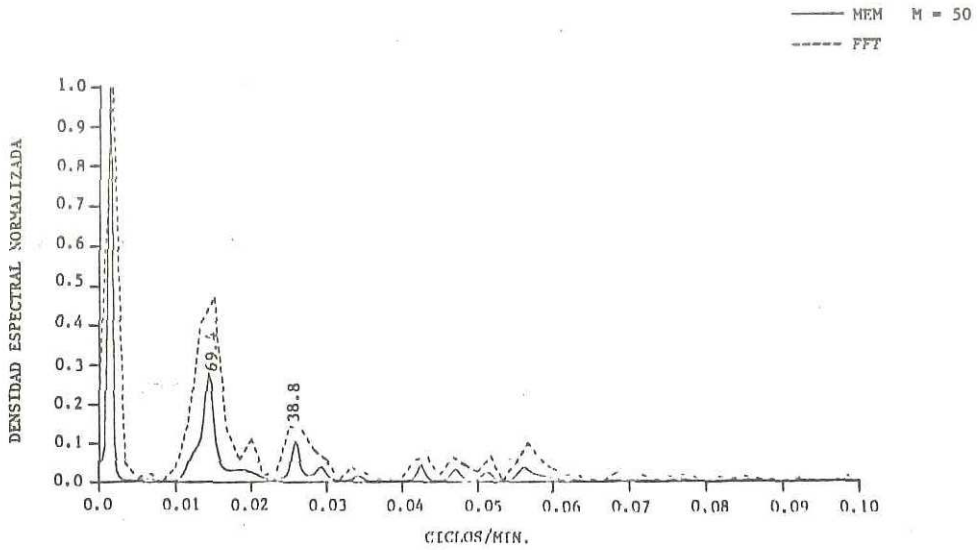


FIG. 13 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN TOPOLOBAMPO, SIN.

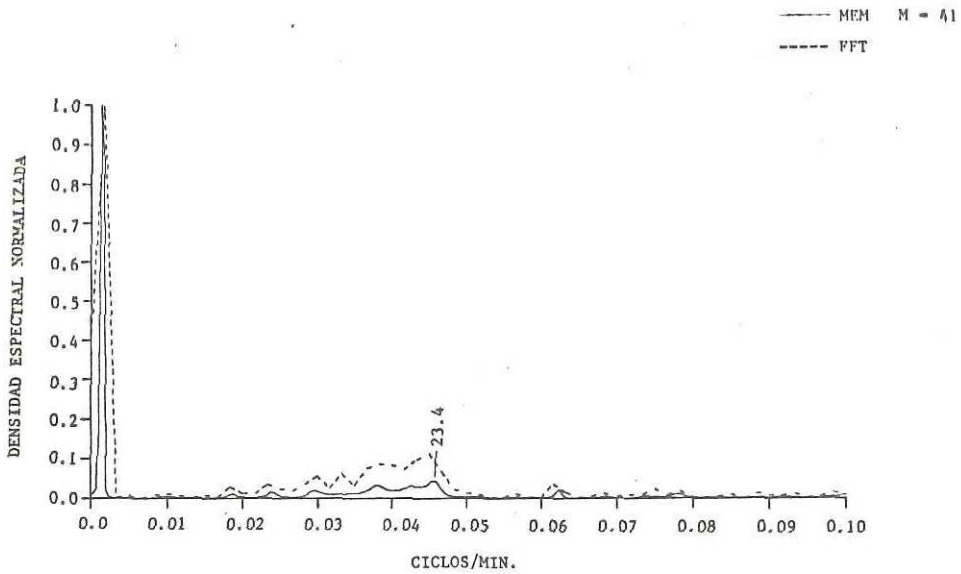


FIG. 14 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE FEBRERO 1965 EN MAZATLAN, SIN.

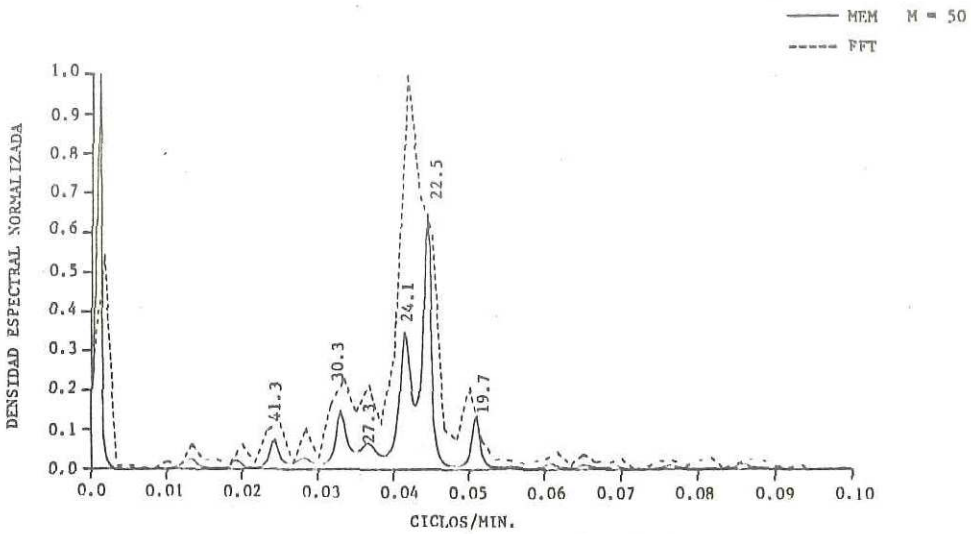


FIG. 15 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1968 EN MAZATLAN, SIN.

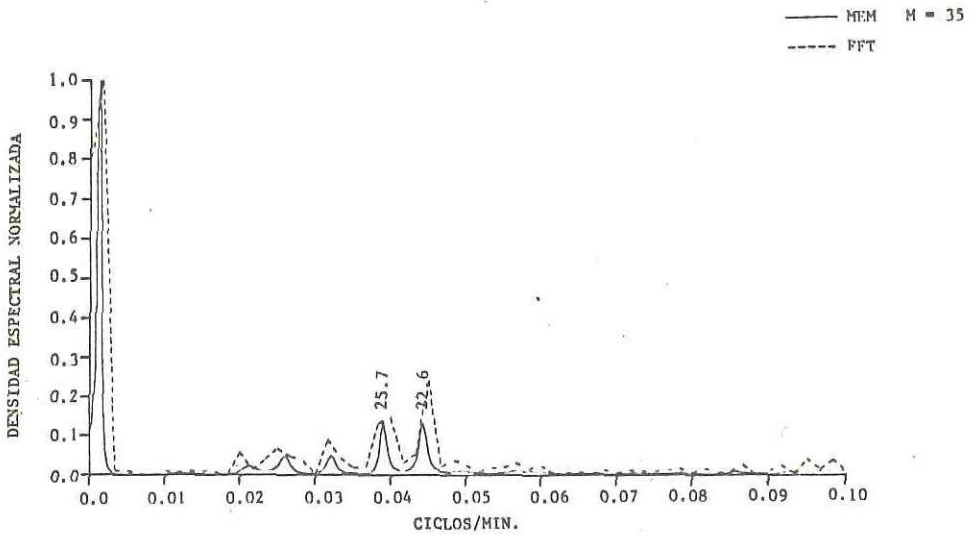


FIG. 16 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1973 EN MAZATLAN, SIN.

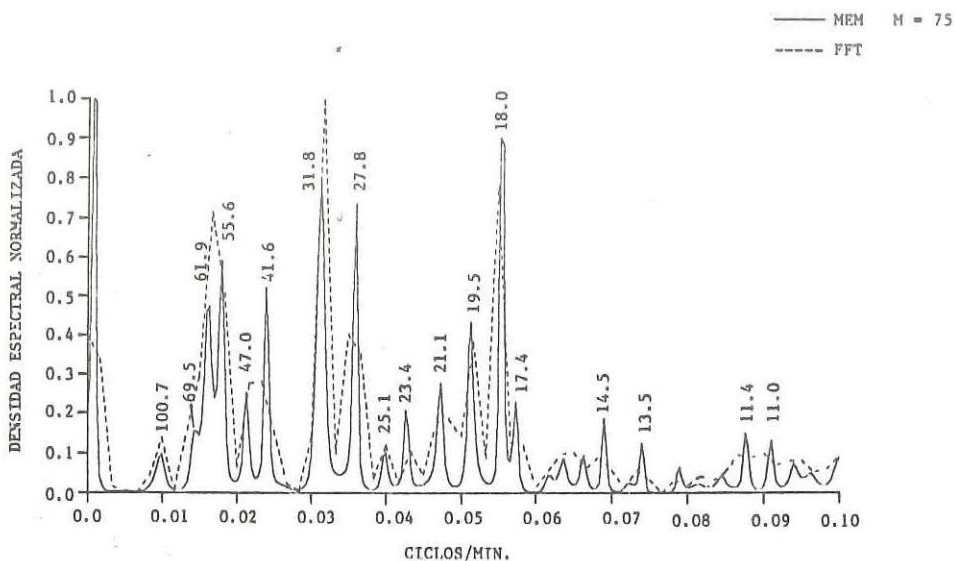


FIG. 17 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1957 EN LA PAZ, B.C.S.

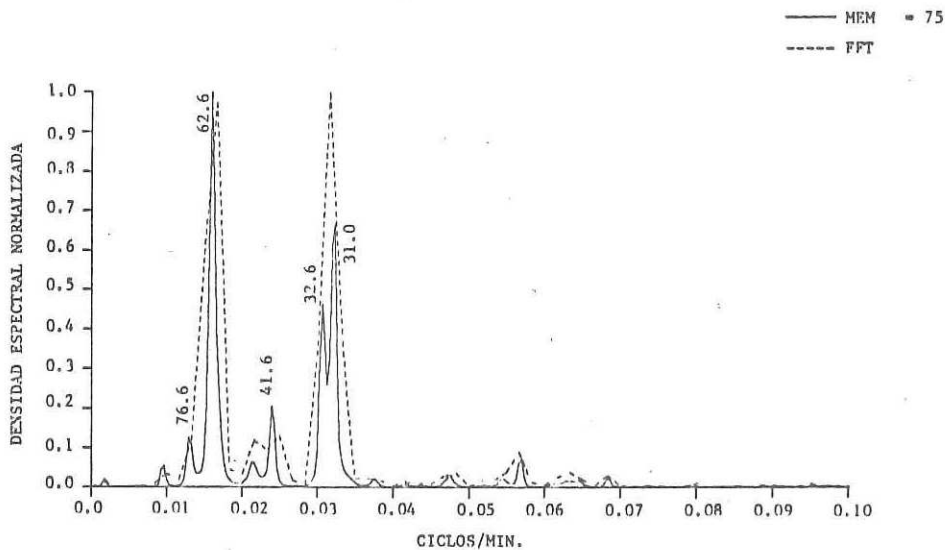


FIG. 18 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN LA PAZ, B.C.S.

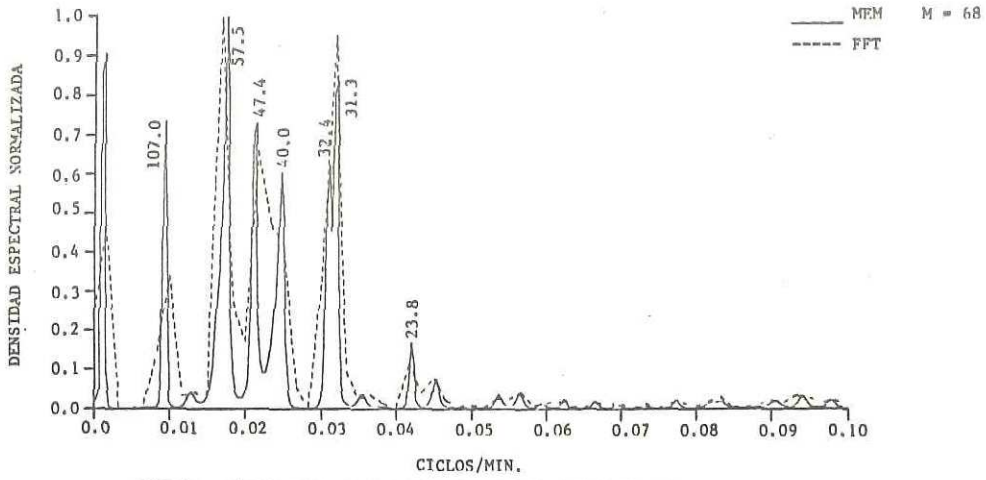


FIG. 19 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1964 EN LA PAZ, B.C.S.

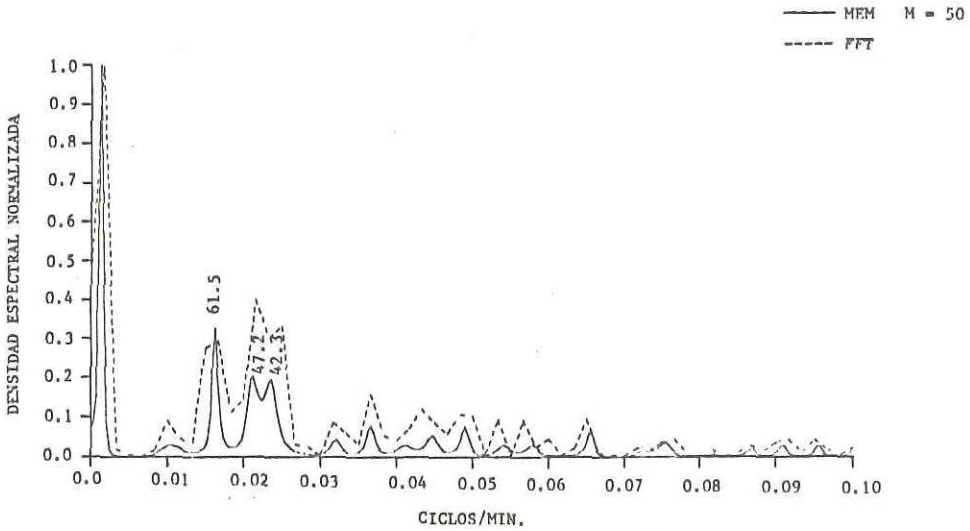


FIG. 20 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1973 EN LA PAZ, B.C.S.

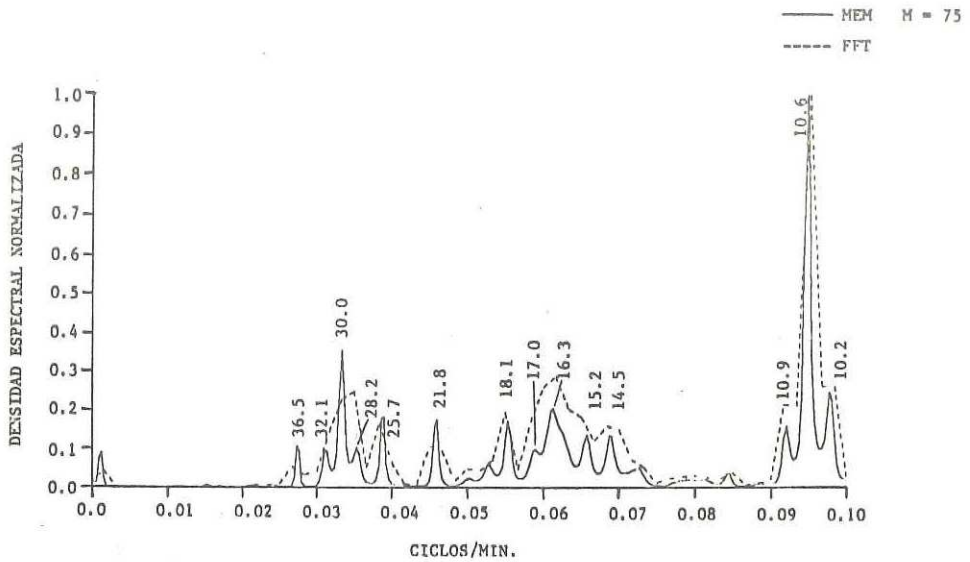


FIG. 21 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1957 EN MANZANILLO, COL.

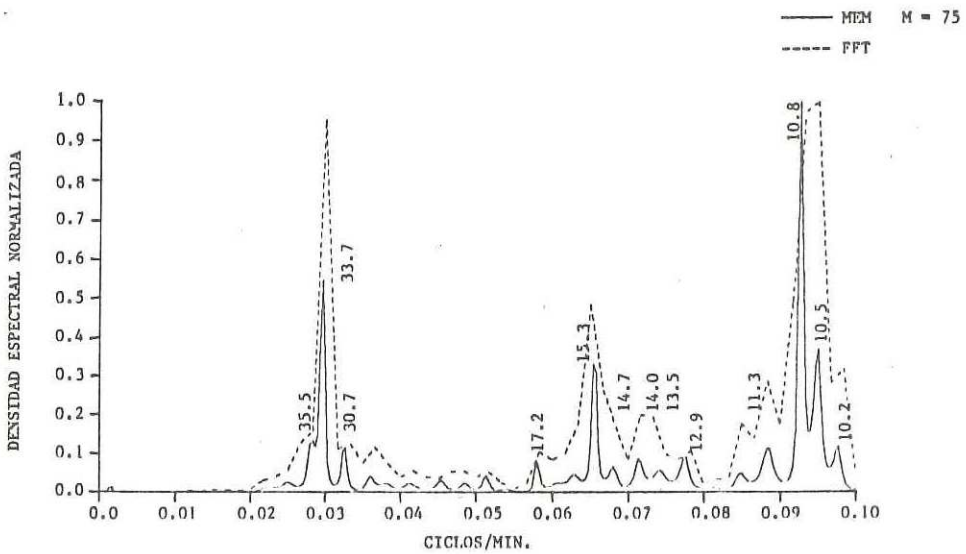


FIG. 22 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1964 EN MANZANILLO, COL.

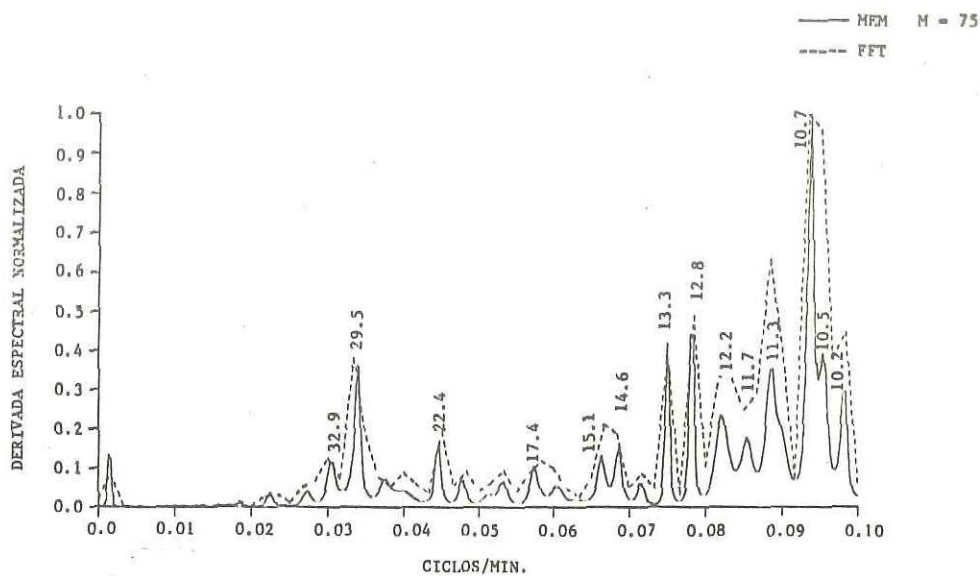


FIG. 23 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE FEBRERO 1965 EN MANZANILLO, COL.

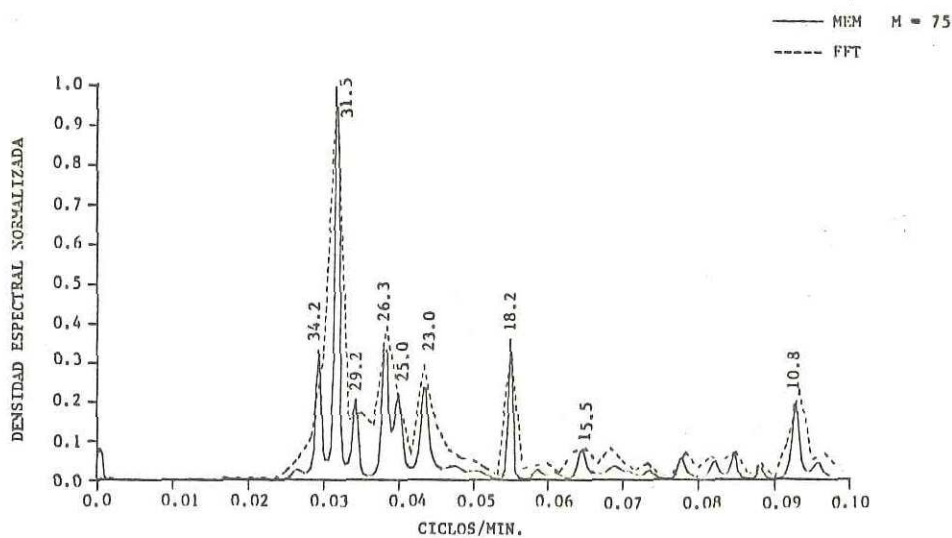


FIG. 24 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1968 EN MANZANILLO, COL.

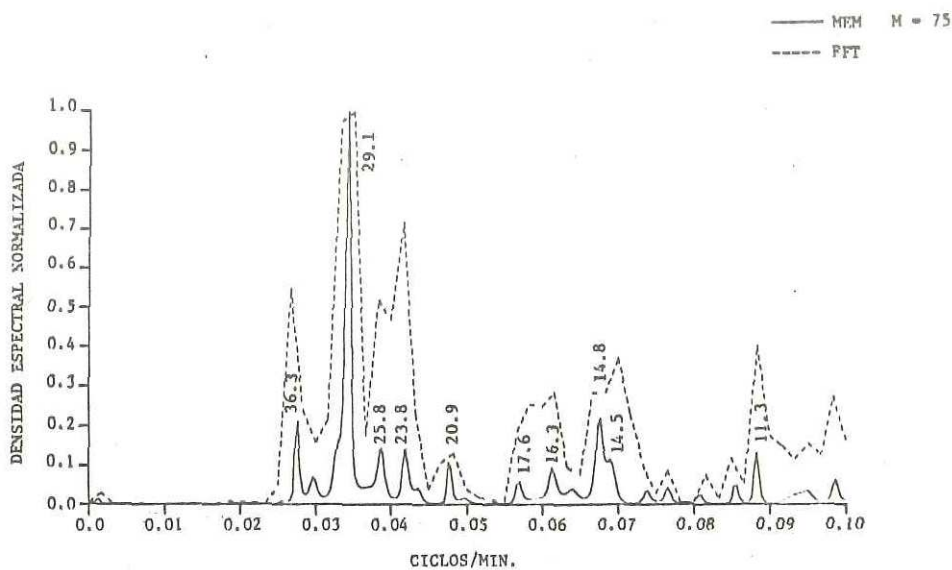


FIG. 25 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1973 EN MANZANILLO, COL.

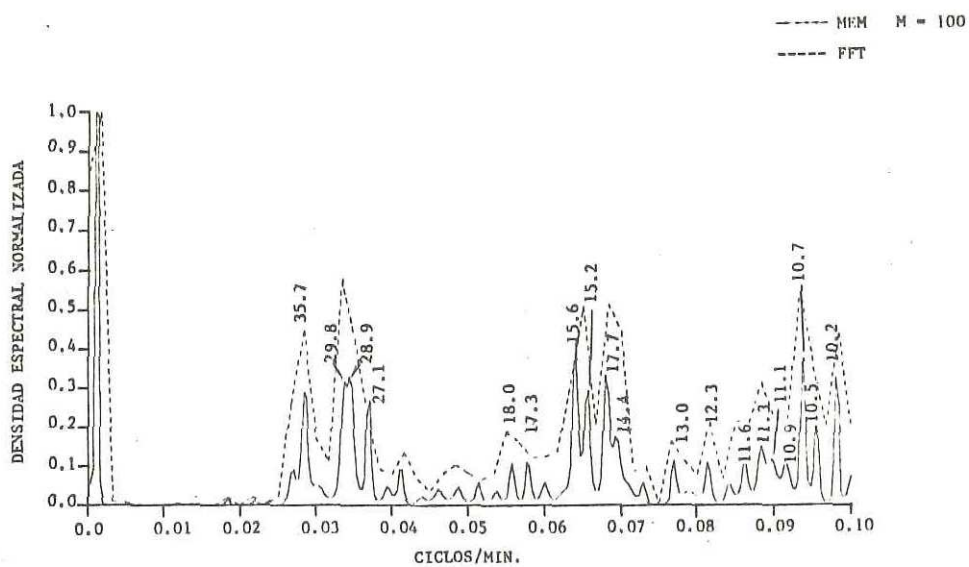


FIG. 26 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN MANZANILLO, COL.

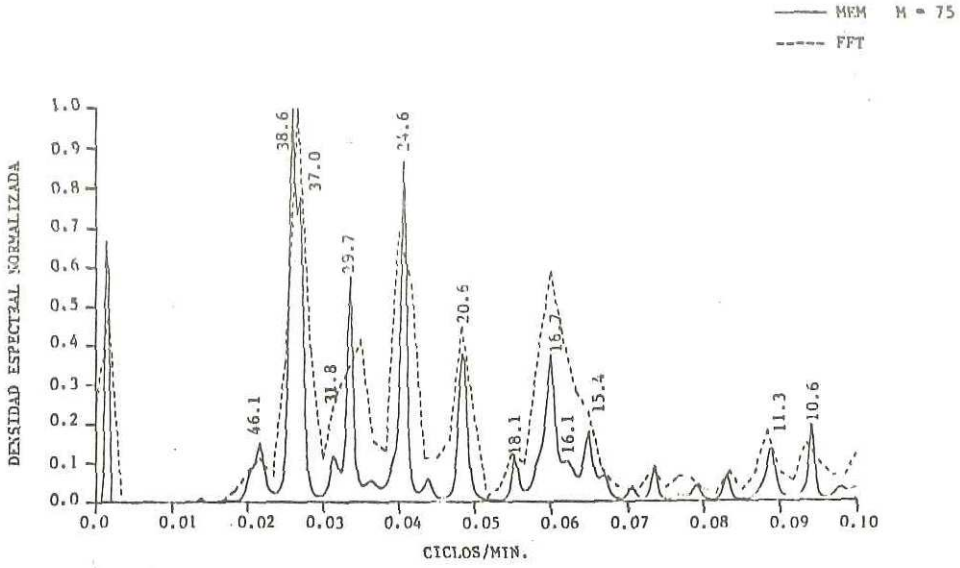


FIG. 27 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1979 EN MANZANILLO, COL.

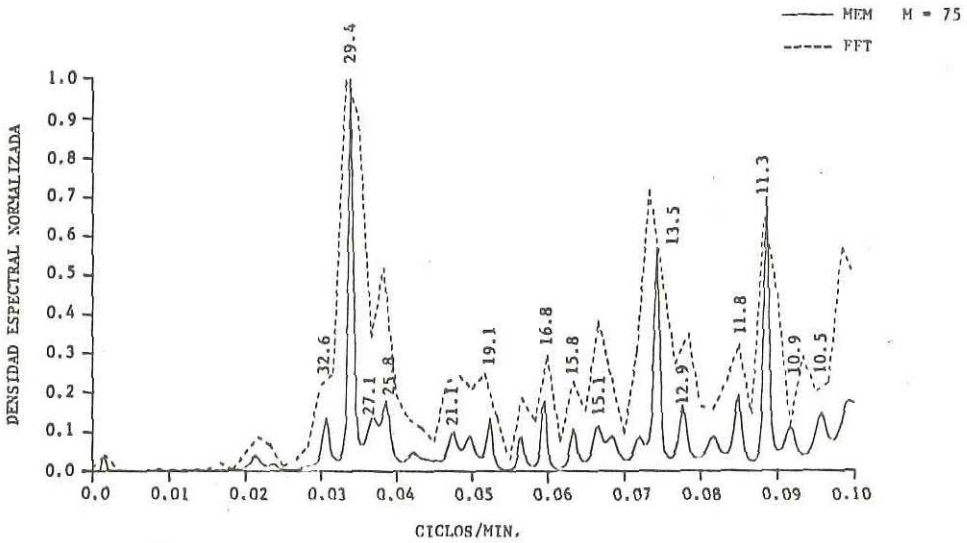


FIG. 28 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1957 EN ACAPULCO, GRO.

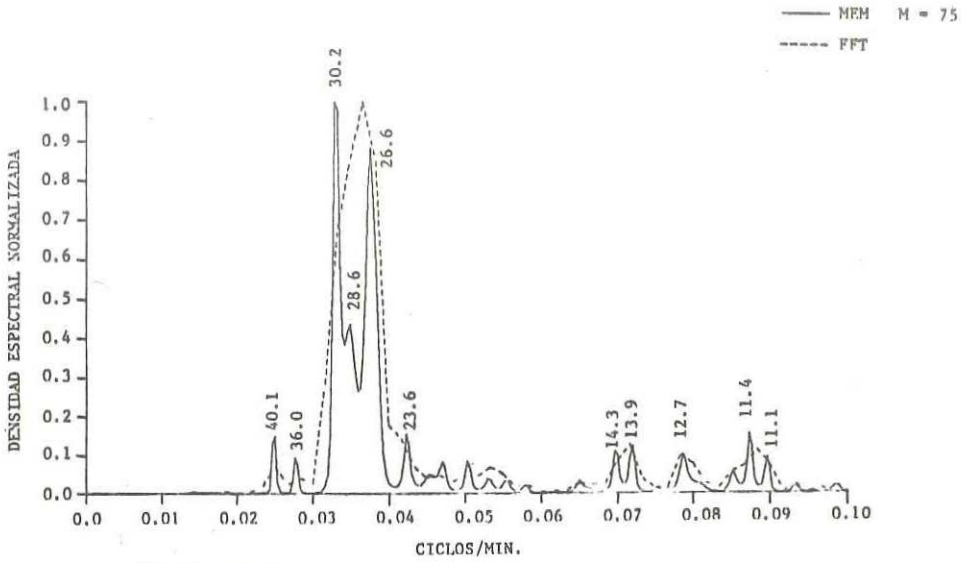


FIG. 29 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN ACAPULCO, GRO.

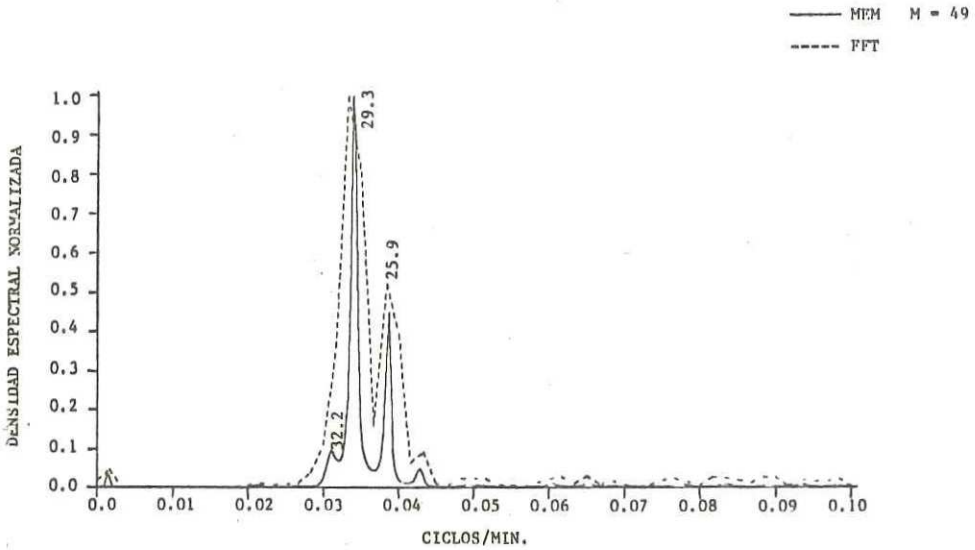


FIG. 30 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE OCTUBRE 1963 EN ACAPULCO, GRO.

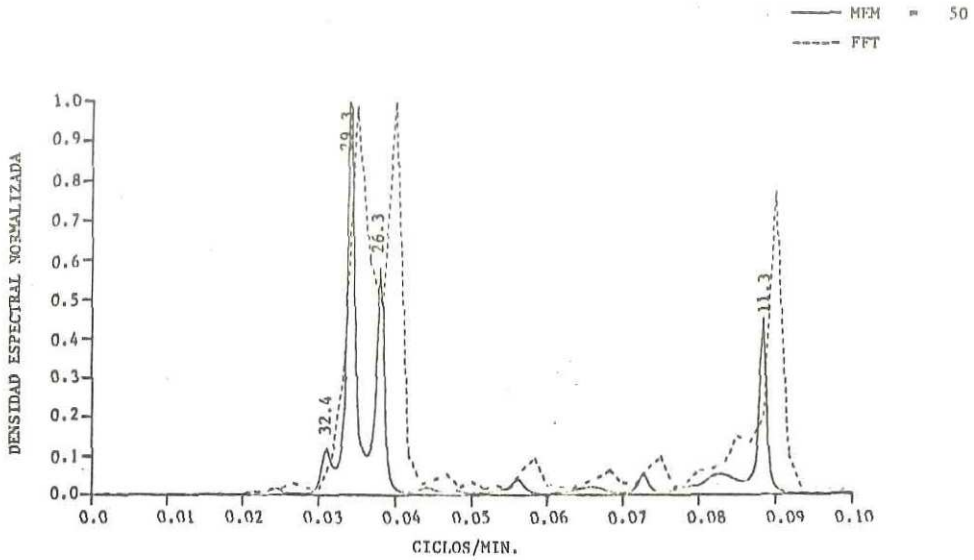


FIG. 31 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1964 EN ACAPULCO, GRO.

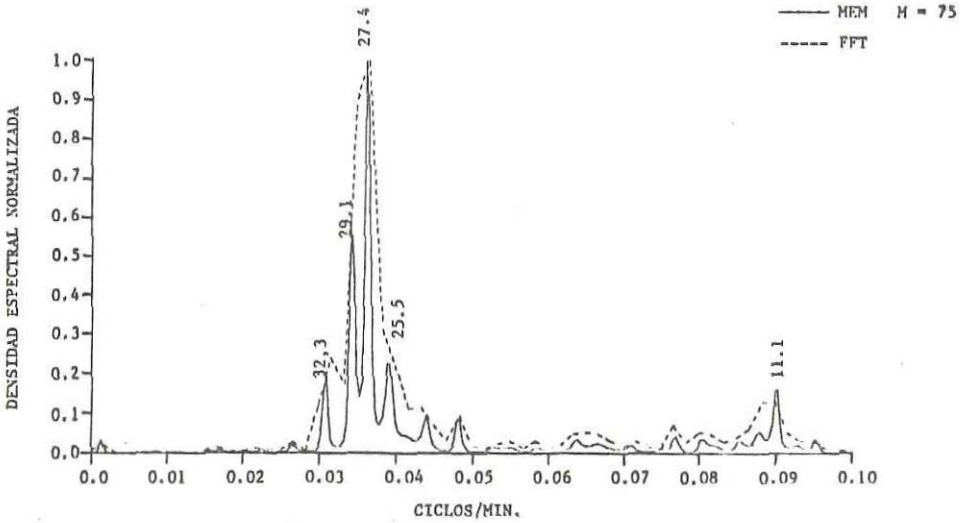


FIG. 32 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE FEBRERO 1965 EN ACAPULCO, GRO.

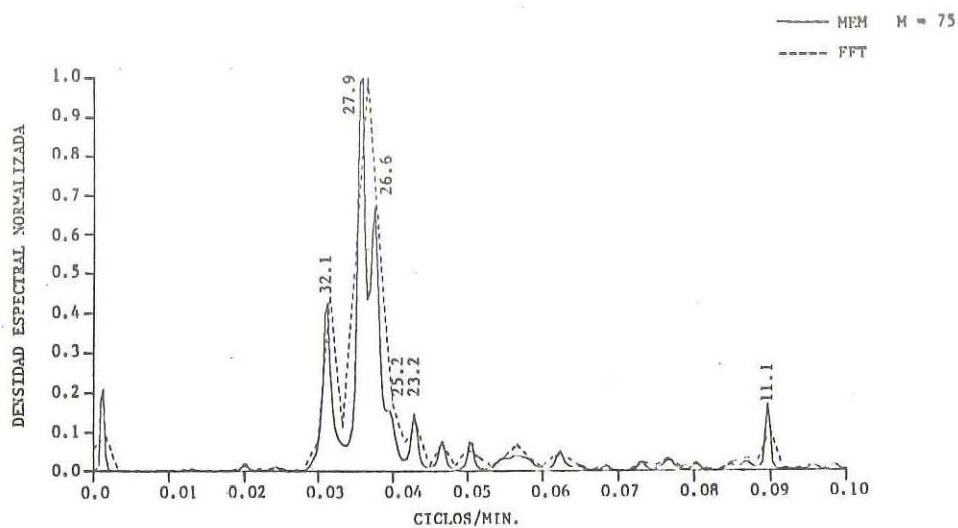


FIG. 33 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1968 EN ACAPULCO, GRO.

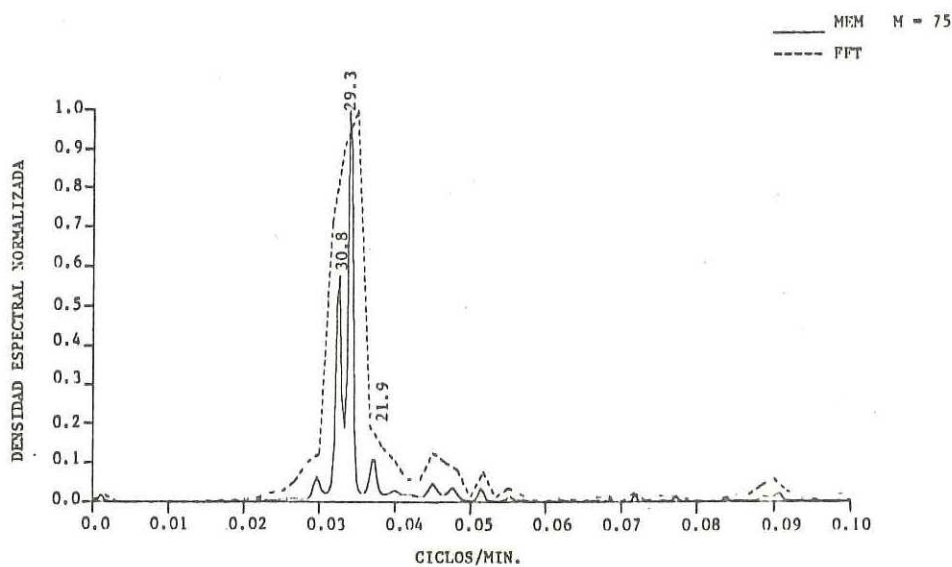


FIG. 34 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1973 EN ACAPULCO, GRO.

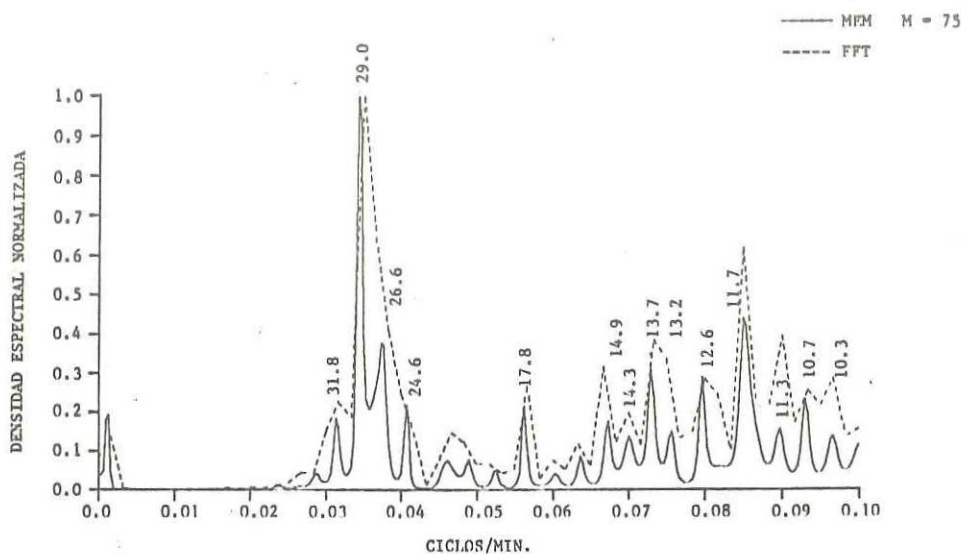


FIG. 35 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN ACAPULCO, GRO.

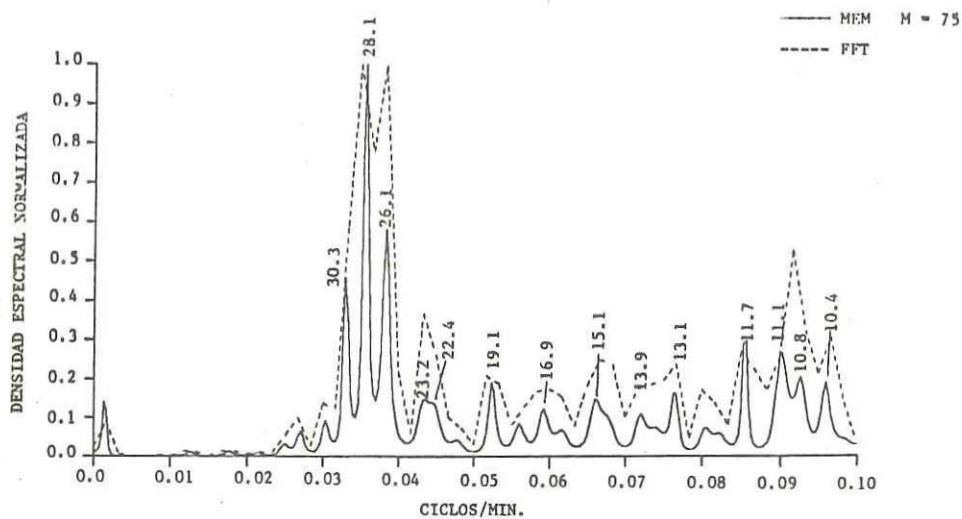


FIG. 36 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN ACAPULCO, GRO.

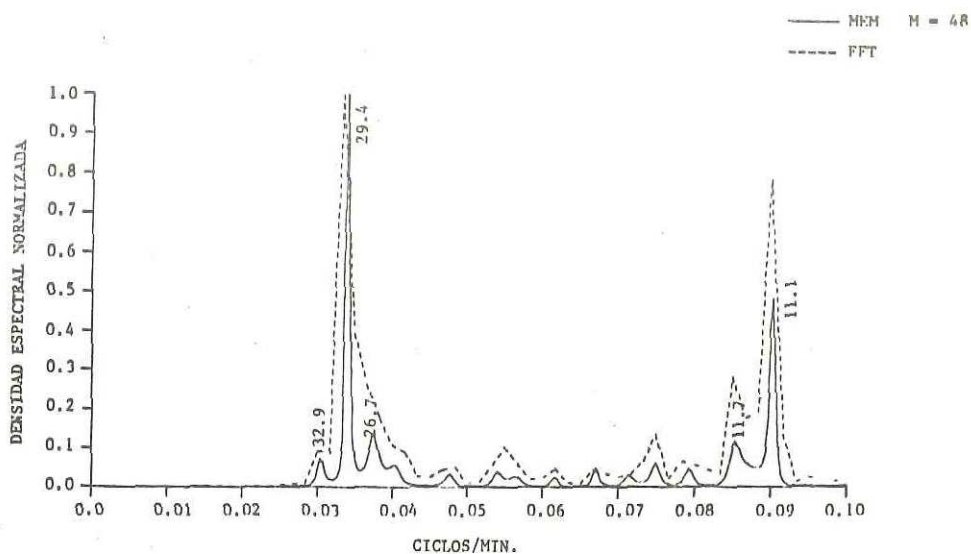


FIG. 37 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1979 EN ACAPULCO, GRO.

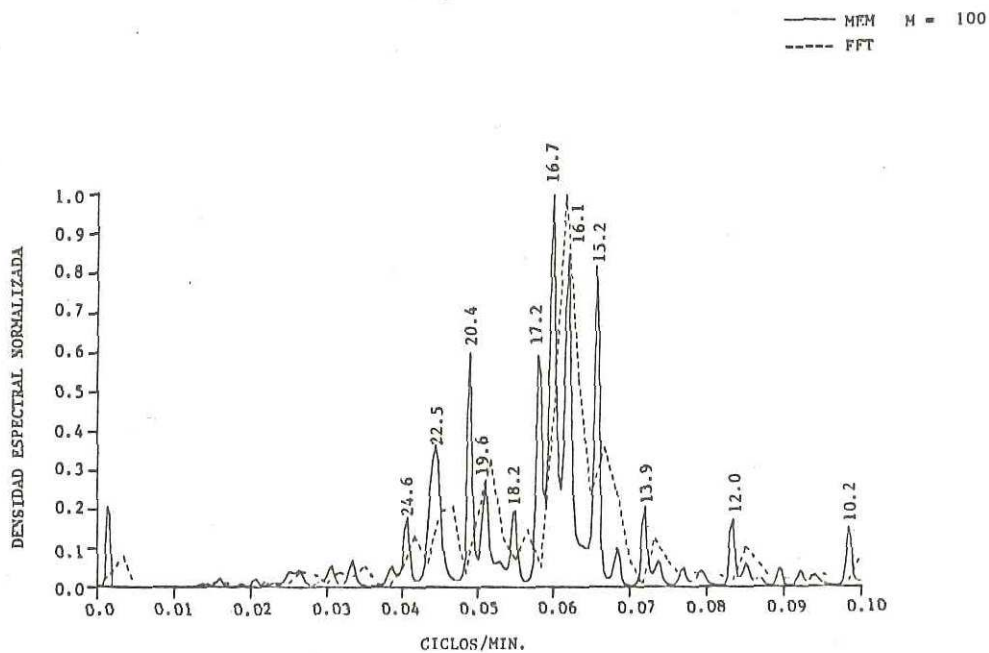


FIG. 38 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MARZO 1957 EN SALINA CRUZ, OAX.

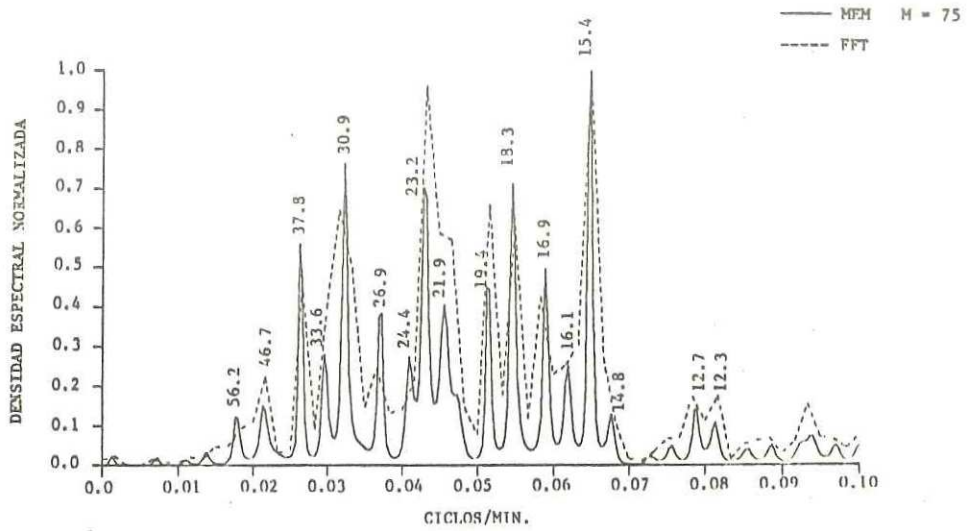


FIG. 39 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE MAYO 1960 EN SALINA CRUZ, OAX.

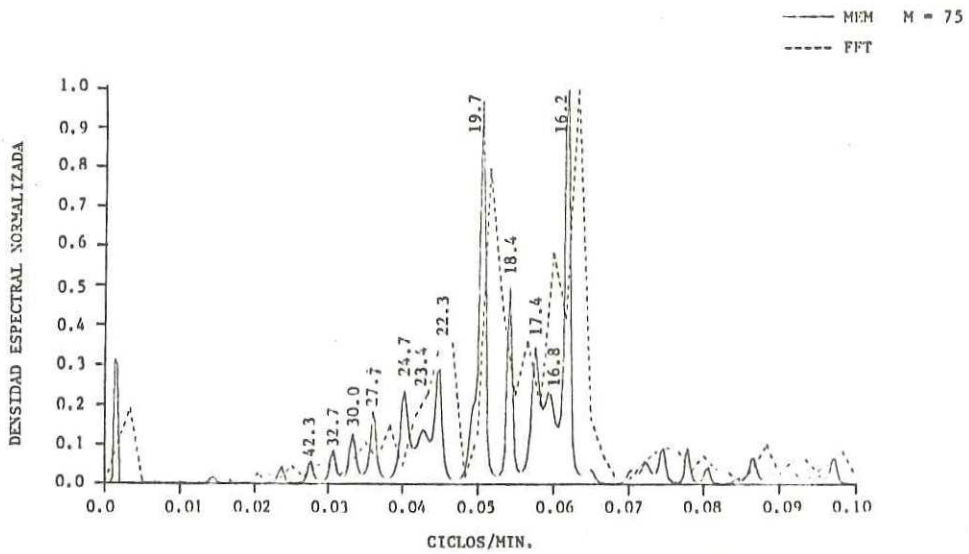


FIG. 40 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE OCTUBRE 1963 EN SALINA CRUZ, OAX.

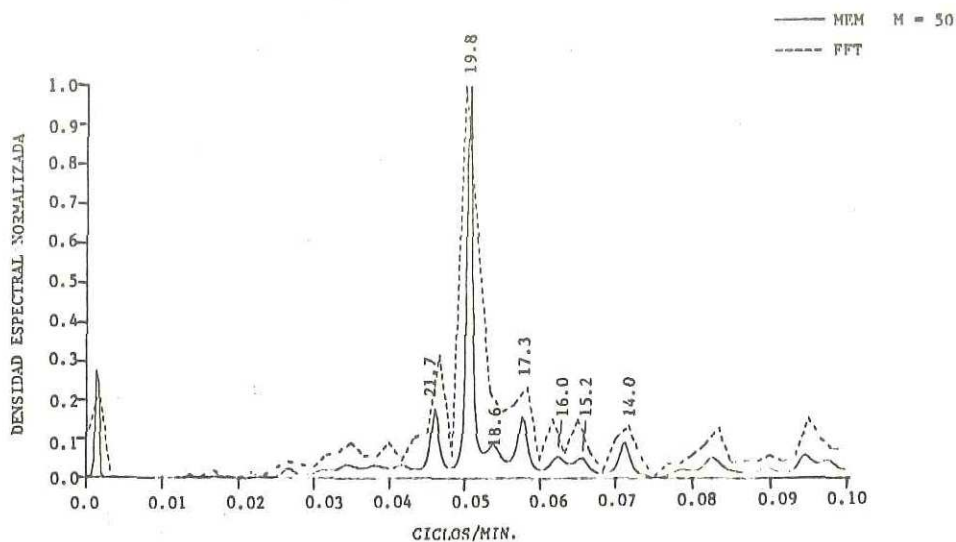


FIG. 41 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE FEBRERO 1965 EN SALINA CRUZ, OAX.

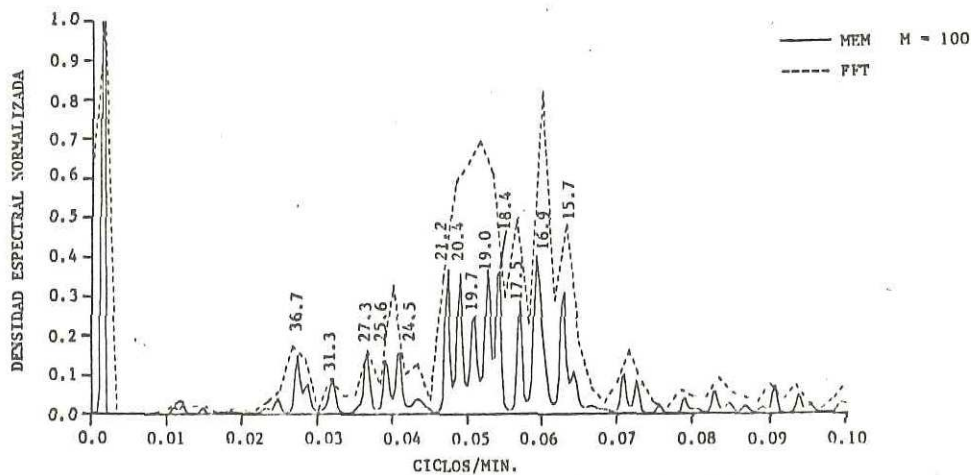


FIG. 42 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE OCTUBRE 1966 EN SALINA CRUZ, OAX.

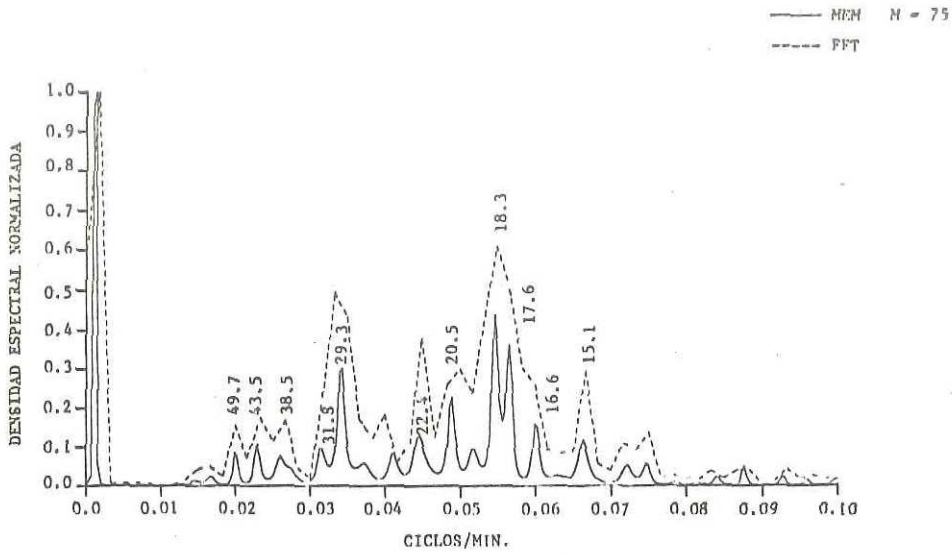


FIG. 4.3 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1973 EN SALINA CRUZ, OAX.

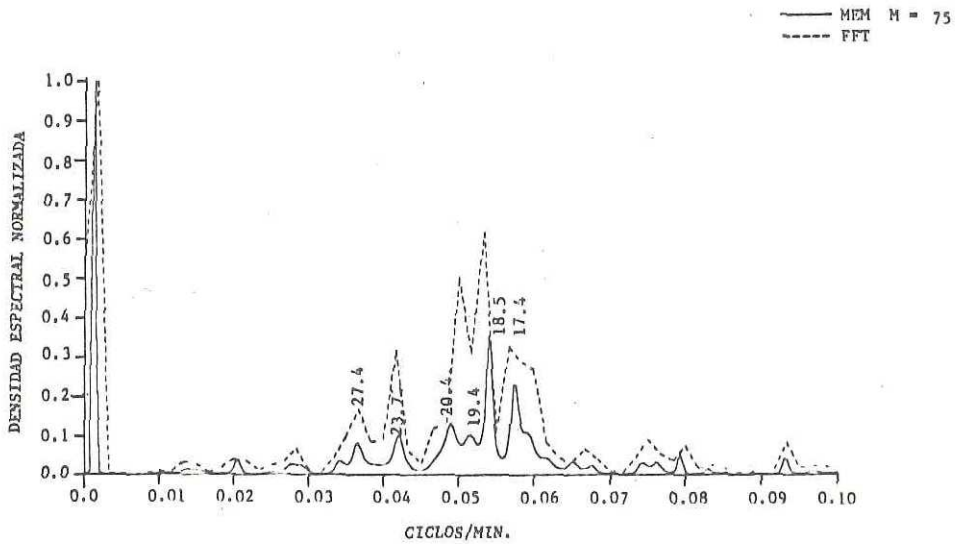


FIG. 4.4 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE NOVIEMBRE 1975 EN SALINA CRUZ, OAX.

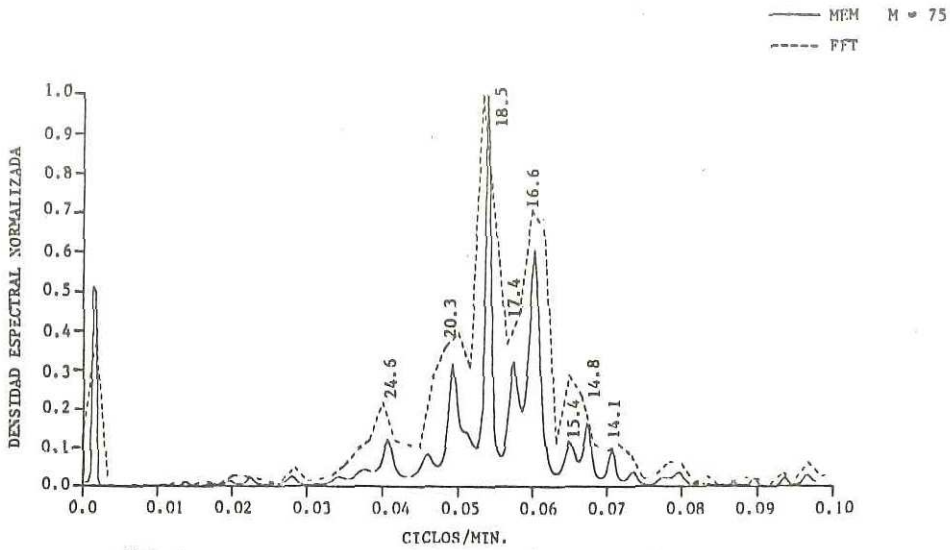


FIG. 48 ESPECTROS DE POTENCIA NORMALIZADOS (MEM Y FFT) DEL TSUNAMI DE ENERO 1976 EN SALINA CRUZ, OAX.