



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

"ESTIMACION DEL ANGULO DE INCIDENCIA DEL OLEAJE EN AGUAS SOMERAS"



T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO

PRESENTA

JOSE ANTONIO SALINAS PRIETO

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, ABRIL DE 1988.

RESUMEN.

Se implementa una técnica para evaluar a partir de registros simultáneos de fluctuaciones de presión debidas al oleaje (η) y de las componentes horizontales de la velocidad orbital u y v . medidos en un mismo punto, el vector velocidad resultante y su componente angular para las bandas de frecuencia más energéticas en los espectros de potencia del campo de oleaje.

Se comparan las fluctuaciones temporales de los ángulos con los calculados mediante la técnica propuesta por Barber en 1956, utilizando registros de alturas de oleaje obtenidos en dos puntos separados una distancia conocida.

Se concluye que que la técnica propuesta por Barber añade más posibilidades de error dada la fuente de los parámetros utilizados y la dificultad para colocar adecuadamente más de un instrumento bajo el efecto del oleaje.

**"ESTIMACION DEL ANGULO DE INCIDENCIA
DEL OLEAJE EN AGUAS SOMERAS"**

**TESIS
QUE PRESENTA**

JOSE ANTONIO SALINAS PRIETO

APROBADA POR:



PRESIDENTE

Oc. Asdrubal Martínez Díaz de León.



SINODAL PROPIETARIO

M.C. Oscar Delgado González



SINODAL PROPIETARIO

Dr. Francisco Ocampo T.



SINODAL SUPLENTE

M.C. René Pinet Plasencia



SINODAL SUPLENTE

M.C. Cuauhtémoc Nava B.

a mis padres, porque me hicieron ser, y siempre han estado.

a Memo, aunque nunca lo sepa.

a Carlos, Paco y Laura, por su solidaridad y crecimiento compartido.

a Leti, por la creación del nuevo tiempo.

y a los compañeros que se detuvieron por la memorable casa de la nueve.

Agradecimientos.

A la Universidad Autónoma de Baja California por la beca-tesis otorgada para la realización de este trabajo.

Al Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC, especialmente a la División de Oceanología Física, por el apoyo otorgado durante el desarrollo del estudio.

A la Secretaría de Educación Pública y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por su financiamiento parcial a este proyecto.

Al Oc. Asdrubal Martínez por su dirección, tiempo y apoyo incondicional en todo momento.

Al M.C. Oscar Delgado, Dr. Francisco Ocampo, M.C. René Pinet, y M.C. Cuauhtémoc Nava, por sus críticas y acertados comentarios.

A los compañeros Roberto Padilla, Eduardo Gil, Sergio Larios y Rafael Blanco, por su colaboración durante las jornadas de medición.

Si el amor es causa y fin
del movimiento, podríamos creer en la
lógica si encontráramos amor describiendo
el movimiento del mar?



Indice

1 Introduccion	1
2 Antecedentes	5
3 Objetivo	8
4 Descripción del área de estudio	9
5 Características de la instrumentación	9
6 Metodología	13
6.1 Método de Sherman	13
6.2 Método de Barber	18
7 Descripción del experimento	20
8 Tratamiento preliminar	23
9 Resultados y discusiones	25
9.1 Método de Sherman	26
9.2 Método de Barber	31
9.3 Comparaciones	34
10 Conclusiones	40
11 Bibliografía	41

Lista de tablas.

- Tabla I. Modelos de predicción de la corriente paralela a la costa (tomado de Basco, 1982).
- Tabla II. Principales parámetros utilizados para obtener el ángulo de aproximación. Se ejemplifica con el archivo correspondiente a las 10 horas del día 11 de septiembre (mediante el método de Sherman).
- Tabla III. Variación temporal de ángulos obtenidos para las frecuencias más energéticas utilizando el método de Sherman. Las dos primeras letras representan el mes, los dos números siguientes el día y los restantes la hora de obtención del archivo.
- Tabla IV. Parámetros utilizados para obtener el ángulo de aproximación. Se ejemplifica con el archivo correspondiente a las 10 horas del día 11 de septiembre (mediante el método de Barber).
- Tabla V. Obtención del ángulo para las frecuencias más energéticas (método de Barber).
- Tabla VI. Angulos obtenidos por ambos métodos (Sherman y Barber) (se incluye el calculado a través de la regresión lineal entre las componentes de velocidad.)

Lista de figuras

- Fig. 1. Localización del área de estudio.
- Fig. 2. Posición de los electrodos en el correntímetro. Cada par colineal representa una componente.
- Fig. 3. Colocación de la instrumentación. Ambos sensores son localizables por medio de la boya superficial.
- Fig. 4. Sistema coordinado y terminología para determinar el vector velocidad resultante y su ángulo con respecto a la línea de costa.
- Fig. 5. Determinación del ángulo de las crestas del oleaje con respecto a la línea de costa. s es la distancia que deberá recorrer la ola a su velocidad de fase c .
- Fig. 6. Distribución de los sensores con respecto a la playa.
- Fig. 7. Recuperación de la información requerida para el procesamiento computacional.
- Fig. 8. Relación típica entre fluctuaciones temporales de presión debidas al oleaje en registros simultáneos y las componentes horizontales de velocidad.
- Fig. 9 Descripción espectral representativa de los registros de cambios de presión debidos al oleaje η_1 y η_2

Fig.10. Ejemplo de la relación entre las componentes de la velocidad horizontal para un archivo. A través de una regresión lineal se obtuvo en este caso un ángulo de 58.8 grados.

Fig.11. Fluctuación de ángulos obtenidos por los métodos de Sherman y Barber.

Lista de simbolos

V_i	=	velocidad de la corriente a lo largo de la costa.
u	=	componente horizontal de la velocidad orbital.
v	=	componente horizontal de la velocidad orbital.
α	=	ángulo de aproximación del oleaje.
η_1	=	elevación de la superficie del mar registrada por el sensor 635-12.
η_2	=	elevación de la superficie del mar registrada por el sensor 635-03.
r	=	coherencia entre dos series.
σ_{ui}^2	=	varianza de la componente u en la frecuencia i.
σ_{vi}^2	=	varianza de la componente v en la frecuencia i.
U_i	=	vector velocidad resultante para la frecuencia i.
β_i	=	ángulo del vector resultante referido al sistema coordenado del correntímetro.
Δt	=	diferencia en tiempo para registrar la misma cresta por los dos sensores.
T	=	período del oleaje.
L	=	longitud de onda del oleaje.
g	=	aceleración de la gravedad.

- h = profundidad a la que se encuentran los sensores.
- L_o = longitud de onda del oleaje en aguas profundas.
- C = velocidad de fase del oleaje.
- d = distancia entre los sensores.
- s = distancia oblicua que recorre el oleaje en el intervalo de tiempo Δt .
- ϕ = $\log_2$ del tamaño de sedimento en mm.

1 Introducción

El océano es un sistema dinámico complicado al que debe darse un enfoque multidisciplinario, considerando sus procesos, circulación, composición, mecánica, etc.

México posee aproximadamente 10 000 km de litoral todavía no aprovechado en su totalidad, para su explotación racional es necesaria la investigación de los fenómenos oceánicos más importantes que se efectúan en la cercanía costera.

El estudio del origen y comportamiento de los principales procesos litorales debe ser analizado desde los puntos de vista científico y técnico, por poseer un papel determinante tanto en la planeación como en el desarrollo de las zonas costeras y lugares cercanos. Conociendo el efecto mutuo que tendrían tales procesos con estructuras costeras es posible realizar un diseño de las mismas que garantice su durabilidad, función y mantenimiento adecuados, tomando en cuenta el material, dimensiones, profundidad, posición y orientación.

Dentro de los procesos litorales, el oleaje ha sido considerado el principal agente de erosión y deposición de sedimento (Longuet-Higgins, 1970). Durante el proceso de disipación de energía del oleaje en la zona de rompiente,

parte de ésta se convierte en turbulenta, poniendo en suspensión sedimento, el resto de la energía se gasta en generar principalmente corrientes litorales.

Cuando el oleaje se aproxima oblicuamente a la línea de costa da origen a una corriente (V_l) paralela a ésta, la cual transporta el sedimento en suspensión originando cambios en su morfología (Longuet-Higgins, 1970).

Longuet-Higgins (1970) menciona que de los parámetros del oleaje que intervienen en la modelación de la magnitud de V_l , el ángulo de aproximación es el determinante.

En las últimas tres décadas se le ha dado una importancia relevante al desarrollo de modelos que evalúen la razón de transporte de sedimento. Dentro de los modelos más utilizados, el transporte se determina mediante la estimación del parámetro V_l (Komar, 1975), donde el ángulo de incidencia α interviene de la forma $\cos \alpha \sin \alpha$ (Tabla I).

Una vez que el oleaje generado en mar abierto ha abandonado su zona de generación, puede recorrer miles de kilómetros antes de arribar a una costa; durante este proceso algunas de sus características se modifican: la longitud y velocidad de fase.

Tabla I. Modelos de predicción de la corriente paralela a la costa (tomado de Basco, 1982).

Autores	Velocidad Media, $\bar{V}_l$	Basada en:	No.
Putnam-Munk - Traylor (1949)	$\frac{A}{2} \left[\left(1 + \frac{4}{A} 2.20 g H_b \tan \alpha_b \right)^{1/2} - 1 \right]$ $A = 20.80 \frac{\tan \beta}{T} \cos \alpha_b H_b$	Conservación de Momento	1
Inman-Bagnold (1963)	$2.31 \left[\frac{k \tan \beta}{T} \right] \cos \alpha_b \sin \alpha_b$	Conservación de Momento.	2
Brunn (1963)	$C_f \left[\frac{0.95}{(gk)^{1/2}} H_b^{3/2} \frac{\tan \beta \sin 2 \alpha_b}{T} \right]^{1/2}$	Conservación de Masa	3
Galvin-Eagleson (1965)	$gT (\tan \beta \sin 2 \alpha_b)$	Conservación de Masa	4
Longuet-Higgins (1970)	$\frac{3\pi}{16} k \frac{\tan \beta}{T} C_g \sin \alpha_b \cos \alpha_b$	Conservación de Momentum, "Tensor de radiación"	5
Inman-Quinn (1975)	$\left[\left(\frac{1}{4A^2} + 2.20 g H_b \tan \alpha_b \right)^{1/2} - \frac{1}{2A} \right]^2$ $A = 100.3 \frac{\tan \beta H_b \cos \alpha_b}{T}$	Empírico Análisis de Momento.	6
Brodnov-Kamphuis (1963)	$8.0 \sin \beta^{1/3} \frac{H_o^{2/3}}{T^{1/3}} \left[\sin 1.65 \alpha_b + 0.1 \sin 3.3 \alpha_b \right]$	Empírico Análisis de Energía	7
Harrison (1968)	$\left[0.241 H_b + 0.0318 T + 0.037 \alpha_b + 0.0309 \tan \beta - 0.170 \right]$	Empírico Mínimos Cuadrados	8
Komar (1969)	$2.7 U_{ms} \sin \alpha_b \cos \alpha_b$ $= (0.60 (g H_b)^{1/2} \sin 2 \alpha_b)$	Empírico	9
Gourlay (1978)	$3.72 (g H_b)^{1/2} \sin 2 \alpha_b \tan \beta$	Empírico	10
Dette (1974)	$0.32 (g H_b)^{1/2} \sin 2 \alpha_b$	Empírico	11

Si el oleaje ha abandonado su zona de generación, su dirección de propagación ya no está en función de la del viento, y a medida que realiza la transición a aguas someras, aparece el efecto del fondo, haciendo variar la dirección y velocidad de fase (teoría lineal de Airy), dicho efecto se conoce como refracción y está gobernado por la ley de Snell y la conservación de energía (Guza y Thornton, 1980).

Por el efecto de la refracción, las crestas tienden a arribar paralelamente a la línea de costa, sin embargo, el ángulo de aproximación -aunque pequeño- en ocasiones es diferente de cero. De ahí la necesidad de estimar con precisión dicho parámetro, por ejemplo cuando éste es de 20 grados, un error de 1 grado representa únicamente el 5% de la estimación, en cambio, cuando es de 5 grados, el mismo error se eleva al 20%. No obstante, no hay métodos simples para calcular la dirección del oleaje en la cercanía costera (Sherman et. al., 1986).

El presente trabajo implementa la técnica para obtener el ángulo de aproximación del oleaje en aguas someras, propuesta en 1986 por Sherman y Greenwood, basada en el análisis espectral de las fluctuaciones de las elevaciones debidas al oleaje y sus dos componentes horizontales de velocidad orbital u y v . Los ángulos obtenidos por éste

método son comparados con los calculados mediante el método de Barber y Doyle (1956), que utiliza el análisis espectral de las elevaciones del oleaje tomadas en dos puntos separados entre sí una distancia conocida, paralela a la línea de costa.

El estudio forma parte del proyecto "El comportamiento del oleaje en las costas de Baja California y Mar de Cortez" y del programa "Estadística de oleaje", desarrollados en el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC, que tienen como objetivo describir el oleaje a corto, mediano y largo plazo. Los registros de oleaje y velocidades se obtuvieron durante la jornada de medición comprendida entre el 9 y 13 de septiembre de 1987.

2 Antecedentes

En 1979, Plaisted y Ocampo plantean la necesidad de contar con una red de estaciones que registren oleaje, como respuesta al aumento de asentamientos humanos en las zonas costeras.

Se han utilizado diferentes métodos para determinar el ángulo de aproximación del oleaje: refracción manual y por computadora (de aguas profundas a someras), estimación visual, fotografía aérea, por medio de datos obtenidos con

instrumentación en la superficie y en el fondo del mar, y señales captadas por satélites artificiales. Varias de las técnicas son costosas y poco aplicables para mediciones sistemáticas.

Se han desarrollado sistemas de registro de datos para determinar el espectro direccional en regiones cercanas a la costa (Panicker, 1974), ya que éste describe la distribución de energía en función de la dirección y la frecuencia.

En 1955, Barber et. al., utilizando un par de sensores de presión instalados en una playa con contornos batimétricos rectos y paralelos, a una profundidad mayor a la que se genera la rompiente del oleaje, proponen un método para detectar su dirección de propagación del mismo, generado por tormentas distantes (Swell).

Cote et. al. (1960) empleando técnicas estereográficas obtuvieron el espectro direccional de la superficie del mar con una incertidumbre en el sentido de propagación.

En 1963, Longuet-Higgins et. al. obtienen la distribución direccional de propagación del oleaje en base a estimaciones espectrales cruzadas entre el desplazamiento vertical y las pendientes N-S y E-W de la superficie del mar.

Munk, Miller, Snodgrass y Barber (1963) utilizaron un arreglo en forma triangular de sensores de presión para determinar la dirección de propagación del oleaje registrado, identificando sus orígenes mediante la teoría lineal.

Nagata (1964), utilizando información de la elevación de la superficie y las componentes orbitales u y v de la velocidad de las partículas del fluido asociadas a la presencia de olas, obtiene el espectro direccional del oleaje.

Suzuki (1969), empleando la información de los cambios de presión de la columna de agua y las fluctuaciones registradas por un dinamómetro debidas a la presencia de olas, expone una técnica para estimar la dirección de propagación del oleaje; señala que es útil solamente para las bandas de frecuencia más energéticas.

Algunos autores han efectuado comparaciones entre los espectros de la elevación del oleaje (η) y sus dos componentes horizontales de velocidad medidas simultáneamente en aguas someras: Bowden y White en 1966, Simpson en 1969 y Guza et. al. en 1980 principalmente. Los espectros de las velocidades horizontales generalmente concuerdan con el espectro predicho mediante la teoría lineal a partir de

alturas de oleaje, con un error entre 10% y 15%. Basándose en esta observación, Sherman et. al. (1986) obtienen la magnitud del vector horizontal resultante y su dirección, que corresponde al ángulo de aproximación del oleaje para una determinada banda de frecuencia.

El presente trabajo utilizó este último método para obtener los ángulos correspondientes a cada banda de frecuencia energéticamente importante, en el espectro de potencia.

Thompson (1980), al interpretar el espectro de energía del oleaje, menciona que debido a la variabilidad natural en el espectro y la inducida por las técnicas en el análisis, no debe ser interpretado como una representación exacta de la densidad de energía vs. frecuencia para un campo de oleaje; sin embargo, Delgado y Ortiz (1985), subrayan la validez de la técnica dada la consistencia de sus principales características.

3 Objetivo

Implementar y comparar dos métodos diferentes para estimar el ángulo de aproximación del oleaje en aguas someras a partir de registros simultáneos de elevaciones de oleaje y sus dos componentes horizontales de la velocidad

orbital u y v .

4 Descripción del área de estudio

El área donde se realiza el experimento se localiza en la playa correspondiente a la barra del Estero de Punta Banda, entre los $31^{\circ} 42'$ y $31^{\circ} 46'$ lat N y entre los $116^{\circ} 31'$ y $116^{\circ} 40'$ long W (Fig 1.). La playa se encuentra delimitada al norte por la boca del estero y al sur por cantiles costeros denominados Punta Banda, la barra posee una extensión promedio de 8 km de largo y 1 km de ancho. El sedimento consiste de arenas finas bien clasificadas con un intervalo de tamaño entre 2.48ϕ y 2.98ϕ (Ames-Sígala, 1985). La pendiente promedio de la playa es de 6%.

5 Características de la instrumentación

Se utilizaron dos sensores de presión marca Sea-Data modelos 635-12 y 635-08 respectivamente. Ambos registran la variación de presión debida a las fluctuaciones de la superficie del agua como cambios por unidad de tiempo en la frecuencia de oscilación de un cristal de cuarzo, obteniéndose así las fluctuaciones de presión debidas al oleaje. El primero posee además de un sensor de presión, un correntímetro de inducción electromagnética y una brújula que proporciona la orientación relativa del instrumento con

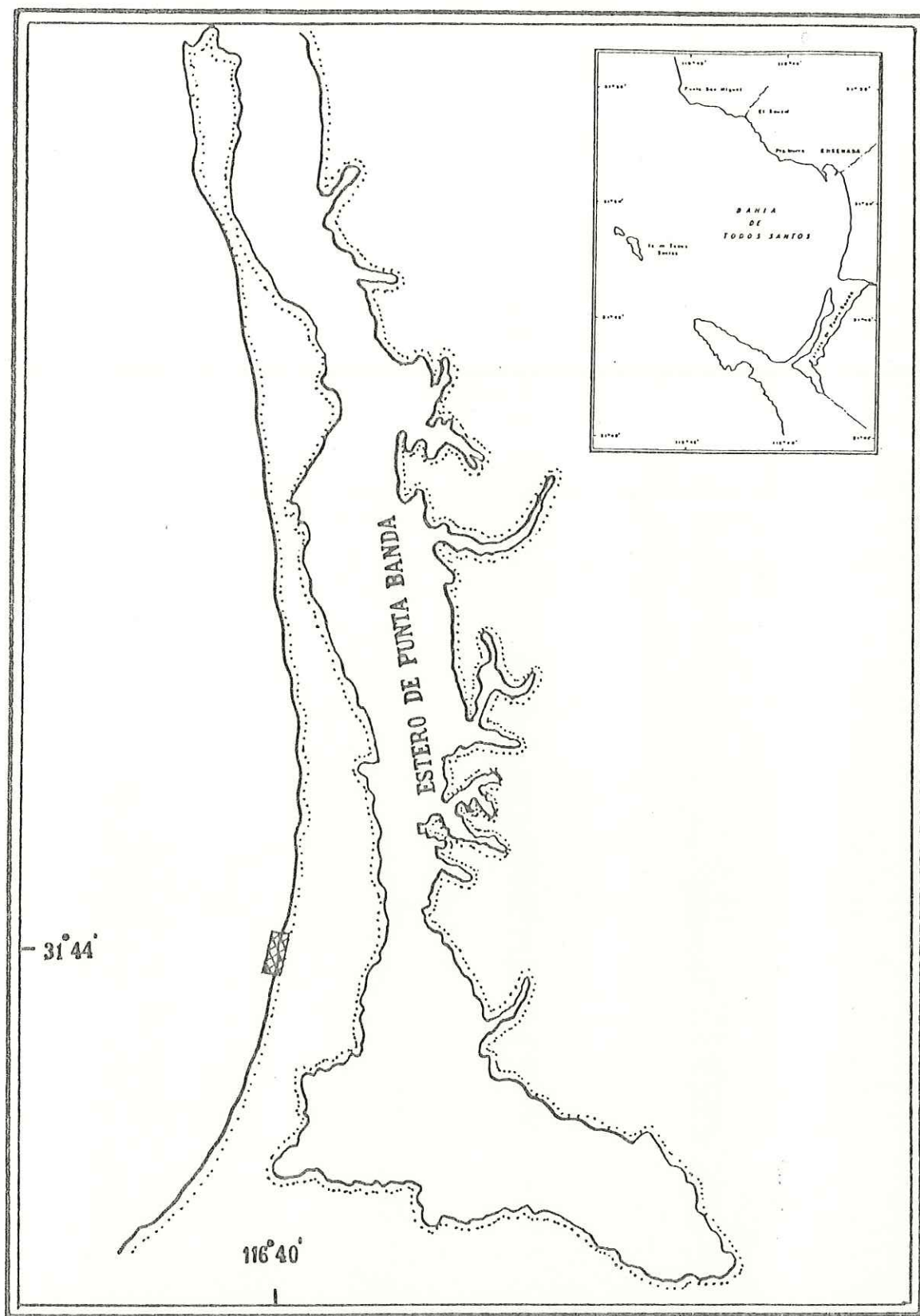


Fig. 1. Localización del área de estudio.

respecto al norte magnético, tiene además capacidad para registrar alturas de marea y velocidad promedio de la corriente. La información registrada por ambos instrumentos es almacenada en cintas magnéticas integradas.

La adquisición de velocidades orbitales por medio del correntímetro se basa en el principio de Faraday, el que establece que un conductor (el agua), que se mueve a través de un campo magnético orientado con el eje horizontal y generado por el instrumento produce un voltaje que es proporcional a la velocidad de la corriente que circula en forma perpendicular al campo, el voltaje es detectado por medio de dos pares de electrodos (Fig 2), obteniéndose así las dos componentes horizontales de velocidad.

Ambos instrumentos son autónomos y programables, adquieren su energía de baterías especiales y su electrónica permite controlar desde un tablero interno los intervalos entre ráfagas (de 0.5 hr a 24 hr en 11 pasos), el número de muestras por ráfaga (de 64 a 2048 en 6 pasos), así como el intervalo en tiempo entre muestras (de 0.5 seg a 4.0 seg). Su resolución es de 0.1 cm y 0.3 cm/s para alturas y velocidades respectivamente.

La información, almacenada en cintas magnéticas de cada instrumento, se transfirió posteriormente al disco fijo de

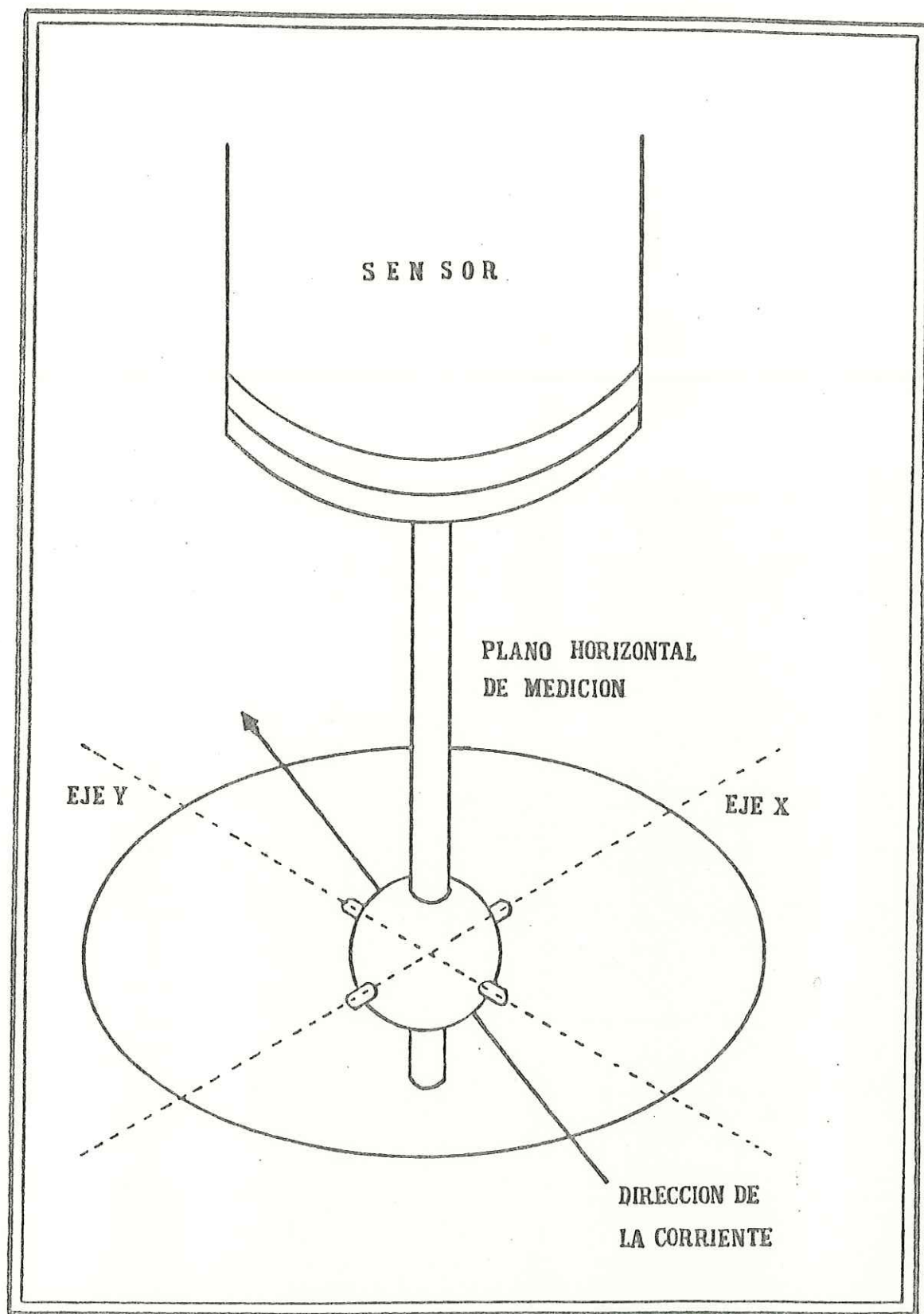


Fig. 2. Posición de los electrodos en el correntímetro. Cada par colineal representa una componente.

una computadora IBM-AT, por medio de una lectora marca Sea-Data modelo 12-B, la que lee registros a la velocidad deseada, transforma la información del sistema binario al hexadecimal y muestra en forma visual la calidad de los datos.

Para la instalación de los instrumentos en el campo se utilizaron bases de aluminio anodizado (Fig. 3), diseñados por el grupo de Oceanografía Física del IIO y contruidos en CICESE, equipo de buceo autónomo, una lancha inflable marca Zodiac con motor fuera de borda y herramienta complementaria.

6 Metodología

Para una fácil identificación, al método propuesto se le llamará Método de Sherman mientras que al utilizado para comparar los resultados Método de Barber.

6.1 Método de Sherman

Partiendo de las series de tiempo de las fluctuaciones de elevación (η) se obtiene su descripción espectral para establecer el intervalo de frecuencia de mayor aporte energético. Bajo la suposición de que el movimiento periódico de las partículas del agua es consecuencia del

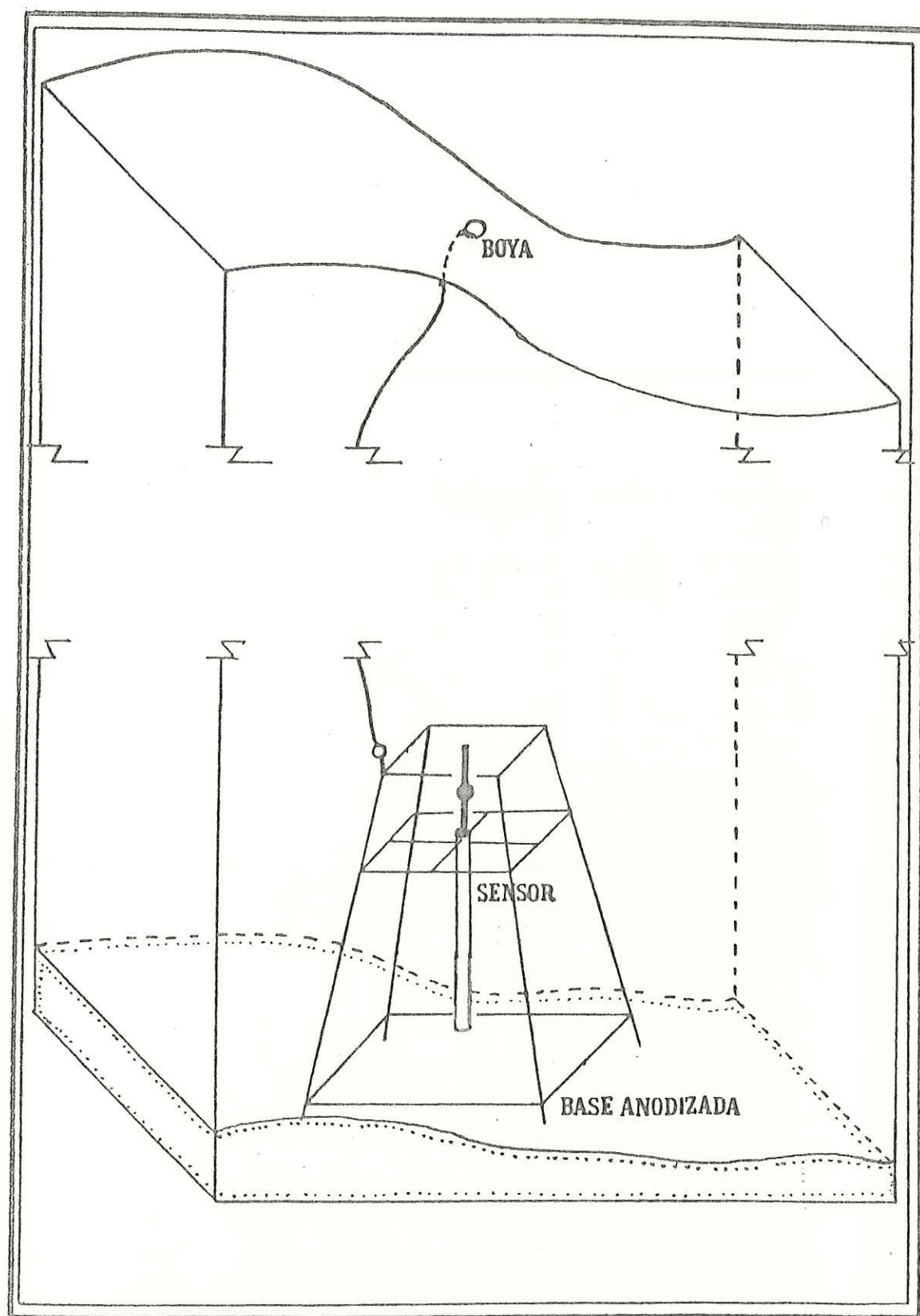


Fig. 3. Colocación de la instrumentación. Ambos sensores son localizables por medio de la boya superficial.

paso de las olas, los mismos límites de frecuencia son considerados para los espectros de corrientes (u y v). Sin embargo, no todo el movimiento puede ser debido al campo del oleaje. Los registros de corrientes pueden incluir también componentes periódicas no atribuibles a éste, las que pueden tener su origen en corrientes locales, como la existente a lo largo de la costa, por consiguiente es necesario eliminarlas, la operación se efectúa realizando un filtrado derivado del espectro cruzado entre alturas de oleaje y corrientes medidas.

El espectro cruzado entre dos series describe el nivel de coincidencia entre ellas, esta relación incluye tres componentes: amplitud, fase y coherencia, el último término se define como:

$$r = \frac{\sigma_{ijk}}{(\sigma_{ij}\sigma_{ik})^{\frac{1}{2}}} \quad 1)$$

donde

r = coherencia entre las series j y k

σ_{ijk} = densidad espectral cruzada entre las series j y k para la frecuencia i

σ_{ij} = densidad espectral de la serie j para la frecuencia i

σ_{ik} = densidad espectral de la serie k para la frecuencia i

Para evaluar el grado de influencia del oleaje en las fluctuaciones periódicas de las velocidades orbitales, se utilizó la coherencia elevada al cuadrado que en otros términos se define como el coeficiente de correlación, lo que explica la dependencia estadística entre ambas series.

En la interpretación del espectro cruzado entre las dos componentes de velocidad y la elevación del oleaje, el nivel de coincidencia alto se explica mediante la teoría lineal de oleaje. Para el caso en que las fluctuaciones de las velocidades sean inducidas en su totalidad por el paso de las olas, la coherencia entre los espectros de alturas de oleaje y velocidades medidas en una banda de frecuencia determinada será aproximadamente 1.0 (valor máximo), el valor de coherencia igual a 0.0 correspondería a una dependencia nula. Al multiplicar la coherencia cuadrada por las densidades espectrales de las componentes de velocidad en cada banda de frecuencia, se realiza el filtrado mencionado.

La componente angular α , del vector velocidad (Fig 4), se obtiene calculando el ángulo formado por el vector

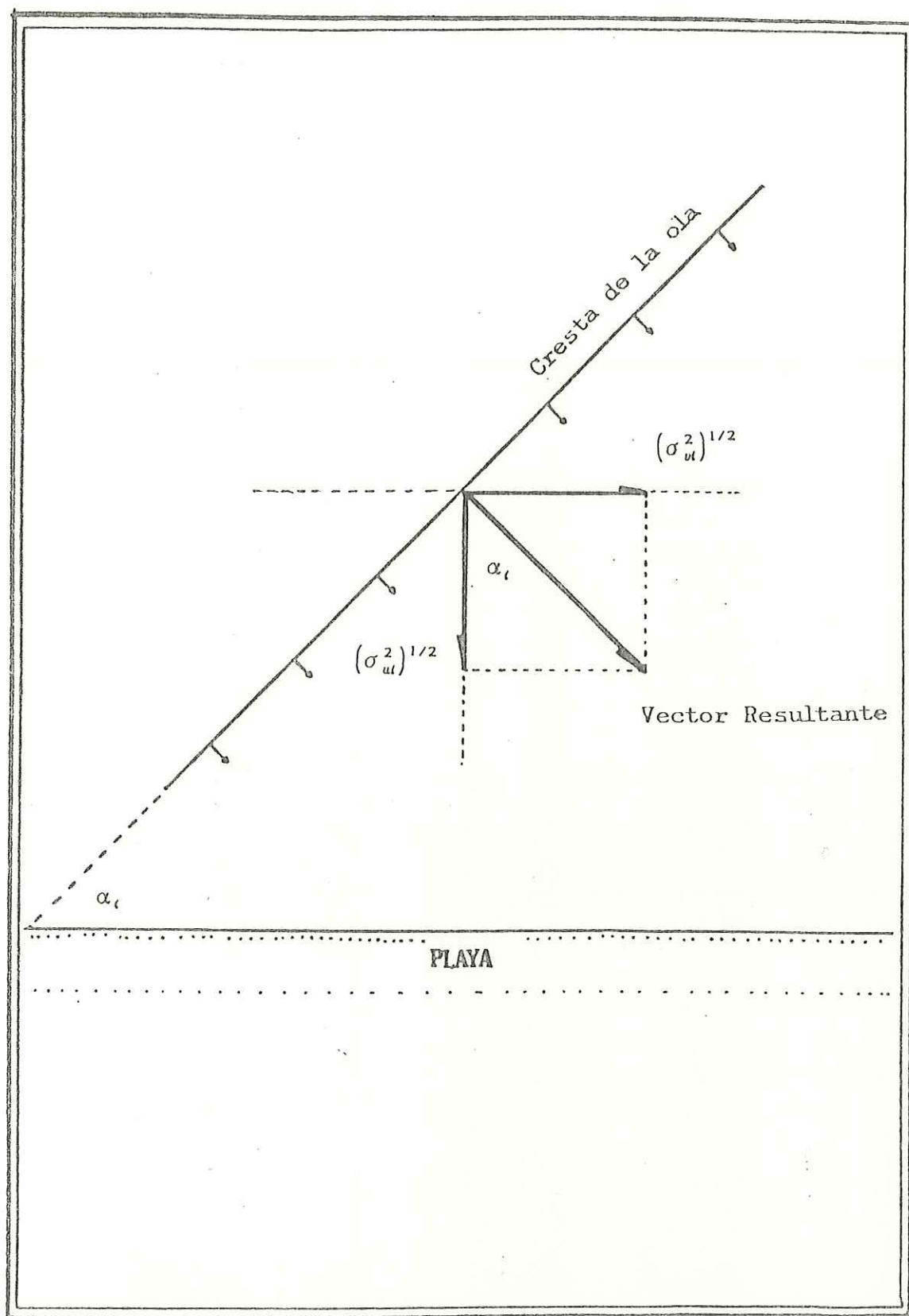


Fig. 4. Sistema coordenado y terminología para determinar el vector velocidad resultante y su ángulo con respecto a la línea de costa.

normal a la línea de costa y el descrito por la dirección de las crestas, para cada banda de frecuencia contenida en el intervalo de mayor aporte energético:

$$U_i = (\sigma_{ui}^{2+} + \sigma_{vi}^{2+})^{\frac{1}{2}} \quad 2)$$

$$\beta_i = \tan^{-1} \left(\frac{\sigma_{vi}^{2+}}{\sigma_{ui}^{2+}} \right) \quad 3)$$

donde :

U_i = magnitud del vector velocidad resultante para la banda de frecuencia i .

σ_{ui}^{2+} = densidad espectral filtrada de la serie u , para la banda de frecuencia i .

σ_{vi}^{2+} = densidad espectral filtrada de la serie v , para la banda de frecuencia i .

En el caso en que la componente u del correntímetro esté orientada en forma perpendicular a la línea de costa, el ángulo β_i corresponde al de aproximación del oleaje.

6.2 Método de Barber

Al calcular los espectros cruzados entre los registros simultáneos de las elevaciones debidas al oleaje η_1 y η_2 una

de las funciones derivadas es la fase obtenida en grados y relacionada con el período y el tiempo de retraso de la señal de un aparato a otro, éste último dado por:

$$\Delta t = (fase)(T)/360 \quad 4)$$

donde T es el período de interés

Por medio de la teoría lineal del oleaje, y conociendo el período asociado a cada banda de frecuencia utilizada, se obtiene la longitud de onda L a partir de la expresión:

$$L = (gT^2/2\pi) \tanh(2\pi h/L) = L_o \tanh(2\pi h/L) \quad 5)$$

donde:

g = aceleración de la gravedad

L_o = longitud de onda en aguas profundas

h = profundidad del sensor de presión

de donde la velocidad de fase C se obtiene:

$$C = L/T \quad 6)$$

teniendo la relación trigonométrica:

$$\text{sen } \alpha = (C)(\Delta t)/d \quad 7)$$

el producto $(C)(\Delta t)$ corresponde a la distancia s que tiene que recorrer el oleaje oblicuamente a d (Fig. 5).

Finalmente obteniéndose el ángulo de aproximación para las bandas de frecuencia comprendidas en el intervalo de mayor aporte energético está dado por:

$$\alpha = \text{sen}^{-1}(s/d) \quad 8)$$

7 Descripción del experimento.

El método de Sherman requiere registros de elevación originadas por el oleaje y de las componentes horizontales de la velocidad orbital tomados simultáneamente y en el mismo punto. Con la adquisición de datos en un mismo lugar se elimina el posible error aportado en la colocación del resto de los instrumentos.

Como se mencionó anteriormente, el método de Barber requiere de registros simultáneos a través de un arreglo de dos sensores, por lo que se instalaron los instrumentos 635-08 y 635-12 a una profundidad promedio de cuatro metros y separados entre sí 15 m, (Fig. 6), de acuerdo al criterio de Peña (1977) que establece el rango de longitudes de onda asociados a sus correspondientes períodos, así las dimensiones de éste arreglo pueden resolver mediante las

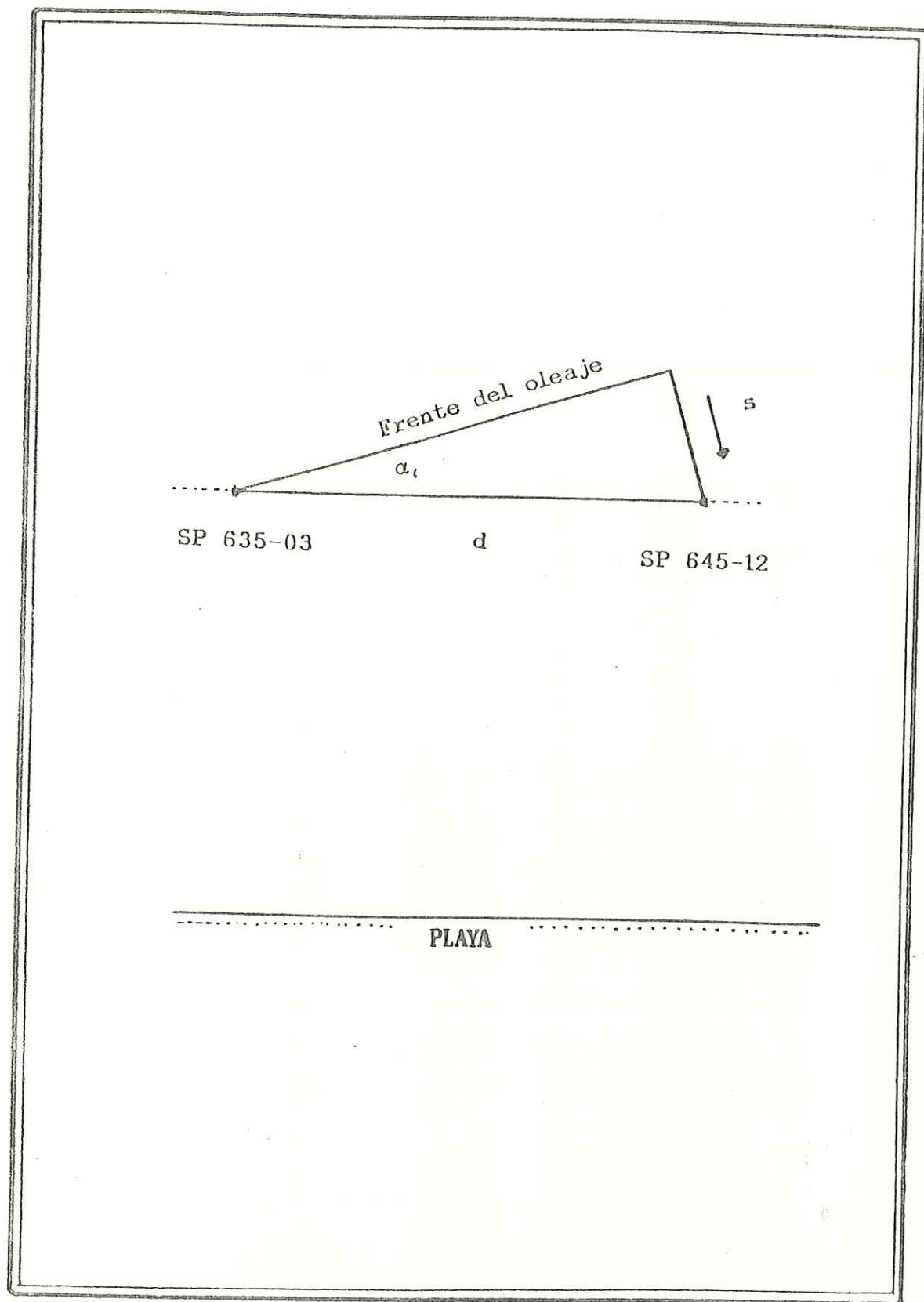


Fig. 5. Determinación del ángulo de las crestas del oleaje con respecto a la línea de costa. s es la distancia que deberá recorrer la ola a su velocidad de fase c .

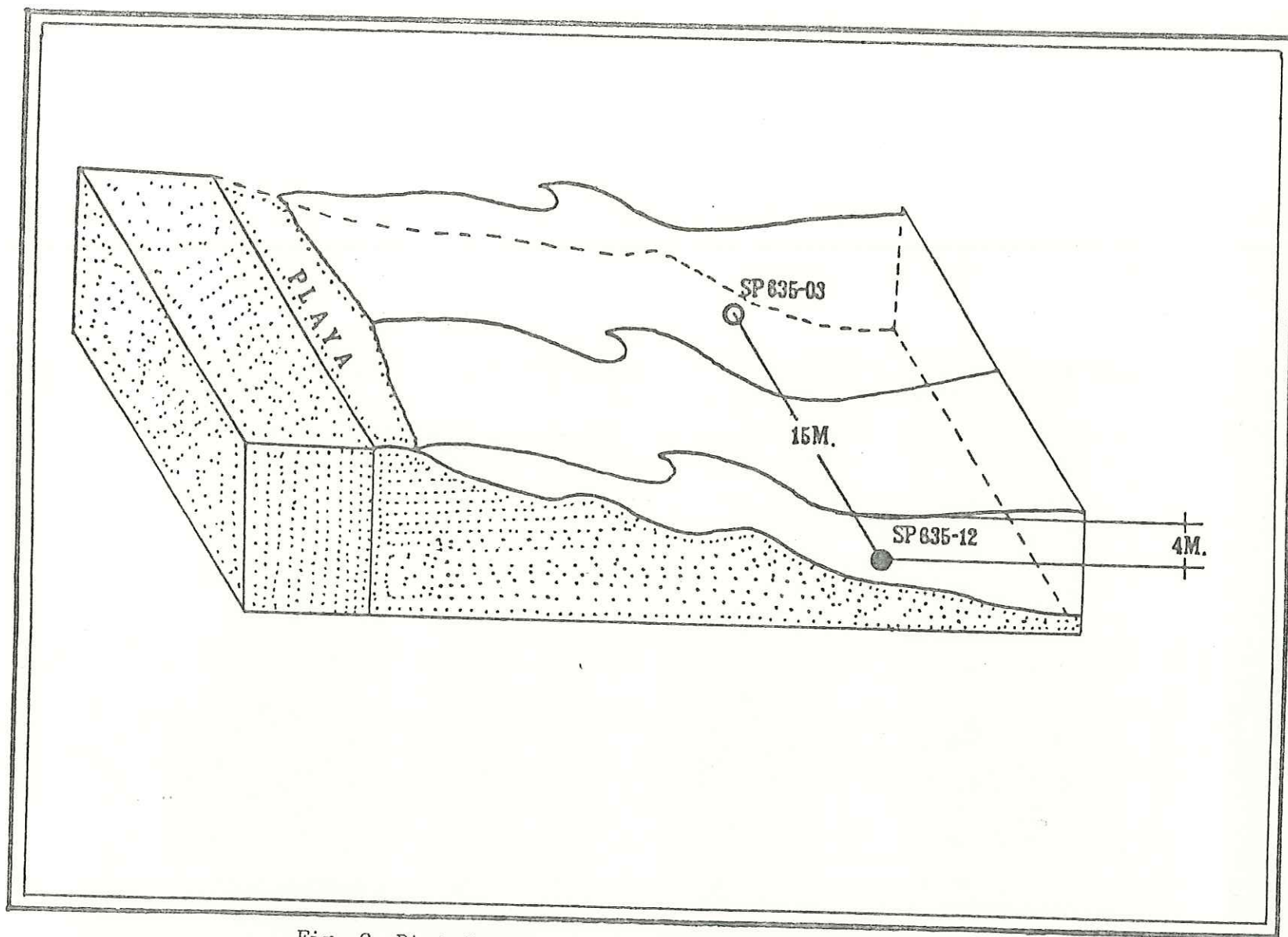


Fig. 6. Distribución de los sensores con respecto a la playa.

dos series de tiempo ángulos de aproximación para olas de 30 m de longitud de onda como mínimo, quedando incluidas las longitudes de onda de interés.

Para el caso particular de este trabajo, los instrumentos fueron programados para grabar simultáneamente ráfagas de 2048 muestras cada hora, con un intervalo de muestreo de 0.5 seg.

8 Tratamiento preliminar.

Una vez que la información se transfirió al disco fijo de la computadora, los registros de presión debida al oleaje y velocidades orbitales u y v , fueron separados en archivos horarios de 2048 datos cada uno (correspondientes a un período de medición) a través de un programa computacional en lenguaje Fortran77, que además de transformar los datos del sistema hexadecimal al C.G.S., pasa la información de unidades de presión a elevaciones (Fig. 7).

Teniendo la información de elevaciones de oleaje de ambos aparatos en cm y las dos componentes horizontales de la velocidad orbital en cm/s se eliminaron dos parámetros estadísticos: la tendencia y el promedio de las series; el

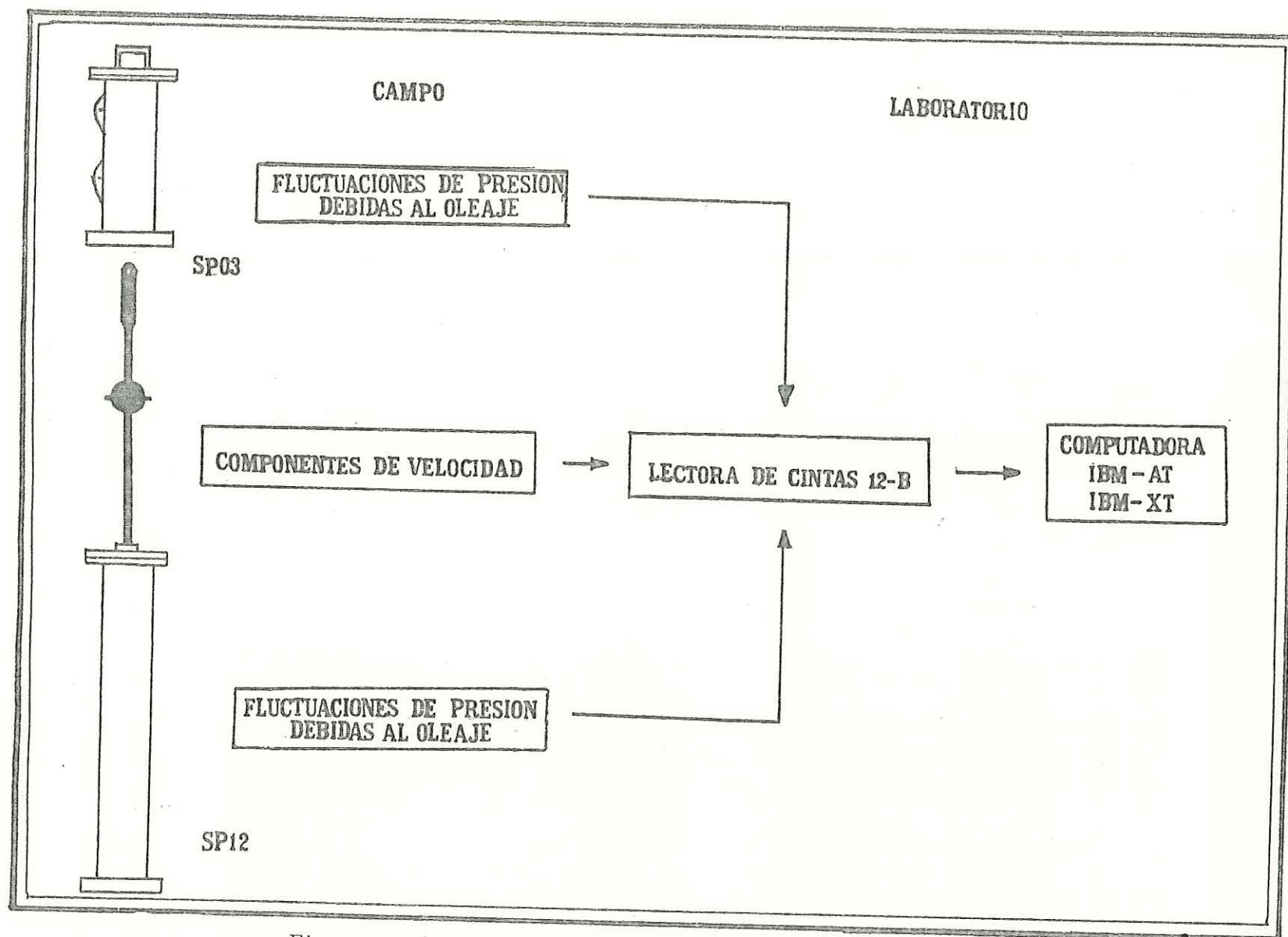


Fig. 7. Recuperación de la información requerida para el procesamiento computacional.

primero para contrarrestar el efecto de la marea, el segundo para establecer un nivel de referencia igual a cero.

Las series de tiempo registradas, por las características físicas de su obtención son funciones truncadas (delimitadas por su período de medición), por lo tanto, para su tratamiento analítico, es necesario amortiguar el efecto de dicho truncamiento "suavizando" los extremos multiplicándola por una función, en este caso se utilizó la ventana coseno.

La estimación estadística se llevó a cabo utilizando el análisis espectral por medio del algoritmo computacional transformada rápida de Fourier (Brigham, 1974).

Posteriormente se obtuvieron los autoespectros de energía de los registros de η_1 , η_2 , u y v , así como la coherencia y fase de los espectros cruzados entre $\eta_1\eta_2$, η_1u y η_1v valores utilizados en el cálculo de los ángulos por los dos métodos descritos.

9 Resultados y discusiones.

El análisis en ambos métodos se le aplicó a 20 archivos de datos, suficientes para comparar las fluctuaciones temporales de los ángulos. Considerando los 2048 datos de

cada archivo para los autoespectros y espectros cruzados se utilizaron 32 bandas de frecuencia con 64 grados de libertad.

9.1 Método de Sherman.

La variación de las velocidades registradas posee una alta coincidencia con la fluctuación de las elevaciones del oleaje, los tres parámetros están estrechamente relacionados variando las velocidades orbitales de 0 a ± 40 cm/s y de 0 a ± 70 cm/s para la componente u y v respectivamente, originadas por fluctuaciones de promedio de 30 cm (Fig. 8)

Los espectros típicos de elevaciones del oleaje (η_1 y η_2) muestran el intervalo de frecuencia cuya densidad de energía es mayor, entre los .06 y .21 Hz (Fig. 9). El pico espectral fluctúa alrededor de la banda correspondiente a los .12 Hz.

Para los espectros cruzados entre η_1 y las componentes de velocidad u y v , dentro del intervalo de frecuencia más energético se encontraron, en general mediante la ecuación 1) coherencias altas, la mayor siempre en la banda correspondiente al pico espectral, (.12 Hz) (Tabla II), otras bandas con coherencia elevada son las correspondientes a .15 Hz y .18 Hz, aunque en general, en todo el

SEPTIEMBRE 11
10:00 hrs.

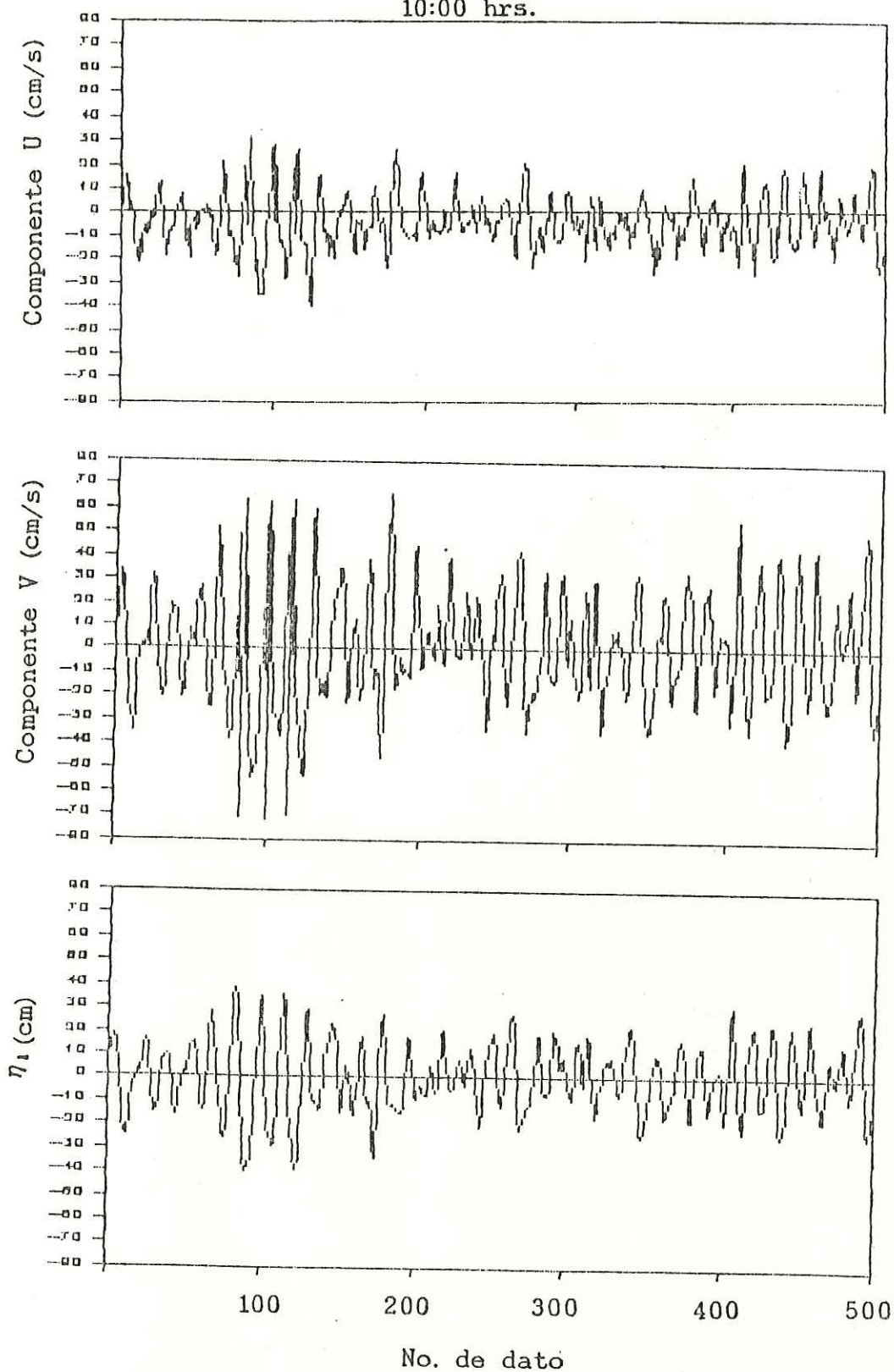


Fig. 8. Relación típica entre fluctuaciones de elevación debidas al oleaje en registros simultáneos y las componentes horizontales de velocidad.

ESPECTRO DE POTENCIA

Septiembre 11

10:00 hrs.

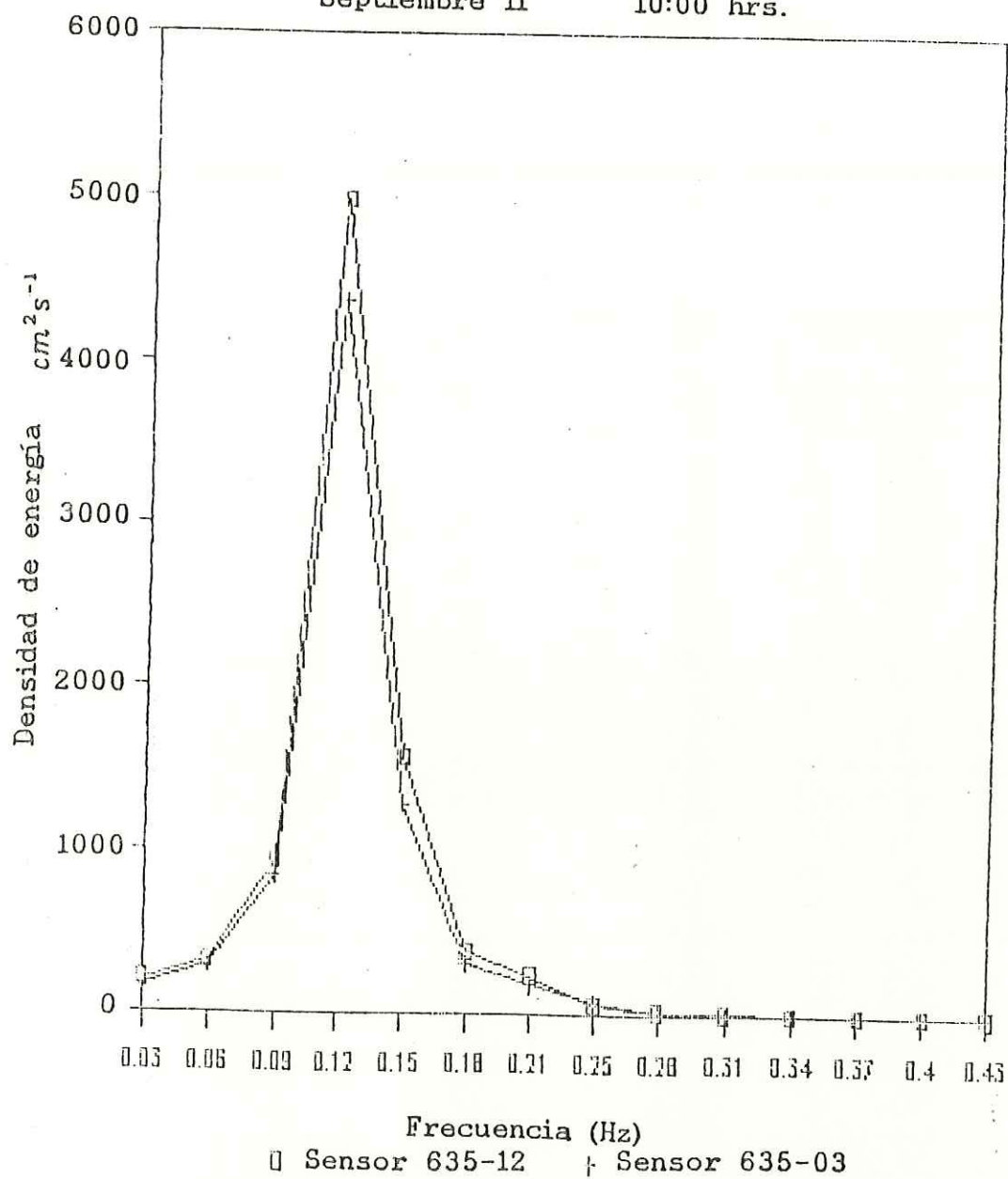


Fig. 9. Descripción espectral representativa de los registros de elevaciones debidas al oleaje. η_1 y η_2

TABLA II. Principales parámetros para obtener el ángulo de aproximación. Se ejemplifica con el archivo correspondiente a las 10 horas del día 11 de septiembre.

Método de Sherman						
<i>Frec</i> (Hz)	r_u^2	σ_u^{2+} $\left(\frac{cm}{s}\right)^2$	r_v^2	σ_v^{2+} $\left(\frac{cm}{s}\right)^2$	U_{ol} $\left(\frac{cm}{s}\right)$	β_i (grados)
.06	.78	143.4	.88	384.8	22.9	58.5
.09	.94	475.8	.97	1389.5	43.1	59.6
.12	.98	2854.7	.99	8766.6	107.8	60.2
.15	.97	827.8	.99	3277.0	64.0	63.3
.18	.91	230.5	.98	828.3	32.5	62.1
.21	.88	183.2	.97	647.4	28.8	61.9

intervalo se obtuvieron coherencias cuadradas (r^2) mayores a .81 excepto en bajas frecuencias. También puede notarse que en todas las bandas las coherencias fueron siempre mayores para la componente v , que además contiene mayor densidad de energía, esto explica la alta coincidencia entre las series de tiempo.

El filtrado realizado permite relacionar trigonométricamente las dos componentes, -que ya se deben en su totalidad al oleaje- obteniéndose el vector velocidad resultante mediante la ecuación 2) para cada banda de frecuencia. La magnitud del vector resultante fue mayor para la banda del pico espectral, variando proporcionalmente a la energía contenida en cada banda (Tabla II).

Utilizando la ecuación 3) se calcula el ángulo del vector resultante. La orientación del sensor no es con respecto a la playa, el ángulo β representa el formado entre la componente u y la resultante de velocidad, oscilando entre los 67 y 57 grados; la variación a través del tiempo por banda y por archivo no muestra valores disparados, fluctuando siempre cerca del promedio (Tabla III).

En la variación temporal la desviación estandar es menor en la cercanía del pico espectral (.12 y .15 Hz) y

aumenta al alejarse en ambos lados del espectro, pero en mayor proporción hacia las altas frecuencias (Tabla III), siendo más estable en las bandas más energéticas y en las bajas frecuencias.

Se obtuvo otra referencia, (para comparar resultados), evaluando, mediante una regresión lineal (Fig 10) entre las series de tiempo de las dos componentes de velocidad u y v , el ángulo de la recta que más se ajusta a la operación correspondiendo éste al del vector velocidad resultante (llamado β en el método de Sherman).

9.2 Método de Barber

La descripción espectral de las series simultáneas de ambos sensores es extremadamente similar, dado que la única diferencia es un desplazamiento en tiempo (Fig. 9).

La función fase, derivada de los espectros cruzados entre η_1 y η_2 permite calcular mediante 4) la diferencia en tiempo (Δt) para registrar la señal en ambos sensores, que dependiendo de la velocidad de fase c (Tabla IV), en cada banda recorrerá la distancia s (Fig. 5). Para algunas bandas de frecuencia se llegó a una indeterminación del ángulo, ya que las fases derivadas de los espectros cruzados entre las series utilizadas, excedían de medio

SEP 11 10:00 HRS.

Pendiente = 1.65173

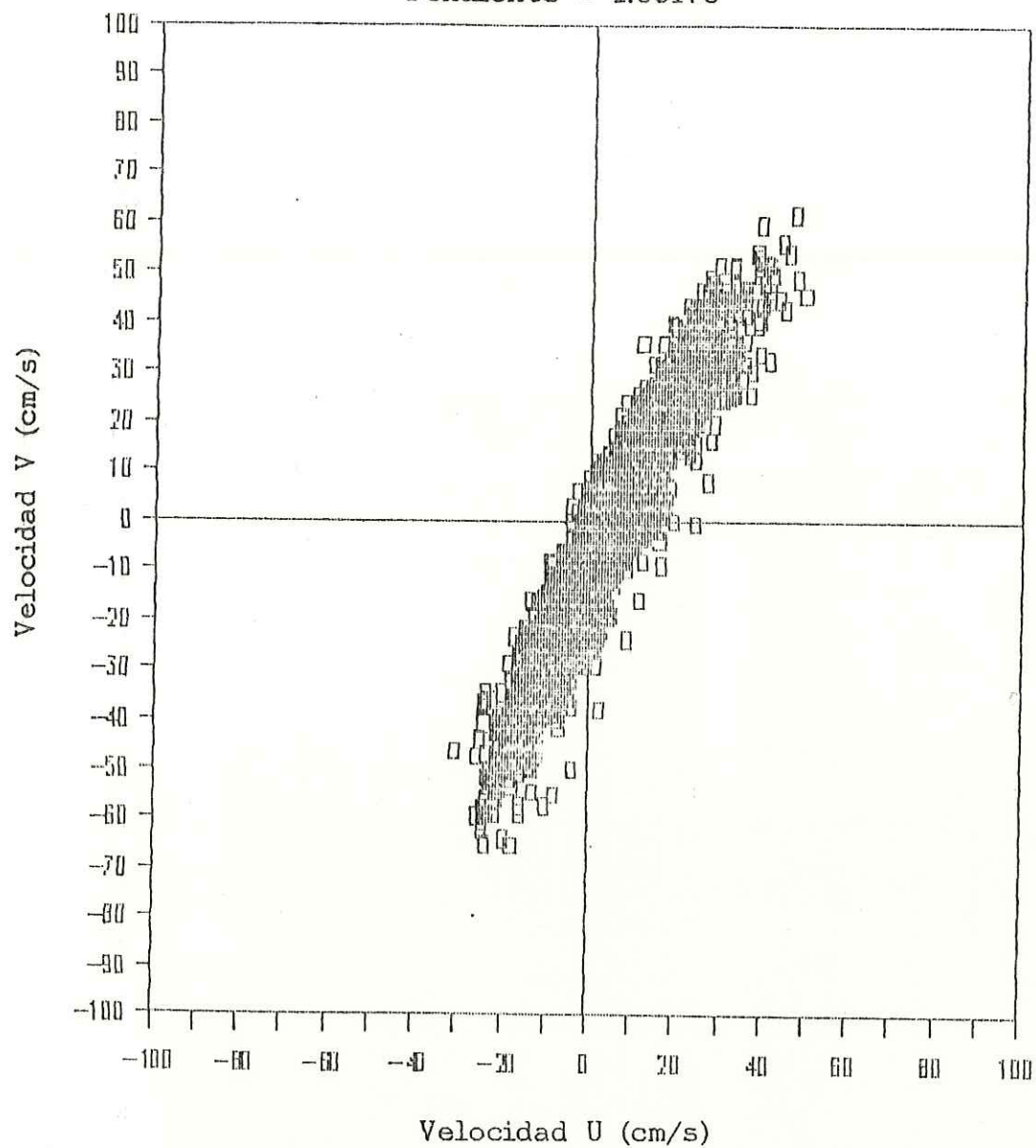


Fig. 10. Ejemplo de la relación de las componentes de velocidad horizontal para un archivo. A través de una regresión lineal se obtuvo en este caso un ángulo de 58.8° .

TABLA III. Variación temporal de ángulos obtenidos para las frecuencias más energéticas utilizando el método de Sherman. Las dos primeras letras representan el mes, los dos números siguientes el día y los restantes la hora de obtención del archivo.

Archivo	Banda de frecuencia (Hz.)					
	.06	.09	.12	.15	.18	.21
SE1019	64.6	66.7	63.3	65.1	66.6	67.6
SE1020	65.2	63.8	63.4	65.7	67.8	65.3
SE1021	63.2	63.3	63.5	64.1	67.7	66.9
SE1022	62.8	63.2	63.5	64.1	68.4	67.0
SE1023	62.3	62.3	62.9	65.2	66.6	66.1
SE1100	64.0	63.6	62.1	64.2	67.4	68.9
SE1101	60.1	60.0	61.2	62.7	65.3	67.5
SE1102	60.0	60.5	61.5	62.0	64.9	66.6
SE1103	60.3	62.2	61.3	63.8	64.4	66.7
SE1104	60.8	62.0	61.4	63.8	64.9	65.5
SE1105	62.6	61.1	61.7	62.8	64.6	65.0
SE1107	59.4	58.9	59.1	62.8	62.8	55.4
SE1108	58.6	57.4	60.5	63.2	57.0	66.4
SE1109	60.25	61.5	60.0	61.3	61.1	62.0
SE1110	58.5	59.6	60.2	63.3	62.1	61.9
SE1111	64.3	60.9	60.8	61.4	62.9	62.0
SE1112	57.8	61.7	60.1	60.7	61.1	63.2
SE1113	62.9	60.6	60.6	61.1	61.6	60.5
SE1114	62.6	60.6	60.4	62.5	57.8	63.3
SE1115	62.1	62.6	62.5	64.1	66.4	65.0

ciclo (180°), como es el caso de la banda correspondiente a .06 Hz del archivo ejemplificado en la Tabla IV y a .12 para los archivos SE1019 y SE1115 (Tabla VI).

Para este método se considera el valor correspondiente al pico espectral (.12 Hz), así, para cada archivo se encontraron, mediante la expresión 8) valores menores a 3 grados (Tabla V).

9.3 Comparaciones

Dado que la orientación del sensor por fallas en la instrumentación no es conocida, no es posible comparar los valores absolutos de los ángulos evaluados por ambos métodos (Tabla VI). No obstante se comparan las fluctuaciones temporales con el nivel de referencia igual a cero (eliminando promedios), en general tienen el mismo comportamiento, sin embargo, la relación no es lineal (Fig. 11). Las variaciones son mayores en el método de Sherman. Debido a que las fluctuaciones son tan pequeñas, los valores que varían en más de un grado con respecto a los otros dos (también se incluyen las regresiones de las componentes de velocidad) pueden observarse como disparados tal es el caso del archivo No. 11.

TABLA IV. Parámetros utilizados para obtener el ángulo de aproximación. Se ejemplifica con el archivo correspondiente a las 10 horas del día 11 de septiembre.

Método de Barber					
<i>Frec</i> (Hz)	<i>fase</i> (grados)	<i>L</i> (m)	C $\left(\frac{m}{s}\right)$	Δt (s)	α_i (grados)
.06	63.9	99	6.18	2.84	--
.09	10.2	66	6.19	.30	7.16
.12	5.41	48	6.00	.12	2.76
.15	30.1	38	5.94	.53	12.1
.18	72.0	30	5.62	1.06	23.56
.21	128.3	25	5.47	1.62	36.45

TABLA V Obtención del ángulo para la frecuencia más energética

Método de Barber			
Frec=.12 Hz.		L=48 m	C=6.0 m/s
Archivo	Fase	Δt	α
SE1020	4.78	.109	2.52
SE1021	4.40	.102	2.35
SE1022	3.67	.085	1.96
SE1023	3.14	.058	1.34
SE1100	3.32	.077	1.77
SE1101	2.93	.068	1.58
SE1102	2.50	.058	1.34
SE1103	5.14	.119	2.75
SE1104	5.44	.126	2.89
SE1105	2.80	.065	1.49
SE1107	4.66	.108	2.49
SE1108	4.96	.115	2.64
SE1109	3.67	.085	1.96
SE1110	5.20	.120	2.76
SE1111	5.65	.130	3.00
SE1112	2.09	.048	1.11
SE1113	3.17	.073	1.68
SE1114	4.46	.103	2.37

TABLA VI. Angulos obtenidos por ambos métodos (se incluye el calculado a través de la regresión lineal entre las componentes de velocidad.)

REGISTRO	Relación entre velocidades	pico espectral	
		Método de Barber	Método de Sherman
SE1019	62.20	---	63.3
SE1020	62.33	2.52	63.4
SE1021	61.40	2.35	63.5
SE1022	61.30	1.96	63.5
SE1023	60.82	1.34	62.9
SE1100	60.43	1.77	62.1
SE1101	59.85	1.58	61.2
SE1102	60.60	1.34	61.5
SE1103	61.23	2.75	61.3
SE1104	60.94	2.89	61.4
SE1105	60.34	1.49	61.7
SE1107	59.35	2.49	59.1
SE1108	59.70	2.64	60.5
SE1109	59.43	1.96	60.0
SE1110	58.80	2.76	60.2
SE1111	59.24	3.00	60.8
SE1112	58.46	1.11	60.1
SE1113	58.65	1.68	60.6
SE1114	58.90	2.37	62.5
SE1115	61.58	---	65.0

Fluctuación en ambos métodos (promedios eliminados)

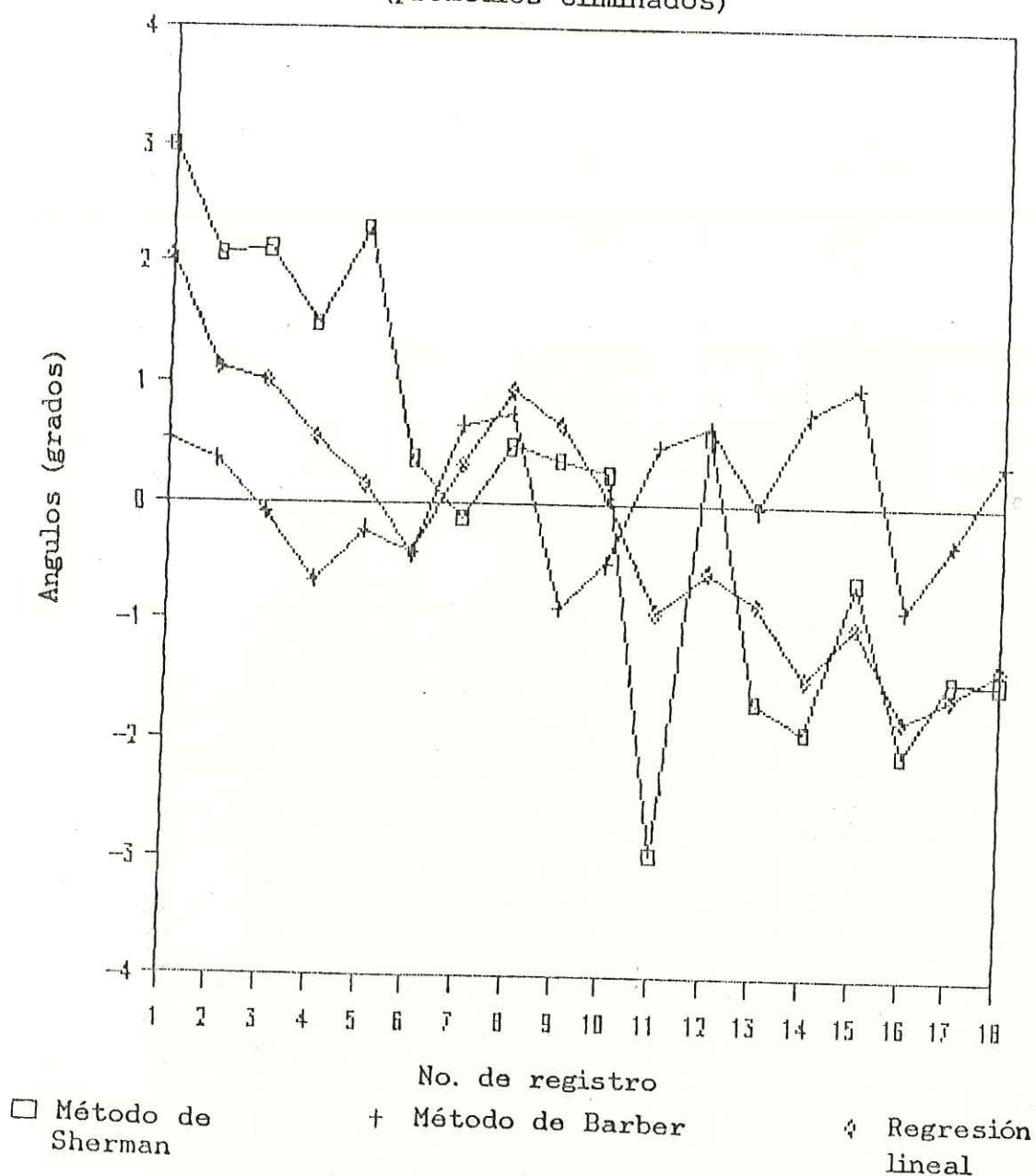


Fig. 11. Fluctuación de ángulos obtenidos por los métodos de Sherman y Barber.

A pesar de que los métodos de Sherman y Barber parten de la teoría lineal, las variables utilizadas son diferentes entre sí.

El método de Barber requiere evaluar la longitud de onda y velocidad de fase a partir de las suposiciones de la teoría lineal, pudiéndose sumar al error debido a la adquisición y procesamiento de datos el aportado durante la evaluación de estos parámetros. La técnica utiliza dos instrumentos que deben estar alineados con la mayor exactitud posible, existe la posibilidad de agregar otro error dada la dificultad de instalarlos bajo el efecto del oleaje y el resto de las limitantes que implican el trabajar bajo el agua.

Por otra parte, con este distanciamiento entre sensores existe una indeterminación en la evaluación de ángulos correspondientes a longitudes de onda menores de 30 m y que posean fases mayores de 180 grados (Peña, 1977), ya que las ondas son tan cortas que la diferencia de fase entre ambos instrumentos excede de medio ciclo.

En cambio el método de Sherman, parte de datos tomados totalmente en el campo, sin suposiciones teóricas y

utilizando datos obtenidos en un mismo punto (η_1 , u y v) reduciéndose la posibilidad de error al aportado por la adquisición y procesamiento de datos.

Para una selección adecuada también se requiere evaluar costos de instalación y mantenimiento.

10 Conclusiones.

El método de Sherman es más confiable dada la fuente de los parámetros utilizados y que resuelve ángulos de aproximación para cualquier longitud de onda, sin factores limitantes en su dirección (como se dan en el método de Barber).

Por otra parte, para mediciones sistemáticas, el método de Sherman es más aplicable, ya que la instalación de la instrumentación es en un solo punto.

Se implementaron satisfactoriamente ambos métodos en el Centro de Cómputo de la Sección de Oceanología Física del Instituto de Investigaciones Oceanológicas.

Referencias.

- Ames-Sigala, L.F. 1986. Distribución de los ambientes sedimentarios en el Estero de Punta Banda. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas.
- Barber, N. and Doyle, D. 1955. A method of recording the direction of travel of ocean swell. Deep Sea Research. Vol.3 206-213
- Basco, D.R. 1982. Surf zone currents. Miscellaneous Report No.82-7(1)
- Bowden, K.F. and White, R.A. 1966. Measurements of the orbital velocities of sea waves and their use in determining the direction spectrum. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. No. 12 33-54
- Brigham, E.O. 1974. The Fast Fourier Transform. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J. 228 pp.
- Cote, L.J., Davis, J.O., Wilbur, M., Mehr, E., Pierson, W.J.Jr., Roper J., Stephenson, G. and Vetter, R.C. 1960. The directional spectrum of a wind generated sea as determined from data obtained by the stereo wave observation project. Meteorological Papers. No. 2 Vol 6 88 pp.
- Delgado, O.E. y Ortiz F.M. 1985. Comparación entre registros de oleaje obtenidos de una boya y dos sensores de presión. Reporte técnico IIO. 59 pp.
- Guza, R.T. and Thornton E.B. 1980. Local and shoaled comparisons of sea surface elevation, pressures and velocities. Journal of Geophysical Research. 75 (C3). pp.1524-1530.
- Komar, P.D. 1969. The longshore transport of sand on beaches. Ph. D. Thesis. University of California. 143 pp.
- Komar, P.D. 1975. Nearshore currents generated by obliquely incident waves and longshore variation in breaker height. In: Proceedings of the Symposium on Nearshore Sediment Dynamics. Ed. Hails and A. Carr, Wiley, London.
- Longuet-Higgins, M.S., Cartwright D.E. and Smith, N.D. 1963. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating bouy. Ocean Wave Spectra, Prentice-Hall. Englewood Cliffs. N.J. pp. 111-136

- Longuet-Higgins, 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. Part 1. Journal of Geophysical Research Vol. 75(37) 129-141 pp.
- Munk, W.H., Miller, G.R., Snodgrass, F.E. and Barber, N.F. 1963. Directional recording of swell from distant storms. Proc. Royal Society. No. 253: 505-584
- Nagata, Y. 1964. The statistical properties of orbital waves motions and their applications for the measurements of directional wave spectra. Journal of the Oceanographic Society of Japan, Vol. 19:169-181.
- Panicker, N.N. 1974. Review of the techniques for directional wave spectra. Proc. International Symposium on ocean wave measurement and analysis. American Society Civ. Engineers, New Orleans. 669-688 pp.
- Peña, H.G. 1977. Arreglo de olígrafos. Dirección General de Investigación y Desarrollo de la FFAA. Servicio de Hidrografía Naval. Argentina. Reporte interno 31-47 pp.
- Plaisted, R.O. y Ocampo T.F. 1979. Estudio piloto para el registro de oleaje en la costa del Pacífico de Baja California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Reporte técnico No. 0179
- Sea Data Corporation Manual. 1983 M.A. USA. 48 pp.
- Sherman, D.J. and Brian Greenwood. 1986. Determination of wave angle in shallow water. Journal of Waterway Port, Coastal and Ocean Engineering. Vol. 112 (1) 129-139 pp.
- Simpson, J.H. 1969. Observations on the directional characteristics of sea waves. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. Vol 17: 93-120
- Suzuki, Y. 1969. Determination of approximate directional spectra for coastal waves. Report of the Port and Harbor Research Institute
- Thompson, E.F. 1980. Interpretation of wave energy spectra. Coastal Engineering Research Center. U.S. Army. Technical Aid No. 80-5
- U.S. Army Corps. of Engineers Research Center. 1980. Shore Protection Manual. Vol. II 46 pp.