

GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE
GEOFISICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Vol. 28

México, D. F., 1o. de enero de 1989

Núm. 1

VARIACION ESTACIONAL DE LA ESTRUCTURA TERMO-HALINA DE GOLFO NUEVO, ARGENTINA

A. RIVAS*

P. RIPA**

(Recibido: 30 de mayo, 1987)

(Aceptado: 14 de enero, 1988)

RESUMEN

Se analizan los datos de temperatura y salinidad obtenidos en seis campañas oceanográficas realizadas en Golfo Nuevo, Argentina, en el período comprendido entre abril de 1982 y abril de 1983. La cuenca evoluciona desde un estado de mezcla casi completa, en otoño e invierno, hasta uno estratificado que alcanza sus máximos valores de estabilidad hacia fines del verano. Estas fluctuaciones del campo de densidad son debidas, casi exclusivamente, a las variaciones del campo térmico.

Se discuten los balances de calor y sal igualando los flujos por la boca a la diferencia entre los flujos superficiales y las cantidades almacenadas, encontrándose, para ambas variables, que los tres términos son igualmente importantes.

Teniendo en cuenta la homogeneidad horizontal que presentan las observaciones se implementa un modelo unidimensional con difusión turbulenta y mezcla convectiva, forzado por los flujos a través de la superficie y la boca. El modelo reproduce muy bien la variación de la estructura térmica, pero sobrestima las fluctuaciones del campo de salinidad.

* Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Centro Nacional Patagónico, 28 de julio 28 - Puerto Madryn (9120) - Chubut - ARGENTINA.

** Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., Av. Espinoza 843 - Ensenada (22800) - B. C. - MEXICO.

ABSTRACT

Data on temperature and salinity obtained during six oceanographic fieldwork cruises at Golfo Nuevo, Argentina, from April 1982 through April 1983 are analyzed. The basin evolves from a state of almost complete mixing in autumn and winter, to a state of stratification reaching its maximum values of stability near the end of the summer. These fluctuations of the density field are due almost exclusively to the variations of the thermic field.

The balance of heat and salt are discussed equaling the flows through the mouth to the difference between the superficial flows and the quantities stored, finding, for both variables, that the three terms are equally important.

Taking into account the horizontal homogeneity of the observations, a unidimensional model with turbulent diffusion and convective mixing forced by the flows through the surface and the mouth is implemented. The model reproduces very well the variation of the thermic structure but overestimates the fluctuations of the salinity field.

INTRODUCCION

Golfo Nuevo (figura 1) es un mar semi-cerrado de creciente importancia socioeconómica debida, entre otras cosas, al desarrollo urbano e industrial de sus costas. Trabajos anteriores (Romaña, 1970; Barros y Krepper, 1978) han sugerido, a partir de la elaboración de información dispersa y variada, la influencia decisiva de la atmósfera en la regulación de sus características físicas y la consiguiente importancia de la variación estacional. Por ese motivo, como parte de los estudios que realiza el Centro Nacional Patagónico, Argentina, se efectuaron seis campañas oceanográficas, distribuidas a lo largo de un año, con mediciones físicas, químicas y biológicas, cubriendo todo el golfo y la zona exterior aledaña. La información así obtenida se analiza en este trabajo con el objeto de estudiar el comportamiento de la cuenca y su evolución anual.

En la siguiente sección se describen los datos de temperatura y salinidad tomados durante el transcurso de un año. Los balances de calor y sal, basados en esos datos, son discutidos en la tercera sección. En la cuarta sección se utiliza un modelo sencillo con el objeto de estudiar la evolución temporal de la estructura termo-halina. Finalmente, en la quinta sección se presentan las conclusiones.

DATOS

Golfo Nuevo está ubicado en los $42^{\circ}45'$ de latitud sur sobre la costa Atlántica de América. Su área es de $2.44 \times 10^9 \text{ m}^2$ y su volumen es de $2.54 \times 10^{11} \text{ m}^3$, siendo su

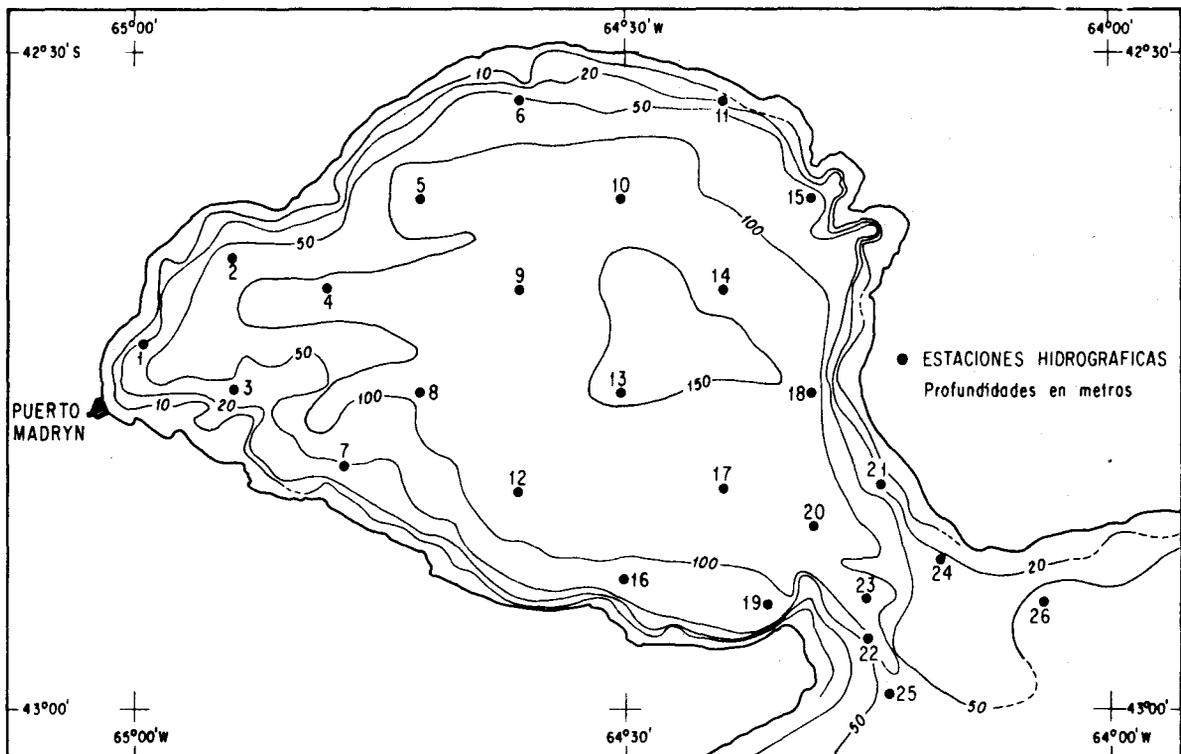


Fig. 1. Carta batimétrica del Golfo Nuevo y localización de las estaciones hidrográficas (adaptada de la carta H-215 confeccionada por el Servicio de Hidrografía Naval de la Armada Argentina).

profundidad máxima de 170 m. Está comunicado con el océano abierto por medio de una boca de 16 km de ancho y 44 m de profundidad media (área de la boca aproximadamente igual a $7.13 \times 10^5 \text{ m}^2$). El régimen de mareas es semidiurno, con una amplitud media de 1.9 m, lo que implica una variación del 2‰ en el volumen y del 4‰ en el área de la boca.

Se tomaron datos de temperatura (T) y salinidad (S) durante seis campañas realizadas entre abril de 1982 y abril de 1983, contándose entonces con una realización del ciclo anual relativamente bien muestreada. El presente trabajo se basa principalmente en el análisis de estos datos.

La Tabla 1 muestra la fecha de realización y duración de cada campaña. Los lanzamientos fueron hechos hasta el fondo con un máximo de diez muestras en la vertical. Se cubrieron 21 estaciones dentro del golfo, tres en la boca y dos en el exterior (figura 1). Estas dos últimas (ocupadas en sólo cinco de los seis cruceros) son tomadas como representativas del océano exterior, aunque lamentablemente están demasiado cercanas a la boca del golfo; volveremos sobre este punto más adelante.

Los datos de temperatura muestran una clara homogeneidad horizontal, por lo que en adelante su estructura horizontal será ignorada, reduciéndolos (al igual que los de salinidad) a sondeos promedios, función solamente de la profundidad, z , y el tiempo, t . El golfo está fuertemente estratificado en verano (18°C en la superficie y 11°C en el fondo, en enero) y bien mezclado en invierno (12°C tanto en la superficie como en el fondo, en julio, y 10°C en septiembre) como puede verse en la figura 2. Se pretende explicar esta evolución de la estructura térmica.

Tabla 1.

Fecha de realización (inicio y fin) y número de estaciones efectuadas en las campañas analizadas

Campaña	Inicio	Fin	Estaciones
1	15/04/82	18/04/82	26
2	30/06/82	02/07/82	24
3	31/08/82	03/09/82	26
4	02/11/82	05/11/82	26
5	15/01/83	19/01/83	26
6	14/04/83	17/04/83	26

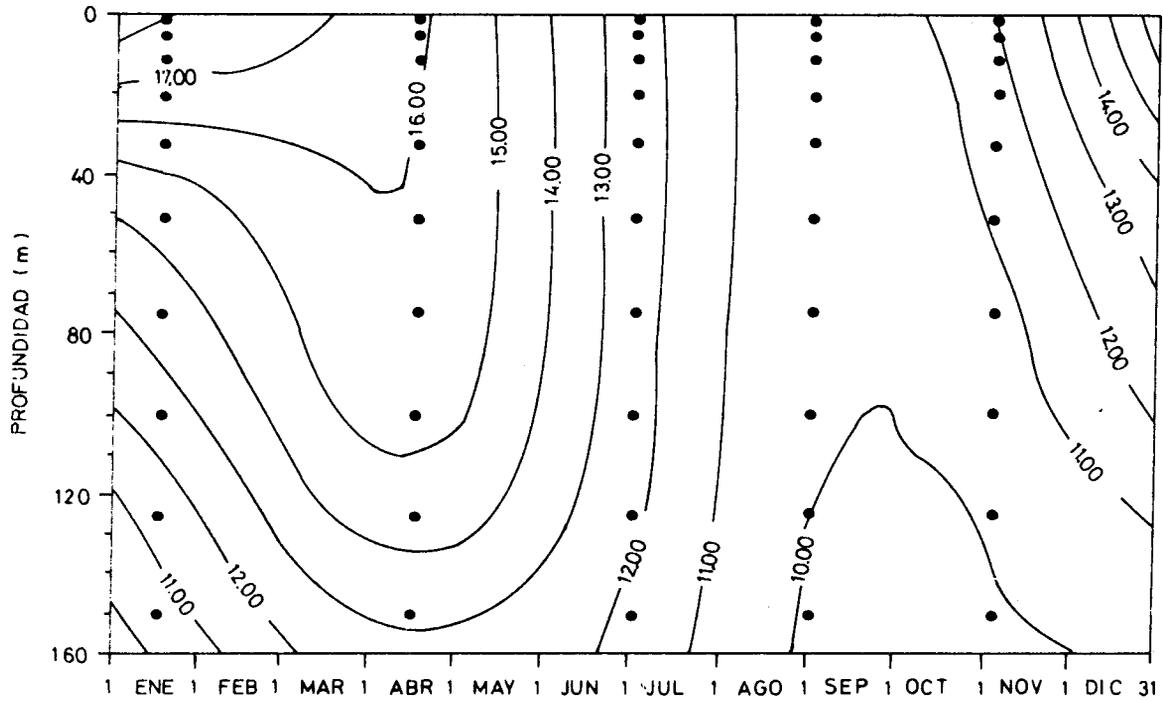


Fig. 2. Valores observados de temperatura en función de la profundidad y el tiempo. Los puntos (o) indican las observaciones.

Los datos de salinidad muestran desviaciones muy pequeñas y con una estructura más complicada; las variaciones en la horizontal (del orden de 0.05 ups) llegan a ser hasta dos o tres veces mayores que las correspondientes en la vertical para el perfil promedio (0.02 ups).

La densidad (potencial) puede ser escrita, con buena aproximación, como:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (1)$$

donde $\rho_0 = 1026 \text{ kg/m}^3$; $\alpha = 1.8 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$; $T_0 = 12.0^\circ\text{C}$; $\beta = 7.6 \times 10^{-4} \text{ ups}^{-1}$, y $S_0 = 33.8 \text{ ups}$. Cuando la estratificación es máxima (enero), la estructura vertical de densidad está fuertemente controlada por la distribución de temperatura, $\alpha\Delta T/\beta\Delta S > 30$.

Para analizar la evolución temporal de la densidad se parametrizaron la temperatura y la salinidad medias (promedios espaciales obtenidos integrando estas variables en todo el volumen del golfo), \bar{T} y \bar{S} , en la forma:

$$\begin{aligned} \bar{T} &= T_0 + T_1 \cos[w(t - t_0)] & y \\ \bar{S} &= S_0 + S_1 \cos[w(t - t'_0)] \end{aligned} \quad (2)$$

donde $2\pi/w$ es igual a 365.25 días y $t = 0$ corresponde al día 1o. de enero a las 0 horas, encontrándose:

$$\begin{aligned} T_0 &= 13.01 \pm .06^\circ\text{C}, \\ T_1 &= 3.09 \pm .08^\circ\text{C} \text{ y} \\ t_0 &= 78 \pm 2 \text{ d.} \end{aligned}$$

para la temperatura, mientras que para la salinidad se obtiene

$$\begin{aligned} S_0 &= 33.803 \pm .007 \text{ ups}, \\ S_1 &= 0.031 \pm .010 \text{ ups} \text{ y} \\ t'_0 &= 185 \pm 17 \text{ d.} \end{aligned}$$

Nótese que $\alpha T_1/\rho S_1 \simeq 25$, por lo tanto, las variaciones temporales de densidad están también controladas por las de temperatura. Este hecho tiene particular importancia para la calibración del modelo que se presenta más adelante.

BALANCES DE CALOR Y SAL

Se analizaron los balances de calor y sal, en la forma

$$B = A - I,$$

donde B simboliza el flujo que sale por la boca, el cual no es medido directamente sino estimado como diferencia entre el que ingresa por la superficie debido a la atmósfera, A, y la variación de la cantidad almacenada en el interior del golfo, I. Se desprecia el intercambio de calor en la interfase agua-tierra y no hay aportes fluviales.

Para calcular el flujo intercambiado con la atmósfera, A, se emplearon datos climatológicos mensuales (Servicio Meteorológico Nacional, 1958) y las expresiones empíricas recomendadas por Reed (1983). El flujo de calor es debido, en orden de importancia, a la radiación de onda corta, la pérdida de calor latente, por evaporación, la radiación de onda larga y el intercambio de calor sensible. El flujo neto de sal es producido por la evaporación en mayor medida que por la precipitación. En ambos casos los doce valores pueden ser parametrizados satisfactoriamente con una ecuación de la forma (2). Para el caso del flujo de calor se obtiene $A_0 = 38 \pm 5 \text{ W/m}^2$, $A = 152 \pm 7 \text{ W/m}^2$, y $t_0 = -17 \pm 3 \text{ d}$. El flujo total máximo, $4.6 \times 10^{11} \text{ W}$, ocurre el 16 de diciembre y el mínimo, $-2.8 \times 10^{11} \text{ W}$, el 15 de junio.

Para el caso del flujo de sal (expresado como la diferencia entre la evaporación y la precipitación), resultan: $A_0 = 18 \pm 1 \times 10^{-9} \text{ m/s}$, $A_1 = 18 \pm 1 \times 10^{-9} \text{ m/s}$, y $t_0 = 147 \pm 4 \text{ d}$. El flujo total máximo es de $2\,300 \text{ kg/s}$ y ocurre el 27 de mayo; el mínimo es esencialmente cero y ocurre el 26 de noviembre. Mientras que la precipitación se mantiene más o menos constante durante todo el año, la evaporación es mayor en los meses de otoño e invierno (de marzo a agosto), debido a que en esta época del año el aire está más frío que el mar, inestabilizándose las capas inferiores por calentamiento y originando movimientos convectivos que distribuyen el vapor extraído del mar en una capa de espesor creciente. En verano, por el contrario, el aire caliente se enfría al contacto con la superficie del mar, dando lugar a una capa muy estable que rápidamente se satura.

Los incrementos del calor (sal) almacenado en el interior del golfo para los intervalos entre campañas fueron estimados a partir de las diferencias en la temperatura (salinidad) media observada en cada crucero. El valor del calor específico utilizado en estos cálculos es $3.99 \times 10^3 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$.

Las Tablas 2 y 3 exhiben los resultados obtenidos para los flujos de calor y sal respectivamente, así como también algunas variables secundarias relacionadas. Las raíces cuadradas de los valores cuadráticos medios de las cantidades de calor o sal almacenadas e intercambiadas a través de la superficie y la boca, difieren a lo sumo por un factor de dos. Esto pone en evidencia que en la regulación de los campos internos de temperatura y salinidad, los tres términos considerados en los respectivos balances son igualmente importantes.

Los flujos a través de la interfase agua-aire pueden ser parametrizados en la forma de un coeficiente de difusión turbulenta, K , multiplicado por la derivada vertical (evaluada en la superficie) de la temperatura o la salinidad, es decir:

$$\begin{aligned} A_c &= K \partial T / \partial z \\ A_s &= K \partial S / \partial z \end{aligned} \quad (3)$$

para calor y sal, respectivamente. Las derivadas verticales fueron estimadas ajustando una recta por cuadrados mínimos a los datos observados en los primeros 30 m de la columna de agua (5 valores) en cada campaña. Para calor obtenemos $K = 11 \pm 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ y para sal, $K = 13 \pm 12 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$.

El valor de K , que debe ser el mismo para ambas variables pues parametriza el mismo proceso físico, es similar al estimado por otros autores para las capas superiores del océano (Garret, 1984); quizás un poco mayor.

En forma similar, se ajustaron los flujos en la boca por unidad de área como proporcionales a un coeficiente de intercambio turbulento, μ , multiplicado por la diferencia promedio (obtenida integrando en el área de la boca) de temperatura o de salinidad, entre el golfo y el océano; esta última variable fue calculada con los datos de las dos estaciones exteriores, como se mencionó más arriba. Es decir,

$$\begin{aligned} B_c &= \mu (T - T_{\text{océ}}) \\ B_s &= \mu (S - S_{\text{océ}}) \end{aligned} \quad (4)$$

para calor y sal, respectivamente.

Tabla 2

Términos del balance de calor calculado para los intervalos entre campañas.

PERIODO	FLUJO SUPERFICIAL: A		CALOR ALMACENADO: I		FLUJO POR LA BOCA: B	
	$\int \text{Ada dt}$	< A >	$\int \rho C_p \Delta T dV$	< $\Delta T / \Delta t$ >	$\int B da dt$	< B >
	10^{17}J	W/m^2	10^{17}J	10^{-30}C/d	10^{17}J	10^3 W/m^2
AB.-JL. 76 d.	-17.	-103	-35.	-44.	-18.	-384.
JL.-ST. 62 d.	-7.	-54.	-20.	-31.	-13.	-340.
ST.-NV. 63 d.	11.	84.	6.	9.	-5.	-129.
NV.-EN. 75 d.	27.	168.	20.	26.	-7.	-151.
EN.-AB. 89 d.	15.	79.	29.	31.	14.	255.
TOTAL ANUAL	29.	38.	0.	0.	-29.	-129.

Tabla 3

Términos del balance de sal calculados para los intervalos entre campañas.

PERIODO	FLUJO SUPERFICIAL: A		SAL ALMACENADA: I		FLUJO POR LA BOCA: B	
	$\int \rho \beta \bar{S} A da dt$	$\langle A \rangle$	$\int \rho \beta \Delta S dv$	$\langle \Delta S / \Delta t \rangle$	$\int \beta da dt$	$\langle B \rangle$
	10^8kg	m/año	10^8Kg	10^{-3}UPS/d	10^8Kg	$10^{-3} \text{Kg/m}^2 \text{s}$
AB.-JL. 76 d	153.	1.143	41.	272.	-112.	-239.
JL.-ST. 62 d.	82.	0.748	18.	147.	-64.	-168.
ST.-NV. 63 d.	25.	0.226	-83	-665.	-108.	-278.
NV.-EN. 75 d.	18.	0.136	-9.	-61.	-27.	-58.
EN.-AB. 89 d.	88.	0.562	33.	187.	-55.	-100.
TOTAL ANUAL	366.	0.569	0.	0.	-366.	-163.

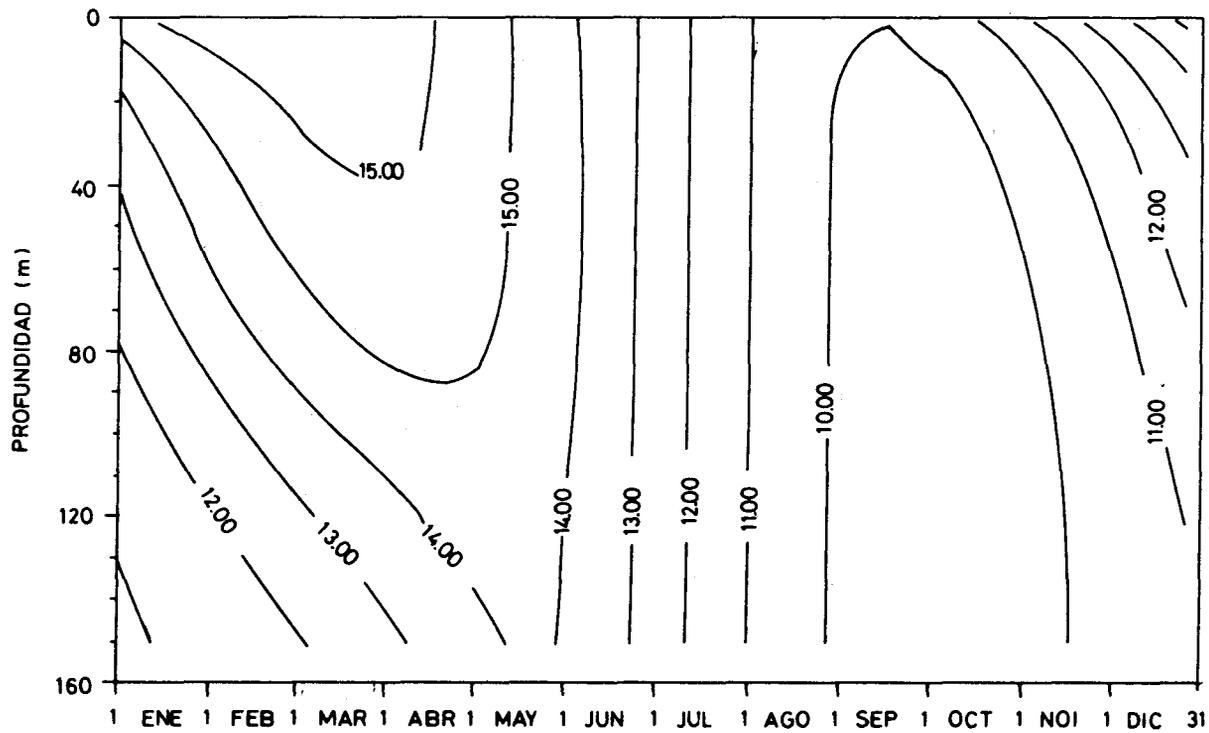


Fig. 3. Valores de temperatura calculados por el modelo en función de la profundidad y el tiempo.

Con los datos de temperatura no se puede estimar en forma confiable el valor de μ , ya que siendo el coeficiente de correlación lineal igual a 0.08, el valor óptimo es de 0.42 ± 0.39 m/s. Con la información de salinidad se estima $\mu = 0.018 \pm 0.004$ m/s, con un coeficiente de correlación lineal mucho más razonable ($r = 0.78$). Dado que el ajuste parametriza la advección turbulenta de calor y sal en la boca, el valor del coeficiente debería ser similar para ambos juegos de datos. Como esto no sucede y teniendo en cuenta la mala correlación encontrada con los datos de temperatura, suponemos que el valor correcto del coeficiente es el estimado con el flujo de sal. La falta de correlación encontrada para el flujo de calor la atribuimos a que las estaciones tomadas como representativas del océano están demasiado cerca del golfo como para representar adecuadamente la temperatura del mar abierto. Con la salinidad no ocurre lo mismo debido a que el contraste entre interior y exterior del golfo es mayor.

En resumen, ambos flujos superficiales y el flujo de sal por la boca son bien parametrizados con las expresiones ya descritas, no así el flujo de calor por la boca, el cual, por otra parte, es muy importante para el balance térmico y de masa. Esta deficiencia es debida a que los valores de temperatura empleados no representan adecuadamente las condiciones en el exterior del golfo.

MODELO

Se construyó un modelo unidimensional del golfo para explicar la evolución anual de su estructura termo-halina. Las hipótesis empleadas en su desarrollo, consistentes con los resultados obtenidos en el análisis previo de la información disponible, son:

1. Se desprecian la advección y la difusión horizontal en el interior debido a la fuerte homogeneidad horizontal encontrada en los datos.
2. El modelo es forzado por los flujos de calor y sal en la superficie y en la boca, ya que se observó que ambos flujos son igualmente importantes en la regulación de las condiciones internas. Los flujos atmosféricos son parametrizados en la forma (2); los flujos en la boca se expresan como un coeficiente μ (el mismo para ambas variables) que multiplica la diferencia de temperatura o salinidad entre el golfo (incógnitas para el modelo) y el océano. El valor oceánico es parametrizado por un ajuste de los datos observados en las estaciones exteriores a una oscilación anual, es decir, con una expresión similar a la ecuación (4).
3. En la vertical, los flujos son regulados por ecuaciones similares a la (3) en toda la

columna de agua, con un valor de K uniforme e idéntico para ambas variables. Además, se incluye un término que tiene en cuenta los definidos por Holland (1977) como "ajustes convectivos", que representan la mezcla vertical violenta que se produce cuando una porción de la columna de agua se torna estáticamente inestable, es decir, $\partial\rho/\partial z > 0$. En consecuencia se mezcla "instantáneamente" toda capa inestable, de manera tal que se conserve calor y sal, anulando los gradientes verticales. Estos ajustes permiten un flujo hacia arriba de flotabilidad y la consecuente disminución de la energía potencial. Como se emplea una versión linealizada de la ecuación de estado (1), mezclar conservando calor y sal cuando aparece una inestabilidad implica mezclar conservando masa.

Con estas suposiciones la ecuación de conservación de calor se escribe:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - G\mu(T - T_{\text{océ}}) + MC,$$

donde G es un coeficiente geométrico igual a la razón entre el ancho de la boca y el área del golfo a la profundidad z , $T_{\text{océ}}$ representa la temperatura del océano, que es expresada como el ajuste de los datos observados en el exterior del golfo a un valor medio más una oscilación anual y con MC se simboliza el término de mezcla "instantánea" convectiva (MC es nulo donde la columna de agua es estable). Como condiciones de contorno se emplea,

en la superficie

$$\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial Z} = A_c \quad (z = 0)$$

y en el fondo

$$\frac{\partial T}{\partial Z} = 0 \quad (z = -h),$$

habiéndose ajustado los valores medios mensuales calculados del flujo superficial de calor, A_c , a un valor medio más una oscilación anual. Una ecuación similar describe la conservación de la cantidad de sal disuelta.

Discretizando la coordenada vertical en N capas, al tomar NC de ellas comunicadas con el océano ($NC \leq N$) el modelo tiene solución analítica considerando incluso el término de mezcla (Rivas, 1985).

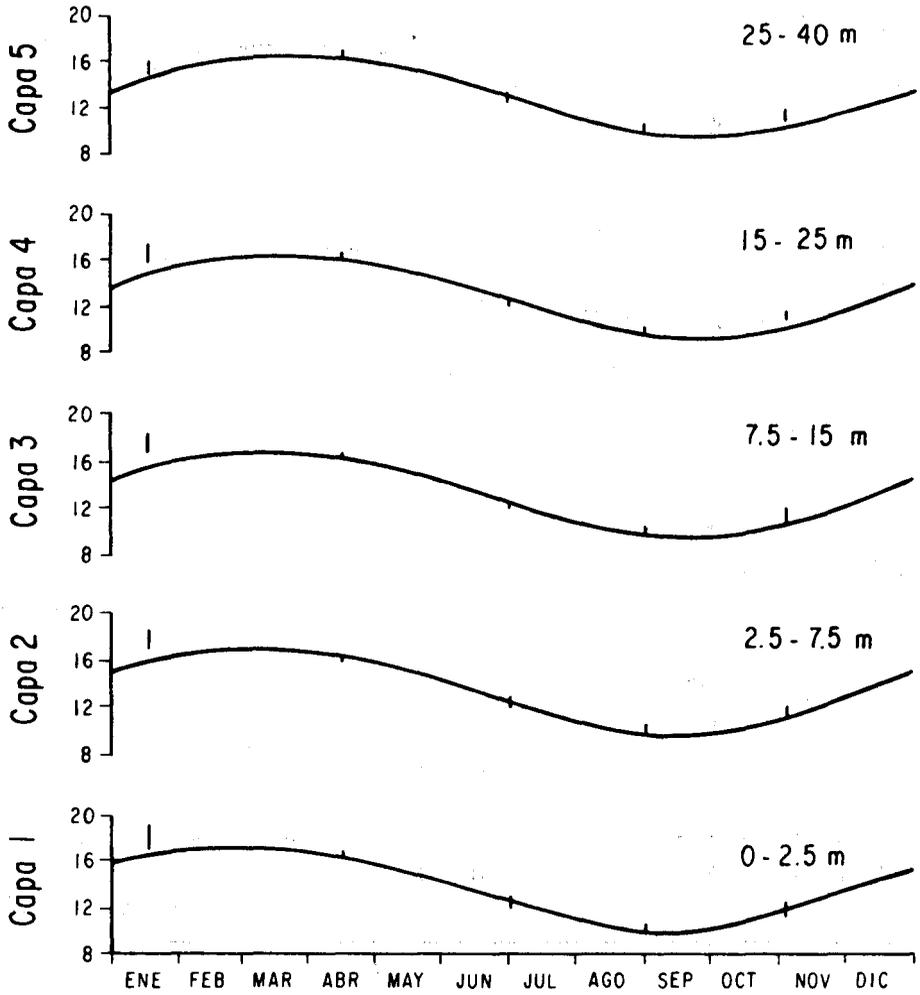
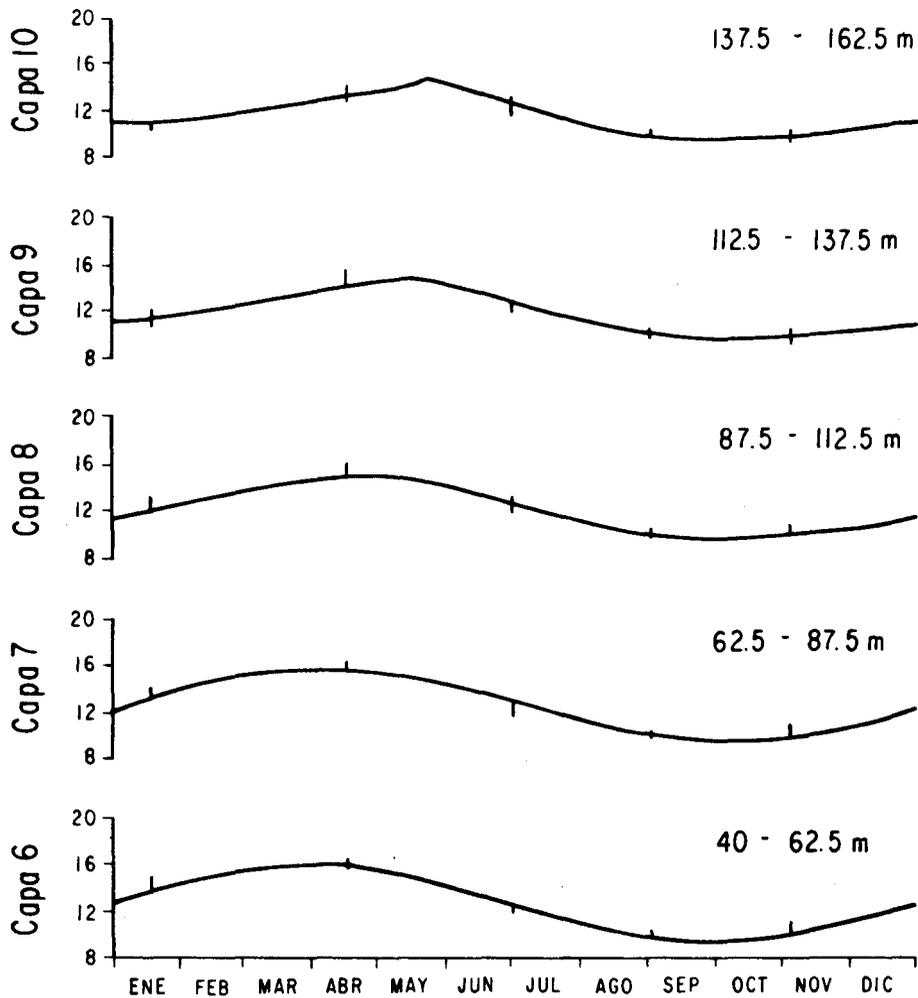


Fig. 4. Temperatura de cada capa en función del tiempo, valores calculados con el modelo y observados (con sus incertezas iguales a la desviación standard horizontal en cada capa).

Fig. 4 (Cont.)



Por las pruebas realizadas se pudo comprobar que aumentando el número de capas sólo mejoraba la resolución vertical de la solución, sin alterar mayormente la evolución del modelo. Por esta razón se decidió emplear el modelo con diez capas, siete de ellas comunicadas con el océano, respetando la resolución espacial de los datos disponibles para comparar los resultados. El modelo se estabiliza en menos de dos años, luego de lo cual la solución es periódica y sólo depende del forzado exterior (el cual es periódico), independientemente de la condición inicial escogida.

Si se utiliza el modelo aisladamente para temperatura o salinidad, suprimiendo artificialmente la otra variable se encuentra que los valores óptimos del coeficiente μ (para minimizar las diferencias entre las variables observadas y predichas) son 0.3 m/s y 0.02 m/s respectivamente. Estos valores concuerdan aceptablemente con las estimaciones del coeficiente de intercambio realizadas a partir de los datos, en la sección anterior. Esto significa que el modelo, para predecir mejor los campos internos de temperatura y salinidad, necesita trabajar con flujos a través de la boca, similares a los observados, reforzando, de ese modo, lo ya mencionado sobre la importancia de los intercambios con el océano en la regulación de los campos internos.

El modelo completo es aquél en que T y S están acopladas a través de la mezcla convectiva de densidad. Como las variaciones (verticales y temporales) de ésta se encuentran dominadas por las de temperatura, como se señaló antes, el valor óptimo de μ es del orden de 0.3 m/s, un valor demasiado grande, producto de la mala representatividad de los valores de la temperatura exterior usados como forzamiento. Con ese valor para el parámetro μ y un valor de $K = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, el modelo minimiza las diferencias entre sus resultados y las observaciones. Nótese que el valor de K necesario para el modelo también coincide con las estimaciones realizadas en la sección 3.0 a partir de regresiones lineales. En las figuras 3 y 4 se muestran los resultados obtenidos para la evolución del campo térmico correspondiente a estos valores de μ y K. Al comparar la figura 3 con su similar para las observaciones, figura 2, se pone de manifiesto la bondad de la predicción. El modelo reproduce muy bien la estructura vertical-temporal del campo térmico pero da valores de salinidad inferiores a los observados y sobrestima la variación de la misma por un orden de magnitud, como puede comprobarse al comparar la evolución temporal de los valores observados (figura 5) y predichos (figuras 6 y 7). Este mismo tipo de diferencias, valores menores pero con fluctuaciones mayores, es el que existe entre la salinidad media del golfo y del "exterior", lo que sugeriría que el mal funcionamiento del modelo es causado por una influencia excesiva de los valores "océnicos" sobre el campo interior de sa-

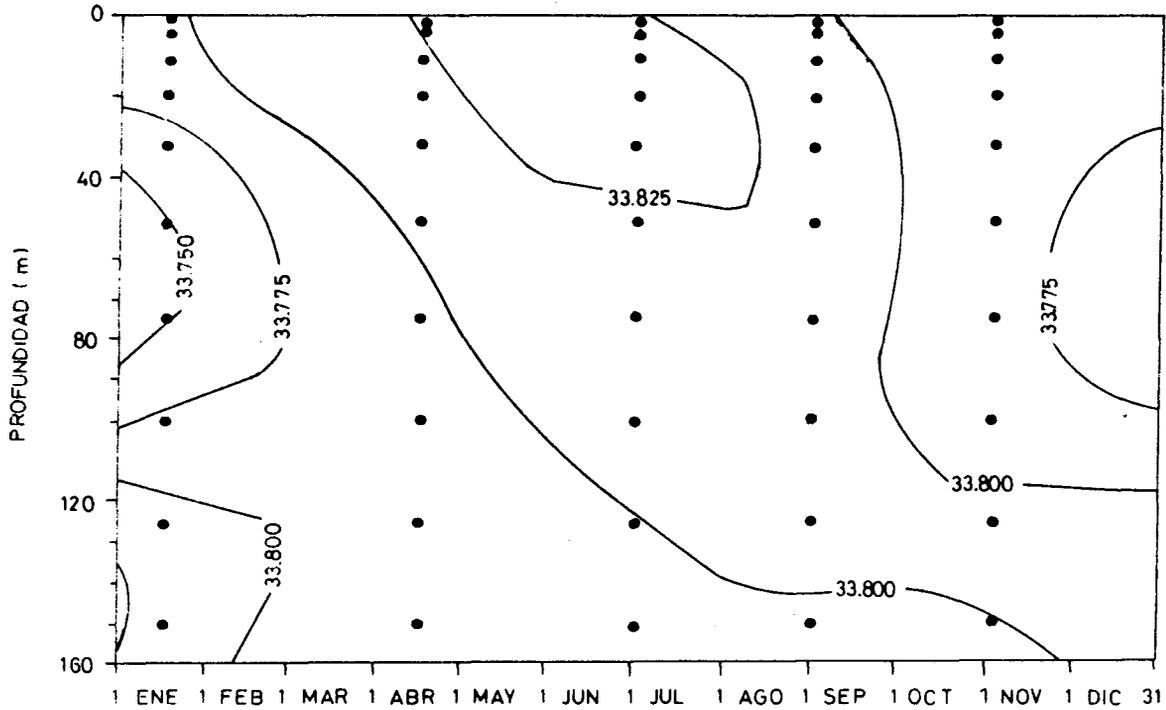


Fig. 5. Valores observados de salinidad en función de la profundidad y el tiempo. Los puntos (o) indican las observaciones.

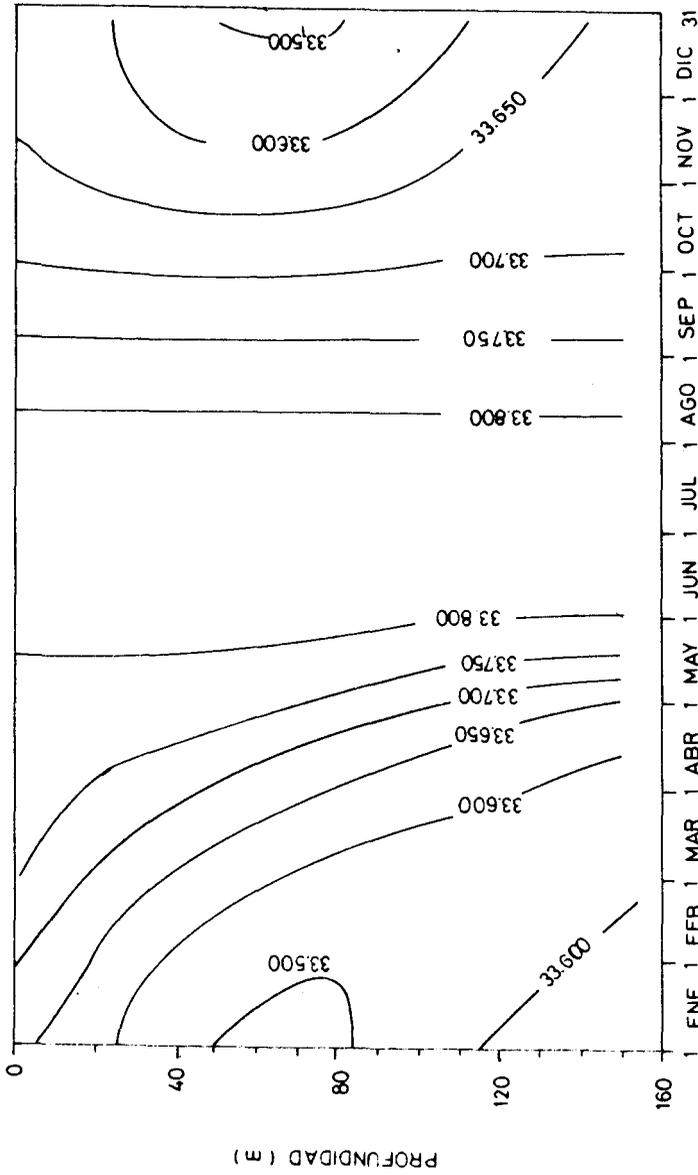


Fig. 6. Valores de salinidad calculados por el modelo en función de la profundidad y el tiempo.

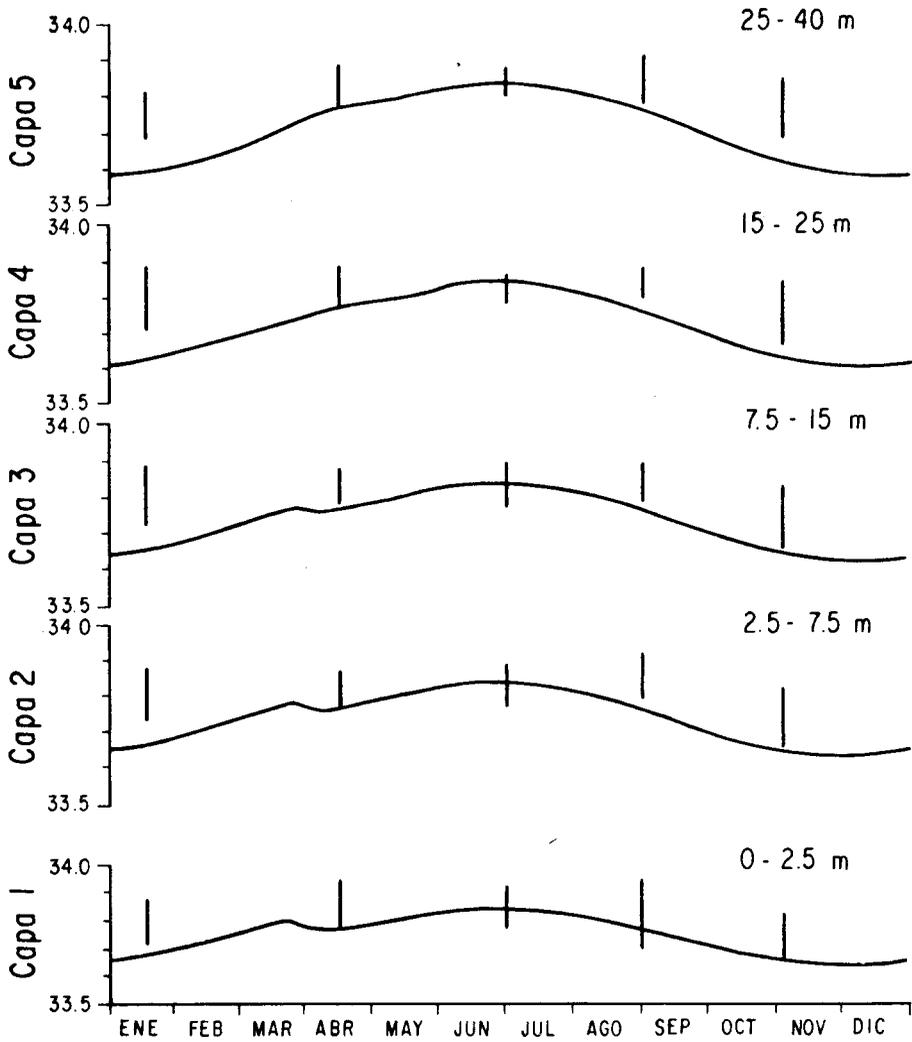
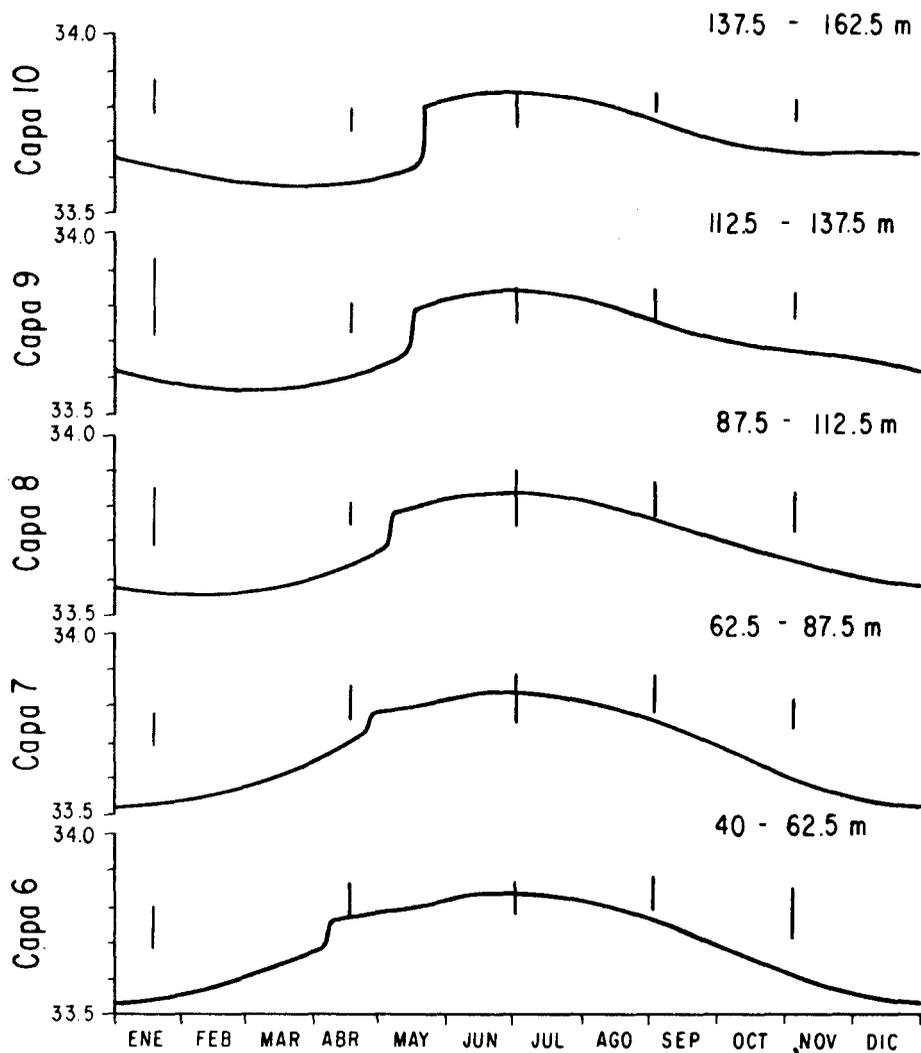


Fig. 7. Salinidad de cada capa en función del tiempo, valores calculados con el modelo y observados (con sus incertezas iguales a la desviación standard horizontal en cada capa).

Fig. 7 (Cont.)



linidad, debida al alto valor usado para μ . Suponemos que con datos representativos del océano tomados más lejos de la boca se podrá utilizar un valor de μ del orden de 0.02 m/s reproduciendo satisfactoriamente la evolución de ambas variables.

CONCLUSIONES

Los datos de temperatura muestran una clara homogeneidad horizontal y su perfil medio evoluciona desde un estado fuertemente estratificado en verano hacia uno bien mezclado en invierno. Una parametrización sencilla de los flujos de calor a través de la interfase aire-mar y de la boca del golfo permite explicar satisfactoriamente la evolución anual de la estructura térmica. El campo de salinidad posee una estructura más complicada; las fluctuaciones horizontales y verticales, si bien pequeñas, son comparables entre sí y no presentan una evolución anual definida claramente. Cuando comparamos con los datos obtenidos fuera del golfo encontramos que mientras la temperatura del interior es mayor o menor que la exterior dependiendo de la época del año, la salinidad resulta ser siempre superior dentro del golfo. Esto permite a la salinidad comportarse como un eficiente trazador de los procesos de intercambio con el océano, los cuales son parametrizados como proporcionales a las diferencias entre el interior y el exterior. Para la temperatura, en que el contraste es menor, los datos de las estaciones exteriores no representan adecuadamente las condiciones imperantes en el mar abierto, debido a su proximidad con el golfo.

Por otra parte, las fluctuaciones temporales y espaciales de la densidad (potencial) son debidas casi exclusivamente a las correspondientes variaciones de la temperatura, desempeñando la salinidad un papel secundario. En el modelo implementado ambas variables están acopladas a través de una ecuación de estado con la que se calcula la densidad, la cual, a su vez, es empleada para identificar las capas que presentan inestabilidades a fin de mezclarlas. Por este motivo, el modelo optimiza su funcionamiento con valores del coeficiente μ que son impuestos por el campo térmico y resultan demasiado grandes para parametrizar adecuadamente el flujo de sal por la boca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue llevado a cabo básicamente en los laboratorios del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., México, donde uno de los autores (A. Rivas) realizó sus estudios de Maestría en Ciencias subsidiado por una beca del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argenti-

na. Se agradece a S. G. Marinone, J. M. Robles, A. Badán y J. L. Ochoa por sus oportunos comentarios y sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- BARROS, V. y C. M. KREPPER, 1978. Evolución anual de las características oceanográficas del Golfo Nuevo. Centro Nacional Patagónico (CONICET). Contribución Número 16.
- GARRET, C., 1984. Turning points in universal speculation on internal waves. *En: A celebration in Geophysics and Oceanography - 1982 in honor of Walter Munk* (Chris Garret y Carl Wunsch, Eds.). SIO Reference series 84-5, March 1984, 38-46.
- HOLLAND, W. R., 1977. The role of the upper ocean as a boundary layer in models of the oceanic general circulation. *En: Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean* (E. B. Kraus, Ed.), 7-30. Pergamon Press, Oxford, England, 325 pp.
- REED, R. K., 1983. Heat fluxes over the Eastern Tropical Pacific and aspects of the 1972 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 88, 9627-9638.
- RIVAS, A., 1985. Balance estacional de calor y sal en Golfo Nuevo, Argentina. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México. 117 pp.
- ROMAÑA, L. A., 1970. Estudio oceanográfico del Golfo Nuevo. *Bol. Serv. Hidrog. Nav., Armada Argentina*, VII, 3, 353-374.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1958. Estadísticas climatológicas, período 1901-1950. Pub. 8, Núm. 3. República Argentina.