

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**"LA RELACION ENTRE EL OLEAJE Y EL
VIENTO A PARTIR DE OBSERVACIONES EN SAN
FELIPE, B.C."**



T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA:
SERGIO IGNACIO LARIOS CASTILLO

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, JUNIO DE 1989

"LA RELACION ENTRE EL OLEAJE Y EL VIENTO A PARTIR
DE OBSERVACIONES EN SAN FELIPE, B.C."

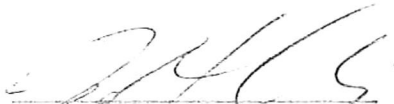
T E S I S
QUE PRESENTA:
SERGIO IGNACIO LARIOS CASTILLO

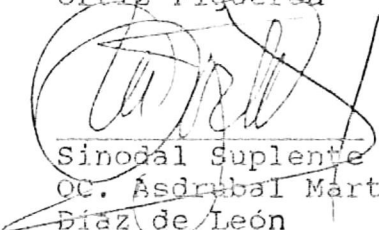
Aprobada por:

Oscar Delgado G.
Presidente del jurado
M.C. Oscar E. Delgado González


Sinodal Propietario
DR. Francisco Javier
Ocampo Torres

Carlos R. Torres N.
Sinodal Suplente
M.C. Carlos Rodolfo
Torres Navarrete


Sinodal Propietario
OC. Modesto
Ortiz Figueroa


Sinodal Suplente
OC. Asdrubal Martínez
Díaz de León

RESUMEN

"LA RELACION ENTRE EL OLEAJE Y EL VIENTO A PARTIR DE OBSERVACIONES EN SAN FELIPE, B.C."

Durante 26 días de los meses de mayo y junio de 1984 se llevaron a cabo mediciones de intensidad y dirección del viento y de oleaje, en Punta Machorro, B.C. Se hizo una estimación de las alturas significantes del oleaje a partir de los espectros de las fluctuaciones de presión con los métodos de Esteva y Harris (1970) y de Kim y Simons (1974), y se encontró que con éste último se obtienen alturas significantes 13% mayores a las calculadas con el primero.

Utilizando una relación teórica dada por Bretschneider (1954), se estiman las alturas significantes esperadas para el viento medido y se comparan con la observada.

Se encuentra que los datos de las alturas significantes estimadas se ajustan con la relación teórica para velocidades de vientos entre 4.5 y 6.5 m/s, por existir suficiente área para su generación. Para las velocidades de vientos menores de 4.5 m/s, las alturas significantes estimadas son mayores que las alturas teóricas; el oleaje registrado es swell. Para velocidades de viento mayores de 6.5 m/s, no se tienen condiciones espaciales suficientes para alcanzar las alturas significantes teóricas.

DEDICATORIA

A MIS PADRES

Luis Larios Vergara y Aurora Castillo de Larios.

A MI ESPOSA

Alma Lilia Ruiz de Larios.

A MI HIJO

Sergio

A MIS HERMANOS

Luis, Patricia, Rosa Maria, Gabriela,
Jorge, Archivaldo, y Cristina.

A MIS COMPAÑEROS

Gustavo, Pedro y Leticia

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California y así mismo a la sección de Oceanografía Física por todo el apoyo otorgado para el desarrollo y realización de este trabajo.

Agradezco al personal de la Dirección de Investigación Científica y Superación Académica (S.E.P.) y Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por su apoyo para la realización de esta tesis de licenciatura.

En especial a mi director M. en C. Oscar E. Delgado González por sus enseñanzas, críticas y recomendaciones.

A mis sinodales M. en C. Carlos Rodolfo Torres Navarrete, Oc. Asdrúbal Martínez Díaz de León, Dr. Francisco Javier Ocampo Torres y Oc. Modesto Ortiz Figueroa, por sus acertadas correcciones, críticas y sugerencias hechas a este trabajo.

A el departamento editorial del IIO, en especial a Araceli Meléndez Crosthwaite.

A todas las personas que de alguna u otra manera contribuyeron en este trabajo, o en mi formación profesional.

A todos ellos gracias.

TABLA DE CONTENIDO

	Pag.
Lista de Tablas	i
Lista de Figuras	ii
Lista de Símbolos	iii
1 INTRODUCCION.	1
1.1 Importancia de la relación viento-oleaje.	1
1.2 Antecedentes.	3
1.2.1 Generales.	3
1.2.2 Particulares.	5
1.3 Objetivo.	7
2 MATERIALES Y METODO.	8
2.1 Area de estudio.	8
2.2 Instrumentación.	9
2.2.1 El medidor de oleaje.	9
2.2.1.1 El sensor de presión.	10
2.2.1.2 El correntímetro.	10
2.2.1.3 La brújula.	11
2.2.2 La estación meteorológica.	11
2.3.2.1 El sensor de presión atmosférica.	12
2.3.2.2 El sensor de rapidez.	12
2.3.2.3 El sensor de dirección.	12
2.3 Calidad de los datos de oleaje.	13
2.4 Espectros de oleaje.	17
2.5 Estimación de alturas y períodos.	18
2.5.1 Método de Esteva y Harris (1970).	18
2.5.2 Método de Kim y Simons (1974).	19
2.6 Estimación de la dirección de arribo.	22
3 RESULTADOS.	23
4 DISCUSIONES.	32
5 CONCLUSIONES.	35
6 LITERATURA CITADA.	36

Tabla		Pag.
I	Altura significativa (H_s) calculada con el método de Kim y Simons, (1974) y Esteva (1970), dirección principal de oleaje, el período pico (T_p) y el viento máximo (V_{mx}) para los archivos seleccionados.	29
II	Promedio de el período pico (T_p), la razón entre la altura significativa y presión significativa teóricas (C), y la presión significativa (P_s) de todos los registros y de los datos seleccionados.	28

Fig.		Pag.
1	Localización del área de estudio y definición del ángulo de propagación de oleaje. (tomada de Delgado, 1988)	6
2	Serie de tiempo de las fluctuaciones de presión y componentes horizontales de velocidad u y v asociadas, correspondientes a las 16:00 hrs del día 5 de junio de 1984.	14
3	Igual al anterior, pero para las 12:00 del 8 de junio de 1984.	15
4	a) Comportamiento de la marea durante el experimento, las cruces representan mediciones de oleaje; b) viento medio en forma de astillas registradas por la estación meteorológica (a intervalos de 1 h, se grafica la velocidad en la dirección del viento, el N es hacia el Norte geográfico) del 26 de mayo al 19 de junio de 1984.	16
5	Factor de atenuación (K_p), expresado como porcentaje de la señal a una profundidad de 6, 9 y 12 m.	20
6	Espectro del 6 de junio a las 0:00 hs de un registro de presión y el correspondiente de las elevaciones de la superficie. Se muestra la F_c , se sobrepone el espectro de PM generado con un $T_p = 5$ s y amortiguado a una profundidad de 8.7 m.	24
7	Presión significativa (P_s) calculada de los espectros de presión, del 27 de mayo al 17 de junio de 1984.	25
8	Relación teórica entre el período de cruces por cero (T_{zp}) evaluado a partir de los espectros de presión y el período pico (T_p) evaluado a partir de los espectros de elevación, para una profundidad de 6, 9 y 12 m, utilizando espectros de PM.	26
9	Relación teórica entre el período de cruces por cero de los espectros de presión (T_{zp}) y la razón entre la altura significativa y presión significativa teóricas (C), calculada con los espectros utilizados para generar los datos de la figura anterior.	27
10	a) Dirección del viento; b) rapidez de viento medio y máximo; c) presión significativa y altura significativa para los datos del 4 al 6 de junio de 1984.	30
11	Altura significativa (H_s) Kim (1974), Esteva (1970) y teórica contra el cuadrado de la rapidez máxima de viento (V_{mx}) ² .	31

Símbolo:	Descripción:
C	Relación H_{st}/P_{st} .
cgs	Sistema Centímetro-gramo-segundo.
d	profundidad
df	Delta de frecuencia.
F	Fetch, área donde se genera oleaje.
fp	Frecuencia de máxima energía
g	Aceleración debida a la gravedad.
H_s	Altura significativa
H_{st}	Altura significativa teórica
K	Número de onda.
K_p	Factor de atenuación.
L	Columna de agua sobre el aparato.
MCD	Mar completamente desarrollado
M_0	Momento espectral orden cero.
M_2	Segundo momento espectral.
P_s	Fluctuación de presión significativa
P_{st}	Fluctuación de presión significativa teórica
SMB	Método de predicción de oleaje (Sverdrup-Munk-Bretschneider)
S_n	Espectro de elevaciones
S_{nt}	Espectro de elevaciones teórico
S_p	Espectro de las fluctuaciones de presión
S_{pt}	Espectro de las fluctuaciones de presión teórico
T_p	Período de máxima energía
T_s	Período significativo
T_{zp}	Período promedio de cruces por zero en el fondo.
u	Componente de velocidad orbital, positivo hacia el Este
V_{mx}	Velocidad de viento máxima.
v	Componente de velocidad orbital, positivo hacia el Norte
w	Frecuencia angular.
α	Constante de Phillips.
θ	Dirección predominante de arribo.

1 INTRODUCCION.

1.1 Importancia de la relación viento oleaje.

La acción del viento sobre la interface aire-agua genera olas con diferentes direcciones, frecuencias y tamaños que al propagarse pueden ser afectadas por islas, corrientes, topografía del fondo, viento, etc. Estos obstáculos no las afectan en igual medida, ya que las olas con frecuencias menores de 0.06 Hz recorren distancias del orden de miles de kilómetros conservando prácticamente su frecuencia y dirección aún al encontrarse con vientos o corrientes marinas en dirección opuesta. Sin embargo, ésta es una situación que no se cumple con todo el oleaje, pues para olas con frecuencias mayores de 0.2 Hz, un cambio en la dirección del viento produce una reorientación en cuestión de minutos (Young, Hasselmann y Hasselmann, 1987).

Dado que la altura y frecuencia del oleaje dependen de la intensidad y duración con la que sopla el viento sobre un área determinada, es de esperarse que en lagos o mares pequeños se genere oleaje de altas frecuencias y con longitudes de onda del orden de decenas de metros. Si las condiciones de viento y el área sobre la cual actúa son adecuados, pueden llegar a saturarse estas frecuencias. Es decir, que si las dimensiones son adecuadas y las condiciones meteorológicas propicias, se pueden originar condiciones de mar completamente desarrollado.

El estudiar el oleaje en la zona de generación permite conocer el tiempo que tarda en responder la superficie del mar al esfuerzo del viento, para lo cual es necesario

colocar al menos una estación meteorológica y un sensor que registre oleaje en lugares relativamente cercanos. Además, suponer que el viento registrado es el que generó el oleaje, suposición necesaria para poder analizar la relación existente.

La importancia de la relación cualitativa entre el viento y el oleaje radica en que permite calibrar modelos que predicen los estados evolutivos del oleaje, como lo son su generación, propagación y disipación.

El uso de sensores de presión para obtener registros de oleaje se ha generalizado en los últimos años, pues tienen la ventaja de instalarse bajo el agua, donde están protegidos de ser dañados por las embarcaciones. Sin embargo, presentan el inconveniente de que no registran directamente las alturas de las olas, sino las fluctuaciones de presión provocadas cuando éstas pasan sobre el sensor. Esta señal es atenuada por la columna de agua, a mayor profundidad mayor atenuación y viceversa.

La técnica espectral de Esteva y Harris (1970) es la más utilizada para obtener espectros de las elevaciones de la superficie a partir de registros de presión medidos a una cierta profundidad. Sin embargo, recupera la señal en forma apropiada sólo hasta una cierta frecuencia, la cual es función de la profundidad a la que se instaló el sensor. Esto da lugar a una limitante para las frecuencias que pueden medirse.

Una metodología alterna para obtener información de las olas superficiales, es descrita por Kim y Simons (1974), que si bien no recupera el espectro de las elevaciones de la superficie, estima la altura significativa, un parámetro estadístico de uso común en estudios de oleaje.

1.2 Antecedentes.

1.2.1 Generales.

La predicción del oleaje data de la Segunda Guerra Mundial, anterior a este acontecimiento sólo se relacionaba la altura del oleaje con la velocidad del viento, sin hacer referencia a la duración o al área de generación (Fetch).

"Sverdrup y Munk (1947), intentaron predecir el oleaje aproximándolo por una componente senoidal. Después, Longuet-Higgins, (1952) obtuvo las relaciones estadísticas para el espectro de banda angosta, y Newmann (1953) una ecuación teórica representativa del espectro del oleaje que puede relacionarse a la altura y período significativo. Pierson et al. (1955), empleando esta representación espectral calculó tablas y gráficas de aplicación rápida en ingeniería. Como muchas comparaciones entre las fórmulas de estos trabajos no concordaban, Pierson (1964) estudió el aspecto de las velocidades de viento y encontró que el perfil de viento era un elemento crítico, y llevando las velocidades a una altura común, redujo las diferencias en las fórmulas.

Moskowitz (1964) llevó a cabo un análisis espectral de datos y modificó la forma espectral empleada por Pierson et al. (1955). Esto mejoró la concordancia con otras relaciones para mares completamente desarrollados (MCD). Pierson y Moskowitz (1964) definieron el concepto de perfil de viento y la nueva forma espectral en forma adimensional sugerida por Kitaigorodskii (1961). De este espectro se derivó el que representa el MCD para cualquier velocidad de viento, tanto como la altura representativa sobre la superficie del océano para una velocidad de viento dada. Johnson (1950) y Bretschneider (1954) revisaron el trabajo de Sverdrup y Munk (1947). Esto dio lugar al método de predicción conocido como SMB, e hicieron el análisis para mares completamente desarrollados encontrando la relación $H_s = 2.63 V^2$, donde H_s es la altura significativa (en cm) y V es la velocidad del viento (en m)" (Silvester, 1979).

El método SMB está basado en consideraciones dimensionales y sus relaciones funcionales se determinaron con datos de oleaje (Bretschneider, 1967). En este método, se considera que la altura (H_s) y período significantes (T_s) en aguas profundas, son función de: a) velocidad del viento formativo (V), b) duración (t), c) área sobre la que éste actúa (F) y d) aceleración de la gravedad (g).

1.2.2 Particulares.

En la zona de estudio no se han realizado esta clase de trabajos, sin embargo, en una localidad cercana Komar (1969), reportó que el oleaje es generado por un sistema de brisa marina, con un mayor efecto a medio día y alturas significantes (H_s) entre 30 y 100 cm, y períodos entre 2.7 y 3.6 s. Así como olas poco energéticas con períodos de 10 a 15 s, provenientes del sur.

Ocampo Torres, (1982) reporta alturas significantes entre 9 y 22 cm, y períodos entre 3 y 5 s, en dicho trabajo se menciona que el oleaje responde con rapidez a los cambios de dirección del viento.

Cruz Falcón, (1983) reporta ángulos de incidencia entre 63° y 75° , (todas las direcciones son con respecto al norte geográfico, en dirección a las manecillas del reloj) para olas con períodos entre 3.8 y 4 s, y Peña (1986), reportó la existencia de oscilaciones en la banda de infragravedad con períodos de 14 s.

Delgado González (1988) trabajando con la misma base de datos utilizada en este trabajo, obtiene la dirección preferencial para la banda más energética ($f=0.1875$ Hz), entre 125° y 135° (Figura 1). Reporta también que las variaciones del nivel de la marea son de ± 3 m, lo cual se refleja al tratar de recuperar la información de oleaje obtenida con sensores de presión.

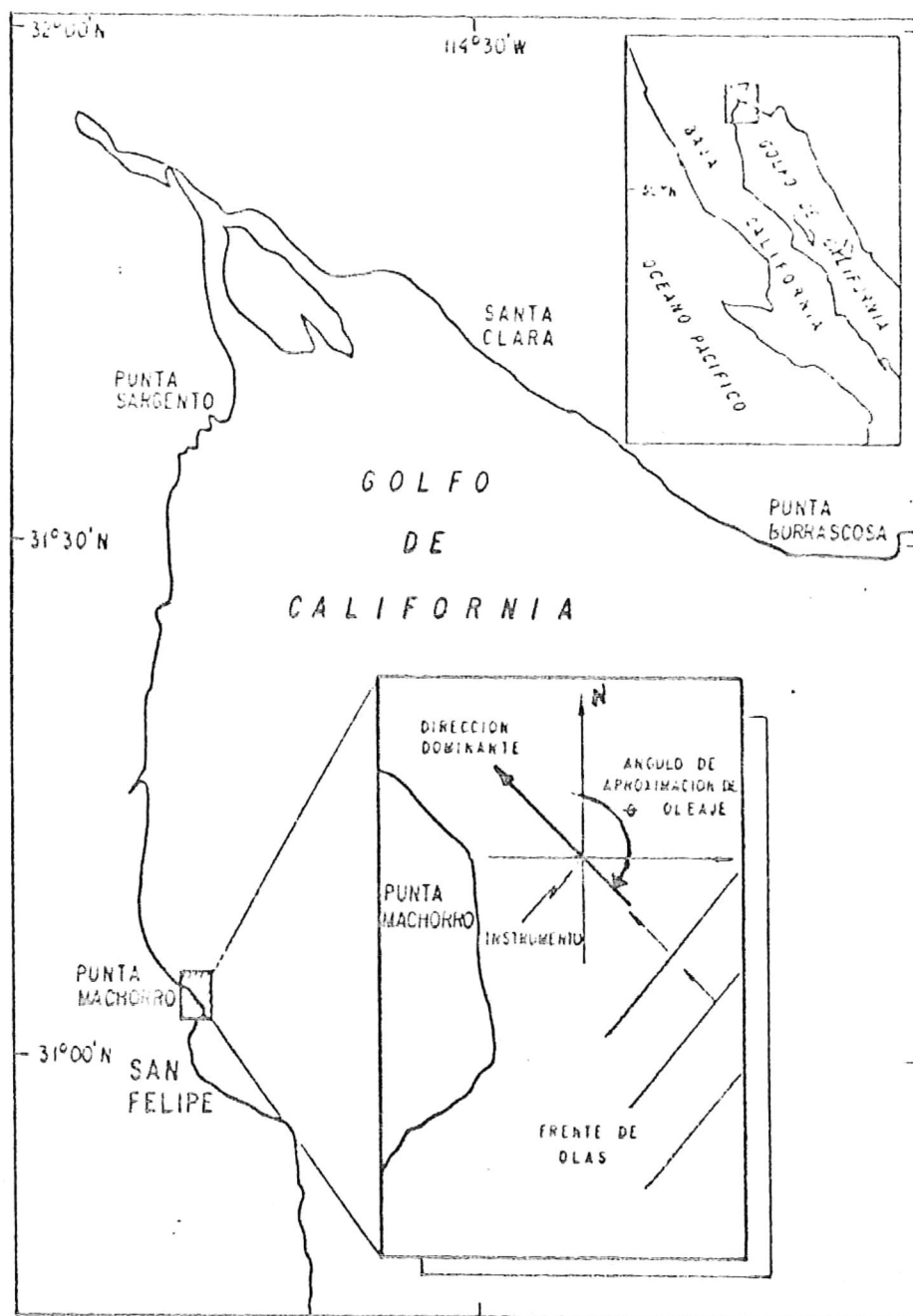


Figura 1 : Localización del área de estudio y definición del ángulo de propagación de oleaje. (tomada de Delgado, 1988)

1.3 Objetivo.

Se cuenta con registros de cambios de presión y velocidades orbitales debidas a la presencia del oleaje, además de la rapidez y dirección del viento en San Felipe B.C.

El objetivo del presente trabajo es comparar datos de velocidad de viento (V) y altura significante H_s del oleaje de San Felipe, B.C., contra la relación teórica $H_s = 2.68 V^2$, dada por Bretschneider (1954).

Como es necesario estimar la H_s en la relación anterior, un objetivo particular es obtenerla con dos métodos a partir de información de fluctuaciones de presión y determinar cuál es el más adecuado para las condiciones encontradas en San Felipe, B.C.

2 MATERIALES Y METODO.

A continuación se presenta la información del área de estudio. Los instrumentos utilizados para obtener la información del viento y las fluctuaciones de presión se describen en la sección 2.2 y 2.3. La metodología se detalla en la sección 2.4. En el tercer capítulo se presentan los resultados y en el cuarto capítulo se discuten. Finalmente las conclusiones ocupan el quinto capítulo.

2.1 Area de estudio.

El área de estudio se localiza en la costa noroccidental del Golfo de California, (Mar de Cortés), en la localidad de Punta Machorro, B. C. cercana al puerto de San Felipe, entre los $31^{\circ} 00'$ y $31^{\circ} 04'$ norte y de los $114^{\circ} 48'$ a $114^{\circ} 50'$ oeste (Figura 1).

La región se caracteriza por ser desértica, donde la radiación solar crea un gradiente de presión que causa un sistema de brisa marina en la costa con un máximo a medio día (Komar, 1969).

En Punta Machorro se instaló el medidor de oleaje utilizado para registrar oleaje, mientras que la estación meteorológica AANDERA quedó localizada en la capitanía del Puerto de San Felipe, aproximadamente a 8 km al sur de Punta Machorro. Ambos instrumentos funcionaron del 25 de mayo al 19 de junio de 1984.

El medidor de oleaje, instalado a 9 m de profundidad promedio, quedó programado para que registrara 1024 datos a razón de dos muestras por segundo, cada cuatro horas, toda esta información queda almacenada en un cassette digital de 300 pies de longitud de cinta.

La AANDERAA grabó las variables meteorológicas cada hora en una cinta magnética de 1/4 pulgada.

2.2 Instrumentación

A continuación se describen brevemente los instrumentos de medición.

2.2.1 El medidor de oleaje.

El instrumento modelo 635-12, fabricado por la compañía Sea Data, obtiene información de los cambios de presión y velocidad de corriente promedio e instantánea, además de la posición con respecto al norte magnético con tres sensores que lo constituyen.

Este modelo permite seleccionar intervalos de muestreo de 0.5, 1, 2, 4, 8, y 16 s, el número de muestras por grupo de 64, 128, 256, 512, 1024, 2048, o continuo dando ocho muestras más por grupo, y escoger el intervalo entre grupo de 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 16 y 24 hrs. Las lecturas promedio se seleccionan entre 3.75, 7.5, 15, 30 o 60 min., haciendo ocho lecturas de la presión promedio, las componentes horizontales de velocidad media y la orientación.

El equipo quedó fijo en un soporte de aluminio tubular de forma piramidal, para evitar desplazamientos por corrientes, además se utilizó equipo de seguridad, que consta de un liberador acústico, línea de seguridad y boyarines.

A continuación se describe cada sensor.

2.2.1.1 El sensor de presión.

Este sensor es el modelo 2100-AT-002 de la marca Digiquartz, el principio de operación consiste en transformar los cambios de presión en cambios de frecuencia de un oscilador de cuarzo. Un circuito electrónico las transforma a cuentas binarias, las que se graban en una cinta magnética. Este sensor tiene una resolución de 0.1 cm y puede trabajar hasta los 60 m de profundidad.

2.2.1.2 El correntímetro.

El correntímetro electromagnético Marsh Mc Birney funciona basado en el principio de Faraday de inducción electromagnética, el cual establece que un conductor (en este caso el agua) que se mueve en un campo magnético, (el cual es generado por el sensor) produce un voltaje proporcional a su velocidad. El campo eléctrico resultante es medido por cuatro electrodos que sobresalen de la esfera que forma el sensor.

El flujo se mide solamente en un plano normal al eje longitudinal del sensor, y lo representa como dos componentes ortogonales cartesianos (u,v) expresada como voltajes analógicos teniendo una escala completa de ± 4 v que corresponde a ± 3 m/s, con una resolución de 0.3 m/s.

2.2.1.3 La brújula.

La brújula Digicourse modelo 225 es utilizada para dar orientación a las componentes de velocidad registradas por el correntímetro, mide el ángulo dextrógiro que forma el norte magnético con la componente V+ del correntímetro. Tiene una resolución de 1.4° en cualquier orientación.

2.2.2 La estación meteorológica.

La estación meteorológica autónoma AANDERAA tiene capacidad de recibir señales digitales o analógicas de seis sensores de aire y cinco de campo, los primeros se montan sobre un mástil que los eleva hasta una altura de 10 m sobre el nivel de la base, conectándose con un cable al captador de datos situado en la base del sistema, el cual permite seleccionar intervalos de muestreo para los sensores conectados entre 0.5, 1, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 60 y 180 min, grabando la señal en cinta magnética de 1/4 de pulgada.

Durante el experimento se conectaron los sensores de presión atmosférica, rapidez y dirección de viento, descritos a continuación.

2.2.2.1 El sensor de presión atmosférica.

Este sensor modelo 2810 emplea un circuito integrado, que posee una membrana de silicón en la parte central, expuesta a la presión atmosférica y al vacío por cada lado respectivamente, tiene una señal de salida proporcional a la presión atmosférica, actúa como sensor de presión absoluta.

Este sensor no es afectado por la temperatura o aceleración mecánica, funciona en un intervalo de 920-1080 mb, con una resolución de 0.2 mb.

2.2.2.2 El sensor de rapidez.

El sensor de rapidez de viento modelo 2740, consta de un rotor con tres tazas separadas 120° entre si. En su parte inferior contiene un magneto cuyas rotaciones son medidas por un contacto especial ubicado dentro del cuerpo del sensor conectado a un circuito electrónico. Obtiene la velocidad media y máxima registrada en un período mayor de 2 s, en un intervalo entre 3 s y tres horas con una resolución de $\pm 2\%$ o 20 cm/s y en un intervalo de 0 a 60 m/s, tiene una velocidad umbral de 30 a 50 cm/s.

2.2.2.3 El sensor de dirección.

El sensor de dirección modelo 2750 consiste de una veleta que gira en un pivote vertical montado sobre el cuerpo del sensor, en donde el compás se acopla magnéticamente. Al realizar la lectura, un mecanismo fija

la veleta y la dirección se mide como un potencial. Por las características del sensor, se debe cuidar que esté orientado al norte, teniéndose una resolución mejor que 5° , con una velocidad umbral de 30 cm/s.

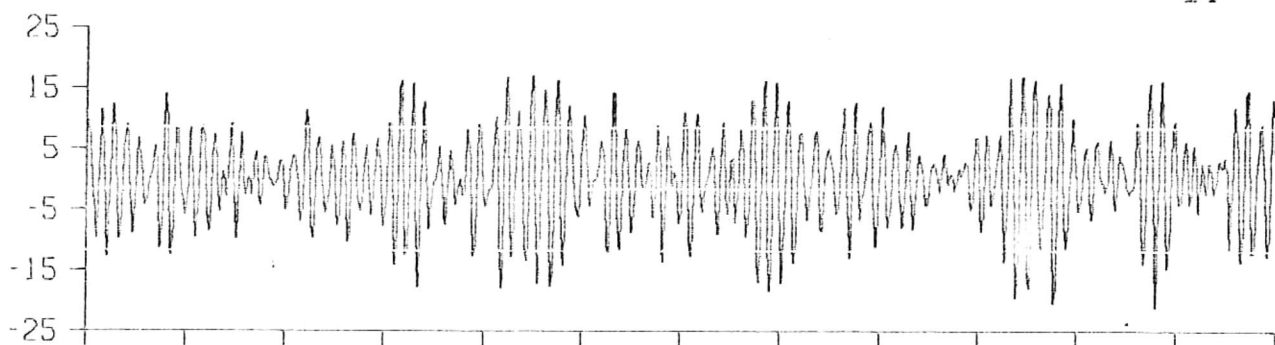
2.3 Calidad de los datos de viento y oleaje.

Los datos de oleaje y viento fueron transferidos al sistema Prime 400 de CICESE mediante una interfaz de acople; una vez en la computadora se pasaron al sistema cgs. La base de datos consistió de 157 registros de presión y 560 datos de viento.

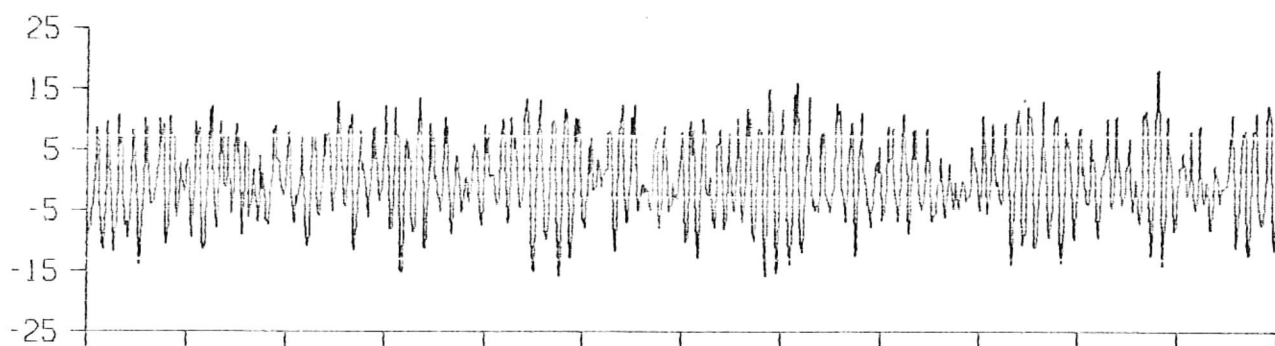
Cada registro fue graficado para establecer visualmente la calidad de los mismos. En las Figuras 2 y 3 se presenta la información típica del medidor de oleaje, la cual consiste de series de tiempo de las fluctuaciones de presión con las componentes horizontales de la velocidad u y v asociadas; estas series corresponden a las 12:00 hrs del 5 de junio de 1984 y a las 16:00 hrs del 8 de junio respectivamente. La componente v es en la dirección del norte geográfico. Si se comparan dichas series, se aprecia la diferencia en la magnitud de la señal de presión, u, y v.

El comportamiento de la marea durante el experimento se muestra en la Figura 4a, donde se observa que fluctuó ± 3 m, las cruces indican el tiempo en que se midió oleaje.

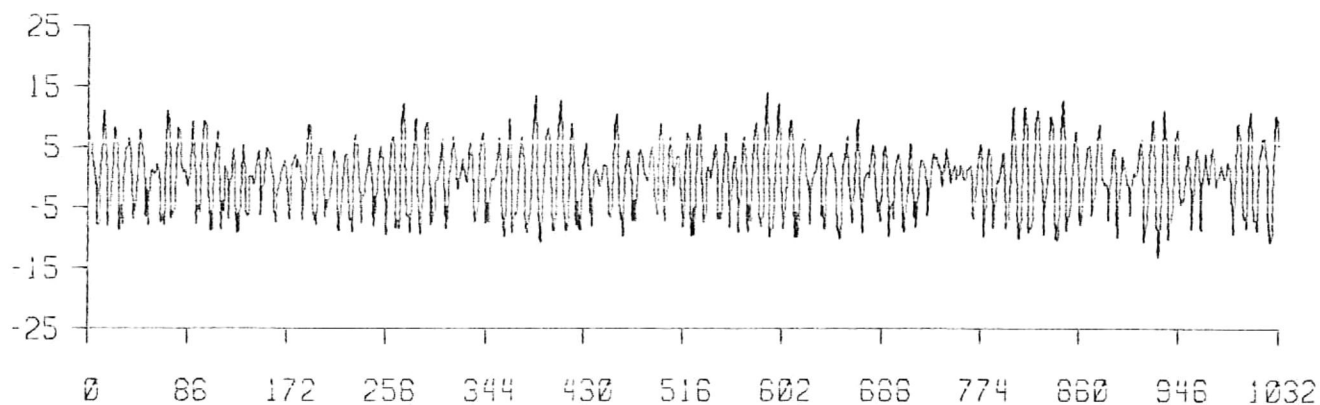
FLUCTUACION DE PRESION



COMPONENTE U EN CM/S



COMPONENTE V EN CM/S



NUMERO DE DATOS

Figura 2 : Serie de tiempo de las fluctuaciones de presión y componentes horizontales de velocidad u y v asociadas, correspondientes a las 16:00 hrs del día 5 de junio de 1984.

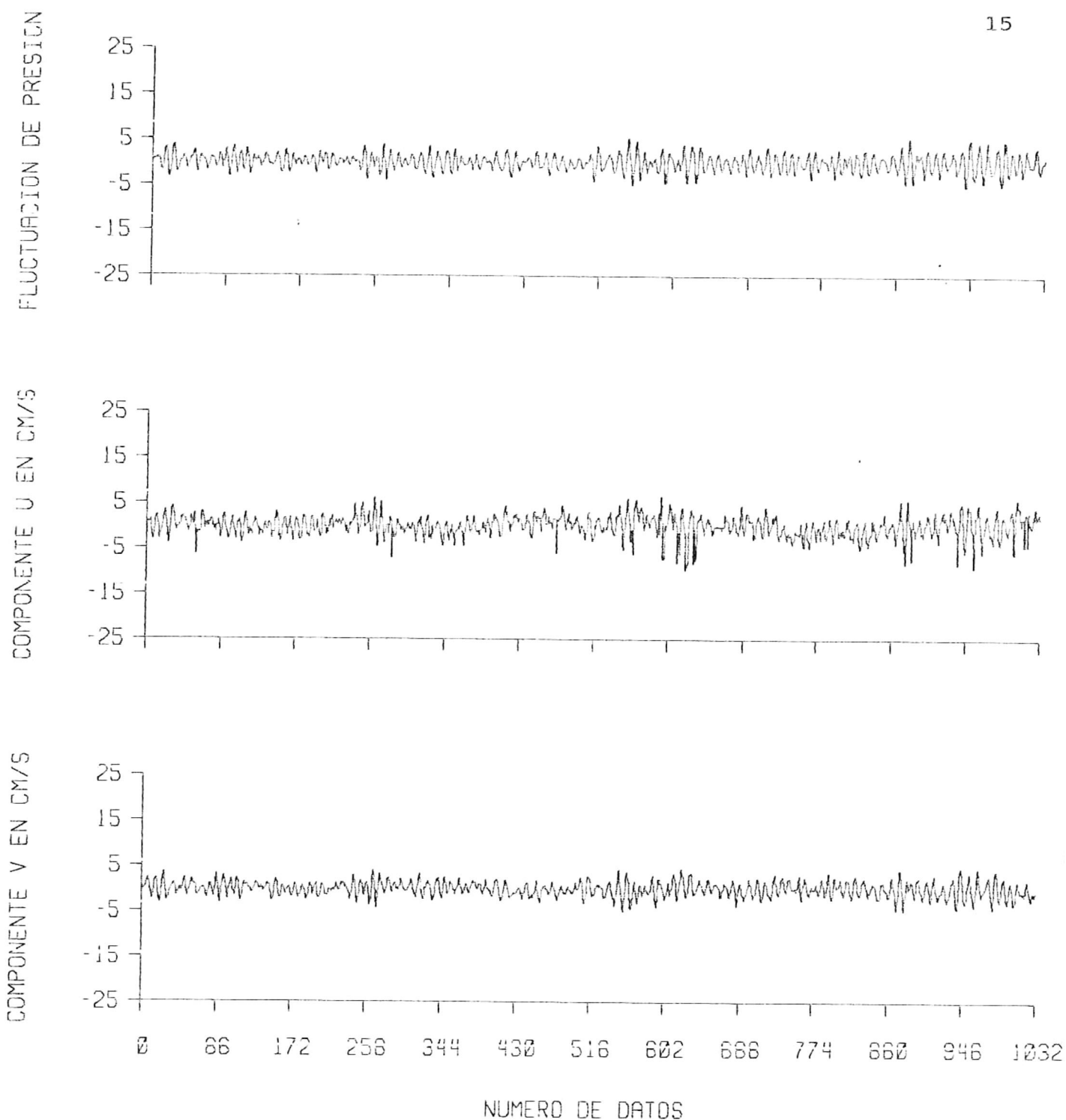


Figura 3 : Igual al anterior, pero para las 12:00 del 8 de junio de 1984.

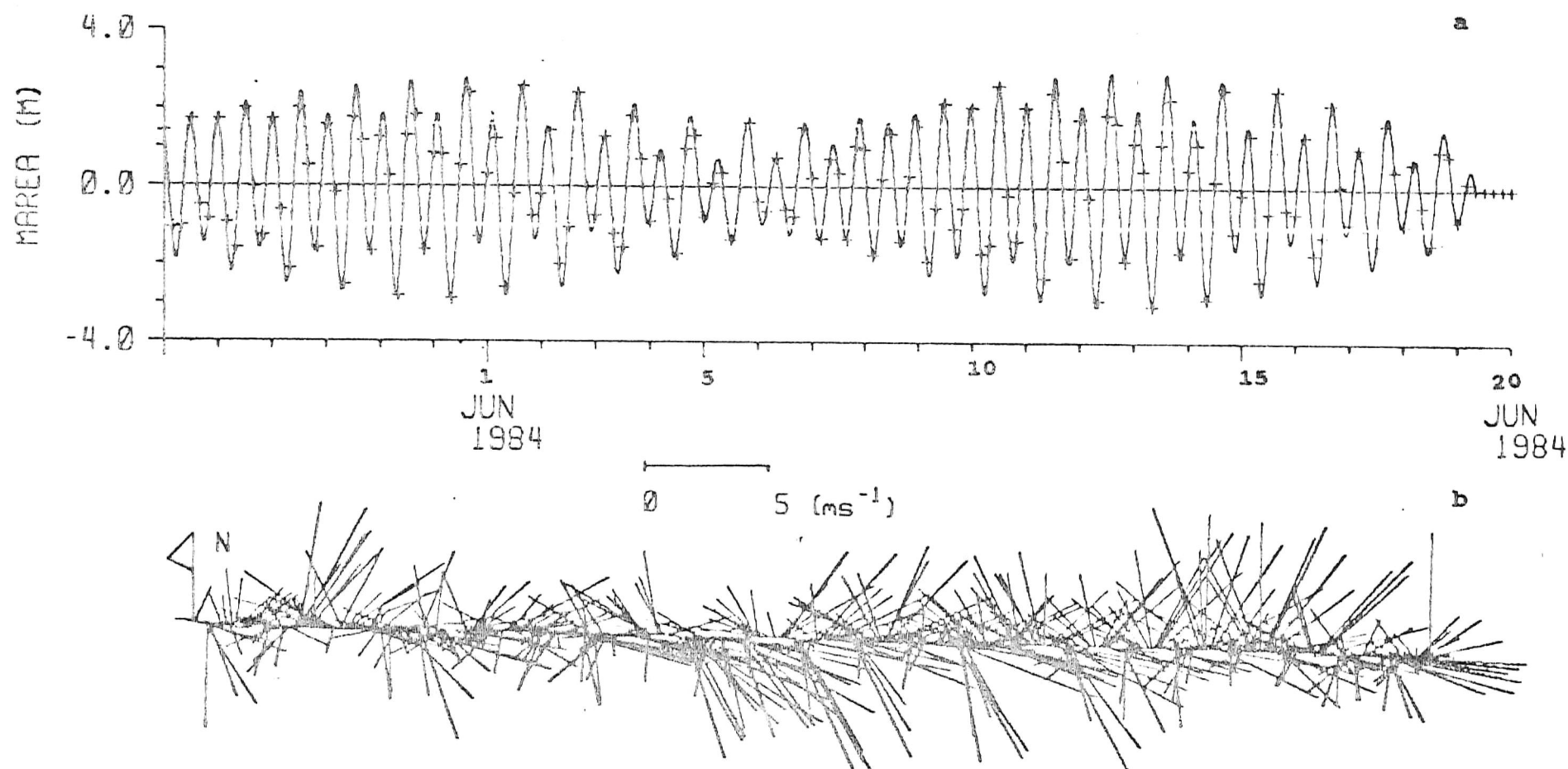


Figura 4 : a) Comportamiento de la marea durante el experimento, las cruces representan cuando se midió oleaje; b) Viento medio en forma de astillas registradas por la estación meteorológica, (a intervalos de 1 h, se grafica la velocidad en la dirección del viento, la N apunta hacia el Norte geográfico) del 26 de mayo al 19 de junio de 1984.

En la Figura 4b se presenta el viento medio en forma de astillas durante el experimento; la marca con N apunta al norte geográfico.

La calidad de los datos de presión se estableció rigurosamente siguiendo los criterios dados por Rossow, Coetzee y Visser (1982); éstos se describen a continuación:

- a.- Aplanamientos: son valores iguales consecutivos, ya sean dobles, triples, cúadruples o de más de cuatro.
- b.- Coeficiente de correlación de la elevación contra el número de dato: el cual puede indicar un desplazamiento en el cero de la instrumentación.
- c.- Normalidad: utilizando los valores de asimetría y kurtosis, ya que las elevaciones del agua debidas al viento siguen aproximadamente una distribución normal.

2.4 Espectros de oleaje.

A partir de las series de tiempo de presión se estimaron los espectros (S_p) correspondientes, se utilizó la transformada rápida de Fourier (FFT), con 1024 datos, obteniendo 512 bandas fundamentales con ancho de banda de 0.0019 Hz y una frecuencia de Nyquist de 1. Hz. Antes de la transformación se eliminó la media y tendencia a cada serie; aplicándose posteriormente una ventana coseno al 10% de los extremos de la serie original. La disminución de la varianza fue compensada de acuerdo a Bendat y Piersol (1971).

La estabilidad de las estimaciones espectrales fue aumentada promediando 16 bandas de frecuencia, resultando 32 bandas espectrales con un ancho de 0.032 Hz y con 32 grados de libertad.

2.5 Estimación de alturas y períodos.

Se obtuvieron estimaciones de H_S con dos métodos distintos, el primero Esteva y Harris (1970) recupera el espectro de las elevaciones de la superficie (S_n) y con éste calcula la H_S ; el otro Kim (1974) la estima con la razón de atenuación C de un espectro teórico. A continuación se detallan.

2.5.1 Método de Esteva y Harris (1970).

En este método, la altura significativa (H_S) se calcula a partir del espectro de elevaciones S_n mediante:

$$H_s = 4 \sqrt{\int_0^{\infty} S_n(f) df}, \quad (1)$$

donde: S_n es el espectro de las elevaciones.

El espectro S_n se obtiene a partir de el espectro de presión (S_p) mediante:

$$S_n(f) = \frac{S_p}{K p^2}, \quad (2)$$

donde K_p es el factor de atenuación dado por la teoría lineal;

$$K_P = \frac{\cosh K(d-l)}{\cosh Kd}, \quad (3)$$

d representa la profundidad, l el grosor de la columna de agua sobre el aparato y K es el número de onda, relacionado con la frecuencia (f) como:

$$(2\pi f)^2 = gK \tanh Kd; \quad K = \frac{2\pi}{L}, \quad (4)$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad y L es la longitud de la ola.

La Figura 5 muestra la función K_P , donde se aprecia que las componentes de alta frecuencia (0.2 Hz), se atenúan aproximadamente un 78%, cuando se registran a una profundidad (12 m), alcanzando niveles de ruido, que no pueden ser resueltos por el aparato. Al tratar de recuperar el espectro de elevaciones superficiales se amplifica este ruido lo que representa el principal inconveniente al tratar de estimar el espectro de las elevaciones con este método. Para evitar esta amplificación, se selecciona una frecuencia de corte (F_c) que limita el espectro, seleccionándose cuando se disparan los valores del espectro después de alcanzar el máximo, despreciándose la energía de las frecuencias más altas de F_c (Fig 6).

2.5.2 Método de Kim (1974).

En este método se propone un espectro teórico para estimar en forma indirecta la altura significativa (H_S) de las observaciones. A continuación se describe el método.

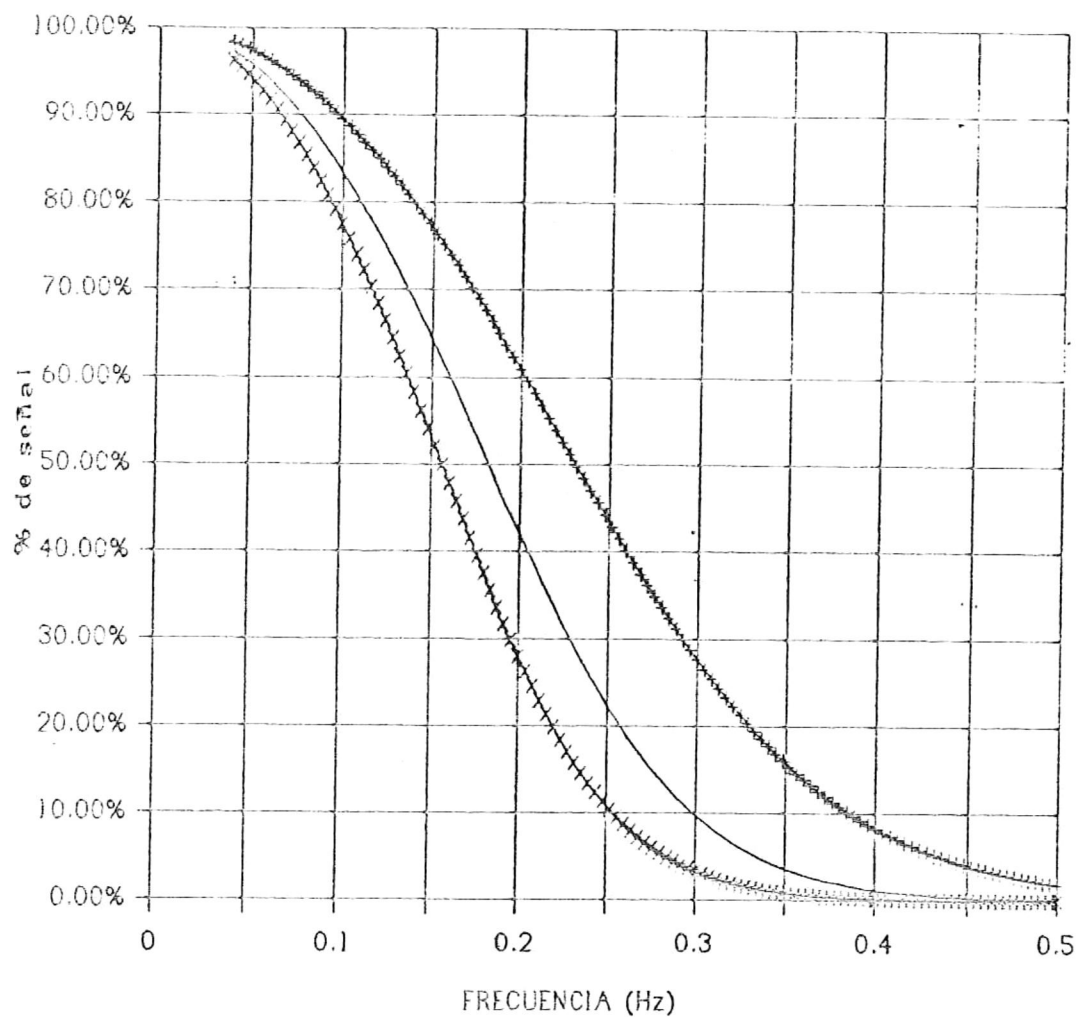


Figura 5 : Factor de atenuación (K_p), expresado como porcentaje de la señal a una profundidad de 6 (+), 9 (-) y 12 (X) m.

La altura significativa H_s se estima mediante

$$H_s = \frac{H_{st}}{P_{st}} P_s, \quad (5)$$

donde: H_{st} es la altura significativa teórica, P_{st} es la fluctuación de presión significativa teórica y P_s es la presión significativa de los datos dada por:

$$P_s = 4 \sqrt{\int_0^{\infty} S_p(f) df}. \quad (6)$$

El espectro S_n , se supone tiene una forma similar a la del espectro teórico S_{nt} de Pierson-Moskowitz (Hasselmann et al., 1973),

$$S_{nt}(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right), \quad (7)$$

donde: f_p = frecuencia de máxima energía y α es la constante de Phillips (=0.0081).

Con este S_{nt} se calcula H_{st} (ecuación 1) y también el espectro teórico de la presión (S_{pt}) (ecuación 2), con éste último a su vez, se calcula P_{st} a través de la ecuación 6.

El período de máxima energía de las elevaciones ($T_p = 1/f_p$), con el que se genera S_{nt} debe estar relacionado linealmente con el período promedio aparente de cruces por cero (T_{zp}) de S_p a la profundidad de interés. El T_{zp} se calcula como:

$$T_{zp} = \frac{1}{2} \left(\frac{\int_0^\infty S_p(f) df}{\int_0^\infty f^2 S_p(f) df} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

Para mayor referencia ver Peña (1983).

La relación lineal entre el T_p y T_{zp} se debe verificar para los períodos de los datos y las profundidades de medición; Kim y Simons (1974), encuentran que $T_p = 1.4 T_{zp}$ para períodos entre 0 y 20 s, y profundidades hasta de 30 m.

2.6 Estimación de la dirección de arribo.

Para estimar la dirección predominante del oleaje a partir de las velocidades orbitales se utilizó la expresión (Yutaka, 1964):

$$\tan 2\theta = \frac{2\overline{uv}}{\overline{u}^2 - \overline{v}^2}, \quad (9)$$

donde: $\overline{u}^2$ y $\overline{v}^2$ son los promedios cuadráticos de u, v y $\overline{uv}$ es el promedio de su producto.

Esta dirección se utiliza para hacer un análisis cualitativo con respecto a la dirección del viento.

3 RESULTADOS.

La Figura 6 muestra el espectro típico de un registro de presión y el correspondiente de las elevaciones de la superficie. Se observa que para frecuencias mayores que F_c (0.37 Hz) se sobreestima el espectro superficial. En la Figura se sobrepone el espectro de PM de las elevaciones de la superficie y de fondo para un T_p superficial de 5 s y $h=8.7$ m. Se observa un corrimiento del T_p superficial con respecto al del fondo, debido a que en las altas frecuencias es más notorio el efecto de atenuación que en las bajas.

En la Figura 7 se grafica la P_s calculada. Se observa la ocurrencia de dos eventos de mayor magnitud durante los días 4 a 7 y el 11 de junio.

La Figura 8 muestra la relación entre el T_p superficial (teórico) y T_{zp} para 6, 9 y 12 m de profundidad. Se observa que esta relación es lineal para períodos mayores de 4 s. Como la profundidad media durante el experimento fue de 9 m se eligió esta profundidad como representativa siendo la ecuación de regresión $T_p = (-3.02) + 1.49 T_{zp}$, calculandose el T_p con esta.

La Figura 9 presenta la relación entre el T_{zp} en el fondo y $C = H_{st}/P_{st}$ calculada con los espectros mismos teóricos utilizados para obtener la Figura 8. Se puede apreciar que para profundidades entre 6 y 9 m, los valores de C fluctúan entre 2 y 4.

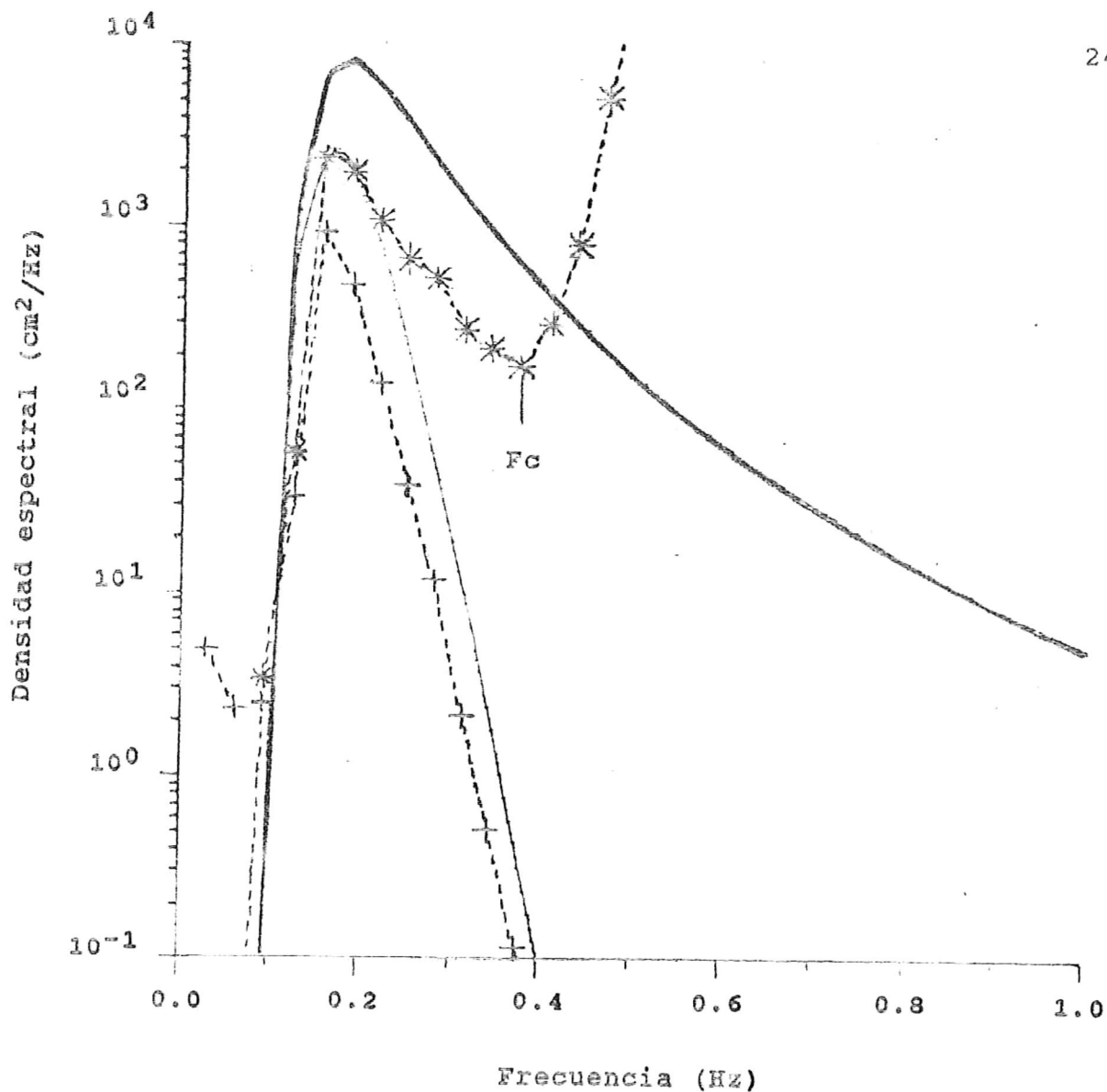


Figura 6 : Espectro del 6 de junio a las 0:00 hs de un registro de presión (+-+) y el correspondiente de las elevaciones de la superficie (*-*). Se muestra la Fc, se sobrepone el espectro de PM (línea gruesa) generado con un $T_p = 5$ s y el mismo amortiguado a una profundidad de 8.7 m (línea delgada).

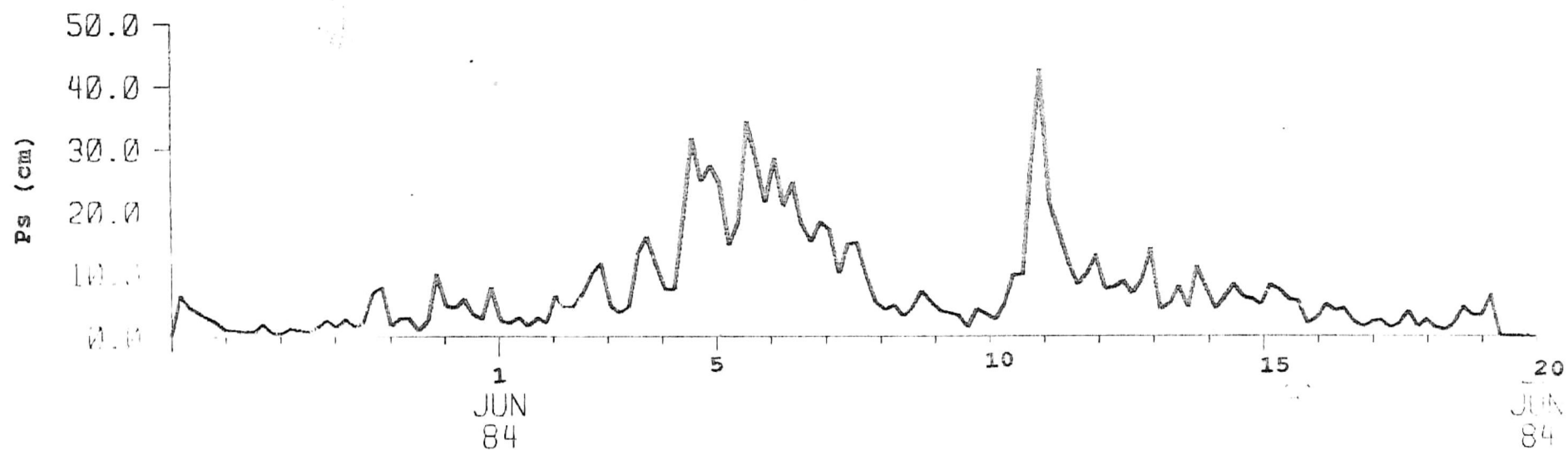


Figura 7 : Presión significativa (P_s) calculada de los espectros de presión, del 27 de mayo al 17 de junio de 1984.

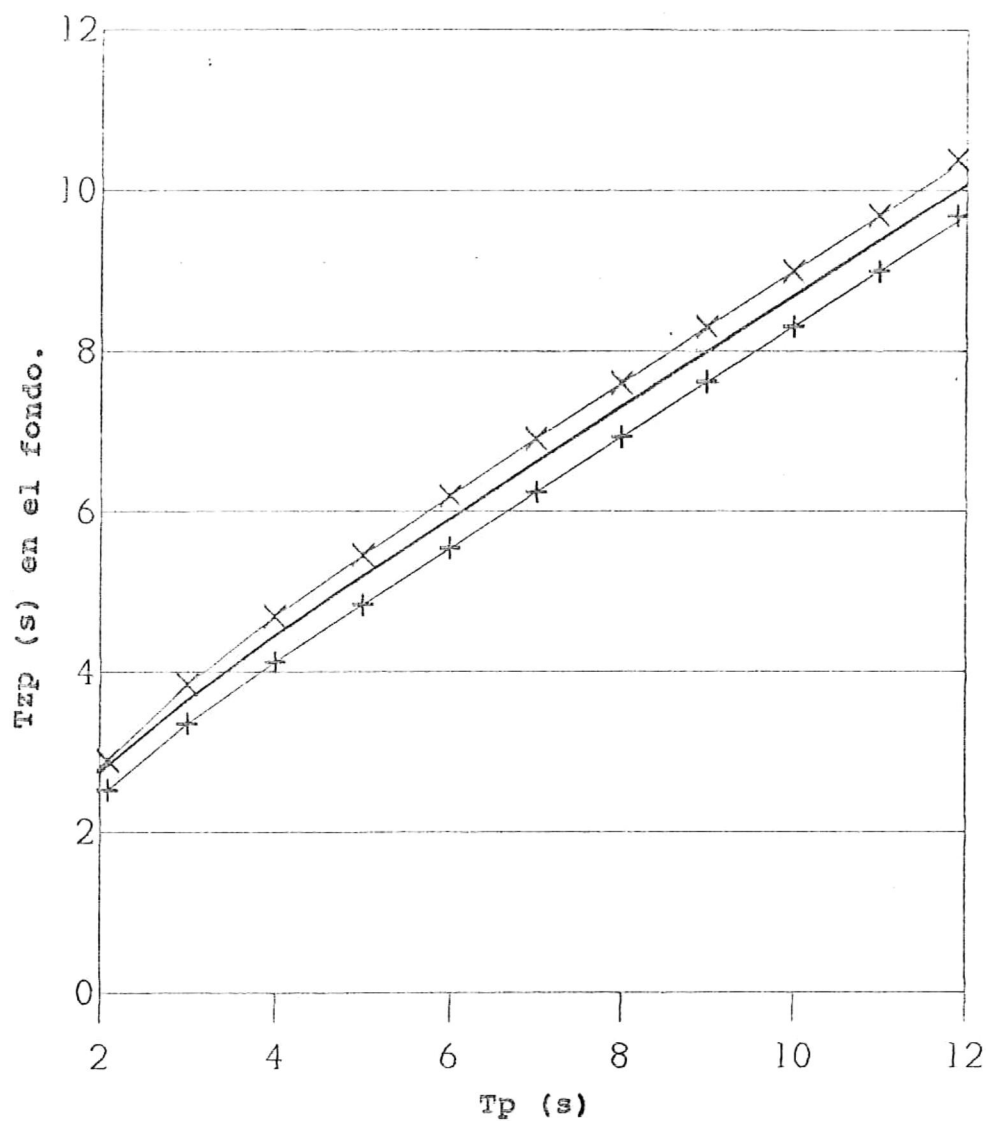


Figura 8 : Relación teórica entre el período de cruces por cero (T_{zp}) evaluado a partir de los espectros de presión y el período pico (T_p) evaluado a partir de los espectros de elevación, para una profundidad de 6 (+-), 9 (-) y 12 (-X-) m, utilizando espectros de PM.

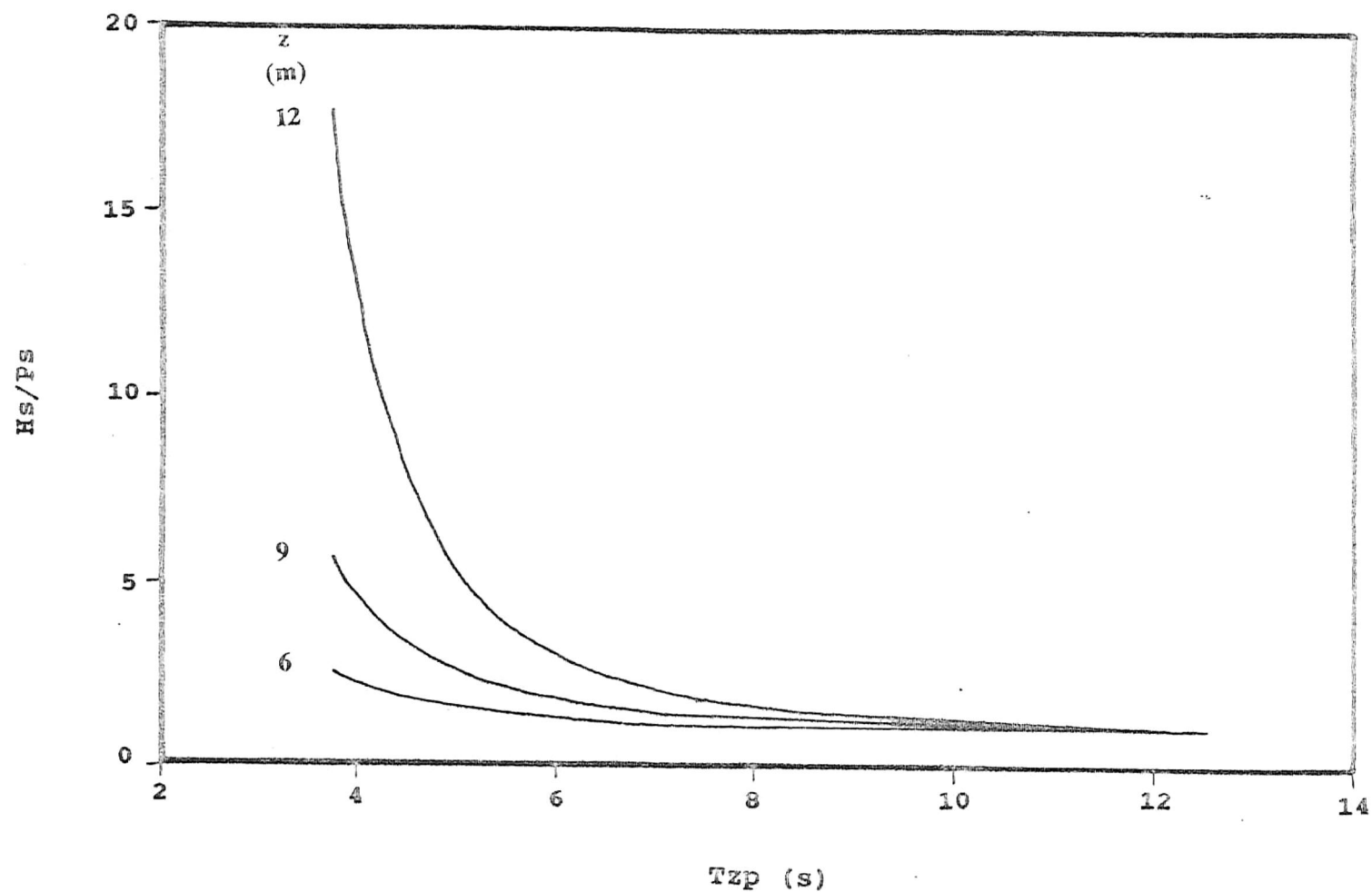


Figura 9 : Relación teórica entre el período de cruces por cero de los espectros de presión (T_{zp}) y la razón entre la altura significativa y presión significativa teóricas (C), calculadas con los espectros utilizados para generar los datos de la figura anterior.

En la Tabla I se presentan la H_s estimadas con los métodos descritos, la dirección del oleaje, el período de máxima energía (T_p) y el viento máximo, para los eventos mencionados. La altura significativa calculada con el método de Kim (1974), tiene en promedio 74 cm, siendo mayor que la obtenida con el método de Esteve (1974) con un promedio de 66 cm, la dirección promedio de arribo fue de 124° . La selección de estas estadísticas se realizó basado en: a) la comparación de las H_s calculadas con ambos métodos, b) el análisis de el T_p de los espectros, c) la P_s de los registros.

Tabla II : Promedio del período pico (T_p) , la razón entre la altura significativa y presión significativa teóricas (C), y la presión significativa (P_s) de todos los registros y de los datos seleccionados en la Tabla I.

Promedios	T_p	C	P_s
Unidades	s	-	cm
Totales	3.7	42.0	7.8
Tabla I	4.8	3.3	23.9

La dirección del viento registrada los días 4 al 7 de junio de 1984, en donde se aprecia un comportamiento de brisa marina, se presenta en la Figura 10a. En la Figura 10b el viento medio y máximo, y en la Figura 10c la altura y presión significativa para el mismo período.

Tabla I : Altura significativa (H_s) calculada con el método de Kim y Simons, (1974) y Esteva y Harris, (1970), dirección principal de oleaje, período pico (T_p) y viento máximo (V_{mx}) para los archivos seleccionados.

ARCHIVO	H_s		DIRECCION	T_p	VIENTO MAXIMO
	KIM	ESTEVA	YUTAKA	KIM	V_{mx}
DD HH	cm	cm	azimut	s	cm/s
04 08	67.3	58.4	128.7	4.5	387.9
04 12	105.0	72.5	140.1	4.1	865.3
04 16	99.4	59.6	109.1	4.6	895.2
04 20	80.8	75.8	123.7	5.3	566.9
05 00	65.2	55.1	131.2	5.0	298.4
05 04	55.6	53.6	115.1	4.4	298.4
05 08	62.2	57.7	121.8	4.7	417.7
05 12	89.6	86.1	139.5	4.8	925.0
05 16	89.9	105.6	113.9	4.8	775.8
05 20	67.5	64.3	122.7	5.3	656.4
06 00	64.6	60.3	137.3	5.7	387.9
06 04	57.5	54.2	117.9	5.0	417.7
06 08	66.6	60.5	120.9	5.5	328.2
06 20	73.9	66.3	130.0	4.7	537.1
07 00	64.6	48.6	125.8	4.5	268.5
10 16	79.8	68.5	140.5	5.0	686.3
10 20	89.0	82.0	112.8	5.6	596.8
11 00	66.9	60.5	124.6	5.4	477.4

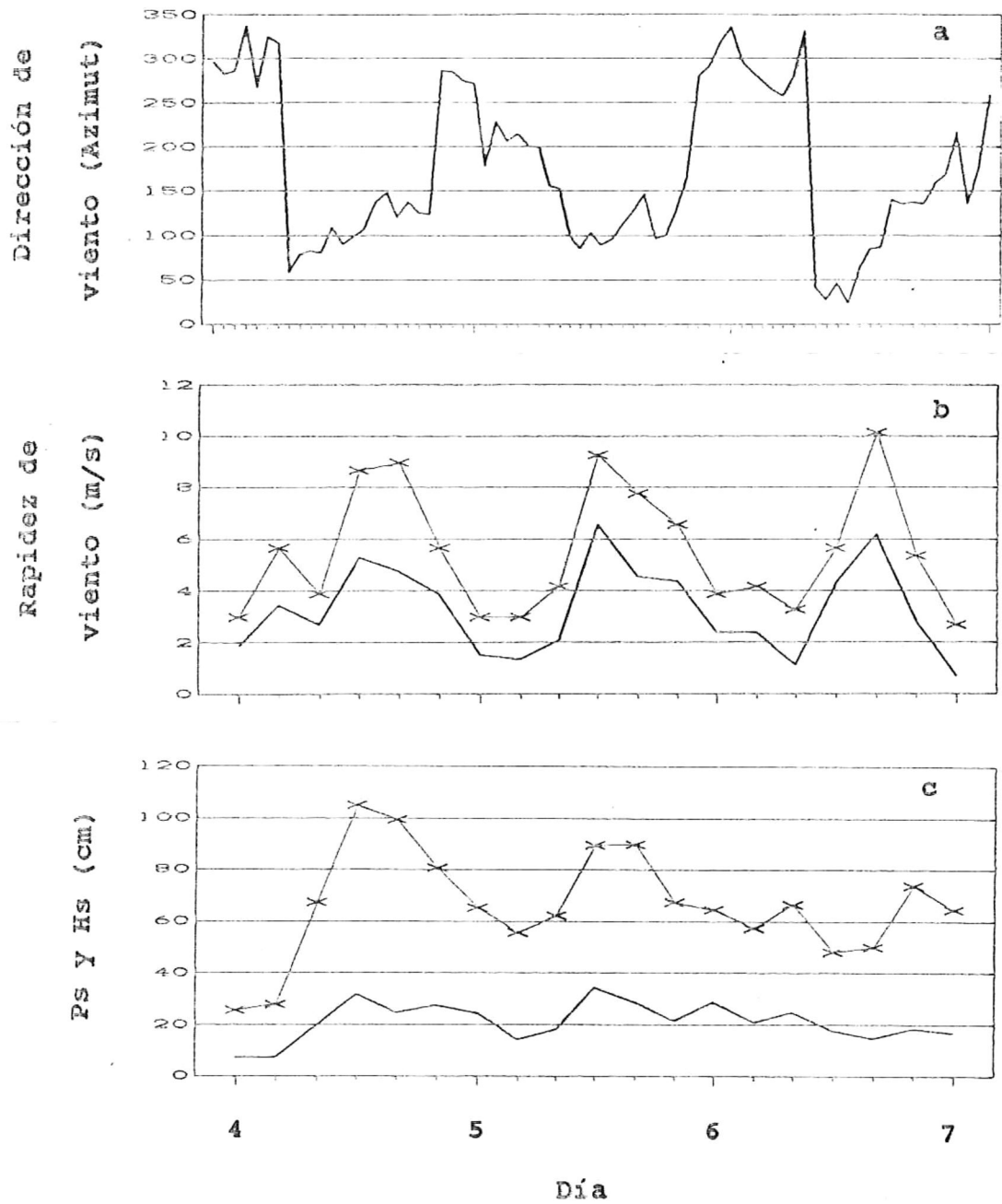


Figura 10 : a) Dirección del viento; b) rapidez de viento medio (-) y máximo (-x-); c) presión significativa (-) y altura significativa (-X-) para los datos del 4 al 6 de junio de 1984.

En la Figura 11 se grafica la velocidad del viento máximo al cuadrado $(V_{mX})^2$ contra las alturas significantes (H_s) obtenidas, utilizando los datos de la tabla I; se sobrepone en ésta la relación teórica $H_s = 2.68 V^2$.

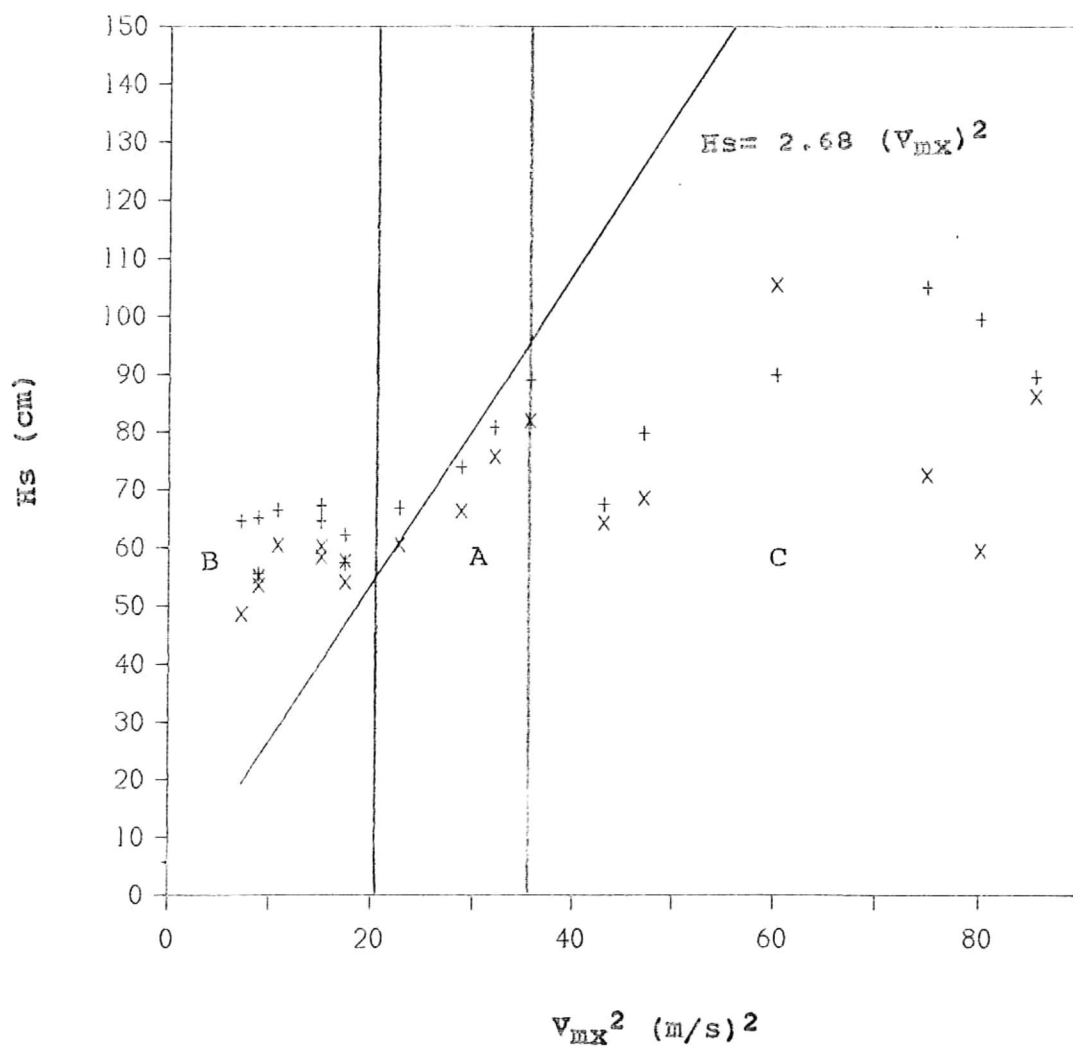


Figura 11 : Altura significativa (H_s) Kim (1974) (+), Esteve (1970) (x) y teórica (-) contra el cuadrado de la rapidez máxima de viento $(V_{mX})^2$.

4 DISCUSIONES.

Con el método de Kim y Simons, (1974) las H_s calculadas se disparan para valores de C mayores de 4. Esto se debe a que al utilizar valores más grandes de C en la ecuación 5, resultan H_s sobreestimadas.

La comparación del T_p promedio de todos los datos (Tabla II) con el T_p promedio de los presentados en la Tabla I, muestra que este último es aproximadamente 1 s mayor que el primero. Esta variación se atribuye al hecho de tener velocidades de viento que generan oleaje que no puede ser registrado adecuadamente (Figura 4b). En la Figura 5 se puede observar que para periodos de 5 s, con el sensor a 9 m, sólo se recibe el 42% de la señal superficial, mientras que para periodos de 4 s, solamente se registra un 22%. Es decir, una diferencia de 1 s implica una señal atenuada aproximadamente al doble.

Se seleccionaron los registros con P_s mayores de 15 cm, ya que valores menores que éste, implican olas pequeñas asociadas en su mayoría con $T_p < 4$ s y $C > 4$.

Los vientos más intensos, con magnitudes de 6 m/s, observados los días 5, 6, 7 y 11 de junio, coinciden con la dirección aproximada del oleaje y con el Fetch más grande. Estos vientos están relacionados con las alturas significantes mayores. Para estos días la dirección del viento tuvo un comportamiento de brisa marina con rapidez máxima a medio día (Figuras 10a y b). Los días 4 y 5 el viento llega con una dirección entre 75° y 150° durante la

mayor parte de día, y de 300° en la noche. El día 6 presenta más variación direccional durante el día, esto puede explicar el hecho de haber registrado oleaje de H_S pequeña a medio día (Figura 10c).

La relación entre el viento y el oleaje se presenta con la H_S y la rapidez de viento máximo (V_{max})² (Figura 11) ya que de ésta manera se obtienen mejores correlaciones. Esto se debe a que el viento medido en la costa disminuye su rapidez respecto al que sopla mar adentro y además que las relaciones teóricas se obtuvieron para vientos medidos a 19.5 m, los cuales son mayores que las medidas a 10 m por la estación meteorológica.

En la Figura 11 se comparan las H_S (Kim y Esteva) contra V_{max}^2 , se sobrepone la relación teórica. Se presentan tres zonas: en la zona A se tienen alturas significantes que coinciden con las teóricas y es donde encontramos un Fetch suficiente para alcanzar un mar completamente desarrollado. En la zona C no se alcanzan las H_S teóricas para los vientos con magnitudes mayores de 6 m/s, generan oleaje que no llega a saturar el espectro de energía por ser necesario un Fetch mayor de 238 Km, estando limitado entonces por este factor (Silvester, 1979). En la zona B se tiene las H_S teóricas menores, sin embargo, se calcularon H_S superiores a éstas, considerando al oleaje relacionado con estas H_S como swell, pues esta zona tiene las velocidades de viento menores. Las velocidades de viento de 4.5 m/s generan en teoría oleaje con T_p de 2.9 s,

señal que no pudo ser recuperada por la profundidad de instalación del sensor, posible causa de la ausencia de estas alturas en la figura.

El método de Yutaka (1964) fue adecuado para el cálculo de las direcciones, ya que se obtuvieron direcciones entre 109° a 140° , las cuales concuerdan con las reportadas por Delgado González (1988) quien utilizó espectros direccionales en su estimación. Cruz Falcón (1983), reportó ángulos de 63° a 75° , con F_p cercanas a 0.3 Hz con mediciones realizadas con boya, la señal asociada a esta banda de frecuencia se atenúa aproximadamente un 90% a 9 m de profundidad, por lo que las olas asociadas a estas frecuencias (que son las que responden con mayor rapidez a los cambios del viento) se atenuaron demasiado antes de ser registradas por el sensor de presión.

5 CONCLUSIONES.

Al comparar las H_S estimadas de los registros contra H_S teórica, utilizando el viento máximo para calcular la última, se delimitan tres regiones. En la A las H_S son similares para velocidades entre 4.5 y 6 m/s; es decir, se tiene un Fetch suficiente para saturar el espectro. En la B las H_S teóricas son menores, con velocidades de viento menores de 4.5 m/s, este viento no generó este oleaje o aminoró su velocidad antes de ser registrado. En la región C las H_S teóricas son mayores a las esperadas, con velocidades de viento mayores de 6 m/s; o sea, es necesario un Fetch más grande para llegar a un mar completamente desarrollado.

La profundidad de instalación del sensor de presión repercute en que las olas con frecuencias más altas (.5-.25 Hz) no puedan ser recuperadas y son éstas las que responden con mayor rapidez a los cambios de dirección de viento.

El método de Esteva y Harris (1970) y de Kim y Simons (1974) funcionaron adecuadamente, pero con las limitaciones impuestas por la profundidad de medición. El último dio estimaciones más altas con respecto al primero.

6 LITERATURA CITADA.

- Bendat, J. S. and A. G. Piersol 1971. Random Data: Analysis and measurements procedures. John Wiley and Sons. Inc., New York. 407 p.
- Bretschneider, C. L. 1967. Wave Forecasting, Ocean Industry, Vol. 10 pp. 53-60.
- Cruz Falcón A., 1983. La refracción del oleaje y la determinación de el error en el ángulo de aproximación. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas U.A.B.C. 49 pp.
- Delgado González O. E., 1988, Aspectos direccionales del oleaje en San Felipe, Baja California. Tesis de maestría en ciencias, CICESE, 64 pp.
- Esteva D. and D. L. Harris, 1970. Comparison of pressure and staff wave gage records. Coastal Engineering Proc. of the 12th Conf. Washington D. C.
- Hasselmann K., T. P. Barnett, E. Bouws,, H. Carlson, D. E. Cartwright, K. Entke, J. A. Ewing, H. Gienapp, D. E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Müller, D. J. Olbers, K. Richter, W. Sell, H. Walden, 1973, Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project. (JONSWAP). Deutsches Hydrographisches Institut. Hamburg. (8) 12 pp. 93.

- Kim Y. Y. y Simons L. H., 1974. Sea state measurements from pressure records., procc. of the Int. Symp. on ocean wave measurement and analysis, vol 1, sep 9 - 11. pp 40-53.
- Kinsman B., 1965. Wind waves. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 676 p.
- Komar P. D., 1969. The longshore transport of sand on beaches. Ph. D. dissertation, University of California. 141 pp.
- Ocampo Torres F. J., 1982. El comportamiento del oleaje en las costas de Baja California y el Mar de Cortés. Universidad Autónoma de Baja California, I.I.O. Inf. Anual. 60 p.
- Peña H. G., 1983. On the stability of the moments of the maximum entropy wind wave spectrum. Ocean Engng. Vol 10, No.2 pp 79-96
- -- --, 1986. Energía en la banda de infragravedad en la zona costera de San Felipe, Baja California. Tesis de maestría en ciencias, CICESE.
- Rossow J., L. W. Coetzee and C. J. Visser, 1982. A south african wave climate study. Proc. of the 18th Coastal Eng. Conf., Vol 1, pp. 87-197. Res. Inst., 9(3)
- Silvester, R. 1979. Coastal Engineering, 1. Elsevier Scientific Publishing Co. 300 p.

Young I. R., Hasselmann, S. and Hasselmann K., 1987.
Computations of the response of a wave espectrum to a
sudden change in wind direction. J. of Phys. Ocean.,
17: 1317-1338.

Yutaka N., 1964, Observations of the directional wave
properties, Coastal Engineering in Japan, vol 7. pp.
11-30.