

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

COMPARACION Y ANALISIS DE REGISTROS DE OLEAJE
OBTENIDOS EN UNA LOCALIDAD AL SUR DE LA
BAHIA DE TODOS SANTOS, B. C.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O
PRESENTA:
CARLOS RODOLFO TORRES NAVARRETE

ENSENADA, B. C., JUNIO DE 1986

BIBLIOTECA CENTRAL ENSENADA

COMPARACION Y ANALISIS DE REGISTROS DE OLEAJE
OBTENIDOS EN UNA LOCALIDAD AL SUR DE LA
BAHIA DE TODOS SANTOS, B.C.

TESIS
QUE PRESENTA

Carlos Rodolfo Torres Navarrete

APROBADA POR

Oscar Delgado G.

Oc. Oscar E. Delgado González
Presidente del Jurado

C. Nava B.

M.C. Cuauhtémoc Nava Button
Sinodal Propietario

Adolfo

M.C. Adolfo González Calvillo
Sinodal Propietario

René

M.C. René Pinet Plasencia
Sinodal Suplente

Salvador

M.C. Salvador Farreras Sanz
Sinodal Suplente

COMPARACION Y ANALISIS DE REGISTROS DE OLEAJE
OBTENIDOS EN UNA LOCALIDAD AL SUR DE LA
BAHIA DE TODOS SANTOS, B. C.

RESUMEN

Se probaron dos técnicas diferentes de recuperar la información de las olas a partir de varios registros de presión; una en el dominio del tiempo (Lee y Wang, 1984) y la otra en el dominio de la frecuencia (Esteva y Harris, 1970).

A partir de las series recuperadas, se calcularon las alturas y periodos significantes. La comparación de estos parámetros con los de una boya superficial y con varias relaciones teóricas, indica que para los datos de este estudio, la técnica de Esteva y Harris (1970) es más precisa que la de Lee y Wang (1984).

Se implementaron también varios programas computacionales que permitieron realizar este trabajo.

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mis Padres Sr. Rodolfo Torres G. y Brígida Navarrete de T. con el cariño y amor más profundos.

A la familia Reyes Ronfinni que también son mi familia.

A mis hermanos Lety, Enrique, Darío, Dali, Sergio, Rudy y Dany.

A Marina y Yoroxi.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mis más sinceros agradecimientos al Oc. Oscar Delgado G. y al M. en C. Cuauhtémoc Nava B. por el apoyo constante, valiosas críticas y sugerencias las cuales ayudaron a mejorar grandemente la calidad de este trabajo.

A los sinodales, por la revisión del escrito.

Al M. en C. Hugo G. Peña y al Dr. José Ochoa por sus invaluable asesorías así como por su buena disposición en atenderme cuando los solicité.

A mis compañeros de la Sección de Procesos Litorales.

Al CICESE por permitirme el uso de sus instalaciones durante el desarrollo de este trabajo así como a los dibujantes y personal del CCE de este centro.

Al M. en C. Francisco J. Ocampo T. por inculcar la idea original, base para este trabajo.

Al Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO) por el soporte económico recibido durante la primera fase de este trabajo.

A los Oc. Emilia Ríos y Miguel A. Alatorre por su valiosa ayuda.

A todos ellos muchas gracias.

INDICE

RESUMEN.....	i
DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
INDICE.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE TABLAS.....	vii
LISTA DE SIMBOLOS.....	viii
I. INTRODUCCION.....	1
I.1 Importancia del estudio del oleaje.....	1
I.2 Objetivo	6
II. MATERIALES Y METODO.....	8
II.1 Instalación y toma de datos.....	8
II.2 Análisis.....	12
II.2.1 dominio de las frecuencias.....	13
II.2.2 dominio del tiempo.....	16
II.2.3 de espectros cruzados	21
III. RESULTADOS.....	23
IV. DISCUSION.....	46
V. CONCLUSIONES.....	54
VI. RECOMENDACIONES.....	55
LITERATURA CITADA.....	56
APENDICE A.....	61
APENDICE B.....	66
APENDICE C.....	72

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	Espectro típico de la ondas que ocurren en el octavo (de Kinsman, 1965)	2
2	Localización geográfica de la zona de estudio	9
3	Registros típicos de oleaje	11
4	Factor de respuesta a la presión, K_p ...	17
5	Función de transferencia $H(f)$, y función ajustada $H'(f)$	19
6	Ejemplo de una salida de la convolución numérica	20
7	Series de tiempo de las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ y H_{m0}	24
8	Comparación entre las alturas H_{m0} del sensor S1 contra las H_{m0} de S3	25
9	Comparación entre las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ de los sensores	26
10	$H_{\frac{1}{3}}$ de las olas de cruce en cero contra la altura H_{m0} obtenida del área bajo el espectro. Datos del sensor S1	28
11	$H_{\frac{1}{3}}$ de las olas de cruce en cero contra la desviación estándar, σ , de las elevaciones del registro. Datos del sensor S1	29
12	Similar que 10 pero para los datos del sensor S3	30
13	Similar que 11 pero para los datos del sensor S3	31
14	Espectros cruzados entre las elevaciones de los sensores S1 y S3 correspondientes al día 4 de septiembre de 1982	34

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
15	Igual que 14 pero para las elevaciones $\eta(t)$	35
16	Espectros $S\eta(f)$ correspondientes a los días 2 y 3 de septiembre de 1982. Parte superior, de S1, e inferior de S3.	36
17	Igual que 16 pero para los días 4 y 5 ..	37
18	Igual que 16 pero para los días 6 y 7 ..	38
19	Distribución conjunta de alturas y periodos significantes obtenidos con la técnica espectral. Parte superior, de S1 e inferior, de S3	40
20	Igual que 19 pero para las alturas y periodos obtenidos de la convolución numérica	43
A1	Elementos esenciales que forman un sistema grabador de oleaje (tomado de López-Amador, 1981)	61

LISTA DE TABLAS

<u>Tabla</u>		<u>Página</u>
I	Comparación entre las alturas estimadas y las obtenidas por Delgado y Ortiz (1985) .	33
II	Distribución conjunta de alturas y periodos obtenidos con la técnica espectral. Datos del sensor S1	41
III	Igual que II pero para S3	42
IV	Igual que II pero con los datos que se calcularon de la convolución numérica. Datos de S1	44
V	Igual que IV pero para S3	45

LISTA DE SIMBOLOS

A	constante de ajuste.
B	constante de ajuste.
$\text{Coh}(f)$	función de coherencia.
f	frecuencia.
f_0	límite inferior para el cálculo de $S_{\eta}(f)$.
f_c	límite superior para el cálculo de $S_{\eta}(f)$.
$f_{\text{máx}}$	frecuencia máxima.
g	aceleración gravitatoria (9.81 m/s^2).
h	espesor de la columna de agua.
$H(f)$	función original ($= 1/K_p(f)$).
$H'(f)$	función ajustada a $H(f)$.
H_{mo}	altura significativa (espectral).
Hz	hertz (ciclos/segundo).
$H_{\frac{1}{3}}$	altura significativa (estadística).
i	número imaginario [$= (-1)^{\frac{1}{2}}$].
$K_p(f)$	factor de respuesta a la presión.
L	longitud de onda.
M	número de subregistros.

m_0	momento espectral de orden 0.
n	número de datos.
$P(n\Delta t)$	serie de tiempo de presión sin media y tendencia.
$p(t)$	presiones (datos con media y tendencia).
\bar{p}	presión promedio.
s	segundos.
$S(f)$	espectro de potencia de las presiones.
$S_\eta(f)$	espectro de potencia de las elevaciones.
$S_{xx}(f)$	autoespectro de la serie X.
$S_{yy}(f)$	autoespectro de la serie Y.
$S_{xy}(f)$	espectro cruzado entre X y Y.
T	período de la ola.
T_p	período pico ($= 1/f_{max}$)
T_r	longitud temporal del registro.
$T_{\frac{1}{3}}$	período significante (estadístico).
$X(n, f)$	coeficientes complejos de Fourier de la serie $P(n\Delta t)$.
Z	profundidad de instalación de los sensores.
$\eta(t)$	serie de tiempo de las elevaciones.
ρ	densidad del agua de mar.
σ	desviación estándar de $\eta(t)$.

I. INTRODUCCION

I.1 Importancia del estudio del oleaje

El oleaje es un conjunto de perturbaciones provocadas por la acción del viento sobre la superficie del agua; una vez generadas, su permanencia y propagación se deben a la fuerza restauradora de la gravedad.

La Fig. 1 esquematiza un espectro típico de las ondas que ocurren en el océano; esta figura muestra la cantidad relativa de energía contenida en las olas de acuerdo con su período (o frecuencia). Podemos observar que la región espectral comprendida entre 1 y 30 segundos de período es la más energética, y corresponde a las olas producidas por el viento u oleaje. Estas olas son importantes porque se relacionan directamente con procesos tales como el movimiento de sedimento perpendicular y paralelo a la costa y fuerzas ejercidas en estructuras costeras; juegan un papel determinante en la mayoría de actividades marinas como el dragado, pesca, navegación, prevención de erosión, etc., de aquí que su estudio sea necesario para la planeación y explotación adecuada de los recursos costeros así como para establecer medidas de protección de las playas.

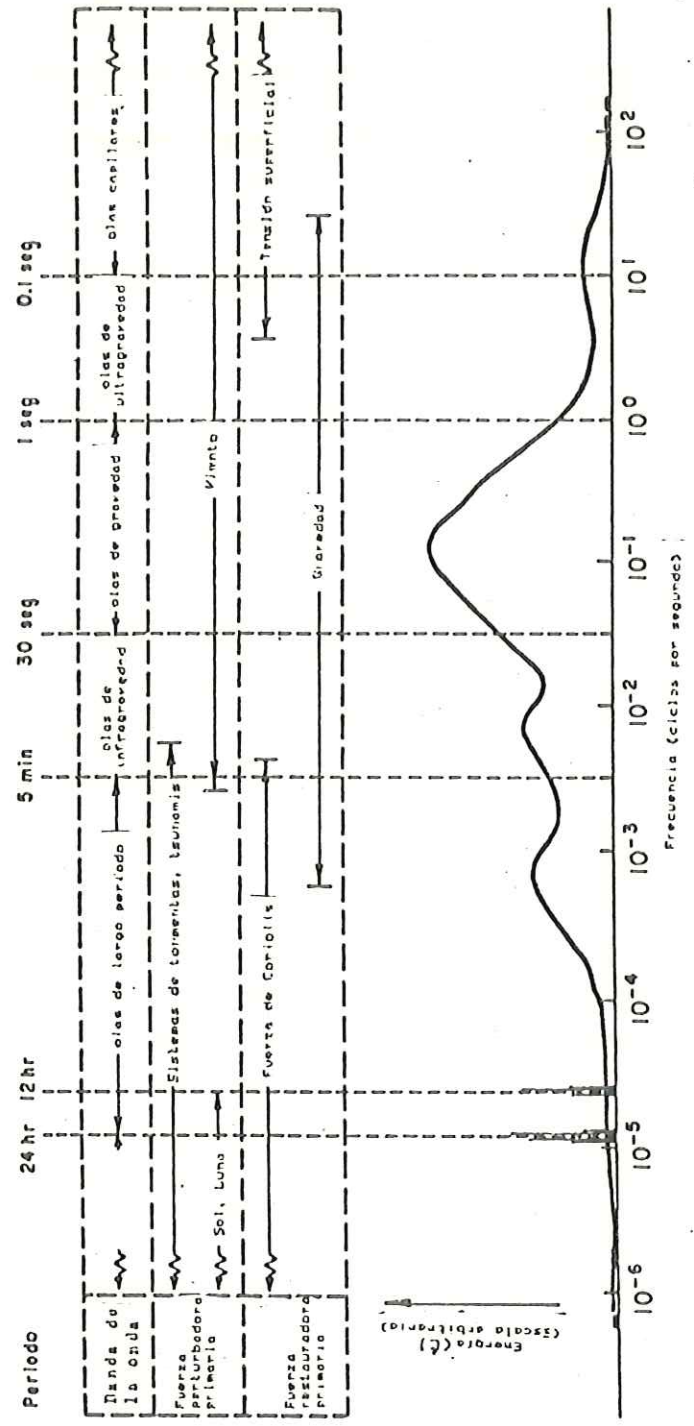


Figura 1. Espectro típico de las ondas que ocurren en el océano (tomado de Kinsman, 1965).

Durante décadas, los ingenieros costeros e investigadores han luchado con el difícil problema de cómo expresar el comportamiento complejo de las olas oceánicas mediante aproximaciones sencillas y útiles (Thompson, 1980). La forma más común ha sido representar las olas dominantes de un cierto estado del mar mediante tres parámetros simples: altura significativa, período significativo, y dirección predominante de las olas. Las alturas y períodos se utilizan como información básica en el diseño de rompeolas (Silvester, 1979), plataformas marinas de perforación (Sorensen, 1978), tanques de almacenamiento (Fallon et al., 1973), etc. y, junto con la dirección predominante, en cálculos de transporte de sedimento paralelo a la costa, y fuerzas ejercidas en pilotes (Dean, 1974). Wiegel (1974), Earle (1978), y Edmistein (1978), presentan listas detalladas de las aplicaciones de estos parámetros.

Las formas de obtener la información necesaria para calcular los parámetros ya mencionados varían desde la estimación visual, que es la más sencilla, hasta el uso de instrumentos electrónicos. En ciertas condiciones de oleaje, las estimaciones visuales son imprecisas y poco confiables, razón por la que los instrumentos electrónicos son más utilizados.

Larras (1973), clasifica los instrumentos para medir oleaje en 3 categorías: a) instrumentos situados sobre la superficie del mar (radar, estereofotografía, larser), los cuales se instalan en torres, aviones, o satélites; b) aquellos situados en la superficie, éstos pueden montarse en estructuras fijas o flotantes (boyas y barcos); c) instrumentos instalados bajo la superficie, como sensores de presión, ecosondas, etc. De todos estos, los más utilizados, son los sensores de presión ya que son menos susceptibles de ser dañados por barcos y actividades de pesca, además de que no requieren de estructuras de soporte y son económicos.

Los parámetros estadísticos pueden calcularse de varias maneras dependiendo del método utilizado en la medición (Baird y Thompson, 1977): a) directamente del perfil de las olas, b) del espectro de energía de registros de oleaje, o c) de estimaciones visuales.

Cuando se trabaja con sensores de presión, lo que se obtiene son series de tiempo de presiones mismas que pueden ser relacionadas a las elevaciones de la superficie del mar por medio de la teoría lineal. El sensor de presión genera un registro continuo (o digital) de la presión en un cierto lugar bajo la superficie del mar. La señal de presión inducida por las olas superficiales es

atenuada con la profundidad de tal forma que las olas de altas frecuencias son más atenuadas que las de bajas frecuencias. Para compensar esta atenuación, y obtener la información asociada a las olas, tiene que aplicarse al registro una corrección teórica que depende de la frecuencia. La práctica más utilizada es corregir mediante una función de transferencia basada en la teoría lineal. El uso de esta función permite estimar el espectro de energía de las olas a partir del espectro de presión.

Esteva y Harris (1970), estimaron el espectro de energía de un registro continuo de presión y reconstruyeron el correspondiente espectro de superficie. Después de una corrección apropiada obtuvieron de éste la altura y período significantes. Debido a que las componentes de alta frecuencia requieren de un factor de corrección numéricamente mayor, el 'ruido' en estas frecuencias también se amplifica; para evitar esto, ellos corrigieron el espectro hasta una cierta frecuencia. El uso de este método se ha generalizado desde entonces. Según Harris (1972) y Peacock (1974), la precisión alcanzada por este procedimiento es muy buena; un inconveniente del mismo es que el cálculo de los espectros resulta tedioso (Kim y Simons, 1974).

Se han realizado otros estudios similares entre los que pueden citarse Grace (1978), Cavaleri et al. (1978), y Forristall (1981) estos autores básicamente trabajan con la técnica espectral, corrigiendo el espectro como lo hacen Esteva y Harris (1970).

Recientemente, Lee y Wang (1984) propusieron un método sencillo de recuperar la señal de las olas superficiales mediante la aplicación de una convolución en el dominio del tiempo a los registros de presión. Esta convolución es equivalente a un determinado filtro en el dominio de la frecuencia el cual amplifica las altas frecuencias hasta cierto límite. Dichos autores lograron recuperar fielmente casi todas las componentes espectrales excepto en el rango de altas frecuencias. Dado que en este caso se trabaja directamente con la señal de presión y no con su espectro, los cálculos se ven reducidos y la señal es recuperada rápidamente.

I.2 Objetivo

Actualmente, investigadores del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (IIO), de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC), están llevando a cabo un proyecto de investigación denominado 'El comportamiento

del oleaje en las Costas de Baja California y el Mar de Cortés', el cual data de 1981 a la fecha. Uno de sus objetivos es la obtención de estadísticas de oleaje a corto, mediano y largo plazo; para lograr esto, la institución cuenta con boyas superficiales y sensores de presión.

Como parte fundamental del proyecto antes mencionado se desarrolla el presente estudio, en el cual se analizan registros de presión mediante dos técnicas diferentes y se implementan los algoritmos computacionales necesarios para tal fin. Específicamente, el trabajo consiste en:

calcular y comparar los principales parámetros estadísticos del oleaje que se obtienen utilizando por un lado la técnica de Esteva y Harris (1970), y por el otro la de Lee y Wang (1984).

II. MATERIALES Y METODO

II.1 Instalación y toma de datos

La toma de datos se hizo utilizando dos medidores de oleaje diseñados en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE (apéndice A). Estos se instalaron al sur de la Bahía de Todos Santos, B. C. México, en la localidad conocida como La Jolla (31 44'30'' latitud Norte y 116 40'30'' longitud Oeste) a una profundidad de 12 m y separados 20 m entre sí, Fig. 2. Dichos aparatos operaron simultáneamente desde las 9:10 hr del día 31 de agosto de 1982 hasta las 15:30 hr del 8 de septiembre del mismo año, en que finalizaron las mediciones. Fueron programados de tal forma que grabaron 1024 datos por registro a razón de una muestra cada 0.54 s con una hora de diferencia entre registros. La información se almacenó inicialmente en cassettes de 300 pies de longitud de cinta.

Los datos crudos se leyeron mediante una lectora de cassettes con interfaz de acople para computadora y se transfirieron al sistema PRIME 400 de CICESE, enseguida se almacenaron en cinta magnética de 9 pistas. Posteriormente fueron graficados para establecer visualmente la calidad de los mismos.

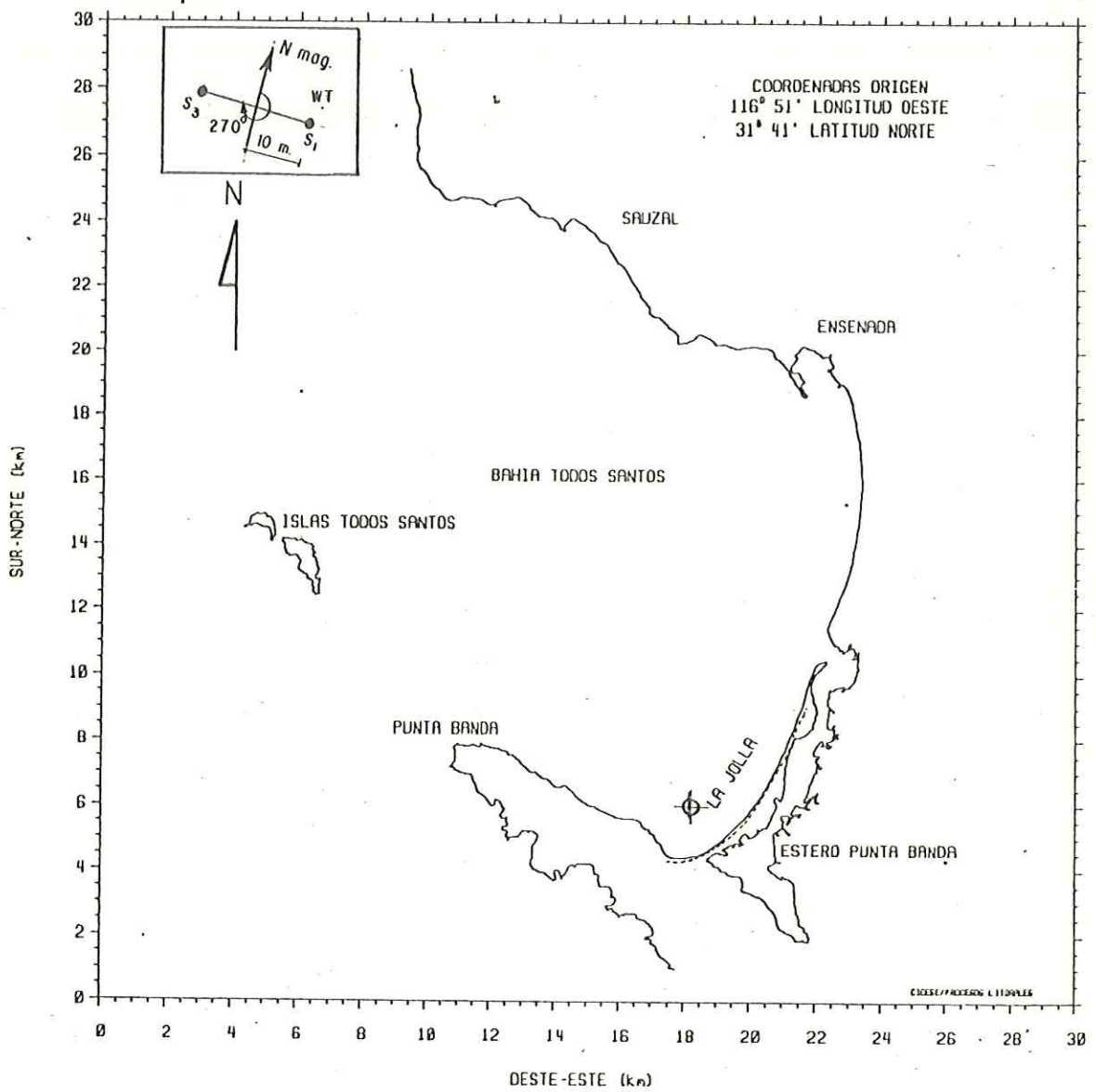


Figura 2. Localización geográfica de la zona de estudio.

Una vez inspeccionados visualmente y corregidos por la rutina MODCHG, (ver apéndice A), los datos se editaron y pasaron a la rutina REVISA (ver apéndice B), la cual verifica la calidad de los mismos de acuerdo con los siguientes criterios (Seymour, 1976): los datos 'disparados' son puestos en cero si éstos exceden cuatro desviaciones estándar de la media, datos 'disparados' que sobrepasen el 1 % del total provocan que el registro sea rechazado. Hay un límite para secuencias de valores iguales, el sobrepaso de éste provoca que el registro sea rechazado. Generalmente se interpola entre pocos datos malos o aquellos que son cuestionables.

La base de datos así obtenida, consistió de 144 registros de presión. En la Fig. 3 se muestran dos registros típicos de oleaje obtenidos con los sensores S1 y S3 tal como salen de REVISA. Puede verse que las unidades de estas figuras son cuentas (Apéndice A), cada cuenta equivale a 1.7 cm. (M. A. Tenorio, com. pers.) factor por el que se multiplicaron los registros. Las discrepancias en magnitud se deben a que cada sensor responde de manera diferente a la señal que lo perturba. Este mismo comportamiento se observó en todos los registros procesados.

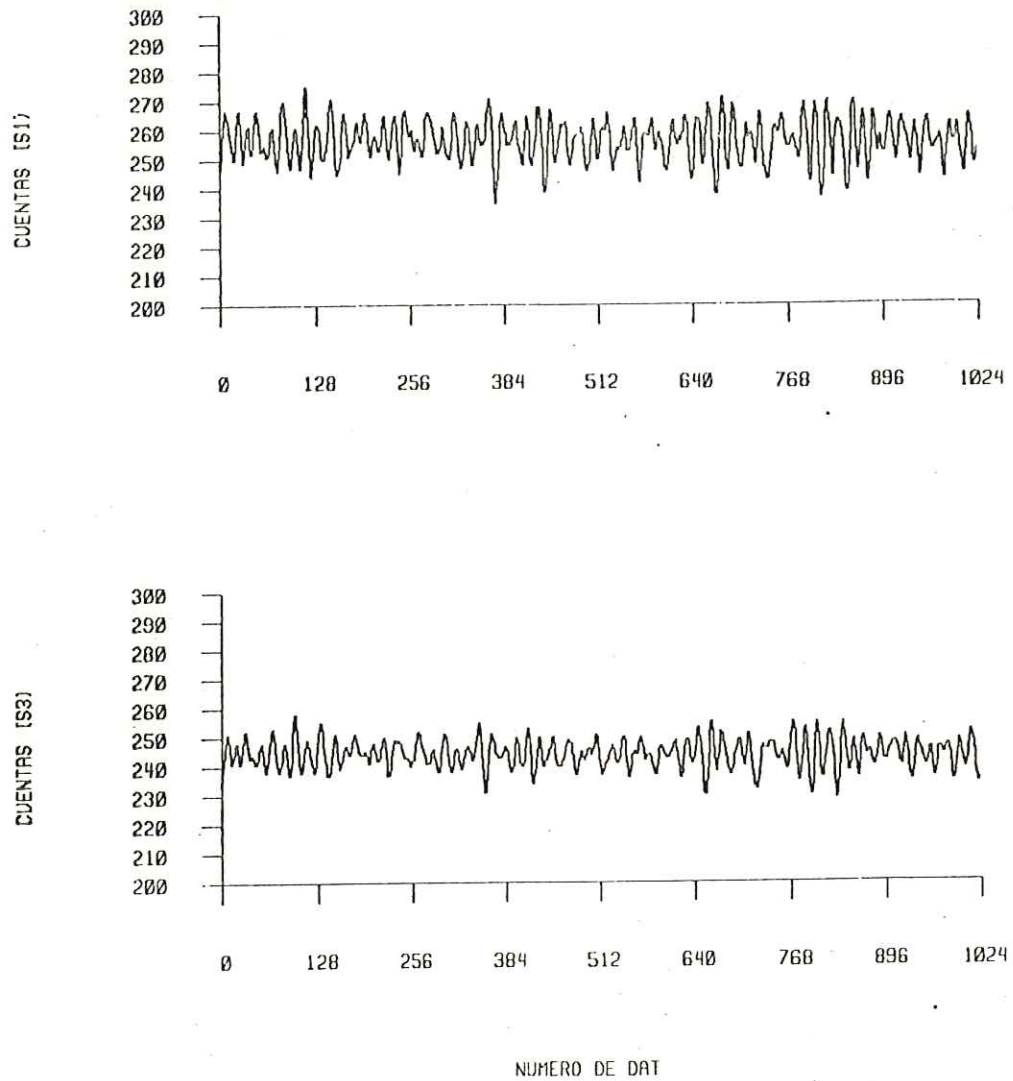


Figura 3. Registros típicos de oleaje: parte superior obtenido con el sensor S1, y parte inferior obtenido con el sensor S3.

II.2 Análisis

El análisis de los registros de oleaje puede efectuarse en el dominio de las frecuencias o en el dominio del tiempo. En el dominio de las frecuencias, la altura significativa se calcula del área bajo el espectro de las elevaciones, es decir, de la energía total y se representa por H_{mo} ; el período pico, T_p , es el inverso de la frecuencia en donde se localiza el máximo del espectro. Para un espectro de banda de frecuencia angosta, Longuet-Higgins (1952) demostró la relación de varios parámetros estadísticos con la distribución de densidad de energía. En el dominio del tiempo la altura y período significantes, $H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$ respectivamente, pueden calcularse de acuerdo con la definición como el promedio del tercio de las olas y períodos más altos de un registro, de la varianza de las elevaciones, σ^2 , o mediante el método de Tucker (Tucker, 1961; Draper, 1966).

A continuación se describen en detalle los procedimientos efectuados en la estimación de la altura y período significantes.

II.2.1 Dominio de las frecuencias

Se estimaron los espectros de la elevación de la superficie del mar, $S_{\eta}(f)$, corrigiendo los espectros de presión, $S_p(f)$, por los efectos de atenuación con profundidad. A partir de $S_{\eta}(f)$, se calculó la altura significativa, H_{mo} , y el período, T_p , correspondiente a la frecuencia donde se localizó el pico de máxima energía, $f_{m\acute{a}x}$. Para realizar lo anterior, se implementó el programa de computador WVSTAT (apéndice B). Esta es la forma espectral de obtener los parámetros estadísticos del oleaje y es la utilizada por Esteva y Harris (1970).

La altura significativa, H_{mo} , y el período correspondiente al pico de máxima energía, T_p , en el espectro, se calcularon de cada registro de 1024 puntos de acuerdo con la siguiente expresión, (Longuet-Higgins, 1952):

$$H_{mo} = 4 \left[\int_{f_0}^{f_c} S_{\eta}(f) df \right]^{\frac{1}{2}} = 4 (m_0)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$T_p = 1/f_{m\acute{a}x} \quad (2)$$

donde $S_{\eta}(f)$ es el espectro obtenido después de corregir el espectro de presión $S_p(f)$ de acuerdo con Esteva y Harris (1970), m_0 es el momento espectral de orden cero, y f_0 y

f_c se eligieron en 0.0434 y 0.1808 Hz respectivamente. La seleccibn de este último límite corresponde a recuperar aproximadamente el 15 % de la elevacibn superficial registrada a esta frecuencia. f_{max} es la frecuencia correspondiente al máximo de $S_{\eta}(f)$ entre f_0 y f_c .

La estimacibn de $S_p(f)$ se hizo mediante la técnica de la Transformada Rápida de Fourier (Claerbout, 1976). Previo al análisis, cada registro sin media y sin tendencia se multiplicó por una ventana coseno con lo cual se disminuyó la contaminacibn de energía entre bandas espectrales por 'derramamiento' (leakage); es decir, la Transformada Rápida se aplicó a las series:

$$P(n\Delta t) = \frac{1}{2} [p(n\Delta t) - \bar{p}][1 - \cos(2\pi n\Delta t/Tr)] \quad (3)$$

donde n = número de dato, p = presión, \bar{p} = presión promedio, Δt = intervalo de muestreo (0.54 s), y Tr = longitud temporal del registro, 9.2 minutos (1024 puntos).

Los espectros de presión, $S_p(f)$, fueron estimados en la forma:

$$S_p(f) = 2\Delta t M^{-1} \sum_{n=1}^M |X(n, f)|^2 \quad (4)$$

donde M es el número de subregistros en que se segmentó

cada registro. En este caso $M = 4$, y la longitud temporal de cada subregistro fué de 2.3 minutos (256 puntos). $X(n, f)$ es la Transformada de Fourier de la serie $P(n\Delta t)$ definida por:

$$X(n, f) = (Tr)^{-\frac{1}{2}} \sum_{k=1}^{Tr} P(n, k\Delta t) \exp(-i2\pi f k\Delta t / Tr) \quad (5)$$

La disminución de la varianza debido a la aplicacón de la ventana, se compensó multiplicando el espectro estimado $S_p(f)$ por el factor $1/0.875$ sugerido por Bendat y Piersol (1971). Con 8 grados de libertad, la resolución alcanzada fué de 0.0072 Hz.

Los espectros de las elevaciones, $S_\eta(f)$, se obtienen dividiendo los espectros $S_p(f)$ entre la función $[\rho g K_p(f)]^2$ donde ρ es la densidad del agua de mar y g la aceleración debida a la gravedad. En este caso, no se consideraron las constantes ρ y g debido a que están incluidas en el factor 1.7. La función $K_p(f)$ está representada, según la Teoría lineal del oleaje a primer orden, como

$$K_p(f) = \cosh[(2\pi/L)(h - Z)] / \cosh(2\pi h/L) \quad (6)$$

donde f es la frecuencia ($f = 1/T$), T el período de la ola, L es el longitud de onda correspondiente, h es el

espesor de la columna de agua, y Z es la profundidad de instalaci3n del sensor; en este caso se instal3 en el fondo, y por tanto, $Z = h = 12$ mts. La funci3n $K_p(f)$ se grafica en la Fig. 4.

Para el c3lculo de L se utiliz3 una expresi3n de la relaci3n de dispersi3n dada por:

$$L = (gT^2/2\pi) \tanh(2\pi h/L) \quad (7)$$

la cual se resolvi3 num3ricamente como es indicado por Mc Cormick (1978); de esta manera, se aplic3 un factor apropiado de $K_p(f)$ a cada frecuencia espec3fica como lo sugieren Esteva y Harris (1970).

II.2.2 Dominio del tiempo

En este dominio se obtuvieron $H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$, los cuales se calcularon de las elevaciones $\eta(t)$ mediante el m3todo de cruces por cero (Pierson, 1954). Las series $\eta(t)$ se obtuvieron a la salida del programa computacional ETA (ap3ndice C), el cual realiza la convoluci3n num3rica entre los registros de presi3n y una funci3n de transferencia ajustada a $K_p(f)$ dentro de cierto rango de frecuencias de acuerdo con Lee y Wang (1984).

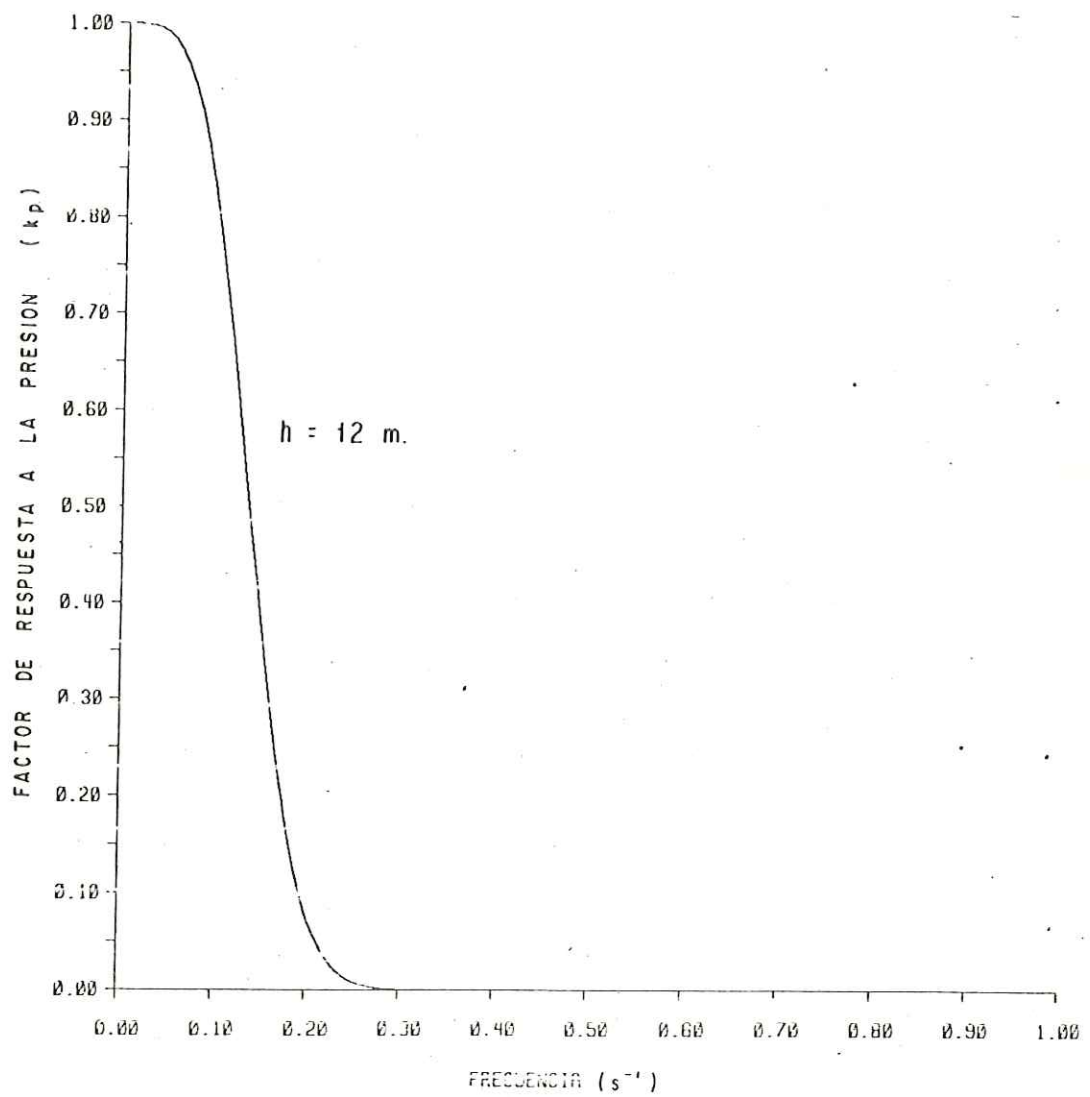


Figura 4. Factor de respuesta a la presión, $K_p(f)$, aplicado a los espectros de presión.

Se ajustó una curva de la forma

$$H'(f) = A + B \cos(2\pi f) \quad (8)$$

a la función $H(f) = 1/K_p(f)$ tal como lo sugieren Lee y Wang (1984). El ajuste se hizo por el método de mínimos cuadrados; los valores de las constantes fueron $A = 2.95$ y $B = -2.01$. Ya que $H(f)$ es función de la profundidad (h) y de la distancia del sensor sobre el fondo, entonces, los valores de las constantes también lo son. La Fig. 5 compara la función ajustada $H'(f)$ y la función de transferencia $H(f)$ para la profundidad a la que se instalaron los instrumentos. Nótese el buen ajuste en el rango de frecuencias de interés para este estudio.

El uso de la función de transferencia $H'(f)$ permite recuperar la señal de las olas superficiales por medio de una convolución de tres puntos (Lee y Wang, 1984)

$$\eta(n\Delta t) = A p(n\Delta t) + \frac{1}{2} B [p(n+1)\Delta t + p(n-1)\Delta t] \quad (9)$$

donde p son las presiones sin media y tendencia, n el número de dato, y Δt el intervalo de muestreo. Un ejemplo del uso de (9) se ilustra en la Fig. 6 en donde puede verse la aparición de componentes de alta frecuencia en las series de tiempo recuperadas.

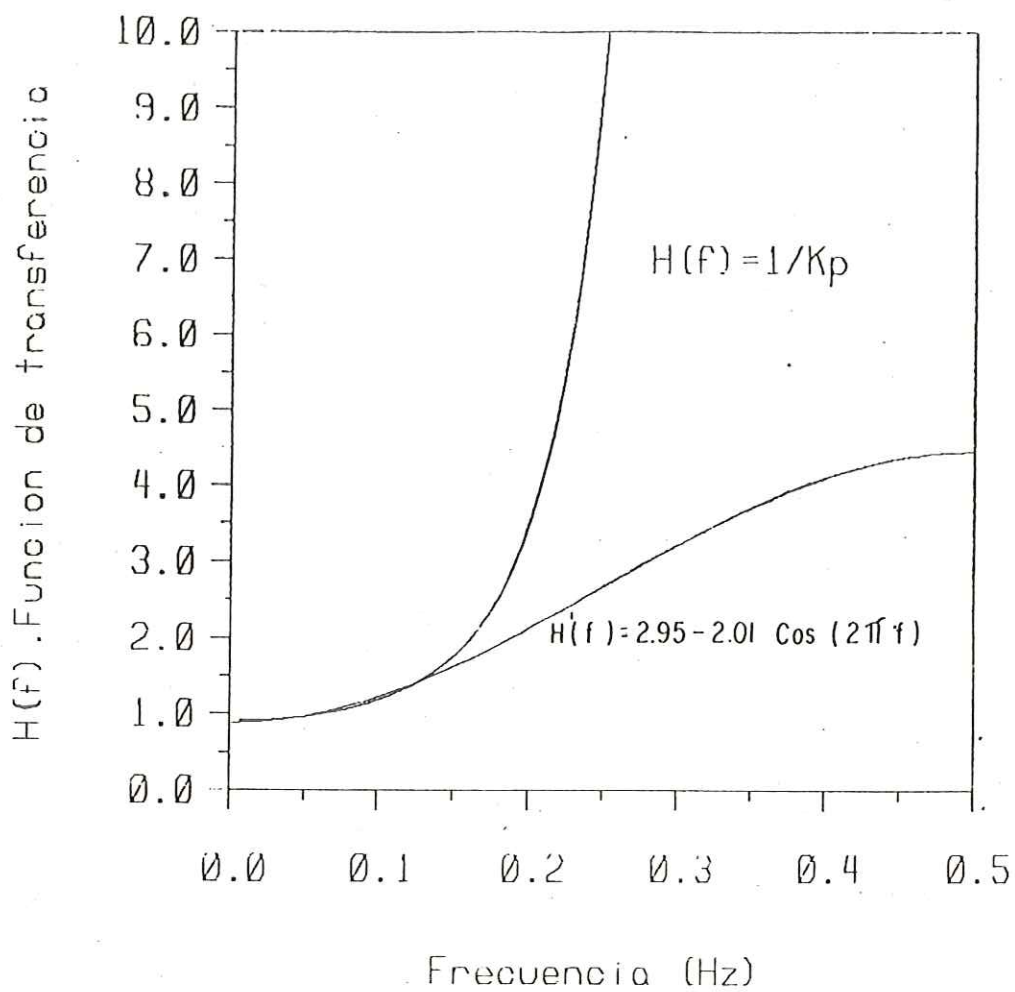


Figura 5. Función de transferencia original, $H(f)$, y función ajustada $H'(f)$.

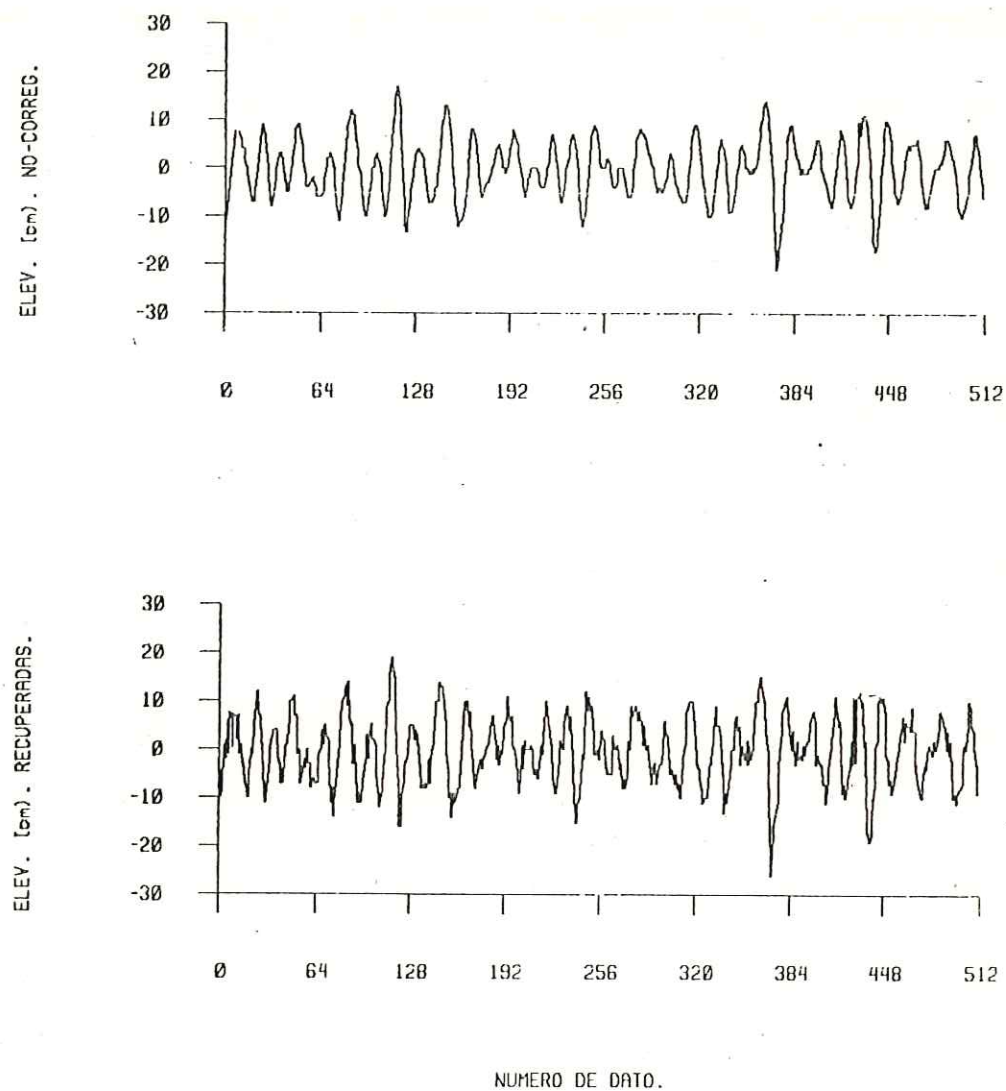


Figura 6. Ejemplo de una salida del filtro numérico. Parte superior, datos originales; parte inferior, datos recuperados.

La ec. 9 se aplicó a cada registro de presión y una vez obtenidas las elevaciones, $\eta(t)$, se utilizaron las definiciones de $H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$ en términos del método de cruces por cero (Pierson, 1954); dicho método consiste en establecer una línea de nivel medio del mar y marcar cada punto donde los valores crucen esta línea hacia arriba; el tiempo entre puntos consecutivos es un período de ola, y la distancia vertical máxima entre cresta y valle es la altura. A partir de aquí se calcularon la altura $H_{\frac{1}{3}}$ y el período $T_{\frac{1}{3}}$ como el promedio del tercio de las olas y períodos más altos de un registro respectivamente.

II.2.3 De espectros cruzados

Independientemente de los cálculos descritos, se realizó un análisis de espectros cruzados para determinar la coherencia y fase entre las presiones de ambos sensores. Por definición, la coherencia viene dada por

$$\text{Coh}(f) = S_{xy}(f) / [S_{xx}(f) S_{yy}(f)]^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

donde: $S_{xx}(f)$ y $S_{yy}(f)$ son los espectros de energía de las series X y Y respectivamente, y S_{xy} es el espectro cruzado entre ellas.

Los valores de la magnitud de la coherencia están limitados entre cero, no dependencia, y 1, dependencia lineal completa.

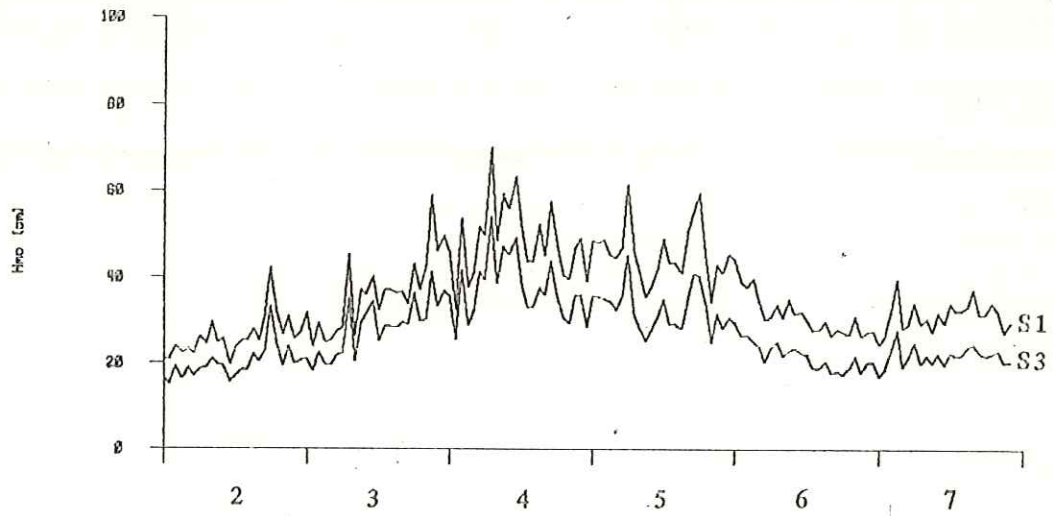
El ángulo de fase del espectro cruzado $S_{xy}(f)$ para un sistema, es el corrimiento de la fase a través de éste a la frecuencia f (Bendat y Piersol, 1971).

III. RESULTADOS

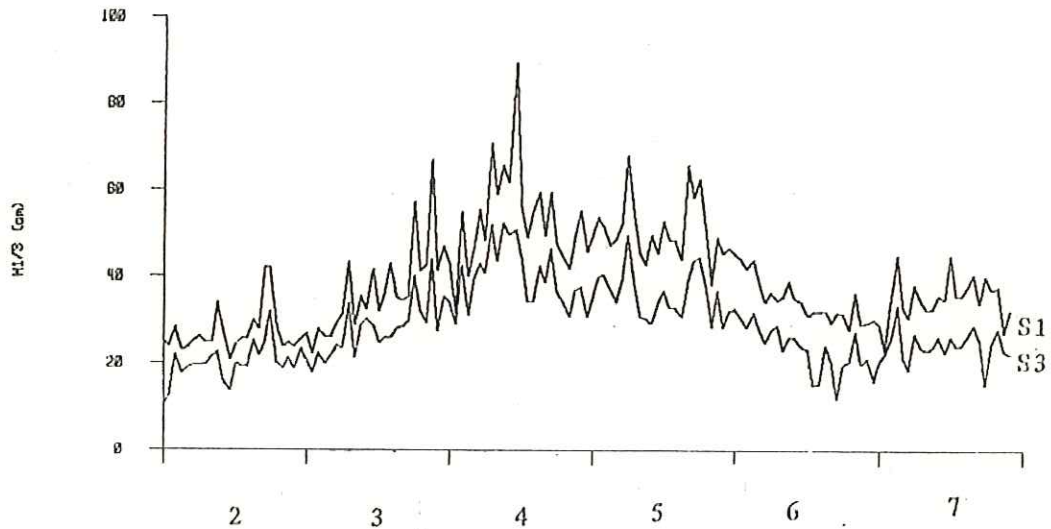
Las series de tiempo presentadas en las Figs. 7a y 7b representan las alturas significantes, H_{m0} y $H_{\frac{1}{3}}$ respectivamente para ambos sensores. En estas figuras, puede observarse que las series del sensor S1 parecen desplazadas respecto de las de S3. El comportamiento de estas series indica el arribo de olas con mayor energía durante los días 4 y 5 del período de mediciones.

La comparación entre las alturas H_{m0} de ambos sensores, ilustrada en la Fig.3, se llevó a cabo ajustando una recta de regresión. La pendiente obtenida es de 1.25 y el coeficiente de correlación, r , es 0.975. El valor de la pendiente sugiere que los valores registrados por S1 son mayores que los de S3.

La Fig.9 representa la comparación entre las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ del par de sensores, la pendiente de la recta de regresión es 1.26 y $r = 0.924$. Al igual que en la figura anterior, las alturas de S1 son mayores que las de S3. Puede observarse que hay varios datos dispersos en ciertas partes de la figura, se cree que su presencia se debe a la técnica utilizada para calcularlos.



(a)



DIAS (SEPT. DE 1982)

(b)

Figura 7. Serie de tiempo de las alturas significantes obtenidas de ambos sensores para los días 2-7 de septiembre de 1982. Parte superior, H_{mo} , e inferior $H_{\frac{1}{3}}$.

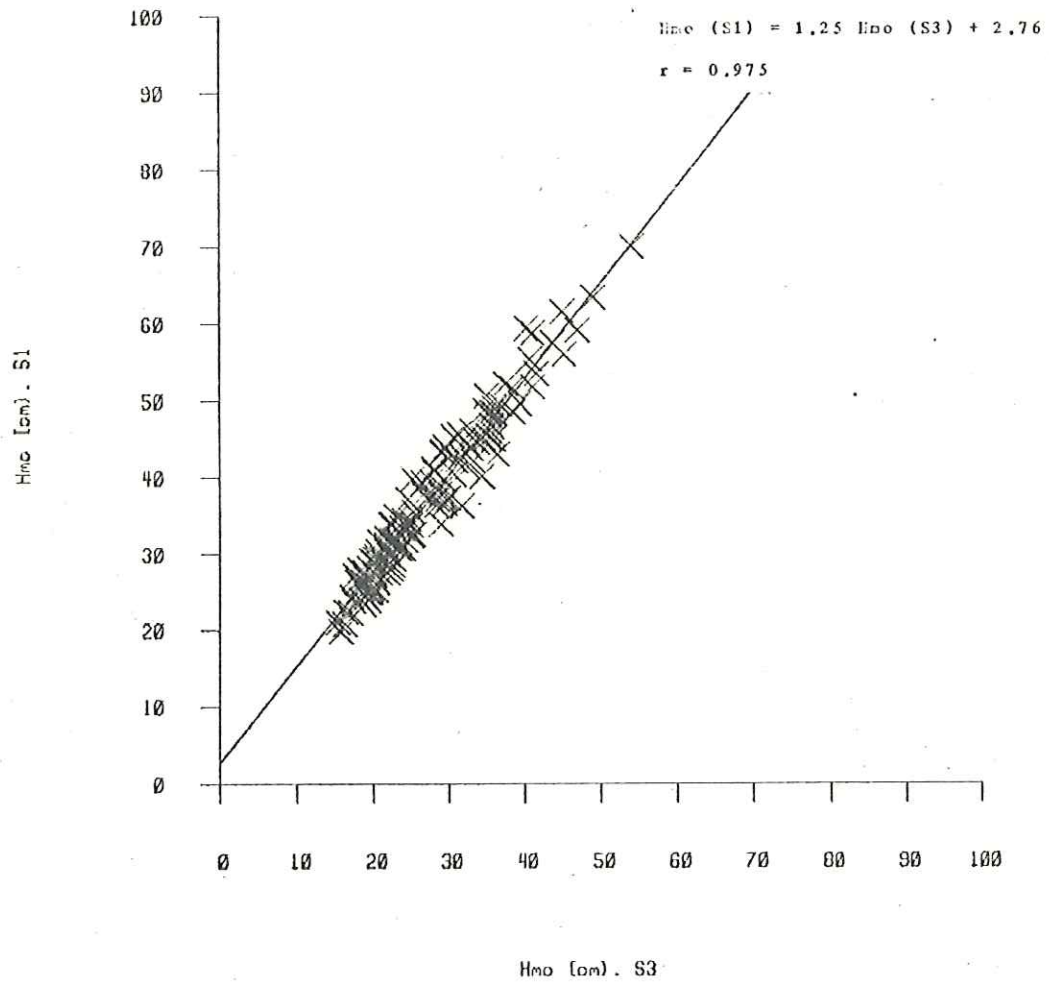


Figura 8. Comparación entre las alturas Hmo del sensor S1 contra las Hmo de S3.

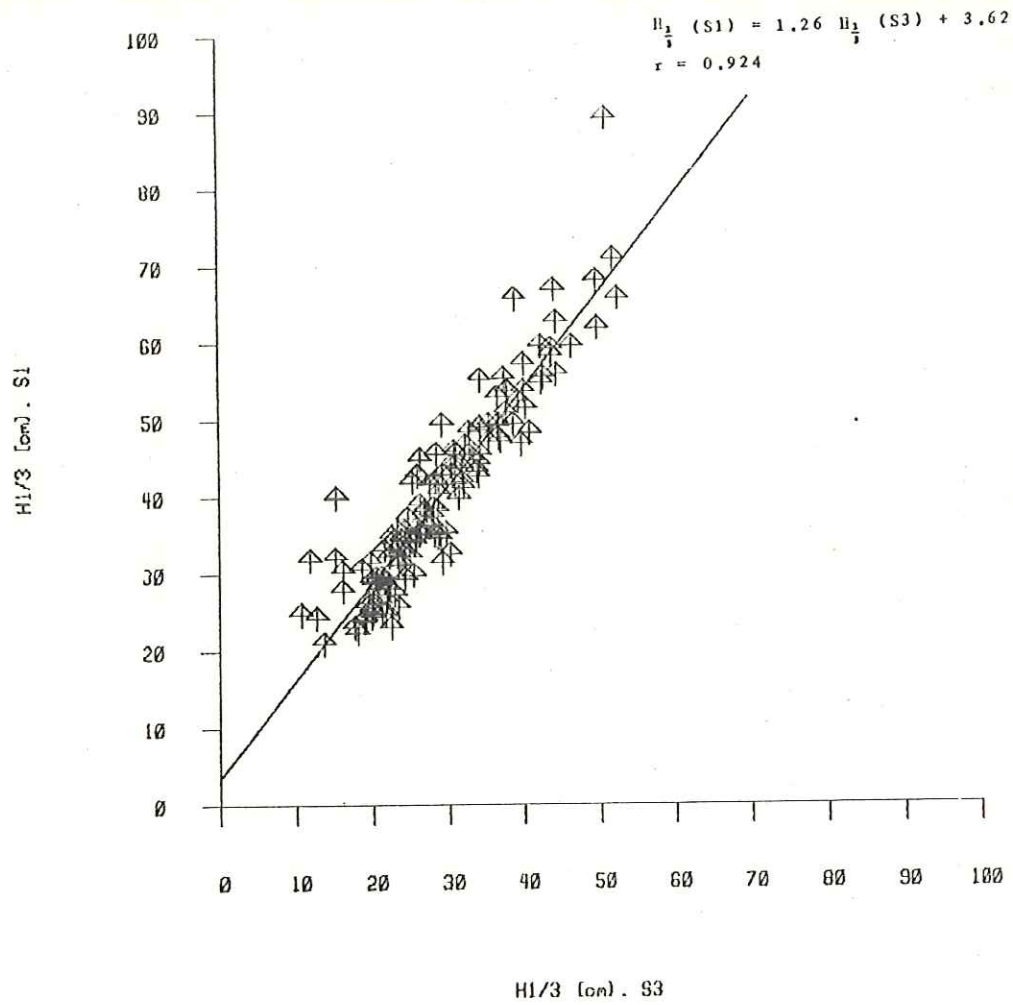


Figura 9. Comparación entre las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ del sensor S1 contra las $H_{\frac{1}{3}}$ de S3.

La comparación entre las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ y H_{mo} , Fig.10, para los datos del sensor S1, muestra la relación que existe entre estas variables. El valor de la pendiente ajustada es de 1.12 y r es igual a 0.947. El valor pequeño de la pendiente indica la buena correspondencia entre una y otra.

Longuet-Higgins (1952) encontró una relación teórica entre $H_{\frac{1}{3}}$ y la desviación estándar de las elevaciones, $H_{\frac{1}{3}} = 4\sigma$. En la Fig.11 se muestra esta relación junto con la recta ajustada a los datos del sensor S1. La pendiente de la recta de regresión es 4.47 y r es igual a 0.974.

En la Fig.12 se muestran las comparaciones entre la altura $H_{\frac{1}{3}}$ y H_{mo} obtenidas de los datos del sensor S3. La pendiente de la recta de regresión es 1.06 y $r = 0.953$. En este caso, puede verse que estas alturas tienden a ser menores que las del sensor S1 (Fig. 10).

Al hacer la comparación entre $H_{\frac{1}{3}}$ y σ de las elevaciones para los datos de S3, Fig.13, se encuentran valores más cercanos al teórico dado por Longuet-Higgins (1952). La pendiente de la recta de regresión es 4.23 y $r = 0.969$. Es de notar la buena correlación visual de la recta ajustada respecto de la teórica.

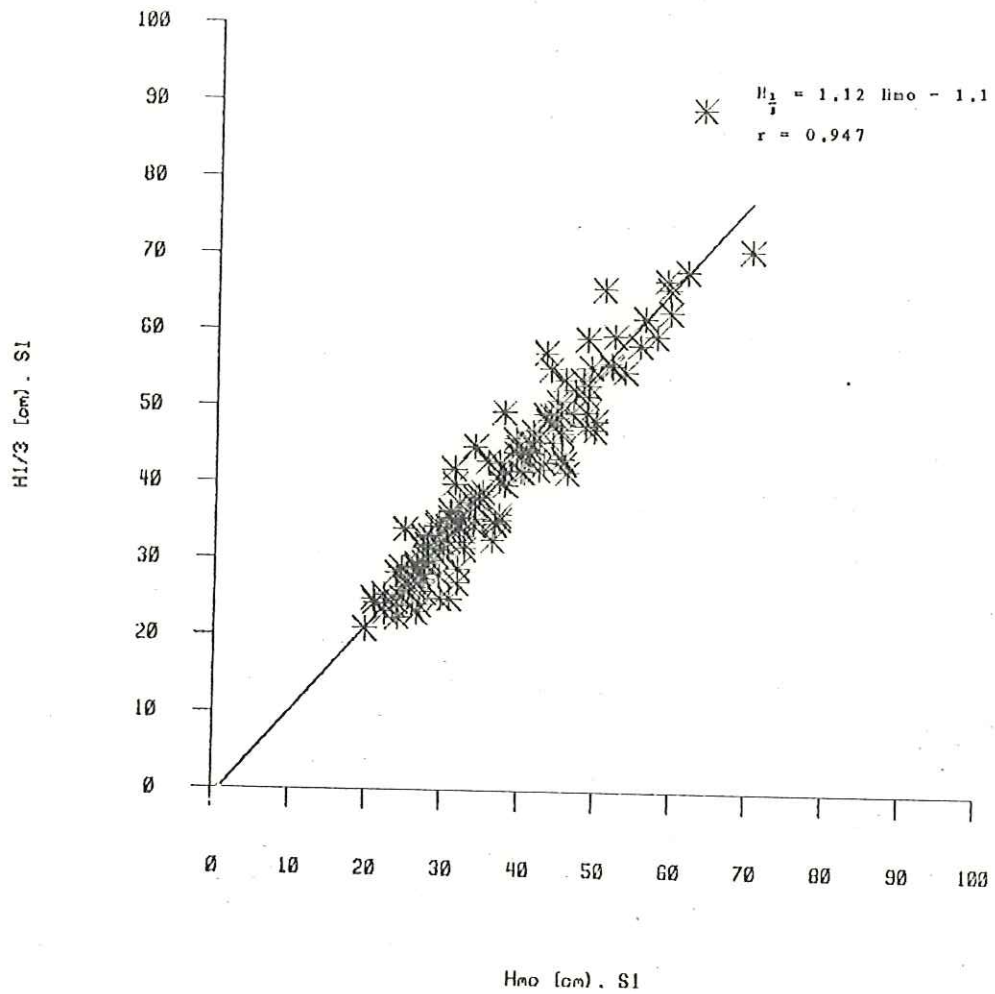


Figura 10. $H_{1/3}$ de las olas de cruce en cero contra la altura H_{mo} obtenida del área bajo el espectro. Datos obtenidos del sensor S1.

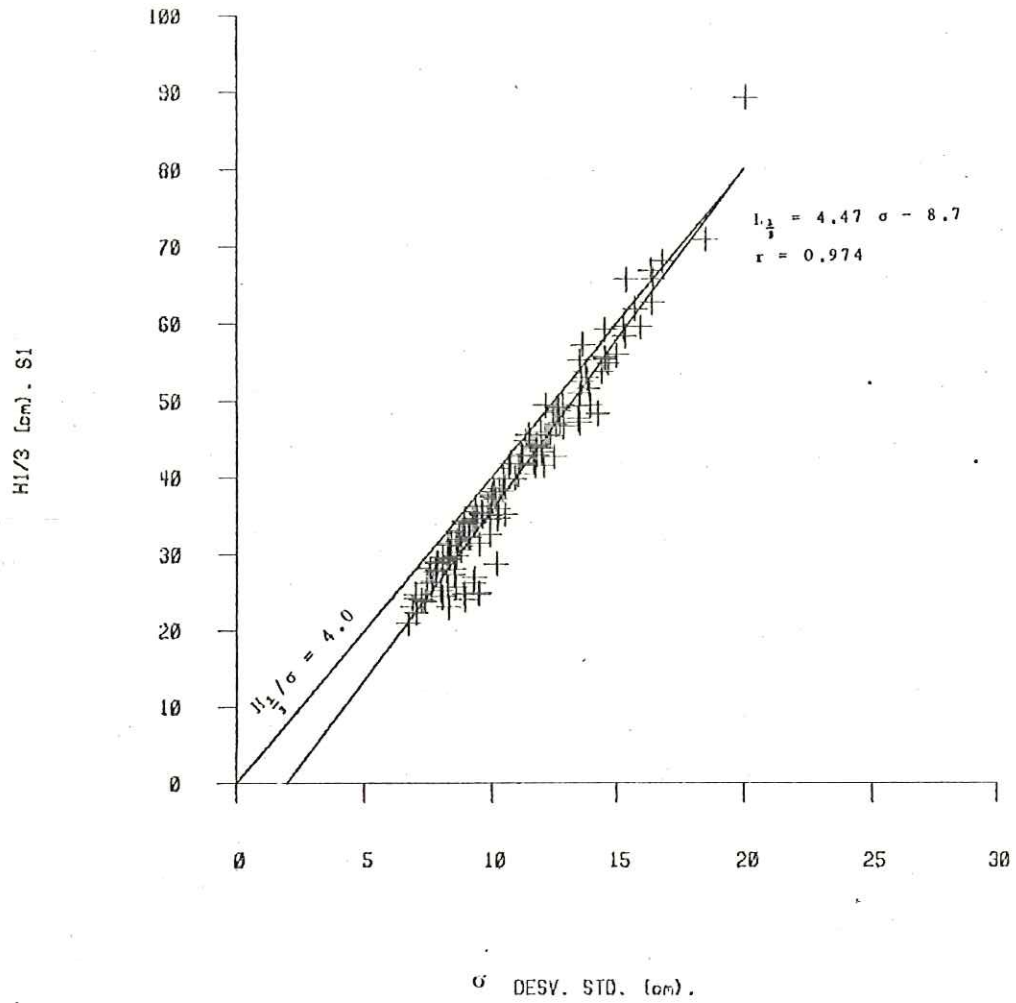


Figura 11. $H_{1/3}$ de las olas de cruce de cero contra la desviación estándar (σ) de las elevaciones del registro. Datos del sensor S1.

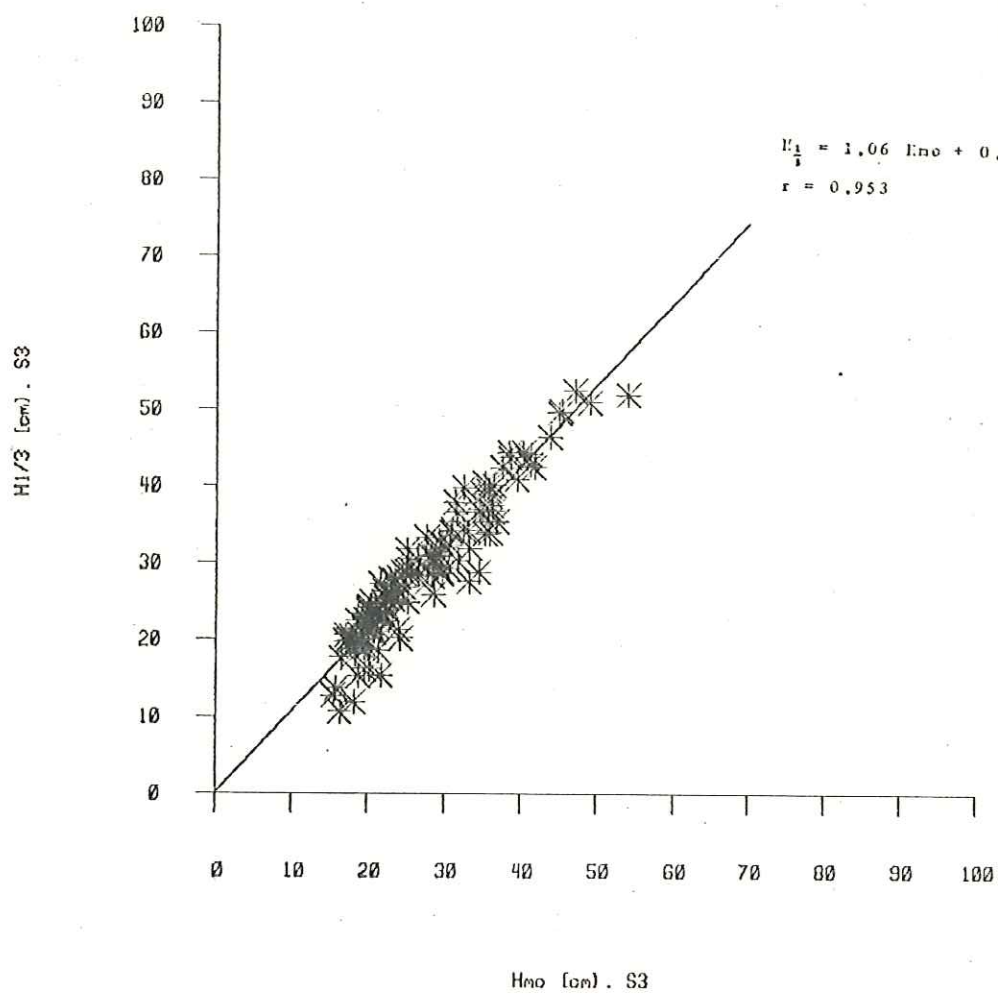


Figura 12. Similar que la figura 10 pero para los datos del sensor S3.

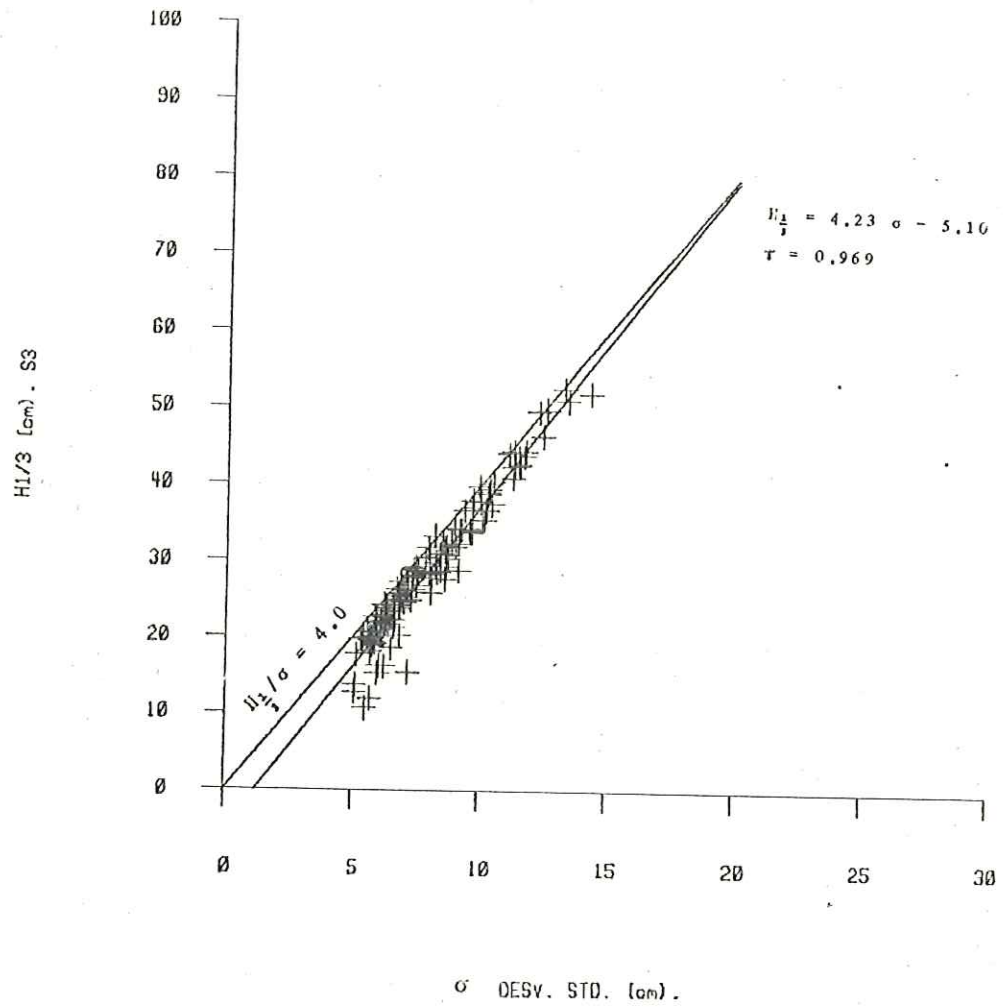


Figura 13. Similar que la figura 11 pero para los datos del sensor S3.

En la Tabla I se muestran las comparaciones entre las alturas calculadas con ambos métodos y las obtenidas por Delgado y Ortiz (1985) quienes trabajaron con registros de una boya direccional instalada sobre los sensores durante las mismas fechas (WT en la Fig. 2).

La representación gráfica de la información en el dominio de la frecuencia, representada por los espectros de energía, se ilustra en la Fig.14 para las elevaciones sin corrección por amortiguamiento. El eje vertical es logarítmico y tiene unidades de $\text{cm}^2\text{-s}$, el eje horizontal es lineal en frecuencia y tiene unidades de ciclos por segundo. Se muestran también las funciones de coherencia y fase entre las series de ambos sensores así como los niveles de significancia al 95 % de intervalo de confianza.

Los espectros de energía de la Fig.15 corresponden a las elevaciones $\eta(t)$ obtenidas después de aplicar la convolución numérica (ec.9) a las correspondientes series sin corregir.

En las Figs. 16, 17 y 18, se muestran los espectros $S\eta(f)$ para ambos sensores; parte superior para S1 e inferior para S3. Cada línea representa un espectro de energía en $\text{cm}^2\text{-s}$ de un solo registro. El eje vertical

Tabla I. Comparación entre las alturas estimadas y las obtenidas por Delgado y Ortiz (1985).

	Minimo	Maximo	Promedio
Hmo (WT)	18.4	54.4	39.63
Hmo (S1)	32.6	70.1	48.60
H1/3 (S1)	31.5	89.3	53.42
Hmo (S3)	25.5	54.0	37.42
H1/3 (S3)	29.2	52.5	40.05

Hmo: altura significativa estimada del espectro.
H1/3: altura significativa estimada por el metodo de "cruces en cero". Ambas en cm.

WT = boya superficial (Delgado y Ortiz, 1985).
S1 = sensor de presión # 1 (presente estudio)
S3 = sensor de presión # 3 (idem).

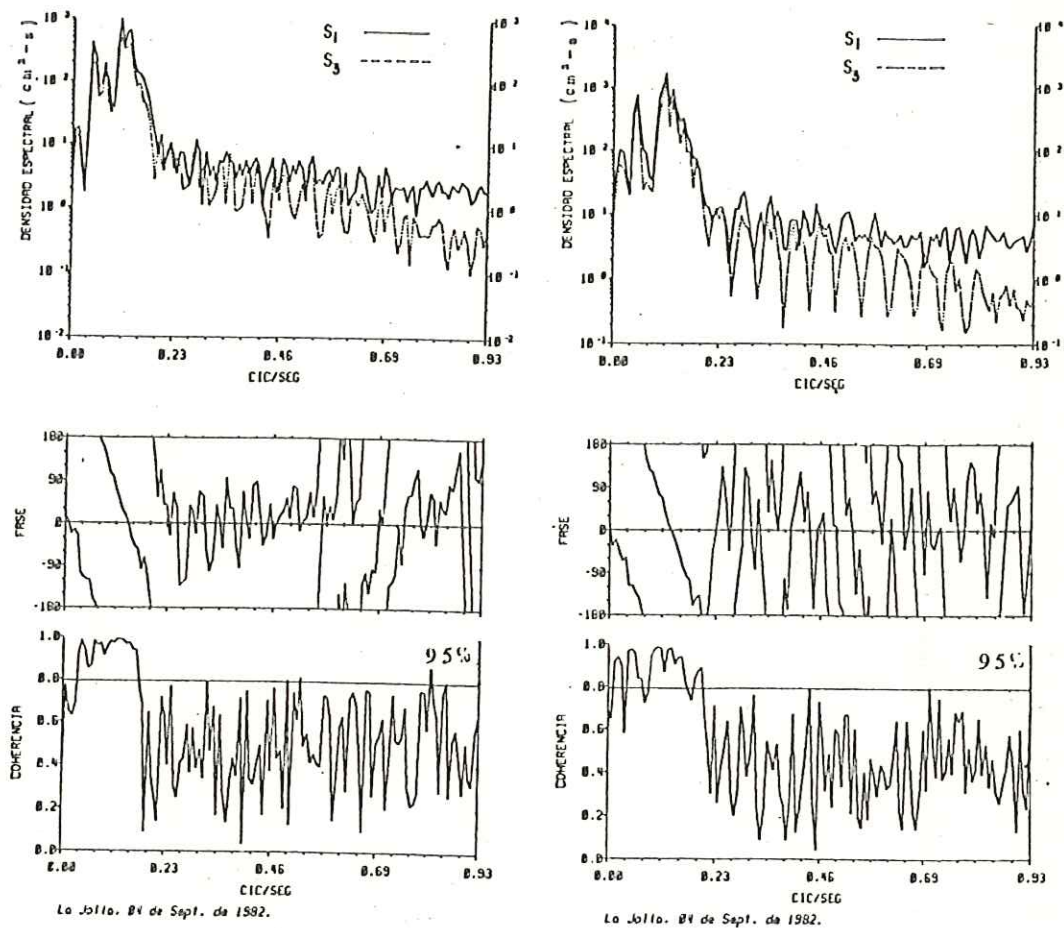


Figura 14. Espectros de energía de las elevaciones, no-correctados, y funciones de coherencia y fase entre ellas. Datos del sensor S1 correspondientes al día 4 de septiembre a las 05:10 hr (izquierda), y 11:10 hr (derecha) de 1982.

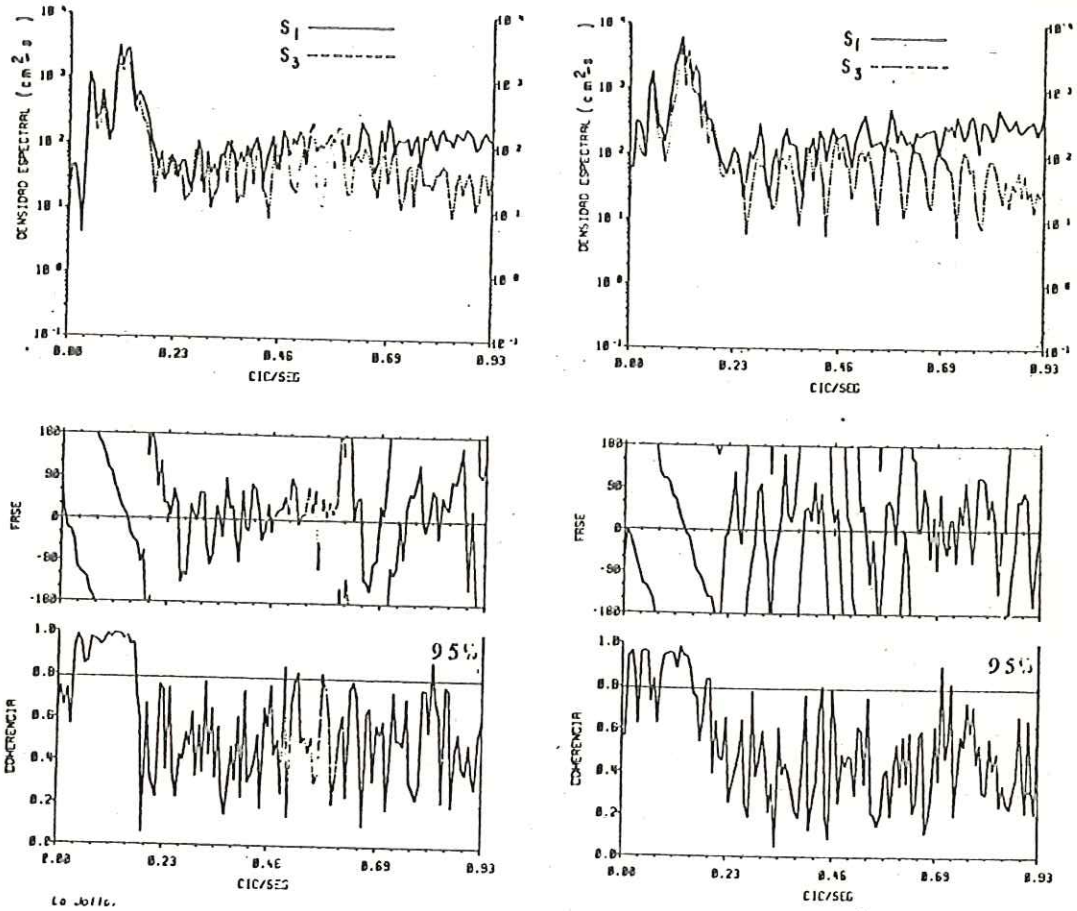


Figura 15. Igual que la figura anterior pero para las elevaciones $\eta(t)$ obtenidas de aplicar la convolución numérica (ec. 9).

ESPECTRO DE ENERGIA DEL OLAJE
DURANTE SEPTIEMBRE DE 1982

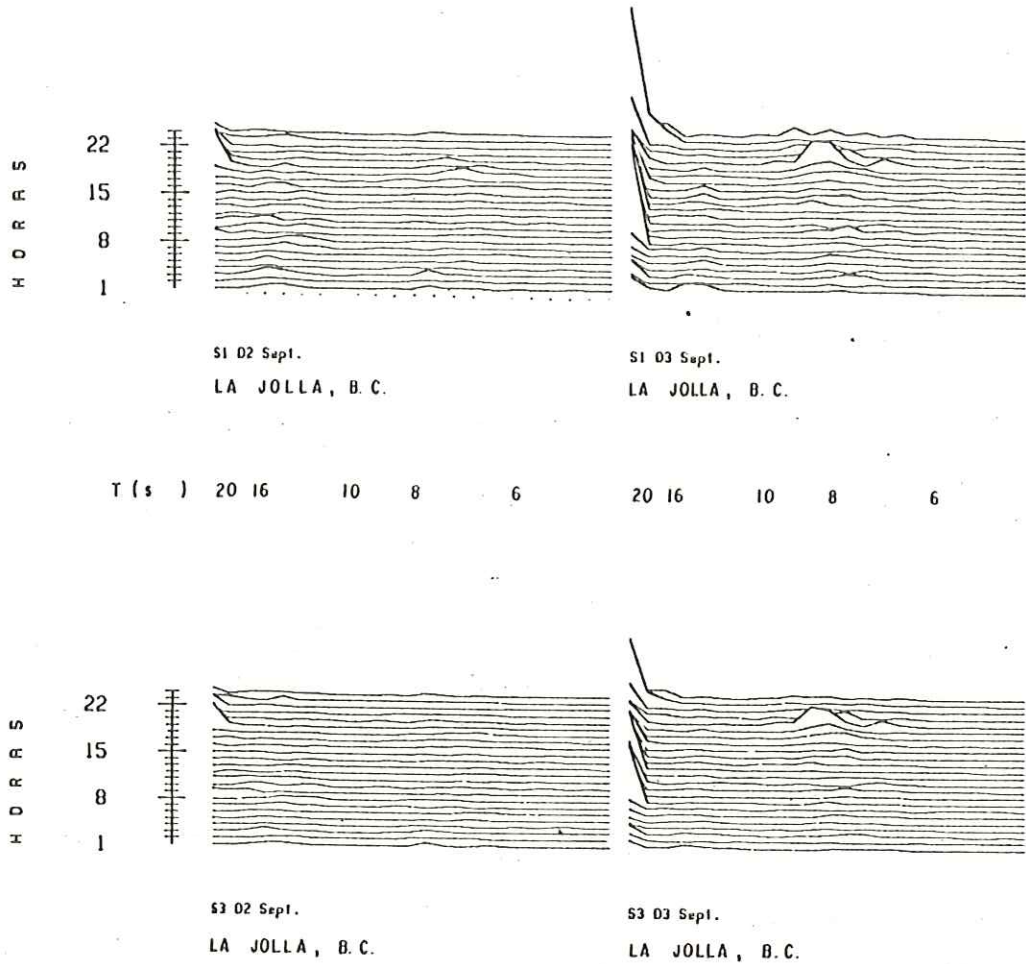


Figura 16. Espectros $S_{\eta}(f)$ correspondientes a los días 2 y 3 de septiembre de 1982. Parte superior del sensor S1, y parte inferior para el sensor S3.

ESPECTRO DE ENERGIA DEL OLAJE
DURANTE SEPTIEMBRE DE 1982

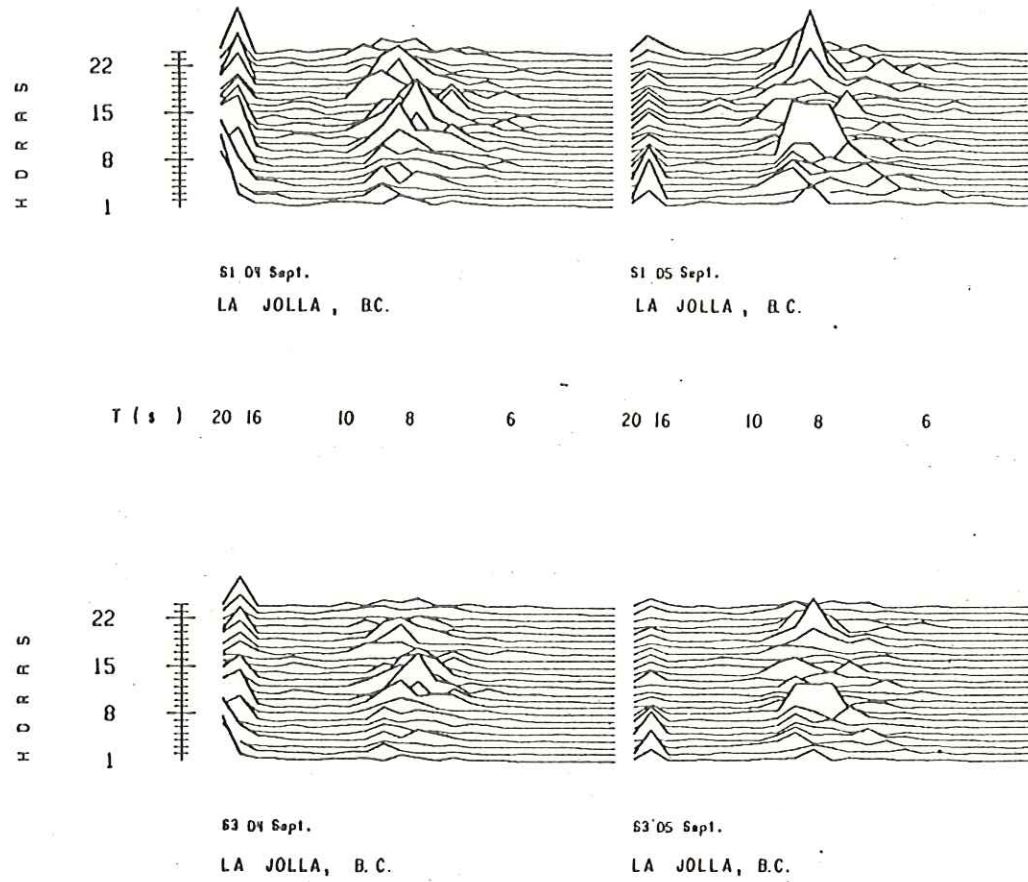


Figura 17. Igual que la figura 16 pero para los días 4 y 5.

ESPECTRO DE ENERGIA DEL OLEAJE
DURANTE SEPTIEMBRE DE 1982

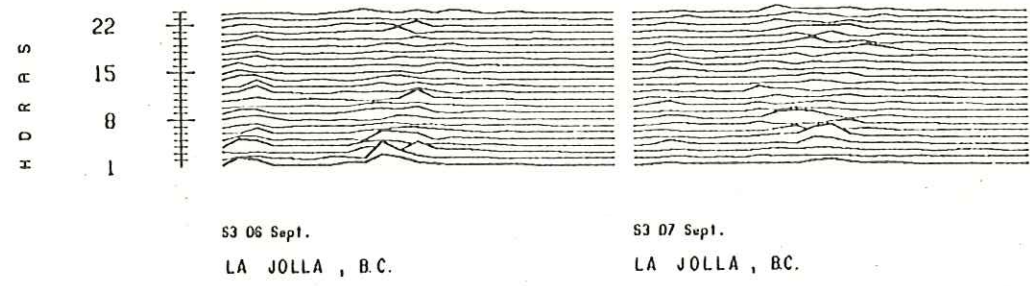
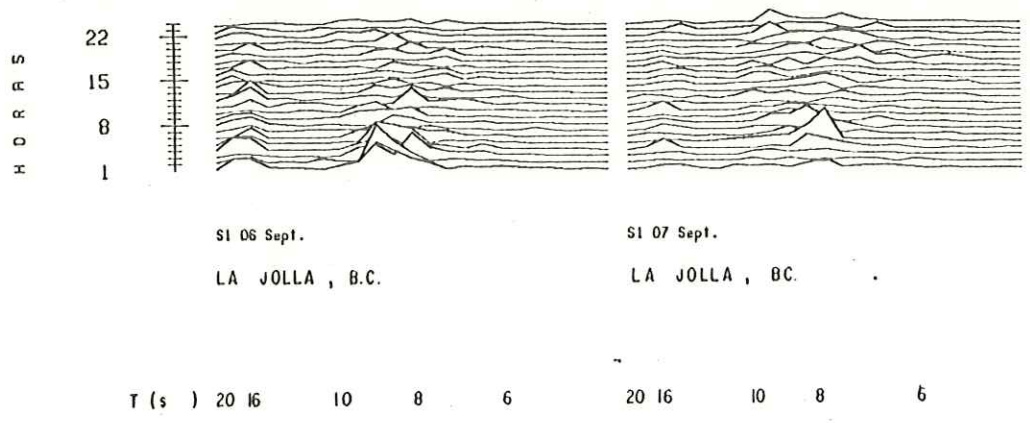


Figura 18. Igual que la figura 16 pero para los días 6 y 7.

representa el tiempo en horas y el horizontal el período en segundos. En la parte inferior de cada gráfica, se incluye información acerca del día, estación y sensor utilizado. Puede notarse la buena correlación visual entre los espectros de ambos sensores para los días de mayor actividad del oleaje.

Se ilustra cualitativamente la distribución conjunta de las alturas y periodos, H_{mo} y T_p , de todos los registros en la Fig.19. La altura de cada pico es proporcional a la ocurrencia de olas dentro de ciertos intervalos de alturas y periodos seleccionados previamente. Parte superior, para S1, e inferior para S3. En las tablas II y III se incluyen los valores numéricos correspondientes.

Similar que en la figura anterior, La Fig.20, representa las alturas y periodos $H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$. Parte superior, para S1, e inferior para S3. En las tablas IV y V se incluyen los correspondientes valores numéricos.

Las correlaciones entre los periodos fueron muy bajas y las gráficas de estos parámetros no mostraban tendencias definidas, razón por la que estas últimas no se incluyeron.

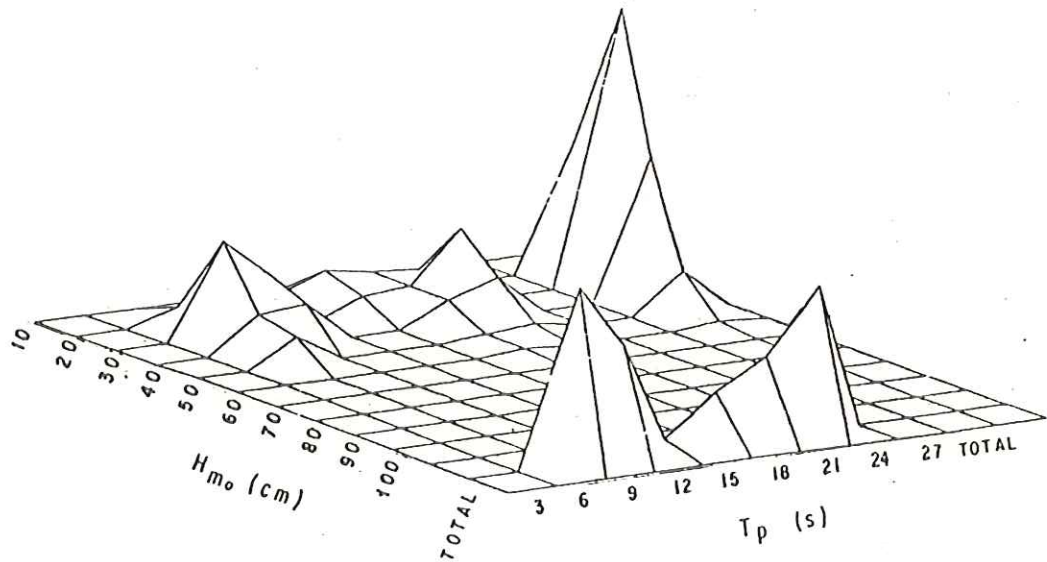
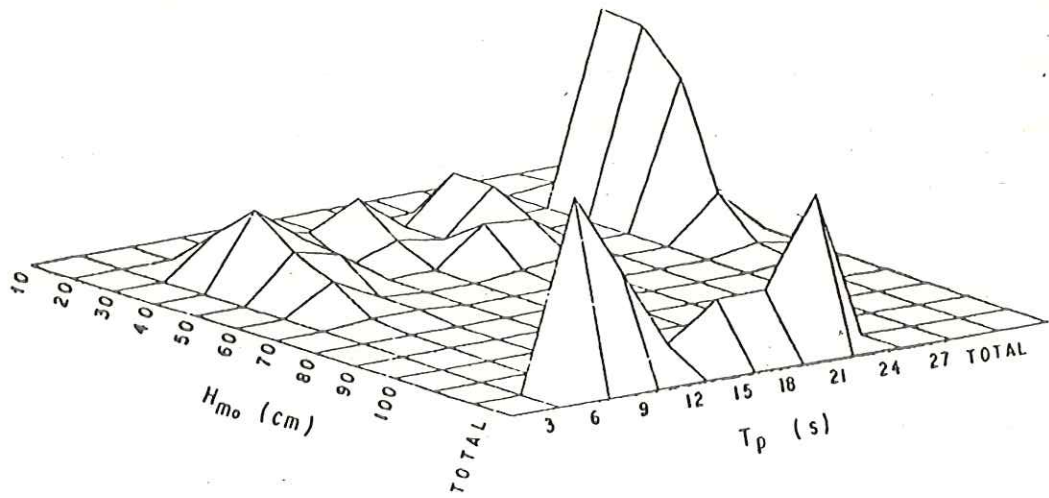


Figura 19. Distribución conjunta de alturas y periodos significantes (H_{m0} y T_p) obtenidos con la técnica espectral. Parte superior, datos del sensor S1, y parte inferior del sensor S3.

Tabla II. Distribución conjunta de alturas y periodos significantes obtenidos mediante la técnica espectral. Datos del sensor S1.

ESTACION: La Jolla Sensor de presión INICIO: Sept.1 de 1982

SE ELIMINO EL PROMEDIO (UNIDADES CGS)

ALTURAS SIGNIFICANTES (Hmo) VS. PERIODOS DE MAX. ENERGIA (Tp)

ALTURA	Ø	PERIODO										
		3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	
1- 9	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
10- 19	Ø	Ø	Ø	Ø	1	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1
20- 29	Ø	Ø	9	7	5	11	2	13	Ø	Ø	Ø	47
30- 39	Ø	Ø	18	9	Ø	4	2	13	Ø	Ø	Ø	46
40- 49	Ø	Ø	11	8	Ø	Ø	9	8	Ø	Ø	Ø	36
50- 59	Ø	Ø	7	1	Ø	Ø	1	2	Ø	Ø	Ø	11
60- 69	Ø	Ø	1	1	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	2
70- 79	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1	Ø	Ø	Ø	Ø	1
80- 89	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
90- 99	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
TOTAL	Ø	Ø	46	26	6	15	15	36	Ø	Ø	Ø	144

ALT. SIG. MAX. 70.06 ALT. SIG. MIN. 19.84 ALT. SIG. PROM. 36.53
 VARIANZA DE ALT. 105.11 DESV. STANDARD 10.25 PERIODO PICO MAX. 23.04

S3. Tabla III. Igual que tabla II pero para el sensor

ESTACION: La Jolla Sensor de presión INICIO: Sept.1 de 1982

SE ELIMINO EL PROMEDIO (UNIDADES CGS)

ALTURAS SIGNIFICANTES (Hmo) VS. PERIODOS DE MAX. ENERGIA (Tp)

ALTURA Ø	PERIODO											
	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	33	
1- 9	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
10- 19	Ø	Ø	4	4	3	8	6	5	Ø	Ø	Ø	30
20- 29	Ø	Ø	24	14	Ø	5	6	19	Ø	Ø	Ø	68
30- 39	Ø	Ø	9	10	Ø	Ø	6	10	Ø	Ø	Ø	35
40- 49	Ø	Ø	7	Ø	Ø	Ø	1	2	Ø	Ø	Ø	10
50- 59	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1	Ø	Ø	Ø	Ø	1
60- 69	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
70- 79	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
80- 89	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
90- 99	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
TOTAL	Ø	Ø	44	28	3	13	20	36	Ø	Ø	Ø	144

ALT. SIG. MAX. 54.04 ALT. SIG. MIN. 15.44 ALT. SIG. PROM. 26.99
 VARIANZA DE ALT. 63.44 DESV. STANDARD 7.96 PERIODO PICO MAX. 23.04

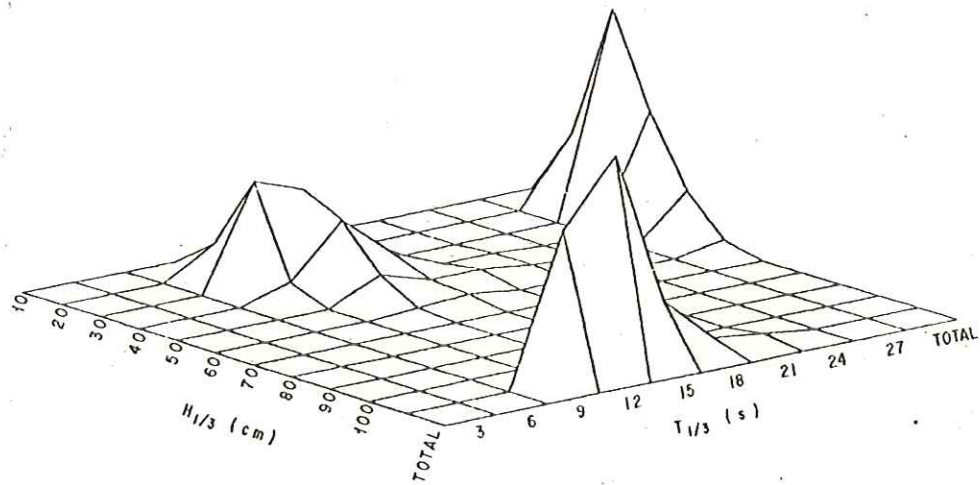
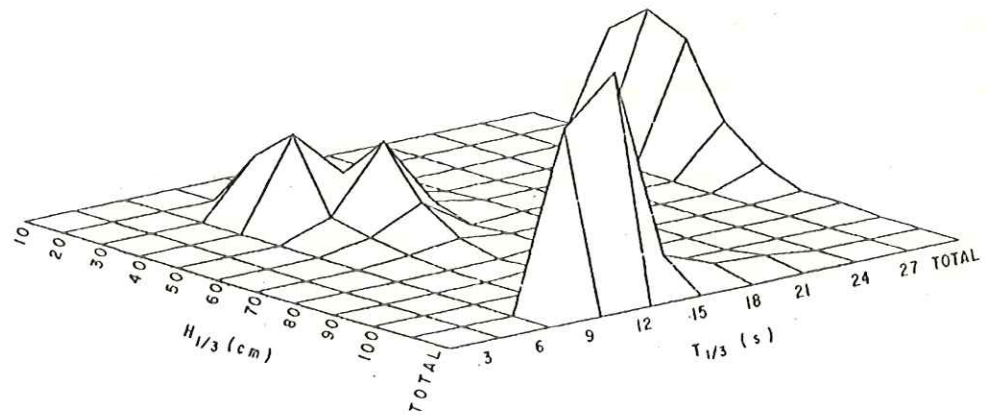


Figura 20. Igual que la figura 19 pero con las alturas y períodos significantes ($H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$) obtenidos en el dominio del tiempo (ec.9).

Tabla IV. Distribución conjunta de alturas y periodos significantes obtenidos de los cruces por cero. Datos del sensor S1.

ESTACION: La Jolia Sensor de presión No. 1 INICIO: Sept.1 de 1982

SE ELIMINO EL PROMEDIO (UNIDADES CGS)
ALTURAS SIGNIFICANTES (H1/3) VS. PERIODOS (T1/3)

ALTURA	PERIODO											TOTAL
	Ø	3	6	9	12	15	18	21	24	27	3Ø	
1- 9	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
1Ø- 19	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
2Ø- 29	Ø	Ø	Ø	18	17	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	35
3Ø- 39	Ø	Ø	Ø	29	13	3	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	45
4Ø- 49	Ø	Ø	Ø	6	27	4	1	1	Ø	Ø	Ø	39
5Ø- 59	Ø	Ø	Ø	3	11	Ø	1	1	Ø	Ø	Ø	16
6Ø- 69	Ø	Ø	Ø	1	3	1	1	Ø	Ø	Ø	Ø	6
7Ø- 79	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1
8Ø- 89	Ø	Ø	Ø	Ø	1	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	1
9Ø- 99	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø	Ø
TOTAL	Ø	Ø	Ø	57	72	9	3	2	Ø	Ø	Ø	143

ALT. SIG. MAX. 89.3Ø ALT. SIG. MIN. 21.ØØ ALT. SIG. PROM. 39.75
 VARIANZA DE ALT. 146.17 DESV. STANDARD 12.Ø9 PERIODO T1/3 MAX. 23.3Ø

S3. Tabla V. Igual que la tabla IV pero para el sensor

ESTACION: La Jolla Sensor de presión No. 3 INICIO: Sept.1 de 1982

SE ELIMINO EL PROMEDIO (UNIDADES CGS) .
 ALTURAS SIGNIFICANTES (H1/3) VS. PERIODOS (T1/3)

ALTURA	PERIODO											
	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30		
1- 9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10- 19	0	0	0	10	11	1	0	0	0	0	0	22
20- 29	0	0	0	33	28	5	0	0	0	0	0	66
30- 39	0	0	0	5	22	8	1	1	0	0	0	37
40- 49	0	0	0	0	8	3	3	1	0	0	0	15
50- 59	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	3
60- 69	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70- 79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80- 89	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
90- 99	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	0	0	0	48	70	19	4	2	0	0	0	143

ALT. SIG. MAX. 52.50 ALT. SIG. MIN. 10.70 ALT. SIG. PROM. 28.63
 VARIANZA DE ALT. 78.34 DESV. STANDARD 8.85 PERIODO T1/3 MAX. 21.50

IV. DISCUSION

En la seccion II.1 se hizo la observacion de que las series obtenidas de cada sensor diferian en magnitud, estas diferencias se deben a que cada instrumento posee un factor de ganancia caracteristico que provoca que las presiones registradas se vean amplificadas o reducidas por una constante diferente. En este caso, para obtener la señal en unidades cgs, los datos se multiplicaron por la constante 1.7 (M. A. Tenorio, com. pers.), sin embargo, la inspección visual de los registros y las alturas calculadas, muestran que dicha constante no es la misma para ambos instrumentos y no se sabe a cual de los dos corresponde. Una consecuencia inmediata de esto, es que las alturas obtenidas del sensor S1 resultaron ser mayores que las del S3.

Las series de tiempo de H_{mo} para ambos sensores (Fig.7a), así como la gráfica que muestra la regresión lineal entre estas variables (Fig.8), indican que éstas difieren por una constante; la pendiente de la recta es 1.25. En promedio, las alturas H_{mo} de S1 son mayores que las del otro sensor en 36 %. Estas series también muestran el inicio y decaimiento de un cierto evento durante el periodo de mediciones; las olas de mayor magnitud ocurrieron entre los días 3 y 5 de esas fechas.

Las series de $H_{\frac{1}{3}}$ (Fig.7b) presentan un comportamiento similar a las anteriores; en promedio, las alturas del sensor S1 excedieron a las de S3 en 40 %. La pendiente de la recta de regresión entre estas variables (Fig.9) es 1.26, la cual muestra buen acuerdo con la obtenida para las alturas H_{mo} .

Las gráficas de $H_{\frac{1}{3}}$ vs. σ (desviación estándar) muestran que hay una relación lineal bien definida entre estas dos variables. El coeficiente de correlación, r , entre ambas fue de 0.974 para el sensor S1, y 0.969 para el sensor S3 (de aquí en adelante S1 y S3 respectivamente) los cuales concuerdan razonablemente bien con los obtenidos por Goda (1974) de 0.996 y 0.998. El coeficiente de proporcionalidad entre $H_{\frac{1}{3}}$ y σ fue de 4.47 para S1 y 4.23 para S3; las diferencias de estos valores respecto del teórico de 4 predicho por Longuet-Higgins (1952) son del orden de 11 % para S1 y 5 % para S3. Es notable el buen ajuste a la recta teórica que presentan los datos de ambos sensores.

Las gráficas de $H_{\frac{1}{3}}$ contra H_{mo} (Figs.10 y 12) muestran que en los dos casos las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ son ligeramente mayores que las H_{mo} , siendo el coeficiente de correlación entre ambas de 0.947 para S1 y 0.953 para S3. Estos coeficientes, junto con los valores de la pendiente,

muestran buen acuerdo con los reportados por autores previos (Harris, 1970; Wilson y Baird, 1972; Liu y Robbins, 1974) los cuales caen en un rango entre 0.868 y 0.94. Este hecho es notable debido a que, a diferencia de los autores ya citados, en este estudio se trabajó con series reconstruidas.

Se encontró que para nuestros datos, la razón $H_{mo}/H_{\frac{1}{3}}$ fue de 0.93 para S1 y 0.95 para S3. Esto significa que para obtener la $H_{\frac{1}{3}}$ a partir de H_{mo} , esta última cantidad tiene que ser reducida en un 7 y 5 % respectivamente. Se ha demostrado teórica y experimentalmente que los valores de $H_{mo}/H_{\frac{1}{3}}$ están entre 0.90 y 0.95 (Wilson y Baird, 1972; Goda, 1974; Chakrabarti y Cooley, 1977; Nolte y Hsu, 1979; Longuet-Higgins, 1980).

La comparación de las alturas H_{mo} con las reportadas por Delgado y Ortiz (1985), para un mismo día de mediciones, muestra que las alturas H_{mo} del presente estudio son mayores en 22 % para S1 y 5 % para S3. Esto sugiere que las series de tiempo obtenidas de S3 bien pueden corresponder a la señal real. La sobreestimación aparente de las alturas en el caso de S1 se atribuye principalmente a que el factor constante por el que se multiplicaron estos datos no fue el adecuado.

En cuanto a los métodos de recuperación de la señal y de cálculo de alturas, puede afirmarse que tanto la técnica espectral (Esteva y Harris, 1970) como la de Lee y Wang (1984) fueron adecuadas para los datos de ambos sensores como lo demuestra el hecho de que las H_{m0} sean similares a las de la boya, y que las $H_{\frac{1}{3}}$ se comparen razonablemente bien con los valores teóricos. Sin embargo, parece ser que para estos datos, la técnica espectral es más precisa que la de Lee y Wang (1984). Esto puede deberse principalmente al método de cálculo de las alturas; para calcular H_{m0} se corta el espectro corregido hasta una cierta frecuencia que es constante, de tal forma que la amplificación de los valores introducida por $K_p(f)$ en frecuencias más allá de la elegida para el corte, no tiene efecto en los cálculos puesto que no son consideradas. En cambio, para calcular $H_{\frac{1}{3}}$ se requiere del número de cruces por cero, así como de la distancia máxima cresta-valle entre cruces consecutivos; cualquier dato 'disparado' que no haya sido detectado por la rutina REVISA puede provocar que las alturas estén siendo sobreestimadas debido a que la convolución numérica (ec.9) tiende a amplificar aun más este tipo de datos anómalos.

En cuanto a los periodos, los coeficientes de correlación entre $T_{\frac{1}{3}}$ y T_p fueron muy bajos $r=0.383$ (S1) y $r=0.229$ (S3). Esto puede deberse a la presencia de varios

picos espectrales en los espectros, los cuales tienden a disminuir la correlación (Wilson y Baird, 1972). Harris (1970), después de considerar varias definiciones de periodos concluyó que los periodos obtenidos de diferentes análisis no son consistentes. Los periodos son bien diferenciados utilizando técnica espectral (Figs. 14, 15, y 19), en cambio, los periodos $T_{\frac{1}{3}}$ tienden a centrarse cerca de un valor promedio entre los dos picos espectrales (Fig. 20).

Considerando los periodos T_p en relación con los periodos $T_{\frac{1}{3}}$, se encontró que los T_p fueron mayores que $T_{\frac{1}{3}}$ por 1.129 para ambos sensores; este resultado muestra buen acuerdo con los citados en la literatura (Goda, 1974; Manohar et al, 1976; Chakrabarti y Cooley, 1977). El periodo T_p es útil para encontrar el periodo promedio de las olas que componen grupos dominantes en olas de tormenta 'swell' (Thompson, 1972). Se ha reconocido recientemente que este tipo de olas son la causa del daño y destrucción de barcos, plataformas, y estructuras costeras, debido a que ocurren en series de olas altas y periódicas (Thompson et al, 1984).

A fin de completar un poco la discusión anterior, a continuación se describe la información que contienen los espectros y gráficas de distribuciones conjuntas.

Los espectros muestran dos picos pronunciados de energía uno centrado aproximadamente en 23 s, y el otro alrededor de 8 s; el primero corresponde a olas provenientes de tormentas lejanas, también conocidas como mar de leva (swell), y el segundo a olas locales generadas cerca de la estación de registro. Estos picos indican la superposición de dos trenes de oleaje dominantes; la evolución temporal de este evento puede seguirse en los espectros corregidos (Figs. 16-18). Dichos espectros muestran que las olas de períodos largos son las primeras en llegar a la estación de registro seguidas de olas de períodos menores, tal como lo establece la relación de dispersión de olas gravitatorias superficiales.

El incremento de actividad de las olas durante los días 4 y 5 coincide con el registrado en la estación de Mission Bay Ca. (U. S. Army Corps of Engineers, 1982) para las mismas fechas. Plaisted y Nava-Button (1978) reportaron el arribo a estas costas de oleaje de tormentas lejanas durante septiembre de 1978. Esto parece sugerir que la ocurrencia de estos eventos es típica de verano.

Es también notable la presencia de olas locales durante todo el período de mediciones, este tipo de oleaje, generado por las brisas marinas de la región (Delgado y Ortiz, 1985), puede crear fuertes corrientes

litorales (Silvester, 1979); lo cual, asociado con las olas de tormentas lejanas, puede tener un efecto significativo en los perfiles de playa y aún en el balance de deriva litoral. Wiegel y Todd (1952), mencionan la importancia de este tipo de oleaje en la destrucción de instalaciones costeras.

Los altos valores de coherencia (0.90-0.98) encontrados sobre el rango de frecuencias entre 0.0434 y 0.1916 Hz indican que hay una cierta relación lineal entre las presiones registradas; más allá de estos límites la coherencia disminuye. La disminución de la coherencia antes del límite inferior se debe a la poca energía que muestran las olas de estas frecuencias (H. G. Peña, com. pers.). Más allá del límite superior se presenta una disminución abrupta de la coherencia, ésta es consecuencia directa del decaimiento que muestran los espectros a estas frecuencias. Este decaimiento abrupto se debe a la atenuación de la señal por efectos de la columna de agua (se filtran altas frecuencias) y a las limitaciones propias del instrumento el cual a estas frecuencias registra una señal tan atenuada que se ve enmascarada por el nivel de 'ruido' instrumental. Las altas coherencias y la buena correlación visual, son indicativas del buen funcionamiento de los instrumentos.

El comportamiento lineal observado en las fases sugiere la ocurrencia de olas progresivas. La información de las fases es útil en el cálculo de tiempos de retraso (Bendat y Piersol, 1978) y ángulos de aproximación de las olas a la estación de registro (Borgman, 1966).

La distribución conjunta de alturas y periodos, H_m y T_p , indica que la situación más persistente durante el tiempo de medición, fueron olas locales (periodos entre 6-9 s) y olas producidas por tormentas lejanas (periodos entre 21-24 s) cuyas alturas estuvieron entre 20 y 40 cm. Rangos similares se encontraron en las distribuciones conjuntas de $H_{\frac{1}{3}}$ y $T_{\frac{1}{3}}$ con la única diferencia de que éstas muestran un sólo pico de ocurrencia de periodo, centrado entre 12 y 15 s, este representa un periodo intermedio entre los rangos de periodos mencionados líneas arriba.

V. CONCLUSIONES

En base a lo discutido anteriormente, se puede afirmar que las dos técnicas utilizadas para obtener la información de las olas a partir de registros de presión, fueron adecuadas para ambos instrumentos.

Si bien, la técnica de Lee y Wang (1984) es más rápida que la de Esteva y Harris (1970), esta última probó ser más exacta para este estudio.

Se encontró que las alturas H_{mo} de este estudio fueron mayores que las de una boya superficial en un 22 % para S1, y un 5 % para S3.

Las alturas $H_{\frac{1}{3}}$ fueron mayores que las alturas H_{mo} en un 7 % para S1, y 5 % para S3.

Las correlaciones entre $T_{\frac{1}{3}}$ y T_p fueron muy bajas para ambos sensores. Sin embargo, el valor de la relación $T_p/T_{\frac{1}{3}} = 1.129$ muestra buen acuerdo con los citados en la literatura.

Las condiciones de oleaje presentes durante el período de mediciones bien pueden ser típicas de verano.

VI. RECOMENDACIONES

Dado que la técnica de Lee y Wang (1984) tiende a amplificar aun más los datos 'disparados', debe tenerse mucho cuidado si es que se pretenden calcular las $H_{\frac{1}{3}}$ con el método de cruces por cero. Se sugiere implementar alguna (s) rutina (s) que realice un control de calidad de los datos un poco más estricto que el que aquí se realizó. La rutina REVISA bien puede servir de base.

Se sugiere realizar un nuevo experimento que conste de mediciones simultáneas de oleaje tanto en la superficie del mar, como bajo la misma, con el fin de establecer y cuantificar el efecto que tienen las técnicas utilizadas, principalmente la de Lee y Wang (1984), en la señal recuperada.

Dada la importancia del oleaje en los procesos litorales, en el diseño de estructuras para prevenir los embates de las olas, en actividades de pesca, etc. Se recomienda continuar con un estudio de oleaje tanto a corto, como mediano y largo plazo con el objeto de obtener la estadística necesaria para estos estudios.

LITERATURA CITADA

- Baird, W. and E. F. Thompson (1977): The Presentation of Wave Data 4th. Annual Symposium American Society of Civil Engineers. Ports'77. pp. 382-293.
- Bendat, J. S. and A. G. Piersol (1971): Random Data: analysis and measurements procedures. John Wiley and Sons. Inc., New York. 407p.
- Borgman, L. E. (1966): Directional Spectra for Design Use. OTC paper 1069, Offshore Technology Conference, Houston, Tx.
- Cavaleri, L., J. A. Ewing, and N. D. Smith (1978): Measurement of the Pressures and Velocity Field below Surface Waves. Turbulent Fluxes through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction, A. Favre and Hasselman, eds. New York: Plenum. pp. 257-272.
- Chakrabarti, S. K. and Cooley R. P. (1977): Ocean Wave Statistics for 1961 North Atlantic Storm. Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE, Vol. No. WW4, Proc. Paper 13320, Nov. 1977. pp. 433-448.
- Claerbout, J. F. (1976): Fundamentals of Geophysical Data Processing with Applications to Petroleum Prospecting. Mc Graw-Hill. 256p.
- Dean, R. G. (1974): Directional Wave Spectra: Some Applications and Storage. Int. Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis. New Orleans, 1974. Vol. I.
- Delgado, O. y M. Ortiz (1985): Comparación entre registros de oleaje obtenidos de una boya y de dos sensores de presión. Reporte Técnico 85-02, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Ensenada, B. Cfa. México. 61p.

- Draper, L. (1966): The analysis and Presentation of Wave Data - A plea for uniformity. Proc. 10th Conference on Coastal Engineering. Tokyo, Japan. Vol. I, pp. 1-11.
- Earle, M. D. (1978): The Application of NOAA's Coastal Wave Monitoring Program to Coastal Erosion. National Ocean Survey. Rockville, Maryland.
- Edmistein, J. R. (1978): Toward Fulfillment of an Urgent Need, Coastal Wave Data Acquisition and Analysis. Shore and Beach, Vol 46, No. 3, pp 3-14.
- Esteva, D. and D. L. Harris (1970): Comparison of pressure and staff wave gage records. Coastal Engineering, Proc. of 12th Conference, 1970 pp. 101-116.
- Fallon, A. R., P. M. Aagaard, W. Fisher and T. A. Hudson (1973): Specification for Oceanographic/Meteorological Studies for Offshore Operations. Offshore Technology Conference, Dallas Texas. pp. 65-82.
- Goda, Y. (1974): Estimation of wave statistics from spectral information. Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis. New Orleans, 1974. Vol. I pp. 320-337.
- Forristall, G. Z. (1981): Subsurface Wave-Measuring System. Measuring Ocean Waves. Proc. of a Symposium and Workshop on Wave-Measurement Technology. Washington, D. C., 1982. pp. 194-209.
- Grace, R. A. (1978): Surface Wave Heights from Pressure Records. Coastal Engineering, 2:55-67.
- Harris, D. L. (1970): The analysis of wave records. Proceedings, 12th Conference on Coastal Engineering; Tokyo, Japan. pp. 85-99.
- (1972): Characteristics of Wave Records in the Coastal Zone. On 'Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport' Academic Press, 1972. pp. 1-47.

- Kim, Y. Y. and L. R. Simons (1974): Sea State Measurements from pressure records. International Symposium on Ocean Wave Measurements and Analysis. New Orleans 1974. pp. 40-53.
- Kinsman, B. (1965): Wind waves. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 676 p.
- Larras, J. (1973): Final Report of the International Commission for the Study of Waves. Bulletin of the Permanent International Association of Navigation Congress. No. 15, pp. 52-90.
- Lee D. and H. Wang (1984): Measurement of Surface Waves from subsurface gage. Proc. 19th International Conference on Coastal Engineering, Houston, Tx., 1984. pp. 271-286.
- Liu, C. P. and R. J. Robbins (1974): Wave data analyses at Glerl. Int. Symposium on Ocean Wave Measurements and Analysis. New Orleans. pp. 64-73.
- Longuet-Higgins, M. S. (1952): On the Statistical Distribution of the Heights of Sea Waves. Journal Mar. Res., Vol. 11 pp. 245-266.
- (1980): On the distribution of the heights of sea waves: some effects of nonlinearity and finite band width. J. geophys. Res. 85 (C3), 1519-1523.
- López-Amador, C. M. (1981): Diseño y construcción de un sistema digital registrador-procesador de datos e oleaje. Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional, EIME. México, D.F. 1981. 71p.
- Manohar, M., I. E. Mobarek, and N. A. El Sharaky (1976): Characteristic wave period. Proc. 15th Coastal Engineering Conference, 1976. Honolulu, Hawaii. pp. 273-288.
- Mc Cormick, M. E. (1978): Ocean Engineering Wave Mechanics. John Wiley and Sons. 179 p.

- Nolte, K. G. and F. H. Hsu (1979): Statistics of larger waves in a sea state. J. WatWays, Coastal Ocean Engng Div. Am. Soc. Civ. Engrs 105, (WW4), 705-742.
- Peacock, H. G. (1974): CERC field wave gaging program. Int. Symposium on Ocean Wave Measurements and Analysis. New Orleans, 1974. Vol. II, pp. 170-185.
- Pierson, W. J. (1954): An Interpretation of the Observable Properties of Sea Waves in terms of the Energy Spectrum of the Gaussian Record. Trans. Am. Geoph. Union. Vol. 35, pp. 747-757.
- Plaisted, R. O. and C. Nava-Button (1978): The fine structure of ocean swell. CICESE. Ensenada, B. Cfa. México. no publicado.
- Plaisted, R. O. y F. Ocampo-Torres (1979): Estudio Piloto para el Registro de Oleaje en la Costa del Pacifico de Baja California. Rep. tecnico No. 0179. CICESE. Ensenada, B. Cfa. México. 79p.
- Seymour, R. J., M. H. Sessions, S. L. Wald, and A. E. Wood (1976): Coastal Engineering Data Network. First semi-annual report. Sea Grant publication No. 50.
- Silvester, R. (1979): Coastal Engineering, 1. Elsevier Scientific Publishing Co. 300 p.
- Sorensen, R. M. (1978): Basic Coastal Engineering. John Wiley and Sons, Inc. 227p.
- Thompson, E. F. (1980): Energy Spectra in Shallow U. S. Coastal Waters. CERC TP. 80-2. U. S. Army Corps of Engineers, CERC, Fort Belvoir, Va., 1980. 149 p.
- Thompson, W. C. (1972): Period by the wave group method. ASCE, Coastal Engineering, Proc. of the 13th Conference. Vancouver, 1972. pp. 197-214.

- Thompson, W. C., A. R. Nelson, and D. G. Sedivy
(1984): Wave Group Anatomy of Ocean Wave
Spectra. Proc. 19th Conference on Coastal
Engineering, Houston, Tx., 1984. pp.
661-677.
- Tucker, M. J. (1961): Recent measurement and
analysis techniques developed at the National
Institute of Oceanography. Ocean Wave Spectra,
Proceedings of a Conference. National Academy
of Sciences. pp. 219-226.
- U. S. Army Corps of Engineers (1982): Coastal Data
Information Program. Institute of Marine
Resources, University of California.
- Wiegel, R. L. and D. K. Todd (1952): Near-Coastal
Storms and associated waves. Transactions,
American Geophysical Union Vol. 33, No. 2,
pp. 217-225.
- Wiegel, R. L. (1974): Engineer's concern with waves
and their measurement. Proc. of
International Symposium on Ocean Wave
Measurement and Analysis, September 1974.
Vol. II. pp. 1-22.
- Wilson, J. and W. F. Baird (1972): A Discussion of
Some Measured Data. Proc. of 13th. Coastal
Engineering Conference, Vancouver 1972. pp.
113-130.

APENDICE A

Los instrumentos utilizados se diseñaron y construyeron en C.I.C.E.S.E; López-Amador (1981) ofrece una descripción completamente detallada de éstos. Aquí se describirán brevemente.

El sistema medidor/registrador de oleaje, es un instrumento integral de 6 pulgadas de diámetro por 2 pies de longitud. Este sistema contiene un sensor de presión marca Digiquartz, manufacturado por Paroscientific Inc., el cual mide las fluctuaciones de presión inducidas por las olas superficiales. Estas fluctuaciones son grabadas en cinta magnética digital.

Los elementos esenciales que en conjunto forman este sistema, se representan en la Fig. A1.

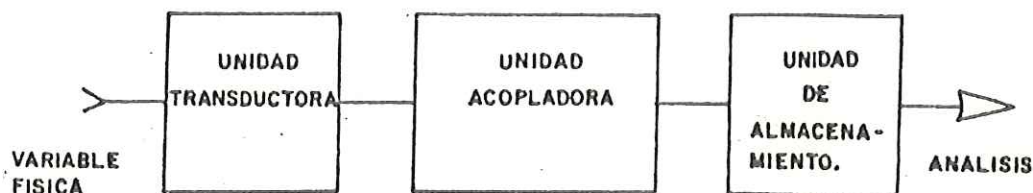


Fig. A1. Elementos esenciales que forman un sistema grabador de oleaje (tomado de López-Amador, 1981).

A) Unidad transductora

El transductor de presión utilizado es un dispositivo electromecánico el cual a la salida nos proporciona una señal digital (pulsos cuadrados) cuya frecuencia es función de las variaciones de presión. La frecuencia de la señal de este transductor varía normalmente de 40 (cero presión) a 36 KHz (máxima escala de presión). Estas variaciones de frecuencia son medidas por un contador de período múltiple.

Las especificaciones de interés de este transductor son las siguientes:

- Precisión..... 0.005 %
- Frecuencia nominal de excursión.. 36 a 40 KHz.
- Rango..... 60 m.

El transductor de presión utilizado en el sistema contiene un conjunto de coeficientes de calibración (A, B, T₀) que permiten la linealidad de la señal de presión por medio de la siguiente ecuación:

$$P = A (1 - T_0/T) - B (1 - T_0/T)^2$$

Donde:

P = presión en unidades de A y B .

T = período de la señal del transductor en μs

A , B son los coeficientes de calibración, y T_0 es el período de la señal del transductor a cero presión.

Los coeficientes de calibración de los sensores usados son los siguientes:

Sensor 1 (S1)	Sensor 3 (S3)
$A = 1237.28 \text{ PSI}$	$A = 1055.99 \text{ PSI}$
$B = 711.731 \text{ PSI}$	$B = 593.8060 \text{ PSI}$
$T_0 = 24.7449 \mu\text{seg}$	$T_0 = 25.8311 \mu\text{seg.}$

Estos coeficientes quedaron incluidos al momento de diseñar los aparatos.

B) Unidad de almacenamiento

La recopilación de los datos se hizo en un sistema de grabación el cual acepta señales de entrada en forma paralela y puede ser programado para que dicha información sea de 8, 12 o 16 bits. Con una señal de transición

negativa, esta palabra o dato se convierte en una señal de datos en serie que son grabados en cinta magnética. El bajo consumo de energía de la grabadora es ideal para aplicaciones donde su operación requiere baterías.

C) Unidad acopladora

El objetivo de este instrumento es medir la frecuencia de una señal periódica (pulsos cuadrados) proporcionada por el transductor. El hecho de medir esta frecuencia, da lugar a un instrumento digital basado en circuitos que cuentan pulsos. La diferencia en período dada por el mayor o menor número de pulsos, es función directa de la magnitud del cambio de presión. Estos pulsos son registrados por el contador del sistema en forma de cuentas, pero, ya que cada muestra de presión es representada en la cinta magnética por un código binario de 8 bits, y los niveles disponibles son sólo 256, la n -ésima muestra (nm) en la cinta magnética corresponde únicamente al residuo obtenido de dividir el número de cuentas (N) entre 256 niveles. De esta manera, el rango de registro del sensor será de 0 a 255 muestras; este rango es menor que el cambio de presión que produce la marea, y se genera en ocasiones un registro cercano a 0 o a 255 dependiendo de si la marea está subiendo o bajando;

de tal forma que si el sensor está grabando datos con valores cercanos a 255 y la marea va en ascenso, entonces llegará un momento en que se registren valores mayores que 255. Algo similar ocurre en el caso contrario en que se registran valores cercanos a cero y la marea va en descenso. Este efecto denominado cambio de módulo se corrige con el programa de computadora MODCHG (Plaisted y Ocampo-Torres, 1979).


```

      IF(X1(I) .LT. 0.0 .AND. X1(I+1) .GT. 0.0)GO TO 51
      GO TO 60
51  CONTINUE

      PEND=(X1(I+1)-X1(I))/(REAL(XT(I+1))-REAL(XT(I)))
      XC=REAL(XT(I))-X1(I)/PEND
      IF(NZ .NE. 0)GO TO 52
      XC1=XC
      I1=I+1
      NZ=NZ+1
      GO TO 60

52  XC2=XC
      PER(NZ)=XC2-XC1
      I2=I
      AMN=X1(I1)
      AMX=X1(I1)
      DO 10 J=I1,I2
      IF(X1(J) .LT. AMN)AMN=X1(J)
      IF(X1(J) .GT. AMX)AMX=X1(J)
10  CONTINUE
      ALT1(NZ)=AMX-AMN
      XC1=XC2
      I1=I2+1
      NZ=NZ+1
      GO TO 60
60  CONTINUE

      NZM1=NZ-1

      MW=NZM1-1
      DO 67 I=1,MW
      IP1=I+1
      DO 67 J=IP1,NZM1
      IF(ALT1(I) .LE. ALT1(J))GO TO 67
      TEMP=ALT1(I)
      ALT1(I)=ALT1(J)
      ALT1(J)=TEMP
67  CONTINUE

C    ALTURA SIGNIFICANTE

      IN3=FLOAT(NZM1)/3.*2.
      IDIV=NZM1-IN3+1
      SUM=0.0
      DO 83 J=IN3,NZM1
83  SUM=SUM+ALT1(J)
      HSIG=SUM/FLOAT(IDIV)

C    ALTURA H(UN - DECIMO)

      IN10=FLOAT(NZM1)/10.*9.0
      ID10=NZM1-IN10+1
      SUM=0.0
      DO 184 J=IN10,NZM1
184 SUM=SUM+ALT1(J)
      HDECI=SUM/FLOAT(ID10)
      RETURN
      END

```