

# Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche

M. A. Monreal-Gómez y D. A. Salas de León  
*Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.*

Recibido: 17 de junio, 1988. Aceptado: 28 de junio, 1990.

## RESUMEN

La simulación de la circulación dentro de la Bahía de Campeche es efectuada mediante un modelo hidrodinámico no-lineal de gravedad reducida. Las ecuaciones son resueltas numéricamente sobre una malla espacial uniforme, descentrada y de 30 km de resolución. Las fuentes perturbadoras son los flujos a través del Canal de Yucatán y del Estrecho de Florida. Los resultados del modelo indican la presencia de giros ciclónicos en la Bahía de Campeche los cuales se desplazan hacia el oeste.

**PALABRAS CLAVE:** Bahía de Campeche; giros ciclónicos; modelos numéricos.

## ABSTRACT

A non-linear reduced gravity model is used for the study of the circulation in the Bay of Campeche. The equations of the model are solved numerically on a staggered uniform grid of 30 km resolution. Data on the inflow-outflow through the Yucatán Channel and Florida Strait were imposed as boundary conditions. Results indicated the presence of cyclonic eddies in the Bay of Campeche with a westward propagation.

**KEY WORDS:** Bay of Campeche; cyclonic eddies; numerical modelling.

## INTRODUCCION

La Bahía de Campeche está situada en la región suroeste del Golfo de México entre los 18°6' y los 21°30' de latitud norte y los 90°26' y los 97°20' de longitud oeste (Fig.1), teniendo profundidades que pasan de los 2500 m. Esta región juega un papel muy importante desde el punto de vista económico, debido, por una parte, a las pesquerías que representan una fuente alimenticia muy variada y por otra a los hidrocarburos presentes en el subsuelo de dicha región.

La Bahía de Campeche se ve fuertemente influenciada por la corriente de Lazo, ya que una parte del flujo que penetra en el Golfo de México a través del Canal de Yucatán se desvía hacia el oeste y entra a la Bahía. Esta región presenta una circulación predominantemente ciclónica, (Nowlin, 1972; Molinari *et al.*, 1978; Merrell y Morrison, 1981). Varias hipótesis se han postulado con respecto al origen ciclónico de la circulación. Merrell y Morrison (1981) atribuyen la circulación ciclónica de la Bahía al esfuerzo del viento; en tanto que Cochrane (1969) muestra la existencia de una corriente generada por una surgencia en la costa norte de la Península de Yucatán y propone que el proceso de surgencia, al formar un domo de agua fría sobre el Banco de Campeche, genera la circulación ciclónica observada. Nowlin (1972), a partir de datos sinópticos de temperatura y salinidad y de cartas de topografía de altura dinámica, pone en evidencia el carácter ciclónico de la circulación para el mes de agosto dentro de la bahía.

El objetivo de este trabajo es analizar la respuesta de la circulación en la Bahía de Campeche a las variaciones temporales del transporte que entra por el Canal de Yucatán y que sale por el Estrecho de Florida.

Considerando el hecho de que el primer modo baroclínico puede simularse mediante un modelo de gravedad reducida (Holland y Lin, 1975; Loth y Crépon, 1984), se utilizan los resultados de un modelo numérico de esta naturaleza en el Golfo de México (Monreal-Gómez, 1986) para inferir la dinámica del primer modo baroclínico en la Bahía de Campeche.

## ECUACIONES BASICAS

Teniendo en cuenta que el Golfo de México puede considerarse como formado por dos capas (Elliott, 1982), y en el marco de la aproximación de Boussinesq, las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento y de masa, integradas verticalmente sobre un plano  $-\beta$ , en un sistema cartesiano  $(x, y, z)$ , con  $z$  positivo hacia arriba para un modelo de gravedad reducida, están dadas por (e.g. Monreal-Gómez y Salas de León, 1985):

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \nabla_H \cdot (h^{-1} \vec{V} \vec{V}) + \hat{k} \times f \vec{V} = -h g' \nabla_H \eta + \tilde{u}_H \nabla_H^2 \vec{V} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{V} = 0 \quad (2)$$

$\nabla_H^2$  operador Laplaciano horizontal

Donde:

$\vec{V}$  : vector de transporte horizontal ( $\vec{V} = \bar{v} h$ )

$\bar{v}$  : vector de velocidad horizontal

h : espesor instantáneo de la capa activa

$\eta$  : valor negativo de la anomalía de la picnoclina

$g'$  : gravedad reducida debido a la estratificación

t : tiempo

$\nabla_H$  : operador vectorial nabra horizontal

f : parámetro de Coriolis sobre un plano -  $\beta$ .

$$(f = f_0 + \beta (y - y_0))$$

$\hat{k}$  : vector unitario, positivo hacia arriba

$\tilde{\nu}_H$  : viscosidad turbulenta horizontal

La gravedad reducida:

$$g' = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2}$$

engloba la diferencia de densidades entre la capa superior y la inferior. El primer modo baroclínico o modo interno puede ser descrito mediante un análisis de la dinámica de la capa superior y de la variabilidad de la interface existente entre las dos capas, considerando rígida la superficie libre. En este caso la capa superior tiene un transporte U en dirección "x" y V en dirección "y", un espesor instantáneo h. La anomalía de la picnoclina estará dada por  $\eta$ .

En este modelo del comportamiento del primer modo interno no se tomaron en cuenta los esfuerzos de fricción entre las capas porque su coeficiente de fricción es del orden de  $10^{-4}$ .

#### Condiciones iniciales y de frontera

El modelo de simulación del primer modo baroclínico parte del reposo y el mecanismo de perturbación es un flujo variable a través de las fronteras abiertas.

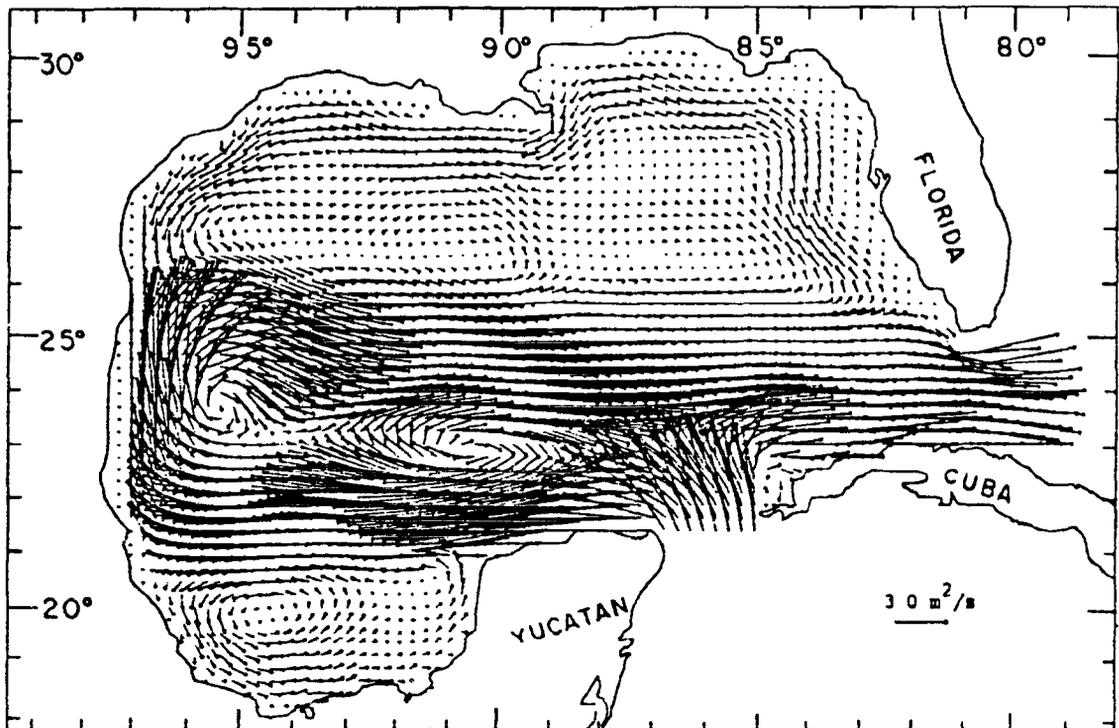


Fig. 1. Campo del transporte horizontal ( $m^2/s$ ) en el Golfo de México, obtenido usando un flujo medio a través de las fronteras abiertas.

Las condiciones de frontera para cerrar el sistema de ecuaciones (1) y (2) son representadas por  $U = 0$ , y  $\partial V / \partial X = 0$  en una costa meridional, así como por  $V = 0$ , y  $\partial U / \partial Y = 0$  en una costa zonal. En tanto que las condiciones de frontera abierta consisten en imponer un transporte variable de masa que entra por el Canal de Yucatán y que sale a través del Estrecho de Florida. Estos flujos fueron calculados geostroficamente por Molinari *et al.*, (1978), quienes detectaron una variación temporal en dichos transportes.

Los flujos en cada iteración fueron interpolados linealmente a partir de datos de dos meses consecutivos; en cada iteración existe un cambio de transporte dado por

$$\frac{\Delta Q}{N} = \frac{Q^{m+1} - Q^m}{N}$$

donde  $N$  representa el número de iteraciones realizadas durante un mes,  $Q^m$  y  $Q^{m+1}$  son los transportes ( $m^3 s^{-1}$ ) en la frontera abierta en los meses  $m$  y  $m+1$  respectivamente. Este tipo de consideraciones se efectúa para evitar brincos en la solución.

En cuanto a la distribución espacial del flujo a través de los estrechos, se impuso un transporte horizontal uniforme

$$\vec{V}_i = \frac{Q}{L}$$

siendo  $L$  el ancho total de la frontera abierta. En el Canal de Yucatán se consideró un transporte horizontal en dirección "y" mientras que en el Estrecho de Florida se impuso en la dirección "x". Se realizaron varios experimentos numéricos cambiando la forma del perfil por un perfil parabólico, los cambios fueron pequeños y sólo se detectaron en zonas muy cercanas a las fronteras abiertas.

Dichos flujos inducen el movimiento en el área de estudio, eliminando de esta forma las perturbaciones parásitas que aparecen cuando se tienen fronteras abiertas demasiado grandes.

## SOLUCION NUMERICA

Las ecuaciones (1) y (2) fueron resueltas numéricamente usando las condiciones de frontera descritas anteriormente, para esto se discretizaron bajo un esquema semi-implícito en diferencias finitas sobre una malla uniforme descentrada del tipo Arakawa-C modificada. En la integración temporal se utilizó un paso fraccionado, esto es, el intervalo de tiempo  $\Delta t$  se dividió en dos etapas sucesivas; en la integración de  $N$  a  $N + 1/2$  se calculó  $V$  explícitamente,  $U$  implícitamente y la anomalía de la

picnolina  $\eta$  se calculó usando los valores de  $U$  y  $V$  en los niveles  $N + 1/2$  y  $N$  respectivamente. De  $N + 1/2$  a  $N + 1$  el procedimiento fue invertido. Para el cálculo del término de Coriolis se hizo un promedio del transporte sobre cuatro puntos de la malla. Los términos advectivos se discretizaron usando el método conservativo 'upstream'. Este esquema da una aproximación de segundo orden en el tiempo y en el espacio. La estabilidad numérica del esquema fue analizada usando el criterio de Von Neumann (Roache, 1982), lo cual dio como resultado que: cuando la viscosidad turbulenta es cero, el esquema es incondicionalmente estable, mientras que cuando ésta es diferente de cero, el intervalo de integración temporal depende inversamente de ella.

La precisión de la solución numérica depende de los pasos de integración ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta t$ ); entre más pequeños sean, mejor es la precisión. De igual manera, entre menor sea el paso espacial de la malla, mejor se representará la geometría de la cuenca. Sin embargo, tomando en cuenta que entre más fina sea la malla, más costoso es el cálculo y dado que en el presente estudio se tiene interés por fenómenos relativos a una longitud de onda superior a los 60 km, entonces de acuerdo al teorema de muestreo de Nyquist (Papoulis, 1978) se puede emplear un paso espacial de 30 km.

En lo que concierne al paso temporal de integración, éste depende del tipo de esquema utilizado; en un esquema explícito el  $\Delta t$  está muy limitado por la condición de estabilidad, mientras que un esquema semi-implícito como el empleado en este estudio permite el uso de un  $\Delta t$  más grande, el cual está limitado por  $\Delta t \leq \Delta x^2 / \tilde{\nu}_H$ . Dado que las perturbaciones del modo baroclínico son propagaciones lentas, se consideró un  $\Delta t$  de 6 horas.

Estudios basados en observaciones han contribuido en la determinación del espesor inicial de la capa superior. Tanto los perfiles de salinidad y de temperatura como los de distribución de la frecuencia de Brunt-Väisälä muestran una discontinuidad a los 200 m de profundidad en la región del giro anticiclónico (Elliott, 1982); este hecho coincide con los resultados de observaciones efectuadas en campañas oceanográficas de la Bahía de Campeche (Czirtom *et al.*, 1988). Por otro lado, los perfiles verticales de material en suspensión en diferentes zonas del Golfo de México muestran también una discontinuidad a dicha profundidad (Harris, 1972). Consecuentemente, se puede considerar que la picnoclina permanente en el Golfo de México se encuentra aproximadamente a una profundidad de 200 m.

En las simulaciones efectuadas se usó una malla de 30 km de resolución, un paso de integración temporal de 6 horas, un espesor inicial de la capa activa de 200 m, una viscosidad turbulenta horizontal  $\tilde{\nu}_H$  de  $2000 m^2 s^{-1}$  y gravedad reducida  $g'$  de  $0.03 m s^{-2}$ .

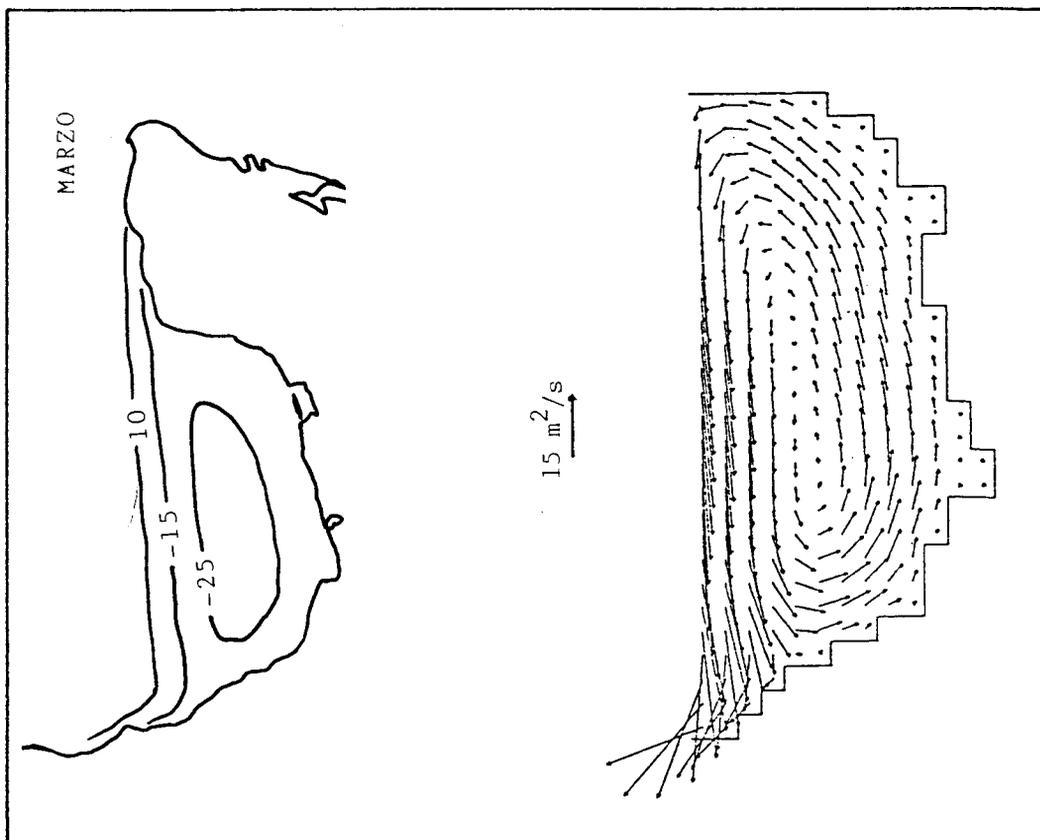


Fig. 3. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la picroclina (m) en el mes de marzo.

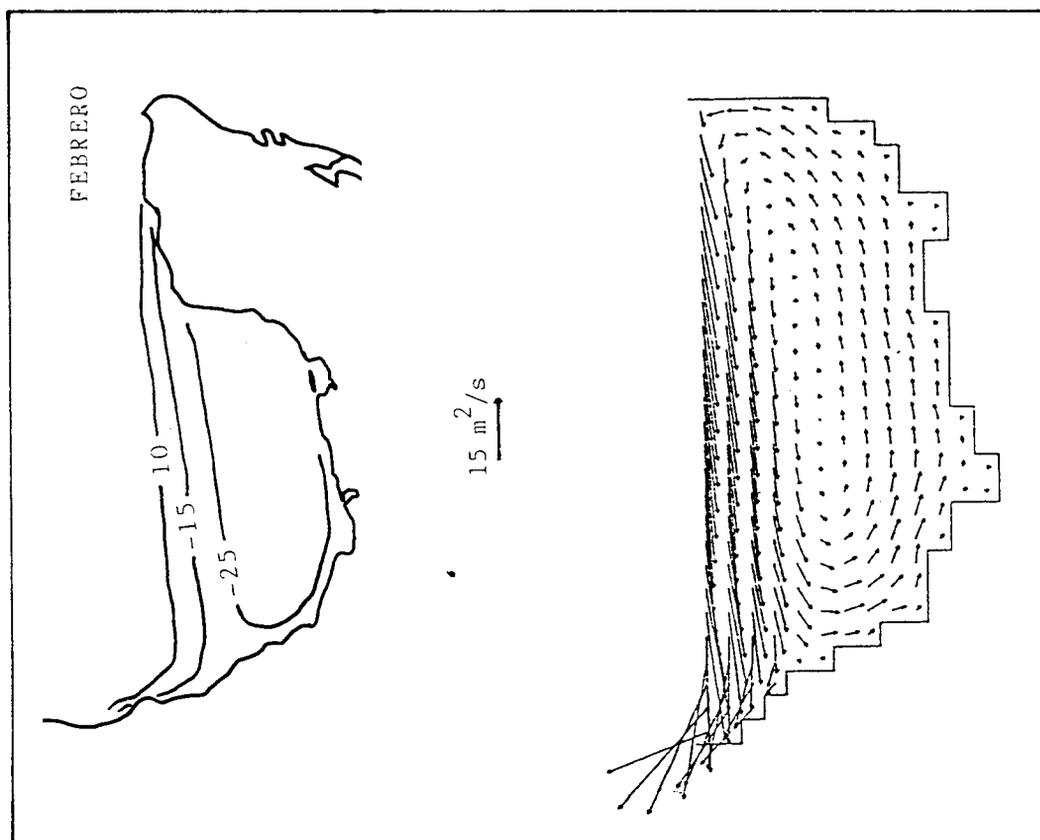


Fig. 2. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la picroclina (m) en el mes de febrero.

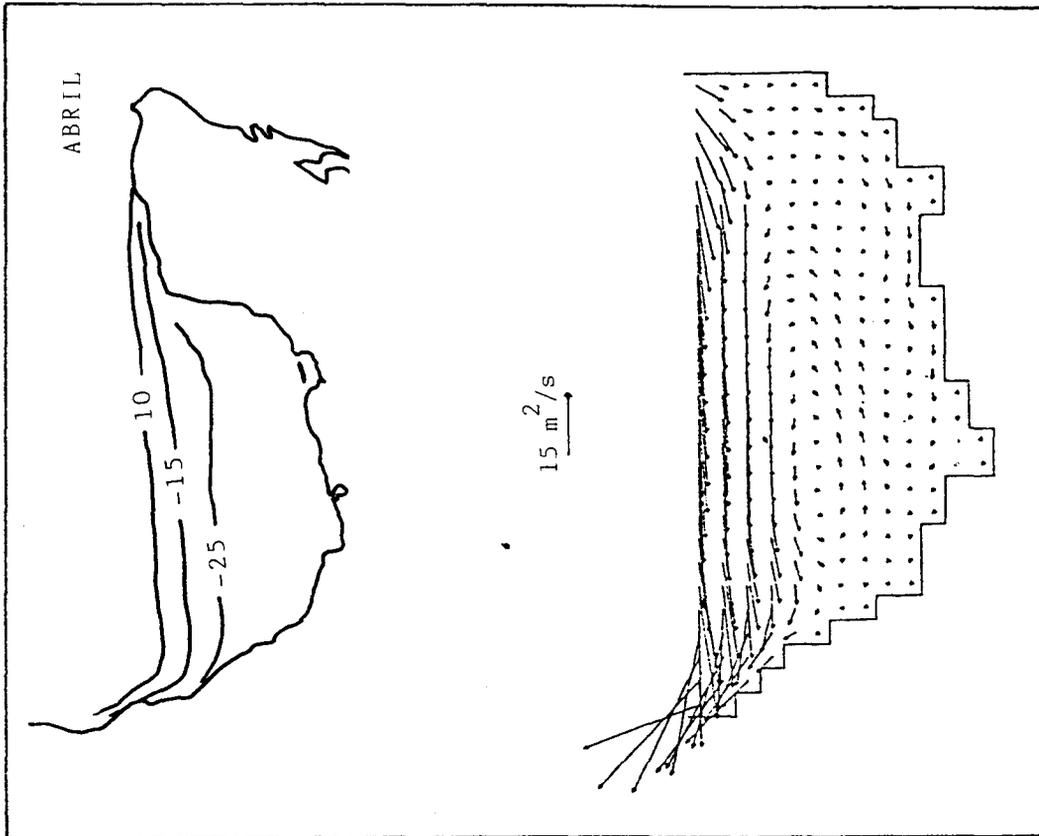


Fig. 4. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la piconocina (m) en el mes de abril.

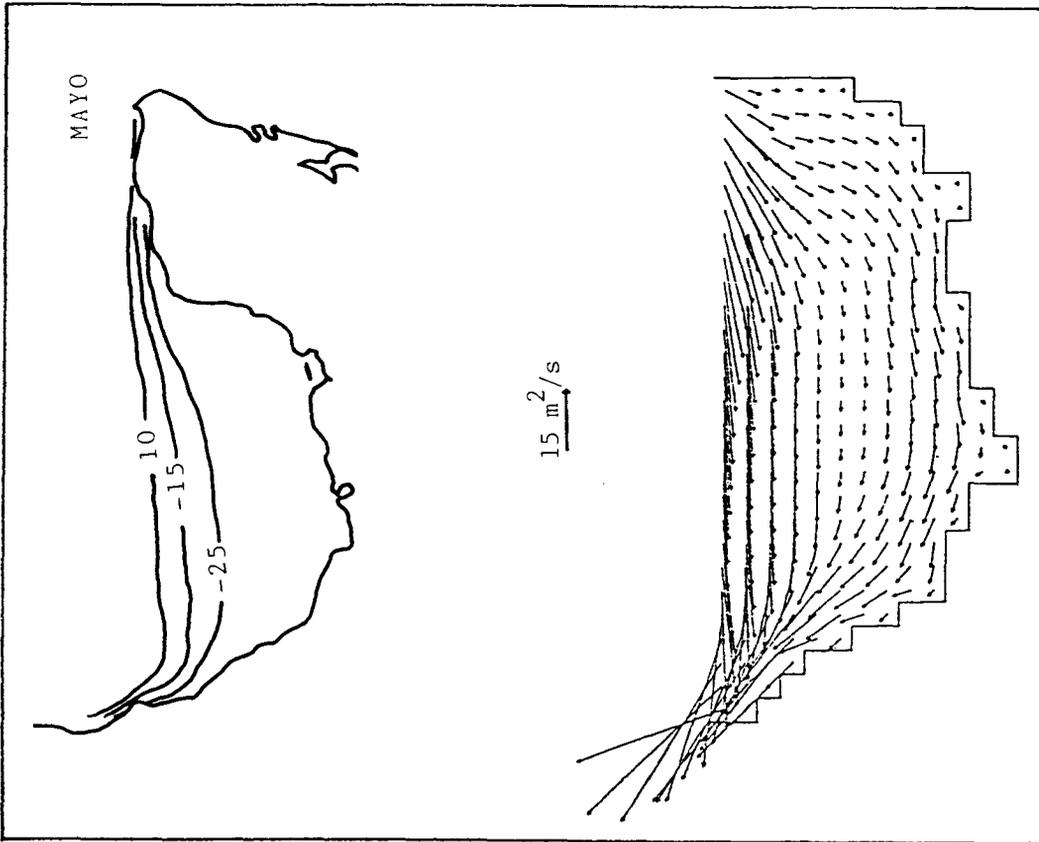


Fig. 5. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la piconocina (m) en el mes de mayo.

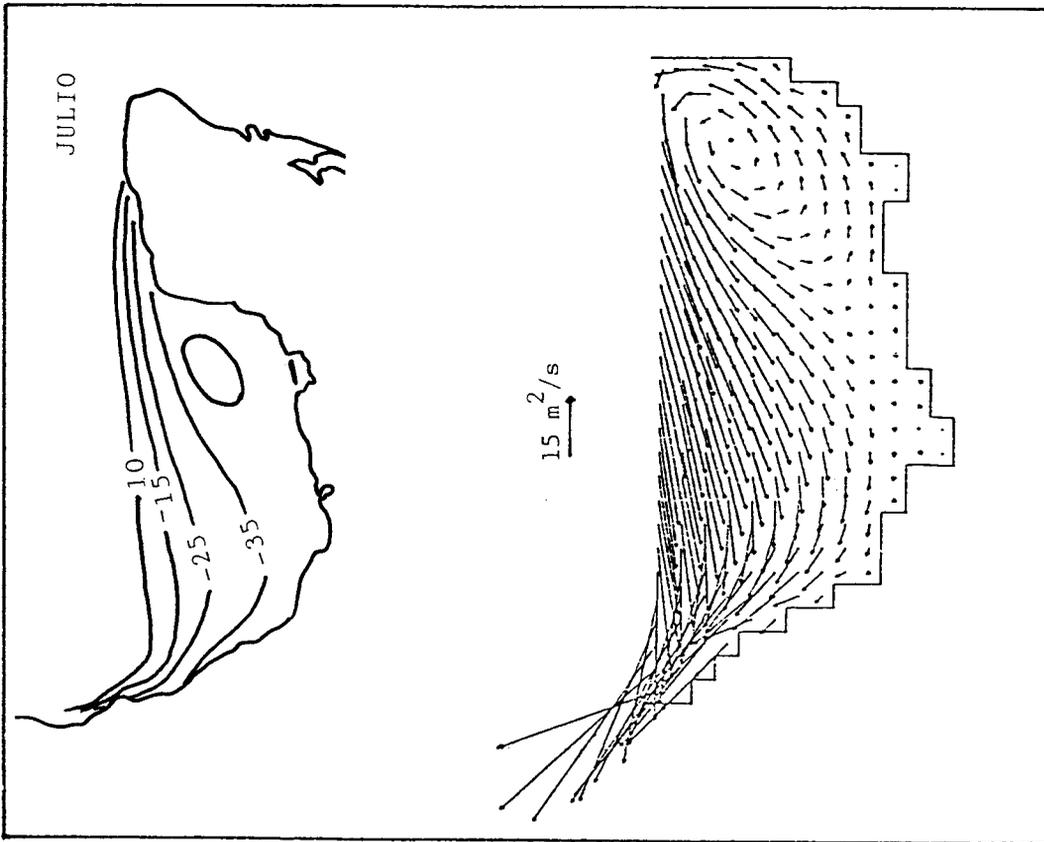


Fig. 7. Campo del transporte horizontal ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) y anomalía de la piconclina (m) en el mes de julio.

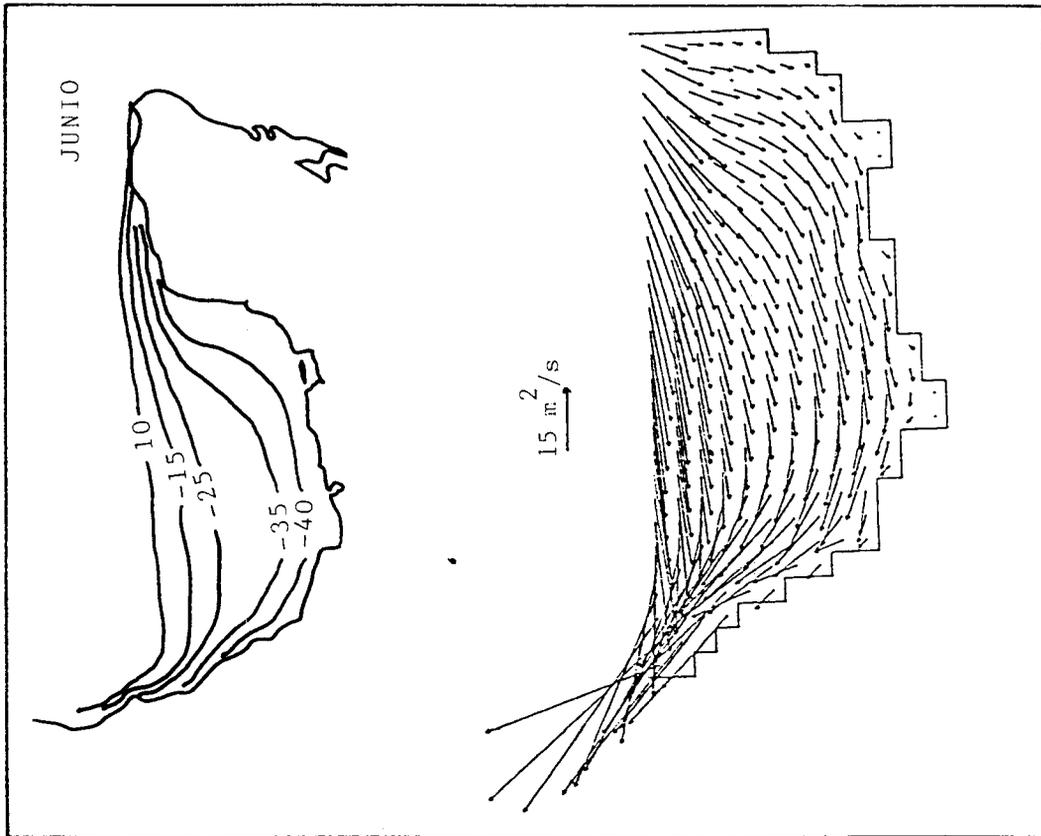


Fig. 6. Campo del transporte horizontal ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) y anomalía de la piconclina (m) en el mes de junio.

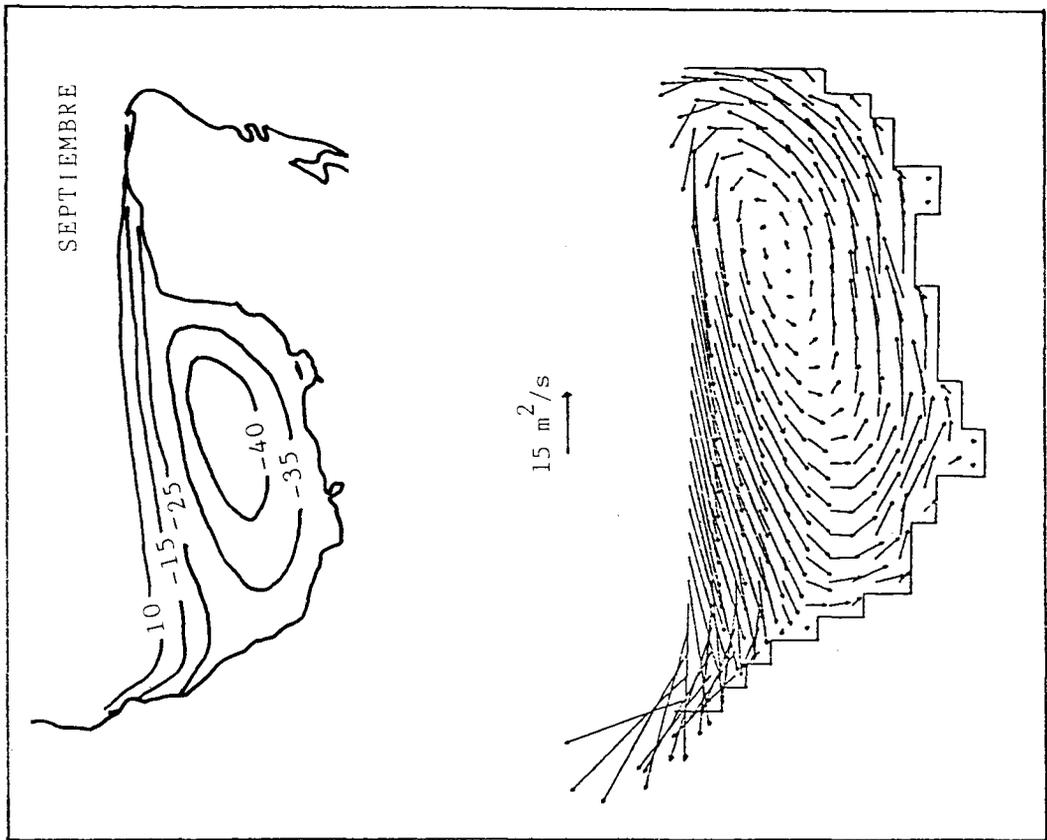


Fig. 9. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la picnoclina (m) en el mes de septiembre.

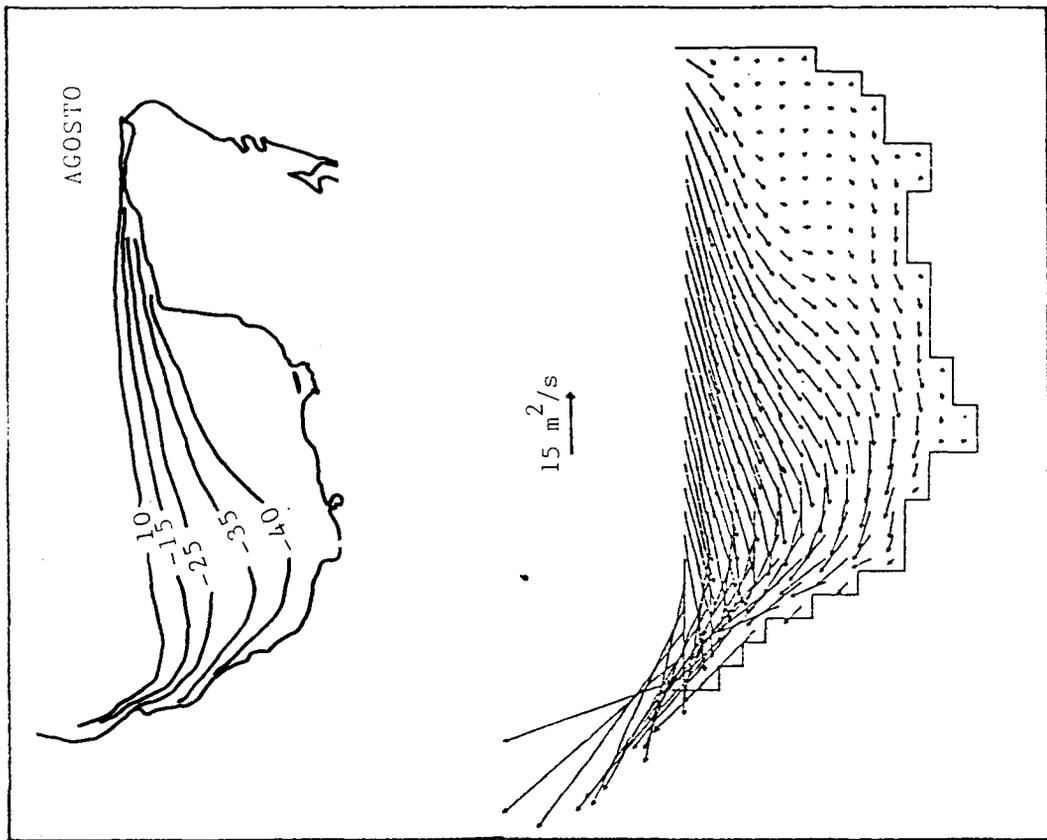


Fig. 8. Campo del transporte horizontal (m<sup>2</sup> / s) y anomalía de la picnoclina (m) en el mes de agosto.

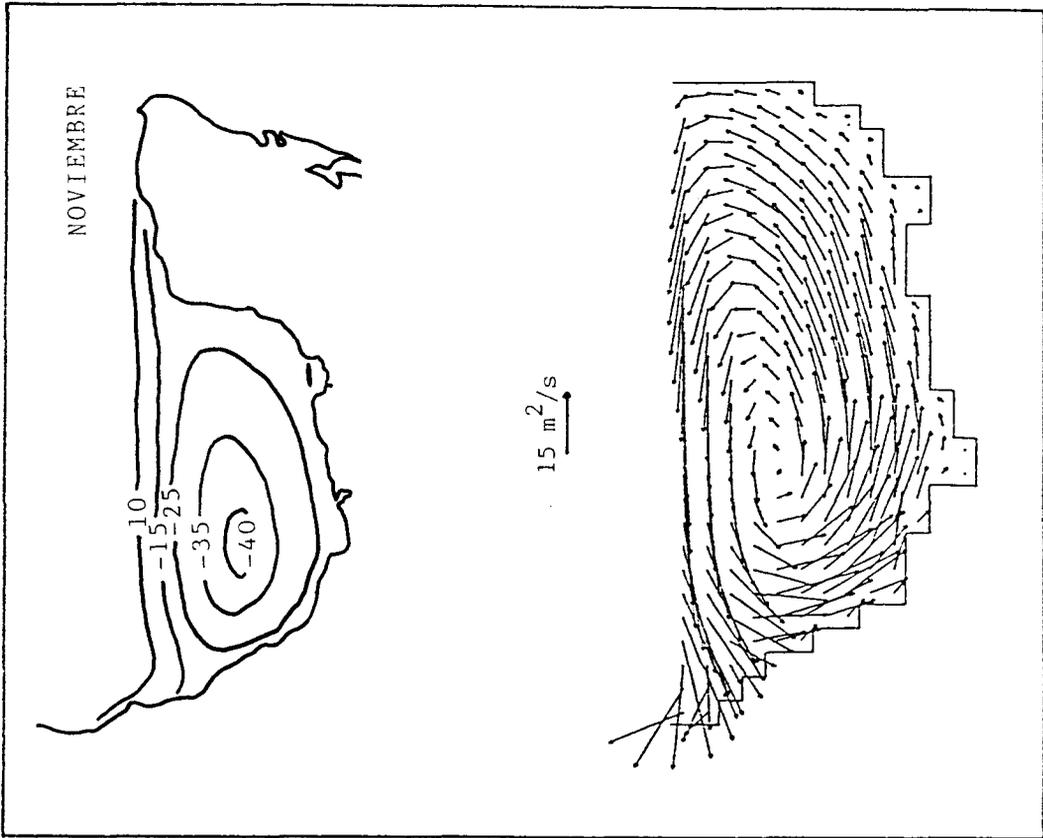


Fig. 11. Campo del transporte horizontal ( $m^2 / s$ ) y anomalía de la pinoquina (m) en el mes de noviembre.

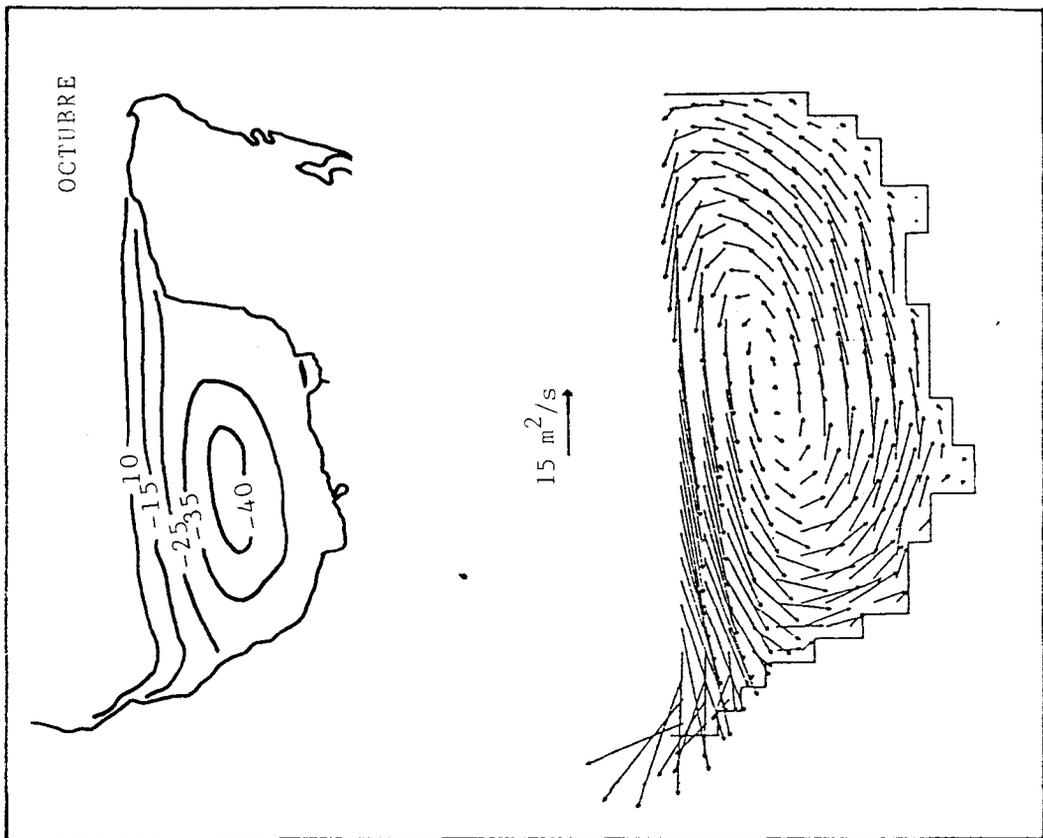


Fig. 10. Campo del transporte horizontal ( $m^2 / s$ ) y anomalía de la pinoquina (m) en el mes de octubre.

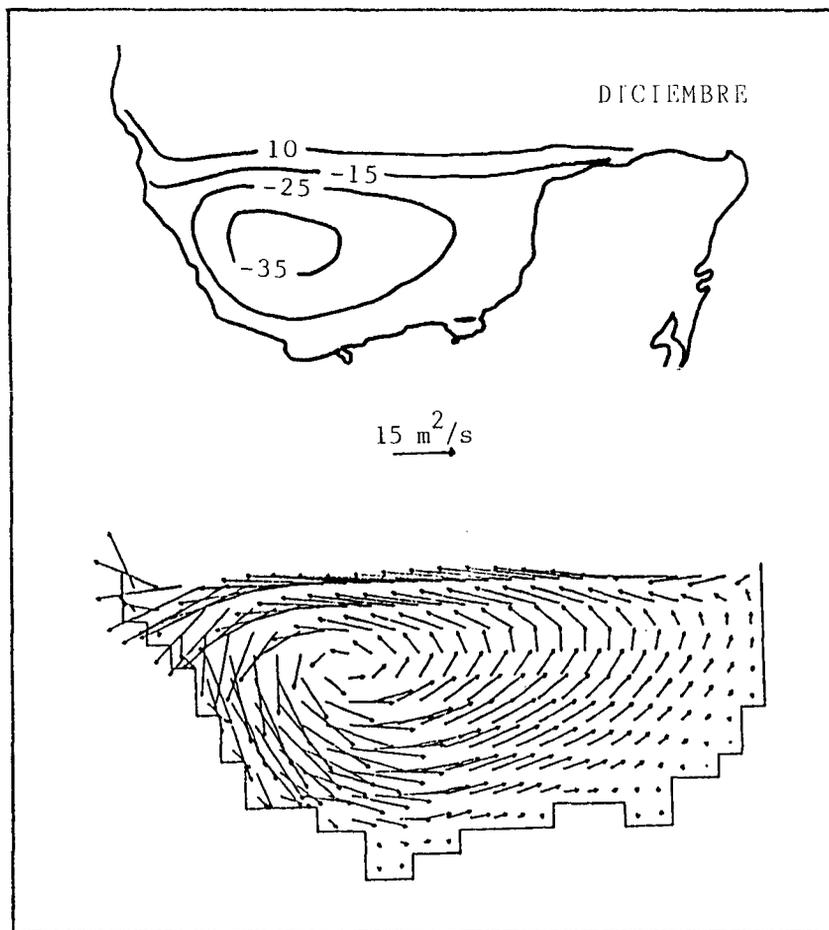


Fig. 12. Campo del transporte horizontal ( $m^2/s$ ) y anomalía de la pincloclina (m) en el mes de diciembre.

## RESULTADOS

Los resultados obtenidos mediante el modelo numérico de gravedad reducida (Fig. 1) con las condiciones de frontera establecidas anteriormente, muestran la presencia de un giro anticiclónico en el oeste del Golfo; igualmente se observa una corriente que va del Canal de Yucatán hacia el Estrecho de Florida, siendo ésta la Corriente de Lazo, la cual permanece abierta durante los meses de marzo, abril, mayo y agosto, fuera de estos meses su parte inferior se cierra y aparece un nuevo giro anticiclónico que aparentemente se desplaza hacia el oeste (Monreal-Gómez, 1986). Por otra parte, tanto en las Plataformas Continentales de Florida y de Texas, como en la Bahía de Campeche se observan características ciclónicas en la circulación.

El campo de transporte horizontal (Fig. 1) presenta grandes valores en las zonas profundas. Debido a que se tiene interés en analizar la variación de la circulación en la Bahía de Campeche y para representar este patrón de circulación en una escala mejor sólo se muestra una porción de la solución.

Los resultados evidencian la formación del giro ciclónico dentro de la Bahía de Campeche en ciertos meses del año. De la figura 2 a la 12 se muestran tanto el campo del transporte como la anomalía de la pincloclina durante los meses de febrero a diciembre.

Se observa que durante el mes de febrero existe el giro ciclónico que se extiende en toda la Bahía. En el mes de marzo este giro persiste, pero su centro sufre un pequeño desplazamiento hacia el oeste y la magnitud de la corriente se incrementa. En el mes de abril el giro tiende a desvanecerse y la corriente decrece al interior de la Bahía, principalmente en la costa sur, esta variación es necesaria para que se efectúe el cambio en dirección de la corriente. En el mes de mayo el giro ciclónico ha desaparecido completamente y la circulación se efectúa en el sentido este-oeste. Durante el mes de junio la corriente se intensifica, pero no se observa la formación del giro, es durante el mes de julio que un pequeño giro ciclónico comienza a desarrollarse sobre la costa oeste de la Península de Yucatán. En los meses de agosto y septiembre el campo de corrientes se modifica hasta llegar

a formar el giro ciclónico que se extiende nuevamente hacia toda la bahía. Este giro persiste durante los meses de septiembre a diciembre, observándose un desplazamiento del centro del giro hacia el oeste. La figura 13 muestra la evolución y el desplazamiento del centro del giro ciclónico dentro de la Bahía de Campeche durante los meses de febrero a diciembre.

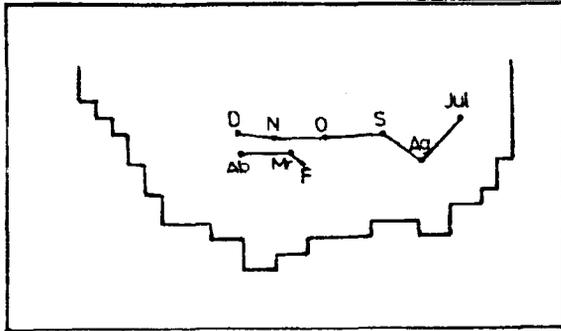


Fig. 13. Evolución del centro del giro ciclónico.

Los resultados obtenidos con este modelo concuerdan con los mostrados por Vidal *et al.*, (1989), de observaciones realizadas durante el crucero ARGOS 84-1 en el oeste del Golfo de México; en cuanto a la existencia y posición del giro, estos autores presentan una zona de máxima altura dinámica ubicada al norte de la bahía aproximadamente a 24°N y 94°W y una zona de mínima altura dinámica localizada dentro de la propia bahía en aproximadamente 20°N y 95°W. Los campos de velocidades relativas muestran corrientes hacia el sur en la parte oeste de la bahía, evidenciando las características ciclónicas de la región.

### CONCLUSIONES

En términos generales el modelo reproduce las características medias de la circulación en la Bahía de Campeche, tales como un giro ciclónico y parte de la Corriente de Lazo al norte. Una característica importante de la formación del giro ciclónico en la Bahía de Campeche es que se asocia principalmente con las variaciones del transporte a través del Canal de Yucatán, correspondiendo el máximo en el transporte del mes de agosto con el inicio de la formación del giro. Dicho máximo es precedido por una fuerte disminución en el transporte, lo cual ocasiona una deficiencia de masa, originando, debido al borde de esquina formado por la Península de Yucatán, estructuras turbulentas en forma de giros ciclónicos que se desplazan hacia el oeste por efectos rotacionales. De igual forma se observa que el sentido ciclónico de la circulación está asociado con una disminución en el espesor de la capa superficial.

### BIBLIOGRAFIA

- COCHRANE, J. D., 1969. Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and the eastern tropical Pacific Ocean. Rept. 69-9T, Dept. of Oceanogr., Texas A & M University.
- CZITROM, S., D. SALAS DE LEON, A. MONREAL, M. A. ALATORRE, F. RUIZ, A. R. PADILLA Y B. SHIRASAGO, 1988. Oceanografía Física. In: Estudio multidisciplinario de la zona económica exclusiva mexicana del Golfo de México: características geológicas, físicas, químicas y biológicas. Segundo Informe de Campaña Oceanográfica a CONACYT, 30-54.
- ELLIOTT, B. A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1292-1309.
- HARRIS, J. E., 1972. Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico I: Spatial distribution of suspended matter. *Deep-Sea Res.* 19, 719-726.
- HOLLAND, W. R. and L. B. LIN, 1975. On the generation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation I: A preliminary numerical experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 642-657.
- LOTH, L. and M. CREPON, 1984. A quasi geostrophic model of the circulation of the Mediterranean Sea. In remote sensing of shelf sea hydrodynamics. J.C.J. Nihoul (Ed.), Elsevier, Amsterdam, 277-285.
- MERRELL, W. J. Jr. and J. M. MORRISON, 1981. On the circulation of the western Gulf of Mexico with observations from April 1978. *J. Geophys. Res.*, 86, c5, 4181-4185.
- MOLINARI, R. L., J. F. FESTA and D. W. BEHRINGER, 1978. The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 987-996.
- MONREAL-GOMEZ, M. A. and D. A. SALAS DE LEON, 1985. Barotropic and baroclinic modes in the Gulf of Mexico. *On Proc. Symp. on Oceanology*, Bruxelles, 81-91.
- MONREAL-GOMEZ, M. A., 1986. Modélisation du mode barotrope et du premier mode barocline dans le Golfe du Mexique. Tesis de doctorado, Université de Liège, Bélgica, 171 pp.

NOWLIN, W. D., 1972. Winter circulation patterns and property distributions. *In: Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*. L. R. A. Capurro y J. L. Reids(Eds.) Gulf. Publ. Co., 3-15.

PAPOULIS, A., 1978. Sistemas digitales y analógicos, transformadas de Fourier, estimación espectral. Marcombo. Boixareu (Eds.), 308 pp.

ROACHE, P. J., 1982. Computational fluid dynamics. Hermosa Publishers, Albuquerque, N. M., 446 pp.

VIDAL, V. M. V., F. V. VIDAL y J. M. PEREZ MOLERO, 1989. Atlas oceanográfico del Golfo de México, Vol. I: Instituto de Investigaciones Eléctricas. Grupo de Estudios Oceanográficos, Cuernavaca, Mor., México, 415 pp.

-----  
M.A. Monreal-Gómez y D. A. Salas de León  
*Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Apdo. Postal  
70-305, UNAM, 04510 México, D. F.*