

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE  
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**

**CIRCULACIÓN BAROTRÓPICA DE BAHÍA  
SEBASTIAN VIZCAINO B.C. SIMULADA POR UN  
MODELO NUMÉRICO.**

**TESIS  
MAESTRÍA EN CIENCIAS**

**EMILIO PALACIOS HERNÁNDEZ**

Ensenada, Baja California, México, febrero de 1994.

RESUMEN de la tesis de Emilio Palacios Hernández presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS con opción en OCEANOGRAFIA FISICA. Ensenada, Baja California, México. Febrero de 1994.

CIRCULACION BAROTROPICA DE BAHIA SEBASTIAN VIZCAINO B. C.  
SIMULADA POR UN MODELO NUMERICO.

Resumen aprobado por:

A partir de observaciones hidrográficas y boyas de deriva, se ha establecido que la circulación en Bahía Sebastián Vizcaino B. C., esta dominada por un giro anticiclónico semipermanente de  $\approx 60$  km de diámetro y  $\approx 60$  m de profundidad.

En este estudio se emplea un modelo numérico bidimensional, para simular la circulación barotrópica y establecer los mecanismos más importantes que dan origen al giro. El modelo reproduce los patrones de circulación observados; en particular se establece que el giro es producido por el campo de viento local y la geometría de la costa.



CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE  
EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA.

DIVISION DE OCEANOLOGIA.  
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA.

CIRCULACION BAROTROPICA DE BAHIA SEBASTIAN VIZCAINO B. C.  
SIMULADA POR UN MODELO NUMERICO.

**TESIS**

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

EMILIO PALACIOS HERNANDEZ.

Ensenada, Baja California, México. febrero de 1994.

## AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Ma. Luisa Argote por su dirección y apoyo en la realización de esta tesis. Sus comentarios y estímulos fueron muy importantes para la finalización del trabajo.

A los miembros de mi comité de tesis: Dr. Alejandro Parés Sierra, M. en C. Alberto Amador Buenrostro y Dr. Raul Castro Escamilla. A todos por sus sugerencias y comentarios.

A la Secretaría de Marina, Dir. Gral. de Ocean. Naval. En especial al C. Secretario de Marina Alm. C.G. D.E.M. Carlos Ruano Angulo, al C. Dir. Gral. Oceanografía Naval Contralm. S.I.O. Alberto M. Vasquez De La Cerda y al C. Jefe de la Est. de Inv. Ocean. de Ensenada Tte. de Frag. S.I.O. René A. Navarro Palacios. Por el apoyo brindado.

Al CICESE por todas las facilidades otorgadas durante mi estancia.

Al CONACYT por su apoyo a través del programa de becas de posgrado.

A mis maestros: M.C. Manuel Figueroa, Dr. Federico Graef, Dr. Miguel Lavin, Dr. Armando Trasviña, Dr. Jose Ochoa, Dr. Manuel Lopez, M.C. Salvador Farreras, M.C. Luis Gustavo Alvarez y Dr. Edgar Pavía

A los C. M. en C. Manuel Mancilla Peraza, Antonio Sanchez Devora y Luis C. Jimenez Pérez. Por el apoyo brindado.

Al Dr. Sergio Reyes Coca por sus consejos.

A todos mis compañeros en especial a: Benjamin, Gilberto (por el frontenis, ¡no!), Emilio Beier, Jorge, Rosario, David, Pedro, Marco Julio, Rigoberto, Roberto y Carlos. Por su apoyo y por la grata convivencia.

## DEDICATORIA

A Rosalba y a mis padres Emilio e Isaura.

A mis abuelos María y Emilio y a la memoria de mis abuelos: Heliodoro, Jesus, Rosa y Rodrigo.

A mis hermanos: Rosa María y Sergio.

A mis tíos, primos, sobrinos y ahijados.

A mis amigos de casi toda la vida: Nicholas, Campa, Martin y Alma.

Y finalmente a Kerry, Jeff, Tom y Dave por sus 10 años de agresión.

# CONTENIDO

	<u>Página.</u>
I INTRODUCCIÓN.	1
II ANTECEDENTES.	4
II.1 Area de estudio.	4
II.2 Climatología.	6
II.3 Mareas.	6
II.4 Hidrografía y circulación.	7
II.5 Imágenes de Satélite.	11
III EL MODELO NUMERICO.	13
III.1 Caraterísticas del modelo.	13
III.2 Datos de entrada.	14
IV RESULTADOS Y DISCUSIONES.	17
IV.1 Comportamiento de la armónica $M_2$ .	17
IV.1.1 Elevación y fase.	17
IV.1.2 Corrientes de marea.	19
IV.1.3 Comparación entre la marea observada y la predicha.	22
IV.1.4 Corrientes residuales inducidas por marea.	24
IV.2 Análisis del campo de viento en la zona.	28
IV.2.1 C i rculación inducida por viento NW espacialmente homogéneo.	36
IV.2.2 C i rculación inducida por viento NW espacialmente variable.	39

## C O N T E N I D O (CONTINUACIÓN)

	<u>Página.</u>
IV.2.3 Comparación entre la circulación predicha y algunas observaciones.	45
IV.2.4 Importancia relativa de los términos de la ecuación de momento considerando un campo de viento homogéneo y un campo de viento variable.	47
V. CONCLUSIONES.	52
LITERATURA CITADA	54
APENDICE A	57

## L I S T A   D E   F I G U R A S

<u>Figura.</u>	<u>Página.</u>
1.- Ubicación geográfica de Bahía Sebastián Vizcaino B. C.	2
2.- Plano Batimétrico de Bahía Sebastián Vizcaino.	5
3.- Diagrama de corrientes representadas por vectores obtenidos a partir de GEK, del 13 al 15 de agosto de 1952.	9
4.- Imagen de satélite de Bahía Sebastián Vizcaino B. C. del 10-IX-1992.	12
5.- a) Malla empleada en el modelo numérico de Bahía Sebastián Vizcaino. b) Batimetría de Bahía Sebastián Vizcaino utilizada en el modelo numérico.	16
6.- Elevación y fase de la armónica $M_2$	18
7.- Excentricidad de la elipse de marea de la armónica $M_2$	20
8.- Semieje mayor de la elipse de marea. Las líneas continuas indican magnitud en m/s.	21
9.- Corrientes residuales inducidas por marea considerando fondo real y términos advectivos.	25
10.- Corrientes residuales inducidas por marea: a) Caso A: Batimetría real excluyendo los términos advectivos. b) Caso B: Fondo Plano (130 m) incluyendo los términos advectivos.	26
11.- Serie de tiempo de viento en tres localidades de BSV a) 28°N 115°W (NOAA). b) 29°N 115°W (NOAA). c) Ejido J. María Morelos (SARH).	29
12.- Rapidez promedio mensual de viento en 29°N 115°W.	31

## LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

<u>Figura.</u>		<u>Página.</u>
13.-	Campo de viento observado durante el crucero ECONER-0992. Notese la zona de calmas al sureste de Isla de Cedros.	32
14.-	Comparación entre los datos de vientos obtenidos.	33
15.-	Corrientes residuales inducidas por viento espacialmente homogéneo NW ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ).	38
16.-	Elevación residual con viento espacialmente homogéneo NW ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ).	40
17.-	Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real.	42
18.-	Elevación residual con viento NW espacialmente variable ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real (vease Fig. 13).	43
19.-	Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $ \vec{\tau}  \approx 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo plano (vease Fig. 13).	44
20.-	Sobreposición de los resultados del modelo viento NW ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) con la imagen infrarroja de satélite de temperatura superficial, correspondiente al 7-IX-1992.	46
21.-	Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $ \vec{\tau}  = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real, después de alcanzarse el estado estacionario (8 <sup>vo</sup> ciclo de marea) y eliminar dicho forzamiento durante dos ciclos de marea. Resultados al 10 <sup>mo</sup> ciclo de marea.	48

## LISTA DE TABLAS

<u>Tabla.</u>		<u>Página.</u>
I	Comparación entre los resultados de las predicciones de marea con mediciones directas.	23
II	Dirección de persistencia máxima estimada a partir de mediciones directas en el ejido J. María Morelos y a partir de vientos geostroficó s en las posiciones geográficas $28^{\circ}\text{N } 115^{\circ}\text{W}$ y $29^{\circ}\text{N } 115^{\circ}\text{W}$ .	35
III	Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento homogéneo (NW 10 m/s).	49
IV	Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento inhomogéneo (NW 10 m/s).	49

# CIRCULACION BAROTROPICA EN BAHIA SEBASTIAN VIZCAINO, B. C., SIMULADA POR UN MODELO NUMERICO.

## I INTRODUCCION.

Los procesos dinámicos que rigen a los cuerpos costeros son muy diferentes a los oceánicos, ya que estos tienen escalas de movimiento horizontales y verticales del orden de 100 km y 200 m, respectivamente, así como condiciones locales de marea, orografía, vientos, forma de la costa, batimetría, etc. influyendo directamente sobre la circulación, flujos de calor e hidrografía del lugar. Por otro lado en los procesos oceánicos, las escalas horizontales son del orden de miles de kilómetros y las escalas verticales del orden de  $\approx 4$  km.

El interés en los procesos dinámicos costeros, en especial el de la circulación de las aguas, es que está asociada al transporte de sedimentos, contaminantes y plancton. Esto tiene aplicaciones en otras ciencias así como aplicaciones prácticas, ya que con este conocimiento se puede realizar una mejor planeación de centros turísticos, industriales, etc. Por ejemplo, se puede indicar donde descargar aguas negras o desechos industriales para que la permanencia de estos contaminantes dentro de una cuenca sea mínima para de esta forma dañar lo menos posible el ecosistema existente.

En este trabajo en particular, se estudia la circulación de Bahía Sebastian Vizcaino, la cual está ubicada en la costa oeste de la península de Baja California (fig. 1). Dicha circulación está dominada por la presencia de un giro anticiclónico (Groves y Reid, 1958; Wyllie, 1960, D.C.P.G., 1963; Mancilla-Peraza et al., 1993 y Amador-Buenrostro et al., en preparación). Se ha sugerido

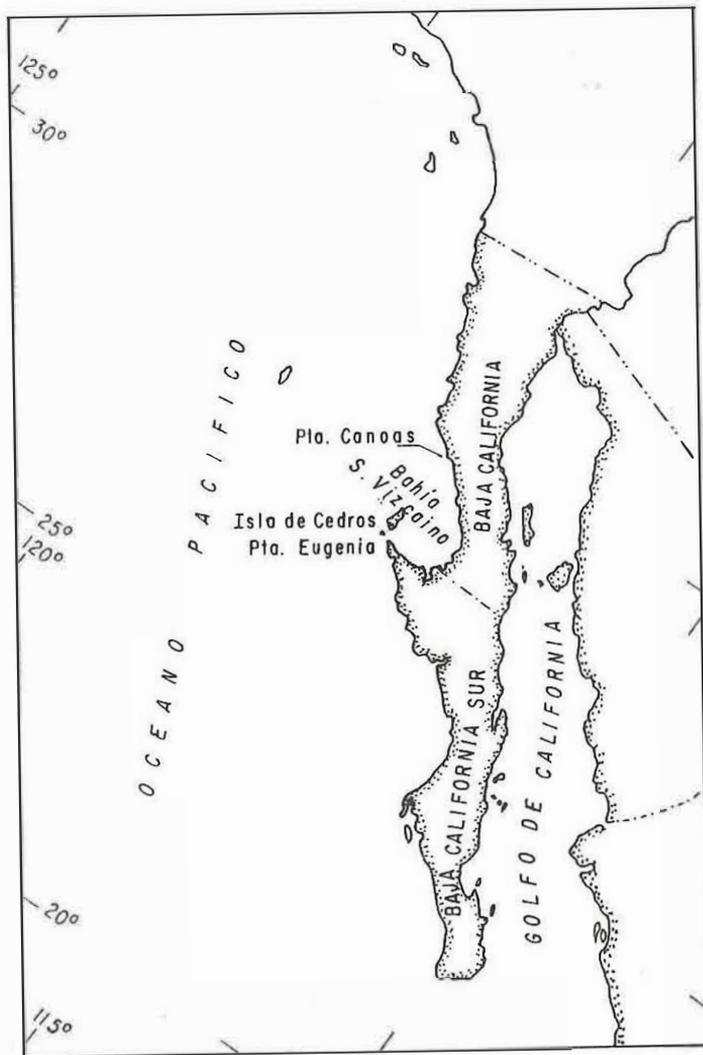


Figura 1.- Ubicación geográfica de Bahía Sebastian Vizcaino B. C.

que los mecanismos principales que controlan la presencia de este giro son: el campo de viento local y la batimetría (S.I.O., 1962).

Es importante establecer, que en base a la información con que se contaba en dichos estudios no se podría establecer en forma conclusiva el efecto de dichos mecanismos.

Debido a lo anterior, en este estudio se pretende analizar por medio de un modelo hidrodinámico, integrado verticalmente, el efecto de los vientos y la batimetría en la circulación de esta bahía.

## II ANTECEDENTES.

### II.1 AREA DE ESTUDIO.

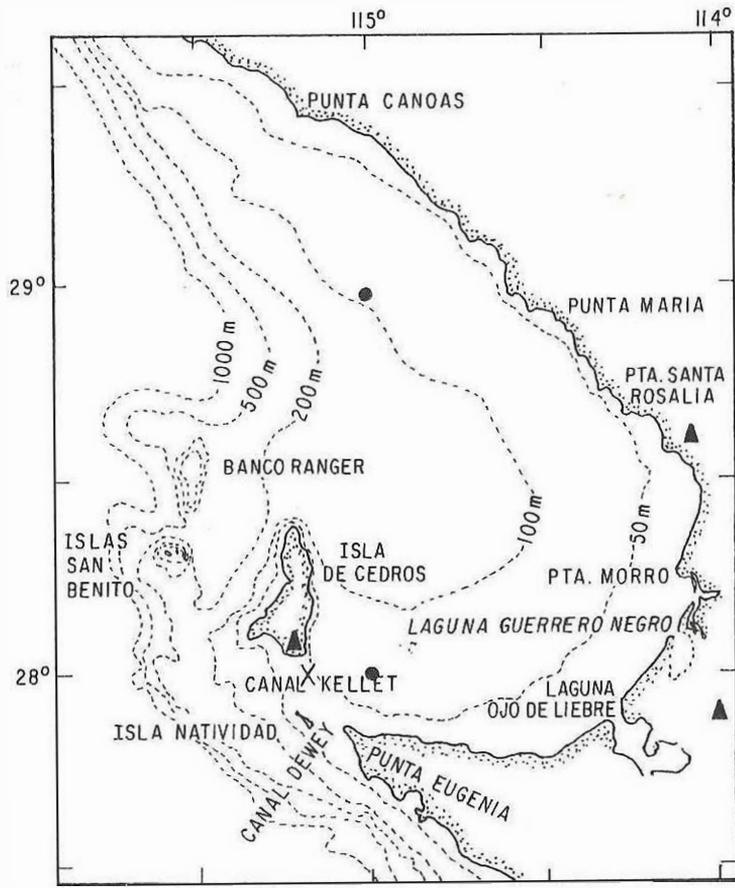
La Bahía de Sebastian Vizcaino (de aquí en adelante BSV) está localizada de los 27° 45' a los 29° 30' de latitud norte y de los 114° 30' a los 115° 30' de longitud oeste, sobre la costa del Pacífico de Baja California. La bahía tiene la forma de un anzuelo y está completamente expuesta hacia el mar en dirección noroeste (Fig. 2). La batimetría presenta una pendiente suave (1:500), siguiendo las isobatas la forma de la costa. La profundidad promedio es de 130 m, alcanzando los 200 m al norte de Isla de Cedros.

En la región suroeste de la bahía se localiza Punta Eugenia, la cual es una elevación montañosa con altitud <600 m; al norte de esta punta ( $\approx 22$  km) se encuentra Isla de Cedros, ( $\approx 40$  km de largo, por  $\approx 10$  km de ancho) con una altitud máxima de 1200 m; entre esta isla y Punta Eugenia existen dos canales los cuales comunican la bahía con el océano adyacente, separados por Isla Natividad: el Canal Kellet de 15 Km de ancho y  $\approx 45$  m de profundidad y el Canal Dewey de 7 Km de ancho y  $\approx 30$  m de profundidad; al oeste y noroeste de Isla de Cedros ( $\approx 28$  km) se localizan las Islas San Benito y el Banco Ranger, respectivamente.

En la costa sureste de la bahía se encuentran 3 lagunas costeras someras: Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela.

La BSV se encuentra en la región del sistema de la Corriente de California, la cual ha sido estudiada ampliamente en su parte oceánica, sin embargo en la zona costera existen pocos estudios reportados en la literatura.

A partir de la información existente, a continuación se describirán las características principales de la región de la BSV.



- ▲ EST. METEOROLOGICA S.A.R.H.
- X ANCLAJE (ECONER - 0992.)
- POSICION DATOS (NOAA)

Figura 2.- Plano Batimétrico de Bahía Sebastian Vizcaino.

## II.2 CLIMATOLOGIA.

La BSV se encuentra rodeada por un desierto arenoso; con temperatura ambiente media anual de 18° a 20°C. El tipo de clima es muy seco, con dos subtipos; seco semicálido en la región del desierto y seco templado en las zonas montañosas de Punta Eugenia e Isla de Cedros. La temporada de lluvias, las cuales son muy escasas (< 100 mm/año) se presentan en invierno. Esta zona no presenta aporte de ríos a la bahía (INEGI, 1988).

La dirección del viento dominante en la bahía es noroeste (Osorio-Tafall, 1948), intensificándose en abril y mayo (Reid et al., 1958). La dirección NW de los vientos y la orientación de la península contribuyen a que esta sea una de las zonas de surgencias más intensas en la región de la Corriente de California (Reid et al., 1958; Bakun, 1975). En particular la zona de Punta Canoas al norte de BSV presenta surgencias durante todo el año, siendo más fuertes en los meses de abril y mayo como consecuencia de la intensificación de los vientos (Dawson, 1952; Bakun, 1975).

## II.3 MAREAS.

El régimen de marea prevaleciente en la BSV es semidiurno mixto (número de forma = 0.653 (Bowden, 1983)), siendo las componentes armónicas semidiurnas  $M_2$  y  $S_2$  y las diurnas  $K_1$  y  $O_1$  las más importantes. Debido a que la BSV presenta un área relativamente pequeña, la onda de marea dentro de la bahía es considerada como cooscilación de la marea del Pacífico noreste. La armónica de mayor amplitud (50-55 cm) es la  $M_2$  (Godin et al., 1980) y las corrientes de marea máximas (1.1 m/s), han sido reportadas en la región de los canales de Kellet y Dewey (Emery et al., 1957).

## II.4 HIDROGRAFIA Y CIRCULACION.

Estudios basados en datos de temperatura del mar indican que, en general, en la región de la BSV, al principio de la primavera (marzo), se presenta una zona de surgencia débil en Punta Canoas. El agua de la bahía durante este período se encuentra bien mezclada, presentando una temperatura superficial promedio de 15°C (D.C.P.G., 1963; Wyllie, 1960; Mancilla-Peraza et al., 1993). Conforme avanza la primavera, los vientos aumentan su magnitud (Reid et al., 1958), ocasionando que la surgencia de Punta Canoas se intensifique e inicie la temporada de surgencias en Punta Eugenia (Dawson, 1951; D.C.P.G., 1963). Esto da como resultado la presencia de temperaturas relativamente bajas hasta junio en la bahía (Wyllie, 1960 y D.C.P.G., 1963), dado que el agua de surgencia de Punta Canoas la abastece e impide que el agua oceánica entre a la cuenca (Groves y Reid, 1958).

Durante el verano (julio y agosto) las surgencias se debilitan, debido a una disminución en la intensidad de los vientos. Por otra parte, debido al incremento estacional de la radiación solar (Wyllie, 1960), se incrementa la temperatura superficial en la parte central de la bahía, contrastando con la baja temperatura superficial de Punta Canoas (producida por las surgencias). En consecuencia han sido observados fuertes gradientes horizontales de temperatura entre Punta Canoas y la zona central de la bahía ( $\approx 6^{\circ}\text{C}$  en 80 km; McEwen, 1916; D.C.P.G., 1963). La característica más sobresaliente en las distribuciones de temperatura es la presencia de un remolino semipermanente de aguas relativamente cálidas (más evidente en esta época del año), situado al este de Isla de Cedros, el cual gira en sentido anticiclónico (Groves y Reid, 1958; Wyllie, 1960 y 1966; Mancilla-Peraza et. al, 1993; Amador-Buenrostro et. al, en preparación). En los primeros trabajos reportados en la literatura (Dawson, 1951 y 1952; Emery et.

al, 1957) el giro es descrito como un gran meandro que cubre toda la bahía siguiendo las isobatas de los 50 a 100 m, sin llegar a cerrar el circuito. Dawson (1951), mencionó que éste movimiento es identificable en el trabajo de McEwen (1916), sin embargo en este trabajo (McEwen, 1916) solo se distingue una especie de giro al norte de la BSV, que no corresponde al giro al que se hace referencia en los estudios posteriores. Groves y Reid, (1958) definieron por primera vez la forma y límites de un remolino de  $\approx 50$  a  $\approx 65$  km de diametro y  $\approx 60$  m de profundidad (Fig. 3), delimitado por una termoclina abrupta y un frente térmico muy pronunciado (Dawson, 1952; Groves y Reid, 1958; Wyllie, 1960). Al norte del giro, se produce una zona de convergencia de aguas de surgencia de Punta Canoas y aguas del giro (Dawson, 1952; Emery et al., 1957; D.C.P.G., 1963). Esta zona de convergencia fué inferida a partir de la diferencia de colores del agua y por la trayectoria de masas de *Macrocytis sp.*, observadas desde la punta norte de Isla de Cedros (Dawson, 1952).

Durante el otoño, la surgencia en Punta Canoas se debilita mientras que la de Punta Eugenia desaparece. En consecuencia la bahía es invadida por aguas de temperatura y salinidad relativamente altas (máximos del año) provenientes del suroeste de Punta Eugenia (Wyllie, 1960 y D.C.P.G., 1963), con características similares a la masa de agua Ecuatorial Superficial (Mancilla-Peraza et al., 1993). El ciclo empieza de nuevo con el incremento en la intensidad del viento y de las surgencias a finales de diciembre y principios de enero (Wyllie, 1960).

Los datos hidrográficos reportados indican que a lo largo del año el agua de la Corriente de California entra a la bahía periódicamente formando manchas de baja temperatura y baja salinidad (Groves y Reid, 1958; Wyllie, 1960).

La presencia del giro anticiclónico ha sido corroborada con mediciones directas de corrientes utilizando métodos eulerianos y lagrangeanos. Sin

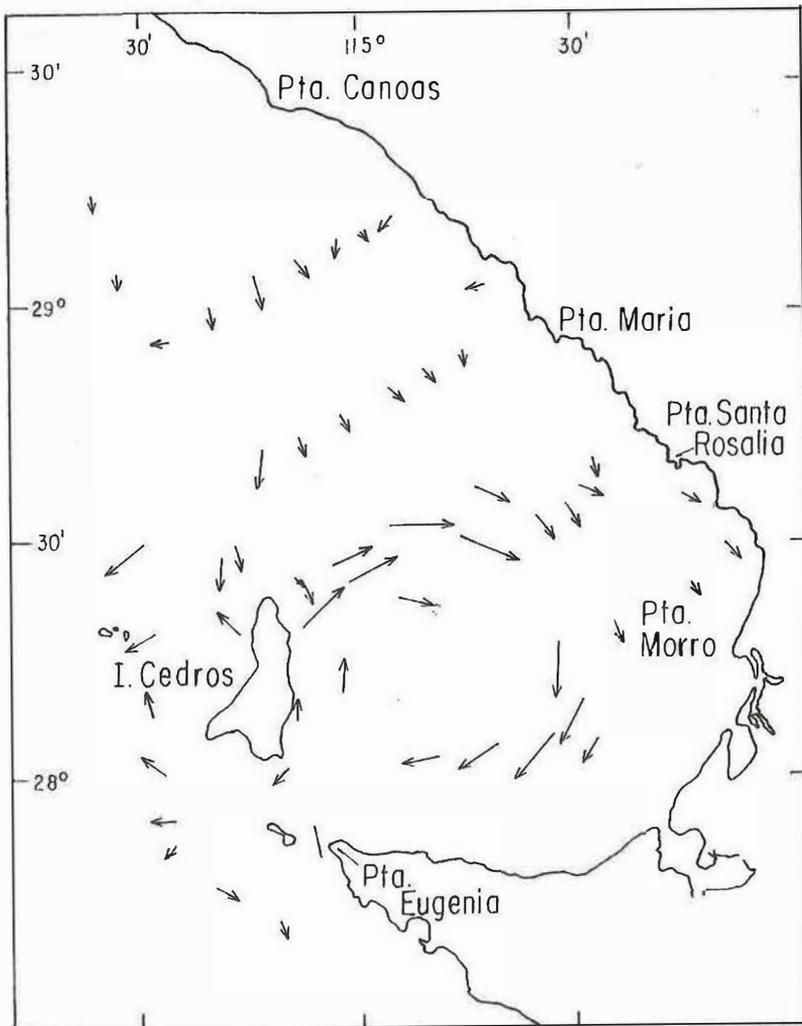


Figura 3.- Diagrama de corrientes representadas por vectores obtenidos a partir de GEK, del 13 al 15 de agosto de 1952.

embargo, los resultados reportados con ambos métodos en diagramas de vectores no presentan escalas de velocidad (Groves y Reid, 1958) ni análisis estadístico de las trayectorias de las boyas (S.I.O, 1962), que permita establecer la velocidad de las corrientes del giro. Los diagramas de deriva de los paracaídas indican que el giro afecta la columna de agua hasta una profundidad de  $\approx 50$  m (S.I.O., 1962); además en este trabajo se sugiere que el esfuerzo del viento es el factor que controla la circulación de la BSV ya que se observó una fuerte correlación entre las intensidades del viento y la de las corrientes; también se sugiere que la presencia de este giro es debida a la acción combinada del viento y la batimetría. El campo de viento presenta una zona de calma que coincide con la zona de aguas relativamente profundas (75-150 m) al oriente de Isla de Cedros. Sin embargo no se indica como fué determinada la zona de calma, ni se presentan registros del campo de viento prevaleciente durante las observaciones de corrientes.

Es evidente que la información recabada, indica que la circulación de la BSV está dominada por el giro anticiclónico. Se han propuesto varios mecanismos de generación del giro como: el campo de viento local, la forma de la cuenca, la zona de calmas de viento situada al este de I. de Cedros y la batimetría de la bahía; sin embargo, hasta el momento no se ha demostrado la importancia relativa de los mecanismos generadores. En este trabajo se analizan, los posibles mecanismos responsables de la presencia del giro, por medio de un modelo numérico, de tal forma que se pueda estudiar por separado cada uno de ellos y establecer su grado de importancia. Los resultados del modelo serán comparados con mediciones directas, para probar la confiabilidad de las predicciones.

## II.5 IMAGENES DE SATELITE.

A partir de imágenes de satélite infrarojas de temperatura superficial (Fig. 4) se observan las áreas influenciadas por surgencias y algunos frentes horizontales provocados por las mismas surgencias y por la convergencia de agua de distinta procedencia. El análisis de estas estructuras infiere algunos patrones de circulación superficial en la bahía. Entre los rasgos más sobresalientes, se presenta el giro anticiclónico, el cual se puede observar casi todo el año, pero con mayor claridad durante el otoño. Otro rasgo sobresaliente es la presencia de surgencias durante casi todo el año. Estas surgencias originan zonas de aguas más frías en la costa de Punta Baja y Punta Canoas, las cuales avanzan hacia el sur. En particular estas estructuras de agua fría tienden a unirse a la circulación de la bahía incorporándose al gran giro dentro de estas dos ramas, una por la parte occidental de la bahía y otra por la parte noreste paralela a la costa (Amador-Buenrostro et al., en preparación).

### III EL MODELO NUMERICO

#### III.1 CARACTERISTICAS DEL MODELO

El modelo numérico que se emplea fué desarrollado por Hunter, (1980) el cual resuelve las ecuaciones de momento (en las direcciones  $x$  y  $y$ ) y la ecuación de continuidad. Estas ecuaciones verticalmente integradas se expresan a continuación:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = & -U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + fV - \frac{C_f U \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H} + \\ & + K_H \nabla_H^2 U + \frac{\tau_x}{\rho_w H} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} = & -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - fU - \frac{C_f V \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H} + \\ & + K_H \nabla_H^2 V + \frac{\tau_y}{\rho_w H} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial[(\eta+H)U]}{\partial x} - \frac{\partial[(\eta+H)V]}{\partial y} \quad (3)$$

(el significado de cada una de las variables se presenta en el apéndice A).

Las variables  $U$ ,  $V$ ,  $\eta$ , y  $H$  se distribuyen en una celda computacional Arakawa tipo C (Arakawa y Mesinger, 1976).

Debido a que se emplea un esquema explícito para la integración de las ecuaciones, se debe de cumplir con el criterio de Courant et al., (1928).

$$\Delta t < \frac{1}{(g H_{\max} (\Delta x^{-2} + \Delta y^{-2}))^{1/2}} \quad (4)$$

(ver apéndice A).

El modelo puede ser forzado en las fronteras abiertas con amplitud y fase de marea o con la magnitud y fase de las componentes de velocidad  $u$  y  $v$ , de la armónica considerada.

Se establecen como condiciones iniciales; el nivel del mar en cero y el fluido en reposo. Las condiciones de frontera cerrada son: deslizamiento libre en la componente de la velocidad paralela a la costa y la componente de la velocidad perpendicular a la costa es cero.

La excentricidad de la elipse de marea ( $\epsilon$ ) está definida por el cociente del semieje menor ( $b$ ) entre el semieje mayor ( $a$ ) ( $\epsilon = b/a$ ),  $\epsilon$  varía de  $-1$  a  $1$ . Para valores cercanos a  $|1|$  las elipses tienden a ser circulares, y para valores cercanos a  $|0|$  las elipses tienden a ser rectilneas. El signo indica el sentido de giro, positivo en sentido ciclónico y negativo en sentido anticiclónico.

En este trabajo, se analiza la respuesta barotrópica de la bahía, la cual es apropiada cuando el agua de la cuenca se encuentra mezclada. Por otro lado, la respuesta baroclínica del sistema, la cual surge al existir estratificación en la columna de agua, no está dentro de los objetivos de este estudio.

### III.2 DATOS DE ENTRADA

En virtud de que el modelo requiere como datos de entrada la batimetría, esta fué digitizada de la carta batimétrica S.M. 601 (1975), en una malla de 35 X 51 celdas de 5115 m de lado. En la malla solo aparece Laguna Ojo de Liebre

(Fig. 5). Las lagunas Manuela y Guerrero Negro no fueron incluidas debido a que su ancho promedio ( $\approx 2$  km) es menor que la luz de malla. Las islas San Benito y Natividad son representadas como barreras al oeste y sur de Isla de Cedros respectivamente, cumpliendo con las condiciones de frontera cerrada.

El paso de tiempo ( $\Delta t$ ) obtenido de la ec. (4) fué de 18 seg.

Debido a que la componente armónica  $M_2$ , es la más energética en la zona, esta fué considerada para simular el comportamiento de la marea. El modelo fué forzado en las fronteras abiertas con la amplitud y fase de  $M_2$ . Estos parámetros fueron obtenidos por interpolación lineal de los datos reportados por Godin et. al., (1980) y el coeficiente de fricción de fondo utilizado fué de  $C_f = 0.003$ . La elevación de la marea a lo largo de la frontera abierta varió de 0.504 m a 0.557 m y su fase de  $119.5^\circ$  a  $128.4^\circ$ .

El modelo se dejó correr durante 15 ciclos de la  $M_2$  hasta que alcanzó el estado estacionario (diferencias de las variables (por ejemplo  $\eta$ )  $< 0.4\%$  en 2 ciclos sucesivos).

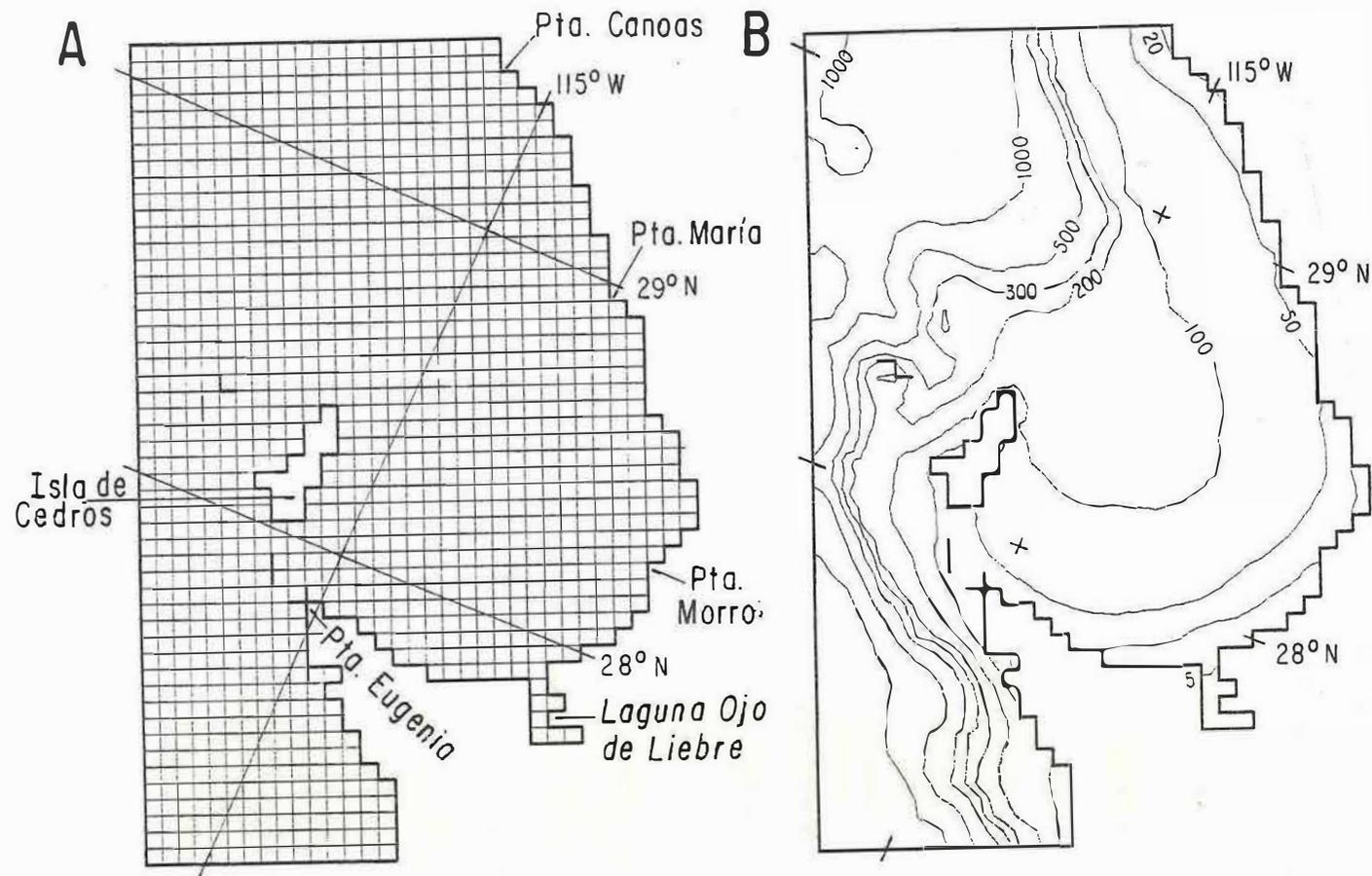


Figura 5.- a) Malla empleada en el modelo numérico de Bahía Sebastian Vizcaino.  
 b) Batimetría de Bahía Sebastian Vizcaino utilizada en el modelo numérico.

## IV RESULTADOS Y DISCUSIONES.

Para propósitos de descripción de los resultados de este trabajo, el área modelada se dividió en tres regiones: a) el interior de la bahía, que corresponde a la zona comprendida de la isobata de los 200m hacia la costa, b) el talud, esta porción corresponde a la región limitada por las isobatas de 500 m a 200 m, y c) la zona profunda ( $H > 500$  m).

### IV.1 COMPORTAMIENTO DE LA ARMONICA $M_2$ .

#### IV.1.1 ELEVACION Y FASE.

El comportamiento de la elevación de la superficie ( $\eta$ ) en la región interior de BSV (Fig. 6) puede ser explicada en términos de una onda de Kelvin propagándose con la costa a la derecha, la cual alcanza la elevación máxima en la costa y decrece exponencialmente, hacia mar adentro (Bowden, 1983).  $\eta$  varía de 0.54 m en el norte de la bahía a 0.62 m en el sureste (frente a las lagunas). La distribución de la fase de  $M_2$  muestra que, la onda de marea se propaga de sur a norte a lo largo de la costa oeste de Baja California y entra a BSV por los canales (Kellet y Dewey). En el interior de la bahía la onda continua propagándose hacia el noreste, con un desfase de  $3^\circ$  ( $124^\circ$  a  $127^\circ$ ,  $\approx 9$  min) entre los canales y Punta María. La presencia de la  $M_2$  dentro de BSV es casi simultánea, ya que la longitud de onda de la  $M_2$  es de  $\approx 1600$  km para la profundidad media de la bahía (130 m) mientras que el diametro medio de la bahía es de  $\approx 100$  km. No obstante que la fase ( $\phi$ ) presenta una variación pequeña en toda el área modelada, se observan variaciones espaciales más marcadas en el extremo norte de Punta Eugenia. Estas variaciones son producidas por los efectos friccionales más pronunciados en la punta (Pingree y Maddock, 1979).

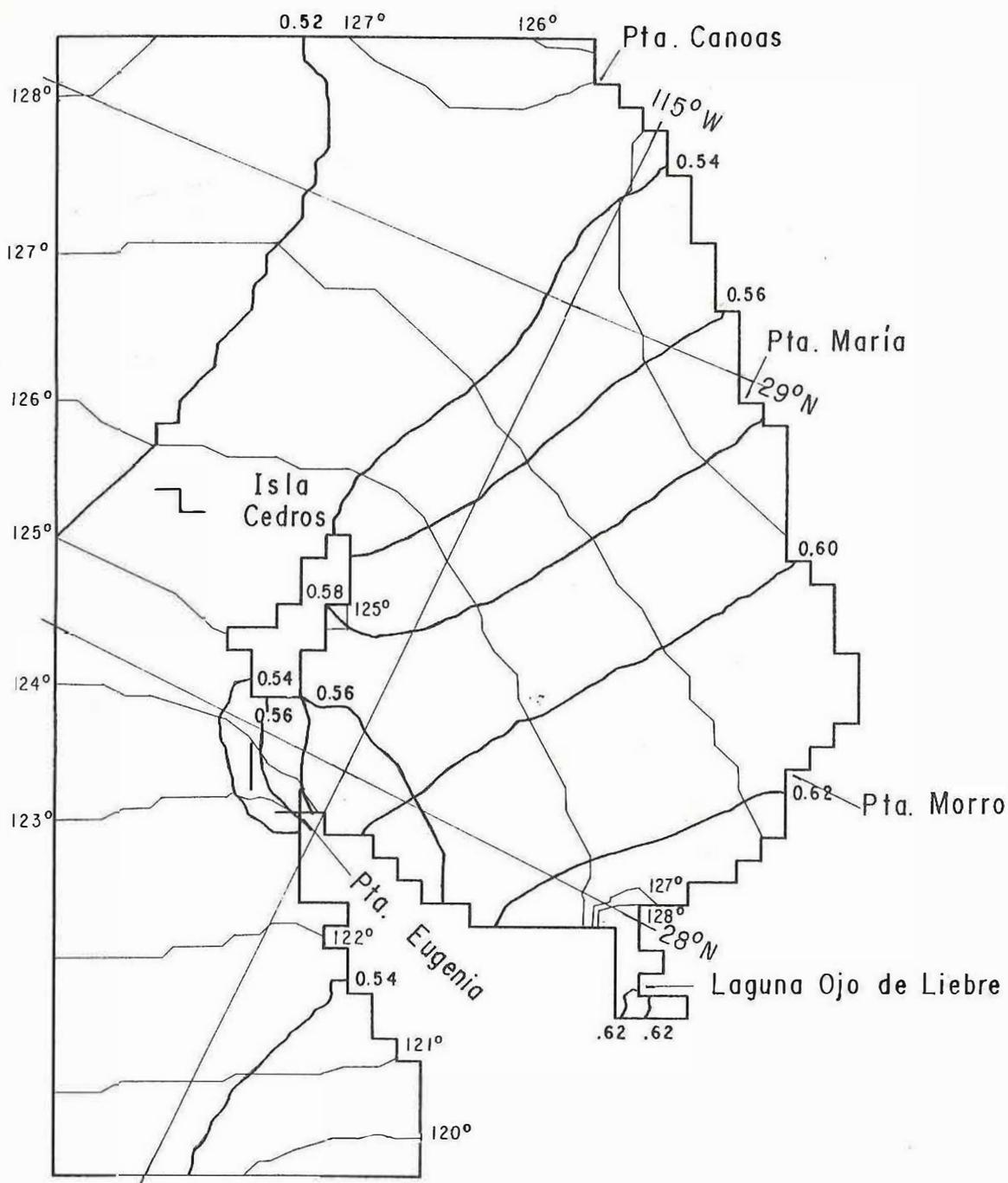


Figura 6.- Elevación y fase de la armónica  $M_2$

#### IV.1.2 CORRIENTES DE MAREA.

El comportamiento de las corrientes de marea predichas por el modelo, se analizan con base en las propiedades de la elipse de marea: excentricidad ( $\epsilon$ ) y semieje mayor ( $a$ ) (figs. 7 y 8 respectivamente)

Los valores de  $|\epsilon| \leq |0.20|$  dentro de BSV indican que las corrientes de marea son aproximadamente rectilneas. Unicamente al oeste de las Islas San Benito, Cedros y Natividad en áreas de extensión reducida, las elipses de marea tienden a ser circulares ( $|\epsilon| \geq |0.60|$ ). Por lo anterior excepto en estas áreas, la descripción de las corrientes de marea se hace a partir de las distribuciones de los semiejes mayores.

En la zona interior de BSV las corrientes fluyen perpendiculares a las isobatas (Fig. 8), mientras que en la costa oeste de Punta Eugenia, presentan una orientación paralela a las isobatas debido al incremento de la fricción con el fondo (Battisti y Clarke, 1982). Una característica notable, es el incremento en la magnitud de la corriente de marea ( $0.025 \text{ m/s} \leq a \leq 0.075 \text{ m/s}$ ) hacia el interior de la bahía, a partir del talud continental. En esta región la batimetría presenta una pendiente muy marcada (1:33), en comparación con el interior de la bahía (1:500). La amplitud de la corriente en la mayor parte de la zona interior de BSV fluctua de 0.025 m/s a 0.050 m/s. Las corrientes máximas se presentan en la boca de la Laguna Ojo de Liebre y en los canales de Dewey y Kellet ( $\approx 0.20 \text{ m/s}$ ), como respuesta a la reducción del área transversal de estas zonas (Bowden, 1983).

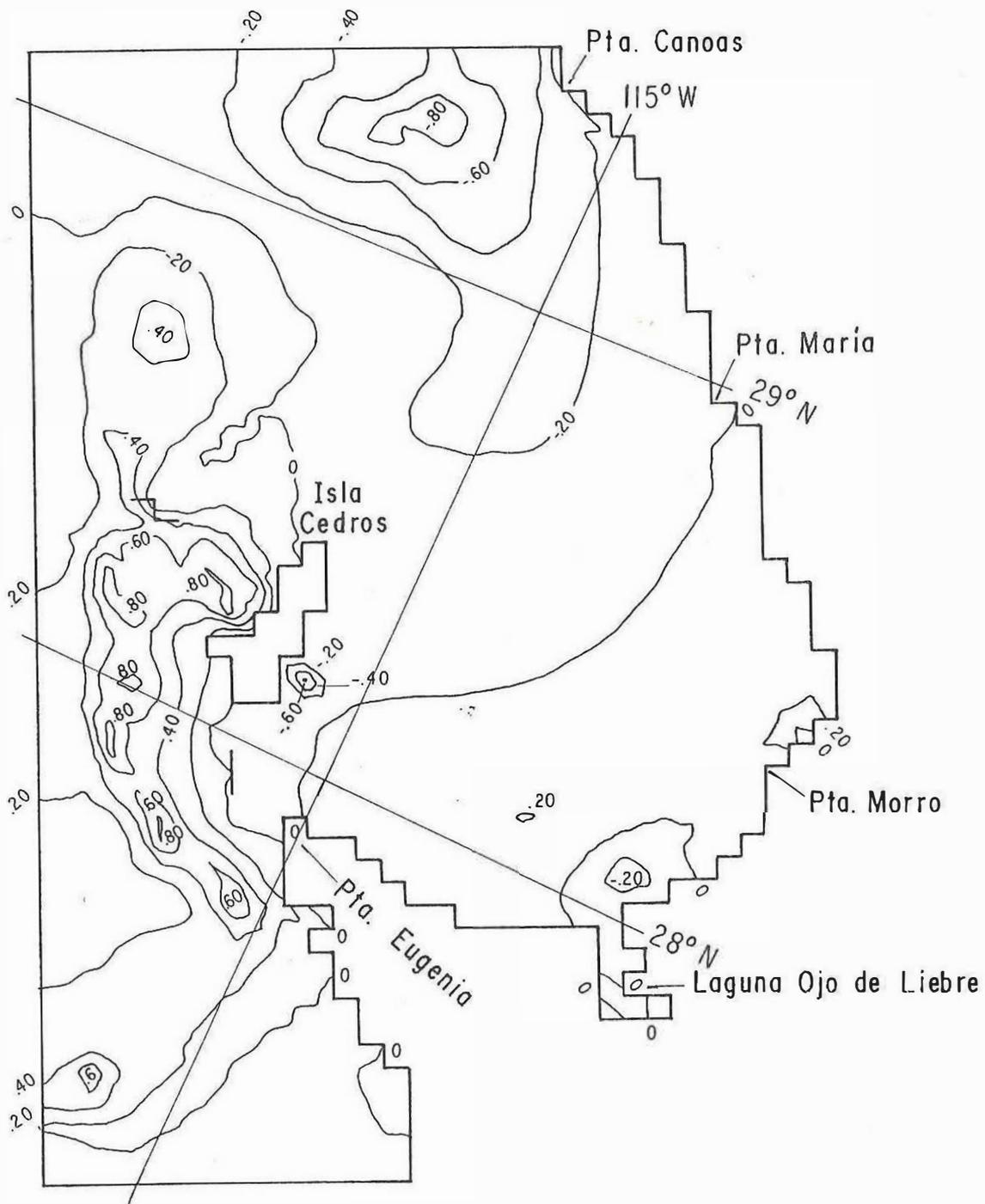


Figura 7.- Excentricidad de la elipse de marea de la armónica  $M_2$

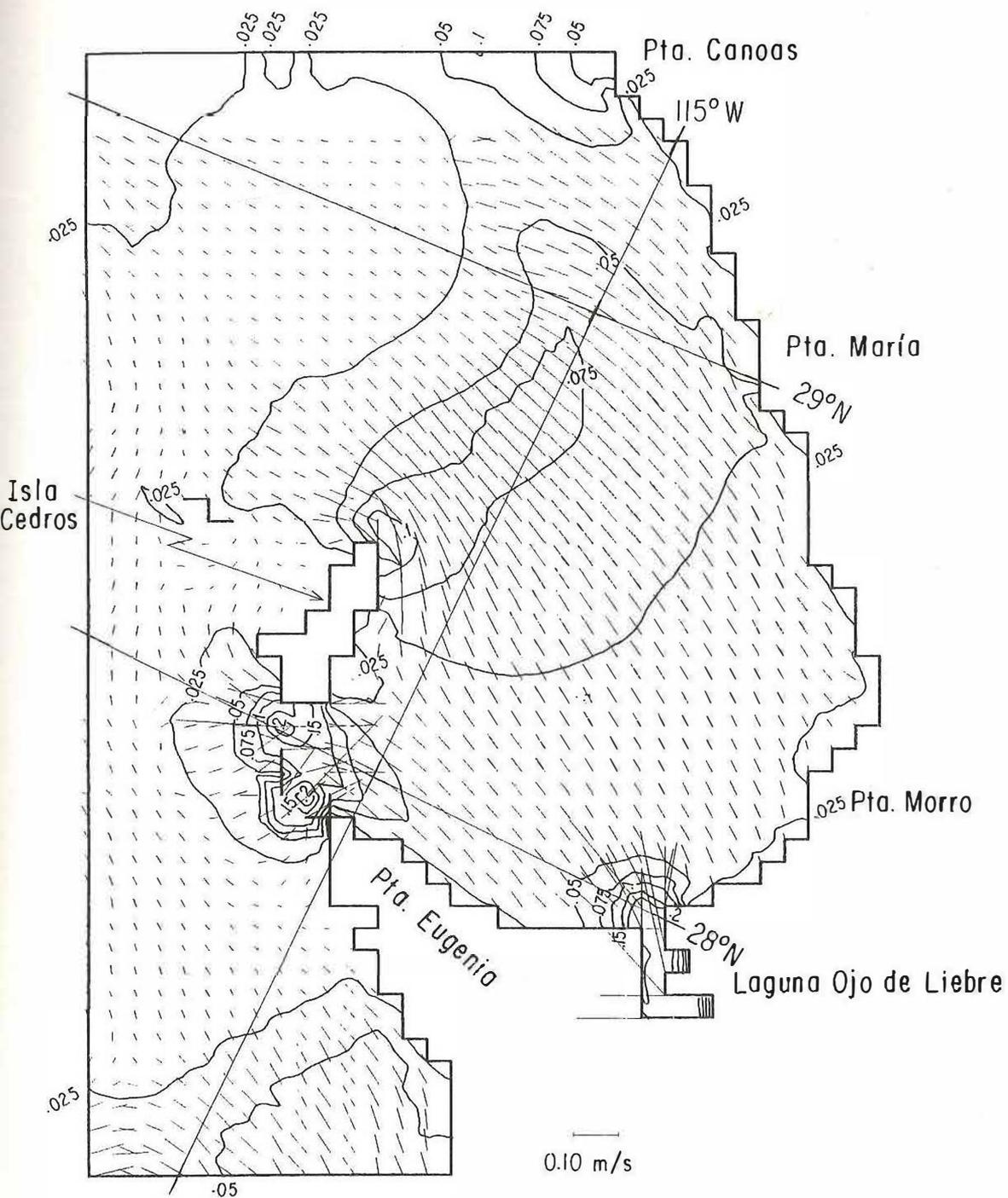


Figura 8.- Semieje mayor de la elipse de marea.  
Las líneas continuas indican magnitud en m/s.

### IV.1.3 COMPARACION ENTRE LA MAREA OBSERVADA Y LA PREDICHA.

Con el fin de probar la confiabilidad del modelo, los resultados obtenidos se compararon con mediciones directas de amplitud y fase de la elevación de la estación mareográfica de I. de Cedros, operada por CICESE. La serie de datos utilizada para obtener la fase ( $\phi$ ) y amplitud ( $\eta$ ) de las constantes armónicas correspondió a un período de 10 años. Además se contó con datos de corrientes obtenidos, de una serie de tiempo de 10 días (del 8 al 18 de septiembre de 1992), de dos corrientímetros (a 10 m y 30 m de profundidad) anclados en el canal de Kellet (con una profundidad de 44 m; vease Fig. 2). Con esta serie de tiempo se obtuvieron las propiedades de la elipse de la marea, para las principales componentes armónicas.

Para comparar la amplitud de la corriente de la componente  $M_2$  estimada a partir de series de tiempo obtenidas con corrientímetros con los resultados del modelo, las cuales representan el promedio de la corriente integrado en la vertical, se utilizó la siguiente relación empírica (Bowden y Fairbairn, 1952).

$$U = \frac{U'}{1.5 [ 0.63 + 0.37 ( 1.00 - z^2 / H^2 ) ]} \quad (5)$$

(ver apéndice A). Donde  $U$  es velocidad promediada en la vertical y  $U'$  es la velocidad medida por el corrientímetro a la profundidad  $z$ .

Los registros de los corrientímetros fueron:  $U' = 0.26$  m/s para  $z = 10$  m y  $U' = 0.21$  m/s para  $z = 30$  m, empleando la ecuación (5), se obtienen velocidades promedio en la vertical de  $U = 0.18$  m/s y  $U = 0.17$  m/s respectivamente. En la tabla I se muestran las comparaciones entre la elevación y la magnitud de la corrientes predichas por el modelo y aquellas obtenidas por medio de

### IV.1.3 COMPARACION ENTRE LA MAREA OBSERVADA Y LA PREDICHA.

Con el fin de probar la confiabilidad del modelo, los resultados obtenidos se compararon con mediciones directas de amplitud y fase de la elevación de la estación mareográfica de I. de Cedros, operada por CICESE. La serie de datos utilizada para obtener la fase ( $\phi$ ) y amplitud ( $\eta$ ) de las constantes armónicas correspondió a un período de 10 años. Además se contó con datos de corrientes obtenidos, de una serie de tiempo de 10 días (del 8 al 18 de septiembre de 1992), de dos corrientímetros (a 10 m y 30 m de profundidad) anclados en el canal de Kellet (con una profundidad de 44 m; vease Fig. 2). Con esta serie de tiempo se obtuvieron las propiedades de la elipse de la marea, para las principales componentes armónicas.

Para comparar la amplitud de la corriente de la componente  $M_2$  estimada a partir de series de tiempo obtenidas con corrientímetros con los resultados del modelo, las cuales representan el promedio de la corriente integrado en la vertical, se utilizó la siguiente relación empírica (Bowden y Fairbairn, 1952).

$$U = \frac{U'}{1.5 [ 0.63 + 0.37 ( 1.00 - z^2 / H^2 ) ]} \quad (5)$$

(ver apéndice A). Donde  $U$  es velocidad promediada en la vertical y  $U'$  es la velocidad medida por el corrientímetro a la profundidad  $z$ .

Los registros de los corrientímetros fueron:  $U' = 0.26$  m/s para  $z = 10$  m y  $U' = 0.21$  m/s para  $z = 30$  m, empleando la ecuación (5), se obtienen velocidades promedio en la vertical de  $U = 0.18$  m/s y  $U = 0.17$  m/s respectivamente. En la tabla I se muestran las comparaciones entre la elevación y la magnitud de la corrientes predichas por el modelo y aquellas obtenidas por medio de

TABLA I.- Comparación de resultados con mediciones directas.

	ELEVACION		CORRIENTES	
	$\eta$ (m)	$\phi$ (°)	magnitud de semieje mayor de elipse de marea (m/seg)	
resultados del modelo	0.58	125	0.20	
mediciones	0.51	123	(10m) 0.18	(30m) 0.17
diferencia	0.07	2	0.02	0.03
	Est. mareográfica en Isla de Cedros		Corrientímetros en el Canal de Kellet	

observaciones directas. Las diferencias entre la magnitud de la corriente observada y la magnitud de la predicha por el modelo es del orden del error de los corrientímetros ( $\approx 0.02$  m/s). Las comparaciones de la elevación también muestran una concordancia satisfactoria.

No obstante que se contó con un número restringido de observaciones directas estas comparaciones sugieren que el modelo reproduce adecuadamente las condiciones observadas.

#### IV.1.4 CORRIENTES RESIDUALES INDUCIDAS POR MAREA.

Las corrientes residuales inducidas por marea (CRM) se definen, de acuerdo con Pingree y Maddock (1977) como:

$$\mathbf{u}_r = \frac{1}{T} \int_0^T \mathbf{u} dt \quad (6)$$

donde  $T$  = período de la  $M_2$  (ver apéndice A).

En la figura 9 se muestran las distribuciones de CRM. Las CRM máximas de  $\approx 0.05$  m/s se predicen en los canales y al norte de I. de Cedros. Fuera de éstas zonas las CRM son un orden de magnitud menor ( $10^{-3}$  m/s).

#### MECANISMOS DE GENERACIÓN DE CORRIENTES RESIDUALES.

Con el fin de analizar la importancia relativa de los términos advectivos y de fricción del fondo, en la generación de las CRM en la zona de estudio, el modelo fué corrido para los siguientes casos.

Caso A, se corrió el modelo eliminando los términos advectivos ( $U \frac{\partial U}{\partial x}$ ,  $V \frac{\partial U}{\partial y}$  y  $U \frac{\partial V}{\partial x}$ ,  $V \frac{\partial V}{\partial y}$ ) de las ecs. (1) y (2). Caso B se consideró una profundidad constante de 130 m para toda el área modelada.

Los resultados del caso A (Fig. 10a) y B (Fig. 10b) muestran que los términos advectivos son los más importantes en esta zona en la generación de CRM; ya que al no incluirlos, la magnitud de las CRM generadas son de un orden de magnitud

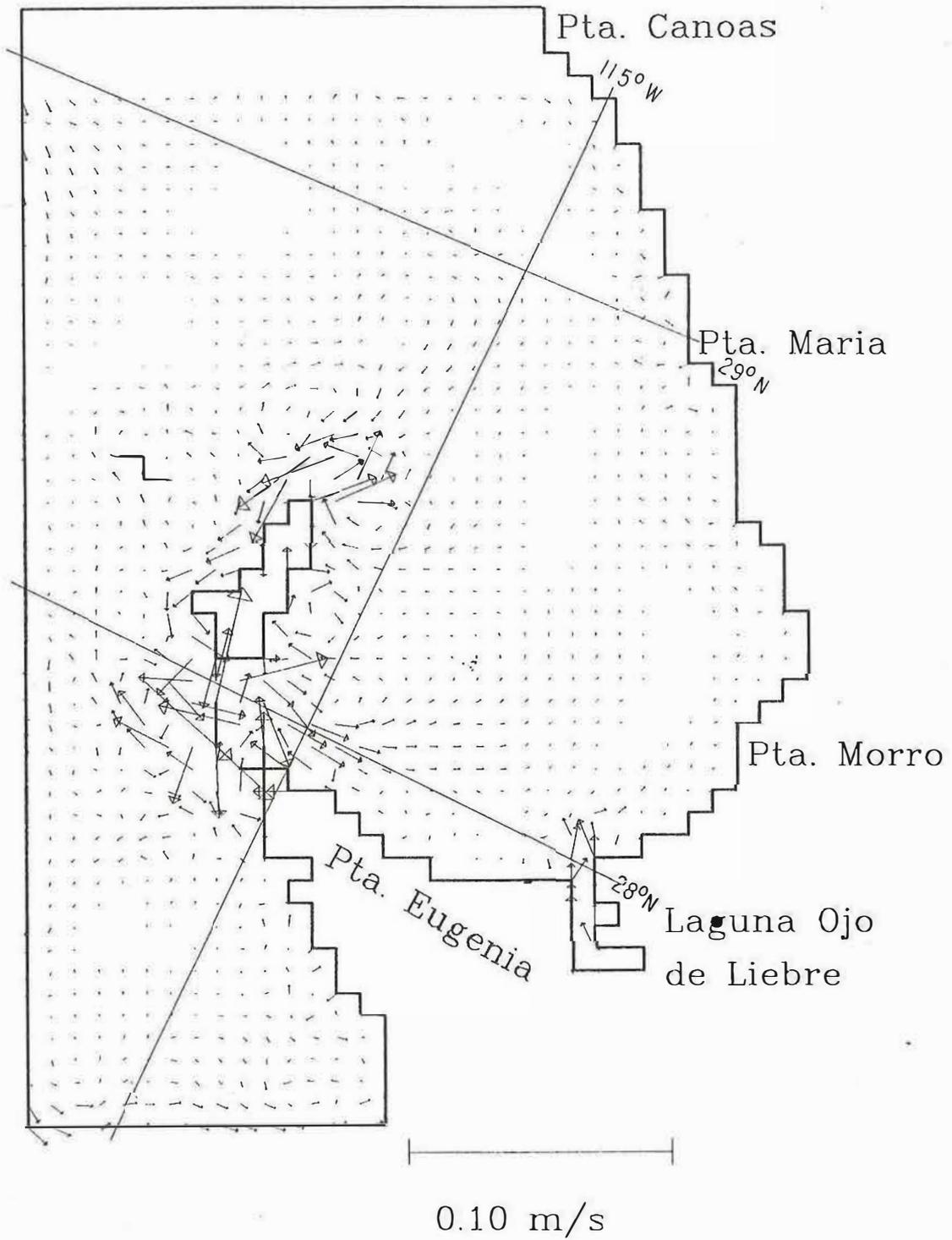


Figura 9.- Corrientes residuales inducidas por marea considerando fondo real y términos advectivos.

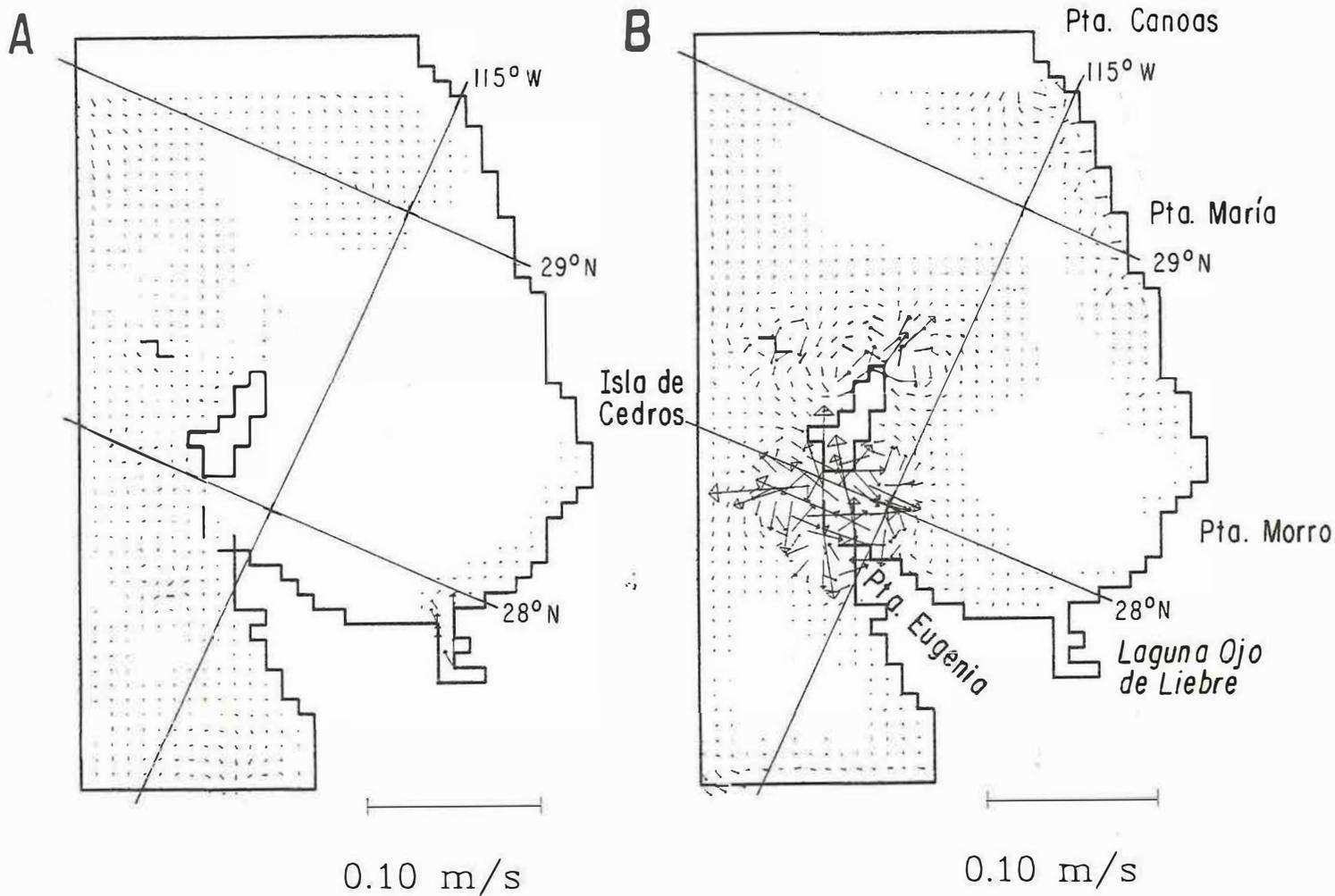


Figura 10.- Corrientes residuales inducidas por marea:  
 a) Caso A: Batimetría real excluyendo los términos advectivos.  
 b) Caso B: Fondo Plano (130 m) incluyendo los términos advectivos.

menor ( $0(10^{-3})$  m/s.

La generación de CRM en la punta norte de I. de Cedros y en los canales, requieren de una fuente de vorticidad (Robinson 1977). Dos posibles fuentes de vorticidad son la fricción con el fondo y los gradientes horizontales de la velocidad.

Cuando las corrientes de marea encuentran variaciones en la línea de costa y en la batimetría, hay producción de vorticidad. La columna de agua más somera experimenta un mayor efecto de la fricción de fondo, que la columna de agua más profunda (Robinson, 1977). Por otro lado si las corrientes de marea se encuentran con puntas o estrechamientos, se producen fuertes gradientes horizontales de la velocidad de la corriente, generándose vorticidad (Pingree y Maddock, 1977).

La excursión de marea  $\varepsilon = 2a/\sigma$  (donde  $\sigma$  es la frecuencia de la  $M_2$  y  $a$  es el semieje mayor de la elipse de marea) y la escala de decaimiento friccional ( $\mathcal{D}_f = H/2C_f$ ) juegan un papel importante en la generación de corrientes residuales. Si la excursión de marea es mayor que la escala de decaimiento friccional, entonces la vorticidad que se genere en el flujo de marea, al ser transportada en la dirección de la corriente, se disipa por fricción, antes de interactuar con la vorticidad generada en el refluo de marea. Por otro lado si la excursión de marea es menor que la escala de decaimiento friccional, la vorticidad que se genere en el flujo, interactuará con la vorticidad que generará el refluo de marea, produciéndose así corrientes residuales (Signell, 1989). En la zona de los canales, con  $a = 0.20$  m/s,  $\sigma = 1.4 \times 10^{-4}$  seg $^{-1}$ ,  $H = 45$  m y  $C_f = 0.003$ , se obtiene  $\varepsilon \approx 3000$  m y  $\mathcal{D}_f \approx 7500$  m, lo cual explica la generación de vorticidad residual producidas por las corrientes de marea.

## IV.2 ANALISIS DEL CAMPO DE VIENTOS EN LA ZONA.

En esta sección se presentan los resultados de la simulación de la circulación inducida por los vientos dominantes en la bahía durante escalas de tiempo del orden de meses. Para efectuar esta simulación el modelo requiere como entrada el esfuerzo del viento:

$$\tau_x = C_D \rho_a u^2 \quad \text{y} \quad \tau_y = C_D \rho_a v^2$$

en las ecuaciones 1 y 2.

Se obtuvo el esfuerzo del viento en esta zona a partir de información del campo de viento de tres fuentes (ver Fig. 2): a) datos de tres estaciones meteorológicas pertenecientes a la Comisión Nacional del Agua (SARH), situadas en: I. de Cedros (1990), Ej. José María Morelos (1989, 1990 y 1992) y Santa Rosaliita (1990); b) Datos de vientos geostroficados de NOAA (1992) estimados para dos posiciones geográficas, 28°N 115°W y 29°N 115°W (zona de los canales y norte de I. de Cedros respectivamente) y c) datos de viento medidos a bordo del B/O Altair durante el crucero ECONER-0992 (del 8 al 17 de septiembre de 1992).

Los datos de I. de Cedros y de Santa Rosaliita fueron desechados, ya que en los primeros, las mediciones presentaron calmas la mayor parte del año aparentemente debido a que las observaciones se realizan en la zona de la isla protegida del viento y únicamente a las 8:00 hrs. Por otro lado los datos de Santa Rosaliita presentan una fuerte componente del oeste durante todo el año, siendo aparentemente afectados por la orografía del lugar. En contraste con las dos estaciones anteriores, los datos del Ej. José María Morelos (Fig. 11a) presentaron una variación en la dirección del viento del oeste al noroeste la mayor parte del año. Los vientos del NW más intensos se presentaron en mayo ( $|\overline{w}| = 6.5 \text{ m/s}$ ) y durante el verano su rapidez disminuye. En contraste durante los meses de octubre a febrero los vientos son débiles ( $|\overline{w}| = 1.5 \text{ m/s}$ ) con dirección

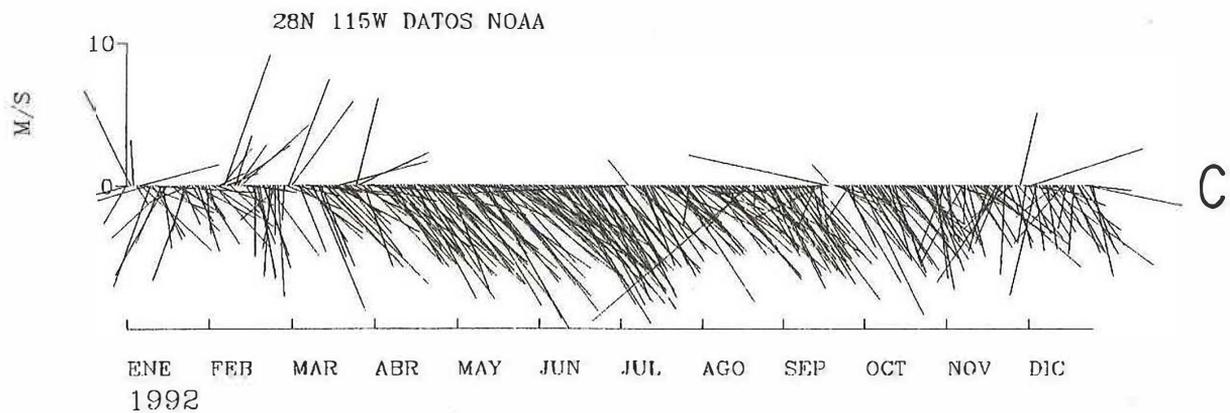
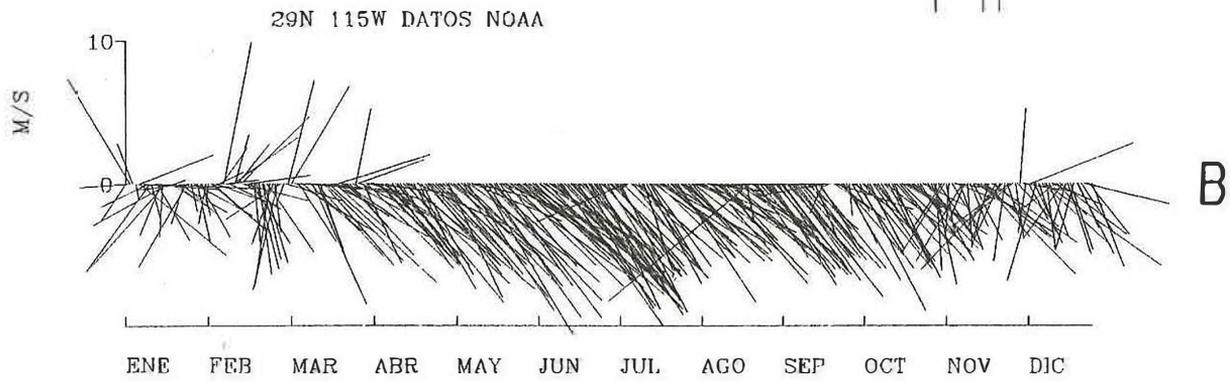
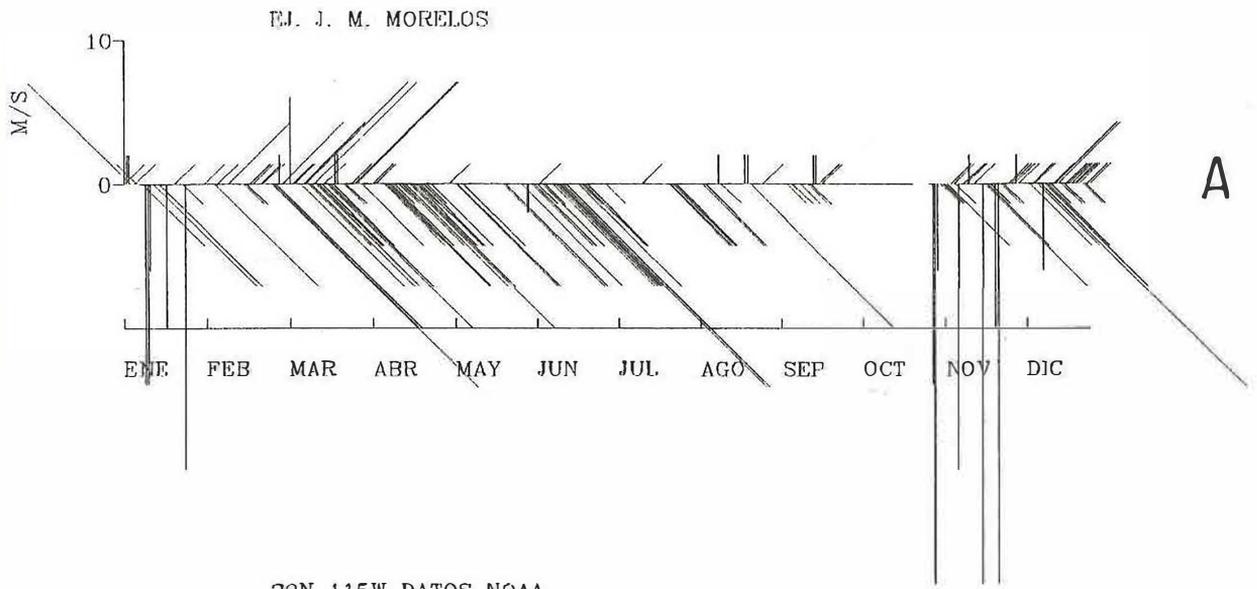


Figura 11.- Serie de tiempo de viento en tres localidades de BSV  
 a) 28°N 115°W (NOAA).  
 b) 29°N 115°W (NOAA).  
 c) Ejido J. María Morelos (SARH).

muy variable. Un problema que presentan estos datos es que el observador estima subjetivamente un promedio diario de rapidez y dirección del viento.

Las series de datos de NOAA (Fig. 11b y 11c) muestran, durante la mayor parte del año vientos con dirección NW, intensificándose de abril a junio, mientras que en los meses de enero y febrero los vientos disminuyen su intensidad y presentan una gran variabilidad en la dirección. En ambas posiciones geográficas ( $28^{\circ}\text{N } 115^{\circ}\text{W}$  y  $29^{\circ}\text{N } 115^{\circ}\text{W}$ ) aproximadamente el 70% de las observaciones presentaron dirección NW; con variación anual en la rapidez mensual promedio de 4.1 m/s en enero a 9.6 m/s en junio. Como el comportamiento de ambas series de tiempo (NOAA) es similar, se presentan únicamente las estimaciones de la rapidez mensual promedio de vientos NW de la posición  $29^{\circ}\text{N } 115^{\circ}\text{W}$  (Fig. 12). Una desventaja que presentan estos datos, es que se estiman a partir del campo de presión reducidos a nivel del mar (no se incluyen efectos orográficos), además de que la resolución es de un grado de latitud.

En la figura 13 se muestra los vectores del campo de vientos medidos durante el crucero ECONER-0992. La dirección predominante del viento fue NW con una rapidez promedio de  $\approx 10$  m/s. En contraste al sureste de I. de Cedros, la rapidez del viento disminuye considerablemente (calma en algunas estaciones) y la dirección incluso invierte su sentido. No obstante que estos datos no fueron tomados en un solo lugar y que es una serie de tiempo corta (8-17 de septiembre de 1992), esta es la única serie de datos disponibles medidos directamente en la zona de estudio.

La comparación entre los datos de SARH, NOAA y del crucero (Fig. 14) muestra una mayor concordancia entre las observaciones medidas a bordo y la estimada por NOAA; en comparación con las reportadas por SARH. Los vientos medidos a bordo y los de NOAA muestran que la dirección dominante del viento durante el período

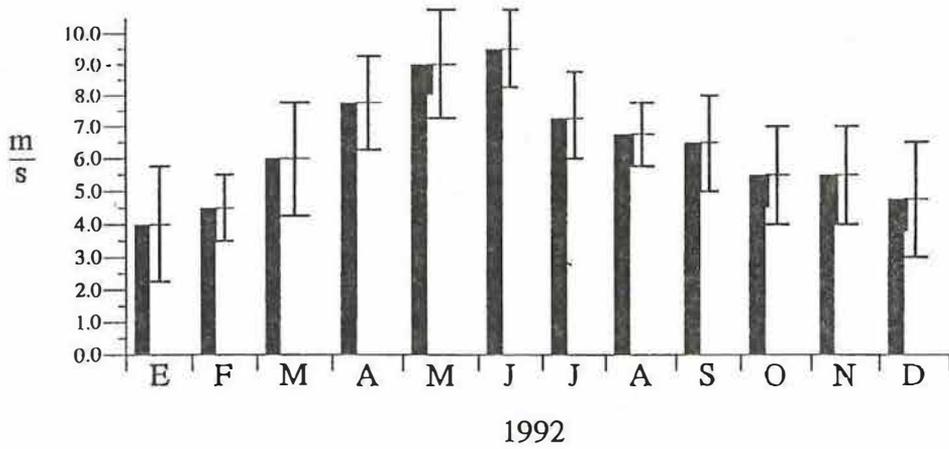


figura 12.- Rapidez promedio y desviación estandar, en cada mes del año 1992, para la dirección NW, 29°N y 115°W.

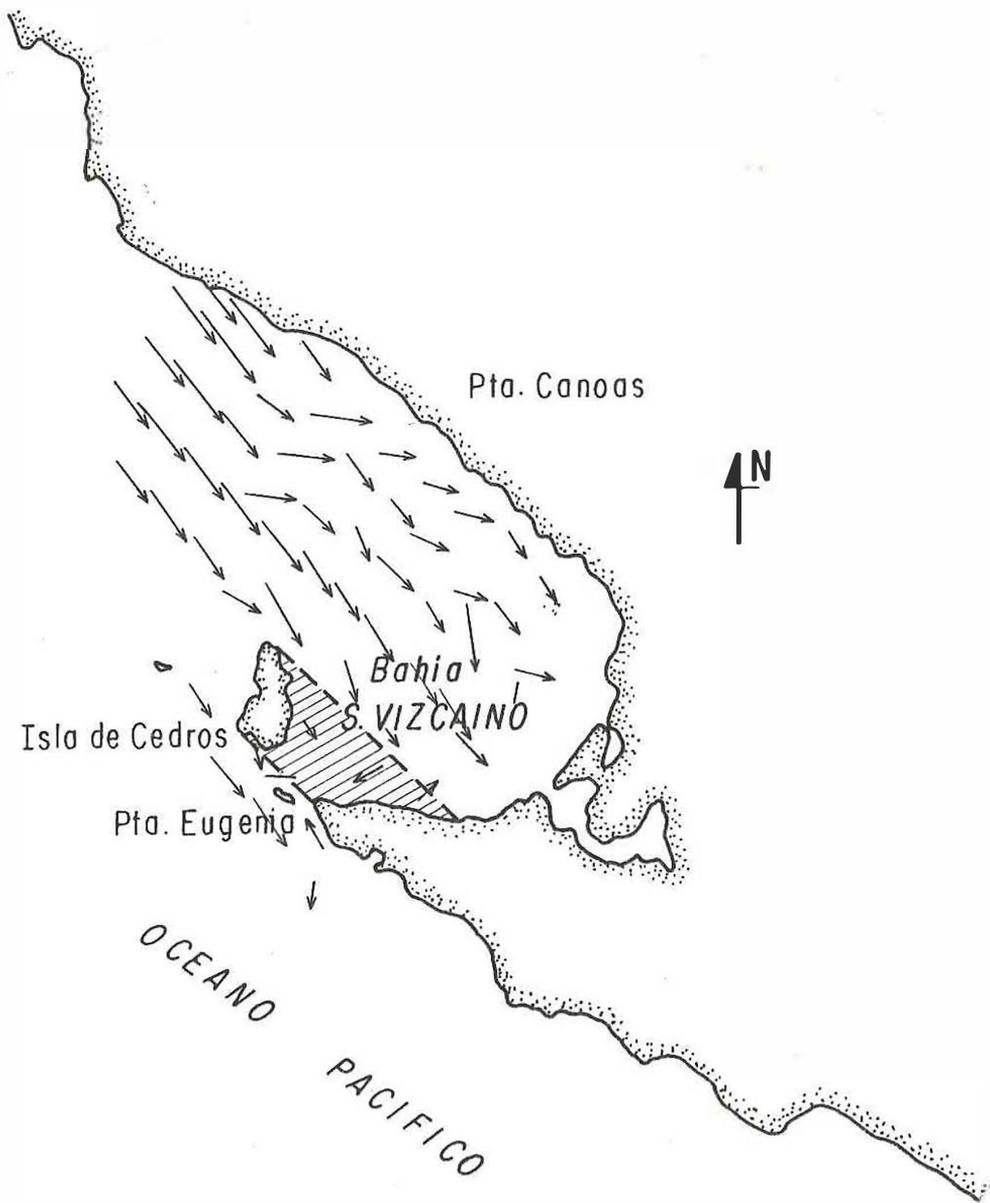


Figura 13.- Campo de viento observado durante el crucero ECONER-0992. Notese la zona de calmas al sureste de Isla de Cedros.

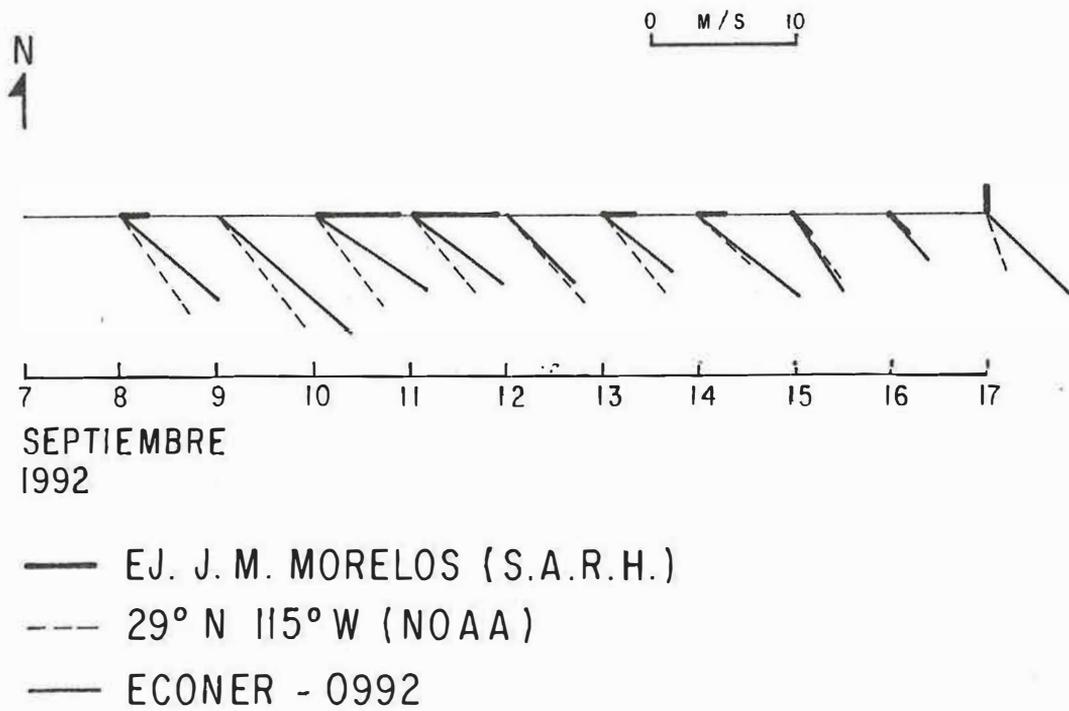


Figura 14.- Comparación entre los datos de vientos obtenidos.

del crucero fué NW. También las magnitudes del viento observado ( $\overline{|\vec{w}|} = 7.8$  m/s) y de NOAA ( $|\vec{w}| = 6.59$  m/s en 29°N 115°W y  $|\vec{w}| = 6.02$  m/s en 28°N 115°W) concuerdan más satisfactoriamente que la de SARH ( $\overline{|\vec{w}|} = 2.8$  m/s). Las discrepancias con los datos del Ej. J. M. Morelos sugieren que en la zona costera los vientos son fuertemente afectados por la topografía y la fricción (Reyes et al., 1983); además como se indicó anteriormente las mediciones son obtenidas de forma subjetiva.

Con base en lo anterior, se consideró que los datos de NOAA son más representativos del ciclo anual de las condiciones de viento en el océano, aunque estos datos no reproducen la zona de calmas localizada al sureste de I. de Cedros.

Una medida de la variabilidad de la dirección del viento, puede obtenerse a partir de estimaciones de la persistencia ( $\mathbb{P}$ , ver apéndice A); la cual se define de acuerdo con (Schwerdtfeger, 1959) como:

$$\mathbb{P} = \frac{\left[ \left( \sum_{i=1}^n \frac{u_n}{n} \right)^2 + \left( \sum_{i=1}^n \frac{v_n}{n} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}{\left[ \frac{\sum_{i=1}^n u_n^2 + \sum_{i=1}^n v_n^2}{n} \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (7)$$

en donde  $\mathbb{P}$ , varía de 0 a 1. Valores de  $\mathbb{P} \approx 0$  indican una gran variabilidad en dirección del viento; mientras que valores de  $\mathbb{P} = 1$  indican una dirección del viento constante. En la tabla II, se presentan estimaciones de la  $\mathbb{P}$  y la frecuencia de dirección máxima del viento de las series de datos de NOAA y SARH. Los datos del Ej. J. M. Morelos presentan una persistencia menor ( $\mathbb{P}_{\max} = 0.712$ ) y una mayor variabilidad anual en la dirección que los datos de NOAA. En esta

TABLA II.- Persistencia y dirección de máxima frecuencia (frecuencia entre paréntesis) estimada a partir de los datos de SARH (ejido J. M. Morelos) y de NOAA.

LOCALIDAD MESES	Ej. J.M. Morelos		28°N 115°W		29°N 115°W	
	P	DIR	P	DIR	P	DIR
ENERO	0.371	W (7)	0.534	NW(13)	0.419	N (9)
FEBRERO	0.372	NW(7)	0.499	N (12)	0.458	N (11)
MARZO	0.368	NW(12)	0.751	NW(18)	0.762	NW(20)
ABRIL	0.632	NW(16)	0.947	NW(27)	0.948	NW(28)
MAYO	0.712	W (17)	0.955	NW(29)	0.962	NW(30)
JUNIO	0.693	NW(12)	0.963	NW(30)	0.966	NW(30)
JULIO	0.584	W (9)	0.826	NW(26)	0.913	NW(28)
AGOSTO	0.517	W (12)	0.834	NW(26)	0.875	NW(27)
SEPTIEMBRE	0.176	W (11)	0.707	NW(21)	0.808	NW(23)
OCTUBRE	-----	-	0.944	NW(26)	0.949	NW(31)
NOVIEMBRE	0.486	NW(10)	0.803	NW(13)	0.765	NW(11)
DICIEMBRE	0.476	SW(16)	0.720	NW(13)	0.703	NW(12)

tabla puede observarse que la dirección dominante del viento es NW para las series de NOAA.

En base a lo anterior se consideró que el viento dominante en BSV es del NW con magnitudes máximas de  $\approx 10$  m/s representativas de las condiciones de primavera-verano y mínimas de  $\approx 5$  m/s de otoño-invierno.

#### IV.2.1 CIRCULACIÓN INDUCIDA POR VIENTO NW HOMOGÉNEO.

Para simular la circulación inducida por el viento durante verano el modelo fué forzado con un esfuerzo de viento  $|\vec{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$  ( $|\vec{w}| = 10 \text{ m/s}$ ), homogéneo. Al incluir el esfuerzo del viento, el modelo generó inestabilidades en la fronteras abiertas; esto fué resuelto eliminando los términos advectivos. El no incluir estos términos en el modelo, no produce cambios significantes en el pronóstico de la circulación inducida por el viento, si el número de Rossby ( $\mathcal{R}_o$ )  $\ll 1$  (en donde el número de Rossby que representa la razón entre los términos advectivos y el término de Coriolis; Csanady, 1984), el cual se expresa como:

$$\mathcal{R}_o = U/fL$$

donde  $U$  en esta expresión es la velocidad promediada en la vertical y  $L \equiv$  escala de longitud ( $\approx$  el diametro de la bahía).

Una estimación de la velocidad de la corriente promediada en la vertical ( $U$ ) que se generaría con una rapidez de viento dada, independiente de los resultados del modelo, se obtiene a partir de la velocidad de la corriente en la superficie ( $u_s$ ), con la siguiente relación  $u_s = 0.875\sqrt{C_D} w_{10}$  (Bowden, 1983; el significado de cada una de las variables se indica en el apéndice A); entonces para un viento  $w_{10} = 10 \text{ m/s}$ ; obtenemos  $u_s = 0.34 \text{ m/s}$  y empleando la ecuación 5 se obtiene la velocidad de la corriente promediada en la vertical de  $U = 0.23 \text{ m/s}$ .

obtiene la velocidad de la corriente promediada en la vertical de  $U = 0.23$  m/s. Para el área modelada  $f = 7.0 \times 10^{-5}$  y  $L = 100000$  m; entonces  $\mathcal{R}_0 \approx 0.03$ .

Este valor de  $\mathcal{R}_0$  indica que los términos advectivos no afectan de manera significativa la circulación inducida por el viento en la bahía.

Sin incluir los términos advectivos, el modelo se dejó correr hasta obtener el estado estacionario (8 ciclos de marea). Para propósitos de descripción de la circulación inducida por viento, definimos "la zona norte" como la región de la plataforma continental, localizada entre Punta Canoas y Punta María; "la zona central" como el cuadrilátero cuyos vértices son el norte de Punta Eugenia, norte de I. de Cedros, Punta María y Punta Morro y finalmente "la zona sur" como la región localizada entre el triángulo cuyos vértices son: norte de Punta Eugenia, Punta Morro y boca de la Laguna Ojo de Liebre.

#### CAMPO DE CORRIENTES:

Los resultados del modelo (Fig. 15) muestran la presencia de una corriente costera intensa ( $\approx 0.17$  m/s) al norte de la bahía sobre de la plataforma continental (ver Fig. 2). Esta corriente fluye hacia el sur y se bifurca frente a Punta María. Una rama sigue el contorno de la costa hasta una zona de convergencia, localizada enfrente de Punta Morro y la otra sigue el contorno del talud continental hasta el extremo suroeste de Punta Eugenia. En los canales, se presentan también corrientes intensas ( $\approx 0.17$  m/s), dirigidas hacia el exterior de la bahía. Por otra parte en la zona central de la bahía, las corrientes son débiles ( $\approx 0.03$  m/s) y fluyen hacia la derecha de la dirección del viento.

Con un esfuerzo de viento representativo de las condiciones de invierno ( $|\vec{\tau}| = 0.0410$  Nw/m<sup>2</sup>;  $|\vec{w}| = 5$  m/s), se produce el patrón de circulación descrito anteriormente. En este caso, la magnitud de las corrientes, como es de esperarse, son más reducidas ( $\approx 1/5$  de las obtenidas con  $|\vec{\tau}| = 0.19475$  Nw/m<sup>2</sup>).

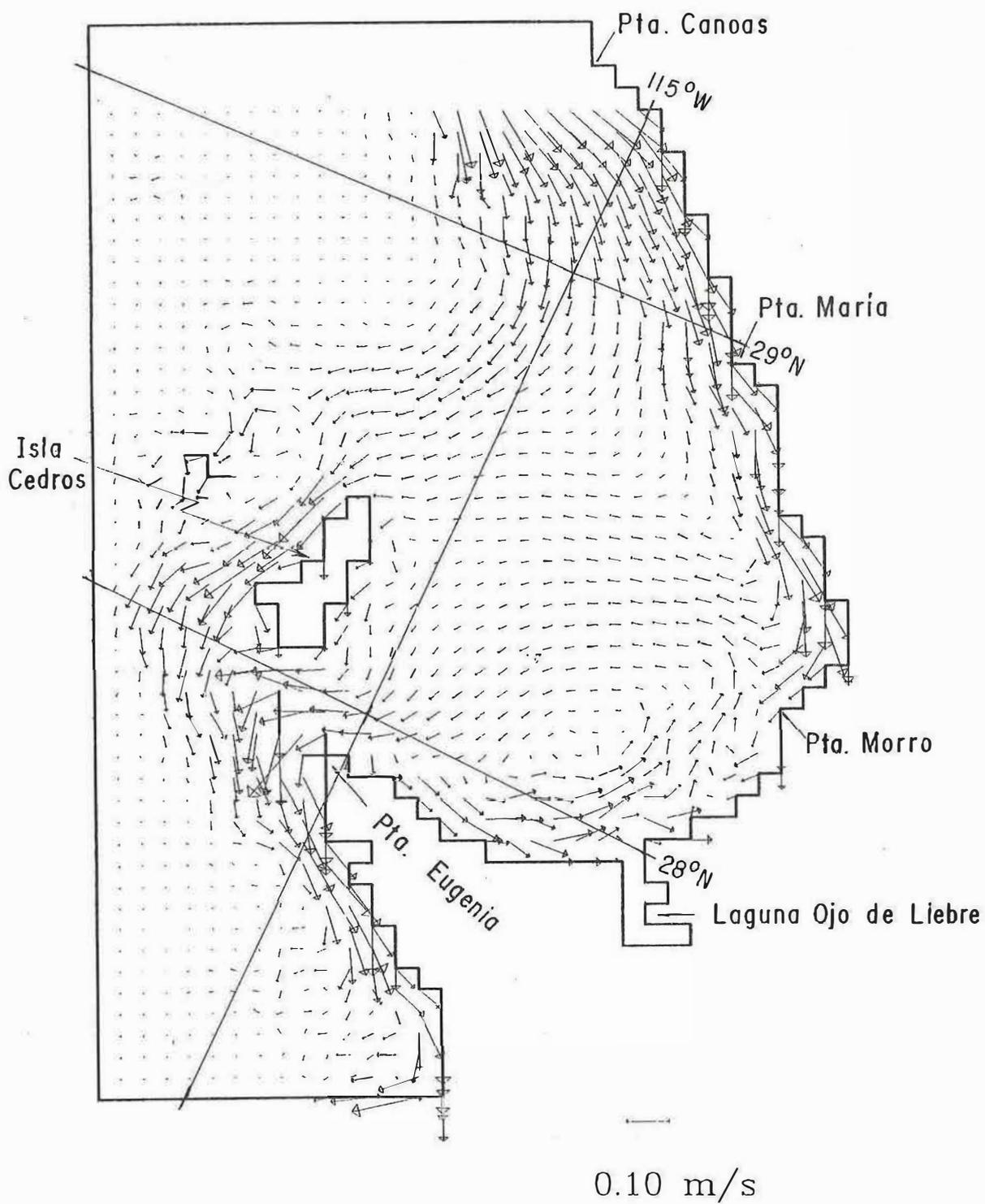


Figura 15.- Corrientes residuales inducidas por viento espacialmente homogéneo NW ( $|\vec{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ).

## CAMPO DE LA ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE:

La elevación residual ( $\eta_r$ ) en presencia del campo de viento homogéneo (Fig. 16), se estimó con la siguiente relación:

$$\eta_r = \frac{1}{T} \int_0^T \eta \, dt. \quad (8)$$

La distribución de  $\eta_r$  (Fig. 16) muestra gradientes máximos de elevación residual ( $\Delta\eta_r/\Delta\ell$ ), en la zona sur ( $1.0 \times 10^{-6}$ ) y norte ( $6.0 \times 10^{-7}$ ), mientras que en la zona central, el gradiente es de uno a dos órdenes de magnitud menor ( $5.6 \times 10^{-8}$ ).

Los resultados indican que al considerarse un campo de viento homogéneo no se genera el giro anticiclónico en el interior de la bahía. Es importante hacer notar que al considerarse un campo de viento homogéneo, no se simula el campo de viento observado durante el crucero ECONER-0992, ya que dicho campo de viento presentó una variabilidad espacial muy marcada en su magnitud, al sureste de I. de Cedros. En la siguiente sección se analiza el comportamiento de la circulación simulando esta variabilidad del campo de viento.

### IV.2.2 CIRCULACION INDUCIDA POR VIENTO NW ESPACIALMENTE VARIABLE.

Basados en la distribución de viento observado durante el crucero ECONER-0992 se consideró un campo de viento del NW de 10 m/s en toda la zona excepto en el área sureste de I. de Cedros, la cual denominaremos "zona de calmas". En esta zona, (indicada en la figura 13); la velocidad del viento se disminuyó hasta cero. Con el fin de probar la sensibilidad del modelo a la forma en que se simuló la zona de calmas, se consideraron dos perfiles perpendiculares al campo de viento y transversales a la zona de calmas. Perfil tipo  $\sqcup$  (ver apéndice A): en este perfil la magnitud del viento se consideró cero en toda la zona de

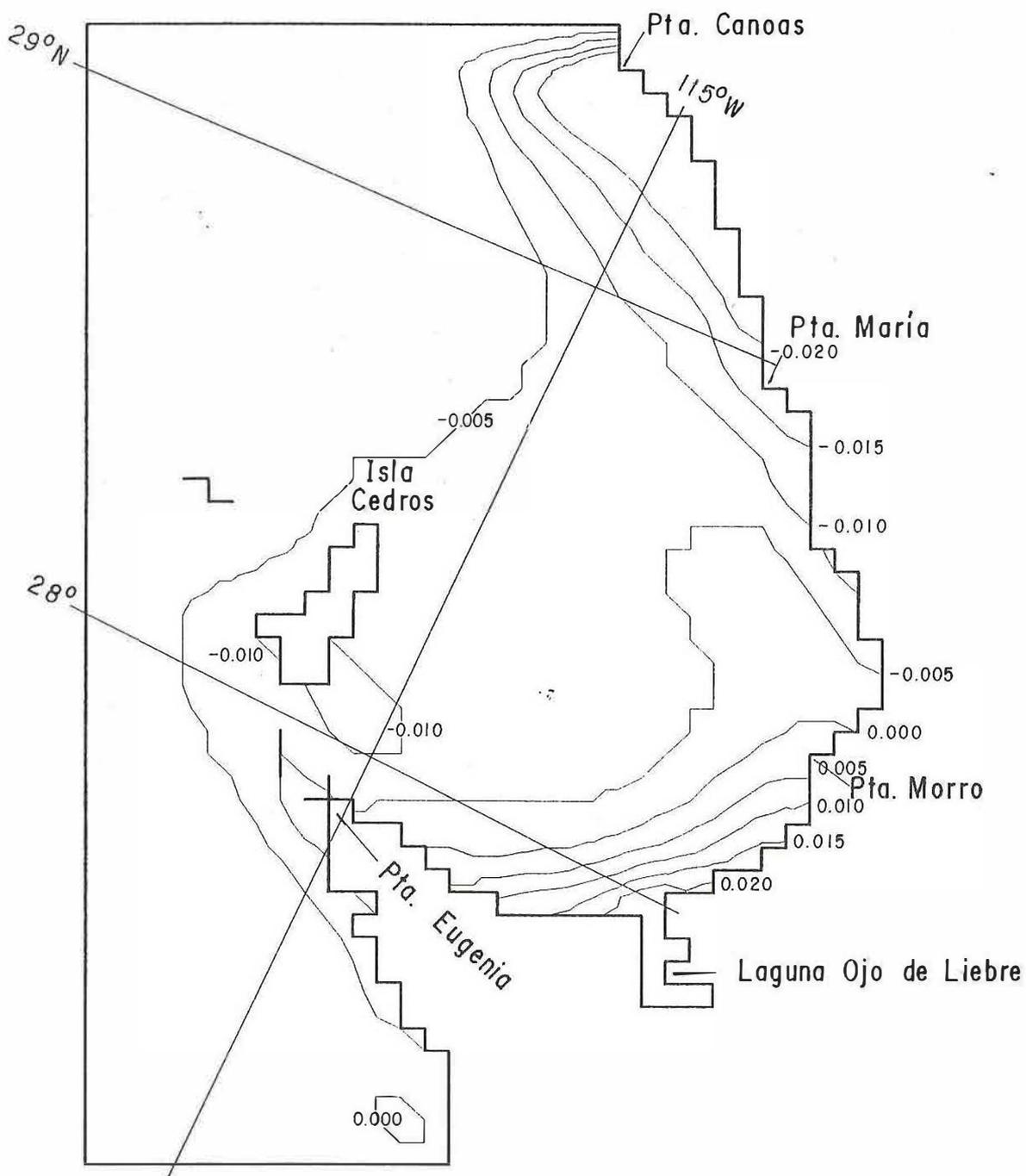


Figura 16.- Elevación residual con viento espacialmente homogéneo NW ( $|\bar{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ).

calmas y Perfil tipo  $\checkmark$  (ver apéndice A): en este perfil la magnitud del viento fué disminuida linealmente a cero de ambos extremos de la zona de calmas hacia el centro. Los resultados obtenidos utilizando estos dos perfiles de viento, no presentaron diferencias significativas. Por lo tanto únicamente, se presentan en este trabajo los resultados obtenidos con el perfil tipo  $\checkmark$ .

#### **CAMPO DE CORRIENTES:**

El comportamiento general de las distribuciones de CRV (Fig. 17), es similar al caso de viento homogéneo, excepto en la zona central de la bahía, donde se presenta un giro anticiclónico, con corrientes intensas ( $\approx 0.18$  m/s). Estos resultados indican que la presencia de la zona de calmas es el factor dominante en la generación del giro.

#### **CAMPO DE ELEVACIÓN DE LA SUPERFICIE:**

La distribución de  $\eta_r$  (Fig. 18), es similar al caso de viento homogéneo (Fig. 16) en la zona norte. Sin embargo en la zona central, se presenta un domo (isolinia de 0.005 m) el cual corresponde al centro del giro (Fig. 17), y en la zona sur el gradiente de presión es menor que en el caso de viento homogéneo (figura 16).

Para un esfuerzo del viento de  $|\vec{\tau}| = 0.0410$  Nw/m<sup>2</sup> ( $|\vec{w}| = 5$  m/s), considerando también la zona de calmas, el modelo predice la generación del giro pero consecuentemente con velocidades más reducidas.

#### **INFLUENCIA DE LA BATIMETRÍA:**

Para establecer el papel que juega la batimetría en la generación del giro anticiclónico, el modelo fué corrido considerando un fondo constante (130 m). En este caso, se predice un giro anticiclónico (Fig. 19), con velocidades mayores, en la parte este del giro, en relación al caso de batimetría real.

Los resultados obtenidos indican que el rotacional del viento ( $\approx -8.22 \times 10^{-4}$

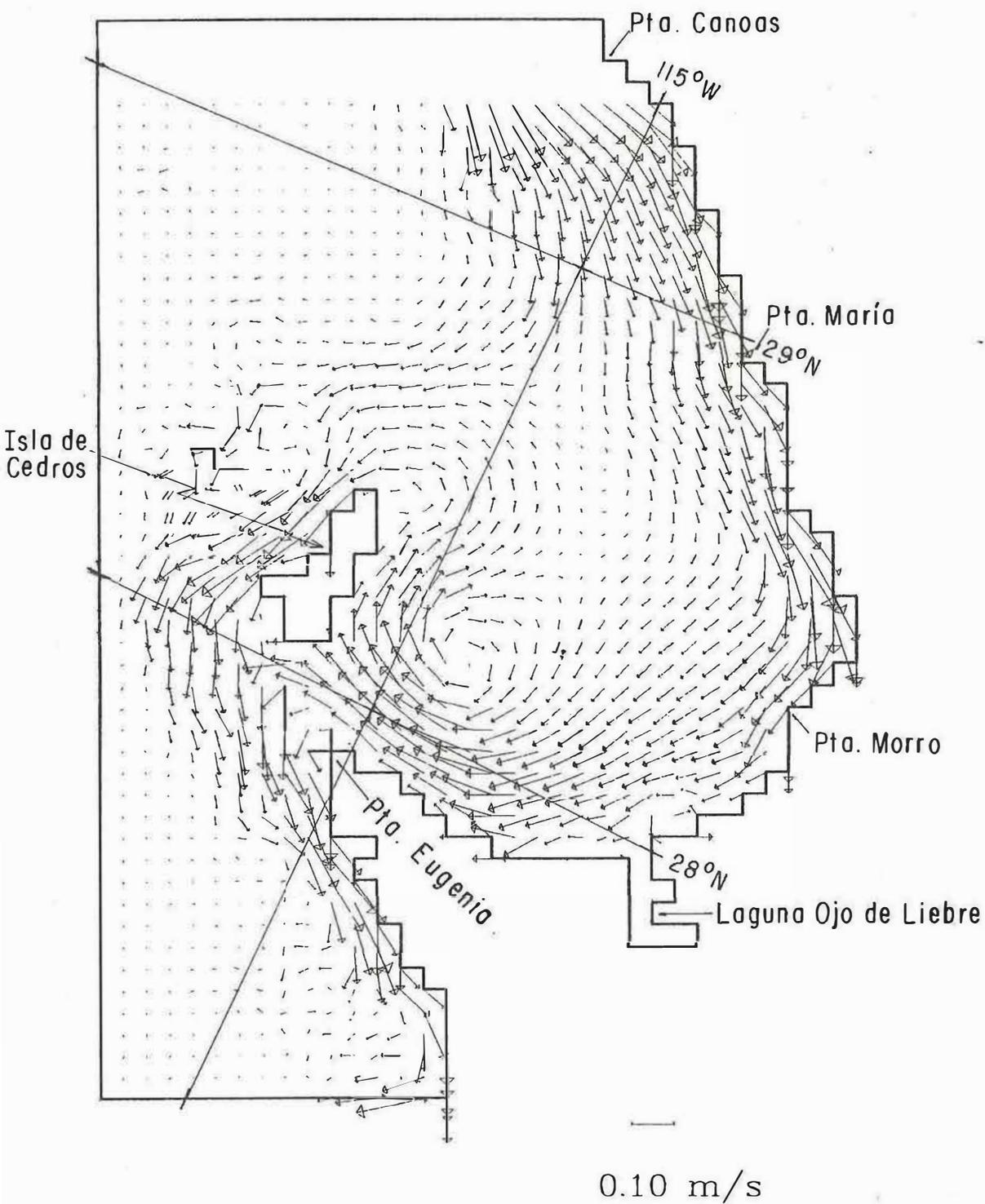


Figura 17.- Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $|\vec{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real.

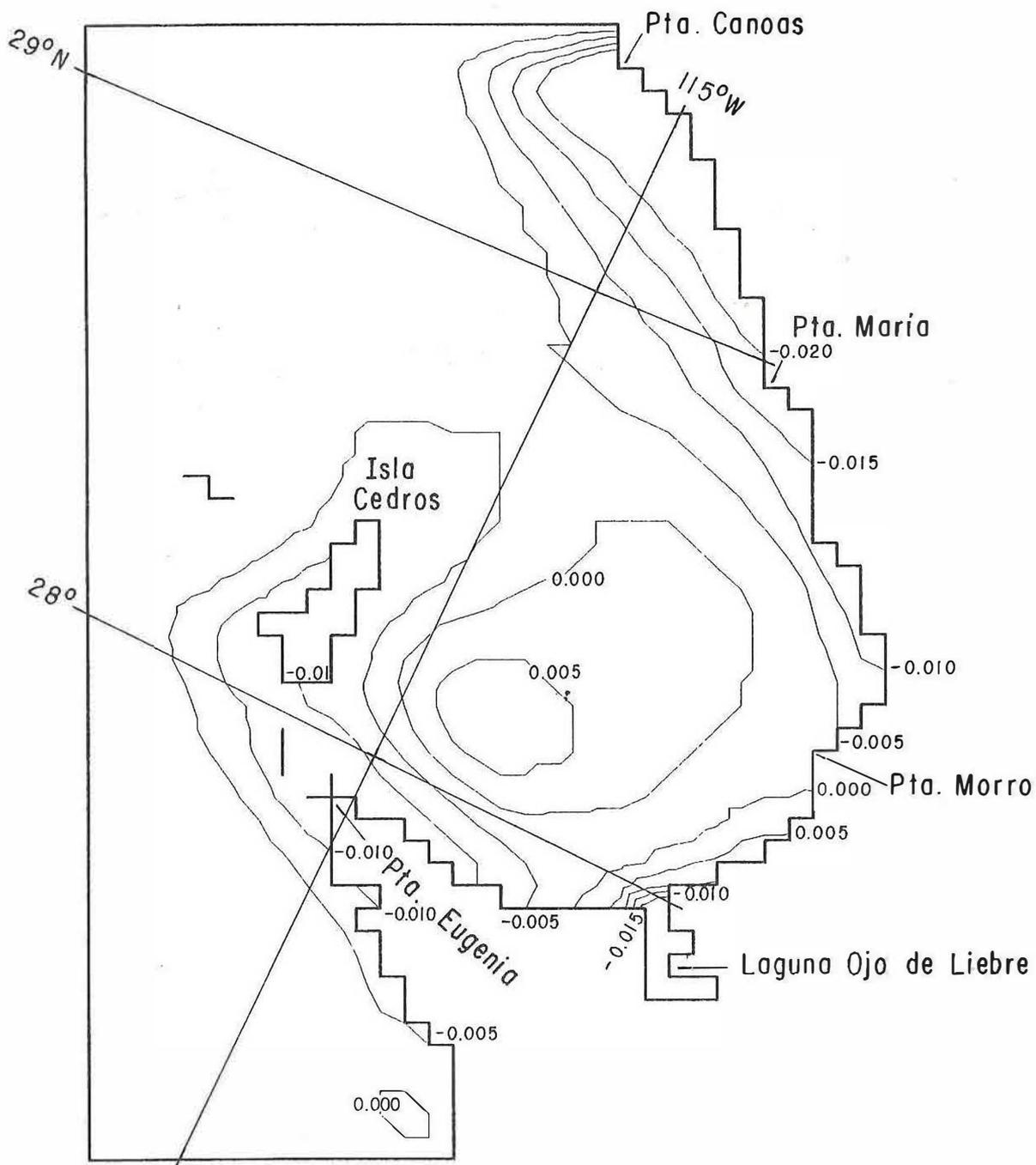


Figura 18.- Elevación residual con viento NW espacialmente variable ( $|\bar{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real (vease Fig. 13).

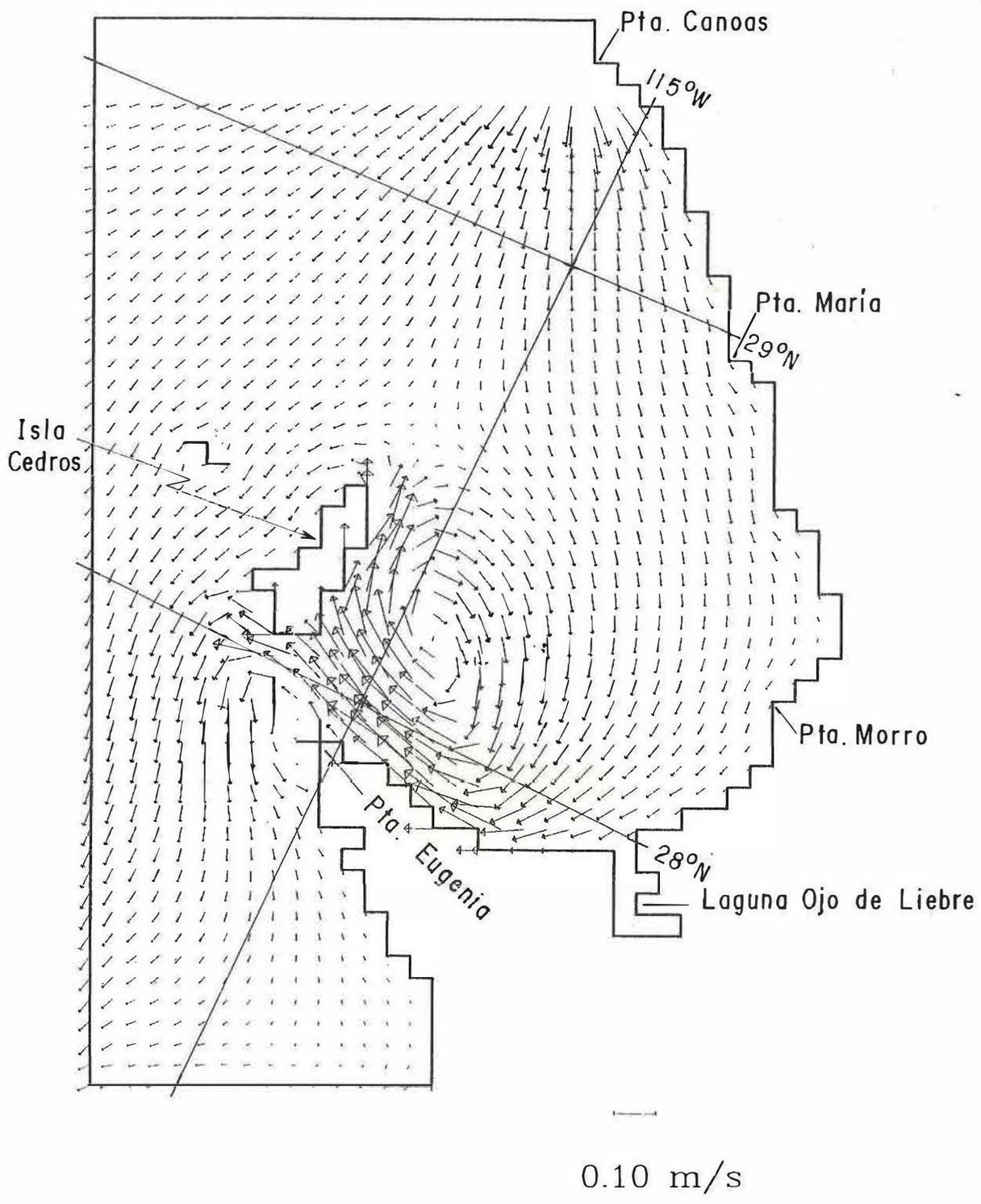


Figura 19.- Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $|\bar{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo plano (vease Fig. 13).

$\text{seg}^{-1}$ ) tiene un efecto muy importante en la generación del giro anticiclónico de BSV (figs. 15-19). Esto se discute más ampliamente en la siguiente sección.

### IV.2.3 COMPARACION ENTRE LA CIRCULACION PREDICHA Y ALGUNAS OBSERVACIONES.

Una comparación cualitativa se presenta en la figura 20, la cual consiste en una sobreposición del campo de corrientes estacionario predicho al forzar el modelo con un campo de viento espacialmente variable y la distribución de temperatura superficial de una imagen infrarroja de la zona obtenida bajo condiciones similares de viento. En la imagen de satélite se observa que el giro anticiclónico concuerda con una lente en la cual circulan aguas cálidas, siendo limitado por aguas frías. Estas aguas frías dentro de la bahía aparentemente son el resultado de advección de aguas que afloran a la superficie frente a Punta Baja (al norte de Punta Canoas).

Es importante hacer notar que la circulación predicha corresponde a vientos estacionarios y que en condiciones reales, el campo de viento presenta variaciones de corto período, que podrían afectar en el comportamiento de la circulación de la bahía.

No obstante que el efecto de estas variaciones del campo de viento sobre la circulación de BSV no está contemplado dentro de los objetivos de este trabajo, el ejemplo que se muestra a continuación ilustra un aspecto importante de la dinámica de la bahía, que podría ser analizado con detalle en estudios futuros en esta zona.

Con el fin de analizar la respuesta de la bahía a variaciones temporales del campo de viento, el modelo fue forzado con viento del NW ( $|\vec{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ )

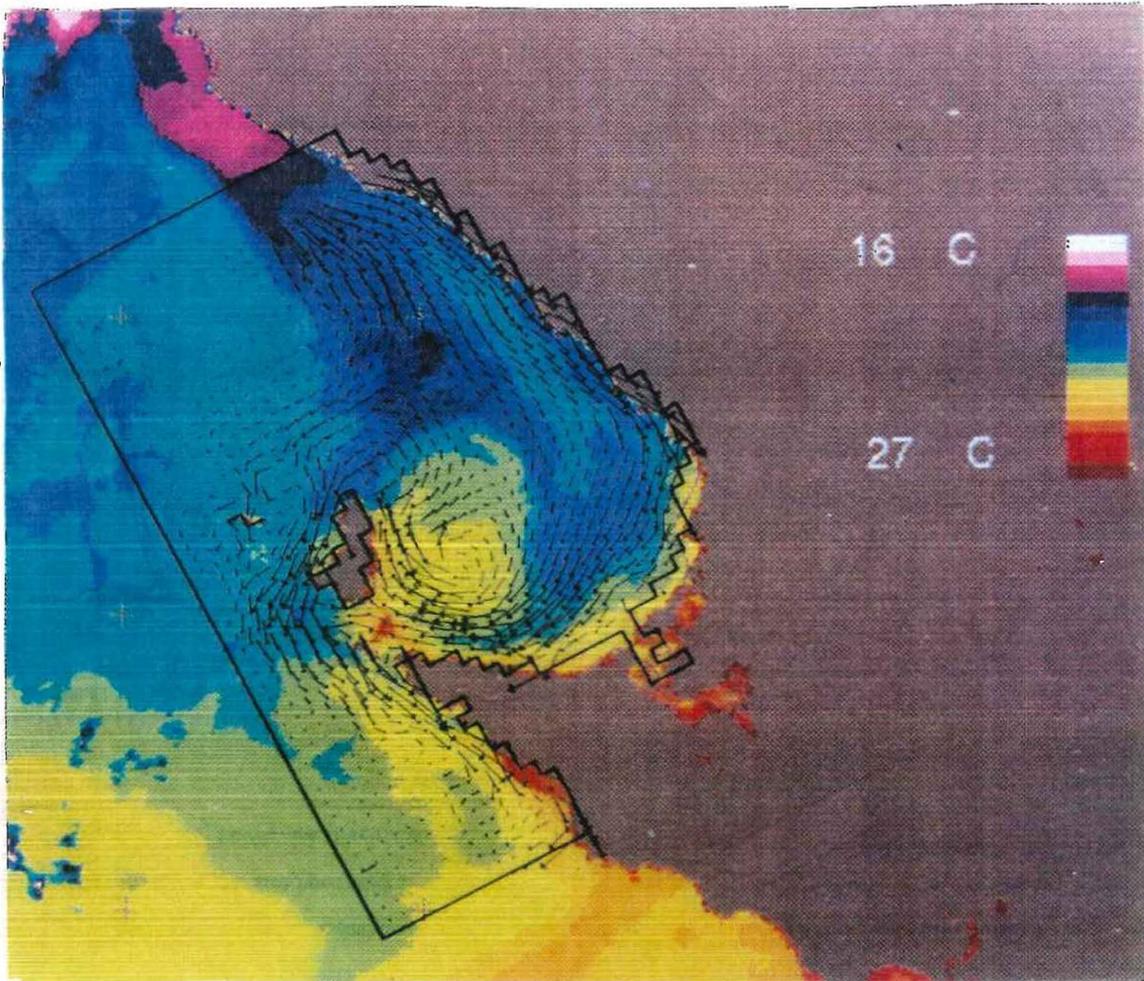


Figura 20.-

Sobreposición de los resultados del modelo, viento NW ( $|\bar{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) con la imagen infraroja de satélite de temperatura superficial, correspondiente al 7-IX-1992.

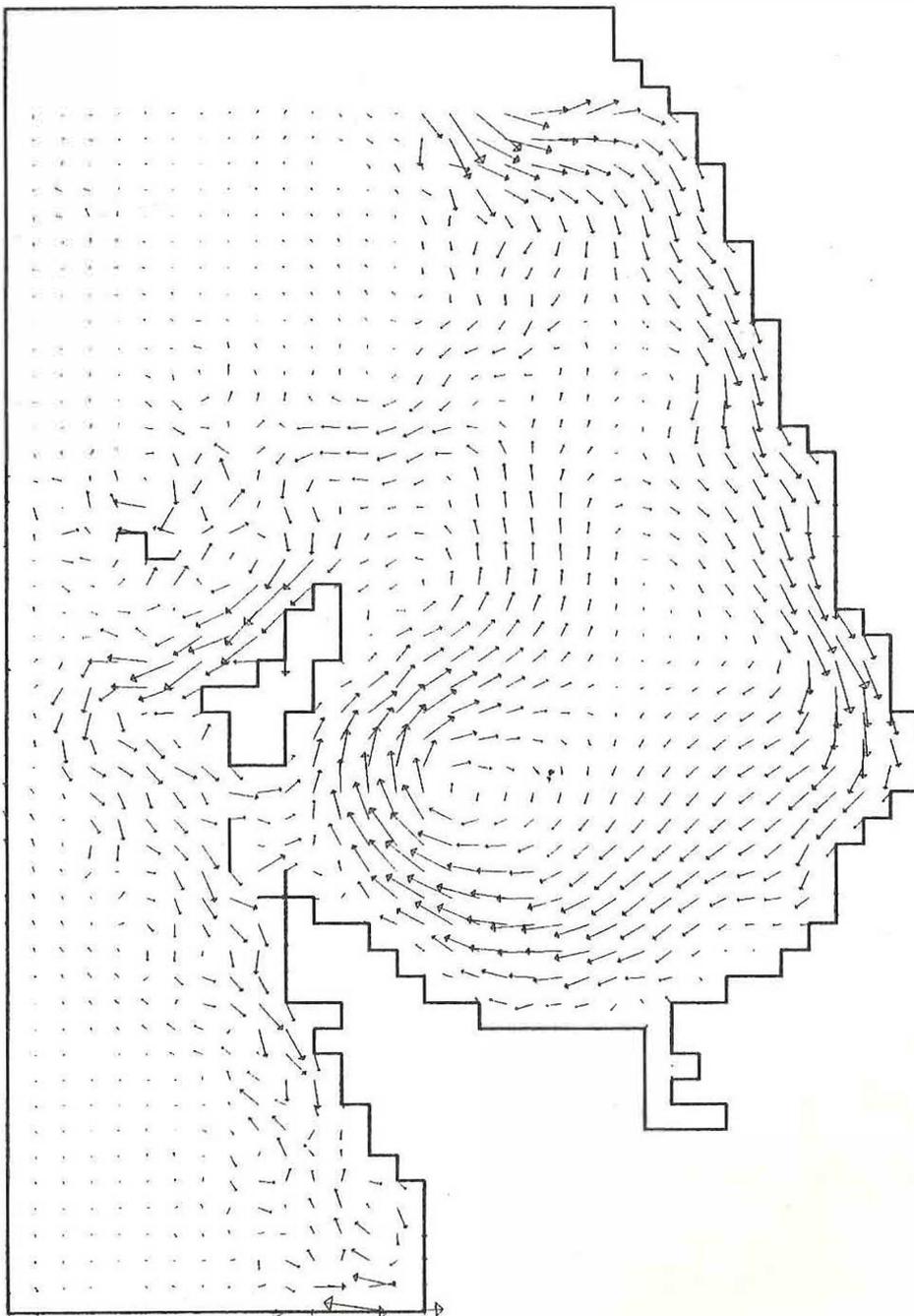
hasta alcanzar el estado estacionario (8 ciclos de marea) y posteriormente se eliminó dicho forzamiento, dejando correr el modelo durante dos ciclos de marea más. Los resultados que se muestran en la figura 21 corresponden al campo de velocidades al finalizar el 10<sup>mo</sup> ciclo de marea. En general la magnitud de la velocidad de la corriente disminuye y se observa un flujo hacia el interior de la bahía a través de los canales. Esto coincide con mediciones directas de corrientes en esta zona (cruce ECONER-0992). En presencia de vientos intensos del NW las mediciones directas indicaron un flujo hacia mar abierto a través de los canales, similares a los resultados de la figura 17. En contraste, al disminuir la intensidad del viento se observó un flujo hacia el interior de la bahía (ver Mancilla-Peraza, et al., en preparación).

#### IV.2.4 IMPORTANCIA RELATIVA DE LOS TÉRMINOS DE LA EC. DE MOMENTO CONSIDERANDO UN CAMPO DE VIENTO HOMOGÉNEO Y UN CAMPO DE VIENTO VARIABLE.

En esta sección se analizan los mecanismos principales que controlan el comportamiento de la circulación inducida por el viento en la zona de estudio.

Con este fin se estimaron los ordenes de magnitud de los términos de la ecuación de momento una vez alcanzado el estado estacionario  $\left( \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial V}{\partial t} = 0 \right)$  para las tres zonas: norte, sur y central; bajo condiciones de viento homogéneo y viento variable (tablas III y IV respectivamente). En estas estimaciones se utilizaron los valores máximos de los resultados del modelo, en las tres regiones.

Como se indicó en la sección IV.3.2, no se consideraron, en la modelación de



0.10 m/s

Figura 21.- Corrientes residuales inducidas por viento NW espacialmente variable ( $|\bar{\tau}| = 0.19475 \text{ Nw/m}^2$ ) y fondo real, despues de alcanzarse el estado estacionario (8vo ciclo de marea) y eliminar dicho forzamiento durante dos ciclos de marea. Resultados al 10mo ciclo de marea.

TABLA III.- Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento homogéneo (NW 10 m/s).

ZONA	NORTE	SUR	CENTRAL
TÉRMINO			
$g \nabla \eta$	$8.4 \times 10^{-6} *$	$1.1 \times 10^{-5} *$	$6.6 \times 10^{-7}$
$f (\vec{k} \times \vec{U})$	$1.0 \times 10^{-5} *$	$6.9 \times 10^{-6} *$	$2.1 \times 10^{-6} *$
$\frac{\bar{\tau}}{\rho_w H}$	$2.5 \times 10^{-6} *$	$2.5 \times 10^{-6} *$	$1.3 \times 10^{-6} *$
$\frac{C_f \bar{U} \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H}$	$9.0 \times 10^{-7}$	$4.0 \times 10^{-7}$	$1.8 \times 10^{-8}$
$K_H \nabla_H^2 \bar{U}$	$6.3 \times 10^{-9}$	$9.5 \times 10^{-9}$	$2.4 \times 10^{-10}$

TABLA IV.- Orden de magnitud de los términos de las ecuaciones (1) y (2) para el caso de viento variable (NW 10 m/s).

ZONA	NORTE	SUR	CENTRAL
TÉRMINO			
$g \nabla \eta$	$8.4 \times 10^{-6} *$	$2.1 \times 10^{-6} *$	$1.8 \times 10^{-6} *$
$f (\vec{k} \times \vec{U})$	$1.0 \times 10^{-5} *$	$6.8 \times 10^{-6} *$	$3.4 \times 10^{-6} *$
$\frac{\bar{\tau}}{\rho_w H}$	$2.5 \times 10^{-6} *$	$2.5 \times 10^{-6} *$	$1.3 \times 10^{-6} *$
$\frac{C_f \bar{U} \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + H}$	$9.0 \times 10^{-7}$	$4.0 \times 10^{-7}$	$4.5 \times 10^{-7}$
$K_H \nabla_H^2 \bar{U}$	$6.3 \times 10^{-9}$	$8.5 \times 10^{-10}$	$5.6 \times 10^{-9}$

la circulación inducida por el viento, los términos advectivos ( $U \frac{\partial U}{\partial x}$ ,  $V \frac{\partial U}{\partial y}$  y  $U \frac{\partial V}{\partial x}$ ,  $V \frac{\partial V}{\partial y}$ ).

En las tablas III y IV, se puede observar que en general, los términos que dominan la circulación de la bahía son: el gradiente de presión, el término Coriolis y el esfuerzo del viento ( $\approx 10^{-5}$  a  $10^{-6}$ ), mientras que el término de fricción de fondo y de difusión pueden despreciarse por ser de 1 a 5 ordenes de magnitud menor ( $\approx 10^{-7}$  a  $10^{-10}$ ) que los antes mencionados.

Analizando el caso de viento homogéneo (tabla III), en las zonas costeras norte y sur, se observa que el balance principal está dado por el gradiente de presión y el término de Coriolis. Este último es de orden de magnitud máxima en la zona norte, debido a que en esta región se alcanzan las velocidades máximas. Por otro lado en la zona sur el gradiente de presión es el de máximo orden de magnitud como consecuencia del apilamiento de agua en la costa. En estas regiones el esfuerzo del viento en combinación con la fuerza de Coriolis generan los gradientes de presión (Fig. 16) y al alcanzarse el estado estacionario se establece un balance geostrofico produciéndose un transporte paralelo a las isolíneas de  $\eta_r$ . En la zona norte el transporte es hacia el sur y en la zona sur hacia el este (Fig. 15). Ambos transportes (de las zonas norte y sur), convergen en Punta Morro, donde el gradiente de presión  $\approx 0$  (Fig. 16). En la zona profunda, fuera de la plataforma continental y en la zona central, en donde el gradiente de presión es mínimo (Fig. 16), la desviación de la corriente a la derecha de la dirección del viento, es el resultado del balance entre el esfuerzo del viento y Coriolis (ver tabla III).

La bifurcación de la corriente costera que se produce frente a Punta María, esta asociada al incremento en la anchura de la plataforma continental (Fig. 5b). En general las líneas de corriente tienden a seguir contornos de

propiedades conservativas; como es la vorticidad potencial (Gavidia, 1988). La vorticidad potencial  $\left(\frac{\xi + f}{H + \eta}\right)$  en el caso del área modelada se reduce a  $f/H$ , debido a que la vorticidad relativa  $\left(\xi = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}\right)$  es menor que la planetaria. En la bifurcación, la vorticidad relativa estimada a partir de los resultados del modelo, es  $\xi \approx 1.5 \times 10^{-6}$ , mientras que para esta zona  $f = 7.0 \times 10^{-5}$ . En consecuencia al considerarse  $f$  constante en la zona modelada, las líneas de corriente siguen los contornos de  $H$ .

Por otro lado, en el caso de un campo de viento variable, se observa que en general los términos dominantes son los mismos que en el caso de viento homogéneo (comparese tablas III y IV). Sin embargo en la zona sur y central se observa que la diferencia más marcada con respecto al campo de viento homogéneo, consiste en que los tres términos dominantes son del mismo orden de magnitud.

La formación del giro anticiclónico, situado en la zona central, puede explicarse en términos del transporte de Ekman como ha sido establecido en trabajos como el de McCreary et al., 1989, entre otros. Esto es, la forma de la línea de costa y el obstáculo al campo de viento ocasionado por I. de Cedros, genera un rotacional del esfuerzo del viento (con vorticidad negativa); este rotacional produce una convergencia del transporte de masa de Ekman y por conservación de masa el nivel del mar sufre una elevación en el centro del giro (Gill, 1982).

## V CONCLUSIONES.

### COMPORTAMIENTO DE LA ONDA DE MAREA:

La onda de marea en BSV (Fig. 6) se comporta como una onda de Kelvin que se propaga hacia el norte, teniendo la costa a la derecha, con una elevación de 0.54 m al norte de la bahía a 0.62 m en la zona de la boca de las lagunas costeras. La fase (Fig. 6) muestra que la onda de marea se presenta en la bahía en forma casi simultánea, entrando por los canales de Dewey y Kellet y propagándose hacia el noreste.

### CORRIENTES RESIDUALES INDUCIDAS POR LA MAREA ( $M_2$ )

Las corrientes residuales inducidas por la marea (CRM) al norte de I. de Cedros y en los canales (fig 10a) son de un orden de magnitud menor que las corrientes de marea y alcanzan una velocidad máxima de  $\approx 0.05$  m/s; esto es debido a que en esas zonas los cambios abruptos en la batimetría así como en la línea de costa, generan fuertes gradientes horizontales de la velocidad de la corriente, los cuales producen las CRM.

### CIRCULACION INDUCIDA POR VIENTO:

Los resultados de este trabajo indican que el viento es el factor dominante de la circulación de la bahía, como ocurre en la mayoría de los cuerpos de agua costeros. El viento en esta zona presenta una dirección dominante del NW durante la mayor parte del año; con variaciones en su magnitud. Esta es máxima ( $\approx 10$  m/s) durante mayo y junio y mínima ( $\approx 5$  m/s) durante enero y febrero (Fig. 12).

BSV presenta como característica sobresaliente la presencia de I. de Cedros, con altura máxima de 1200 m; lo cual genera una zona de calmas en el campo de viento. Es evidente de los resultados del modelo que la variabilidad espacial del campo de viento es el factor más importante en la generación del giro

anticiclónico, ya que al considerar un campo de viento homogéneo, sin importar el tipo de batimetría empleado, el modelo no predice la generación del giro (Fig. 15).

El rotacional del esfuerzo del viento produce una convergencia del transporte de masa Ekman y por conservación de masa se produce una elevación en el centro del giro, en consecuencia las líneas de corriente siguen los contornos de  $\eta$ , generándose el giro anticiclónico.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo son halagadores, ya que a pesar de las simplificaciones del modelo, la circulación predicha y la observada concuerdan satisfactoriamente.

Hay que tomar en consideración que en este trabajo se analizó únicamente la respuesta barotrópica de BSV al forzamiento atmosférico. Por lo anterior sería muy interesante estudiar la respuesta baroclínica por medio de observaciones o modelos y cuantificar ambas respuestas.

## LITERATURA CITADA

- Amador-Buenrostro, A., M. L. Argote-Espinoza, M. Mancilla-Peraza y E. Palacios-Hernández, En preparación. Estructura de la temperatura superficial en Bahía Sebastian Vizcaino, B. C. observada en imagenes de satélite.
- Arakawa, A. and F. Mesinger, 1976. Numerical methods used in Atmospheric Models. Global Atmospheric Research Programme (G.A.R.P.) Publications Series, No. 17: 65 pp.
- Argote-Espinoza, M. L., F. J. Gavidia-Medina and A. Amador-Buenrostro, 1991. Wind-Induced circulation in Todos Santos Bay, B. C., México. *Atmósfera*, 4: 101-115 pp.
- Bakun, A., 1975. Daily and Weekly Upwelling Indices, West Coast of North America, 1967-73. NOAA Technical Report NMFS SSRF-693. 108 pp.
- Battisti, D. S. and A. J. Clarke, 1982. A simple method for estimating tidal currents on continental margins with specific application to the  $M_2$  tide off the Atlantic and Pacific Coasts of the United States. *J. P. O.* Vol. 12 No. 1: 8-16 pp.
- Bowden, K. F. and L. Fairbairn, 1952. A determination of the frictional forces in a tidal current. *Proc. of the Royal Society of London*, A214: 371-392 pp.
- Bowden, K. F., 1983. *Physical Oceanography of Coastal Waters*. Camelot press Ltd., Southampton. Great Britain: 302 pp.
- Courant, R., K. Friederichs and H. Lewy, 1928. Über die Partiellen Differenzgleichungen der Mathematischen Physik, *Math. Ann.*, Vol. 100: 32-74 pp.
- Csanady, G. T., 1984. *Circulation in the coastal ocean*. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht: 279 pp.
- Dawson, E. Y., 1951. A further study of upwelling and associated vegetation along Pacific Baja California, México. *Jour. Marine Research* 10: 39-58.
- Dawson, E. Y., 1952. Circulation Within Bahia Vizcaino, Baja California and its effects on marine vegetation. *American Journal Of Botany*. 39(7). pp:425-432.
- D.C.P.G. (Data Collection and Processing Group), 1963. CALCOFI ATLAS No. 1. Marine Life Research Program at the University of California's Scripps Institution of Oceanography. CALCOFI program: 300 pp.
- Emery, K. O., D. S. Gorsline, E. Uchupi and R. D. Terry., 1957. Sediments of three bays of Baja California: Sebastian Vizcaino, San Cristobal, and Todos

- Santos. *Journal Of Sedimentary Petrology*. 27(2). pp:95-115.
- Gavidia-Medina, F. J., 1988. Simulación numérica de la circulación barotrópica en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis de M. en C., Centro De Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada Baja California: 95 pp.
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press. San Diego, Ca: 661 pp.
- Godin, G., R. de la Paz-Vela, N. Rodriguez y M. Ortiz., 1980. Revisión de los datos de marea para la costa occidental de México disponibles en el CICESE e interpretación de resultados. *Inf. Tec. OC-80-02*: 63 pp.
- Groves, y L. J. Jr. Reid., 1958. Estudio presentado por escrito. *Contributions from the Scripps Institution of Oceanography, New Series, No. 1057*: 997-1029.
- Hunter, J. R., 1980. User's manual for two-dimensional numerical hydro-dynamic model. Unit for the Coastal and Estuarine Studies. Marine Science Laboratories, Mwnai Bridge, Anglesey. Report U80-5: 23 pp.
- INEGI., 1988. *Atlas Nacional del Medio Físico*. Instituto Nacional de Geografía e Informática: 223 pp.
- Maier-Reimer, E., 1975. Zum einfluß eines mittleren windschubes auf die Resströme der Nordsee. *Dt. hydrogr. Z.*, 28: 253-262 pp.
- Mancilla-Peraza, M., E. Palacios-Hernández y G. Lopez-Castillo., 1993. Variabilidad hidrográfica de Bahía Sebastian Vizcaino, Baja California, México.
- Mancilla-Peraza, M., M. L. Argote-Espinoza, A. Amador-Buenrostro y E. Palacios-Hernández, en preparación. *Medición de corrientes en el Canal de Kellet, Baja California, México*.
- McCreary, J. P. Jr., S. L. Hyong and D. B. Enfield, 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. M. R. Vol. 47*: 81-109 pp.
- McEwen, G. F., 1916. Summary and interpretation of hydrological observations made by the Scripps Institution for Biological Research of the University of California. 1908-1915. *Univ. Calif. Publ. Zool.*, 15(3): 255-356.
- Osorio-Tafall, B. F., 1948. La Isla de Cedros, Baja California. *Bol. Soc. Geogr. Mex.* 66: 319-402.
- Peláez, J. and J. A. McGowan, 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnol. Oceanogr.* 31(5):927-950 pp.

- Phillips O. M., 1980. The dynamics of the upper ocean. Cambridge University Press. Cambridge: 336 pp.
- Pingree, R. D. and D. K. Griffiths, 1980. Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Islands. *Oceanol. Acta* 3, 2,: 227-236 pp.
- Pingree, R. D. and L. Maddock., 1977. Tidal residuals in the English Channel, *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, Vol. 57: 339-354 pp.
- Pingree, R. D. and L. Maddock., 1979. The tidal Physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Mar. Geol*, 32 (1979): 269-289 pp.
- Potter, D., 1977. *Computational Physics*. John Wiley & Sons. Bristol England: 304 pp.
- Reid, J. L., G. I. Roden and J. G. Wyllie., 1958. Progress Report, 1 july 1956 to 1 january 1958. *CalCoFi*. pp: 28-57.
- Reyes, S., G. Voguel, E. Pavía and A. Parés, 1983. Synoptic Effects on the Local Winds in Todos Santos Bay: A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*: 1494-1500.
- Robinson, I. S., 1983. Tidally induced residual flows:321-356 pp. *Physical Oceanography of coastal and shelf seas*. B. Johns. Elsevier. The Netherlands: 470 pp.
- Schwerdtfeger, W., 1959. El régimen de los vientos en la costa occidental de San Martín. *Secretaría de Marina, División Meteorología, Bs. As., Argentina*: 30 pp.
- Signell, R. P., 1989. Tidal dynamics and dispersion around coastal headlands. Doctoral Thesis, Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts Institute of Technology: 162 pp.
- S.I.O. (Scripps Institution of Oceanography), 1962. Results of current measurements with drogues 1958-1961. *SIO Reference* 62-27: 31 pp.
- S.M. (Secretaría de Marina), 1975. De Punta San Quintin a Punta Eugenia. *Secretaría de Marina México*, S. M. 601.
- Tee, K. T., 1976. Tide-induced residual current, a 2-D nonlinear numerical tidal model. *J. Mar. Res.*, 34: 603-628 pp.
- Willye, J. G., 1960. The water masses of Sebastian Vizcaino Bay. *CalCoFi. Rep.* 8(1). pp:907-917.

## APÉNDICE A.

- a** ≡ semieje mayor de la elipse de marea (m/s).
- b** ≡ semieje menor de la elipse de marea (m/s).
- $\Delta t$  ≡ paso en tiempo (18 seg).
- $\Delta x$  ≡ incremento en la dirección  $x$  (5115 m).
- $\Delta y$  ≡ incremento en la dirección  $y$  (5115 m).
- $C_D$  ≡ coeficiente de arrastre (si  $|\vec{w}| = 10$  m/s  $\longrightarrow C_D = 1.5 \times 10^{-3}$ ; si  $|\vec{w}| = 5$  m/s  $\longrightarrow C_D = 1.2 \times 10^{-3}$  (Phillips, 1980))
- $C_f$  ≡ coeficiente de fricción de fondo ( $3.0 \times 10^{-3}$ ).
- $\mathcal{D}_f$  ≡ decaimiento friccional.
- $\mathcal{E}$  ≡ excursión de marea.
- $\epsilon$  ≡ exentricidad de la elipse de marea.
- $\eta$  ≡ elevación del nivel del mar (m).
- $\eta_r$  ≡ elevación residual.
- $f$  ≡ parámetro de Coriolis ( $\text{seg}^{-1}$ ).
- $g$  ≡ aceleración de la gravedad ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ).
- $H$  ≡ profundidad (m).
- $H_{\max}$  ≡ profundidad máxima (4206 m).
- $K_H$  ≡ coeficiente de viscosidad lateral turbulenta (10.0).
- $n$  ≡ número de datos.
- $P$  ≡ persistencia.
- $\rho_a$  ≡ densidad del aire ( $1.25 \text{ kg/m}^3$ ).
- $\rho_w$  ≡ densidad del agua de mar ( $1025 \text{ kg/m}^3$ ).
- $t$  ≡ tiempo (seg).
- $T$  ≡ período de la  $M_2$  (44712 seg).
- $\tau_x$  ≡ esfuerzo del viento en la dirección  $x$  ( $\text{Nw/m}^2$ ).

$\tau_y$   $\equiv$  esfuerzo del viento en la dirección  $y$  ( $\text{Nw/m}^2$ ).

$\vec{\tau}$   $\equiv$  vector del esfuerzo del viento.

$\mathbf{u}$   $\equiv$  vector de corriente (m/s).

$u$   $\equiv$  componente de la velocidad del viento en dirección  $x$  (m/s).

$U$   $\equiv$  componente de la velocidad de la corriente en dirección  $x$ , integrada verticalmente (m/s).

$U'$   $\equiv$  velocidad de la corriente medida a la profundidad  $z$  (m/s).

$\mathbf{u}_r$   $\equiv$  vector de corriente residual (m/s).

$\sqcup$   $\equiv$  perfil tipo  $u$ .

$v$   $\equiv$  componente de la velocidad del viento en dirección  $y$  (m/s).

$V$   $\equiv$  componente de la velocidad de la corriente en dirección  $y$ , integrada verticalmente (m/s).

$\sphericalangle$   $\equiv$  perfil tipo  $v$ .

$\vec{w}$   $\equiv$  vector velocidad del viento.

$x$   $\equiv$  dirección en el eje  $x$ .

$y$   $\equiv$  dirección en el eje  $y$ .

$z$   $\equiv$  profundidad del corrientímetro (m).

$$\nabla_H^2 \equiv \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right)$$