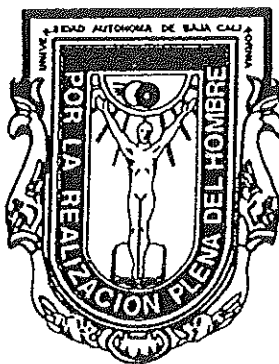
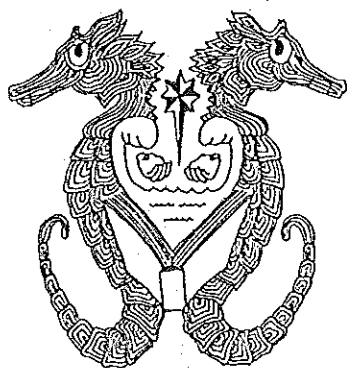


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



“ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE OBSERVACIONES DE
CORRIENTES Y TEMPERATURA EN LA PARTE NORTE DEL
GOLFO DE CALIFORNIA”



T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:

CUAUHTÉMOC TURRENT THOMPSON

ENSENADA, B.C., SEPTIEMBRE DE 1996

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**“ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE OBSERVACIONES DE
CORRIENTES Y TEMPERATURA EN LA PARTE NORTE DEL
GOLFO DE CALIFORNIA”**



T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:

CUAUHTÉMOC TURRANT THOMPSON

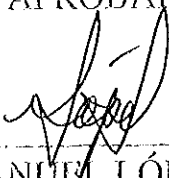
ENSENADA, B.C., SEPTIEMBRE DE 1996

**“ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE OBSERVACIONES DE
CORRIENTES Y TEMPERATURA EN LA PARTE NORTE
DEL GOLFO DE CALIFORNIA”**

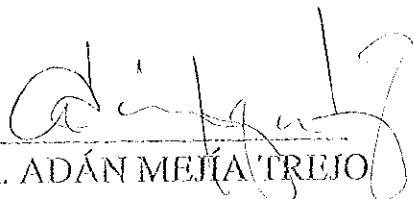
T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:
CUAUHTÉMOC TURRENT THOMPSON

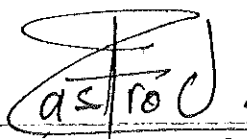
APROBADA POR:



DR. MANUEL LÓPEZ MARISCAL
Presidente del Jurado



DR. ADÁN MEJÍA TREJO
Sinodal Propietario



M.C. RUBÉN CASTRO VALDEZ
Sinodal Propietario

RESUMEN.

Se analizaron 15 días de datos de corrientes y temperatura muestreados por seis instrumentos anclados en la parte norte del Golfo de California, durante el verano de 1990. El anclaje se localizó al este de la Isla Ángel de la Guarda, sobre 440 m de profundidad, e incluyó correntímetros a 75, 110, 150, 250, 350 y 428 m. El flujo medio en los primeros 150 m fue hacia la boca del golfo, y hacia la cabeza en los instrumentos más profundos. A pesar de la corta duración de las series, este patrón es consistente con el análisis previo de Bray (1988). Las fluctuaciones de la corriente están fuertemente alineadas con el eje longitudinal del golfo, y la desviación estándar en esa dirección es de dos a cuatro veces mayor que en la dirección transversal al golfo. La corriente fluctuante está dominada por las mareas semidiurnas, y las elipses componentes de la banda semidiurna aumentan en magnitud y excentricidad con la profundidad. La forma, tamaño y sentido de rotación de las elipses componentes de las frecuencias diurna e inercial, así como la disminución hacia el fondo de la energía de esa banda en los espectros vectoriales, dan evidencia de la existencia de una superposición de oscilaciones inerciales con el flujo inducido por la marea diurna. Todos los modos empíricos calculados resultaron baroclínicos, con excepción del primer modo empírico de la velocidad a lo largo del golfo (v). La estructura vertical de éste es completamente barotrópica, además de que está asociado principalmente a la marea semidiurna y explica el 85% de la varianza de la corriente longitudinal al golfo. El segundo modo empírico de v , así como el primer y segundo modos de la temperatura, también resultaron importantes, explicando el 8.4%, 50% y 27% de la varianza de sus campos, respectivamente. El comportamiento temporal de estos modos casi no presenta energía en la banda diurna, pero en la banda semidiurna y en la de su primer armónico (M_4), los niveles de energía son significativos. Incluso, la distribución de energía del primer modo empírico de la temperatura presenta su máximo en la banda de la M_4 . Esta presencia de picos significativos en las frecuencias semidiurnas y en la frecuencia armónica M_4 , asociados a una estructura baroclínica de los campos de velocidad y temperatura, parece indicar la existencia de una marea interna. Finalmente, utilizando datos con intervalo de muestreo de 2 minutos, se pudieron identificar varios paquetes de ondas internas de alta frecuencia ó solitones (con periodos de 13 a 15 minutos). Dichos paquetes de solitones han sido identificados previamente en imágenes de satélite, y la generación de las ondas que se propagan hacia el interior del golfo al este de la isla Ángel de la Guarda se ha asociado al umbral de San Lorenzo (122 km al sur del anclaje). Se estimó el tiempo de viaje de las ondas internas desde el umbral hasta el anclaje, utilizando 2 estimaciones distintas para la velocidad de fase de los solitones. Se obtuvieron tiempos de viaje de entre aproximadamente 14 y 21 horas.

DEDICATORIA.

A MI PADRE

Antonio Turrent Fernández

...por tu mano firme y tus consejos sabios y desinteresados que me guían en la vida.

A MI MADRE

Martha Thompson de Turrent

...por tu amor y cariño, que me han cubierto y formado, y me sostienen.

A MIS HERMANOS

Ana Eleanor y Antonio Cuitláhuac Turrent Thompson

...de cuya benevolencia y tenacidad quisiera conservar aunque sea un poco.

A MIS ABUELOS

Eugenio[†] y Lilia Turrent Fernández

...por enseñarme la importancia de la familia.

Robert[†] y Eleanor Thompson Henderson

...por enseñarme el valor, la disciplina y la dignidad del trabajo honrado.

A MIS AMIGOS

Diego, Plata, Juan, Gerardo, Jesús, Daniel, Oscar, Héctor y Gilberto

...por caminar conmigo los valles y las montañas de los últimos años.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi más profundo agradecimiento al *Dr. Manuel López Mariscal*, que con su disponibilidad, disposición y consejos, me condujo pacientemente no solo en la elaboración de la presente tesis, sino también durante la última etapa de mis estudios en la U.A.B.C.

A mis sinodales, el Dr. Adán Mejía Trejo y el M.C. Rubén Castro Valdez, debo un especial agradecimiento, ya que además de enriquecer el presente trabajo con sus comentarios y sugerencias, me educaron hábilmente durante mi estancia en la Facultad de Ciencias Marinas.

Agradezco sinceramente a la Universidad Autónoma de Baja California, a su Facultad de Ciencias Marinas y a sus profesores, el proporcionarme las herramientas necesarias para ejercer útilmente mi profesión.

Agradezco también al Dr. Miguel Lavín el haber proporcionado la base de datos utilizada en el presente estudio. Su adquisición fue financiada por el CONACyT, a través del proyecto 3209-T.

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada el permitirme utilizar el equipo de cómputo necesario para la realización de este trabajo de tesis, así como el apoyo económico que me brindó.

A los Oceanólogos Víctor Godínez y Joaquín García, agradezco la ayuda con el tratamiento preliminar de los datos.

ÍNDICE.

	Página
RESUMEN.	i
DEDICATORIA.	ii
AGRADECIMIENTOS.	iii
ÍNDICE.	iv
ÍNDICE DE FIGURAS.	vi
ÍNDICE DE TABLAS.	x
I. INTRODUCCIÓN.	1
I.1. El Golfo de California.	1
I.2. Planteamiento del Problema.	2
I.3. Área de Estudio.	4
I.4. El Anclaje.	5
I.5. Antecedentes.	6
I.6. Objetivos.	9
I.7. Notación.	9
II. METODOLOGÍA.	11
II.1. Tratamiento Preliminar.	11
II.2. Estadística Básica.	12
II.3. Análisis Espectral.	13
II.4. Funciones Empíricas Ortogonales y Modos Normales.....	15
II.5. Tiempo de Viaje de las Posibles Ondas Internas.	17
III. RESULTADOS.	20
III.1. Estadística Básica.	20

III.2. Análisis Espectral.	25
III.3. Funciones Empíricas Ortogonales.	36
III.4. Tiempo de Viaje de las Posibles Ondas Internas.	46
IV. DISCUSIÓN.	52
IV.1. Interpretación Física de las Funciones Empíricas Ortogonales.	52
IV.2. Banda de Bajas Frecuencias.	57
IV.3. Banda Diurna e Inercial.	57
IV.4. Banda Semidiurna.	58
IV.5. Banda de Seis Horas.	59
IV.6. Ondas Internas No Lineales (Solitones).	61
V. CONCLUSIONES.	63
VI. LITERATURA CITADA.	65

ÍNDICE DE FIGURAS.

	Página
Figura 1. Batimetría del área de estudio y zona de las islas del Golfo de California. Se muestra la ubicación del anclaje DULCE y del umbral de San Lorenzo. También se señala al poblado de Bahía de Los Ángeles, B.C., lugar donde se muestreó la serie de tiempo de la variación del nivel del mar.	3
Figura 2. Series de tiempo horarias de (a) velocidad a lo largo del golfo a 75 m de profundidad, (b) temperatura a 75 m y (c) variación del nivel del mar en Bahía de Los Ángeles (el promedio temporal ha sido eliminado de ésta última).	21
Figura 3. Perfiles verticales de la media temporal y desviación estándar de las componentes de velocidad a lo largo del golfo (línea quebrada), a lo ancho del golfo (línea continua) y de la temperatura. Media de (a) las componentes de velocidad y (b) la temperatura. Desviación estándar de (c) componentes de velocidad y de (d) la temperatura.	22
Figura 4. Histogramas representativos de las componentes de velocidad. (a) u a 250 m y (b) v a 350 m: asimetría positiva; (c) v a 75 m: asimetría negativa; (d) v a 428 m: bimodal.	24
Figura 5. Ejes principales (de mínima y máxima varianza) a (a) 75 m, (b) 110 m, (c) 150 m, (d) 250 m, (e) 350 m y (f) 428 m. El eje vertical de estas graficas está alineado con el norte geográfico, y las líneas punteadas indican la orientación del eje longitudinal del Golfo de California.	26
Figura 6. Espectros de potencia representativos de las series de tiempo. Todos los espectros están calculados con la misma resolución (38 bandas); la barra en la esquina superior derecha representa los intervalos a 95 % de confianza; las líneas	

verticales, de izquierda a derecha, están trazadas sobre las frecuencias inercial local, M_2 y M_4 , respectivamente. (a) u a 75 m; (b) u a 428 m; (c) v a 75 m; (d) v a 428 m.

27

Figura 6. (cont.) (e) T a 75 m; (f) T a 428 m; (g) Nivel del mar en Bahía de Los Ángeles, B.C.

28

Figura 7. Ejemplos representativos de la función de coherencia y fase entre nivel del mar (η) y series de v. La línea horizontal en las gráficas de la función de coherencia indica el valor por encima del cual la coherencia es significativamente distinta de cero con una probabilidad de 0.8. (a) y (c) Coherencia y fase entre η y v a 75 m.; (b) y (d) *idem* para η y v a 428 m.

30

Figura 8. Elipses componentes para la banda de bajas frecuencias (ó banda cero) a (a) 75 m, (b) 110 m, (c) 150 m, (d) 250 m, (e) 350 m, (f) 428 m. El eje vertical de estas gráficas está alineado con el eje longitudinal del golfo (325° azimutal).

31

Figura 9. *idem* para la banda diurna.

32

Figura 10. *idem* para la banda semidiurna.

33

Figura 11. *idem* para la frecuencia de 6 horas.

34

Figura 12. Espectro vectorial de la corriente a 428 m. Espectro total: línea continua; espectro de frecuencias positivas: línea punteada; espectro de frecuencias negativas: línea discontinua.

37

Figura 13. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de v. (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos, respectivamente (son adimensionales); las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos.

38

Figura 14. (a) Serie de tiempo de la velocidad barotrópica a lo largo del golfo (promedio vertical de los 6 instrumentos). (b) Serie de tiempo de los coeficientes de expansión del primer modo empírico de v .

40

Figura 15. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de u . (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos, respectivamente (son adimensionales); las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos.

41

Figura 16. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de T . (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos, respectivamente (son adimensionales); las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos.

43

Figura 17. (a) Perfil de $N^2(z)$. (b) $N^2(z)$ multiplicado por el primer modo baroclínico (que es la función de la fig. 18a). La estructura vertical de las perturbaciones de la densidad es proporcional a este producto.

44

Figura 18. Primeros tres modos baroclínicos de: (a, b y c) *eigenvectores* que dan la estructura vertical de la velocidad vertical y de la perturbación de la densidad; (d, e y f) *eigenvectores* que lo hacen para la velocidad horizontal y la presión.

45

Figura 19. Registros de T que muestran el paso del paquete de ondas internas de alta frecuencia (solitones) más energético.

47

Figura 20. *idem* para v .

48

Figura 21. Tiempos de origen (indicados por las dos líneas verticales) de los 5 paquetes de ondas internas para los que se calculó el tiempo de viaje (T_V) desde el umbral de San Lorenzo hasta el anclaje DULCE. Se muestran los resultados de los casos 1 (línea continua) y 2 (línea punteada). Los resultados están graficados sobre

los segmentos correspondientes de la serie barotrópica de v (fig. 14a), para mostrar la fase del ciclo de marea en la que ocurrió la generación de los solitones. (a) Paquete # 1, (b) # 2, (c) # 3, (d) # 4, (e) # 5.

51

ÍNDICE DE TABLAS.

	Página
Tabla I. Características del anclaje DULCE y de la estrategia de muestreo.	6
Tabla II. Estadística básica de las variables que muestreó el anclaje DULCE.	23
Tabla III. Distribución de los datos de las componentes a lo ancho del golfo (u) y a lo largo del golfo (v), mostrándose el número de datos positivos y negativos registrados para cada componente.	25
Tabla IV. Sentidos de rotación de las elipses componentes.	36
Tabla V. Porcentajes de la varianza total de cada conjunto de observaciones que son explicados por cada modo empírico.	39
Tabla VI (a). Porcentajes de la varianza de los registros de la componente u a cada profundidad, que son explicados por cada modo empírico.	46
Tabla VI (b). <i>idem</i> para v.	46
Tabla VI (c). <i>idem</i> para T.	46
Tabla VII (a). Los dos casos utilizados para calcular el tiempo de viaje de las ondas internas entre el umbral de San Lorenzo y el anclaje DULCE. Se muestra a la velocidad de fase (V_0) empleada en cada caso y el tiempo de recorrido que habría entre el umbral y el anclaje si se toma en cuenta solo dicha velocidad.	50
Tabla VII (b). Tiempo de viaje de los 5 paquetes de ondas internas para los dos casos calculados.	50
Tabla VIII. Resumen de la interpretación física de las funciones empíricas ortogonales utilizadas en el presente trabajo.	56

I. INTRODUCCIÓN.

I.1. El Golfo de California.

El Golfo de California, localizado entre los 23° y 31° de latitud norte y los 107° y 115° de longitud oeste, es el único mar marginal adyacente al Océano Pacífico (Roden, 1964). El hecho de ser una cuenca de evaporación, aunado a su dominante régimen mareal, a sus regiones de topografía compleja y a su forma alargada (~ 1100 km) y estrecha (~ 160 km), lo han hecho un importante objeto de estudio de la oceanografía física nacional y extranjera en las últimas décadas. La comprensión de la dinámica del Golfo de California (esto es, de sus patrones generales de circulación, de la variabilidad estacional y anual de sus corrientes, de los mecanismos de disipación de la energía que transportan los distintos tipos de ondas que en él se propagan, de los flujos de calor y agua que dictan su interacción con la atmósfera, etc.) es fundamental para lograr la utilización óptima de sus abundantes y diversos recursos marinos.

Topográficamente, el Golfo de California se puede dividir en tres regiones (norte, centro y boca): la región norte del Golfo de California se destaca por ser una plataforma continental de bajo relieve y somera comparada con el resto del golfo. Su límite hacia el sur está dado por una zona de topografía compleja que abarca aproximadamente 20 islas y umbrales que forman una serie de canales estrechos y profundos a través de los cuales se da la comunicación entre la parte norte y la región central. El centro del golfo contiene a la cuenca de Guaymas, la cual se caracteriza por plataformas continentales angostas en ambos lados del golfo y por grandes profundidades (a veces mayores a los 2000 m). No existe un límite topográfico notable entre el centro y la región de la boca que comunica al golfo con el Océano Pacífico, por lo que los intercambios de agua entre estas dos regiones son mucho más libres que los intercambios entre la región norte y centro (Marinone y Ripa, 1988). La región de la boca también se caracteriza por plataformas

angostas a ambos lados del golfo y por profundidades aún mayores a las del centro del Golfo de California.

El Golfo de California es una cuenca de evaporación, y la parte norte del golfo -cuyos alrededores son de clima árido- es la región que presenta la mayor evaporación, misma que disminuye hacia el sur al tornarse más tropical el clima (Bray, 1988). El forzamiento atmosférico sobre el golfo se caracteriza por vientos débiles hacia el noroeste en el verano y fuertes hacia el sureste en el invierno (Roden, 1964). El perfil típico de salinidad es desestabilizador para la densidad [es decir, la salinidad disminuye con la profundidad (Bray, 1988)], y es la temperatura la que estabiliza a la columna de agua. Varios autores han reportado que el Golfo de California, a diferencia de otros mares marginales comparables (*e.g.* el Mar Mediterraneo y el Mar Rojo), en promedio anual gana calor de la atmósfera (Bray, 1988; Castro *et al.*, 1994; Lavín y Organista, 1988; Paden *et al.*, 1993), lo cual probablemente tiene un fuerte impacto sobre su circulación de gran escala (Bray, 1988). La marea, generada fundamentalmente por una co-oscilación con el Océano Pacífico, es dominante dentro del golfo, siendo la componente semidiurna lunar (M_2) su principal constituyente (Filloux, 1973). La región somera del norte es donde se da la disipación más importante -por fricción con el fondo- de la energía que transporta la onda de marea (Filloux, 1973). Se ha sugerido, también, que la formación de ondas internas dentro del Golfo de California disipa aproximadamente 10% de la energía de la componente M_2 (Fu y Holt, 1984).

I.2. Planteamiento del Problema.

Como parte de los cruceros DS9007 y DS9008 realizados por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (C.I.C.E.S.E.) durante julio y agosto de 1990, se instaló el anclaje DULCE, cuya ubicación geográfica fue a los 29° 24.0' de latitud norte y a los 113° 8.8' de longitud oeste, al este de la parte central de

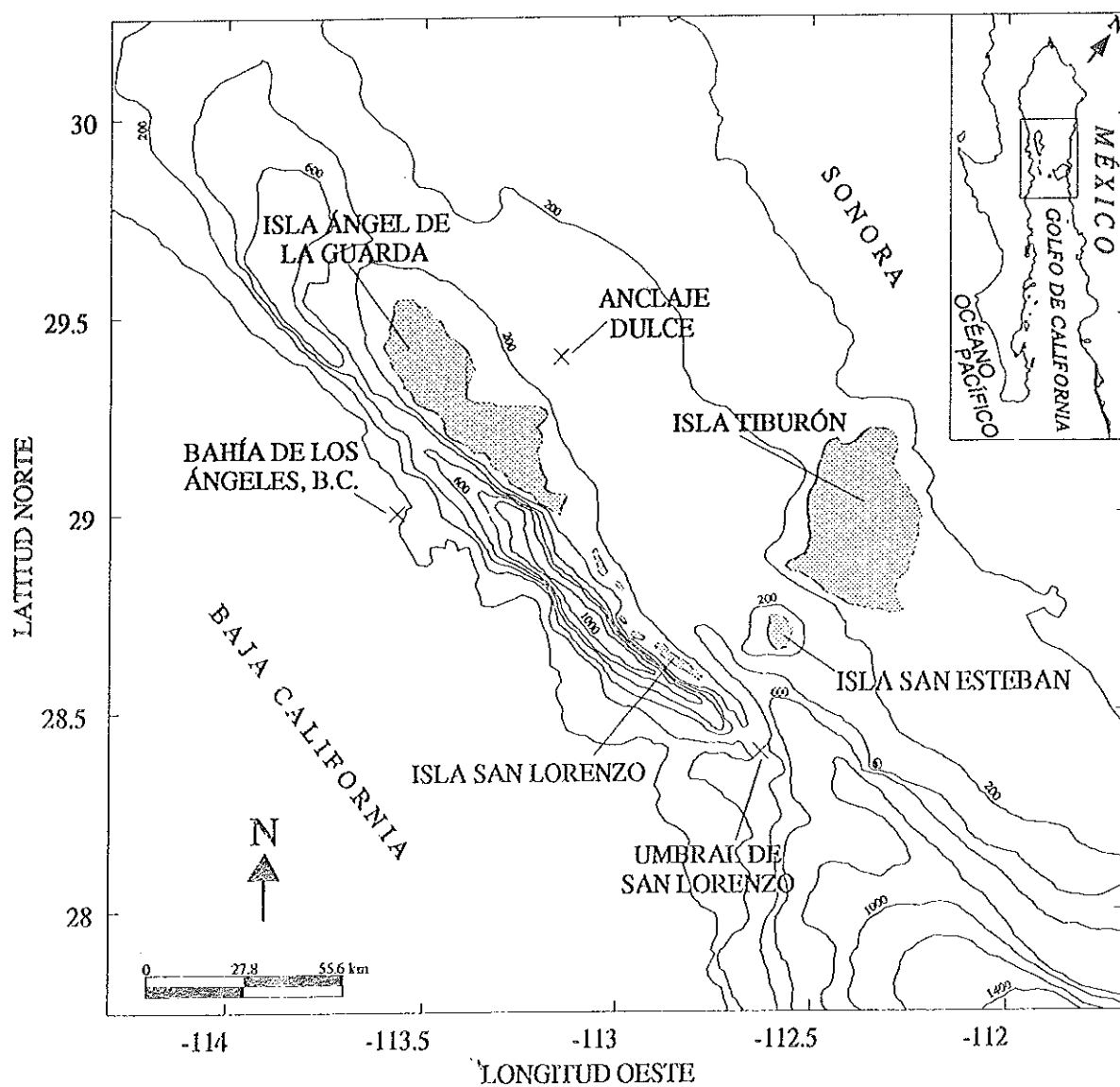


Figura 1. Batimetría del área de estudio y zona de las islas del Golfo de California. Se muestra la ubicación del anclaje DULCE y del umbral de San Lorenzo. También se señala al poblado de Bahía de Los Ángeles, B.C., lugar donde se muestreó la serie de tiempo del nivel del mar. Las isobatas están marcadas en metros.

la isla Ángel de la Guarda (ver fig. 1). Dicho anclaje, colocado sobre 440 metros de profundidad, incluyó seis correntímetros instalados a 75, 110, 150, 250, 350 y 428 metros de profundidad los cuales midieron, durante aproximadamente 15 días, tanto la rapidez y dirección del flujo como la temperatura del agua, a intervalos del orden de minutos. Las series de tiempo que resultaron del anclaje DULCE constituyen la principal base de datos del presente trabajo. El propósito más importante de este estudio es realizar un análisis estadístico de los registros de corrientes y temperatura encaminado a tratar de establecer la estructura vertical del campo de velocidad. Como datos complementarios, se contó con una serie de tiempo del nivel del mar (muestreada en Bahía de Los Ángeles, B.C., ver fig. 1) correspondiente al mismo periodo de mediciones del anclaje DULCE, y con dos lances de C.T.D. Estos últimos fueron realizados en las inmediaciones del anclaje, el primero durante su instalación y el segundo durante su recuperación.

1.3. Área de Estudio.

El área de estudio de este trabajo (ver fig. 1) se localiza entre la isla Ángel de la Guarda y las costas del estado de Sonora, aproximadamente entre los 29° y 30° de latitud norte y los 112.5° y 113.5° de longitud oeste. Forma parte de la porción del golfo comúnmente conocida como la “zona de las islas”, que es el límite topográfico entre la plataforma continental somera que conforma la cabeza del golfo y la profunda cuenca de Guaymas que abarca la parte central del mismo. La zona de las islas se caracteriza por una topografía compleja, constituida por umbrales y canales estrechos y profundos (~1000 m). Como consecuencia de estos cambios bruscos en la profundidad, las corrientes de marea sufren aceleraciones importantes que tienen un efecto determinante sobre la dinámica de la zona de estudio, haciéndola por ejemplo, un foco de formación de ondas internas que se propagan hacia el interior del golfo (Fu y Holt, 1984; Lepley *et al.*, 1975).

El anclaje se localizó en una zona con gradientes batimétricos relativamente suaves en la dirección paralela al eje longitudinal del golfo. Pero en la dirección transversal el anclaje se ubicó cerca de la pendiente continental, relativamente grande, de la costa oriental de la Isla Ángel de la Guarda (ver fig. 1).

I.4. El Anclaje.

En la Tabla I se muestran las principales características de el anclaje DULCE. Lo más notorio es que se utilizaron instrumentos de distintas marcas y atributos para muestrear las seis profundidades de la columna de agua. Cabe mencionar que no todos los instrumentos empezaron a medir al mismo tiempo, por lo que los registros resultaron de duraciones distintas. Además, los instrumentos a 75, 110 y 428 m muestrearon con un intervalo de 2 minutos, mientras que los instrumentos a 150, 250 y 350 m lo hicieron a razón de una muestra cada 1.875 minutos.

Los instrumentos de marca *General Oceanics* utilizados en el anclaje DULCE, emplean una aleta para hacer las observaciones de rapidez. Esos correntímetros miden la inclinación que sufre el instrumento causada por la presencia de la aleta que opone resistencia a la corriente. Las mediciones de inclinación son posteriormente transformadas -con el uso de curvas de calibración- en estimaciones de rapidez. Debe mencionarse que la aleta del instrumento a 350 m de profundidad fue instalada al revés, lo cual no tuvo efecto alguno sobre las observaciones de la dirección de la corriente, pero sí posiblemente sobre las mediciones de rapidez. Sin embargo, al realizar regresiones lineales entre la rapidez a 350 m y las de sus profundidades contiguas (250 y 428 m), no se encontraron diferencias significativas. Mas aún, la pendiente del ajuste lineal indicó que la rapidez se incrementa hacia el fondo¹, y las mediciones de 350 m se ajustan a este patrón (es decir, caen entre las de 250 y 428 m). Por estos motivos, y con el fin de tener

¹ Por ejemplo, supongase una regresión lineal en el que las observaciones a 350 m están en el eje de las abscisas y las de 250 m en el eje de las ordenadas. Si la pendiente del ajuste lineal es menor que 1 entonces las mediciones a 350 m son estadísticamente mayores que las de 250 m, y viceversa si la pendiente es mayor que 1.

la mejor resolución posible en la vertical, se decidió no excluir a las mediciones de 350 m del presente trabajo.

Tabla I. Características del anclaje DULCE y de la estrategia de muestreo.

Latitud = 29° 24.0' N Longitud = 113° 8.8' O Profundidad = 440 m

PROF. DEL INSTRUMENTO	75 m	110 m	150 m	250 m	350 m	428 m
FECHA INICIO	19 / 07 / 90	19 / 07 / 90	22 / 07 / 90	19 / 07 / 90	19 / 07 / 90	19 / 07 / 90
HORA INICIO	12:10:00	12:10:00	13:12:00	12:24:00	12:15:00	12:10:00
INTERVALO DE MUESTREO	2 min. (30 m.p.h.) ²	2 min. (30 m.p.h.)	1.875 min. (32 m.p.h.)	1.875 min. (32 m.p.h.)	1.875 min. (32 m.p.h.)	2 min. (30 m.p.h.)
NÚMERO DE DATOS	13,503	13,503	12,056	14,384	14,376	13,501
MARCA	ENDECO	ENDECO	GENERAL OCEANIC	GENERAL OCEANIC	GENERAL OCEANIC	GENERAL OCEANIC
MODO DE REGISTRO	CASETE	ESTADO SÓLIDO	CASETE	CASETE	CASETE	ESTADO SÓLIDO
FECHA FIN	7 / 08 / 90	7 / 08 / 90	7 / 08 / 90	7 / 08 / 90	7 / 08 / 90	7 / 08 / 90
HORA FIN	06:14:00	06:14:00	05:55:7.5	05:52:7.5	05:28:7.5	06:10:00
DURACIÓN DEL REGISTRO	18.75 días	18.75 días	15.69 días	18.73 días	18.72 días	18.75 días

I.5. Antecedentes.

A continuación se presenta una breve reseña de algunos de los estudios realizados en el pasado sobre la dinámica del Golfo de California que puedan tener relevancia para el presente trabajo.

Fu y Holt (1984), a partir de el procesamiento de imágenes de satélite, reportaron que la zona de las islas y umbrales es el foco de formación (a partir de fenómenos hidráulicos forzados por la marea) de paquetes de ondas internas o solitones que se propagan en cada periodo mareal, hacia el interior del golfo. Específicamente, las imágenes de satélite de Fu y Holt parecen indicar que dichas ondas internas se generan

² m.p.h. = muestras por hora.

en el umbral norte del canal de Ballenas y en el umbral de San Lorenzo, localizado al sudeste de la isla con el mismo nombre (ver fig. 1). Además del estudio de Fu y Holt (1984) y de las observaciones de Badan *et al.* (1991a), prácticamente no existen estudios sobre la generación y propagación de ondas internas en el Golfo de California.

Bray (1988) presentó, a partir de una base de datos hidrográficos que abarcan desde 1939 hasta 1985 y que cubren la parte norte y centro del golfo, una hipótesis que plantea un sistema general de circulación de tres capas. La superficial, de unos 50 metros de profundidad, es una capa energética que cambia de dirección de acuerdo a la variación estacional de los vientos³. La segunda, que va aproximadamente desde los 50 hasta los 250 metros de profundidad, en la cual se da un flujo hacia afuera del golfo y la última, de los 250 hasta los 500 metros de profundidad por donde ingresa al golfo agua proveniente del Océano Pacífico. Este sistema de circulación, a diferencia de el que ocurre tanto en el Mar Mediterráneo como en el Mar Rojo -en los que agua fría y densa fluye hacia el océano adyacente por debajo de agua caliente y ligera que fluye hacia el interior de ellos- puede atribuirse a que el golfo tiene, en promedio anual, una ganancia neta de calor proveniente de la atmósfera (Bray, 1988; Castro *et al.*, 1994; Lavín y Organista, 1988; Paden *et al.*, 1993) mientras que los mares Mediterráneo y Rojo ceden calor a la atmósfera. En el mismo estudio Bray reportó, a partir de datos de corrientímetros instalados en la cuenca de Guyanas, una circulación subsuperficial ciclónica en el verano e invierno y una anticiclónica y de menor intensidad en otoño y primavera.

Marinone y Ripa (1988) calcularon, por tres métodos distintos y a partir de datos generados por 17 cruceros hidrográficos realizados en el periodo desde 1939 hasta 1983 en la región centro, el transporte geostrófico a lo largo del golfo. Mencionan una circulación superficial general hacia el sur en el invierno y hacia el norte en el verano,

³ Los vientos en el Golfo de California tienden a estar bien alineados con el eje longitudinal del golfo. La variación anual es tal que los vientos predominantes son hacia el sureste la mayor parte del año, y hacia el noroeste durante el verano (Badan *et al.*, 1991b). Por lo tanto, de acuerdo con los resultados de Bray (1988), la circulación de la capa superficial del golfo (~50 m) tendería a ser hacia la cabeza durante el verano y hacia la boca durante el resto del año.

aunque no encontraron una señal estacional en la variación a lo largo del golfo de la circulación profunda.

Merrifield y Winant (1989) describen, a partir de los primeros registros de larga duración de vientos, corrientes, temperatura y presión en el fondo del Golfo de California (de 1983-1984), la circulación sobre las plataformas continentales a ambos lados de la cuenca de Guaymas. No encontraron correlación significativa entre las fluctuaciones del viento de baja frecuencia y las mediciones de corrientes, temperatura y presión del fondo, lo cual atribuyen tanto a vientos locales débiles como a la presencia de ondas costeras forzadas en regiones distantes. Del lado de Sonora, las fluctuaciones de temperatura de alta frecuencia se mostraron coherentes y en fase hasta 200 m de profundidad, además de que presentaron modulaciones consistentes con mareas internas.

Badan *et al.* (1991a), a partir de mediciones realizadas con un A.D.C.P. (ó “*Acoustic Doppler Current Profiler*” por sus siglas en inglés), determinaron la distribución de las corrientes alrededor de la zona de las islas, reforzando lo propuesto por Bray (1988): circulación profunda hacia el norte y somera hacia el sur. Sin embargo, encontraron que la circulación profunda que pasa encima del umbral de Salsipuedes hacia el canal de Ballenas no parece continuarse significativamente hasta la parte norte del golfo, lo que implica que la mayoría del calor y sal ganados por la región norte del golfo debe salir por los canales de San Esteban y Tiburón.

Figueroa-Lewis (1994) obtuvo los órdenes de magnitud de la divergencia horizontal y de la vorticidad relativa (10^{-5} s^{-1} y 10^{-6} s^{-1} , respectivamente) para la parte central del golfo. También concluyó que la circulación superficial en el centro del golfo, que varía estacionalmente de acuerdo con el patrón de los vientos locales, es mucho más intensa del lado occidental del golfo que del lado oriental.

I.6. Objetivos.

General:

Realizar un análisis estadístico de las series de tiempo de corrientes y temperatura de un anclaje en la parte norte del Golfo de California. El propósito principal es identificar las frecuencias dominantes en las series de tiempo, así como la estructura vertical del campo de velocidad a cada una de esas frecuencias.

Particulares:

1. Identificar las frecuencias dominantes en los registros de corrientes y temperatura.
2. Establecer la importancia relativa entre la componente barotrópica y la baroclínica en los registros de corrientes.
3. Tratar de identificar la presencia de ondas internas en los registros de corrientes y de temperatura.
4. Calcular el tiempo de viaje de los posibles solitones desde su foco de formación hasta el anclaje DULCE.

I.7. Notación.

Con el propósito de facilitar la lectura del presente trabajo, se define aquí la simbología recurrente utilizada en el escrito:

ϕ_{GEO} = Dirección de la corriente (ángulo azimutal) [°]
 ϕ_{MAT} = Dirección de la corriente (ángulo matemático) [°]
 R = Rapidez de la corriente (magnitud del vector de velocidad) [cm/seg]
 u = Componente este-oeste de la velocidad [cm/seg]
 v = Componente norte-sur de la velocidad [cm/seg]
 u = Componente de la velocidad a lo ancho del golfo [cm/seg]
 v = Componente de la velocidad a lo largo del golfo [cm/seg]
 T = Temperatura [° C]
 η = Variación del nivel del mar [cm]
 t = Tiempo [seg, h]
 θ = Orientación de los ejes principales (ángulo matemático) [°]
 $\langle \rangle$ = Operación de promedio temporal
 D = Distancia entre el umbral de San Lorenzo y el anclaje DULCE [km]
 T_v = Tiempo de viaje de las ondas internas desde el umbral de San Lorenzo hasta el anclaje DULCE. [h]

$N^2(z)$ = Cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä [s^{-2}]

M_2 = Constituyente semidiurno de la marea (su periodo es de 12.42 horas)

M_4 = Primer constituyente armónico de la M_2 (con periodo de 6 horas)

II. METODOLOGÍA.

II.1. Tratamiento Preliminar.

Cuando se trabaja con series de tiempo de variables de campo, muchas veces es conveniente o necesario realizar tratamientos preliminares a las series para mejorar su calidad antes de empezar con el análisis estadístico serio. En el caso del presente trabajo fue necesario realizar una serie de pasos anteriores al estudio estadístico formal, los cuales se describen a continuación.

1. Fue necesario corregir, en las observaciones de dirección del flujo, el desfase que existe entre el norte magnético (sobre el cual se realizaron las mediciones en el campo) y el norte geográfico, que es de aproximadamente 13° a la latitud del anclaje. Una vez obtenido el ángulo de dirección del flujo referido al norte geográfico, éste se transformó -para facilitar los análisis estadísticos posteriores- en ángulo matemático (es decir, a partir del este, positivo en contra de las manecillas del reloj)⁴.
2. A partir de los datos observados de rapidez (R), y los corregidos de dirección, se obtuvieron las componentes horizontales de la velocidad del agua⁵.
3. Como se mencionó en la introducción, los instrumentos a 150 m, 250 m, y 350 m, muestrearon a razón de una observación cada 1.875 minutos, mientras que los demás lo hicieron cada 2 minutos. Por ello fue necesario, con el fin de tener observaciones simultáneas a todas las profundidades, interpolar las series que tenían intervalo de muestreo de 1.875 min. a un intervalo de 2 min., para lo que se utilizó el método de interpolación "spline cúbica".
4. Una vez que todas las series tenían el mismo intervalo de muestreo, se procedió a eliminar, al principio y al final de algunas series, los periodos de medición que

⁴ $\phi_{MAT} = \pi/2 - \phi_{GEO}$

⁵ $u = R * \cos(\phi_{MAT})$ (este-oeste)

$v = R * \sin(\phi_{MAT})$ (norte-sur)

sobran (es decir, que no coincidían con el periodo común de medición de los demás instrumentos), de modo que las series que resultaron son simultáneas y de igual duración⁶.

5. Una primera revisión de las series simultáneas reveló que en la mayoría de ellas habían datos malos, que se observan en las gráficas de las series como “brincos” o picos abruptos. Estos datos fueron reemplazados -mediante una interpolación lineal de los dos datos buenos contiguos- con un criterio subjetivo.

II. 2. Estadística Básica.

Como primer análisis de las series, se calcularon los promedios temporales y desviaciones estándar, para graficar sus perfiles verticales. Una vez registrada la media se eliminó el promedio temporal de todas las series, para concentrar el análisis en las fluctuaciones de la corriente. Con el objeto de conocer la distribución de los datos de corrientes, se obtuvieron sus histogramas. Finalmente, con el fin de visualizar la orientación predominante de el flujo a las seis profundidades, se calcularon los ejes de máxima y mínima varianza (ó ejes principales) mediante la formula:

$$\tan(2\theta) = \frac{2 \langle u'v' \rangle}{\langle u'^2 - v'^2 \rangle} \quad (2.2.1)$$

donde:

$u' = u - \langle u \rangle$ (fluctuaciones de la componente este-oeste)
 $v' = v - \langle v \rangle$ (fluctuaciones de la componente norte-sur)

Todos los valores de θ apoyan la idea de que la variación principal del flujo a las seis profundidades está alineada con el eje principal del golfo. Por tal motivo se decidió rotar los ejes de referencia de las mediciones de corrientes (norte-sur y este-oeste) un ángulo matemático común de 35° (ó 325° azimutal), de modo que los nuevos ejes de referencia coincidieran con los ejes logitudinal y transversal del Golfo de California. Así, para todos los análisis posteriores, las nuevas componentes de velocidad fueron la

⁶ Las series simultaneas empiezan el 22 de julio de 1990 a las 13:12:00 horas (tiempo local) y terminan el 7 de agosto del mismo año a las 05:28:00 horas. Su duración es de 15.68 días.

velocidad a lo ancho del golfo (u) y la velocidad a lo largo del golfo (v). Además, para casi todos los análisis subsiguientes se utilizaron las series de tiempo promediadas a una hora (series horarias).

II.3. Análisis Espectral.

Siempre que se trabaja con series de tiempo, es importante transformarlas del dominio en tiempo a el dominio en frecuencia, ya que ello permite conocer la distribución de la energía presente en las series a las diferentes frecuencias de interés. La Transformada de Fourier es la herramienta matemática que permite hacer dicha transformación, y una cantidad derivada de ella -el espectro de potencia- es directamente proporcional a la energía presente en la serie. Los espectros de potencia se calcularon para todas las series de u , v y T (al igual que para el registro de η), utilizando para ello el paquete de programas MATLAB, en donde para hacerlo se emplea el método de periodogramas promediados de Welch. Dicho método se realiza siguiendo los siguientes pasos:

1. La serie de tiempo se divide en segmentos, cuya tendencia lineal y promedio temporal son eliminados.
2. Los segmentos se multiplican por una ventana Hanning, lo cual reduce el fenómeno de fuga de frecuencias. Este fenómeno se presenta por la presencia de constituyentes fuertes a ciertas frecuencias (Bloomfield, 1976), pero principalmente por el truncamiento temporal de las series inherente en el proceso de muestreo.
3. Los cuadrados de la magnitud de la Transformada Discreta de Fourier (T.D.F.) de cada uno de los segmentos son promediados para formar el espectro de potencia de la serie original.

La longitud de los segmentos en los que se divide la serie de tiempo determina la resolución del espectro de potencia; mientras más largos sean esos segmentos, mejor será la resolución final del espectro.

Cuando se quiere comparar dos series de tiempo, el análisis espectral ofrece métodos de análisis importantes: las funciones de coherencia y fase. La primera es análoga a el coeficiente de correlación entre dos series (es 1 si existe máxima correlación y 0 si es mínima). La ventaja de la función de coherencia es que permite obtener esta cantidad para cada una de las bandas de frecuencia que compongan el espectro de la serie. Por otro lado, la función de fase permite obtener, para las bandas de frecuencia con coherencia significativa, el desfase que exista entre dos series. Estas dos funciones se calcularon para todas las combinaciones posibles entre las series de corrientes y temperatura. Además se calculó la coherencia y fase entre la serie de η y las series de corrientes a lo largo del golfo. Los límites de confianza para las funciones de coherencia (que establecen el valor por encima del cual, con probabilidad p , la coherencia es significativamente distinta de cero) se calcularon de acuerdo a Bloomfield (1976):

$$\sigma(p)^2 = 1 - (1-p)^{\frac{g^2}{(1-g^2)}} \quad (2.3.1)$$

donde:

$\sigma(p)^2$:= límite de confianza

p = probabilidad del límite de confianza ($0 \leq p \leq 1$)

El factor g^2 está ligado a los grados de libertad del espectro y a las modificaciones hechas a los datos para estimar el mismo. Bloomfield (1976) lo define como:

$$g^2 = \frac{U_4}{U_2^2} \sum_k g_k^2 \quad (2.3.2)$$

Como se mencionó antes, primero se dividió a la serie de tiempo en segmentos que fueron multiplicados por una ventana espectral (del tipo Hanning), y después el espectro se suavizó por medio de la operación de promediado (de los cuadrados de las magnitudes de las T.D.F's de dichos segmentos). La razón U_4/U_2^2 se aplica para corregir la primera operación, y sus términos se definen como:

$$\begin{aligned}
 U_2 &= \frac{1}{n} \sum u_i^2 \\
 U_4 &= \frac{1}{n} \sum u_i^4
 \end{aligned}
 \tag{2.3.3}$$

donde:

u_i = pesos de la ventana que filtra a los segmentos antes de calcular la T.D.F.

n = número de datos de esos segmentos

El término Σg_k^2 corrige el suavizado del espectro, siendo g_k -en el caso del presente trabajo- los pesos de la operación de promediado⁷.

Finalmente en lo que corresponde al análisis espectral, se calcularon los espectros vectoriales de las series de corrientes. La ventaja principal de estos espectros es que sus resultados son independientes del sistema coordinado utilizado para describir al vector bidimensional de la corriente. En el presente trabajo, el resultado más importante de los espectros vectoriales son las elipses componentes, las cuales son análogas a los ejes principales descritos anteriormente, con la ventaja adicional de que se obtienen para cada banda de frecuencia. Otra ventaja de los espectros vectoriales es que se pueden expresar como la suma del espectro de las frecuencias positivas (las cuales representan rotación polarizada en contra de las manecillas del reloj) y el espectro de las frecuencias negativas (que representan rotación polarizada a favor de las manecillas del reloj).

$$S_T = S_- + S_+ \tag{2.3.4}$$

donde:

S_T = espectro vectorial total

S_+ = espectro vectorial de frecuencias positivas

S_- = espectro vectorial de frecuencias negativas

II.4. Funciones Empíricas Ortogonales y Modos Normales.

La descomposición empírica ortogonal permite separar cualquier conjunto de observaciones en el espacio y el tiempo, en una parte que dé la estructura espacial y otra

⁷ Los cuales son, simplemente, $1/N$ (N = número de segmentos).

que dé la estructura temporal de dichas observaciones. La estructura espacial se obtiene calculando los *eigenvectores* de la matriz de covarianza del conjunto de observaciones, la cual, por ser simétrica, implica la ortogonalidad de sus *eigenvectores*. Para cada *eigenvector* ó modo existe una serie de coeficientes de expansión asociados a él, los cuales dan la estructura temporal de la descomposición y se calculan de forma que tengan una correlación nula entre sí. Básicamente, la descomposición empírica ortogonal consiste en expresar las observaciones de cualquier campo muestreado, $y_m(t)$, de la siguiente manera:

$$y_m(t) = \sum_{i=1}^M a_i(t) F_i(m) \quad (2.4.1)$$

donde:

i = índice sobre los modos

m = índice sobre el espacio ($m=1,2,...,M$; M = número de puntos en el espacio = 6)

$a_i(t)$ = estructura temporal ó coeficientes de expansión

$F_i(m)$ = estructura espacial ó *eigenvectores* de la matriz de covarianza

Una ventaja importante de la descomposición empírica ortogonal es que es posible calcular el porcentaje de la varianza total de todas las observaciones que explica cada modo. Más aún, se puede calcular el porcentaje de la varianza de cada serie de tiempo, que explica cada modo. Por ello, es factible establecer tanto la importancia relativa de algún modo para todo el conjunto de observaciones, como la importancia relativa de cada punto en el espacio para ese modo. Todo esto permite hacer una reconstrucción más sencilla de las series de tiempo usando solo los modos más importantes, pero reteniendo la varianza más significativa de las series originales.

En el caso del presente trabajo, solo se cuenta con observaciones en un punto geográfico, pero a seis profundidades distintas, por lo que el resultado espacial de la descomposición empírica ortogonal es la estructura vertical del campo que se analiza. Se calcularon las funciones empíricas ortogonales para los campos de temperatura, velocidad a lo largo del golfo y velocidad a lo ancho del golfo.

Principalmente con el fin de darle una explicación física a los resultados obtenidos con la descomposición empírica ortogonal, se utilizaron los datos hidrográficos muestreados por los dos lances de C.T.D. (que fueron realizados en las inmediaciones del anclaje DULCE), para obtener un perfil promedio de $N(z)$. Dicha cantidad, entre otras cosas, es indicadora de la estratificación presente en la vertical y se puede emplear para calcular los modos normales (ó dinámicos) de oscilación de la columna de agua.

Los modos dinámicos provienen de una separación matemática de las ecuaciones de movimiento en sus partes horizontal y vertical. Dan la estructura vertical de las diferentes variables, y existen dos funciones asociadas a cada modo. Una de estas funciones da la estructura vertical de la velocidad vertical (w) y de la perturbación de la densidad (ρ'), mientras que la otra lo hace para la corriente (es decir, la velocidad horizontal) y para la presión (Gill, 1982). El primero de estos modos se denomina modo barotrópico, por ser independiente de la profundidad. Los modos subsiguientes se califican como baroclínicos, y tienen variación en la vertical. Los modos baroclínicos no contribuyen al transporte verticalmente integrado y son los que proporcionan el corte vertical de la corriente. Cabe notar que un sistema compuesto por dos capas de densidades distintas tendrá solo dos modos normales de oscilación, uno formado por tres capas tendrá tres modos, y así sucesivamente. En la realidad, el océano está continuamente estratificado, por lo que teóricamente para él existen un número infinito de modos. Sin embargo, como en el caso de los modos empíricos ortogonales, la combinación de los primeros modos por lo general es suficiente para lograr, con buena aproximación, una representación del sistema real. Para el cómputo de los modos dinámicos se utilizó el algoritmo presentado por Ripa (1986).

II.5. Tiempo de Viaje de las Posibles Ondas Internas.

Al hacer una inspección cuidadosa de los registros de temperatura (sobre todo a 110 m) se observaron, en varios puntos de las series, fluctuaciones notorias a veces hasta

de 2 grados centígrados y con periodos de aproximadamente 13 - 15 minutos (ver fig. 19). Bajo el supuesto de que estas fluctuaciones son señales producidas por el paso de un paquete de ondas internas por el anclaje, se decidió hacer un cálculo del tiempo de viaje de dicho paquete desde su lugar de formación hasta el anclaje DULCE. Según Fu y Holt (1984), el foco de formación de las ondas internas que se propagan hacia el interior del golfo, al este de la isla Ángel de la Guarda, es el umbral de San Lorenzo, cuya distancia al anclaje DULCE fue de $D = 122 \text{ km}$.

Fu y Holt estimaron que la velocidad de fase observada de las ondas internas fue 0-40% mayor que la velocidad de fase lineal (que se obtiene de los modos dinámicos), y para calcular la velocidad de fase utilizada en el presente estudio se adoptó dicha estimación. Puesto que las ondas internas están viajando en una corriente (debida principalmente a la marea), se supuso a la velocidad total de propagación de las ondas como:

$$V_T = V_O + V_M(t) \quad (2.5.1)$$

donde:

V_T = velocidad total de propagación de las ondas internas

V_O = velocidad de fase de las ondas internas en un océano en reposo

$V_M(t)$ = velocidad de la corriente

Esa velocidad total se puede expresar como la derivada de la distancia con respecto al tiempo:

$$\frac{dx(t)}{dt} = V_O + V_M(t) \quad (2.5.2)$$

por lo tanto:

$$\begin{aligned} x(t_f) - x(t_o) &= \int_{t_o}^{t_f} [V_O + V_M(t)] dt \\ x(t_f) - x(t_o) &= V_O(t_f - t_o) - \int_{t_f}^{t_o} V_M(t) dt \end{aligned} \quad (2.5.3)$$

Si t_f representa el tiempo al que se observan en el anclaje DULCE las ondas internas, y t_o el momento al que partieron de su lugar de origen, entonces $T_v = t_f - t_o$ es el

tiempo que requirieron las ondas internas para desplazarse desde su foco de formación hasta el anclaje DULCE. Bajo este supuesto, la cantidad $x(t_f) - x(t_0)$ representa la distancia (D) que hubo entre el anclaje DULCE y el foco de formación de las ondas. Por lo tanto, es posible iterar la ecuación (2.5.3) “hacia atrás en el tiempo”, desde t_f (que es conocido) hasta un tiempo arbitrario t , de tal forma que cuando la cantidad $x(t_f) - x(t)$ sea igual a D , el “tiempo transcurrido” en la iteración será T_v . En realidad la velocidad $V_M(t)$ solo se conoce en el lugar del anclaje, pero suponiendo que las corrientes son aproximadamente uniformes entre el anclaje y el punto de generación (umbral de San Lorenzo), es posible obtener una estimación de T_v . La estimación del tiempo de recorrido T_v permite establecer la fase del ciclo de marea en el que se generó el paquete de ondas internas registrado en el anclaje.

III. RESULTADOS.

En este capítulo se muestran los resultados que se obtuvieron tras aplicar la metodología descrita anteriormente. Para ello, se sigue esencialmente la misma secuencia que la empleada para la presentación de los métodos de análisis, pretendiendo llegar solo a un nivel descriptivo y dar así lugar a una discusión más completa en el capítulo siguiente.

La figura 2 es un ejemplo representativo de las series horarias de corrientes y temperatura, y además presenta a la serie de tiempo del nivel del mar en Bahía de Los Ángeles. Lo más notorio son las variaciones en la amplitud de las series debidas a los periodos de mareas vivas (aproximadamente del día 0 al 5 y del 10 al 15) y mareas muertas (~ del día 5 al día 10). Las amplitudes típicas de las corrientes durante las mareas vivas son del orden de 60 cm/seg, mientras que durante las mareas muertas disminuyen hasta 10 cm/seg. Para la temperatura, las amplitudes de las fluctuaciones varían desde 2 °C durante mareas vivas a 1 °C durante el periodo de mareas de menor intensidad.

III.1. Estadística Básica.

Los perfiles de la estadística básica del anclaje DULCE se muestran en la figura 3. Los perfiles del promedio temporal de las componentes u y v (fig. 3a) muestran una estructura baroclínica, con el flujo más fuerte (8.3 cm/seg) hacia la boca del golfo cerca de la superficie, y un flujo más débil hacia la cabeza por debajo de los 250 m. El promedio de la componente transversal al golfo (u) es menos energético y tiene una estructura vertical más complicada. Su flujo medio es hacia la Isla Ángel de la Guarda cerca de la superficie y del fondo y hacia las costas de Sonora al rededor de los 200 m de profundidad.

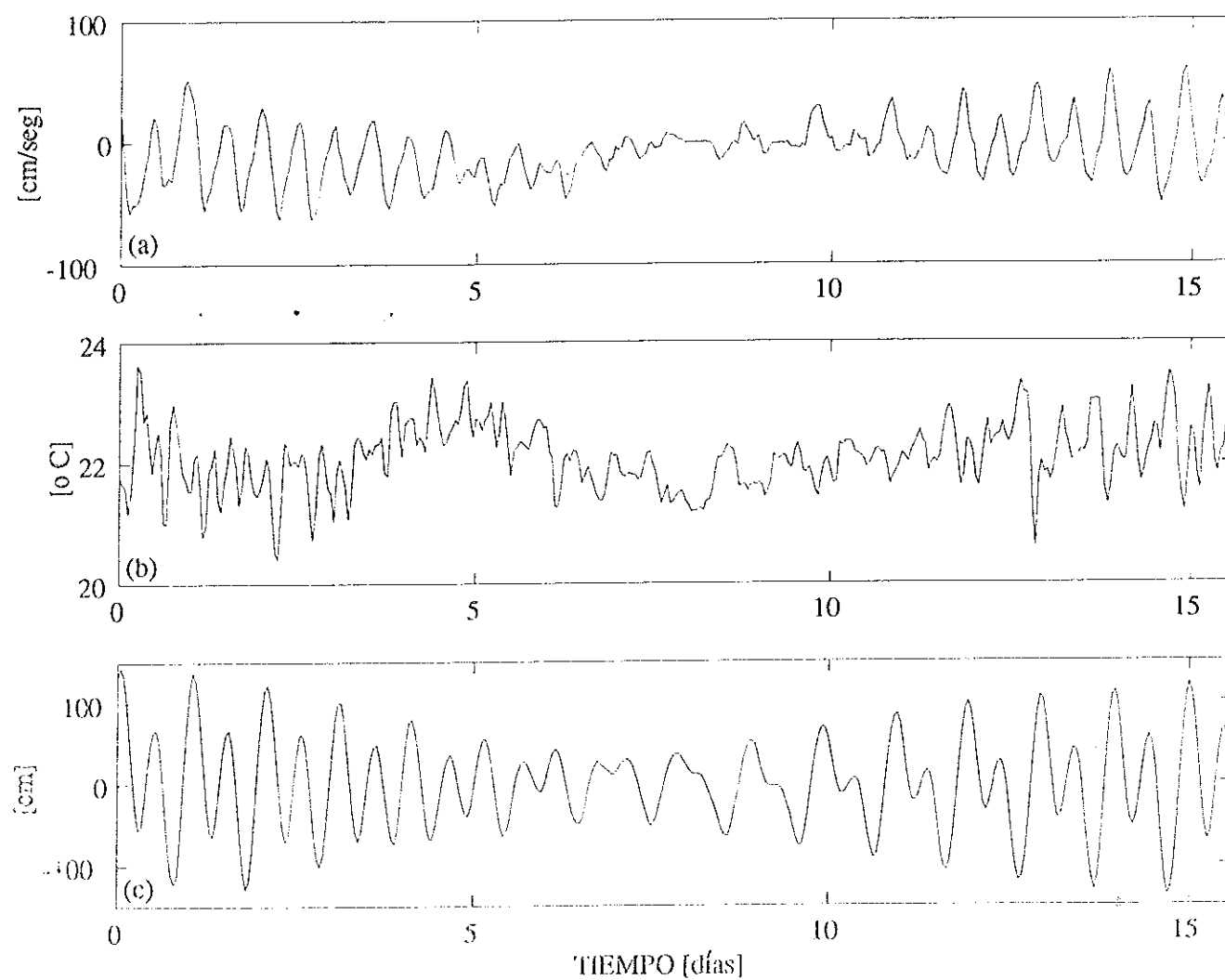


Figura 2. Series de tiempo horarias de (a) velocidad a lo largo del golfo a 75 m de profundidad, (b) temperatura a 75 m y (c) variación del nivel del mar en Bahía de Los Ángeles (el promedio temporal ha sido eliminado de ésta última).

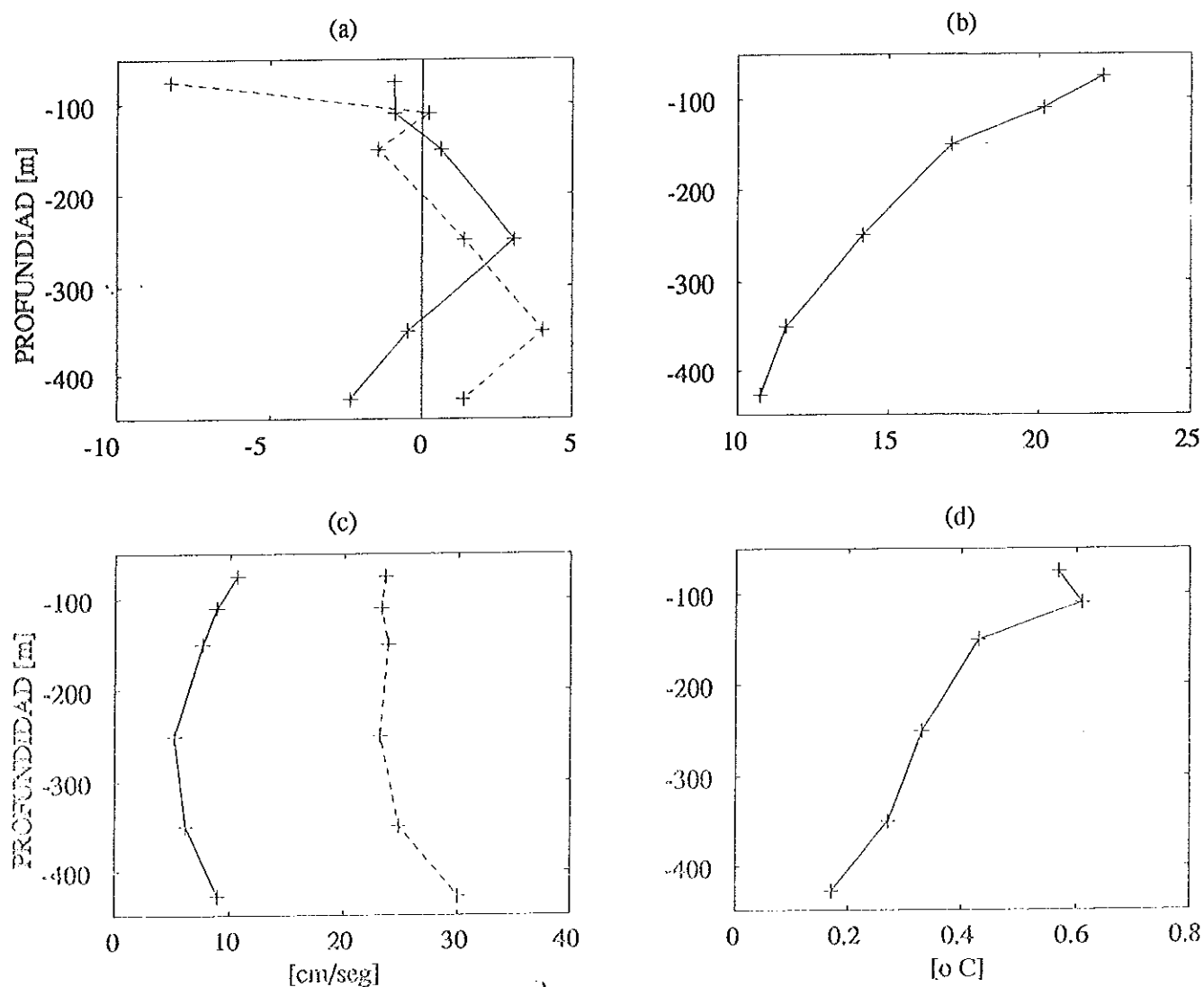


Figura 3. Perfiles verticales de la media temporal y desviación estándar de las componentes de velocidad a lo largo del golfo (línea quebrada), a lo ancho del golfo (línea continua) y de la temperatura. Media de (a) las componentes de velocidad y (b) la temperatura. Desviación estándar de (c) componentes de velocidad y de (d) la temperatura. Las cruces indican la profundidad de los instrumentos.

En los perfiles de desviación estándar (fig. 3c) la dominancia de v en el flujo total es evidente, siendo la diferencia entre las desviaciones estándar de u y v del orden de 10 a 20 cm/seg. En la figura 3c también se observa que la máxima variación de la componente a lo largo del golfo ocurre cerca del fondo (428 m) mientras que a lo ancho del golfo ocurre cerca de la superficie (75 m).

El perfil promedio de T (fig. 3b) muestra el comportamiento vertical típico de la temperatura en el océano, con el máximo (al igual que el máximo gradiente vertical) localizado cerca de la superficie, y con una disminución progresiva de la temperatura hacia el fondo. La máxima desviación estándar (fig. 3d) ocurre a los 110 m, y sus valores también disminuyen progresivamente hacia el fondo (a partir de esa profundidad), siendo a 428 m menos de un tercio de lo que es a 110 m. En la Tabla II se muestran todos los valores graficados en la figura 3.

Tabla II. Estadística básica de las variables que muestreó el anclaje DULCF. Se presentan las componentes u (a lo ancho del golfo) y v (a lo largo del golfo) y la temperatura (T), para todas las profundidades. θ es el ángulo matemático al eje de máxima varianza de la velocidad.

Profundidad [m]	Promedio Temporal			Desviación Estándar			θ (ángulo matemático) [grados]
	u [cm/s]	v [cm/s]	T [° C]	u [cm/s]	v [cm/s]	T [° C]	
75	-0.93	-8.26	22.09	10.61	23.58	0.57	128.61
110	-0.91	0.20	20.18	8.80	23.27	0.61	121.26
150	0.61	-1.45	17.12	7.58	23.36	0.43	121.83
250	3.04	1.40	14.17	5.16	23.19	0.33	121.95
350	-0.46	4.02	11.61	6.11	24.79	0.27	113.49
428	-2.33	1.36	10.78	8.89	30.02	0.17	112.55

La figura 4 presenta a los histogramas más representativos de la distribución de las corrientes. Básicamente se encontraron cuatro tipos de distribuciones para las componentes u y v : asimetría positiva (esto es, indicando un flujo dominante hacia el noreste ó noroeste, fig. 4a y 4b); asimetría negativa (hacia el suroeste ó sureste, fig. 4c); en equilibrio (con distribución sinétrica alrededor del cero); y distribución bimodal (fig. 4d). La Tabla III contiene a la cantidad de datos positivos y negativos registrados para las componentes u y v (en las series de tiempo con intervalo de muestreo a 2 minutos), lo

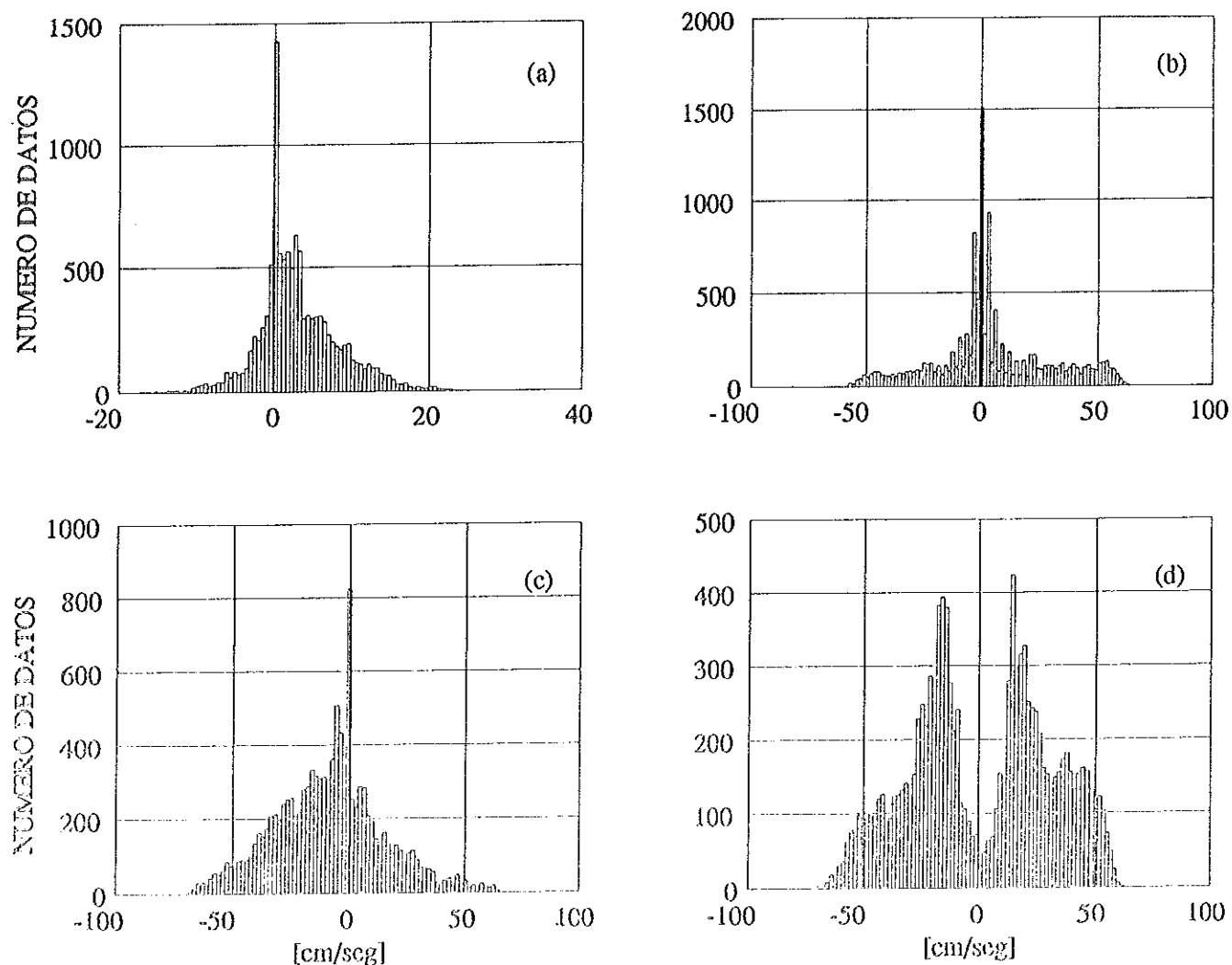


Figura 4. Histogramas representativos de las componentes de velocidad. (a) u a 250 m y (b) v a 350 m: asimetría positiva; (c) v a 75 m: asimetría negativa; (d) v a 428 m: bimodal.

que permite una interpretación un poco más objetiva de la distribución de las corrientes que la que ofrecen visualmente los histogramas.

Tabla III. Distribución de los datos de las componentes a lo ancho del golfo (u) y a lo largo del golfo (v), mostrándose el número de datos positivos y negativos registrados para cada componente.

	75 m	110 m	150 m	250 m	350 m	428 m
u (+)	5182	5120	6542	8165	5636	4244
u (-)	6106	6168	4746	3123	5652	7044
v (+)	3491	5776	5480	6193	6436	5712
v (-)	7797	5512	5808	5095	4852	5576

Los ejes principales para las seis profundidades se muestran en la figura 5. Es evidente que la dirección predominante del flujo está bien alineada con el eje longitudinal del golfo (cuya orientación respecto al norte geográfico es de 325° azimutal) a todas las profundidades. Las primeras tres elipses (a 75, 110 y 150 m) son menos excéntricas que las restantes, lo que implica que el flujo total está más polarizado a lo largo del golfo a 250, 350 y 428 m.

III.2. Análisis Espectral.

Los espectros de potencia más representativos de u, v y T, más el de η , aparecen en la figura 6. En general la magnitud de los espectros de u es menor que la de los de v, indicando que la componente a lo largo del golfo es más energética. Todos los espectros de v presentan picos bien definidos en las frecuencias correspondientes a los periodos semidiurno y diurno (aunque los de éste último disminuyen hacia el fondo). También lo hacen en la frecuencia del periodo de 6 horas (es decir, el primer armónico de la M_2). Adicionalmente, los espectros de v a 250, 350 y 428 m exhiben un pico significativo a un periodo de 4 horas. El pico de la frecuencia semidiurna es el único que se define bien en todos los espectros de u, pues el pico diurno no está bien resuelto a 428 m. En esos espectros, el pico de 6 horas solo aparece significativamente a 250 y 428 m.

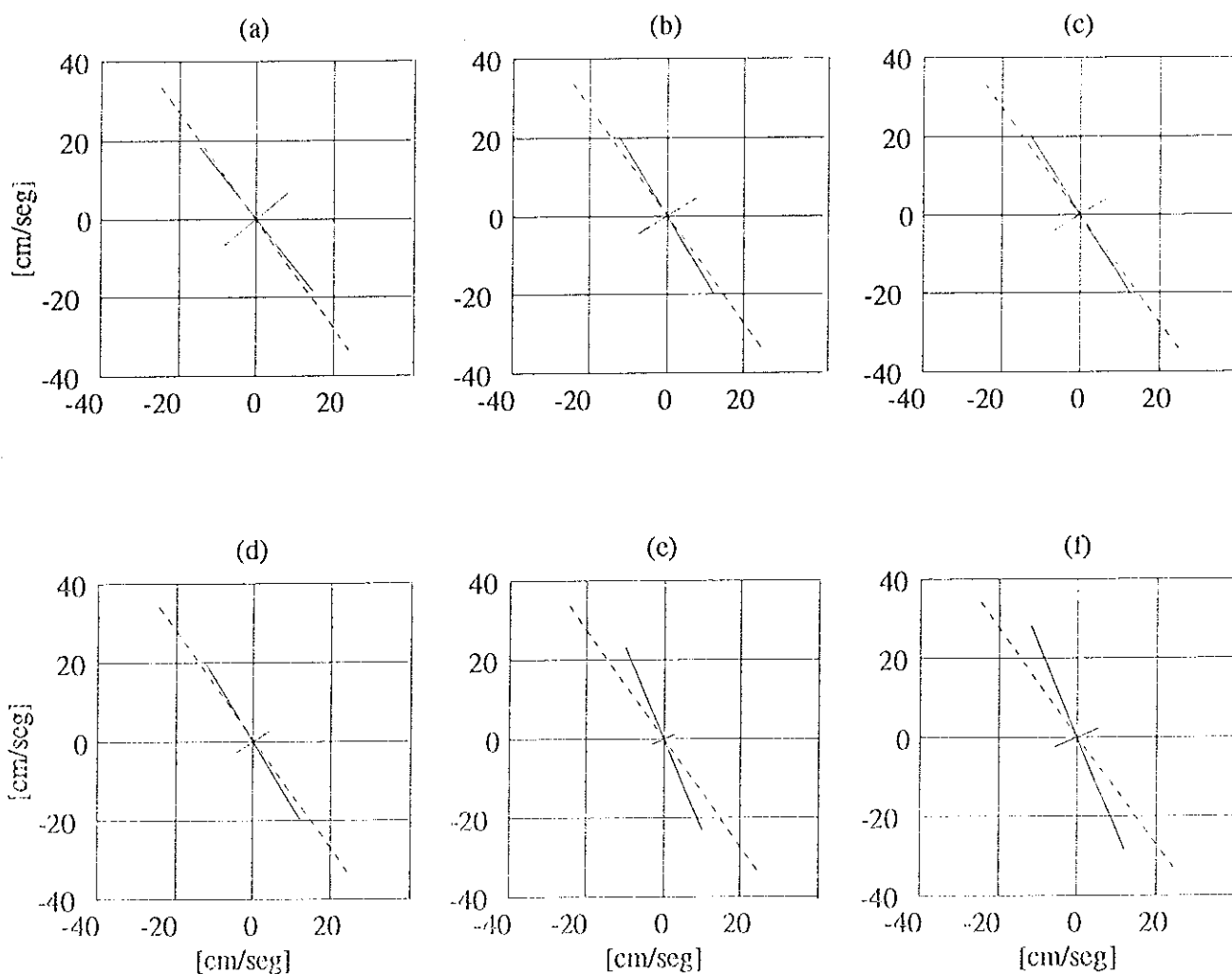


Figura 5. Ejes principales (de mínima y máxima varianza) a (a) 75 m, (b) 110 m, (c) 150 m, (d) 250 m, (e) 350 m y (f) 428 m. El eje vertical de estas graficas está alineado con el norte geográfico, y las líneas puntuadas indican la orientación del eje longitudinal del Golfo de California.

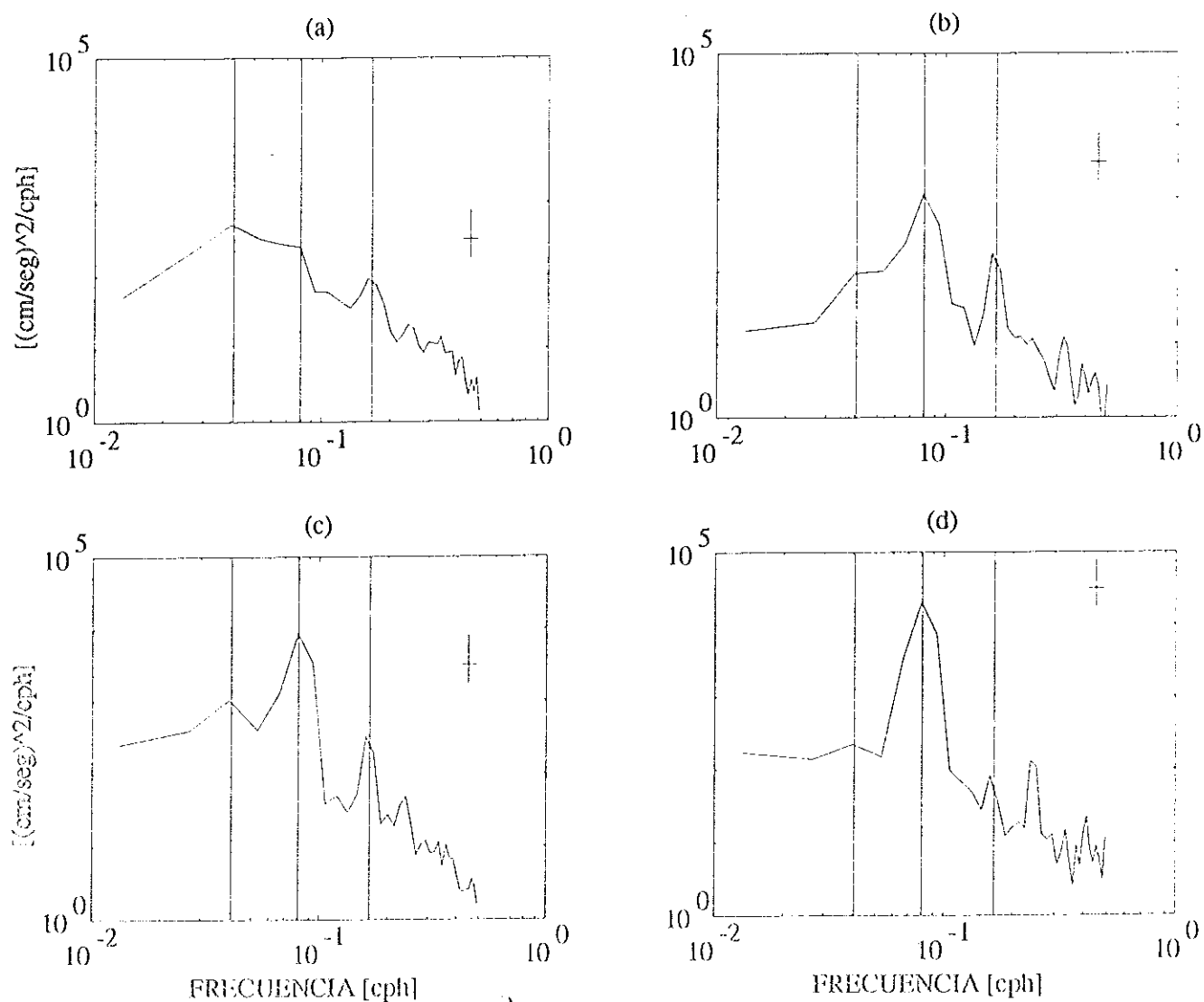


Figura 6. Espectros de potencia representativos de las series de tiempo. Todos los espectros están calculados con la misma resolución (33 bandas); la barra en la esquina superior derecha representa los intervalos a 95 % de confianza; las líneas verticales, de izquierda a derecha, están trazadas sobre las frecuencias inercial local, M_2 y M_4 , respectivamente. (a) u a 75 m; (b) u a 428 m; (c) v a 75 m; (d) v a 428 m.

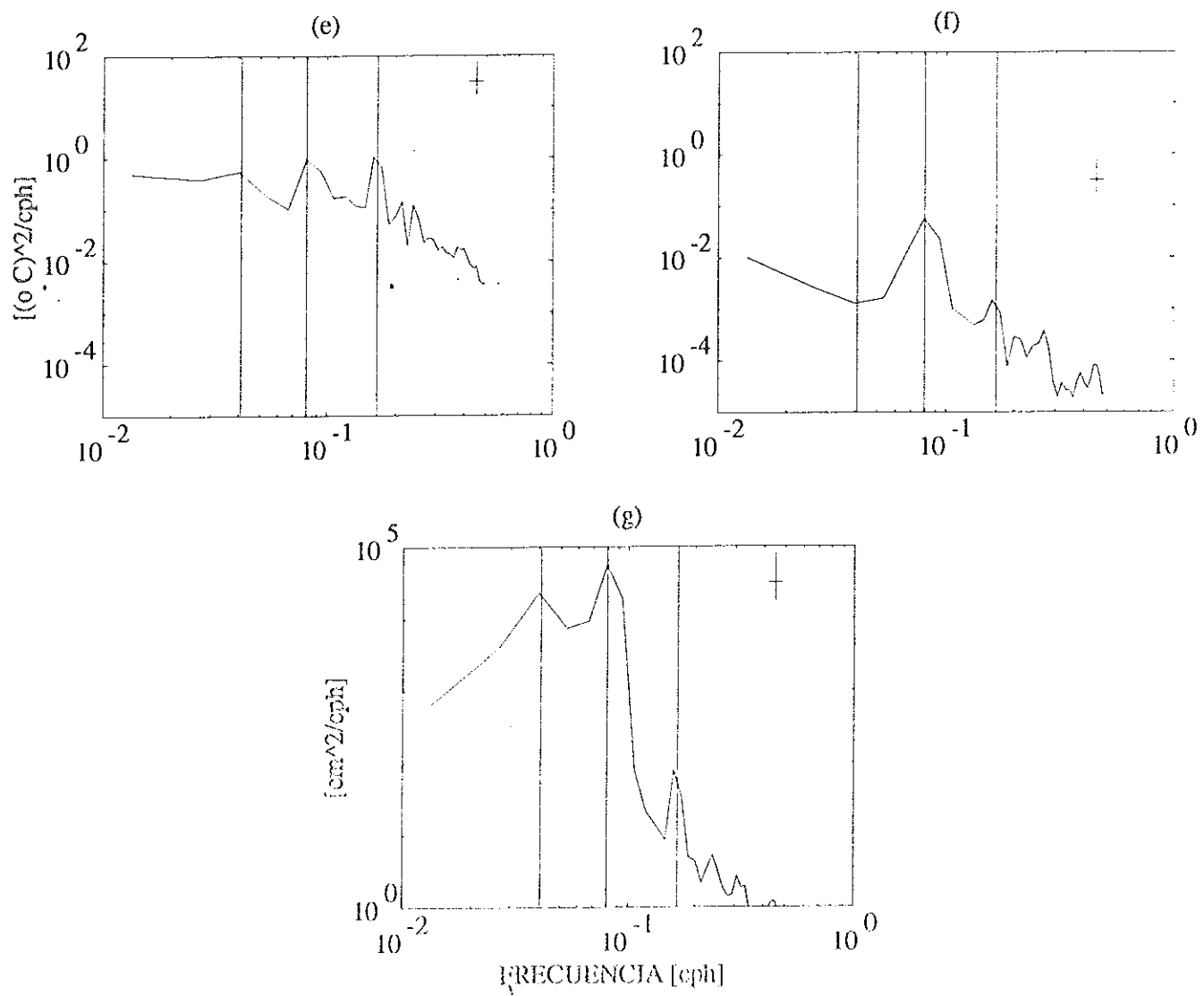


Figura 6. (cont.) (e) T a 75 m; (f) T a 428 m; (g) Nivel del mar en Bahía de Los Ángeles, B.C.

Todos los espectros de T muestran claramente picos en la frecuencia semidiurna y en la de 6 horas. Nuevamente, como en los espectros de u y de v , el pico diurno desaparece hacia el fondo, no estando presente a 350 y 428 m. En general, el orden de magnitud de los espectros de temperatura disminuye con la profundidad.

El espectro de la serie de tiempo de η (fig. 6g) muestra claramente a la marea semidiurna y con menor resolución a la marea diurna. Además, el pico de la frecuencia de 6 horas también se define bien, aunque es de varios órdenes de magnitud menor que los de esas dos frecuencias.

Sorprendentemente, casi todas las funciones de coherencia y fase que se calcularon no muestran valores significativos (con probabilidad de 0.8) a bandas de frecuencia distintas de la semidiurna. Las series de tiempo de η y de v son los que poseen las coherencias más altas, y las más representativas se muestran en la figura 7. La coherencia entre η y v a 75 m (fig. 7a) es significativa para las frecuencias diurna y semidiurna, y el espectro de fase de esas dos series (fig. 7c) muestra que las dos series están aproximadamente 90° fuera de fase a esas frecuencias. El espectro de coherencia entre η y v a 428 m (fig. 7b) muestra un valor significativo en la banda semidiurna, y en la frecuencia de 0.25 cph (4 horas). El desfase entre las series a esas dos frecuencias es de $\sim 100^\circ$ y $\sim 180^\circ$ respectivamente (fig. 7d).

Las figuras 8, 9, 10 y 11 presentan a las elipses componentes para las bandas cero (ó de bajas frecuencias), diurna, semidiurna y la correspondiente a 6 horas, respectivamente. Las elipses más grandes y excéntricas son las correspondientes a la banda semidiurna (fig. 10). Estas elipses muestran poca estructura vertical, estando bien alineadas con el eje longitudinal del golfo a todas las profundidades. Sin embargo, presentan una ligera rotación anticiclónica hacia el fondo, apuntando hacia el oeste del eje del golfo a 75 m y hacia el este a 428 m. También indican una mayor polarización de la corriente conforme aumenta la profundidad, siendo las corrientes prácticamente unidireccionales a 350 y 428 m.

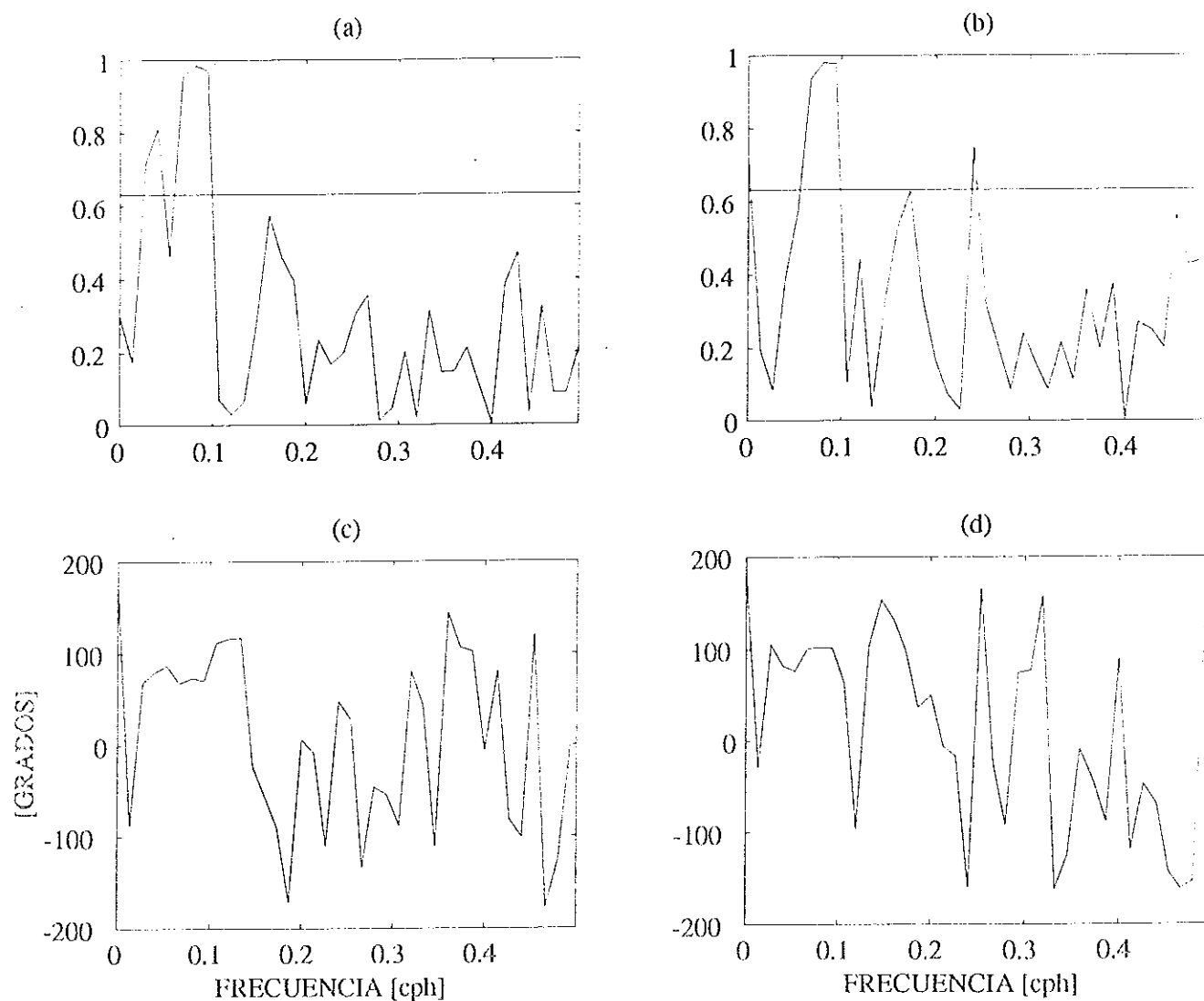


Figura 7. Ejemplos representativos de la función de coherencia y fase entre nivel del mar (η) y series de v . La línea horizontal en las gráficas de la función de coherencia indica el valor por encima del cual la coherencia es significativamente distinta de cero con una probabilidad de 0.8. (a) y (c) Coherencia y fase entre η y v a 75 m; (b) y (d) *idem* para η y v a 428 m. Fase positiva indica que la serie de η antecede a la serie de velocidad.

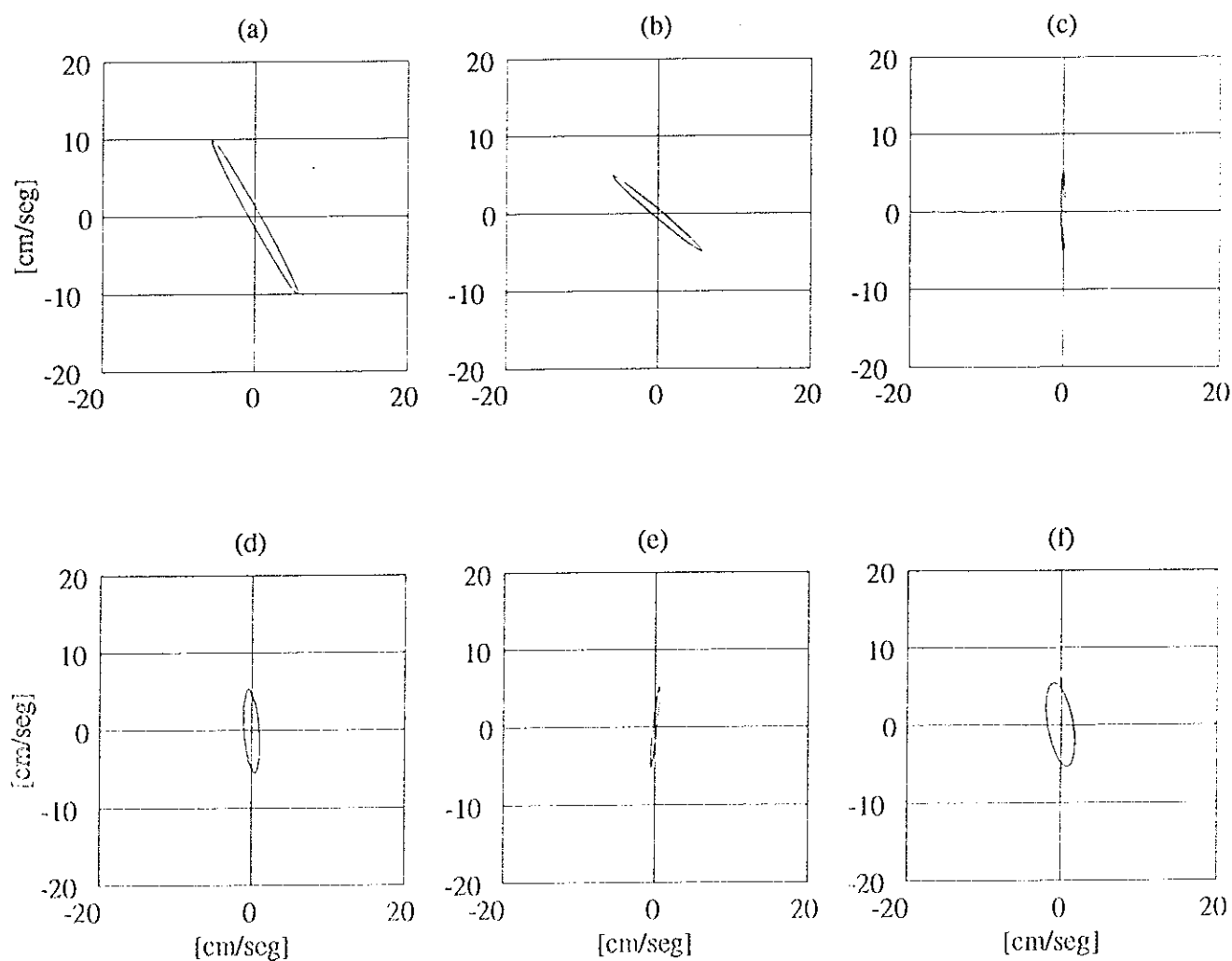


Figura 8. Elipses componentes para la banda de bajas frecuencias (ó banda cero) a (a) 75 m, (b) 110 m, (c) 150 m, (d) 250 m, (e) 350 m, (f) 428 m. El eje vertical de estas gráficas está alineado con el eje longitudinal del golfo (325° azimuthal). Los sentidos de rotación de todas las elipses componentes están dados en la Tabla IV.

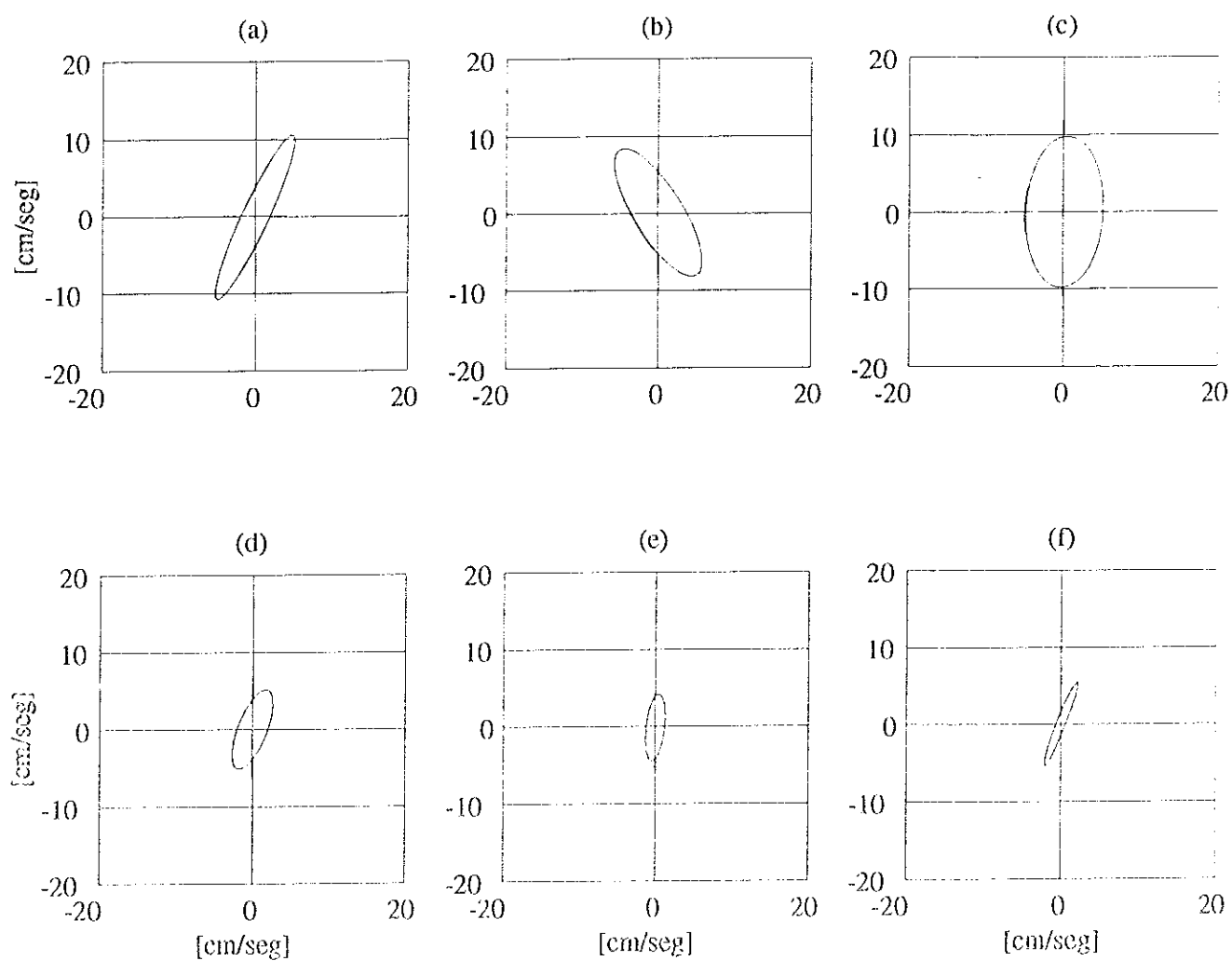


Figura 9. *idem* para la banda diurna.

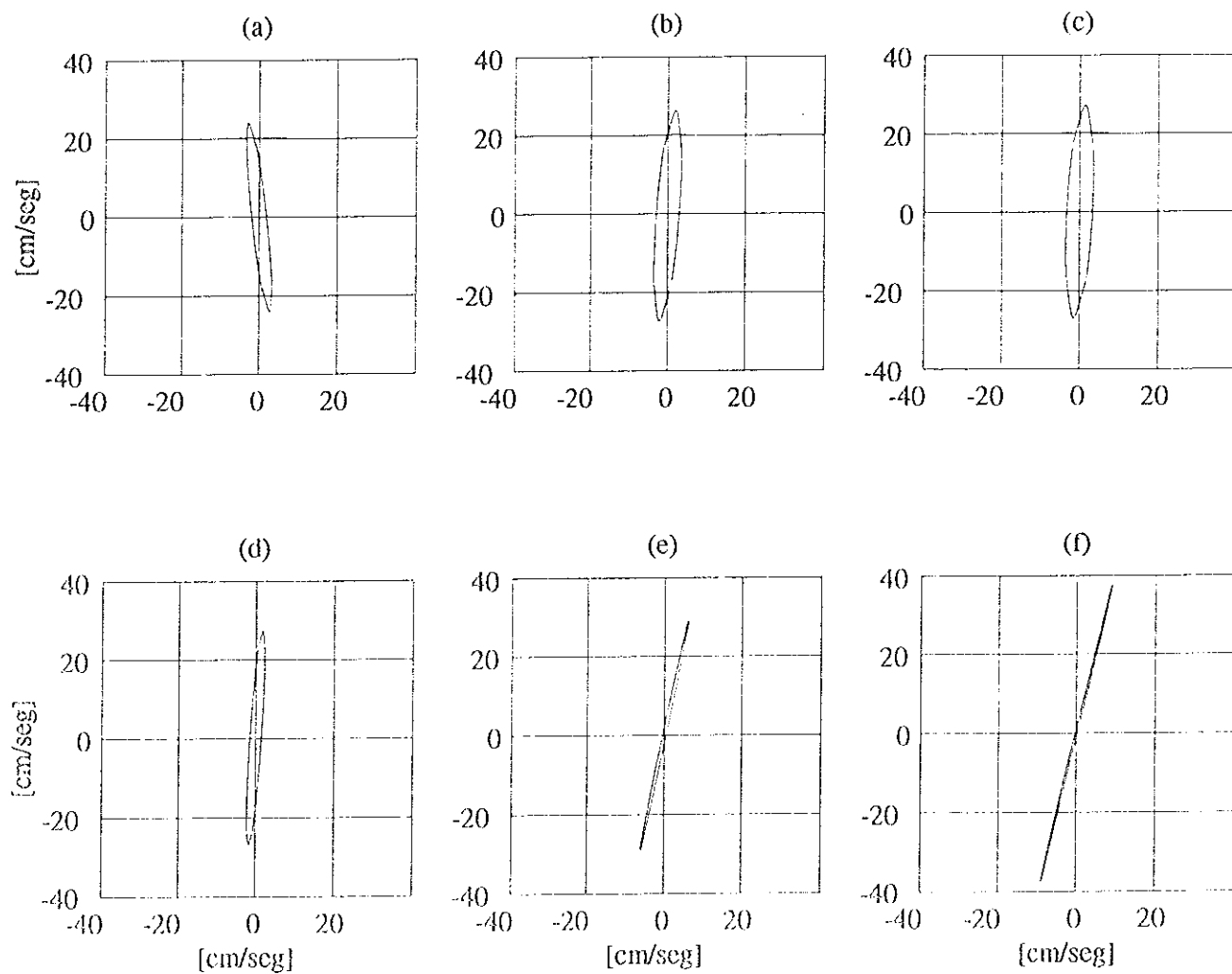


Figura 10. *idem* para la banda semidiurna.

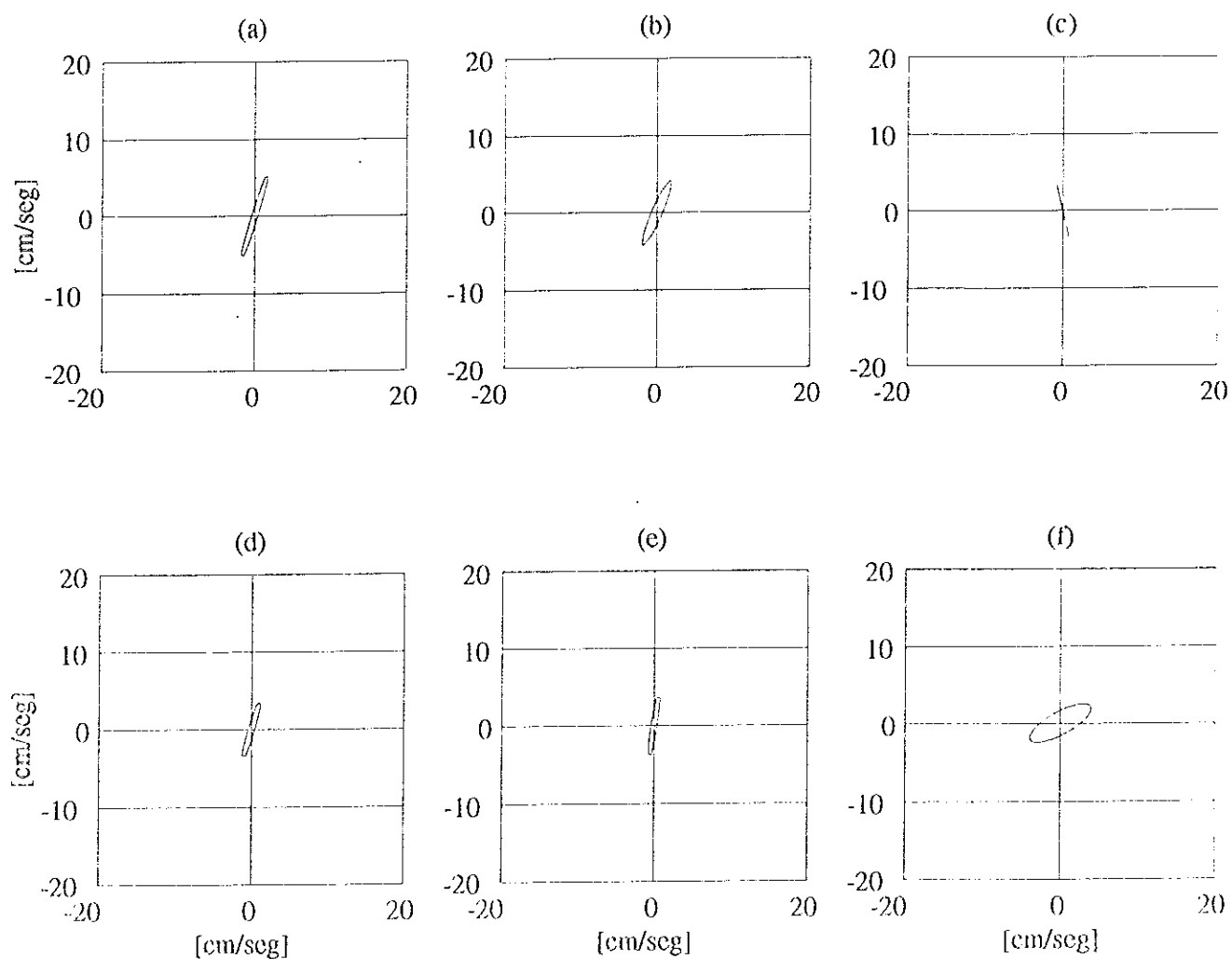


Figura 11. *idem* para la frecuencia de 6 horas.

Las elipses de la banda diurna (fig. 9) presentan más estructura vertical. En general están bien alineadas con el eje principal del golfo, pero son menos excéntricas y de menor magnitud que las elipses de la banda semidiurna. La elipse a 110 m tiene una orientación hacia el oeste (293° azimutal) del eje principal del golfo, mientras que las demás, en general, se orientan hacia el este de dicho eje. La disminución hacia el fondo de la energía en la frecuencia diurna que se observó en los espectros de potencia también es evidente en la figura 9, pues las elipses son más pequeñas en las últimas tres profundidades que a 75, 110 y 150 m.

La banda de bajas frecuencias (ó banda cero) probablemente es la que presenta las elipses más heterogéneas a las distintas profundidades (fig. 8). Desde 150 hasta 428 m están bien alineadas con el eje longitudinal del golfo, pero a 75 y 110 m se encuentran marcadamente desfasadas (hacia el oeste) de dicho eje. La elipse a 428 m es la menos excéntrica de las seis, mientras que a 75 m se encontró la de mayor magnitud.

Las elipses componentes de la banda de 6 horas (fig. 11) son las más pequeñas, ya que las magnitudes de sus semiejes mayores no exceden los 6.0 cm/seg^8 . Sus orientaciones no son constantes con la profundidad, alineándose en la vertical hacia el oeste ó hacia el este del eje principal del golfo.

La Tabla IV muestra los sentidos de rotación de todas las elipses componentes. Es notorio que todas las elipses de la banda diurna, así como los de la banda de seis horas, rotan anticiclónicamente. Debe recordarse que el sentido de rotación de las elipses componentes pierde su significado físico cuando existe alta excentricidad (*e.g.*, las elipses más profundas de la banda semidiurna), pues ello implica movimientos casi unidireccionales.

⁸ En contraste, el semieje mayor de la elipse más grande (banda semidiurna a 428 m) es de 38.6 cm/seg .

Tabla IV. Sentidos de rotación de las elipses componentes. Signo positivo indica rotación ciclónica (en contra de las manecillas del reloj) y el negativo representa rotación anticiclónica (a favor de las manecillas del reloj).

	75 m	110 m	150 m	250 m	350 m	428 m
Bajas Frec.	-	+	-	+	+	+
Diurna	-	-	-	-	-	-
Semidiurna	+	-	-	+	+	-
6 horas	-	-	-	-	-	-

La figura 12 muestra un ejemplo de los espectros de potencia vectoriales, mostrando al espectro total, al de frecuencias negativas, y al de frecuencias positivas para la corriente a 428 m. El espectro de frecuencias positivas define con mayor claridad al pico diurno, posiblemente porque los movimientos inerciales -cuya frecuencia está muy cerca de la diurna a la latitud del anclaje DULCE- solo rotan a favor de las manecillas del reloj [es decir, solo tienen rotación negativa, Gonella (1972)] y por lo tanto no están presentes en el espectro positivo.

III.3. Funciones Empíricas Ortogonales.

Las funciones empíricas ortogonales de los campos de u , v y T se exhiben en las figuras 13 - 16. Para exponer los resultados obtenidos con la descomposición empírica ortogonal, se presentan los perfiles verticales de los *eigenvectores*, y en un caso la serie de tiempo de los coeficientes de expansión del primer modo. Se incluyen también los espectros de potencia de los coeficientes de expansión de los modos más importantes. La Tabla V muestra el porcentaje de la varianza total de cada una de las variables (u , v y T) que es explicada por cada modo empírico. La Tabla VI presenta los porcentajes de varianza explicados por cada modo, para cada profundidad.

Como se observa en la Tabla V, el primer modo empírico del campo de v resultó ser el más efectivo de los tres campos, dado que a él se le puede atribuir el 85% de la varianza total de todos los registros de la componente a lo largo del golfo. La estructura vertical del primer modo empírico de v (fig. 13a) es bastante barotrópica, sin cruces por cero y con poca variación con la profundidad. El pico semidiurno sobresale en el

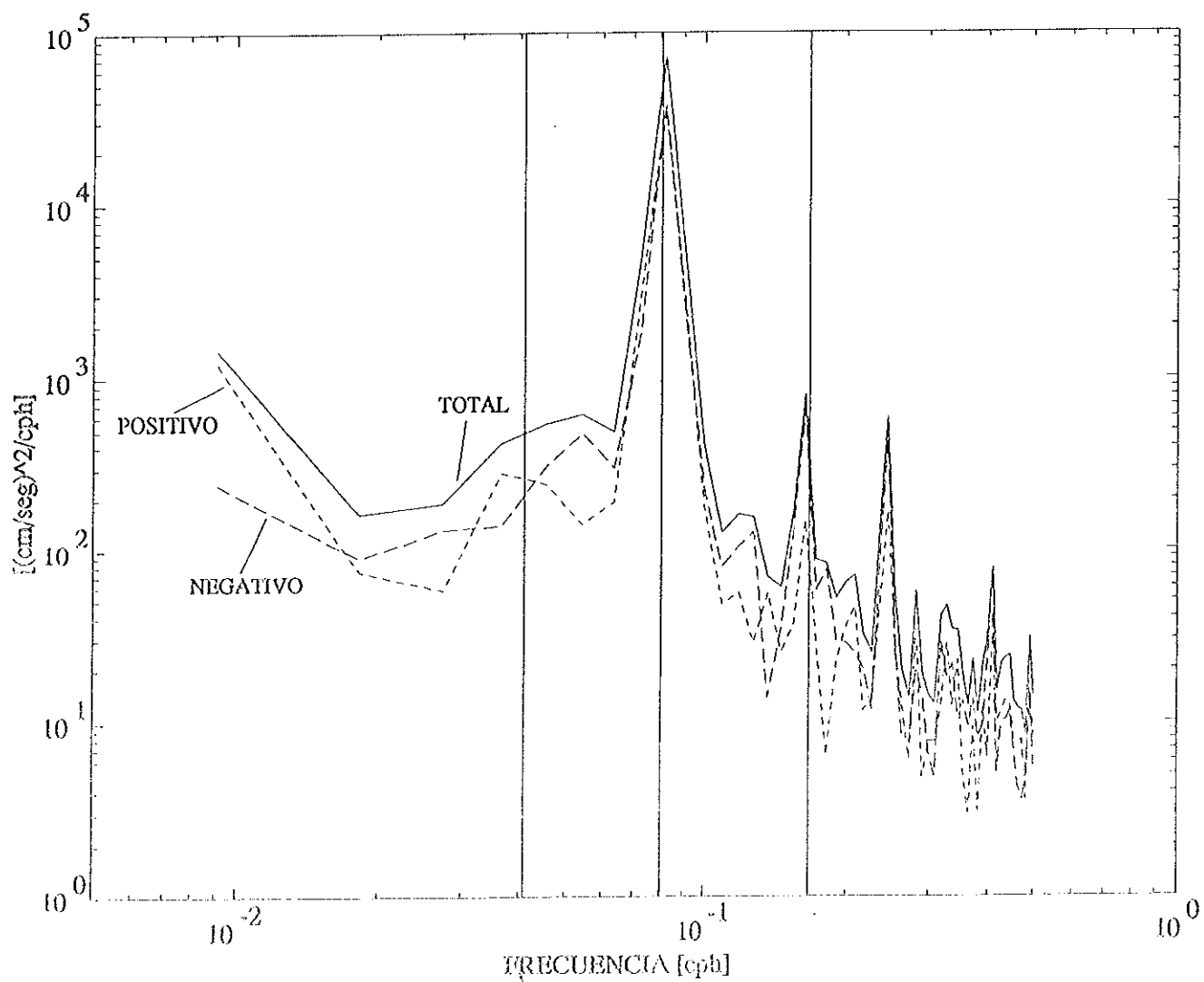


Figura 12. Espectro vectorial de la corriente a 428 m. Espectro total: línea continua; espectro de frecuencias positivas: línea punteada; espectro de frecuencias negativas: línea discontinua. Nuevamente las líneas verticales están trazadas, de izquierda a derecha, sobre las frecuencias inercial M_1 , M_2 y M_3 , respectivamente.

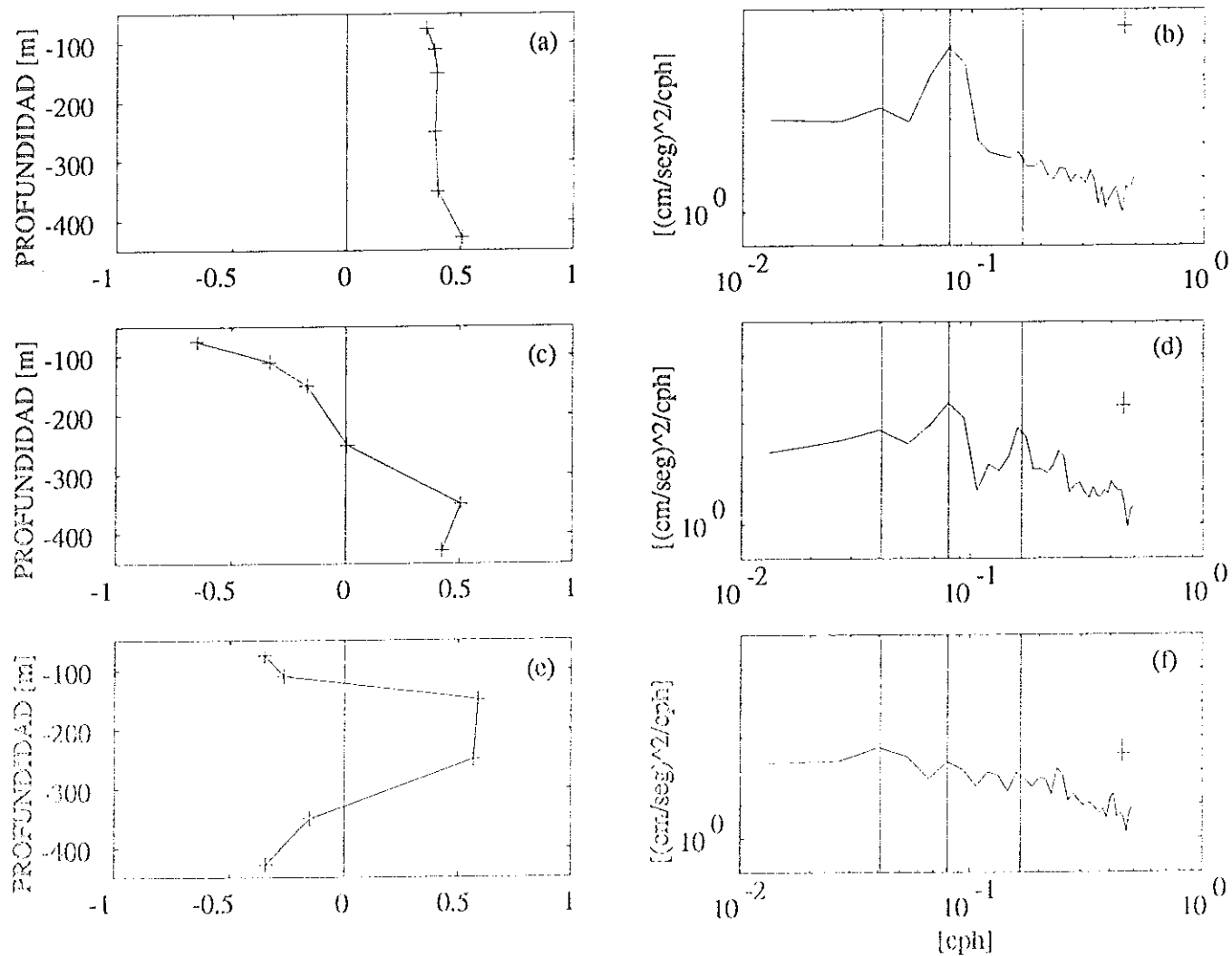


Figura 13. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de v . (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos (son adimensionales), respectivamente; las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos; las líneas verticales están trazadas, de izquierda a derecha, sobre las frecuencias inercial local, M_2 y M_4 .

espectro de potencia de los coeficientes de expansión de ese primer modo (fig. 13b). Cabe notar que la serie de tiempo de los coeficientes de expansión del primer modo empírico de v (fig. 14b) se asemeja mucho (salvo en amplitud) a la serie de tiempo que resulta de promediar, para cada tiempo, las observaciones de v a cada profundidad⁹. El segundo y tercer modos son baroclínicos (fig. 13c y e), con uno y dos cruces por cero, respectivamente. Los espectros de potencia del segundo modo (fig. 13d) muestran claramente picos a las frecuencias semidiurna, de 6 horas y de 4 horas, mientras que en los del tercer modo -que tan solo explica el 2.8% de la varianza total de todas las series de v - (fig. 13f), dichas frecuencias están menos marcadas.

Tabla V. Porcentajes de la varianza total de cada conjunto de observaciones que son explicados por cada modo empírico.

Campo	1 ^{er} Modo	2 ^{do} Modo	3 ^{er} Modo	4 ^{to} Modo	5 ^{to} Modo	6 ^{to} Modo
u	30.59	25.73	19.91	14.11	5.21	4.45
v	84.92	8.38	2.85	1.51	1.40	0.94
T	48.69	27.43	10.64	7.74	4.35	1.15

El primer modo empírico del campo de u (fig. 15a) presenta una estructura baroclínica, con un cruce por cero, pero explica solo el 30.6% de la varianza total de ese campo. Los dos modos siguientes (fig. 15c y 15e) también son de estructura baroclínica, pero con dos cruces por cero. El pico a 110 m en el tercer modo parece indicar que ese modo está muy influenciado por las mediciones a esa profundidad [dicho modo explica el 73.41% de las observaciones de u a 110 m (ver 'Tabla VIa)]. El espectro de potencia del primer modo empírico de u (fig. 15b) muestran señales a las mismas frecuencias que las que se observan en el espectro del segundo modo de v (solo que son de menor magnitud). El espectro del segundo modo de u (fig. 15d) muestra solo a las frecuencias semidiurnas y de 6 horas, mientras que el espectro del tercer modo (fig. 15f) apenas logra definir a las frecuencias de marea (diurnas y semidiurnas).

⁹ Esta serie puede definirse como de la velocidad barotrópica a lo largo del golfo (fig. 14a).

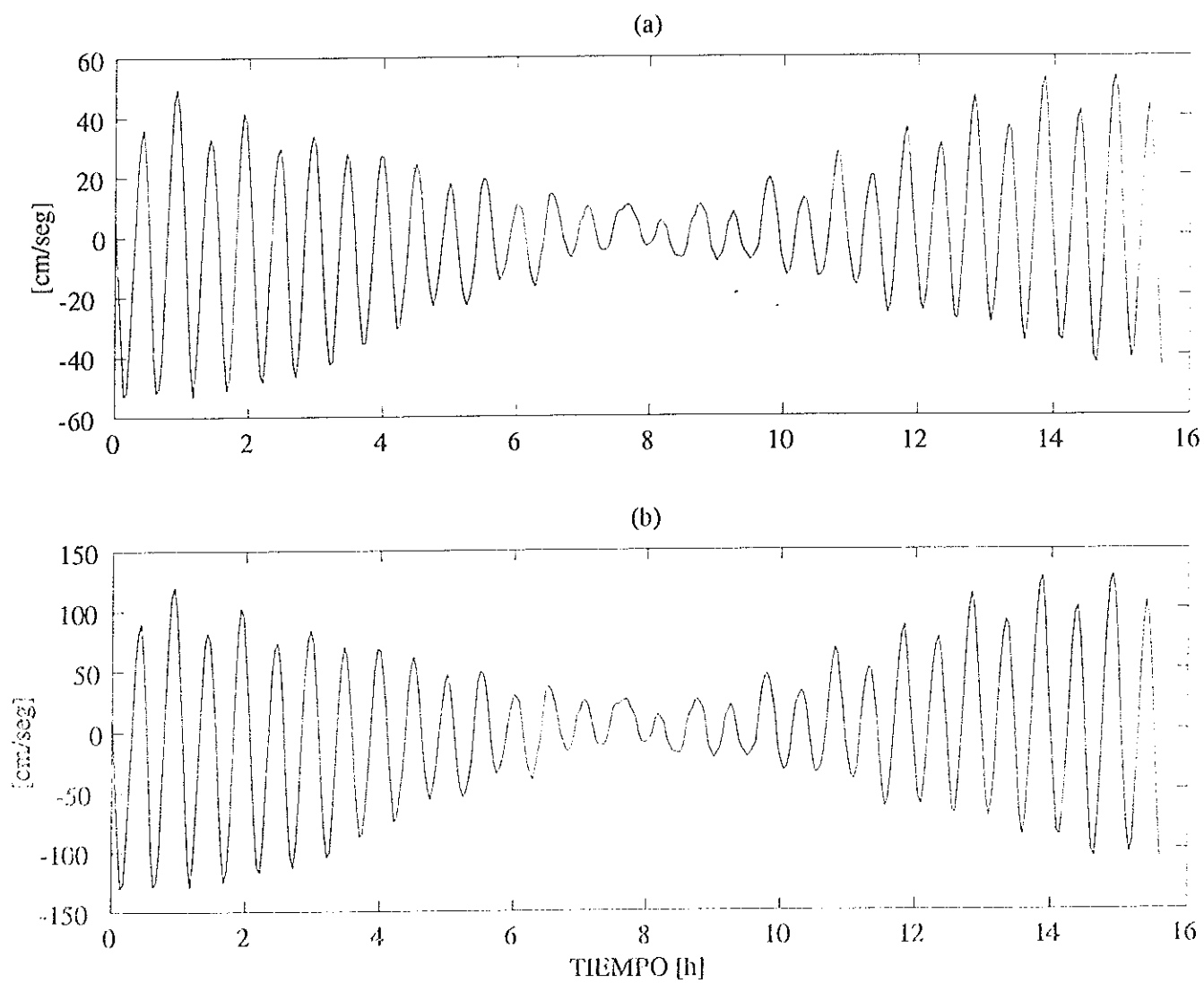


Figura 14. (a) Serie de tiempo de la velocidad barotrópica a lo largo del golfo (promedio vertical de los 6 instrumentos). (b) Serie de tiempo de los coeficientes de expansión del primer modo empírico de v . Los ejes de tiempo están en días desde el inicio de las series simultáneas.

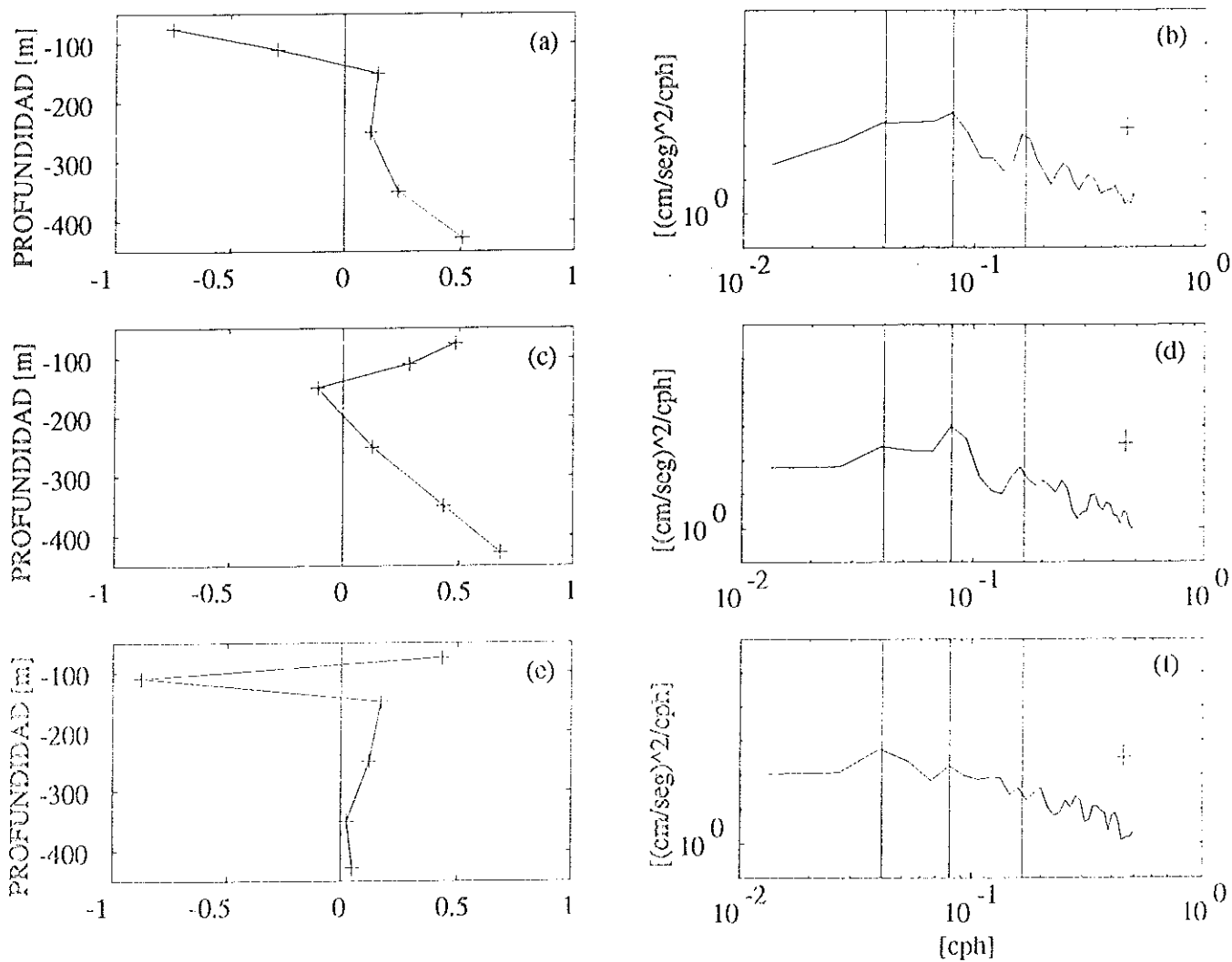


Figura 15. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de u . (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos (son adimensionales), respectivamente; las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos; las líneas verticales están trazadas, de izquierda a derecha, sobre las frecuencias inercial local, M_2 y M_4 .

La descomposición empírica ortogonal del campo de T arrojó los siguientes resultados. El primer modo (fig. 16a) tiene una estructura sin cruces por cero pero con variación en la vertical (principalmente por el registro a 110 m, para el cual dicho modo explica el 83.84% de la varianza¹⁰). El segundo modo (fig. 16c) presenta un cruce por cero, y aparentemente está asociado a las mediciones a 75 m (ya que explica el 78.11% de la varianza a esa profundidad, y a las demás profundidades su estructura vertical se mantiene aproximadamente constante). El tercer modo (fig. 16e), que tiene dos cruces por cero, muestra mayor variación en la vertical. El espectro de potencia de los coeficientes del primer modo de T (fig. 16b) exhibe claramente a las señales diurna, semidiurna y de 6 horas, siendo éste último incluso ligeramente mayor que el pico de la frecuencia semidiurna. Resalta, también, el pico de menor magnitud a la frecuencia correspondiente a 4 horas. En los espectros de los modos siguientes (fig. 16d y f), solo las frecuencias semidiurnas y de 6 horas se mantienen, pues el pico diurno disminuye notablemente.

La figura 17 muestra perfiles de $N^2(z)$ y las estructuras verticales de los tres primeros modos normales se exhiben en la figura 18. El perfil de $N^2(z)$ [fig. 17a] tiene su máximo aproximadamente a los 30 m de profundidad. Sin embargo, si se toma en cuenta solamente a la sección de la columna de agua que cubrió el anclaje DULCE (es decir, entre los 75 y 428 m de profundidad), el máximo ocurre a 110 m de profundidad. El máximo del producto del primer modo baroclínico y $N^2(z)$ [fig. 17b] -el cual representa la estructura vertical de las variaciones de la densidad- también sucede cerca de los 110 m de profundidad.

¹⁰ El perfil de $N^2(z)$ (fig. 17a) muestra que aproximadamente a 110 m es donde se presenta la mayor estratificación (dentro de la sección vertical muestreada por los 6 instrumentos), lo que seguramente tiene un efecto sobre el registro de temperatura a esa profundidad.

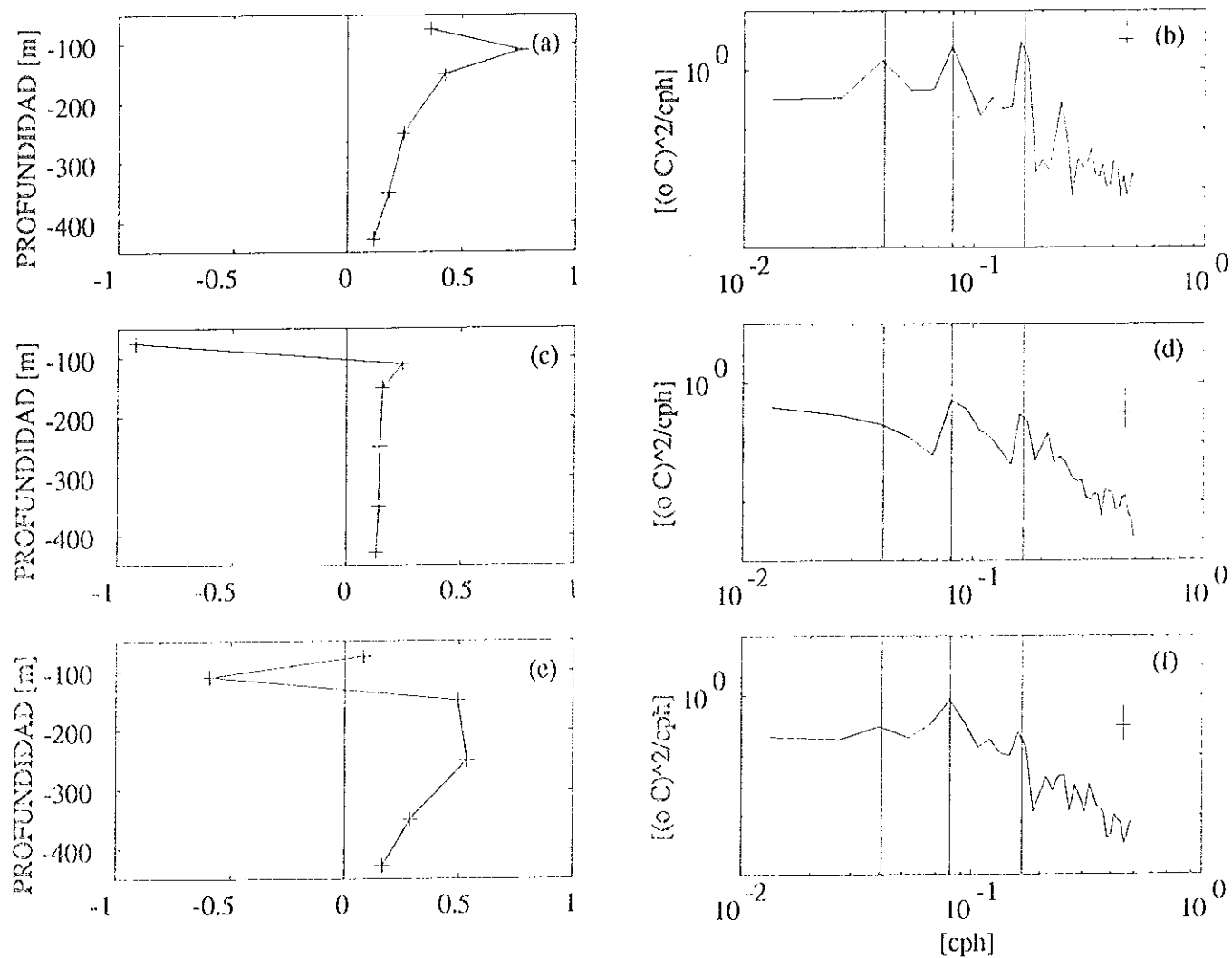


Figura 16. Resultado de la descomposición empírica ortogonal para el campo de T. (a), (c) y (e) Estructura vertical de los primeros tres modos (son adimensionales), respectivamente; las cruces indican la profundidad del instrumento. (b), (d) y (f) Espectros de potencia de los coeficientes de expansión de dichos modos; las líneas verticales están trazadas, de izquierda a derecha, sobre las frecuencias inercial local, M_2 y M_4 .

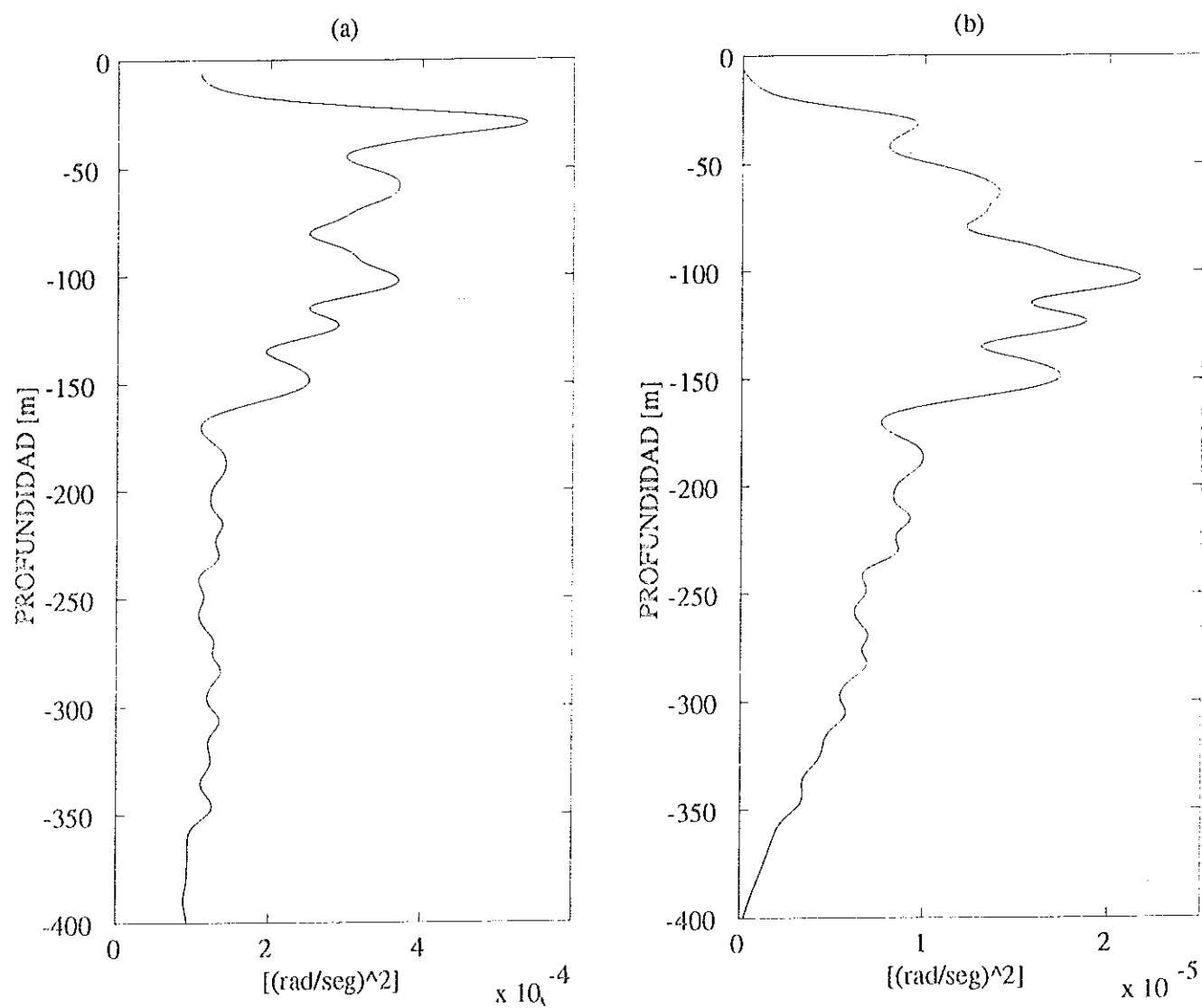


Figura 17. (a) Perfil de $N^2(z)$. (b) $N^2(z)$ multiplicado por el primer modo baroclínico (que es la función de la fig. 18a). La estructura vertical de las perturbaciones de la densidad es proporcional a este producto.

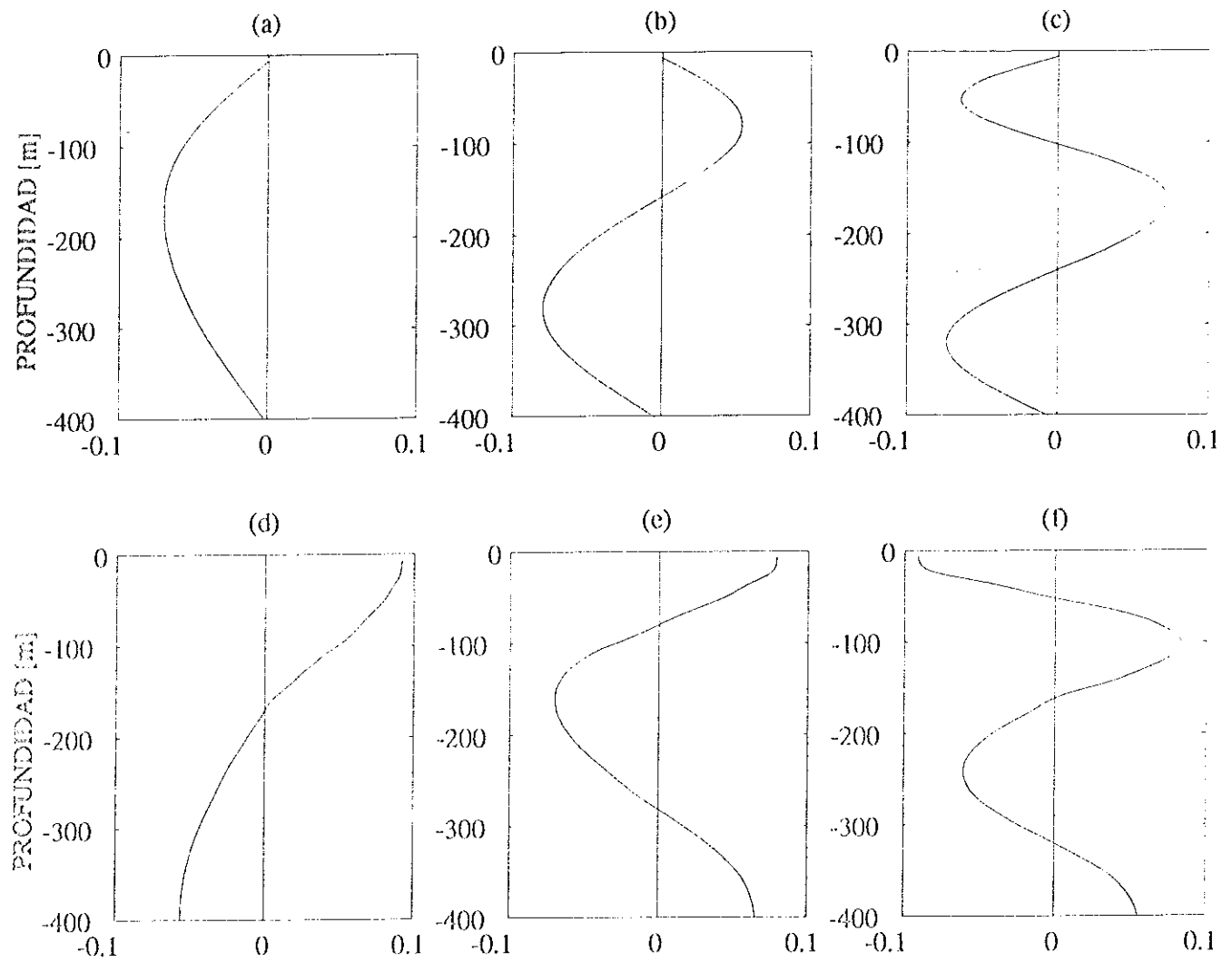


Figura 18. Primeros tres modos baroclínicos de: (a, b y c) *eigenvectores* que dan la estructura vertical de la velocidad vertical y de la perturbación de la densidad; (d, e y f) *eigenvectores* que lo hacen para la velocidad horizontal y la presión.

Tabla VI (a). Porcentajes de la varianza de los registros de la componente u a cada profundidad, que son explicados por cada modo empírico.

Profundidad	1 ^{er} Modo	2 ^{do} Modo	3 ^{er} Modo	4 ^{to} Modo	5 ^{to} Modo	6 ^{to} Modo
75 m	63.75	22.18	13.78	0.51	0.02	0.03
110 m	12.69	10.10	73.41	3.71	0.34	0.0
150 m	4.44	2.29	4.13	88.92	0.08	0.41
250 m	6.55	6.90	4.85	0.65	79.39	1.91
350 m	16.87	48.85	0.12	1.27	0.13	33.02
428 m	37.41	56.52	0.22	0.26	1.32	4.53

Tabla VI (b). *idem* para v.

Profundidad	1 ^{er} Modo	2 ^{do} Modo	3 ^{er} Modo	4 ^{to} Modo	5 ^{to} Modo	6 ^{to} Modo
75 m	70.91	24.10	2.36	1.75	0.39	0.76
110 m	86.69	6.42	1.35	3.83	0.0	1.98
150 m	88.17	1.54	6.49	1.53	1.86	0.67
250 m	89.21	0.0	6.45	1.71	1.65	1.24
350 m	82.43	13.01	0.38	1.19	2.54	0.71
428 m	90.41	6.22	1.36	0.08	1.63	0.57

Tabla VI (c). *idem* para T.

Profundidad	1 ^{er} Modo	2 ^{do} Modo	3 ^{er} Modo	4 ^{to} Modo	5 ^{to} Modo	6 ^{to} Modo
75 m	21.78	78.11	0.26	0.08	0.02	0.02
110 m	83.84	5.02	11.13	0.25	0.0	0.01
150 m	54.60	4.42	16.11	23.84	1.30	0.0
250 m	28.87	6.01	29.25	31.75	2.91	1.48
350 m	24.02	8.55	13.00	0.38	54.29	0.03
428 m	22.94	16.60	9.91	14.64	3.58	32.59

III.4. Tiempo de Viaje de las Posibles Ondas Internas.

La inspección detallada de los registros de temperatura permitió la detección de 8 posibles paquetes de ondas internas. Las figuras 19 y 20 muestran a las perturbaciones en el campo de temperatura y velocidad a lo largo del golfo que se atribuyen al paso del paquete más energético por la localidad del anclaje DULCE¹¹. Tomando el registro de T a 150 m como referencia (fig. 19), dicho paquete arribó al anclaje aproximadamente a la hora 12 del periodo de mediciones, y produjo fluctuaciones del orden de 1.5 °C.

¹¹ Cabe notar, en cuanto a las fluctuaciones de temperatura, que en la figura 19 se observan claramente dos capas: a 75, 110 y 150 m las perturbaciones son marcadas, mientras que en las últimas tres profundidades éstas disminuyen notoriamente. Esta situación se observa a lo largo de todo el registro del campo de T y es reflejo de lo que indica la figura 3f: la desviación estándar de la temperatura cerca del fondo es menos de un tercio de lo que es cerca de la superficie.

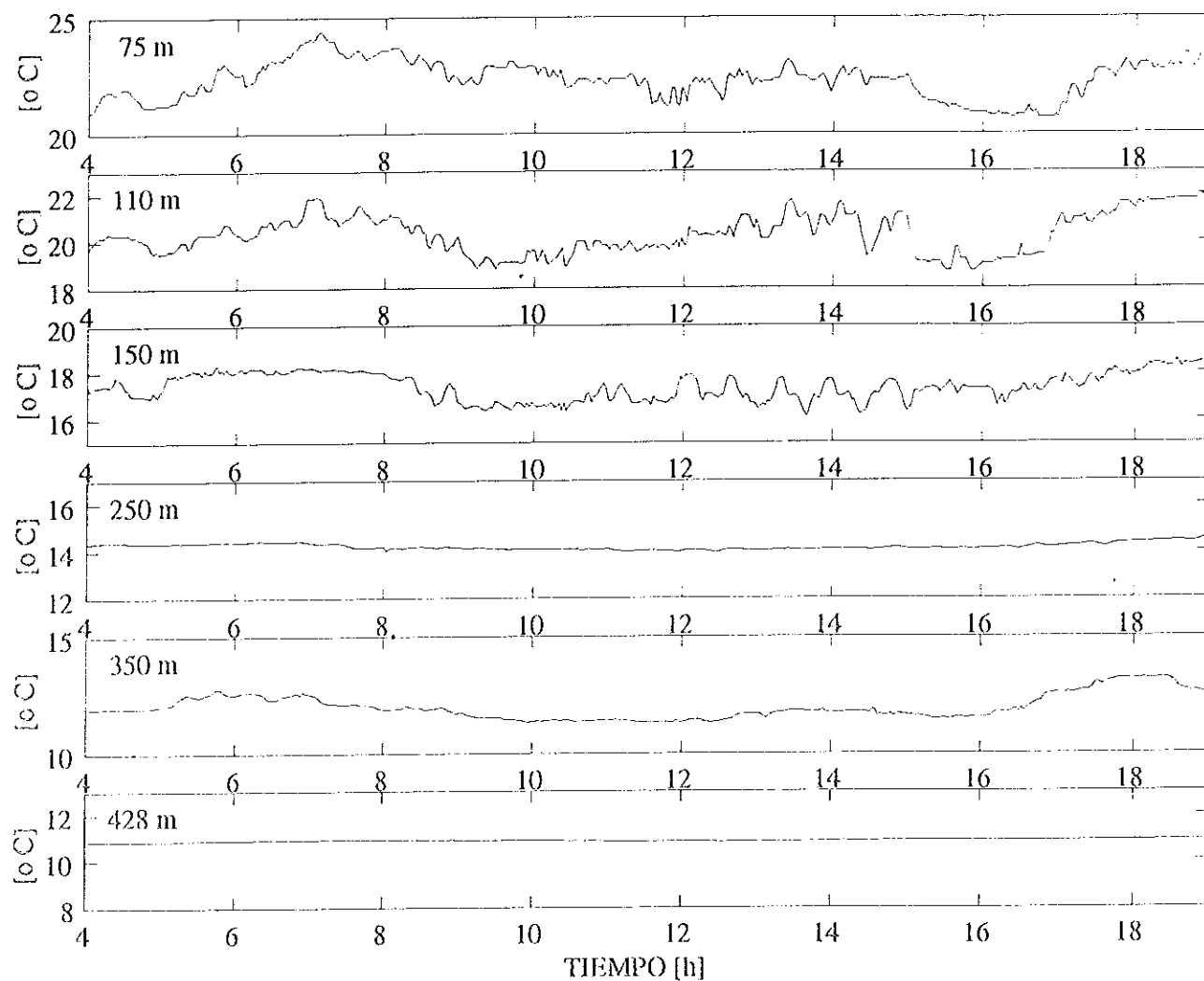


Figura 19. Registros de T que muestran el paso del paquete de ondas internas de alta frecuencia (solitones) más energético. Las perturbaciones a las que se refiere el texto inician aproximadamente a la hora 12.

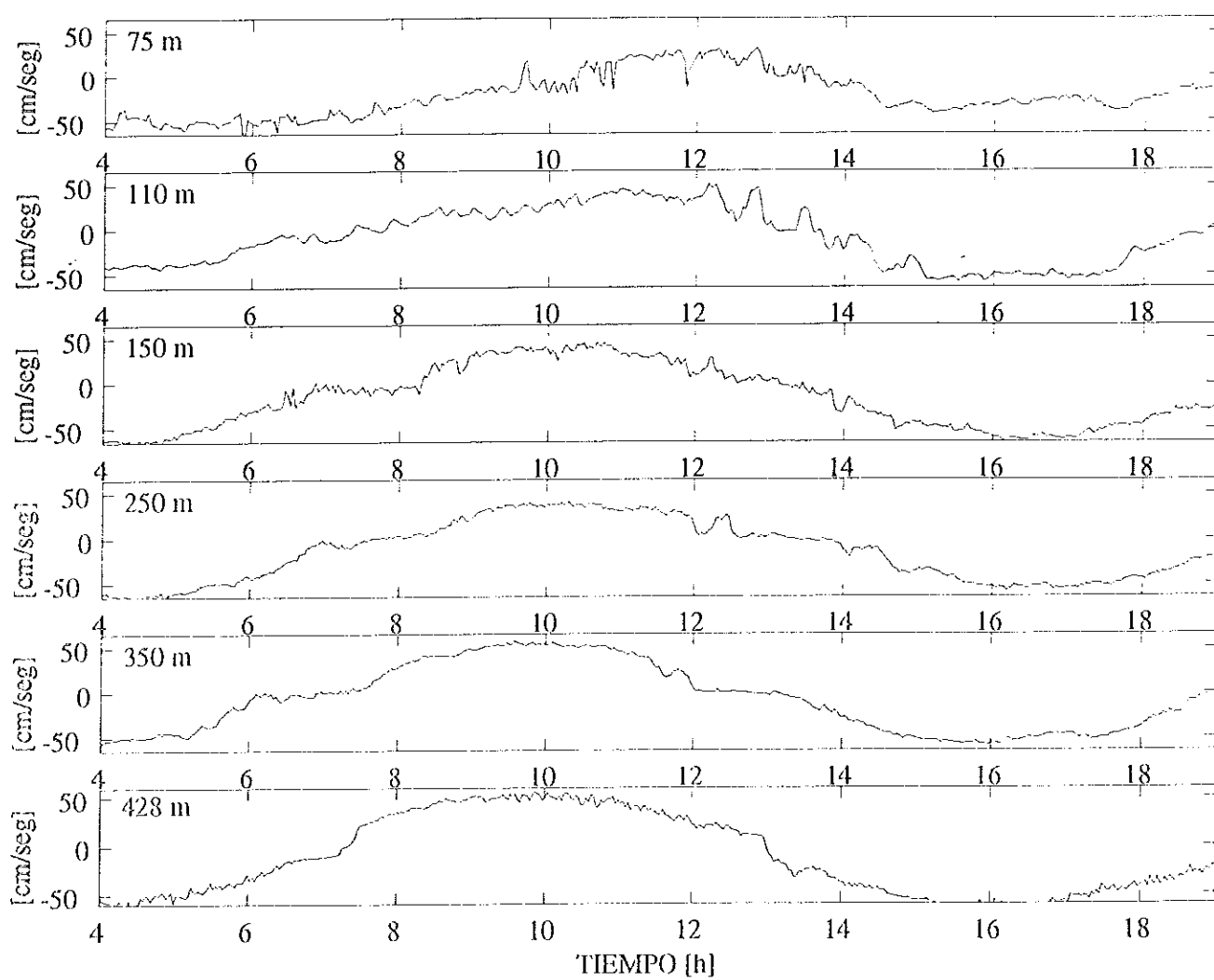


Figura 20. *idem* para v.

Al observar detenidamente la figura 20, se aprecia que hay un cambio de fase en la vertical de aproximadamente 180° en las perturbaciones de v causadas por el paso del presunto paquete de solitones¹². Esto coincide con lo reportado por Apel *et al.* (1985), y muestra la naturaleza baroclínica de estos movimientos¹³.

La Tabla VII (b) muestra las estimaciones de los tiempos de viaje entre el umbral de San Lorenzo y el anclaje DULCE que se calcularon para 5 de los paquetes observados¹⁴. Estos tiempos se calcularon usando tanto la velocidad de fase lineal computada para el primer modo baroclínico, como un 40% más (ver Tabla VIIa), para tomar en cuenta el aumento en la velocidad de propagación debido al carácter no lineal de estas ondas (Fu y Holt, 1984).

Los resultados de los cálculos del tiempo de viaje también se muestran en la figura 21. Ahí se presenta (para ambos casos) el tiempo al que se hubieran generado las ondas internas sobre el umbral de San Lorenzo. Ello permite observar en que fase de la marea se originaron, suponiendo que la fase de la marea en el anclaje es esencialmente la misma en el anclaje DULCE que en el punto de generación¹⁵. En la figura 21 se observa que el intervalo de tiempo estimado para la generación de los solitones incluye, para tres de los cinco paquetes (paquetes # 1, 4 y 5), una porción significativa del periodo de relajación del reflujo de la marea (entre la máxima corriente hacia el sur y la corriente nula). Esta es la fase de la marea en la que, en teoría, se producen los paquetes de ondas internas (Fu y Holt, 1984).

¹² Compárense los registros a 150, 250 y 350 m alrededor de la hora 12.

¹³ Como en el paso de una ola, donde la velocidad de alguna partícula en la interfase agua-atmósfera está 180° fuera de fase con respecto a la velocidad de otra partícula que esté a la profundidad límite de la perturbación que provoca la ola.

¹⁴ Desafortunadamente no fue posible realizar ese cómputo para los otros tres paquetes, pues éstos se registraron cerca del principio de las series, y no alcanzaron los datos de v ("hacia atrás en el tiempo") para completar el cálculo del tiempo de viaje.

¹⁵ Las mareas semidiurnas parecen tener una diferencia de fase menor a 15° entre estos dos puntos (Morales y Gutiérrez, 1989).

Tabla VII (a). Los dos casos utilizados para calcular el tiempo de viaje de las ondas internas entre el umbral de San Lorenzo y el anclaje DULCE. Se muestra a la velocidad de fase (V_O) empleada en cada caso y el tiempo de recorrido que habría entre el umbral y el anclaje si se toma en cuenta solo dicha velocidad. (1) Empleando a la velocidad de fase lineal del primer modo baroclínico.
(2) Usando 40% más.

	Caso (1) (Velocidad de fase lineal)	Caso (2) (40% más)
Velocidad de fase (V_O) [cm/seg]	167.0	233.8
Tiempo de recorrido [h]	20.29	14.49

Tabla VII (b). Tiempo de viaje de los 5 paquetes de ondas internas para los dos casos calculados. Se presenta también el valor medio de v -a la profundidad a la que se observaron los solitones- durante el tiempo de viaje calculado.

	Paquete # 1	Paquete # 2	Paquete # 3	Paquete # 4	Paquete # 5
(1) Promedio de v [cm/seg]	3.16	-2.07	-9.95	4.52	8.05
Tiempo de viaje [h]	19.82	20.64	21.39	19.70	19.22
(2) Promedio de v [cm/seg]	4.04	-11.98	-19.85	13.32	14.09
Tiempo de viaje [h]	14.41	15.22	15.85	13.84	13.85

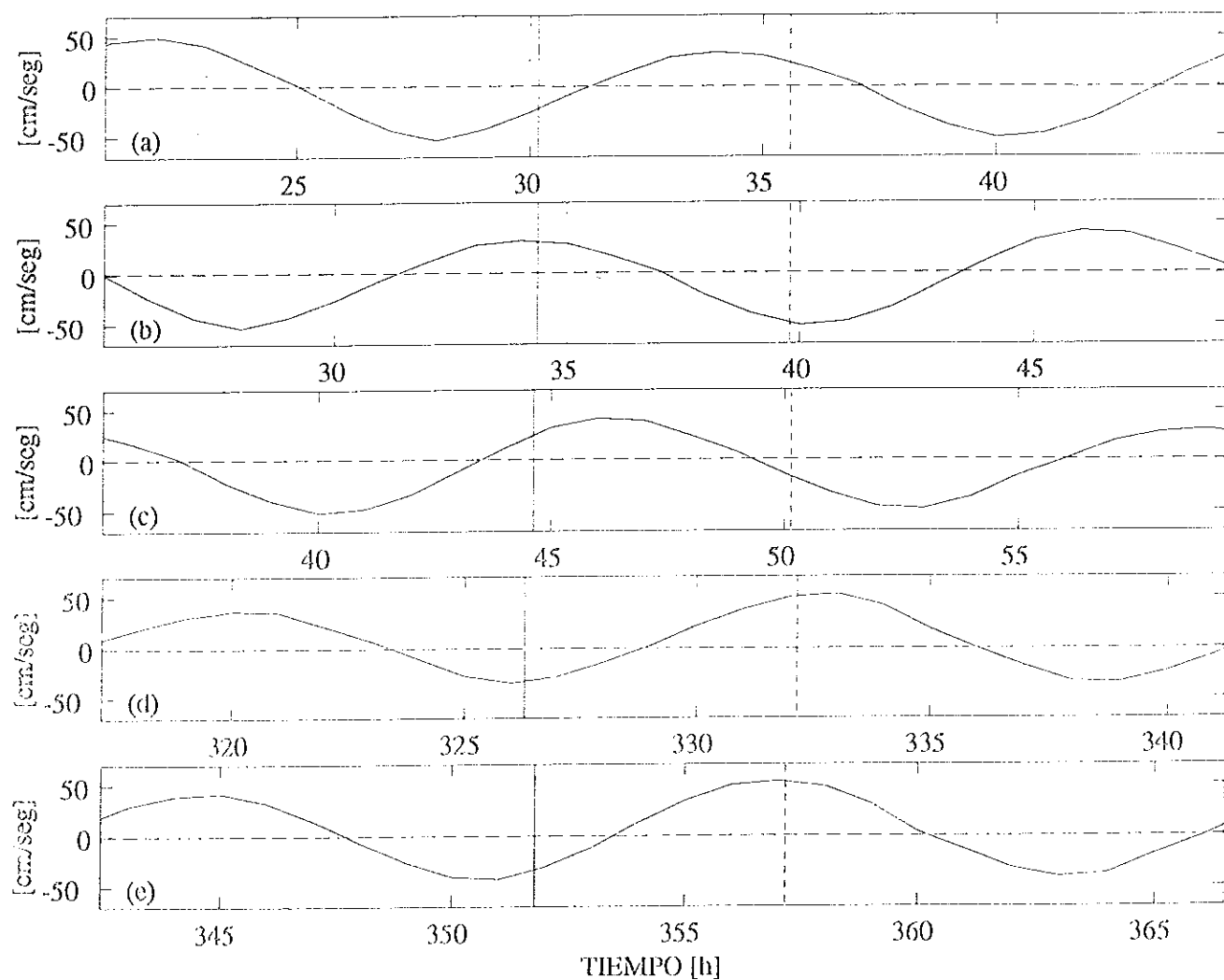


Figura 21. Tiempos de origen (indicados por las dos líneas verticales) de los 5 paquetes de ondas internas para los que se calculó el tiempo de viaje (T_v) desde el umbral de San Lorenzo hasta el anclaje DULCE. Se muestran los resultados de los casos 1 (línea continua) y 2 (línea punteada). Los resultados están graficados sobre los segmentos correspondientes de la serie barotrópica de v (fig. 14a), para mostrar la fase del ciclo de marea en la que ocurrió la generación de los solitones. (a) Paquete # 1, (b) # 2, (c) # 3, (d) # 4, (e) # 5.

IV. DISCUSIÓN.

Una de las herramientas más importantes de este estudio fueron las funciones empíricas ortogonales, pero su naturaleza empírica¹⁶ hace necesario algún tipo de interpretación física de los modos antes de obtener de ellos la mejor descripción de las estructuras espaciales y temporales de las observaciones del anclaje. Por ello, la primera sección de este capítulo está encaminada a lograr una explicación física de las funciones empíricas ortogonales empleadas en el presente trabajo. Las secciones subsiguientes cubren la discusión de las frecuencias dominantes encontradas en las series de tiempo. Estas frecuencias se agruparon en cuatro grupos:

- a) Banda de Bajas Frecuencias: Este grupo comprende a las frecuencias de los periodos mayores al inercial, incluyendo al flujo medio.
- b) Banda Diurna e Inercial: Aquí se incluye a las frecuencias diurnas y a la frecuencia inercial¹⁷.
- c) Banda Semidiurna: Esta banda cubre a las frecuencias semidiurnas.
- d) Banda de Seis Horas: Abarca aproximadamente desde el periodo de 4 horas hasta el de 6 horas.

Finalmente, en la sección de la banda de seis horas y en el último apartado de este capítulo se discute lo relevante a ondas internas.

IV.1. Interpretación Física de las Funciones Empíricas Ortogonales.

Candela (1982) utilizó los espectros de potencia de los coeficientes de expansión de sus descomposiciones empíricas ortogonales para interpretar físicamente los modos empíricos, y dichos espectros resultaron igualmente valiosos en el presente trabajo. El

¹⁶ Son funciones empíricas por basarse únicamente en observaciones.

¹⁷ La frecuencia inercial se define como $f/2\pi$, donde f es el parámetro de Coriolis.

promedio vertical de la velocidad a lo largo del golfo y los modos dinámicos también fueron utilizados para lograr la interpretación de los modos empíricos.

La interpretación física de las funciones empíricas ortogonales resultó relativamente simple para el caso de la componente a lo largo de golfo, principalmente porque para esa componente la descomposición empírica logró extraer un alto porcentaje de la varianza total en el primer modo. El primer modo de v (fig. 13a) es completamente barotrópico y el espectro de potencia de sus coeficientes de expansión (fig. 13b) indica que está principalmente asociado al constituyente semidiurno de la marea. Este espectro decae rápidamente hacia frecuencias altas pero es plano, y con cierta energía, para las frecuencias diurna y bajas. Esto podría estar indicando que el primer modo empírico de v también está capturando la componente barotrópica de esas frecuencias (que es menos energética que la de la banda semidiurna).

El segundo modo empírico de v (fig. 13c) explica un porcentaje relativamente pequeño de la varianza total (8.4 %), pero tiene una estructura vertical que se asemeja a la estructura del primer modo baroclínico (compárense las figuras 13c y 18d). Cabe aclarar que tanto los modos empíricos como los dinámicos están determinados hasta una constante multiplicativa arbitraria, y por lo tanto las diferencias de signo entre las figuras 13c y 18d no tienen relevancia. La frecuencia semidiurna de la marea parece ser dominante para este modo, pero las frecuencias bajas, la diurna, y las correspondientes a 6 y 4 horas también presentan energía significativa (ver fig. 13d). El incremento considerable en el nivel de energía presente en la banda de 6 horas (ó componente M_4) y el decremento de la energía en la frecuencia semidiurna [relativo a la energía presente en esas mismas bandas en el primer modo de v (fig. 13b)], podría ser atribuido a la presencia de mareas internas. Esta afirmación se basa en el hecho de que la marea interna tiende a generar armónicos (múltiplos enteros) de la marea M_2 , probablemente a través de procesos no lineales (Huthnance y Baines, 1982; Baines, 1986). Es interesante notar que este segundo modo empírico está asociado, fundamentalmente, a las

mediciones a 75 y 350 m (ver Tabla VIb) y por lo tanto su respuesta baroclínica parece indicar una tendencia hacia un sistema de dos capas.

El tercer modo empírico de v (fig. 13e) explica un porcentaje muy pequeño de la varianza total (2.9 %), por lo que es difícil determinar si su contribución es real o se debe únicamente al ruido presente en las mediciones. En cualquier caso, su estructura vertical es consistente con la del segundo modo baroclínico de la velocidad horizontal (fig. 18e).

El primer modo empírico de T (fig. 16a) parece estar asociado al primer modo baroclínico que determina las variaciones de densidad y velocidad vertical (fig. 18a), pues ambos carecen de cruces por cero y sus máximos están alrededor de los 110 m (nuevamente los signos de las figuras 16a y 18a son irrelevantes). Esta idea se ve reforzada al revisar el producto de ese primer modo baroclínico, $F_1(z)$, y $N^2(z)$ [fig. 17a], al cual está asociado la estructura vertical de las variaciones de densidad (y por tanto de la temperatura). El producto $F_1(z)N^2(z)$ aparece en la figura 17b, y se puede observar que su estructura es cualitativamente muy similar al del primer modo empírico de T .

La estructura vertical y el comportamiento temporal de este primer modo empírico es consistente con la presencia de una marea interna. El modo barotrópico prácticamente no tiene efecto sobre el campo de temperatura (Gill, 1982). Por tanto, es razonable suponer que las variaciones de dicho campo se deben a los modos baroclínicos, a los cuales se asocia la marea interna. La presencia fuerte de una componente a la frecuencia M_4 (ver fig. 16b), también refuerza la hipótesis de variaciones debidas a la marea interna, por la misma razón que se expuso para el segundo modo empírico de la componente de velocidad a lo largo del golfo.

El segundo modo de T está asociado principalmente a las mediciones a 75 m, donde explica el 78 % de la varianza (ver Tabla VIc). La interpretación física de este modo empírico resulta bastante difícil, y es posible que este modo empírico represente una combinación de varios modos dinámicos. Tiene un cruce por cero, pero no a la profundidad que se esperaría del segundo modo baroclínico (ver fig. 18b). Además, su estructura es casi independiente de la vertical para las cinco profundidades por debajo

del instrumento de 75 m. Por otro lado, su comportamiento temporal indica la presencia predominante de las frecuencias semidiurnas y de la M_4 , con cierta energía en las bajas frecuencias.

Con respecto a las frecuencias semidiurnas y su primer armónico M_4 , se puede seguir postulando la hipótesis de la presencia de una marea interna para el segundo modo empírico de T. El hecho de que la energía de éste se concentre casi por completo en el instrumento de 75 m podría deberse a que la marea interna asociada al modo empírico se esté propagando en forma de rayos a partir de una zona localizada de generación (Wunsch, 1975; Huthnance y Baines, 1982). Al propagarse, estos rayos representan bandas localizadas donde la respuesta del campo de temperatura es significativa, mientras que fuera de estas bandas esa respuesta es muy pequeña. De acuerdo a Huthnance y Baines (1982), el ancho de estas bandas es del orden de 10 m alrededor del eje del rayo, por lo que el rayo tendría que pasar a un máximo de 10 m del instrumento para que en sus registros la respuesta fuese significativa. Las zonas de generación se localizan en regiones con cambios abruptos de la topografía, tales como los que ocurren en el límite entre la plataforma y el talud continental. En dichas zonas, la velocidad vertical inducida por la corriente barotrópica de la marea es máxima y puede provocar un desplazamiento considerable de las isopícnas (Baines, 1982). Por lo tanto, una posible área de generación de mareas internas podría ser la pendiente (relativamente abrupta) de la costa oriental de la Isla Ángel de la Guarda, la cual se encontró cerca del anclaje (ver fig. 1). Sin embargo, sin un cálculo detallado de las trayectorias de dichos rayos para las posibles zonas de generación de una marea interna cercanas al anclaje DULCE, la discusión anterior no es más que una especulación razonada que intenta explicar la estructura vertical del segundo modo empírico de temperatura.

El perfil vertical del tercer modo de T muestra una clara estructura baroclínica pero, aunque representa más del 10% de la varianza total de todas las mediciones de temperatura, su significado físico no es evidente. El tercer y cuarto modos empíricos

podrían estar ligados a las variaciones de temperatura registradas por el instrumento a 250 m, ya que juntos explican el 61% de la varianza de T a esa profundidad.

La descomposición empírica ortogonal del campo de u es quizá la más ambigua de las tres. Ninguno de sus modos logró extraer más del 31% de la varianza total de las mediciones de esta componente, lo que los hace individualmente poco representativos del movimiento transversal al golfo. Aún así, vale hacer notar que a diferencia de lo que ocurre con v , el primer modo de u es baroclínico. Además, ese modo explica más del 60% de las observaciones de u a 75 m, que son las únicas (de todas las mediciones que realizó el anclaje DULCE) en cuyo espectro de potencia el pico de la frecuencia diurna es el más grande.

En la tabla VIII se resume la discusión hecha sobre las funciones empíricas ortogonales más importantes.

Tabla VIII. Resumen de la interpretación física de las funciones empíricas ortogonales utilizadas en el presente trabajo.

Función Empírica Ortogonal	Posible Interpretación Física
1 ^{er} modo de v	Principalmente la componente barotrópica de la marea semidiurna.
2 ^{do} modo de v	Primer modo baroclínico de la velocidad horizontal, posiblemente asociado a la marea interna.
3 ^{er} modo de v	Segundo modo baroclínico de la velocidad horizontal.
1 ^{er} modo de u	Posiblemente asociado a la componente baroclínica de la marea diurna.
2 ^{do} modo de u	Ninguna.
3 ^{er} modo de u	Ninguna.
1 ^{er} modo de T	Primer modo baroclínico de las perturbaciones de la densidad, y asociado a la marea interna.
2 ^{do} modo de T	Posiblemente asociado a la marea interna.
3 ^{er} modo de T	Ninguna.

IV.2. Banda de Bajas Frecuencias.

La relativamente corta duración de las series de tiempo (~ 15 días) permite decir poco sobre las frecuencias menores a las de la banda diurna. En general la energía de u , v y T en las bandas de estas frecuencias disminuye hacia el fondo.

Los ejes principales (fig. 5) y los perfiles de la desviación estándar de las componentes rotadas (fig. 3c) son muestra clara de que la componente a lo largo del golfo es dominante en el flujo total en toda la columna de agua. En general el flujo medio a lo largo del golfo (representado por el perfil de v en la figura 3a), la distribución de las mediciones de esa componente (figuras 4b, 4c y Tabla III), y su segundo modo empírico (fig. 13c) apoyan la hipótesis de circulación propuesta por Bray (1988): circulación hacia afuera del golfo entre 75 y 250 m, el cruce por cero aproximadamente a los 250 m, y circulación hacia dentro del golfo entre 250 y 500 m de profundidad. Lo único que no se ajusta al esquema anterior es la velocidad media a 110 m. El valor promedio de v a esa profundidad debería ser negativo de acuerdo a Bray, pero es ligeramente positivo (0.2 cm/seg). Esta pequeña discrepancia con el esquema de Bray (1988) se puede deber a la corta duración de las series, cuya longitud es tal que no permite obtener una media confiable que sea representativa de periodos largos como los que implica el sistema de circulación postulado por Bray.

IV.3. Banda Diurna e Inercial.

A la latitud del anclaje DULCE, la frecuencia inercial ($f/2\pi = 0.04102$ cph, con f en rad/hora) es prácticamente la misma que las frecuencias diurnas de marea. Por tanto, sería razonable esperar que en esta banda se encontrara la superposición de ondas de Poincaré a la frecuencia inercial (lo que equivale a oscilaciones inerciales) ó a frecuencias ligeramente mayores, con las corrientes debidas a la marea diurna (K_1 , O_1 y P_1). Los espectros vectoriales a la frecuencia diurna sí parecen apoyar la presencia de ondas de Poincaré a frecuencias casi inerciales. Las elipses de la banda diurna presentan una rotación anticiclónica (negativa) a todas las profundidades. Además, las elipses a

110 y 150 m son las menos excéntricas de todas las calculadas. Estas dos características son consistentes con la dinámica de las ondas de Poincaré a frecuencias casi inerciales, pues las corrientes asociadas a estas ondas siempre rotan anticiclónicamente, y sus trayectorias tienden a ser circulares conforme su frecuencia tiende a f (Gill, 1982). Otra evidencia de la presencia de este tipo de ondas es que existe una disminución con la profundidad de la energía en la banda diurna/inercial de los espectros vectoriales a frecuencias negativas [que es la única parte del espectro vectorial donde aparecen las ondas de Poincaré y oscilaciones inerciales (Gonella, 1972)]. Tal tendencia vertical se debe a que estos tipos de fenómenos inerciales son principalmente forzados por el viento, y presentan una propagación lenta de su energía hacia el fondo (Baines, 1986).

Con la longitud de los registros utilizados, resulta imposible separar las contribuciones debidas a movimientos inerciales de las causadas por fenómenos con frecuencias diurnas. La superposición de estos dos tipos de movimientos puede estar contribuyendo a una degradación de la señal en esta banda de frecuencia, como se observa en los espectros de potencia de la estructura temporal de los modos empíricos (con la posible excepción del primer modo de T), pues éstos no muestran un pico bien definido en la banda diurna. Existe bastante variación vertical en la orientación, excentricidad y amplitud del eje mayor de las elipses de la frecuencia diurna (ver fig. 9), y además, no se encontró coherencia en la vertical entre las corrientes y la temperatura en esta banda de frecuencia.

IV.4. Banda Semidiurna.

Como era de esperarse tras revisar los estudios sobre el nivel del mar en el Golfo de California reportados por Filloux (1973) y Morales y Gutiérrez (1989), las frecuencias semidiurnas de marea (M_2 y S_2) resultaron dominantes para el flujo total. La dominancia de las frecuencias semidiurnas puede encontrarse a lo largo todo el análisis espectral realizado en este trabajo. Todos los espectros de potencia escalares y vectoriales (a excepción del espectro de u a 75 m) tienen su señal principal en la banda semidiurna.

Además, los semiejes mayores de las elipses componentes de la banda semidiurna (fig. 10) son significativamente más grandes que los de las elipses de las otras bandas de frecuencia.

Las elipses de la banda semidiurna presentan una rotación anticiclónica progresiva de sus ejes hacia el fondo (a 75 m apuntan hacia el oeste del eje principal del golfo, mientras que a 428 m se orientan hacia el este de él). Asimismo, la magnitud de sus semiejes mayores y su excentricidad aumentan con la profundidad. Nótese que este mismo patrón se presenta en los ejes principales, los cuales representan al flujo total. La hipótesis de la presencia de mareas internas en los registros del anclaje DULCE planteada anteriormente, también puede servir para explicar parcialmente el patrón vertical de los movimientos semidiurnos. Así, la marea interna podría estar degradando ligeramente las señales semidiurnas cercanas a la superficie, causando que cerca del fondo las elipses de esta banda resulten más grandes y excéntricas.

Ya se mencionó en la primera sección de este capítulo que el primer modo empírico de v está fundamentalmente asociado a la marea barotrópica semidiurna. Mayor evidencia de esta relación está dada por las funciones de coherencia entre la serie de η y las de v (fig. 7), en donde consistentemente el mayor valor de coherencia entre esas series ocurre a la banda semidiurna. La diferencia de fase a esa frecuencia está en acuerdo con la de una onda estacionaria de gravedad. En dicha onda, las variaciones del nivel del mar anteceden en 90° ($1/4$ de ciclo) a las variaciones de la corriente. En base a lo anterior, y recordando la importancia de v para el flujo total, se puede afirmar que la componente fundamental de la corriente presente en las series de tiempo se debe a la marea barotrópica semidiurna.

IV.5. Banda de Seis Horas.

Un aspecto sobresaliente del análisis espectral realizado sobre los registros del anclaje DULCE es que consistentemente apareció evidencia que indica que el periodo de 6 horas contribuye al flujo total y a las variaciones de temperatura. Aunque las elipses

componentes correspondientes a este periodo (fig. 11) son pequeñas comparadas con las demás, la mayoría de los espectros de v y T , así como todos los espectros vectoriales, presentan niveles significativos de energía en la frecuencia de 6 horas. Recuérdese también que el primer modo empírico de T mostró la mayor energía a la banda de 6 horas. Sin embargo, la causa de esta importancia del periodo de 6 horas no es evidente pues, según lo presentado por Filloux (1973), dicho periodo no figura entre las frecuencias naturales dominantes de la marea en el Golfo de California.

Los picos de 6 horas posiblemente puedan atribuirse a algún fenómeno no lineal, ya que una de las características de ese tipo de manifestaciones es generar frecuencias armónicas de las frecuencias diurnas y semidiurnas. En la sección IV.1 se vió que la energía presente en la banda M_4 está asociada, casi exclusivamente, a una estructura baroclínica de la corriente o del campo de temperatura¹⁸. Por ello, se ha postulado la hipótesis de que la energía a esta frecuencia está ligada a la presencia de una marea interna.

La marea interna es simplemente una onda interna que ocurre a frecuencias cercanas a las de la marea superficial, y cuyos procesos de generación muestran características no lineales que tienden a producir ondas con periodos de 6 y 8 horas (Huthnance y Baines, 1982; Baines, 1986; Wunsch, 1975). Su formación se da por el paso de la marea barotrópica sobre alguna estructura abrupta de la topografía (Baines, 1986), como podría ser por ejemplo el límite de la plataforma continental al sureste de la isla Ángel de la Guarda (ver fig. 1). Merrifield y Winant (1989), en un estudio que utilizó una red de anclajes colocados en la parte central del golfo, también reportaron evidencia de mareas internas en algunos de sus registros de temperatura.

¹⁸ Esta afirmación se basa en que la estructura temporal del primer modo empírico de v , que aparentemente fue capaz de extraer la gran mayoría de la señal barotrópica, no muestra energía significativa a la frecuencia de 6 horas. Por lo tanto, se asume que la estructura de la componente M_4 es fundamentalmente baroclínica.

IV.6. Ondas Internas No Lineales (Solitones).

Las similitudes entre lo observado en los registros de corrientes y temperatura con las series de tiempo de esas variables reportadas por Apel *et al.* (1985) es evidencia fuerte de la presencia de los denominados solitones, que ya han sido identificados en el Golfo de California mediante imágenes de satélite (Fu y Holt, 1984). Sin embargo debe notarse que los paquetes observados en el anclaje DULCE son de una intensidad considerablemente menor a la de las ondas internas que Apel *et al.* describen en su estudio¹⁹. La mayoría de los solitones se observaron con mayor claridad en los registros a 110 m (ver fig. 19), que es aproximadamente la zona de máxima estratificación dentro de la sección de la columna de agua que cubrió el anclaje (ver fig. 17a).

Los cálculos del tiempo de viaje de las ondas internas son consistentes con el flujo medio de la corriente observada (Tabla VIIb). Esto es, cuando el flujo medio fue negativo (con dirección hacia afuera del golfo) el tiempo de viaje del paquete de ondas (que se propagaban hacia adentro del golfo) fue mayor que el tiempo de recorrido que tendrían si únicamente se tomara en cuenta la velocidad de fase en el cálculo²⁰ (Tabla VIIa). Por lo tanto, es evidente la disminución de la velocidad de desplazamiento de las ondas internas que produce la corriente media cuando ésta va en dirección opuesta a la propagación de las ondas.

En teoría, un paquete de solitones se forma por un fenómeno hidráulico forzado por la marea. Durante el reflujo de la marea sobre un umbral, el incremento en la velocidad de la corriente causado por la disminución drástica de la profundidad produce una perturbación en la interfase de las dos capas de densidad distinta (cuya existencia es necesaria para la formación de los solitones)²¹ del lado protegido del umbral (corriente abajo). Al relajarse el reflujo y comenzar el nuevo flujo de marea, la perturbación de la

¹⁹ Los paquetes más energéticos reportados por esa investigación produjeron perturbaciones en los registros de temperatura de hasta 4° C, mientras que los del anclaje DULCE no exceden 1.5° C.

²⁰ Lo que sería equivalente a asumir que las ondas se propagaban en un océano en reposo.

²¹ O en la pycnoclina, en una estratificación más realista.

interfase comienza a propagarse sobre el umbral (en este caso hacia el interior del golfo) para posteriormente descomponerse en una serie de solitones que viajan en paquetes.

Utilizando las estimaciones máxima (caso 1) y mínima (caso 2) de los tiempos de viaje de los paquetes de solitones, y suponiendo que la fase de la corriente de marea es aproximadamente la misma en el punto de generación (umbral de San Lorenzo) que en el de observación (anclaje DULCE), se pudo estimar el intervalo en la fase de la marea en que se generaron los solitones. Para tres de los cinco paquetes de solitones considerados (paquetes #1, 4 y 5), el intervalo encontrado está de acuerdo con la fase de la marea en que teóricamente se deben generar estos solitones (*e.g.* entre el máximo reflujo y la corriente nula). Las estimaciones del tiempo de origen utilizando el valor mínimo de la velocidad de fase (velocidad de fase del primer modo baroclínico) tienden a estar más cercanos al máximo valor del reflujo (ver caso 1 en figuras 21a, d y e), lo cual indicaría que la velocidad de fase real de los solitones no es mucho mayor que el valor lineal de la velocidad de fase del primer modo baroclínico.

V. CONCLUSIONES.

De la realización del presente trabajo, se desprenden las siguientes conclusiones sobre: la estructura vertical del campo de velocidad; la importancia relativa de sus componentes barotrópica y baroclínica; las frecuencias más importantes; y la presencia de ondas internas en los registros de corrientes y temperatura del anclaje DULCE.

1. El flujo medio a lo largo del golfo muestra buen acuerdo con la hipótesis de circulación de Bray (1988): circulación profunda hacia adentro del golfo por debajo de una capa con circulación hacia afuera del golfo. Ésto a pesar de la corta duración de los registros.
2. La corriente está fuertemente alineada con el eje longitudinal del golfo, y la desviación estándar en esa dirección es de dos a cuatro veces mayor que en la dirección transversal al golfo. La alineación con el eje del golfo tiende a aumentar con la profundidad y este aumento se puede atribuir a la componente semidiurna de la marea.
3. La componente barotrópica de la velocidad a lo largo del golfo es dominante, ya que explica el 85% de la varianza total de v . Dicha componente barotrópica puede atribuirse esencialmente a la marea semidiurna.
4. La componente baroclínica es menos influyente en el movimiento total de la columna de agua, explicando, aproximadamente, el 10% de la varianza de la componente de velocidad a lo largo del golfo. En contraste, la componente transversal al golfo parece tener una estructura fundamentalmente baroclínica.
5. La estructura del campo de temperatura también es baroclínico, y casi el 50% de la varianza total es consistente con la estructura del primer modo baroclínico de las perturbaciones de la densidad.
6. Se encontró una variabilidad significativa a periodos de 6 horas, sobre todo en los registros de temperatura. Las oscilaciones a esta frecuencia parecen estar asociadas,

casi exclusivamente, a una estructura vertical baroclínica. Esto apoya la hipótesis de que su existencia se debe a un armónico de la componente semidiurna de la marea interna.

7. En las mediciones realizadas con el anclaje DULCE se detectaron 8 paquetes de fluctuaciones notorias en los registros de T y de v. Estos paquetes se atribuyeron a los solitones que se generan en el umbral de San Lorenzo al sur del anclaje. Se estimó que el tiempo de viaje de estos solitones, desde su punto de generación hasta el anclaje DULCE (122 km), es de aproximadamente 14 a 21 horas.

VI. LITERATURA CITADA.

Apel, J.R., Holbrook, J.R., Liu, A.K., y Tsai, J.J. (1985); "*The Sulu Sea Internal Soliton Experiment*"; Journal of Physical Oceanography; Vol. 15; pp.1625-1651.

Badan, A., Hendershott, M., y Lavín, M.F. (1991a); "*Underway Doppler Current Profiles in the Gulf of California*"; Eos, American Geophysical Union; Vol. 72, No. 19; pp. 209-218.

Badan, A., Dorman, C.E., Merrifield, M.A., Winant, C.D. (1991b); "*The Lower Atmosphere over the Gulf of California*"; Journal of Geophysical Research; Vol. 96, No. C9; pp. 16887-16896.

Baines, P.G. (1982); "*On Internal Tide Generation Models*"; Deep-Sea Research; Vol. 29, No. 3A, pp. 307-338.

Baines, P.G. (1986); "*Internal Tides, Internal Waves, and Near-Inertial Motions*"; En: "*Baroclinic Processes on Continental Shelves*", Editado por C.N.K Mooers; American Geophysical Union.

Bloomfield, P. (1976); "*Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*"; Editorial John Wiley and Sons, 1a edición; E.U.A.; 258 pp.

Bray, N.A. (1988); "*Thermohaline Circulation in the Gulf of California*"; Journal of Geophysical Research; Vol. 93, No. C5; pp. 4993-5020.

Candela, J. (1982); "*Corrientes en el Estrecho de Johnstone, B.C., Canadá Durante la Primavera y el Verano de 1973*"; Tesis de Maestría en Ciencias; Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.

Castro, R., Lavín, M.F., y Ripa, P. (1994); "*Seasonal Heat Balance in the Gulf of California*"; Journal of Geophysical Research; Vol. 99, No. C2; pp. 3249-3261.

- Figuerola-Lewis, L. (1994); "*Patrones de Circulación Superficial y Cinemática en la Parte Central del Golfo de California*"; Tesis de Licenciatura; Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California.
- Filloux, J.H. (1973); "*Tidal Patterns and Energy Balance in the Gulf of California*"; *Nature*; Vol. 243; pp. 217-221.
- Fu, L., y Holt, B. (1984); "*Internal Waves in the Gulf of California: Observations From a Spaceborne Radar*"; *Journal of Geophysical Research*; Vol. 89, No. C2; pp. 2053-2060.
- Gill, A.E. (1982); "*Atmospheric-Ocean Dynamics*"; International Geophysics Series, Vol. 30. Academic Press; U.S.A.; 662 pp.
- Gonella, J. (1972); "*A Rotary-Component Method for Analysing Meteorological and Oceanographic Vector Time Series*"; *Deep-Sea Research*; Vol. 19; pp. 833-846.
- Huthnance, J.M., y Baines, P.G. (1982); "*Tidal Currents in the Northwest African Upwelling Region*"; *Deep-Sea Research*; Vol. 29, No. 3A; pp. 285-306.
- Lavín, M.F., y Organista, S. (1988); "*Surface Heat Flux in the Northern Gulf of California*"; *Journal of Geophysical Research*; Vol. 93, No. C11; pp. 14033-14038.
- Lepley, L.K., Vonder Haar, S.P., Hendrickson, J.R., y Calderón-Riveroll, G. (1975); "*Circulation in the Northern Gulf of California from Orbital Photographs and Ship Investigations*"; *Ciencias Marinas*; Vol 2, No. 2; pp. 86 - 93.
- Marinone, G., y Ripa, P. (1988); "*Geostrophic Flow in the Guaymas Basin, Central Gulf of California*"; *Continental Shelf Research*; Vol. 8, No. 2; pp. 159-166.
- Merrifield, M.A., y Winant, C.D. (1989); "*Shelf Circulation in the Gulf of California: A Description of the Variability*"; *Journal of Geophysical Research*; Vol. 94, No. C12; pp. 18133-18160.
- Morales, R.A., y Gutiérrez, G. (1989); "*Mareas en el Golfo de California*"; *Geofísica Internacional*; Unión Geofísica Mexicana; Vol. 28; pp. 25-46.

- Paden, C.A., Winant, C.D., y Abbott, M.R. (1993); "*Tidal and Atmospheric Forcing of the Upper Ocean in the Gulf of California, 2. Surface Heat Flux*"; Journal of Geophysical Research; Vol. 98, No. C11; pp. 20,091-20,103.
- Ripa, P. (1986); "*Evaluation of Vertical Structure Functions for the Analysis of Oceanic Data*"; Journal of Physical Oceanography; Vol. 16; pp. 223-232.
- Roden, G.I. (1964); "*Oceanographic Aspects of the Gulf of California*", en "*Marine Geology of the Gulf of California*"; Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.; Vol. 3, editado por T.H. Van Andel y G.G. Shor; pp. 30-58.
- Wunsch, C. (1975); "*Internal Tides in the Ocean*"; Reviews of Geophysics and Space Physics; Vol. 13, No. 1; pp. 167-182.