

011311
17-



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**Circulación Geostrófica en
el Sur del Golfo de México**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERA GEOFISICA

P R E S E N T A :

IKEBANA SUSANA / ROSALES NAVARRO



FACULTAD DE
INGENIERIA

ASESOR: DRA. MARIA ADELA MONREAL GOMEZ

MEXICO, D. F. CIUDAD UNIVERSITARIA

JUNIO DEL 2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



2

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-141

SRITA. IKEBANA SUSANA ROSALES NAVARRO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. María Adela Monreal Gómez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

CIRCULACIÓN GEOSTRÓFICA EN EL SUR DEL GOLFO DE MÉXICO

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	CORRIENTES GEOSTRÓFICAS
III	HIDROGRAFÍA
IV	RESULTADOS Y DISCUSIÓN
V	CONCLUSIONES
	REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

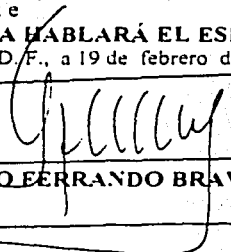
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D.F., a 19 de febrero de 2003

EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

DEDICATORIA:

*A mi Mami, por todo el apoyo, confianza
por su dedicación y enseñanza
pero sobre todo gracias por demostrarme y
fomentarme que "el que quiere puede".*

*Ale este es un sueño compartido,
y te la dedico a ti por ser quien me enseñó
a valorar lo que tengo. Por enseñarme el
verdadero significado de lo que es vivir,
gracias (♥).*

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

AGRADECIMIENTOS:

Dra. Adela Monreal, gracias por su gran enseñanza, por su tiempo, por su amistad, pero sobre todo por confiar en mi.

Dr. David Salas, muchas gracias por sus comentarios y su enorme ayuda, además con usted es divertido aprender.

Agradezco a los miembros del jurado, Ing. Enrique del Valle Toledo, a la Dra. Adela Monreal Gómez, al Dr. Héctor Sandoval Ochoa, al Dr. Tomás Morales Acoltzi y al Dr. David A. Salas de León, sus tan acertados comentarios que contribuyeron a enriquecer este trabajo.

Al proyecto ICML-UNAM / CONACYT G-27777B, al proyecto ICMYL-UNAM / IMP "SONDA" así como al Lab. de Oceanografía Física del ICMYL por el apoyo recibido para la realización de esta tesis.

Gabriel quiero agradecerte mucho tu gran apoyo, ayuda, esas largas horas de espera y sobre todo por tus palabras acertadas en momentos claves. (Gracias Boni)

A mis amigos (eso son para mi) del Laboratorio de Oceanografía Física por sus comentarios, y por su gran ayuda, Miguel, Javier, Jovanna, Habacuc y Juanita:

Jovanna gracias por todo tu apoyo y buenos consejos (gracias loquita).

Miguel muchas gracias por tu ayuda para lograr que las figuras salieran bien.

Nacho mil gracias por sacarme de apuros muchas veces, por tu tiempo, ese tiempo vale oro.

Jorge gracias, gracias por tu gran ayuda para mejorar las figuras, por tus lecciones de corel, que sin eso no hubieran quedado tan bien.

Agradezco a todos mis amigos de la facultad por el apoyo brindado durante este camino, cada uno de ustedes sabe quien es, no me gustaria omitir a ninguno.

En fin gracias a todo aquel que en algún momento me brindo ayuda y sobre todo una sonrisa.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

INDICE

RESUMEN 1

CAPITULO I. INTRODUCCION 2

 I.1. Antecedentes 3

 I.1.1. Condiciones meteorológicas 3

 I.1.2. Circulación oceánica 3

CAPITULO II. CORRIENTES GEOSTROFICAS 6

 II.1. Ecuaciones de Navier-Stokes 6

 II.1.1 Fuerzas Externas 6

 II.1.2 Fuerzas Internas 11

 II.2. Ecuación de Movimiento 16

 II.3. Aproximación Geostrofica 18

 II.4. Ecuación Hidrostática 20

 II.5. Superficies Geopotenciales 20

 II.6. Topografía Dinámica 23

 II.7. Velocidad Geostrofica Relativa 24

CAPITULO III. HIDROGRAFIA..... 31

 III.1. Datos Hidrográficos 31

 III.1.1 Obtención de Temperatura, Conductividad ,Presión 35

 III.1.2 Obtención de Salinidad y densidad 37

 III.1.3 Representación de datos hidrográficos 37

CAPITULO IV. RESULTADOS Y DISCUSION 39

 IV.1. Superficies isotérmicas, isohalinas e isopícnas 39

 IV.2. Secciones transversales de temperatura, salinidad y densidad 68

 IV.3. Diagramas T-S, masas de agua 71

 IV.4. Secciones transversales: velocidad geostrofica 73

 IV.5. Campos de velocidad geostrofica 74

CAPITULO V. CONCLUSIONES 83

REFERENCIAS 85

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

**TESIS
FALLA
DE
ORIGEN**

RESUMEN

Se analiza la estructura hidrográfica en la Bahía de Campeche durante el periodo del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996, con un total de 93 estaciones hidrográficas con registros hasta 1000 m de profundidad. Con el fin de obtener los rasgos característicos de la circulación en la Bahía se calculó la velocidad geostrofica a partir de los campos de temperatura, salinidad y densidad. Los resultados permiten concluir que en el verano de 1996, la capa de los 1000 m de profundidad en la Bahía de Campeche estuvo ocupada por agua costera de baja salinidad y alta temperatura, Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS_SGM), Agua Común del Golfo (ACGM), Agua Intermedia Antártica (AIA).

El patrón de circulación geostrofica para entonces, estuvo dominado por un giro ciclónico baroclínico en la región sur de la Bahía y una circulación en el noroeste, que forma parte del gran giro anticiclónico permanente, ambos se extienden en toda la columna estudiada. El giro ciclónico tiene forma elíptica con eje mayor de aproximadamente 280 km. Con velocidad superficial de alrededor de 50 cm s^{-1} .

En la frontera de la bahía existe un flujo de agua entrando por la porción oriental y saliendo por la parte occidental, el gradiente vertical de la velocidad horizontal es cuatro veces mayor en la región oeste que frente a la Plataforma de Yucatán. La dinámica de la bahía depende en gran medida del flujo a través del Canal de Yucatán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO I. INTRODUCCION.

La Bahía de Campeche está situada en el sur del Golfo de México entre los 18.1° y los 22° de latitud norte y entre los 90.5° y 97.4° de longitud oeste. La Bahía se caracteriza por tener una plataforma muy amplia en su parte oriental, y profundidades que superan los 2500 m en el centro (Fig. 1.1).

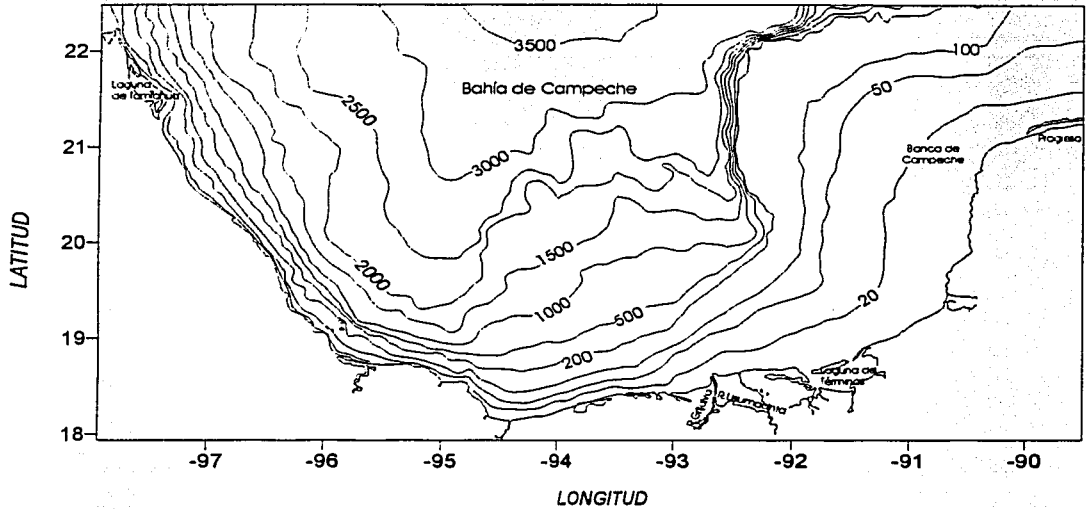


Figura 1.1 Batimetría de la Bahía de Campeche.

Desde el punto de vista económico esta región es muy importante, debido a las actividades de pesquerías las cuales representan una fuente alimenticia muy variada, por otro lado, a las actividades de explotación de los hidrocarburos presentes en el subsuelo marino. Por lo anterior es necesario conocer los sistemas de la circulación para analizar la distribución y dispersión de desperdicios industriales y para identificar las regiones de alta productividad biológica; zonas de giros ciclónicos (en ellas las masas de agua se mueven en sentido contrario a las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte), de frentes geostroáficos (Salas de León *et al.*, 1998), de frentes costeros como el frente halino generado por la descarga del sistema Grijalva-Usumacinta (Monreal-Gómez *et al.*, 1992).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Existen varias industrias interesadas en el conocimiento de la dinámica de la Bahía como: la Comisión Federal de Electricidad (CFE), la cual establece sus centrales generadoras de potencia en la costa y utiliza el agua oceánica para enfriar sus condensadores. Petróleos Mexicanos (PEMEX) debido al importante programa de explotación petrolera en la Sonda de Campeche. Por su parte, la industria pesquera nacional ha concentrado una gran parte de su esfuerzo pesquero en la plataforma continental de la Bahía. Por otro lado, el transporte marítimo mercante dentro de la Bahía es de gran importancia, puesto que estas aguas son posiblemente las más transitadas dentro del mar patrimonial mexicano (Vidal *et al.*, 1989; citado por Velasco Mendoza, 1989).

1.1 Antecedentes

1.1.1 Condiciones meteorológicas.

Las condiciones atmosféricas sobre el Golfo de México son tales que se tiene una fuerte frontogénesis ("Nortes") provocado por el intercambio entre las masas de aire frío y seco que provienen del continente y las masas de aire propias del Golfo de origen marítimo y tropical. Esto ocurre principalmente entre los meses de octubre a abril (Tápanes y González-Coya, 1980). Mientras que durante el verano, esta región es afectada por tormentas tropicales, de las cuales 60 % tiene intensidades de huracán. El 80 % de los huracanes se forma fuera del Golfo. Su centro se desplaza hacia la costa noroeste de los Estados Unidos de América o hacia la Península de Florida con una rapidez de aproximadamente 20 km h^{-1} (Gentry *et al.*, 1950).

Los vientos del norte afectan la circulación en la Bahía de Campeche provocando el hundimiento de la termoclina. Sin embargo, el frente halino del sistema Grijalva-Usumacinta persiste a pesar de la presencia de estos vientos (Alatorre *et al.*, 1987)

1.1.2 Circulación oceánica

El principal mecanismo de forzamiento de la circulación en el Golfo de México es el transporte asociado al flujo que entra a través del Canal de Yucatán ($\approx 80 \text{ cm s}^{-1}$) y que sale por el Estrecho de Florida: de tal manera, que la dinámica del Golfo está condicionada tanto por el viento, como por el transporte de masa que entra y sale del Golfo por estas fronteras abiertas. La circulación en el Golfo de México está dominada por dos características semi-permanentes (Behringer *et al.*, 1977): la Corriente de Lazo ($\approx 44 \text{ cm s}^{-1}$) y un gran giro anticiclónico (el agua se mueve en sentido de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte), los cuales se sitúan en las

partes oriental y occidental del Golfo, respectivamente. La corriente de Lazo, se presenta en las vecindades de las fronteras abiertas y el giro anticiclónico se desprende de la dicha corriente y se traslada hacia el oeste del Golfo como una onda de Rossby.

Cochrane (1972) sugiere que el gran giro anticiclónico del oeste del Golfo, es renovado periódicamente por los giros que se desprenden de la Corriente de Lazo y que se trasladan hacia el oeste; en contraste con lo anterior, Sturges y Blaha (1976) plantean que este giro se debe al rotacional del esfuerzo del viento.

Los giros anticiclónicos que se desprenden de la Corriente de Lazo representan el mecanismo fundamental de transporte de energía de la región oriental hacia la occidental (Monreal-Gómez y Salas de León, 1997), pues juegan un papel muy importante en el balance de sal y calor en el interior del Golfo. El desprendimiento de estos giros se asocia a la variación cuasi-anual del transporte de masa a través de las fronteras abiertas (Molinari *et al.*, 1978), y a la intrusión de la corriente de Lazo (Behringer *et al.*, 1977).

Adicionalmente a estos rasgos, se presentan la circulación ciclónica de mesoescala: en las plataformas de Florida y de Texas-Lousiana (Cochrane y Kelly, 1986; Hamilton, 1992), en la Bahía de Campeche (Monreal-Gómez y Salas de León, 1990), en la periferia de la Corriente de Lazo y la Corriente de Frontera oeste (≈ 28 cm/s, en Sturges y Blaha, 1976; Sturges, 1993). En la vecindad de la Corriente de Lazo se forman frentes oceánicos (Salas de León y Monreal-Gómez, 1986) los cuales son de tipo geostrófico.

Los giros ciclónicos son menos energéticos y de menor duración que el gran giro anticiclónico pero no por ello menos importantes, pues estos favorecen la productividad biológica. Antes del desprendimiento del giro anticiclónico de la corriente de Lazo se forman giros ciclónicos en la zona entre el Banco de Campeche y la Plataforma oeste de Florida. Sin embargo, no siempre los giros ciclónicos están asociados a dicho desprendimiento, también se atribuyen al movimiento del agua en la surgencia de Yucatán (Cochrane, 1963), y al choque del giro anticiclónico con la costa oeste (Smith, 1986; Vidal *et al.*, 1994). El gran giro anticiclónico al encontrar el talud continental transfiere momento hacia el sur, por lo que el agua que se encuentra en la orilla del giro anticiclónico da origen a un giro ciclónico al sur de la zona de colisión.

La Bahía de Campeche presenta una circulación de tipo ciclónica que se ha puesto en evidencia mediante datos sinópticos y de mapas de topografía de altura dinámica obtenidos por

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Nowlin (1972). Se han propuesto diversos mecanismos para explicar la formación de dicho giro; Cochrane (1963) considera que es la interacción del agua de la surgencia con el Banco de Campeche, ya que esta corriente debe considerar el momento angular; Monreal-Gómez y Salas de León (1990) lo asocian a las variaciones del transporte de masa a través del Canal de Yucatán y a la geometría de la Bahía. Vázquez de la Cerda (1993) sugiere que el giro es forzado por el rotacional ciclónico del esfuerzo del viento.

El interés principal en este trabajo es analizar la estructura hidrográfica en la Bahía de Campeche durante el periodo del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996, realizando un total de 93 estaciones hidrográficas (Fig. 1.2). A partir de los campos de temperatura, salinidad y densidad se calcularán las velocidades geostroficas con el fin de obtener el patrón de circulación.

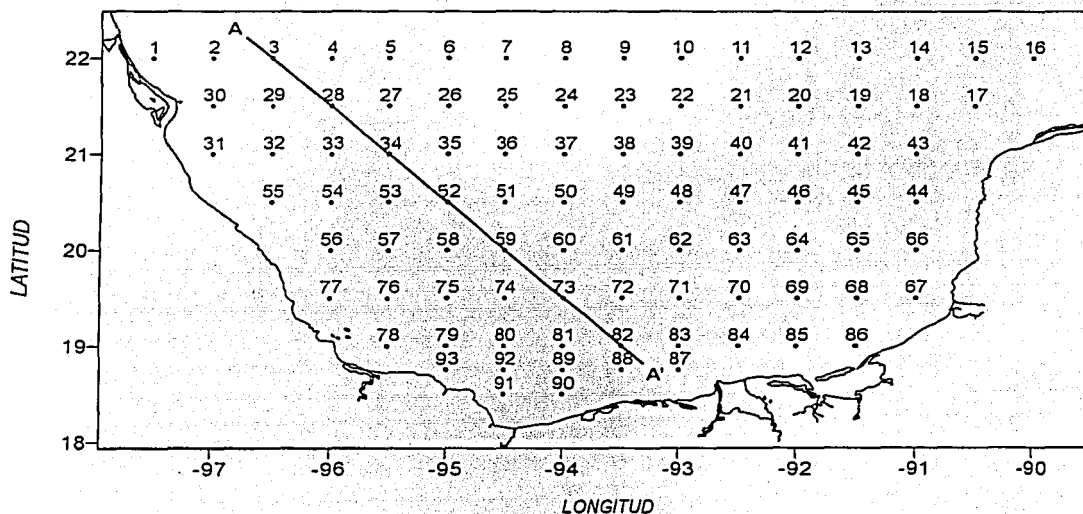


Figura 1.2 Distribución de estaciones hidrográficas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO II. CORRIENTES GEOSTROFICAS

Los movimientos de los fluidos geofísicos son representados matemáticamente por las ecuaciones de continuidad y de Navier-Stokes las cuales expresan conservación de masa y la cantidad de movimiento, respectivamente.

II.1 Ecuaciones de Navier-Stokes.

Las ecuaciones que describen el movimiento en el océano se deriva de la segunda ley de Newton, la cual expresa la conservación de momento $\frac{d}{dt}(m\bar{v}) = 0$ en la forma $\bar{F} = m\bar{a}$.

Expresada en términos de fuerza por unidad de masa $F' = F/m$, así que $F' = \frac{d\bar{v}}{dt}$,

donde $\bar{v} = (u, v, w)$ es la velocidad expresada en sus componentes a lo largo de los ejes x, y, z positivos hacia el este, norte y hacia arriba, respectivamente. Si hay más de una fuerza, la segunda ley de Newton se aplica a la suma de todas las fuerzas involucradas. Dicha ley es válida en un sistema inercial, es decir, un sistema estacionario o que se mueve con velocidad constante. En la oceanografía, los sistemas de coordenadas giran conjuntamente con la tierra.

Las fuerzas que actúan sobre el océano se clasifican en internas y externas, también conocidas como fuerzas de cuerpo y de superficie, respectivamente. Las primeras actúan a distancia y las segundas son fuerzas de contacto.

II.1.1 Fuerzas Externas

Fuerza de Coriolis

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Es una fuerza aparente producida por la rotación de la tierra. La magnitud de la fuerza de Coriolis es proporcional a la rapidez de flujo y se dirige perpendicularmente a la dirección de

dicho flujo. Desvía las corrientes hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Debido a la importancia de expresar los movimientos en la atmósfera y en el océano, esta fuerza debe incluirse en las ecuaciones hidrodinámicas referidas a sistemas coordenados fijos respecto a la superficie terrestre. La expresión matemática de la fuerza de Coriolis es obtenida mediante la figura 2.1.1.

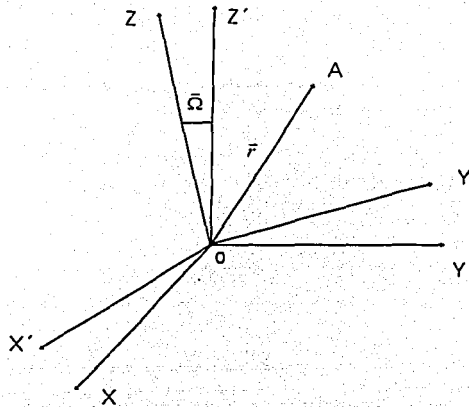


Figura 2.1.1 Sistema de referencia en rotación (x, y, z) respecto al sistema fijo (x', y', z') .

El sistema x y z gira con velocidad angular constante $\bar{\Omega}$ respecto al sistema x', y', z' . El vector de posición del punto A se define como:

$$\vec{r} = x'\hat{i}' + y'\hat{j}' + z'\hat{k}' \text{ o bien como } \vec{r} = x\hat{i} + y\hat{j} + z\hat{k}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Donde $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ son los vectores unitarios en dirección x, y, z ; $\hat{i}', \hat{j}', \hat{k}'$ son los vectores unitarios en las direcciones x', y', z' respectivamente.

En el sistema x', y', z' la aceleración de la partícula es:

$$\bar{a}' = \frac{d^2 \bar{r}'}{dt'^2} = \frac{d^2 x'}{dt'^2} \hat{i}' + \frac{d^2 y'}{dt'^2} \hat{j}' + \frac{d^2 z'}{dt'^2} \hat{k}'$$

y en el sistema x, y, z

$$\bar{a} = \frac{d^2 \bar{r}}{dt^2} = \frac{d^2 x}{dt^2} \hat{i} + \frac{d^2 y}{dt^2} \hat{j} + \frac{d^2 z}{dt^2} \hat{k}$$

En el sistema x', y', z' , $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ cambian continuamente de dirección, por lo que no son constantes y la aceleración en el sistema en rotación puede escribirse de la siguiente forma: (e.g. Pedlosky, 1979)

$$\bar{a} = \bar{a}' - 2\bar{\Omega} \times \bar{v} - \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \bar{r}) - \frac{d\bar{\Omega}}{dt} \times \bar{r}$$

donde \bar{a} es la aceleración medida en el sistema que rota con velocidad angular $\bar{\Omega}$, $-2\bar{\Omega} \times \bar{v}$ es la aceleración de Coriolis y $-\bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \bar{r})$ es la aceleración centrífuga, cuyo efecto está implícito en el campo geopotencial. $\frac{d\bar{\Omega}}{dt} \times \bar{r}$ es un término que puede ser despreciable en la mayoría de los fenómenos oceanográficos, excepto en escalas de tiempo muy largas.

La fuerza por unidad de masa debida al efecto de Coriolis es:

$$\bar{a}_c = \frac{\bar{F}_c}{m} = -2\bar{\Omega} \times \bar{v}$$

---(2.1.1)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Las componentes de la aceleración de Coriolis pueden ser obtenidas del producto vectorial entre la velocidad angular de la tierra ($\vec{\Omega}$) y de la velocidad (\vec{v}) del fluido en el sistema de referencia no inercial de la siguiente forma:

$$\vec{a}_c = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -2 \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \Omega_x & \Omega_y & \Omega_z \\ u & v & w \end{bmatrix}$$

obteniéndose $\vec{a}_c = (-2w\Omega_x + 2v\Omega_z)\hat{i} + (-2u\Omega_z + 2w\Omega_x)\hat{j} + (-2v\Omega_x + 2u\Omega_y)\hat{k}$

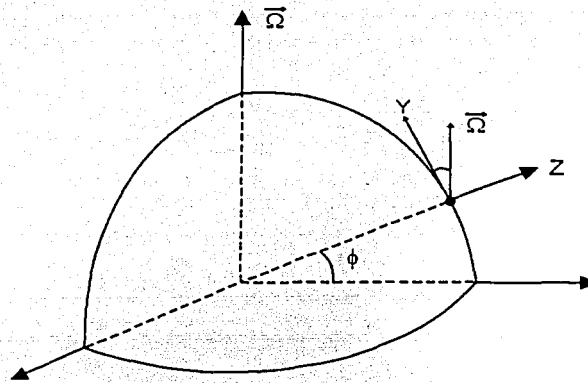


Figura 2.1.2 Componentes de la velocidad angular $\vec{\Omega}$.

De la figura 2.1.2 Componentes de la velocidad angular $\vec{\Omega}$ son: $\Omega_x = 0$, $\Omega_y = \Omega \cos \phi$ y $\Omega_z = \Omega \sin \phi$; donde ϕ es la latitud en el punto de observación. Sustituyendo en la ecuación anterior se tiene:

$$\vec{a}_c = (-2w\Omega \cos \phi + 2v\Omega \sin \phi)\hat{i} + (-2u\Omega \sin \phi)\hat{j} + (2u\Omega \cos \phi)\hat{k}$$

Fuerza de Gravedad

Otra fuerza externa por unidad de masa, es la aceleración que actúa sobre un cuerpo en la cercanía de la superficie terrestre, la cual se atribuye al campo gravitacional de la tierra. La gravedad aparente es la resultante de la atracción gravitacional Newtoniana y la componente de la aceleración centrífuga asociada con la rotación de la tierra $(\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}))$.

En la figura 2.1.3 se puede observar la resultante de la aceleración centrífuga y la gravedad terrestre: llamada gravedad aparente (\vec{g}_a) la cual es menor que la gravedad terrestre (\vec{g}) y no está dirigida hacia el centro de la Tierra (McLellan, 1965).

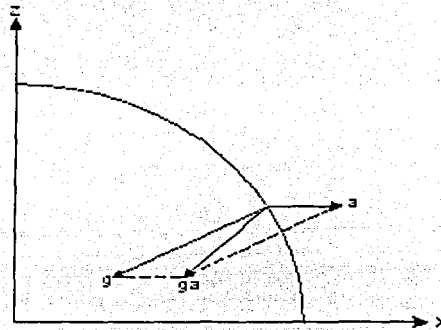


Figura 2.1.3 Efecto de la rotación terrestre sobre la atracción gravitacional

La fuerza por unidad de masa debida a la atracción terrestre es:

$$\vec{a}_g = \frac{\vec{F}_g}{m} = -g\vec{k} \quad \text{-----(2.1.2)}$$

Donde g es la gravedad terrestre más los efectos de rotación de la tierra que la modifican. El signo negativo se debe a la forma en que se definió el sistema de referencia (z positivo hacia arriba).

II.2.1 Fuerzas Internas

Gradiente de Presión

El gradiente de presión se origina por la diferencia de densidad del agua de mar en la horizontal o por la diferencia de elevación de la superficie libre del océano. La densidad puede variar por fuentes o sumideros de energía que elevan o disminuyen la temperatura; o bien por evaporación y precipitación originando en el caso del agua de mar una variación en la salinidad.

Considerando un cubo cuyos lados sean paralelos a los ejes coordenados y de dimensiones infinitesimales dx , dy y dz , se puede establecer la expresión de la fuerza debida al gradiente de presión (Fig. 2.1.4).

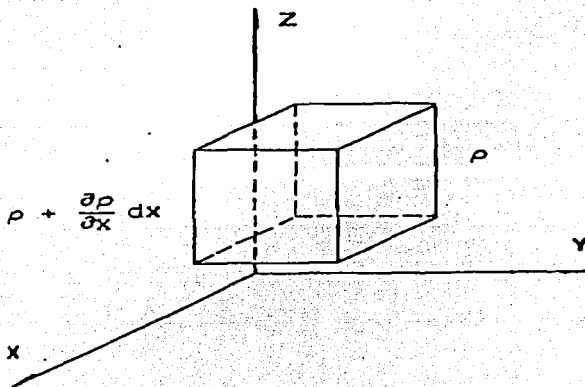


Figura 2.1.4 Variación de la presión en la dirección x .

La presión ejercida sobre la cara 2 es p . Mediante un desarrollo de series de Taylor limitado a dos términos se obtiene la presión en la cara 1 como:

$$p + \frac{\partial p}{\partial x} dx$$

Así, la resultante en x de la fuerza debida al gradiente de presión es:

$$f_{px} = p dy dz - \left(p + \frac{\partial p}{\partial x} dx \right) dy dz$$

$$f_{px} = - \frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz$$

La componente en x de la fuerza debida al gradiente de presión por unidad de masa es:

$$a_{px} = \frac{f_{px}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

donde ρ es la densidad del agua.

similarmente en las otras direcciones

$$a_{py} = \frac{f_{py}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$a_{pz} = \frac{f_{pz}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

El efecto total se obtiene sumando las tres componentes, la aceleración debida al gradiente de presión se expresa como:

$$\vec{a}_{gp} = \frac{\vec{F}_{gp}}{m} = - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad \text{---(2.1.3)}$$

donde ∇ es el operador vectorial nabla $\left(\nabla \equiv i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z} \right)$

Fuerzas Viscosas.

En un fluido perfecto el gradiente de presión es la única fuerza originada por el propio fluido, en el caso de un fluido real como la atmósfera o el océano, los esfuerzos viscosos actúan como fuerzas restauradoras del reposo.

Una fuerza en la superficie de un fluido se puede expresar en dos componentes: una componente normal (f_n) y otra tangente (f_t) a la superficie del fluido. Por lo que:

$\vec{F}_{visc} = f_n \hat{n} + f_t \hat{t}$ y el esfuerzo producido por \vec{F}_{visc} es definido como la fuerza por unidad de superficie.

Se definen dos tipos de esfuerzo: el esfuerzo normal (τ_N) que produce compresión, y el esfuerzo tangencial (τ_t) que se origina cuando los estratos se deslizan unos sobre otros, y que producen gradientes verticales de velocidad horizontal asociados a los esfuerzos cortantes. La ley de viscosidades de Stokes establece las siguientes relaciones para los esfuerzos tangenciales y normales (Neumann y Pierson 1966):

$$\tau_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \tau_{yx}$$

$$\tau_{xz} = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \tau_{zy}$$

$$\tau_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \tau_{zx}$$

$$\tau_{xx} = \mu \left(2 \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3} \nabla \cdot \vec{v} \right)$$

$$\tau_{yy} = \mu \left(2 \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{2}{3} \nabla \cdot \vec{v} \right)$$

$$\tau_{zz} = \mu \left(2 \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{2}{3} \nabla \cdot \vec{v} \right)$$

donde

μ es un factor de proporcionalidad llamado viscosidad dinámica; con dimensiones $ML^{-1}T^{-1}$

El primer subíndice indica la dirección perpendicular a la cara sobre la cual se aplica el esfuerzo, el segundo es la dirección del esfuerzo.

De la figura 2.1.5 se obtiene el efecto de las fuerzas viscosas; los esfuerzos varían continuamente desde las caras más próximas hasta las caras más alejadas de los ejes coordenados. Las tensiones en las caras exteriores se expresan mediante el desarrollo de Taylor en función de los esfuerzos correspondientes a las caras interiores.

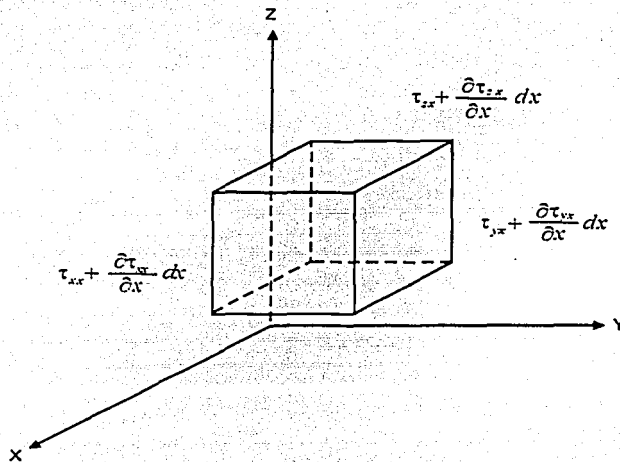


Figura 2.1.5 Esfuerzos viscosos en la dirección x .

La fuerza friccional en dirección x se obtiene sumando los diferentes efectos viscosos:

$$f_{visc_x} = \left[(\tau_{xx} + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx) - \tau_{xx} \right] dy dz + \left[(\tau_{yx} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} dy) - \tau_{yx} \right] dx dz + \left[(\tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} dz) - \tau_{zx} \right] dx dy$$

$$f_{visc_x} = \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) dx dy dz$$

La aceleración o fuerza por unidad de masa es:

$$a_{visc_x} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right)$$

Sustituyendo los valores dados por la ley de viscosidades de Stokes se tiene:

$$a_{visc_x} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(2\mu \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3} \mu \nabla \cdot \vec{v} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial x} + \mu \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial x} + \mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]$$

Llegando a la expresión:

$$a_{visc_x} = \frac{\mu}{\rho} \left[\nabla^2 u + \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial x} (\nabla \cdot \vec{v}) \right]$$

De igual manera en las otras direcciones:

$$a_{visc_y} = \frac{\mu}{\rho} \left[\nabla^2 v + \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial y} (\nabla \cdot \vec{v}) \right]$$

$$a_{visc_z} = \frac{\mu}{\rho} \left[\nabla^2 w + \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial z} (\nabla \cdot \vec{v}) \right]$$

Finalmente, la fuerza viscosa por unidad de masa es:

$$\vec{a}_{visc} = \frac{\mu}{\rho} \left[\frac{1}{3} \nabla (\nabla \cdot \vec{v}) + \nabla^2 \vec{v} \right] \quad \text{---- (2.1.4)}$$

Aún cuando el laplaciano se aplica a un campo escalar, en la mecánica de fluidos por convención se escribe el último término de la ecuación (2.1.4) en el entendido que se aplicará a cada componente.

II.2 Ecuación de Movimiento

La ecuación de movimiento resulta de la suma de cada una de las fuerzas analizadas anteriormente; la fuerza de gradiente de presión, la fuerza de Coriolis, fuerza de gravedad y las fuerzas viscosas. Por lo que de acuerdo a la segunda ley de Newton sumando (2.1.1), (2.1.2), (2.1.3) y (2.1.4) se tiene la ecuación para fluidos Newtonianos como el océano o la atmósfera como:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{a} = -2\Omega \times \vec{v} - g\hat{k} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{1}{3} \frac{\mu}{\rho} \nabla(\nabla \cdot \vec{v}) + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{v} \quad \text{---(2.2.1)}$$

Para aplicar la aproximación geostrofica de tal manera que la ecuación de movimiento anterior tenga solución analítica, se analizarán los números sin dimensiones; número de Ekman y número de Rossby.

Número de Ekman

Mediante el número de Ekman se analizan dos fuerzas para determinar cuál de ellas es más importante en la ecuación de movimiento. Este número da una estimación de la razón entre la fuerza viscosa y la fuerza de Coriolis. De la ecuación (2.1.4) se tiene que la fuerza viscosa es del orden de

$$a_{visc} = o\left(\frac{\nu U}{L^2}\right)$$

donde o significa orden de magnitud, ν es la viscosidad cinemática $\left(\frac{\mu}{\rho}\right)$ con dimensiones $L^2 T^{-1}$

U es el orden de la velocidad horizontal y L es el orden de magnitud espacial. Mientras que la aceleración de Coriolis, ecuación (2.1.1) tiene un orden de magnitud: $a_c = o(2\Omega U)$.

Por tanto el número de Ekman queda como:

$$E \equiv \frac{\nu U / L^2}{2\Omega U} = \frac{\nu}{2\Omega L^2} \quad \text{---(2.2.2)}$$

Considerando movimientos a gran escala; una estimación de E para movimientos en el océano será para $L=10^3$ km y $\nu=10^{-2}$ $cm^2 s^{-1}$ (Pedlosky, 1979)

$$E = \frac{10^{-2} cm^2 s^{-1}}{10^{-4} s^{-1} 10^{16} cm^2} = 10^{-14}$$

este número es muy pequeño, es por eso que la fuerza de fricción serán insignificantes para movimientos a gran escala. De tal manera que para flujos a gran escala el término debido a la fuerza de fricción puede ser despreciado.

Número de Rossby

Este número compara la aceleración debida a los términos no lineales con la aceleración de Coriolis.

Para obtener una estimación del orden de magnitud de la aceleración de los términos no lineales se considera:

la velocidad $\vec{v} = \vec{v}(x, y, z, t)$ y la derivada total:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{\partial \vec{v}}{\partial x} \mathbf{u} + \frac{\partial \vec{v}}{\partial y} \mathbf{v} + \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \mathbf{w} + \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\nabla \vec{v}) \cdot \vec{v}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

suponiendo que ambos términos son del mismo orden de magnitud, entonces la aceleración relativa es del orden de $o\left(\frac{U^2}{L}\right)$ y dada la estimación de la aceleración de Coriolis, se puede observar que dicha aceleración es independiente de la escala geométrica dependiendo linealmente de la velocidad U . El orden de la aceleración por advección o términos no lineales decrece con un incremento de escala (L) y depende cuadráticamente de U .

Mediante el número de Rossby estimamos la razón entre la aceleración relativa y la aceleración de Coriolis, quedando como:

$$R_0 = \frac{U^2 / L}{2\Omega U} = \frac{U}{2\Omega L} \quad \text{----(2.2.3)}$$

observando para escalas características $U=1\text{ms}^{-1}$ y $L=10^3$ km se tiene $R_0=10^{-2}$, es decir la aceleración de Coriolis es 100 veces mayor que la aceleración relativa. Por tanto, se tiene que para flujos a gran escala los términos no lineales en la ecuación (2.2.1), debidos a $\frac{d\vec{v}}{dt}$ pueden ser despreciados. La aceleración de Coriolis llegará a ser dominante para flujos a gran escala, no a causa de que la aceleración de Coriolis llegue a ser grande, sino a que la aceleración debida a los términos no lineales llega a ser pequeña cuando la escala de movimiento es grande.

II.3 Aproximación Geostrófica

A partir de la ecuación de movimiento para un fluido continuo se pueden obtener las ecuaciones geostróficas para el cálculo de corrientes. Para flujos a gran escala se tienen números de Ekman y de Rossby pequeños, lo que implica que los términos de fricción y de la aceleración debida a los términos no lineales, respectivamente, pueden ser despreciados en la ecuación

(2.2.1), para un estado estacionario, se tiene entonces que las fuerzas que actúan en dicho caso son la de Coriolis, la gravedad y del gradiente de presión

$$2\bar{\Omega} \times \bar{v} = -g\bar{k} - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad \text{---(2.3.1)}$$

En componentes:

$$-2w\Omega \cos \phi + 2v\Omega \sin \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad ; \text{ en } x$$

$$-2u\Omega \sin \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \quad ; \text{ en } y \quad \text{---(2.3.2)}$$

$$2u\Omega \cos \phi - g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0 \quad ; \text{ en } z$$

Para una circulación a gran escala la rapidez vertical es muy pequeña comparada con la rapidez horizontal; por lo tanto, el movimiento vertical es despreciable en comparación con el movimiento horizontal. Teniendo en cuenta esto y que por lo general $2u\Omega \cos \phi \ll g$, las ecuaciones (2.3.2) serán:

$$-2v\Omega \sin \phi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad ; \text{ en } x$$

$$2u\Omega \sin \phi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad ; \text{ en } y \quad \text{---(2.3.3)}$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad ; \text{ en } z$$

El movimiento descrito por las ecuaciones anteriores se conoce como flujo geostrófico, donde la última ecuación es llamada ecuación hidrostática.

II.4 Ecuación Hidrostática

Como se ha mencionado la última ecuación del sistema (2.3.3) representa la condición hidrostática, donde exista un equilibrio entre la componente vertical de la aceleración debida al gradiente de presión y la aceleración debida a la gravedad:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad \text{---(2.4.1)}$$

o bien

$$\partial p = -\rho \cdot g \cdot \partial z \quad \text{--- (2.4.2)}$$

o bien en forma diferencial, expresa el cambio de la presión ∂p de una capa ∂z de un fluido de densidad ρ .

II.5 Superficies Geopotenciales

En cada lugar del planeta cualquier masa tiene una aceleración total debida por una parte a la atracción gravitatoria y por otra a la rotación de la tierra. El campo vectorial de aceleraciones puede derivarse de un potencial, que se denomina *geopotencial*. El cual tiene dimensiones de aceleración*longitud, o energía / masa.

El gradiente del geopotencial tiene dirección vertical, y su magnitud es g (la aceleración de la gravedad). La horizontal está definida en cada punto por el plano paralelo a la superficie equipotencial que pasa por dicho punto. Estas superficies no son esferas, como correspondería a una Tierra con perfecta simetría esférica y que no rotase, pero no están muy lejos de ello. Las variaciones del valor de g al nivel del mar a lo ancho del planeta están dentro de un rango de $\pm 0.3\%$ (Rasón y Varela, 2002).

Si el mar estuviera en reposo, en ausencia de perturbaciones causadas por la densidad del agua, las corrientes o la presión atmosférica, su superficie libre coincidiría con una superficie equipotencial, de modo que no existirían gradientes laterales de presión. A esa superficie, imaginaria, ya que los océanos nunca están en reposo, se le llama nivel del mar y también *geoide*, y se toma como cero del geopotencial. La gravedad será siempre perpendicular a dicha superficie, ya que no existen fuerzas horizontales que la perturben. Las desviaciones del nivel del mar así definido respecto de una esfera perfecta llegan a cientos de metros, sobre todo a causa de las irregularidades de distribución de masa en la corteza sólida del planeta y por su velocidad de rotación (Rasón y Varela, 2002).

El método geostrofico para el cálculo de corrientes relativas utiliza el concepto de *geopotencial* (Φ) es tal que el cambio de geopotencial $d\Phi$ sobre la distancia vertical dz está dada por (e.g. Pond y Pickard, 1978)

$$d\Phi = g \cdot dz \quad (\text{J kg}^{-1} = \text{m}^2 \text{s}^{-2}) \quad (\text{cambio de energía potencial / masa})$$

de acuerdo a la ecuación hidrostática (2.4.2), $d\Phi$ también se puede escribir como:

$$d\Phi = -\alpha \cdot dp = -\frac{1}{\rho} dp$$

donde $\alpha = \alpha_{s,T,P}$ es el volumen específico del agua de mar a cierta salinidad, temperatura y presión. Integrando de la profundidad z_1 a la profundidad z_2 se tiene:

$$\int_{z_1}^{z_2} d\Phi = \int_{z_1}^{z_2} g \cdot dz = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{\rho} dp = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha \cdot dp$$

$$\text{donde } \alpha_{s,T,P} = \alpha_{35,0,P} + \delta$$

$\alpha_{35,0,P}$: es el volumen específico del agua de mar a 35 ups de salinidad, 0°C de temperatura y a una cierta presión P.

δ : es la anomalía de volumen específico.

De la integral resulta la distancia geopotencial entre los niveles z_2 y z_1 , donde las presiones P_1 y P_2 .

$$\Phi_2 - \Phi_1 = g \cdot (z_2 - z_1) = - \int_{P_1}^{P_2} \alpha_{s,s_0,p} dp - \int_{P_1}^{P_2} \delta dp \quad \text{---(2.5.1)}$$

donde la primera integral define la *distancia geopotencial estándar* ($\Delta\Phi_s$), o $\Delta\phi$ como una función de la presión. La segunda integral define la llamada anomalía geopotencial, que es función de la salinidad, temperatura y presión. Esta anomalía es tres ordenes de magnitud menor que la distancia geopotencial estándar.

Las unidades del geopotencial en el Sistema Internacional de Unidades son $J \text{ kg}^{-1}$ (ó $m^2 \text{ s}^{-2}$) con frecuencia se utiliza el *metro dinámico* (*m din*), que equivale a $10 J \text{ kg}^{-1}$. Con esta definición, el valor del geopotencial a una altura dada sobre el nivel del mar, expresado en *m din*, tiene un valor numérico aproximadamente igual al de esa altura expresada en m. Así, la distancia geométrica entre dos superficies equipotenciales que se diferencian en 1 *m din*, es decir, en $10 J \text{ kg}^{-1}$, es casi un m (Pond y Pickard, 1978).

Dada una superficie cualquiera en el planeta, su intersección con una familia convenientemente elegida de superficies equipotenciales define "curvas de nivel" sobre la superficie inicial que dibujan su topografía energética, que habitualmente se denomina *topografía dinámica*. El cual es un gráfico formado por isolíneas que muestran las alturas dinámicas de una zona del océano. Este tipo de análisis de datos oceanográficos se utiliza para obtener información de la circulación geostrofica, ya que el fluido tiende a desplazarse por superficies equipotenciales, o de igual altura dinámica. Es frecuente que se use como cero de la topografía dinámica un nivel de referencia distinto del nivel del mar, la razón es la extrema

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

difficultad en la medición directa de las desviaciones respecto al geoide, que no superan los diez metros en toda la extensión de la superficie oceánica (mientras que, el propio geoide se separa cientos de metros de una esfera perfecta).

II.6 Topografía dinámica

Para determinar movimientos de corrientes de gran escala, basado en la distribución de densidad y de la presión en una región oceánica de interés, lo importante son las variaciones o anomalías horizontales de la densidad. La distribución de dichas anomalías puede relacionarse con la desviación de la superficie del agua con respecto a la horizontal del lugar; con ellas puede construirse un mapa mostrando la topografía dinámica, que en esencia describe las irregularidades de la superficie del mar. Esta topografía refleja los gradientes horizontales de presión y a partir de ella es posible obtener aproximaciones de corrientes y sus anomalías.

En un fluido como el mar la presión varía de un punto a otro, aumentando, en general, conforme aumenta la profundidad. Si se requiere calcular la presión P a una determinada profundidad, z , se supone siempre que la columna de agua por encima del punto en cuestión está en equilibrio hidrostático ecuación (2.4.1). La presión dependerá tanto de la profundidad como de la densidad media en la columna de agua:

La superficie isobárica, es una superficie en la cual todos sus puntos tienen igual presión. En una región en la que la presión atmosférica es casi constante, la superficie del mar es una isobara. Por otro lado, la densidad en el océano varía dependiendo sobre todo de la temperatura, la salinidad y la presión. Las superficies sobre las cuales la densidad tiene el mismo valor en todos los puntos, se denomina superficie isopícnas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En el mar se pueden distinguir dos situaciones distintas, respecto a la densidad. Si la densidad varía de modo semejante a la presión, y por tanto isobaras e isopícnas son paralelas, se habla de una situación o *régimen barotrópico*. Por el contrario, si las variaciones de densidad no están correlacionadas con las de presión; debido, por ejemplo, a una distribución irregular de salinidad, se habla de una situación o *régimen baroclínico*; en este caso las isopícnas están inclinadas respecto a las isobaras.

II.7 Velocidad Geostrofica Relativa

En el océano, en cuanto las aguas inician su movimiento, impulsadas por el gradiente de presión, se ven sujetas a la acción de la aceleración de Coriolis, siempre perpendicular a la velocidad de la corriente, y de magnitud $\vec{a}_c = f\vec{v}$, donde $f (= 2 \cdot \Omega \cdot \text{sen} \phi)$ es el parámetro de Coriolis. La aceleración de Coriolis, al ser perpendicular al movimiento no cambia la velocidad; es una *aceleración normal* y por lo tanto no cambia tampoco la energía cinética del agua en movimiento, pero sí su dirección.

La corriente, bajo la acción simultánea de la aceleración debida al gradiente de presión y a la de Coriolis, va modificando su dirección, cada vez diverge más de la inicial, hasta desplazarse perpendicularmente al gradiente de presión. En ese momento las dos aceleraciones se cancelan mutuamente, y la corriente continuará su movimiento sin acelerarse, y se dice que ha alcanzado el *equilibrio geostrofico*, y la corriente resultante se llama *corriente geostrofica*. En estas condiciones de flujo geostrofico, se tiene:

$$\vec{v} = \frac{g}{f} \tan \theta \quad \text{---(2.7.1)}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

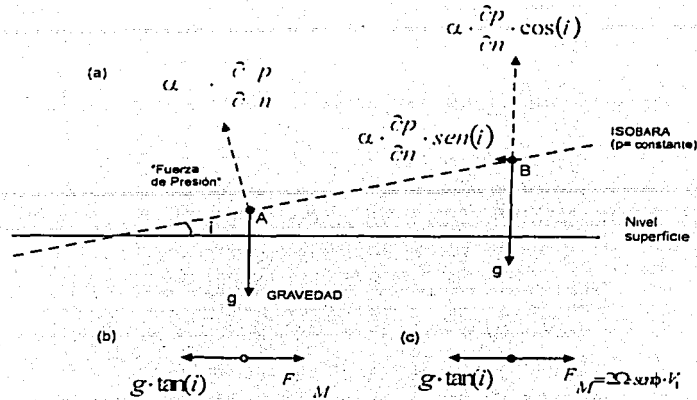


Figura 2.7.1 Términos de presión en relación a las isobaras y nivel superficies

Esta es la forma de la *ecuación del gradiente*, la cual es válida en circulación geostrofica para cualquier superficie isobárica, siendo θ el ángulo que da la inclinación de tal superficie con respecto a la superficie de nivel ($\Phi = cte$). La velocidad del flujo geostrofico sólo depende de la latitud (a través de f) y de la inclinación de las superficies isobárica, ecuación (2.7.1).

En contraste con las condiciones barotrópicas, la corriente geostrofica que fluye en condiciones baroclinicas depende de la profundidad, ya que las variaciones de la densidad obligan a que las isobaras no se mantengan paralelas a la superficie conforme se aumenta la profundidad.

A partir de la distribución de densidad se puede conocer sólo la divergencia, el cambio de la separación entre dos isobaras dadas. Por lo tanto, sólo se pueden deducir velocidades relativas de corrientes, esto es, de la corriente a cierta profundidad respecto a otra tomada como referencia, conocida como nivel de no movimiento o de referencia. Sin embargo, si conocemos

la pendiente de la isobara o la velocidad absoluta de la corriente a alguna profundidad, podemos usar la distribución de densidad para calcular las velocidades geostróficas absolutas a otras profundidades. Varios cientos de metros por debajo de la superficie la fuerza que genera el gradiente horizontal de presión es varios órdenes de magnitud menor que cerca de la misma, por lo que con frecuencia se toma como nivel de referencia uno suficientemente profundo, en el que se suponen las isobaras horizontales (Rasón. y Varela, 2002).

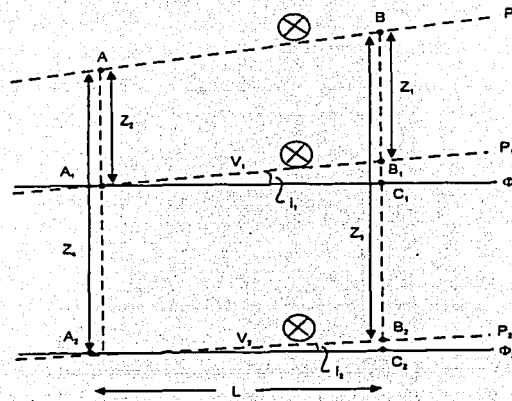


Figura. 2.7.2 Superficies isobáricas y de nivel para el Hemisferio Norte.

En la figura 2.7.2, A y B representan las posiciones de las estaciones oceanográficas, la distribución de la densidad ρ es conocida en la columna de agua a lo largo de la vertical A A₁ A₂ y B B₁ B₂. La línea AB representa la superficie libre del mar la cual se asume que está a nivel pero que la pendiente no se conoce. Φ_1 y Φ_2 representan dos superficies de niveles pasando a través de A₁ y A₂ en la estación A, y C₁ C₂ en la estación B. Las dos superficies isobáricas ρ_1 y

p_1 que pasan a través de A_1 y A_2 en la estación A, y a través de B_1 y B_2 en la estación B. Las pendientes de esas dos superficies isobáricas son i_1 e i_2 relativas a las superficies geopotenciales.

Si la componente de la velocidad del agua (hacia adentro del papel) sobre la superficie p_1 es v_1 y sobre p_2 es v_2 , entonces las ecuaciones geostroficas son :

$$\begin{aligned} 2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot v_1 &= g \cdot \tan i_1 \\ 2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot v_2 &= g \cdot \tan i_2 \end{aligned} \quad \text{--- (2.7.2)}$$

restando ambas ecuaciones:

$$2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot (v_1 - v_2) = g \cdot (\tan i_1 - \tan i_2)$$

de acuerdo con la figura tenemos:

$$2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot (v_1 - v_2) = g \cdot \frac{B_1 C_1}{A_1 C_1} - \frac{B_2 C_2}{A_2 C_2}$$

donde $L = A_1 C_1 = A_2 C_2$

$$2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot (v_1 - v_2) = \frac{g}{L} \cdot (B_1 B_2 - C_1 C_2)$$

ya que $B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - C_1 C_2$.

$$2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot (v_1 - v_2) = \frac{g}{L} \cdot (B_1 B_2 - A_1 A_2)$$

porque $C_1 C_2 = A_1 A_2$.

$$2\Omega \cdot \text{sen}\phi \cdot (v_1 - v_2) = \frac{g}{L} \cdot [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] \quad \text{--- (2.7.3)}$$

debido al sistema de referencia z negativo hacia abajo.

Ahora de la ecuación hidrostática:

$$g \cdot dz = -\alpha \cdot dp :$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\therefore \int_{h_1}^{h_2} g \cdot dz = g(z_3 - z_1) = - \int_{p_1}^{p_2} \alpha \cdot dp$$

$$\int_{h_1}^{h_2} g \cdot dz = g(z_3 - z_1) = - \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} \cdot dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta_B \cdot dp \right] \quad \text{--- (2.7.4)}$$

Los valores numéricos de las z son negativos, por lo tanto $g(z_3 - z_1)$ tiene un valor negativo, al igual que el lado derecho de la ecuación, (2.7.4).

Similarmente

$$g \cdot (z_4 - z_2) = - \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_{35,0,p} \cdot dp + \int_{p_1}^{p_2} \delta_A \cdot dp \right]$$

Multiplicando ambas ecuaciones por -1 , los términos z tienen el signo similar a la ecuación (2.7.3), restándolos y notando que los dos términos $\alpha_{35,0,p} \cdot dp$ son iguales por lo tanto se anulan, y finalmente dividiendo ambos lados por L :

$$\frac{g}{L} \cdot [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] = \frac{1}{L} \left[\int_{p_1}^{p_2} \delta_B \cdot dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta_A \cdot dp \right]$$

Por lo tanto

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L \cdot 2\Omega \cdot \text{sen} \phi} \left[\int_{p_1}^{p_2} \delta_B \cdot dp - \int_{p_1}^{p_2} \delta_A \cdot dp \right] \quad \text{--- (2.7.5)}$$

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L \cdot 2\Omega \cdot \text{sen} \phi} [\Delta \phi_B - \Delta \phi_A]$$

casi igual a $z_2 - z_1$ en m. relativo a la superficie del mar.

La ecuación (2.7.5) es la forma práctica de la ecuación geostrofica; donde L , es la distancia entre estaciones hidrográficas expresada en m, δ es la anomalía de volumen específico en $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, P en Pascales y $\Omega = 7.29 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$ entonces $(v_1 - v_2)$ estará en m s^{-1}

En caso de utilizar unidades mezcladas, es decir, presión en decibares, la anomalía de volumen específico en $\text{cm}^3 \text{g}^{-1}$ la velocidad relativa en m s^{-1} se expresará como:

$$(v_1 - v_2) = \frac{10}{L \cdot f} \cdot [\Delta D_B - \Delta D_A] \quad \text{donde} \quad \Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta \cdot dp \quad \text{----(2.7.6)}$$

En la práctica no es necesario calcular la presión de la forma $p = -\int \rho \cdot g \cdot dz$, es suficiente usar $p = -10^4 \cdot z$ (z en metros y p en Pascales). La razón es simplemente que sobre la práctica las distancias L , son arriba de 100 km, en la vertical la estructura de la densidad es por lo general lo suficientemente similar, que cuando las dos integrales se calculan usando $p = -10^4 \cdot z$ son restados el error remanente el cual será insignificante comparado al error observacional.

El resultado de calcular con la ecuación (2.7.5) es un valor para $(v_1 - v_2)$, la diferencia entre la corriente en el nivel p_1 y el nivel p_2 es un promedio entre las estaciones A y B, esta dirección es perpendicular a la línea AB.

La ecuación (2.7.5) está basada sobre la diferencia en distancia entre las superficies isobáricas de las dos estaciones y por lo tanto sobre la diferencia en la pendiente promedio entre A y B.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Un método para obtener la dirección de la corriente, si la superficie está inclinada, en el hemisferio norte (fig. 2.7.2) es que la presión mayor estará a la derecha de la corriente. (y viceversa en el hemisferio sur).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO III. HIDROGRAFIA

III.1 Datos Hidrográficos

Existen varios métodos para obtener la circulación oceánica: 1) Midiendo directamente la velocidad de la corriente utilizando correntómetros. 2) Utilizando objetos de deriva i.e. boyas. 3) Utilizando imágenes de satélite. 4) Mediante la distribución de densidad del agua de mar. En este caso se utilizó el método indirecto para determinar velocidades de meso-escala (menores a 1 m s^{-1}), basado en la distribución de densidad del agua, la cual se calcula a partir de datos de temperatura, salinidad y presión en el océano. Estos datos fueron obtenidos en la región estudiada con un CTD Neil-Brown, a bordo del B/O "Justo Sierra" durante la Campaña Oceanográfica FIBAC 1, del 14 de agosto al 1 de septiembre de 1996, en el sur del Golfo de México.

Como se acaba de mencionar uno de los métodos para estudiar la dinámica de los océanos es mediante el análisis de la distribución de parámetros hidrográficos como son: temperatura, salinidad y densidad. Por lo que al estudiar una cierta región oceánica, es necesario obtener mediciones de dichos parámetros, tanto en la distribución vertical como en la horizontal.

La radiación solar no llega uniformemente a la superficie del planeta, depende de la latitud y de la inclinación del eje de rotación. Por lo tanto, la distribución de calor no es igual en toda la superficie terrestre, y la temperatura tendrá una distribución tal que disminuya del ecuador hacia los polos.

La evaporación y precipitación también varían sobre la superficie del planeta, causando diferencias en la salinidad. Al existir diferencias en la temperaturas, en la salinidad a diferentes latitudes, también se observarán diferencias de densidad con lo cual se producirán las corrientes marinas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Por otro lado, el agua de mar tiene una capacidad calorífica elevada comparada con el de otras sustancias, razón por la cual el mar tiene una gran capacidad para almacenar calor y actúa como un moderador del clima, influenciando la circulación atmosférica. Esta capacidad que tienen los océanos para conservar el calor permite que la temperatura sea más estable en el mar que en los continentes. Otras fuentes de calor son: el calor original del interior de la Tierra y el que se desprende de la desintegración radioactiva. Todas las otras formas de producción de calor, como el calor atmosférico de condensación, son a la larga derivadas de una de éstas tres fuentes principales (Weihaupt, 1979)

La penetración de la radiación solar depende principalmente de la turbidez es decir, de la cantidad de materia sólida que se encuentra en suspensión. Conforme aumenta la profundidad las radiaciones van penetrando menos, por tanto la temperatura disminuye. Dado lo anterior, existe una capa de agua relativamente cálida, con una temperatura uniforme en la capa superficial, esto en función de las condiciones locales. Debajo de ella existe un cambio brusco de la temperatura, que define una capa llamada termoclina, la cual divide a estas aguas superficiales, de las aguas profundas más frías y densas.

Los cambios de temperatura de las aguas oceánicas no sólo influyen a la dinámica del mar y de la atmósfera, sino que constituyen uno de los factores principales que intervienen en la distribución de los organismos marinos, la forma de los seres vivos y la rapidez con que se llevan a cabo sus reacciones metabólicas.

Así entonces, los análisis de los datos y de sus parámetros hidrográficos como temperatura, salinidad y densidad, proporcionan información sobre la distribución de masas de agua y su dinámica. A continuación se definirán dichos parámetros y se explicará la forma de obtenerlos en el océano.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La Temperatura es un indicador de la cantidad de energía en forma de calor que posee un cuerpo, es decir es una manifestación de la cantidad de calor, en este caso en el agua de mar. Este parámetro fue uno de los primeros parámetros medidos en el océano, mediante termómetros, reversibles protegidos y no-protegidos con el fin de corregir el error debido a la presión. También se obtiene la temperatura utilizando batitermógrafo con precisión de $0.2\text{ }^{\circ}\text{K}$ y $\pm 2\text{m}$, el cual registra un perfil de temperatura en la columna de agua, es decir se obtiene la temperatura y la profundidad, este instrumento funciona en forma analógica, y recientemente es muy poco usado. Uno de los instrumentos de mayor uso en nuestros días es el CTD, (Conductivity, Temperature, Depth, por sus siglas en Inglés), que determina la temperatura y la conductividad como función de la profundidad, en forma digital, lo cual hace más sencillo el tratamiento de dichos datos.

La salinidad se define como la cantidad total de material sólido en gramos, contenido en un kilogramo de agua de mar, cuando todos los carbonatos han sido convertidos a óxidos y el bromo y el yodo han sido sustituidos por cloro, y toda la materia orgánica ha sido oxidada (Pickard y Emery (1990). Sus unidades son ups (ver Glosario)

Existen varios métodos para determinar la salinidad. Mediante la medición de la clorinidad ya que existe una relación lineal entre esta y la salinidad, y la determinación de la clorinidad de la muestra de agua mediante la titulación con nitrato de plata, es relativamente sencilla. Este es llamado método Mohr-Knudsen el cual calibra la clorinidad con una muestra de agua cuya clorinidad es conocida (19.38), o agua de Copenhague, Dinamarca. Este método aunque sencillo es costoso.

Además del método antes descrito, existen otros que se basan en la medición de ciertas características físicas cuyo valor depende de la salinidad, i.e. la densidad del agua de mar o el índice de refracción, conductividad. Cuando se trata de trabajos con un gran número de muestras

se emplea la conductividad, debido a la alta precisión lograda con los instrumentos modernos, ya que es fácil y seguro, su manejo. El método eléctrico para determinar la salinidad, se basa en los cambios que sufre la conductividad eléctrica del agua de mar en relación a la cantidad de sales disueltas. Cuanto más concentrada esté el agua marina, será mejor conductora.

La conductividad eléctrica es la capacidad de conducción de la electricidad a través del agua de mar debida a la concentración de sales; se mide en mhos cm^{-1} .

La densidad del agua de mar se define como la masa que contiene la unidad de volumen ($\rho_{s,t,p}$), en el océano, su valor varía entre 1 y 1.1 g cm^{-3} . El valor numérico de la densidad del agua de mar en un sistema natural, varía solamente a partir de la tercera decimal, por lo que para tener un mejor manejo en los datos se utiliza otra cantidad simbolizada por $\sigma_{s,t,p} (= \rho_{s,t,p} - 1) \times 10^3$, cuando la densidad es dada a presión atmosférica se le conoce como σ , que es lo más usual en cuanto a densidad del agua de mar.*

Ya que la densidad del agua de mar depende de las variables: Temperatura, Salinidad y Presión, la densidad disminuye con el incremento de la temperatura y el decremento en la salinidad y en la presión. Cuando se considera el movimiento del agua sobre un rango considerable de profundidad, es deseable eliminar el efecto de calor adiabático mediante el uso de la temperatura potencial θ en lugar de la temperatura in situ T y se calcula la densidad potencial (σ_θ).

* SCOR-UNESCO determinó no incluir las unidades (kg m^{-3}) para σ .

III.1.1 Obtención de Temperatura, Conductividad y Presión.

Para analizar comportamiento de un parámetro hidrográfico se deben realizar observaciones en la columna de agua a distintos niveles en diferentes posiciones. Tradicionalmente se sumergía un cable oceanográfico desde una posición fija del buque oceanográfico, sujetando a éste botellas con termómetros reversibles protegidos y no-protegidos con el fin de obtener agua a diferentes profundidades, y medir la temperatura y la profundidad. La muestra de agua se obtiene con el fin de determinar la salinidad.

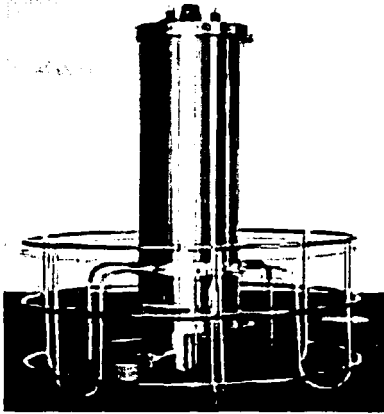
Se han desarrollado instrumentos que miden automáticamente ciertos parámetros, basta descender el sensor para obtener observaciones continuas a lo largo de la columna de agua, este es el caso del instrumento llamado CTD, el cual es un medidor de conductividad, temperatura y presión. En el estudio realizado en la Bahía de Campeche se utilizó un CTD Neil Brown Mark-III (Fig.3.1.1a) de alta precisión (conductividad $\pm 0.005 \text{ mmho} \cdot \text{cm}^{-1}$, temperatura $\pm 0.005^\circ \text{C}$, presión $\pm 1.6 \text{ db}$, salinidad $\pm 0.003 \text{ p.p.m.}$), registra 32 ciclos completos de medición simultánea por segundo. El muestreo del CTD se realizó con una velocidad de descenso de $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (*Manual del CTD, 1987*).

El CTD esta equipado con una Rosette (Fig.3.1.1c) que tiene un conjunto de botellas muestreadoras Niskin sumergibles (Fig.3.1.1b) colocadas en orden, dicha unidad es controlada desde cubierta y se disparan por el operador de la computadora que recibe la información del CTD, quien determina la profundidad y secuencia en que se cerrarán las botellas. En general esta Rossette tiene una capacidad para 12 botellas estándar.

La colecta de muestras de agua se realiza con la finalidad de poder calibrar los datos de salinidad que se obtienen con el CTD y así tener la certeza de que los datos obtenidos son correctos, o en caso necesario hacer una corrección a éstos. Aun cuando recientemente el uso del

CTD es lo más usual, los otros métodos descritos arriba se utilizan en ciertas ocasiones para calibrar los datos de dicho instrumento.

a)



b)



c)

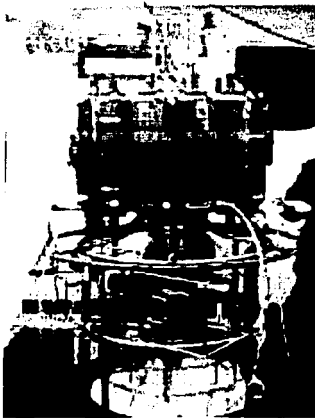


Figura 3.1.1 Instrumentos oceanográficos

- a) CTD Neil Brown Mark-III
- b) Botella muestreadora Niskin submergible
- c) Rosette, (conjunto de botellas Niskin)

II.1.2 Obtención de salinidad y densidad.

El CTD nos permite medir, como ya se mencionó anteriormente: temperatura, conductividad y presión, se ha demostrado la existencia de una relación entre la salinidad y la conductividad eléctrica del agua de mar y, como esta propiedad puede medirse fácilmente se usa para estimar la salinidad, finalmente se calcula la densidad, ya que la densidad depende de la temperatura, salinidad y presión, para éstos dos últimos cálculos se utiliza para cada una de las estaciones algoritmos de UNESCO (*Fofonoff y Millard., 1983*).

III. 1.3 Representación de datos hidrográficos.

Con los datos hidrográficos se realizan planos horizontales: de temperatura, también llamadas superficies isotérmicas, de salinidad, es decir superficies isohalinas y finalmente planos de densidad o superficies isopícnas, con la finalidad de conocer las distribución de estos parámetros a diferentes profundidades estándar (superficie, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800 y 1000 m). Así mismo, se grafican secciones transversales de temperatura, salinidad y densidad con el fin de conocer la distribución vertical.

Estos plano horizontales y secciones transversales fueron realizados en computadora mediante el paquete llamado *Surfer*, para cada parámetro se tomó un cierto intervalo de contorno, el cual nos ayudara a ver su distribución en las diferentes profundidades.

La identificación de las distintas masas de agua en cierta localización geográfica se facilita mediante la construcción del llamado *diagrama TS* (Temperatura-Salinidad), que consiste en la representación mediante puntos, en un diagrama cartesiano correspondiente a dichas variables, de los valores medidos a distintas profundidades en la estación oceanográfica considerada. Por tal motivo se elaboró un *diagrama TS* para identificar las principales masas de

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

agua que se encuentran en el sur del Golfo de México. Para la graficación de este diagrama se utilizó el programa *Sigma Plot*.

Finalmente conociendo la estructura de la densidad en forma tridimensional se puede calcular la altura dinámica y finalmente obtener las velocidades horizontales a diferentes profundidades. Con lo anterior se obtiene el patrón de circulación en la región. Para llegar a esto se seleccionaron inicialmente los datos hidrográficos a las profundidades antes mencionadas, así mismo, se hizo una malla la cual consistía en hacer transectos en el cual las estaciones de éstos fueran de oeste a este y de norte a sur, con la finalidad de poder aplicar el programa que calculase las velocidades geostróficas, dándonos de esa manera las componentes de velocidad (u, v) para cada estación. Finalmente se calculó la velocidad resultante, teniendo de esa manera vectores con magnitud y dirección correspondiente para cada estación. Estos resultados fueron graficados en *Surfer* logrando así tener el patrón de circulación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.1 Superficies isotérmicas, isohalinas e isopícnas.

Los resultados se muestran utilizando intervalos de contorno de 0.5 entre las isotermas, de 0.1 entre las isohalinas y 0.25 entre las isopícnas. Se observa una distribución superficial de temperatura con valores entre 26.00 y 29.50 °C (Fig. 4.1a). Se observa una zona de baja temperatura en la plataforma oeste de Yucatán con forma de lengüeta, presentando un fuerte gradiente horizontal de temperatura con valores de 26.00 a 28.00 °C, probablemente está asociada al agua fría de la surgencia de Yucatán, la cual se presenta en primavera y verano (Merino, 1997). El agua de dicha surgencia baña la plataforma norte de la península durante dichas estaciones y puede llegar hasta esta región. En la parte oeste de la Bahía la temperatura es más alta y uniforme con valores que sólo varían de 28.00 a 29.50 °C. Esta distribución muestra los valores máximos en la parte norte del área de estudio que es la zona más oceánica y es la ruta de los núcleos cálidos.

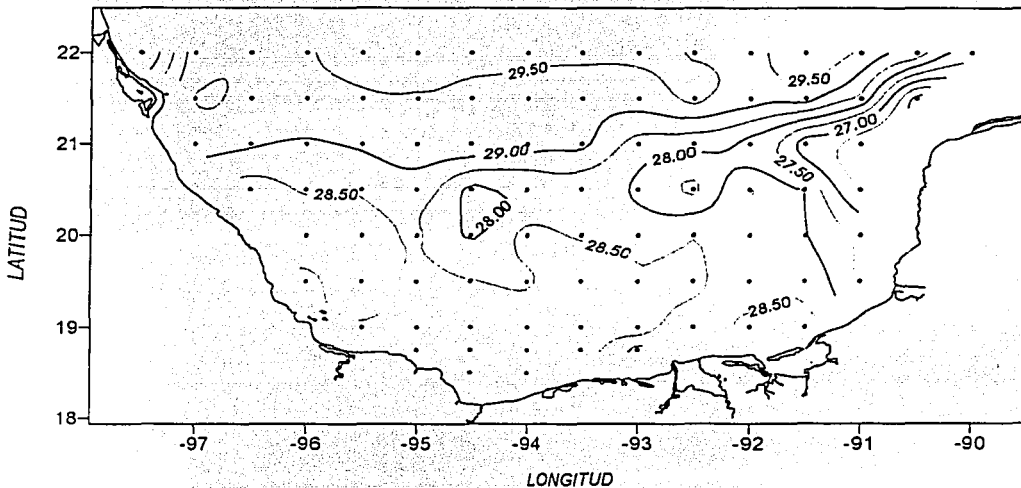


Figura 4.1a. Distribución superficial de temperatura(°C), con un intervalo de contorno de 0.5.

Frente al sistema de ríos, al sur de la bahía no se observa gran variación de la temperatura, esta se encuentra alrededor de 28.50 °C

La salinidad superficial varía de 34.20 a 36.60 ups, los valores más bajos se encontraron en la zona frente a la desembocadura del sistema Grijalva-Usumacinta, con un núcleo de forma elíptica con inclinación hacia el este, indicando una corriente hacia esta dirección (Fig. 4.1b). Sobre la plataforma al este de la Laguna de Términos se observa una mayor salinidad, la cual ha sido discutida en la literatura atribuyéndola a que es una zona de alta evaporación, y en algunas ocasiones se han encontrado salinidades de hasta 37.00 ups (Monreal-Gómez et al., 1992). Los mayores gradientes horizontales de salinidad superficial se observaron en la parte sur y central. La región norte al igual que la temperatura mostró altos valores y más uniformidad.

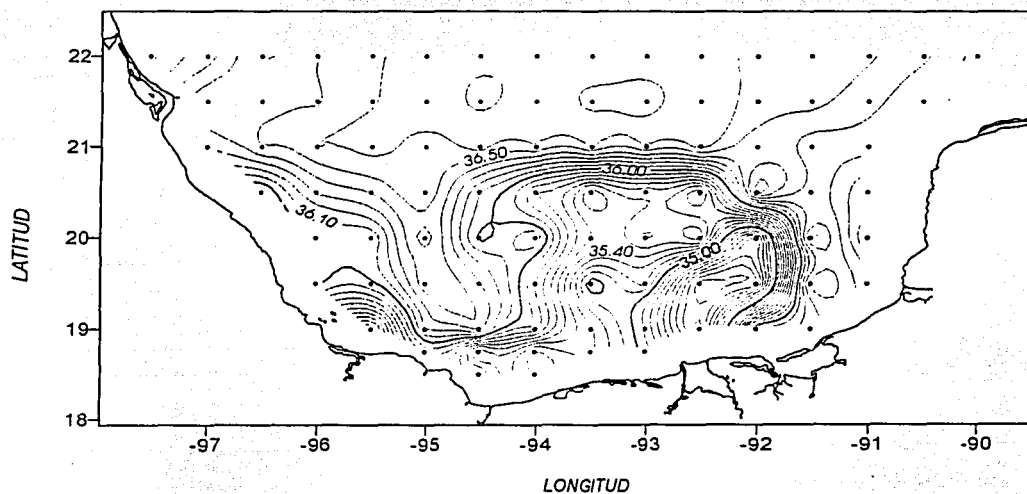


Figura 4.1b Distribución superficial de salinidad (ups), con un intervalo de contorno de 0.1

La densidad potencial (σ_{θ}) tiene valores entre 21.75 y 23.75 (Fig.4.1c) reflejando la dependencia de la descarga de ríos frente al sistema Grijalva-Usumacinta con valores bajos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

(21.75-22.00) debido a la baja salinidad, y mostrando una distribución similar a la salinidad. Mientras que la región de la plataforma oeste de Yucatán muestra altos valores asociados a bajas temperaturas. El norte de la bahía se muestra muy uniforme tal como se observa en temperatura salinidad (Figs. 4.1a y b)

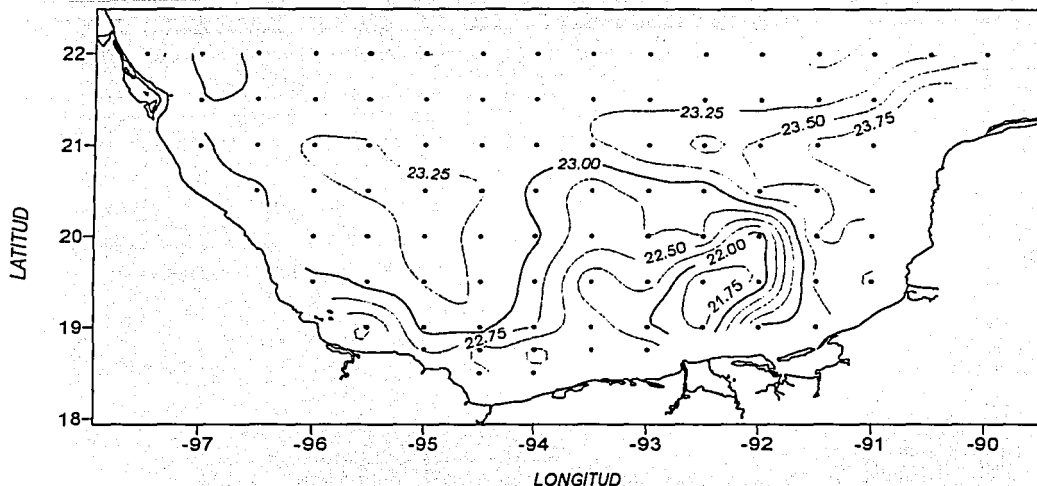


Figura 4.1c Distribución superficial de densidad potencial. Con intervalo de contorno de 0.25

La distribución de temperatura a 10 m de profundidad (Fig. 4.2a) muestra valores que van de 25.50 a 29.50 °C, al igual que en la superficie los valores máximos se encuentran en el norte de la bahía. En la porción nororiental continúan las bajas temperaturas observadas en la superficie, con un gradiente mayor entre 92° y 90° W con variaciones de 25.50 a 29.00 °C entre las latitudes de 21.50 a 22.00 N. En la región occidental la temperatura es muy uniforme, varía sólo entre 28.00 y 28.50 °C, excepto frente a la Laguna de Tamiahua donde se observa un fuerte gradiente.

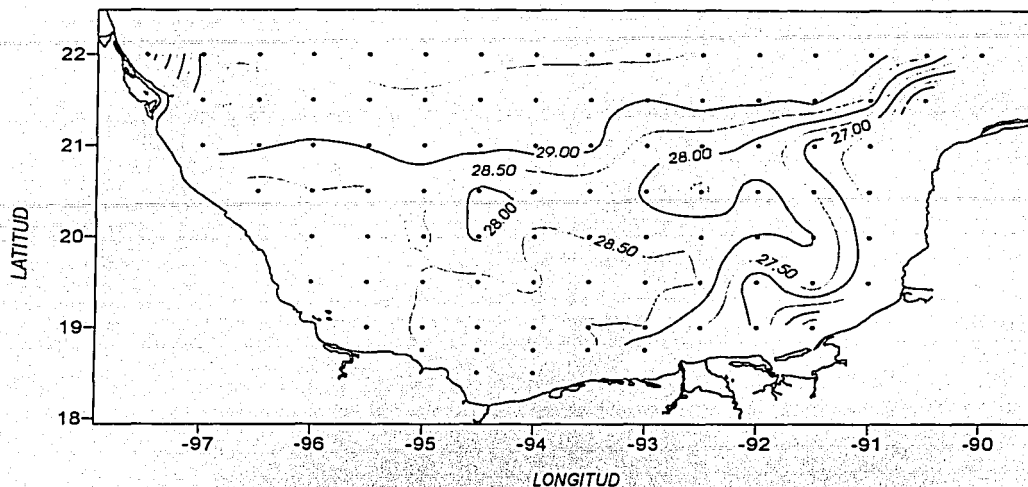


Figura 4.2a Distribución de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 10 m de profundidad.

A esta profundidad la distribución de la salinidad varía entre 34.80 y 36.60 ups (Fig. 4.2b), con los valores más bajos frente al sistema Grijalva-Usumacinta y al igual que en la superficie se encontraron valores relativamente altos (36.40 ups) en la plataforma frente a la Laguna de Términos, indicando con esto que esa región es muy uniforme verticalmente. En la parte central de la bahía entre 19.00 y 21.00 de latitud y entre 91.50 y 94.50 de longitud se observan isohalinas concéntricas con valores que aumentan radialmente, esta misma distribución se observó en la superficie (Fig. 4.1b).

La distribución de la densidad potencial a 10 m de profundidad varía de 22.25 a 24.00, y evidencia la influencia de la salinidad en el sur, mientras que la distribución de las isopicnas en la región noreste refleja la influencia de la temperatura del agua que viene de Banco de Campeche (Fig. 4.2c).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

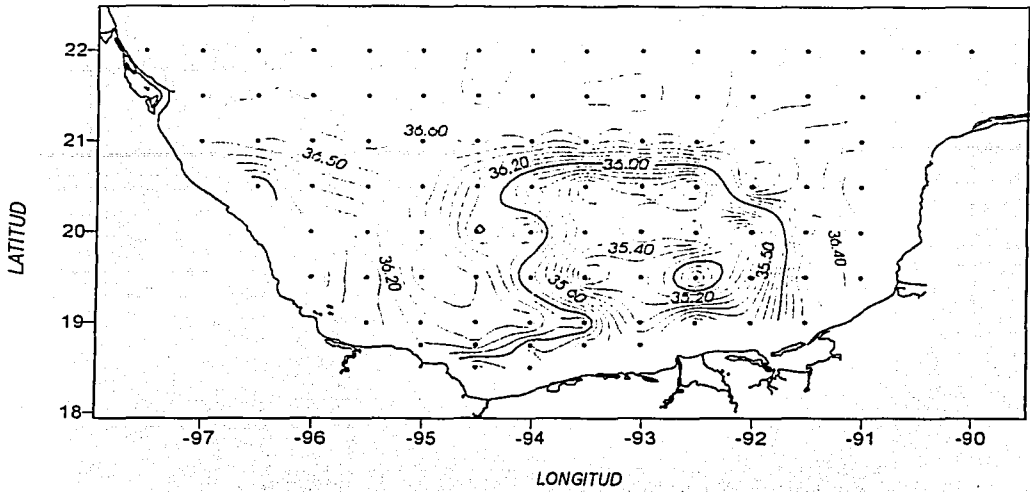


Figura 4.2b Distribución de la salinidad (ups) a 10 m de profundidad.

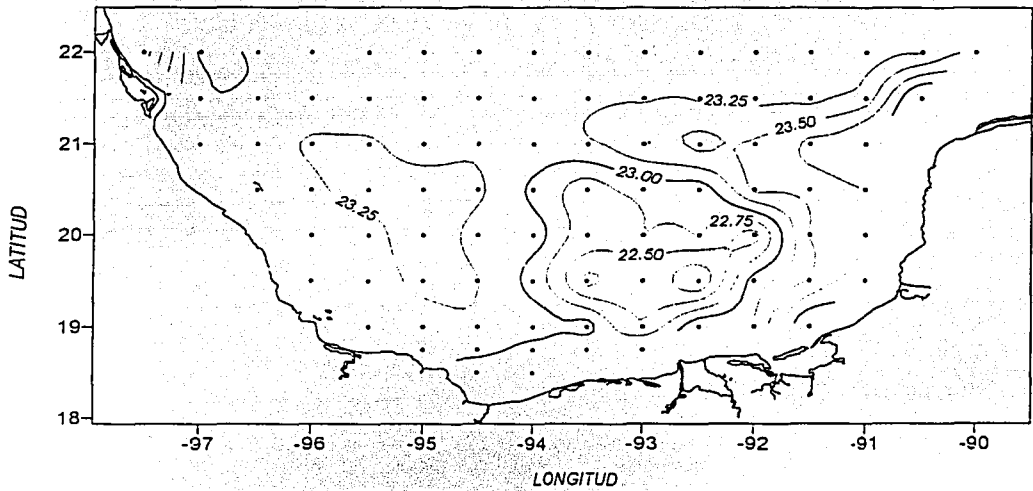


Figura 4.2c Distribución de la densidad potencial a 10 m de profundidad.

La distribución de la temperatura a los 20 m de profundidad muestra valores que varían de 22.50 a 29.50 °C teniendo las mayores variaciones entre 93.50° y 90.50° W en el talud al noroeste de Progreso y frente a la Laguna de Términos, así como frente a la Laguna de Tamiahua en el oeste de la bahía (Fig. 4.3a). La plataforma oeste de Yucatán no muestra isotermas debido a que se tienen profundidades menores a 20 m. La parte norte de la bahía sigue siendo ocupada por aguas cálidas con valores mayores a 29.00 °C.

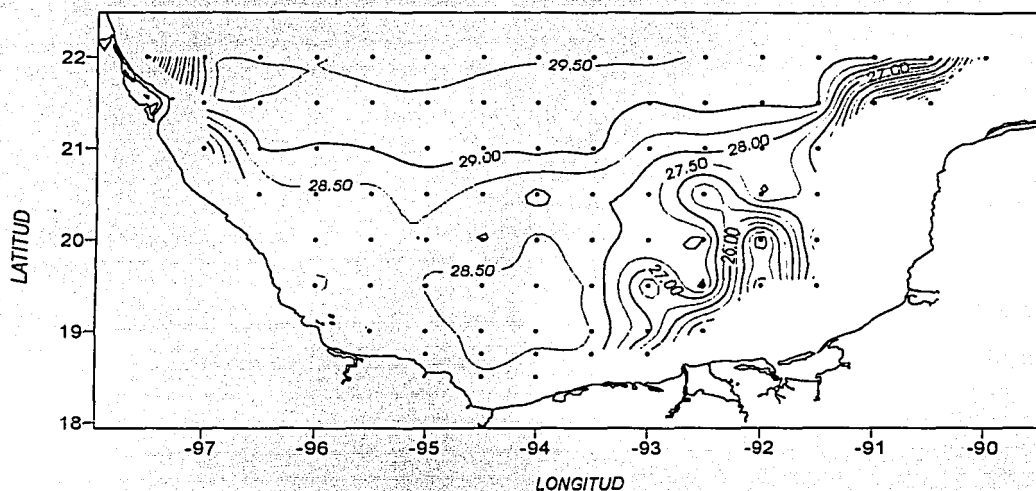


Figura 4.3a Distribución de la temperatura (°C) a 20 m de profundidad.

La salinidad a 20 m de profundidad tiene una variación entre 35.60 y 36.60 ups (Fig. 4.3b), presentando mayor uniformidad que en la superficie y a 10 m de profundidad. Sin embargo, al igual que en las profundidades antes mencionadas se sigue observando un núcleo de

baja salinidad cubriendo un área mas pequeña (entre 94.00° y 92.00° W), con salinidades entre 35.60 a 36.40 ups.

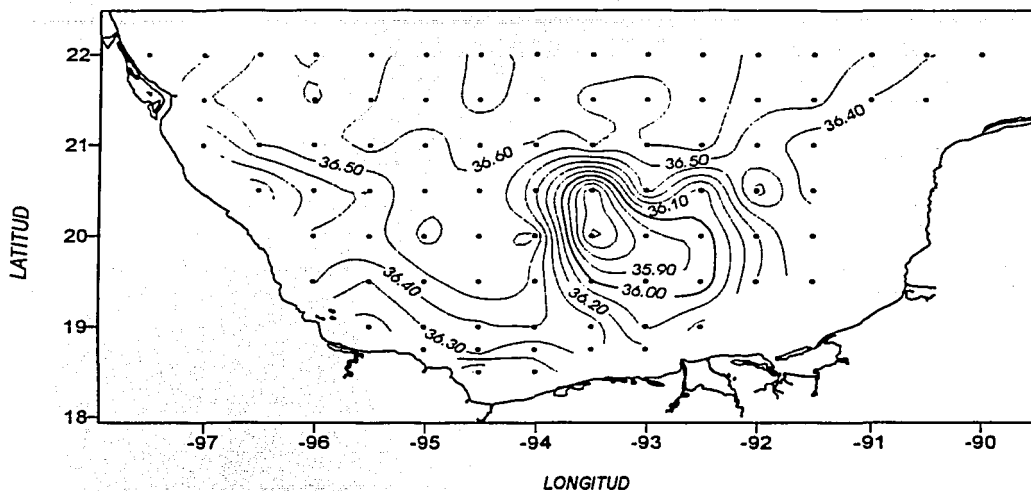


Figura 4.3b Distribución de la salinidad (ups) a 20 m de profundidad.

La densidad potencial tiene una distribución tal que refleja una alta uniformidad en la porción occidental; con un gradiente térmico alto en el noroeste, frente a Tamiahua. Sin embargo, el en la región suroriental, donde se manifestó el núcleo de baja salinidad y relativamente alta temperatura la densidad muestra una distribución similar a la temperatura, reflejando en esta profundidad la poca dependencia de la salinidad, contrariamente a lo ocurrido a profundidades menores (Fig. 4.3c). En la zona del Banco de Campeche se sigue manifestando la influencia de agua fría, en la alta densidad.

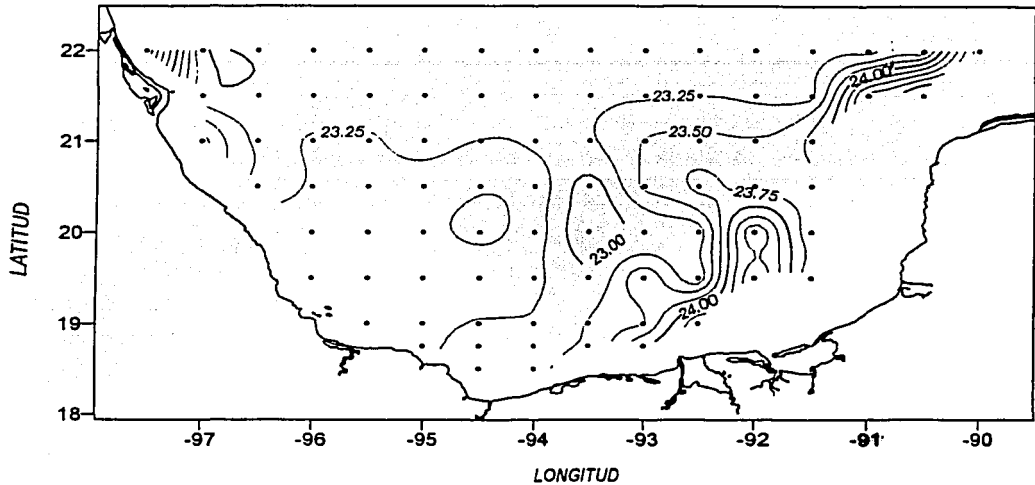


Figura 4.3c Distribución de la densidad potencial a 20 m de profundidad.

Se ha observado que los gradientes horizontales de la temperatura han aumentado con la profundidad (Figs. 4.1a-4.4a). La temperatura a 30 m de profundidad muestra un alto gradiente en la región al sur de los 21.00 °N (Fig. 4.4a), y en el noroeste en donde generalmente se ha observado la presencia de un núcleo cálido (Vidal et al., 1992, 1994, Monreal-Gómez y Salas de León, 1997). La parte norte de la bahía continua siendo la región de altas temperaturas (29.50 °C), probablemente debido a que es la ruta de los giros cálidos que se desprenden de la Corriente de Lazo, en el canal de Yucatán y estrecho de Florida. La distribución de temperatura a esta profundidad exhibe un fuerte gradiente horizontal en dirección norte sur a aproximadamente los 20.75 °N.

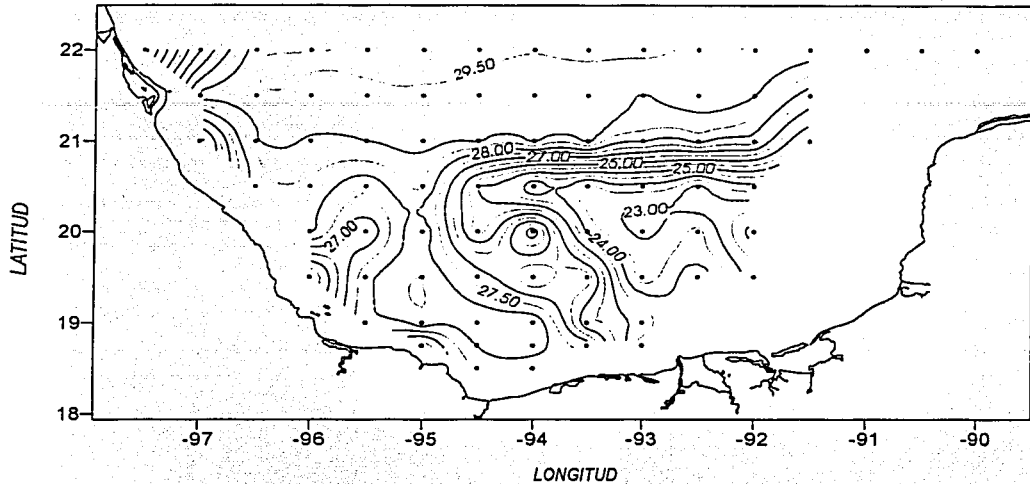


Figura 4.4a Distribución de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 30 m de profundidad.

La distribución de la salinidad a 30 m de profundidad (Fig. 4.4b) toma valores de 36.20 hasta 36.60 ups teniendo sus máximos en la parte norte del área de estudio, con valores de 36.60 ups típicos del agua Subtropical Subsuperficial (Nowlin, 1972). A esta profundidad ya no se observa el núcleo de baja salinidad descrito en los niveles superiores. La salinidad en la porción sur se encuentra entre 36.20 y 36.40 ups.

En cuanto a la densidad potencial en los 30 m de profundidad los valores van de 23.25 a 25.00 y su distribución es muy semejante a la de la temperatura, mostrando una lengüeta de agua densa hacia el oeste, y con un gradiente termohalino alrededor de 20.75°N (Fig. 4.4c)

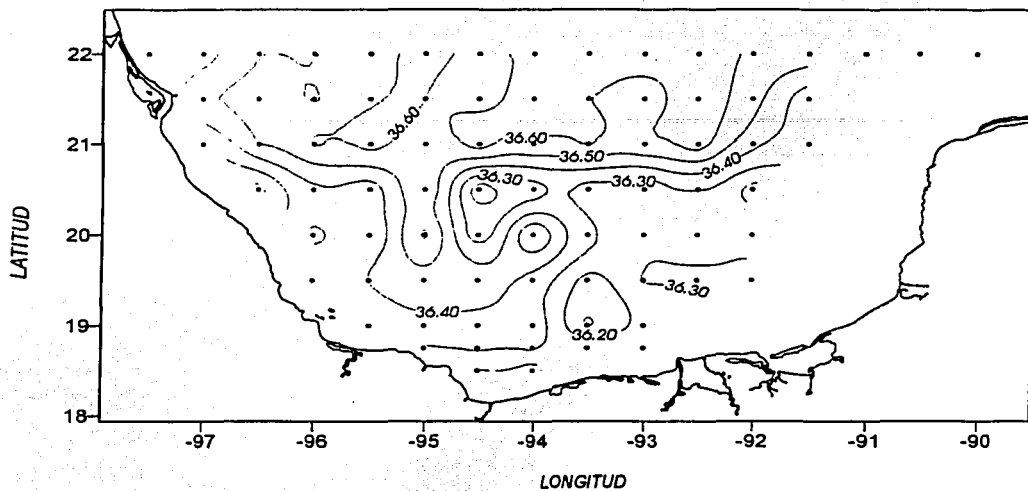


Figura 4.4b Distribución de la salinidad (ups) a 30 m de profundidad.

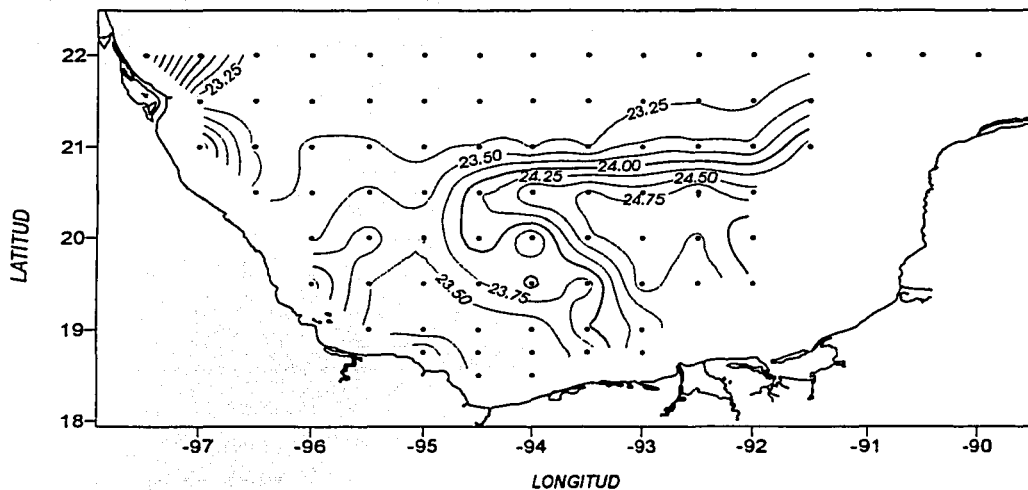


Figura 4.4c Distribución de la densidad potencial a 30 m de profundidad.

En los siguientes planos horizontales no se muestran isolíneas sobre la plataforma de Yucatán, debido a que esta región es somera, con profundidades menores a 50 m (Figs. 1 Fig. 4.5a). La distribución de temperatura a los 50 m de profundidad muestra una lengüeta de agua fría mejor definida y de mayor extensión que en niveles superiores, indicando que este nivel se encuentra en o debajo de la termoclina. Aun cuando el gradiente que se ha venido describiendo alrededor de los 20.75 °N se conserva, éste es más débil que el que se observa en la capa superficial.

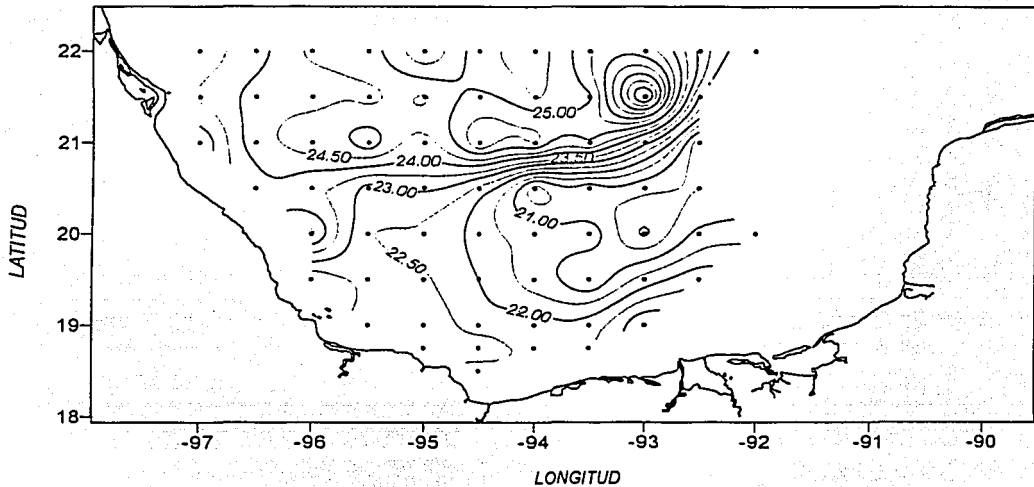


Figura 4.5a Distribución de la temperatura (°C) a 50 m de profundidad.

La salinidad a 50 m es prácticamente homogénea tomando valores alrededor de 36.30 ups (Fig. 4.5b).

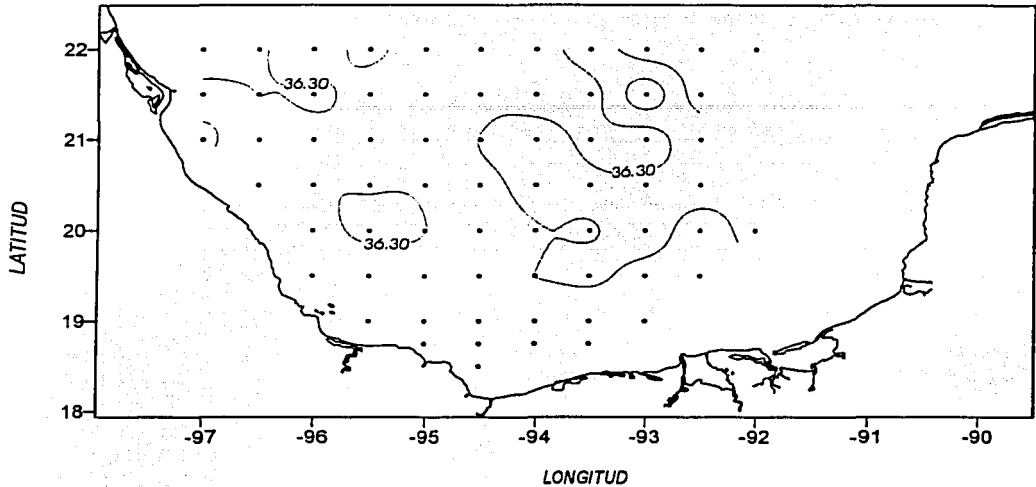


Figura 4.5b Distribución de la salinidad (ups) a 50 m de profundidad.

La densidad potencial a 50 m varía de 23.50 a 25.75 con valores que decrecen hacia el norte (Fig. 4.5c), su distribución refleja su dependencia con el patrón de temperatura.

Al analizar la distribución de temperatura a 75 m de profundidad y compararla con los niveles superiores se observa que el núcleo frío con temperaturas en su centro de alrededor de 18.50 °C se torna más extenso y las isothermas tienden a cerrarse en la parte este de la bahía. Al noroeste se observa un núcleo cálido con temperaturas en el centro de 22.50 °C. La frontera entre estos núcleos forma un frente térmico con isothermas en dirección noreste suroeste (Fig. 4.6a). Lo anterior indica un movimiento de agua del noreste el cual se bifurca alrededor de los 95 °W.

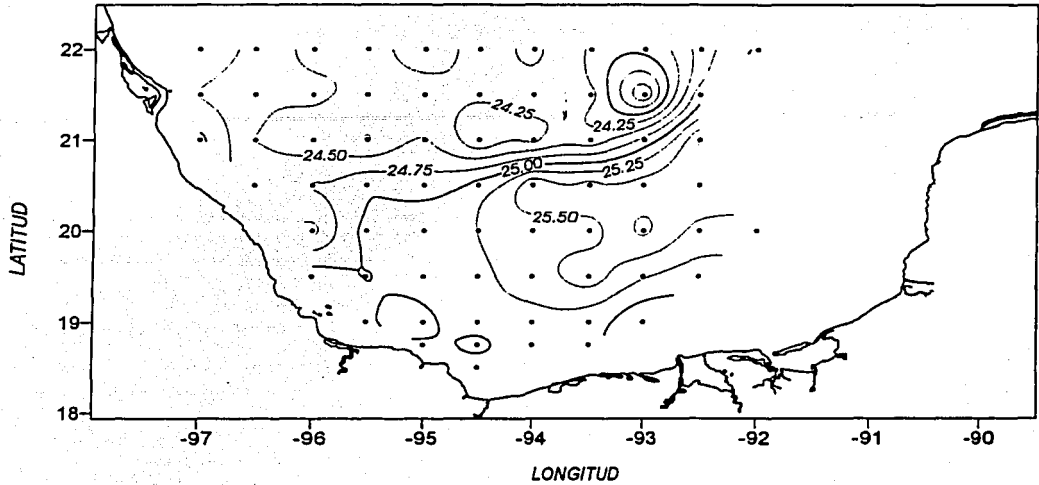


Figura 4.5c. Distribución de la densidad potencial a 50 m de profundidad.

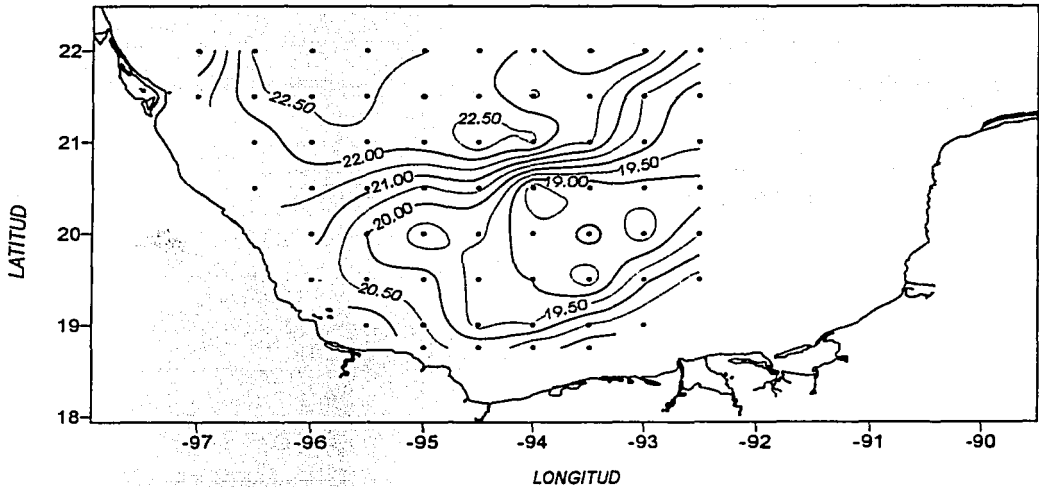


Figura 4.6a. Distribución de la temperatura ($^{\circ}$ C) a 75 m de profundidad.

La salinidad a esta profundidad es muy uniforme, con valor alrededor de 36.30 ups, el cual es muy similar a lo observado en 50 m (Figs. 4.5b y 4.6b).

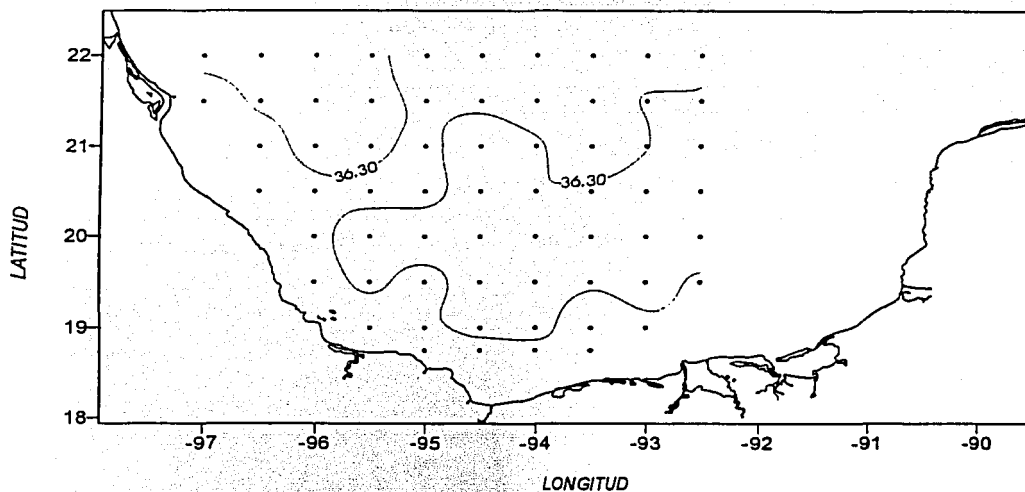


Figura 4.6b Distribución de la salinidad (ups) a 75 m de profundidad.

La distribución de la densidad potencial (Fig. 4.6c) refleja la dependencia de la temperatura, con un núcleo de alta densidad correspondiente a las bajas temperaturas en el sur, y viceversa en el norte. Los valores de densidad potencial van de 25 a 26 a 75 m de profundidad, mostrando mayor uniformidad que en los 50 m donde se observó una diferencia de 2 unidades de σ_θ .

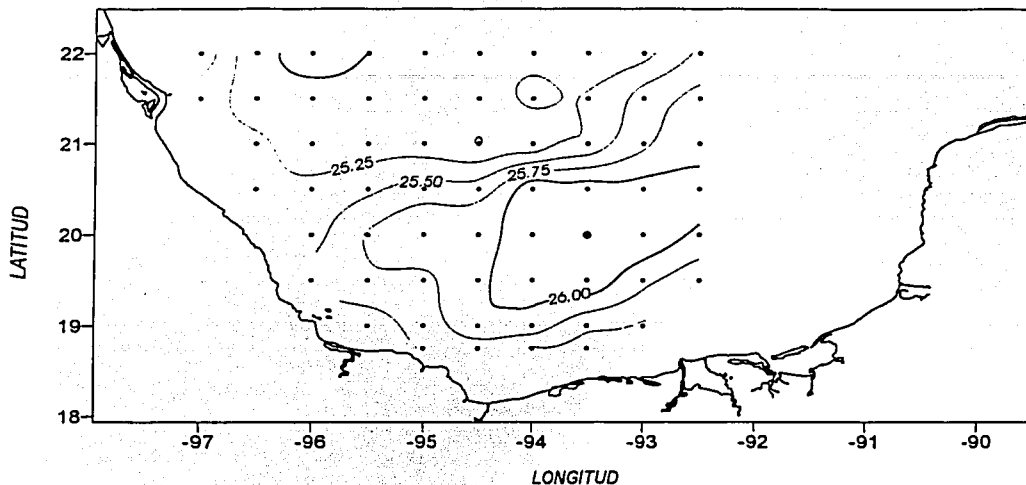


Figura 4.6c Distribución de la densidad potencial a 75 m de profundidad.

A 100 m de profundidad la temperatura tiene valores entre 17 y 21.50 °C (Fig. 4.7a), con el valor mínimo en aproximadamente 19.50 °N y 94 °W, a partir de este punto la temperatura se incrementa de manera radial. A esta profundidad se definen mejor los núcleos, frío con circulación de tipo ciclónica, y cálido con una circulación anticiclónica, al sur y al noroeste, respectivamente. El giro ciclónico que ha sido observado en este trabajo tiene una forma elíptica, coincidiendo con lo mostrado en la literatura (Monreal-Gómez y Salas de León, 1990; Velasco-Mendoza, 1994). En la parte noroeste las isothermas muestran la parte sur del giro anticiclónico detectado por Vidal et al. (1992, 1994).

La salinidad varía de 36.20 a 36.30 ups (Fig. 4.7b), al comparar con la distribución a 50 y 75 m es notorio que a 100 m la salinidad tiene una variación mayor que las anteriores y su distri-

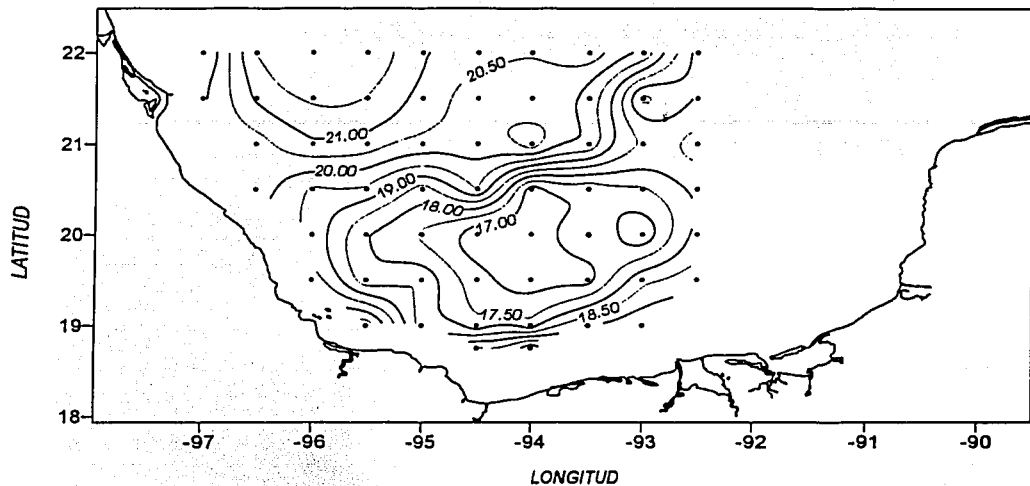


Figura 4.7a Distribución de la temperatura (°C) a 100m de profundidad.

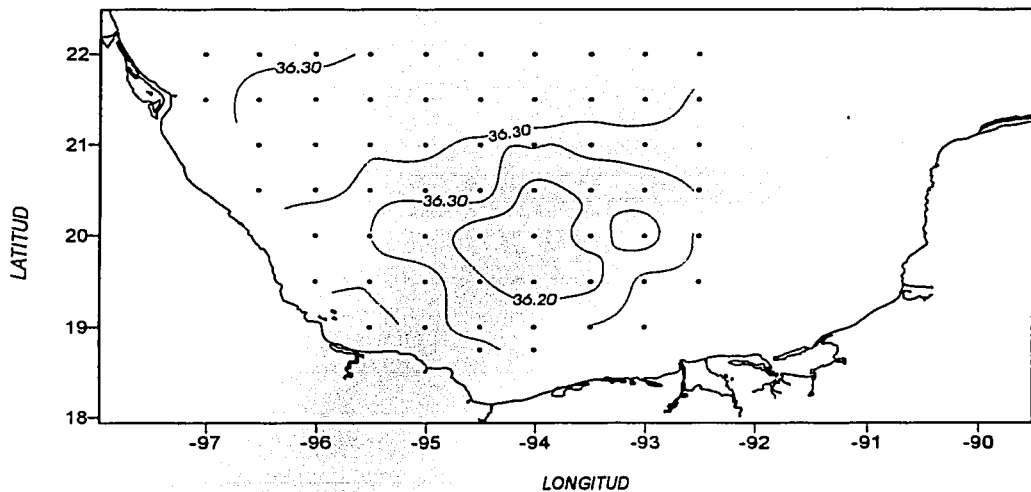


Figura 4.7b Distribución de la salinidad (ups) a 100 m de profundidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

bución tal que la salinidad menor se encuentra en el centro del giro frío. La distribución de salinidad va tomando la forma de los giros frío y cálido.

La distribución de densidad potencial a 100 m de profundidad (Fig. 4.7c) también describe la presencia de los giros ciclónico y anticiclónico. Sin embargo, la baja salinidad presente en el núcleo del sur produce menor densidad que en la periferia, pero la distribución de temperatura domina la densidad, de tal manera que donde existe baja temperatura se observa alta densidad.

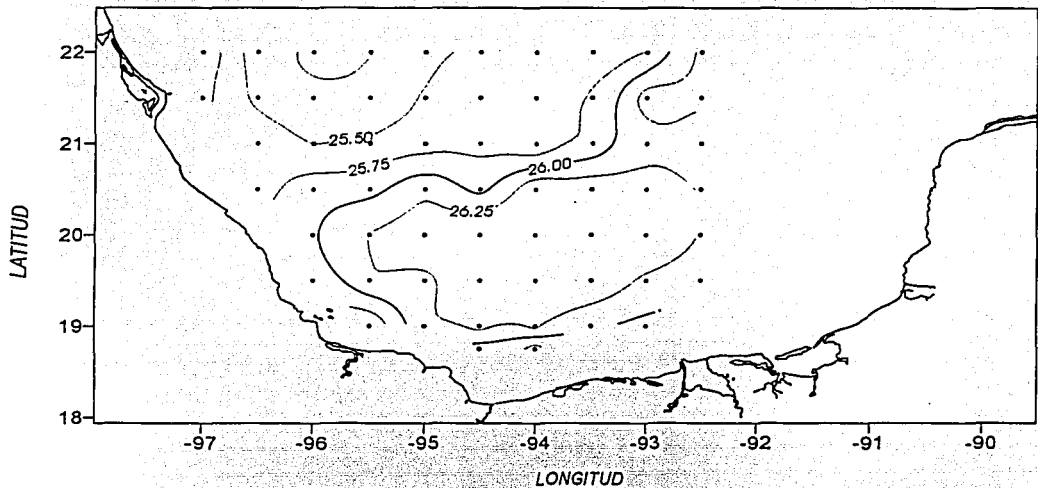


Figura 4.7c Distribución de la densidad potencial a 100 m de profundidad.

A 150 m la temperatura va de 14.00 a 19.00 °C (Fig. 4.8a), con su mínimo centrado alrededor de 20.00 °N y 93.50 °W. A partir de este punto la temperatura va aumentando en forma radial, definiendo mucho mejor el extremo del giro cálido. En general su patrón de distribución es muy similar al de 100 m (Fig. 4.7a).

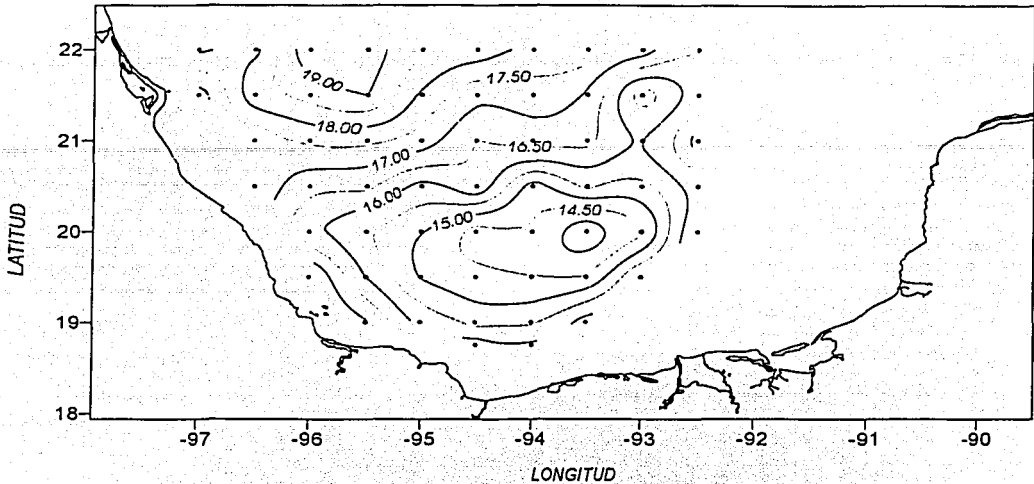


Figura 4.8a Distribución de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 150 m de profundidad.

De igual manera que en el nivel anterior, la distribución de salinidad a 150 m define mejor los rasgos de el anticiclón, ciclón. La salinidad varía de 35.80 a 36.40 ups, con menor salinidad en el centro del núcleo frío. Los máximos valores (36.40 ups) se localizan al noroeste, coincidiendo con el núcleo cálido (Figs. 4.8a y b). Por lo que a 100 y 150 m de profundidad el giro ciclónico se caracteriza por tener baja temperatura y salinidad, y el giro anticiclónico contiene agua salina y cálida.

La densidad potencial va de 26.25 a 26.75 con una distribución muy uniforme que no distingue los giros ciclónico y anticiclónico (Fig. 4.8c). Lo que indica que el efecto de la salinidad contrarresta el efecto de la temperatura.

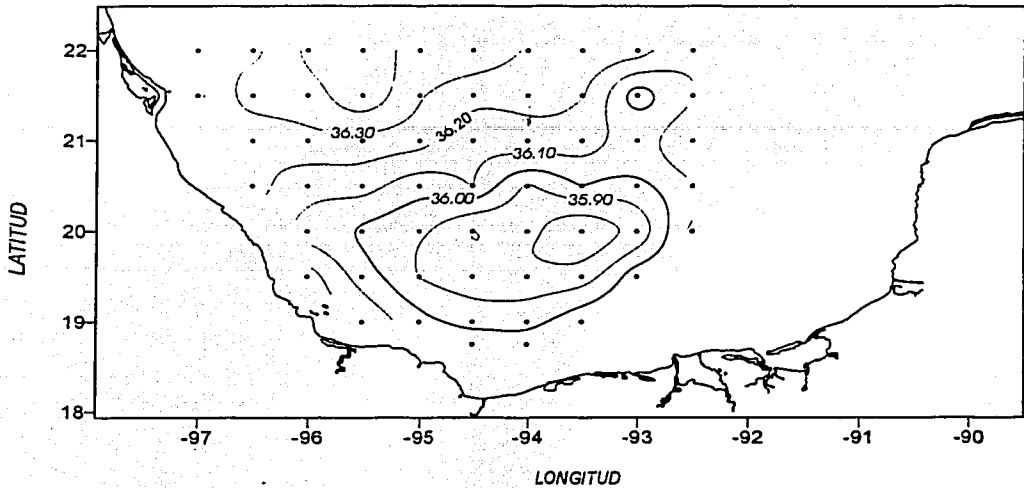


Figura 4.8b Distribución de la salinidad (ups) a 150 m de profundidad.

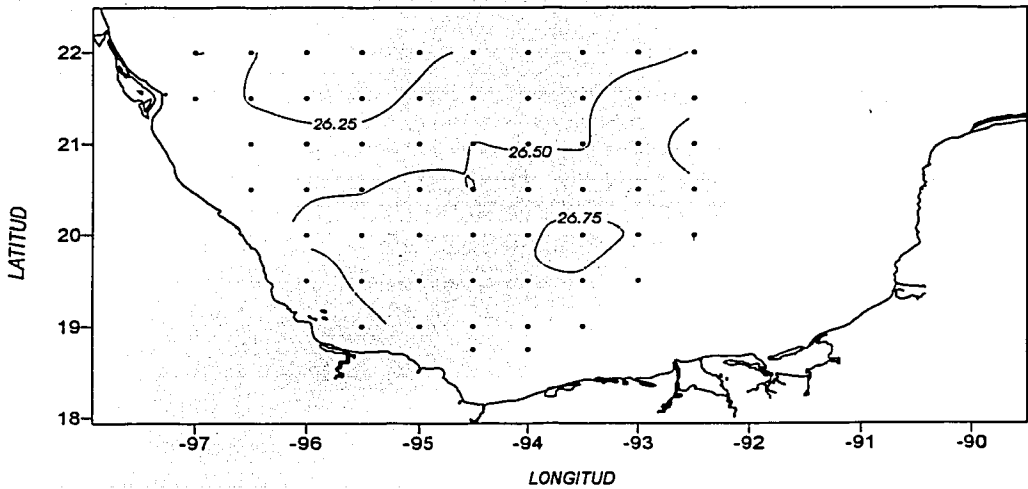


Figura 4.8c Distribución de la densidad potencial a 150 m de profundidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La temperatura a 200m de profundidad tiene valores de 13.00 a 16.00 °C teniendo prácticamente en la parte central de la zona de estudio los valores mas bajos, los cuales crecen hacia la periferia, los valores más altos se localizan entre 95.00 y 97.00 °W y entre 21.00 y 22.00 °N, asociados al anticiclón (Fig. 4.9a).

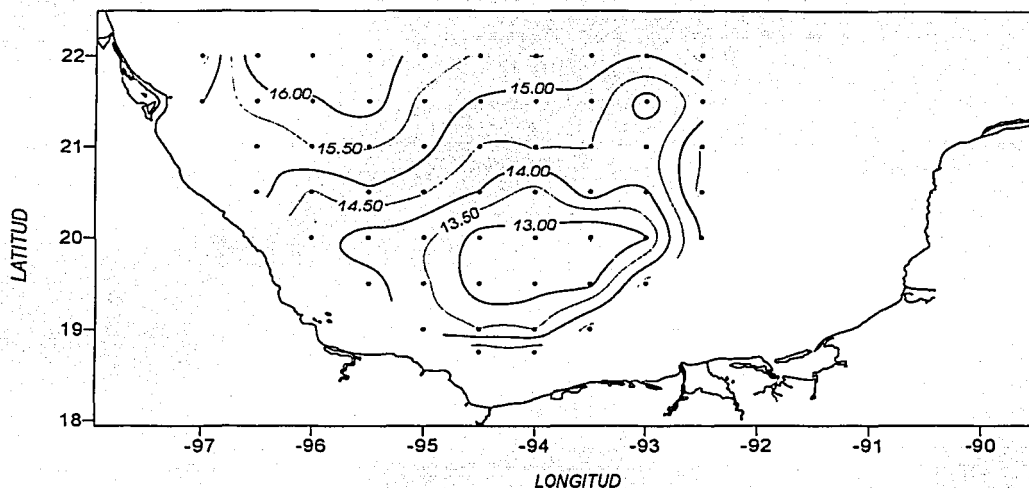


Figura 4.9a Distribución de la temperatura (°C) a 200 m de profundidad.

La distribución de la salinidad es semejante a la de la temperatura, este parámetro varía entre 35.60 y 36.10 ups. Al igual que a los 150 m la salinidad más baja se encuentra en el núcleo frío y la alta salinidad en el núcleo cálido (Fig. 4.9b).

La densidad potencial es muy homogénea con un valor de 26.75. Sin embargo, esta isopícnica tiene una forma muy similar a la isoterma de 14.50 °C y a la isohalina de 35.80 ups (Fig. 4.9c).

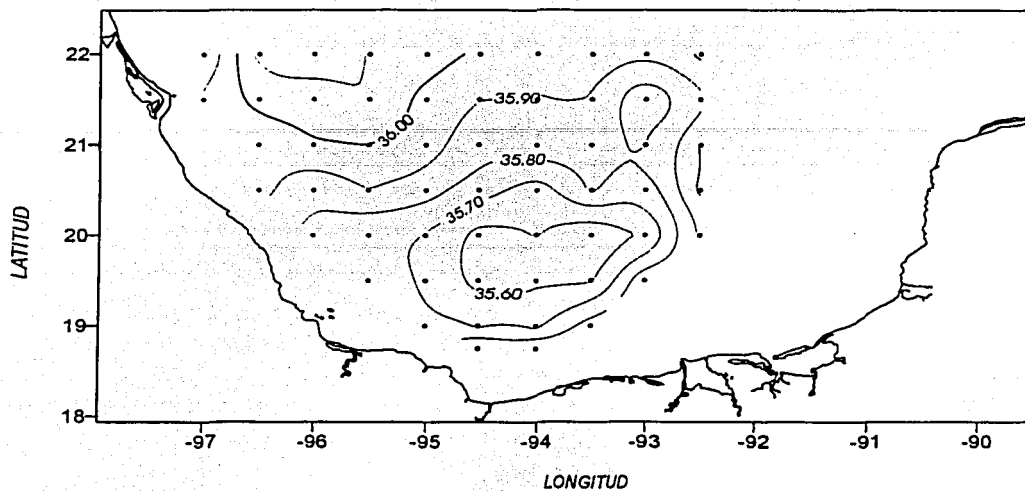


Figura 4.9b Distribución de la salinidad (ups) a 200 m de profundidad.

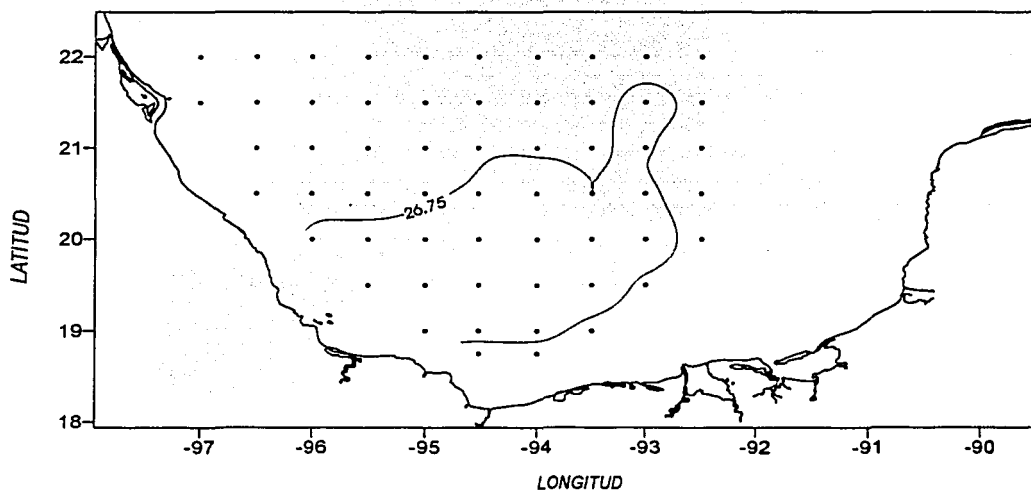


Figura 4.9c Distribución de la densidad potencial a 200 m de profundidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

A 300 m de profundidad la temperatura varía de 10.50 a 14.00 °C, que al igual que en niveles intermedios (75-200 m) se manifiestan los núcleos frío y cálido (Fig. 4.10a).

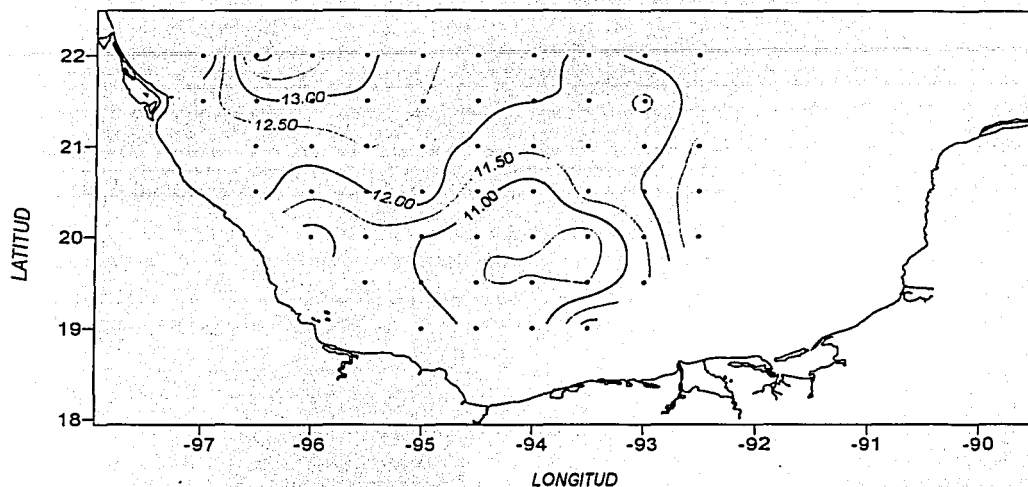


Figura 4.10a Distribución de la temperatura (°C) a 300 m de profundidad.

La salinidad se muestra con valores de 35.30 a 35.70 ups, también describiendo la estructura de núcleo con alta salinidad en el norte y baja en el sur (Fig 4.10b).

La densidad potencial tiene un valor alrededor de 27.00, debido a que las isoclasas de densidad se construyeron con un intervalo de contorno de 0.25. es notorio que la densidad potencial no varía grandemente a este nivel, ya que solo se obtuvo la isopícnica de 27.00. No obstante esta describe la estructura de la temperatura y la salinidad (Fig. 4.10 c).

ESTADO CON
FALLA DE ORIGEN

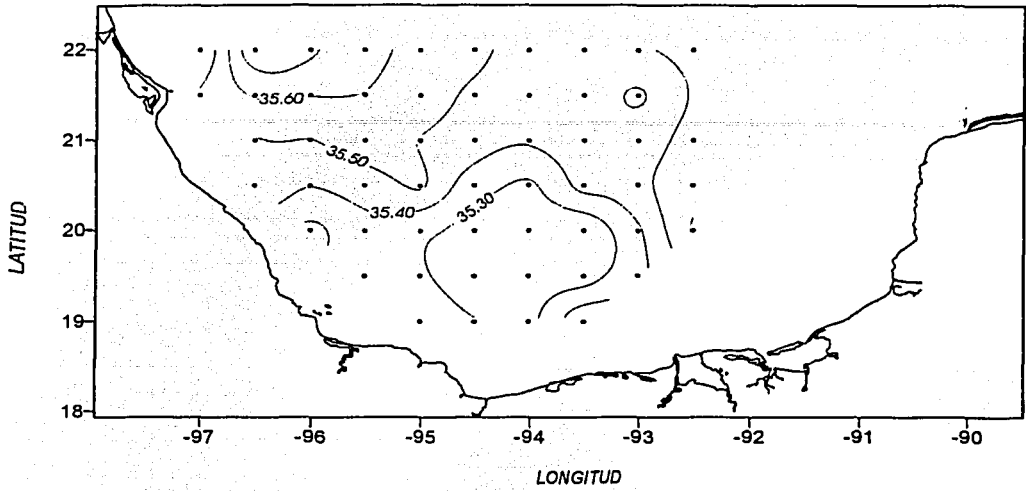


Figura 4.10b Distribución de la salinidad (ups) a 300 m de profundidad.

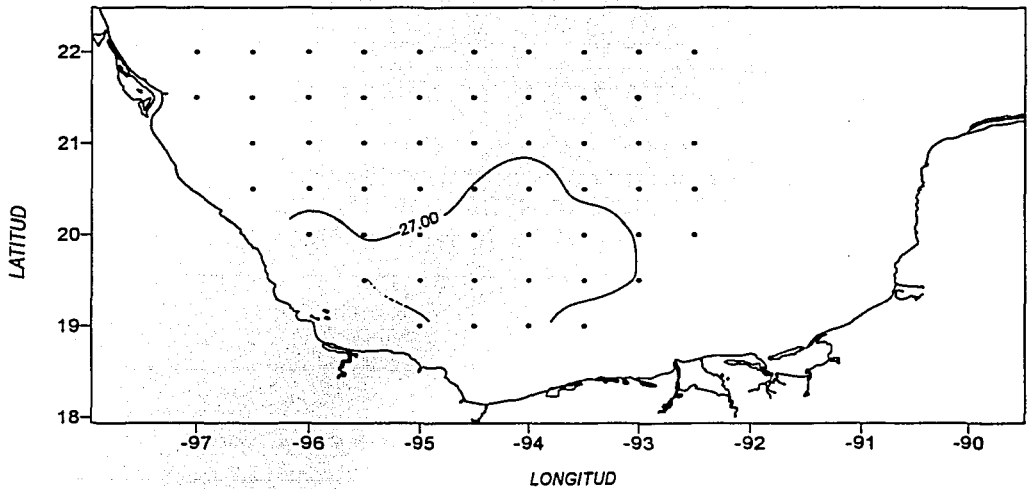


Figura 4.10c Distribución de la densidad potencial a 300 m de profundidad.

La temperatura a 400 m de profundidad toma valores entre 9.00 y 11.50 °C, y la salinidad entre 35.10 y 35.40 ups. En este nivel se tiene menos variación. Sin embargo, todavía se observa la estructura de los núcleos cálido y salino y frío y con baja salinidad (Fig. 4.11a-c).

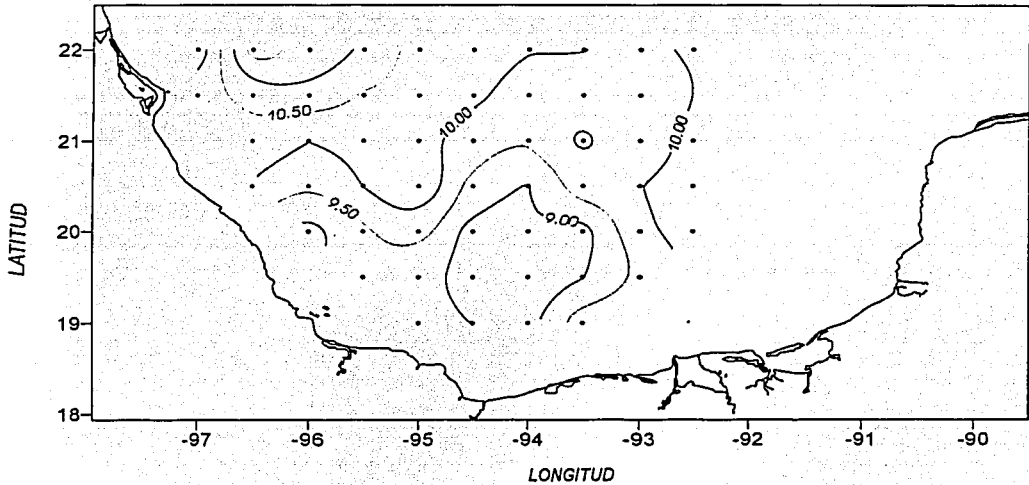


Figura 4.11a. Distribución de la temperatura (°C) a 400 m de profundidad.

Al nivel de 500 m se observa que la temperatura sólo varía entre 7.50 y 9.50 °C (Fig. 4.12a) guardando la distribución de las isotermas en forma similar al los niveles entre 75 m y 400 m. La salinidad a esta profundidad ya es prácticamente homogénea va de 35.00 a 35.10 ups (Fig. 4.12b), de la misma forma la densidad potencial que tiene un valor alrededor de 27.25 (Fig. 4.12c).

A 600 m de profundidad la temperatura tiene una variación de 1.00 °C (Fig. 4.13a). La salinidad se presenta con valores alrededor de 34.90 ups (Fig. 4.13b). Mientras que la densidad potencial muestra valores alrededor de 27.35 (Fig. 4.13 c).

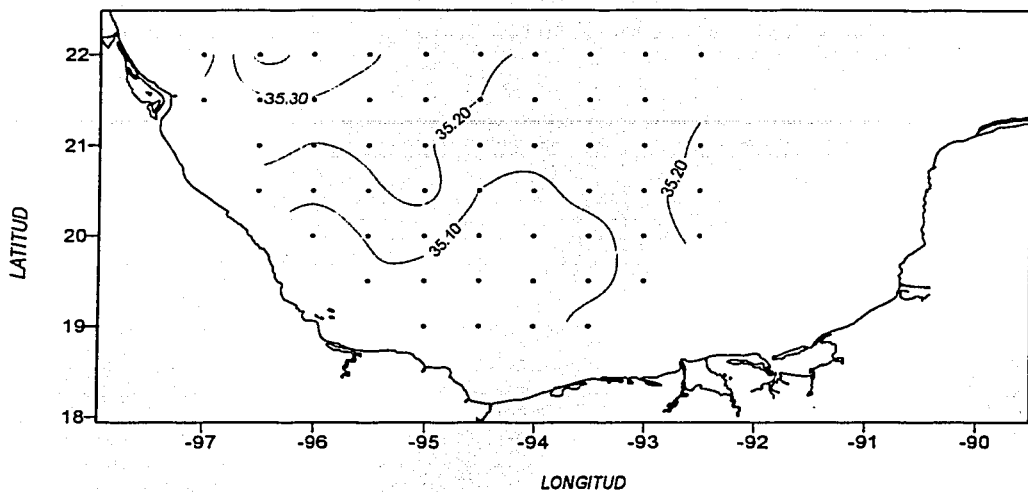


Figura 4.11b Distribución de la salinidad (ups) a 400m de profundidad.

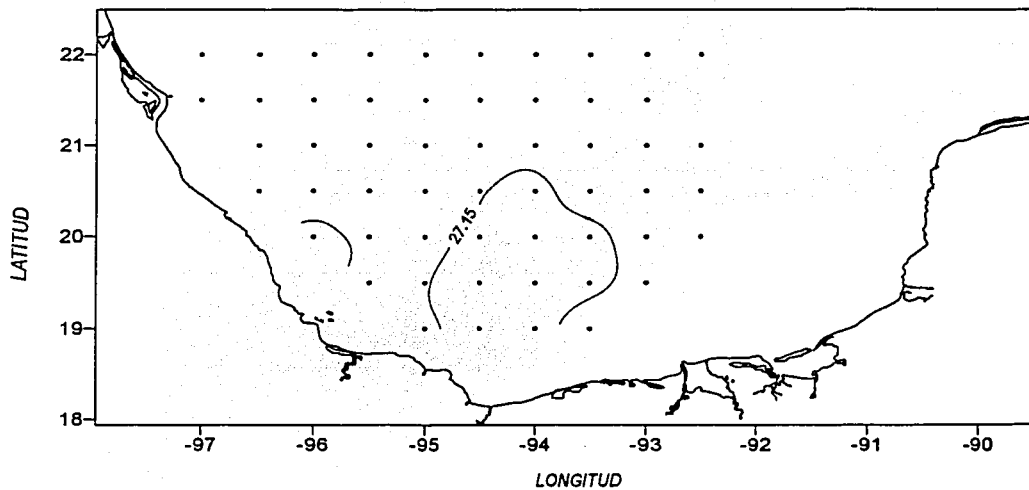


Figura 4.11c Distribución de la densidad potencial a 400m de profundidad.

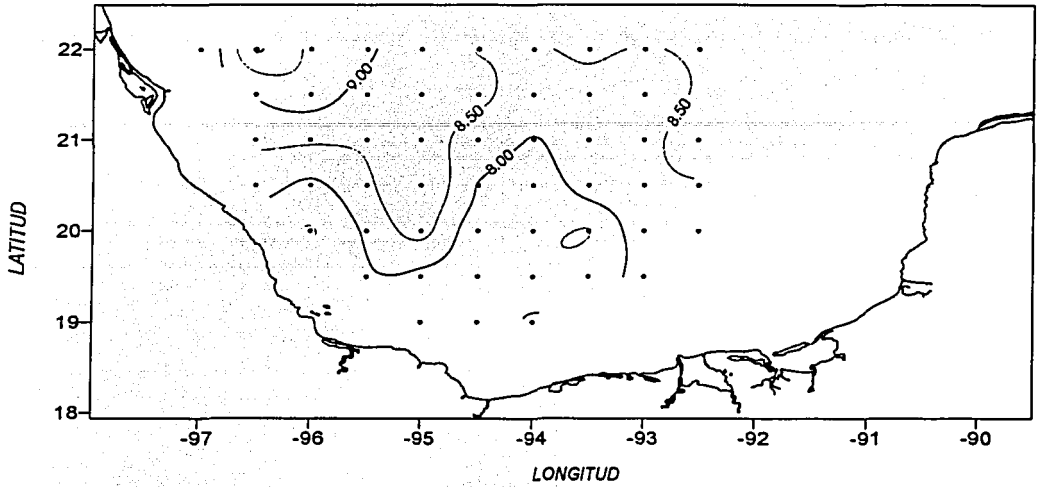


Figura 4.12a Distribución de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 500 m de profundidad.

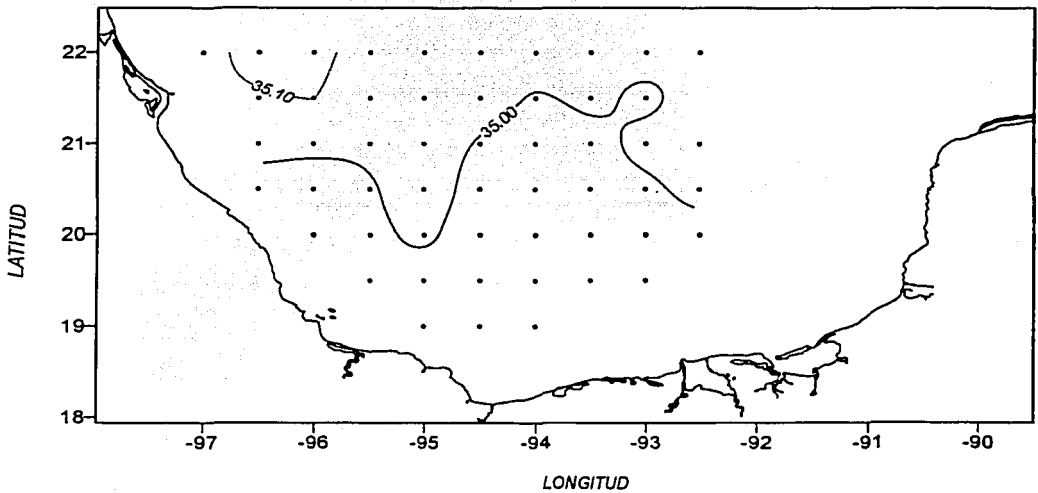


Figura 4.12b Distribución de la salinidad (ups) a 500 m de profundidad.

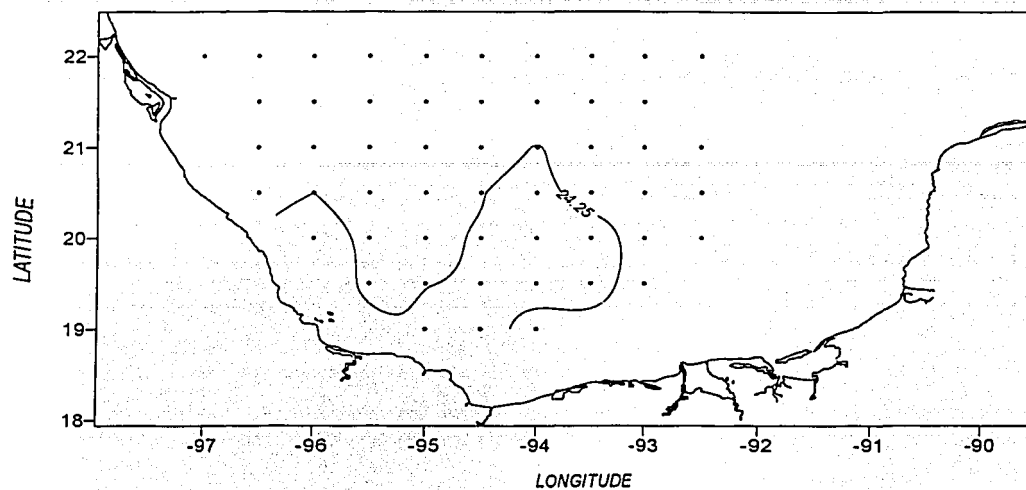


Figura 4.12c Distribución de la densidad potencial a 500 m de profundidad.

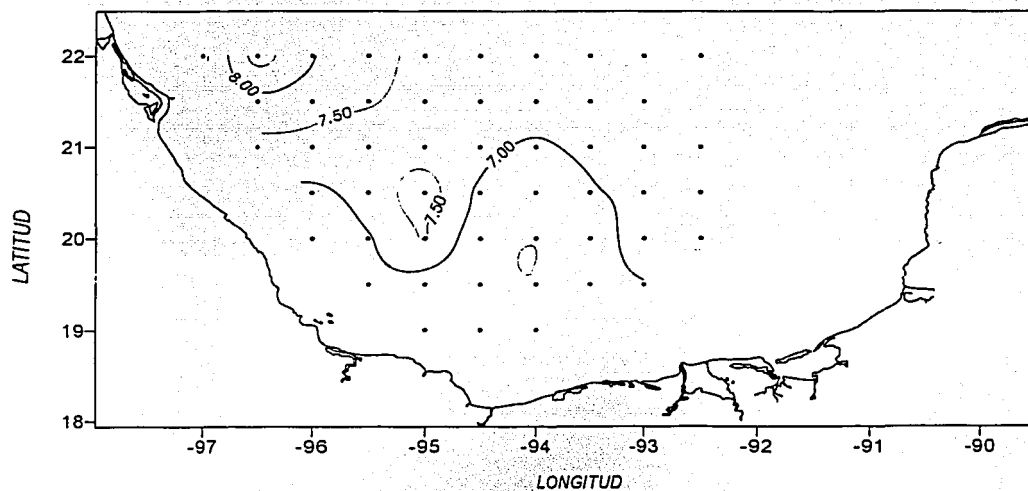


Figura 4.13a Distribución de la temperatura (°C) a 600 m de profundidad.

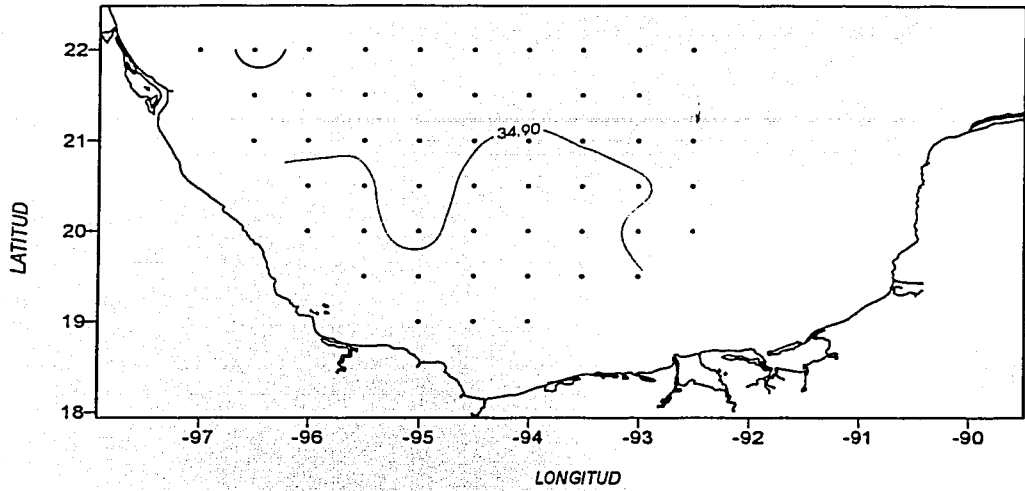


Figura 4.13b Distribución de la salinidad (ups) a 600 m de profundidad.

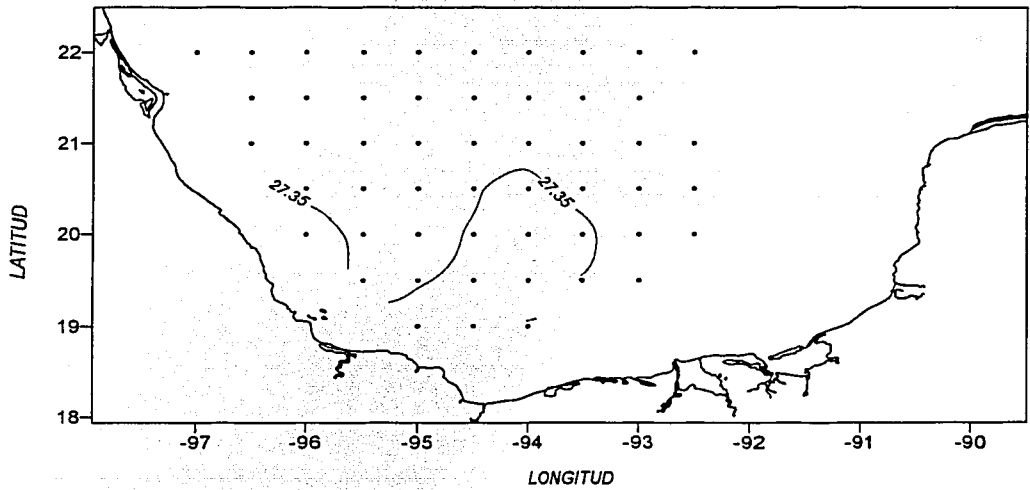


Figura 4.13c Distribución de la densidad potencial a 600 m de profundidad.

La temperatura tiene una variación de 0.50 ya que va de 5.50° a 6.00° C (Fig. 4.14a). La salinidad (no-mostrada debido a que no se dibujo una sola isohalina debido al intervalo de contorno) y la densidad potencial son prácticamente homogéneas, con valores alrededor de 34.87 ups y 27.50, respectivamente (Fig. 4.14b).

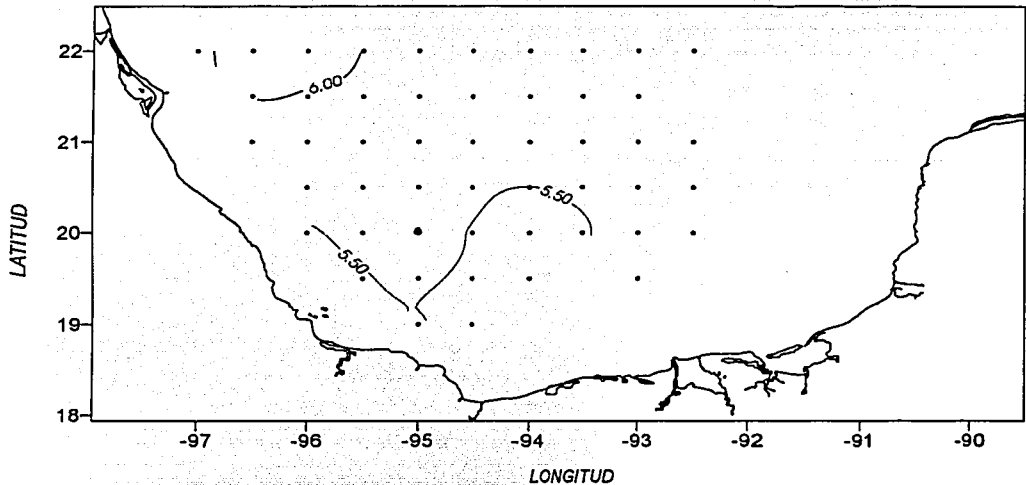


Figura 4.14a Distribución de la temperatura (°C) a 800 m de profundidad.

A partir de 500 m de profundidad, se ha observado poca variación de los parámetros hidrográficos, y a 800 m es muy evidente la presencia de la masa de Agua Intermedia Antártica (AIA), (Nowlin, 1972; Monreal-Gómez y Salas de León, 1997).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

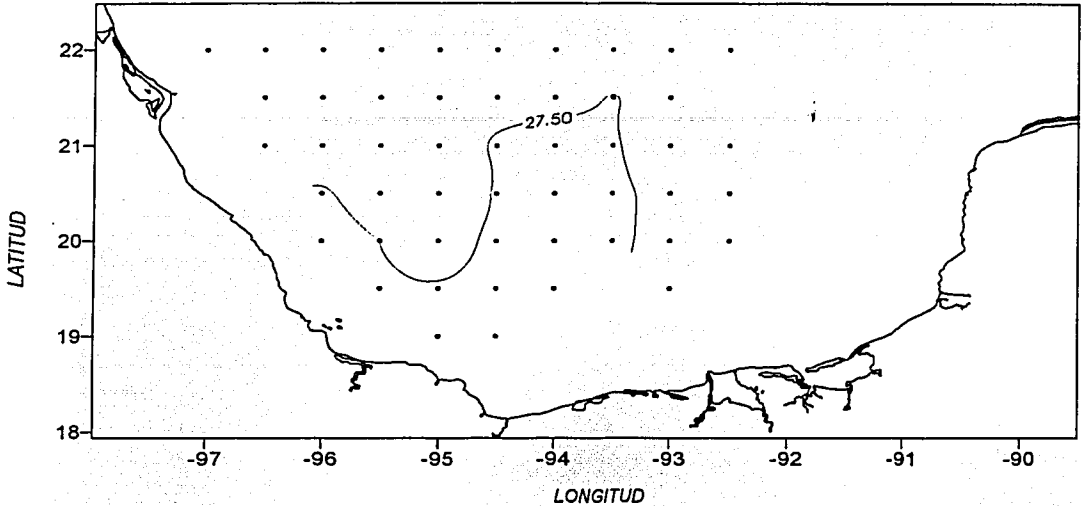


Figura 4.14b Distribución de la densidad potencial a 800 m de profundidad.

IV.2 Secciones transversales de temperatura, salinidad y densidad.

Con el fin de analizar la estructura de los parámetros hidrográficos a través de la sección transversal que cruza los núcleos frío y cálido, se trazaron las isólinas de temperatura, salinidad y densidad potencial en el transecto AA' (Fig.1.2), desde la superficie hasta 1000 m de profundidad. El intervalo de contorno es el mismo que el utilizado en los planos horizontales de la sección anterior, 0.50 °C para la temperatura, 0.10 ups para la salinidad y 0.25 para la densidad potencial.

En la sección transversal de temperatura se puede observar que la capa desde la superficie hasta los 40 m aproximadamente es muy uniforme, lo cual define la capa de mezcla. El mayor

gradiente vertical (termoclina) se encuentra alrededor de los 50 m (Fig.4.15a). A partir de los 150 m las isotermas tienden a separarse indicando un menor gradiente. Además entre las estaciones 59 y 73 a partir de los 100 m las isotermas tienden a elevarse, lo cual es una característica típica de la presencia de un giro ciclónico. Es decir es una zona de divergencia, desalojando agua del centro y otra agua más profunda debe ascender para ocupar el lugar de la que ha sido desplazada, y así garantizar la continuidad de masa. El máximo y mínimo registrados en este transecto es de 29.50 y alrededor de 4:50°C respectivamente.

El hundimiento de las isotermas próxima a la estación 3 indica la presencia del giro cálido en el noroeste de la bahía. Debido a que la mínima temperatura registrada es de 4.50 °C se puede inferir que arriba de los 1000 m no se encuentra el Agua Profunda NorAtlántica (APNA).

La sección transversal de la salinidad (Fig. 4.15b) muestra valores entre 34.80 y 36.60 ups. A partir de los 100 m de profundidad la salinidad decrece hasta los 800 m, donde se encuentra una salinidad menor a 34.90 ups. A partir de los 1000 m la salinidad aumenta, como se muestra en la Figura (4.15 b) con isohalina de 34.90 ups. Nuevamente en las estaciones 59 y 73 existe una elevación de las isohalinas y el hundimiento en la estación 3.

En la sección transversal la densidad potencial tiene un máximo de alrededor de 27.50 y en un mínimo de 22.75. Se tiene un mayor gradiente a 50 m de profundidad. La elevación de las isopicnas que ocurre entre las estaciones 59 y 73 y su hundimiento próximo a la estación 3 exhibe la presencia de los giros ciclónico y anticiclónico (Fig. 4.15c), como se ha descrito anteriormente reflejado por la temperatura.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

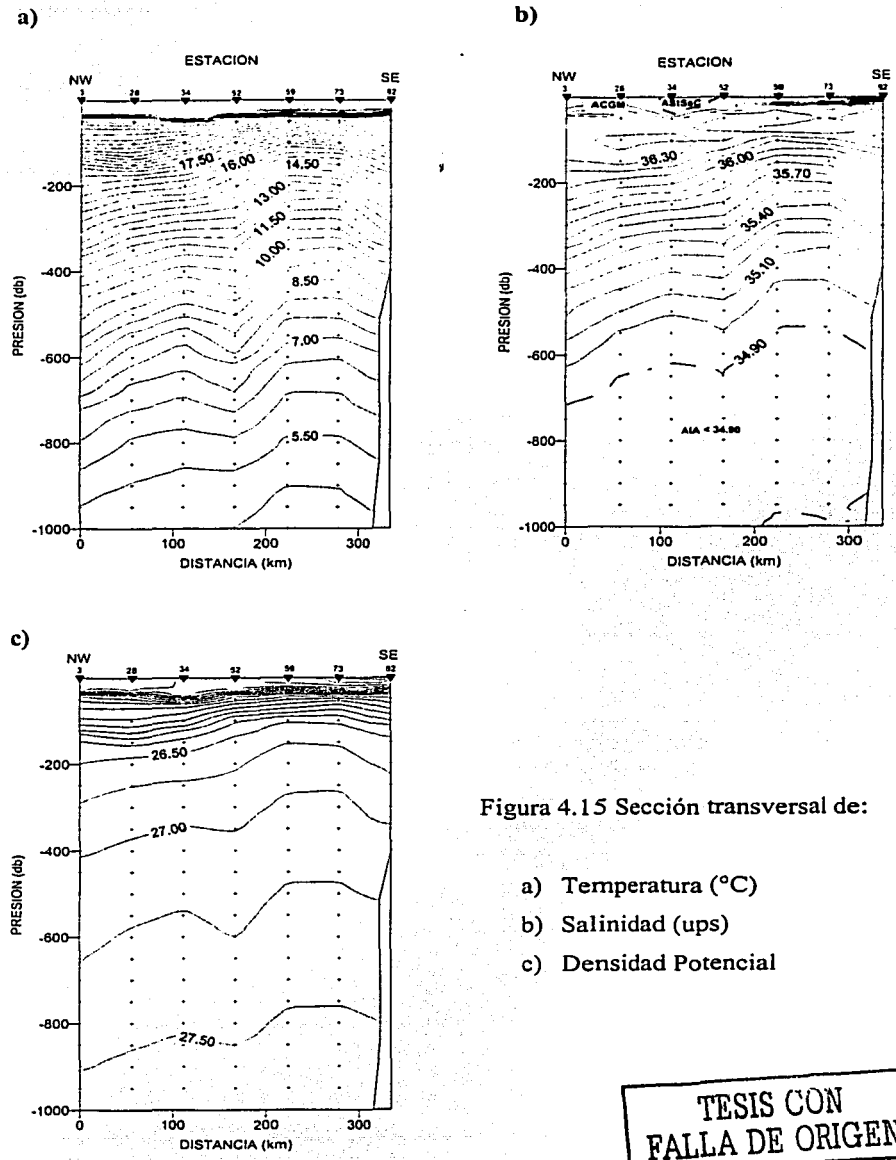


Figura 4.15 Sección transversal de:

- a) Temperatura (°C)
- b) Salinidad (ups)
- c) Densidad Potencial

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.3. Diagrama T-S, masas de agua.

Con la ayuda del diagrama T-S obtenido en la Bahía de Campeche, se puede analizar cuales son las masas de agua que ahí intervienen (Fig.4.16).

El Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (AS₁S₂C) que entra al Golfo de México a través del Canal de Yucatán; en las capas superiores con una salinidad de aproximadamente 36.60 ups y temperatura de 22.50°C, presenta una mezcla convectiva, durante el invierno, dando lugar al Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS₁S₂GM) (Elliott, 1982). Esto es debido a la presencia de los frentes fríos ("nortes") en el Golfo de México, produciendo una pérdida de calor sensible y latente en las capas superiores, produciendo una disminución de temperatura, entonces se vuelve más densa y tiende a hundirse, y se mezcla con agua de menor salinidad, por lo que ésta agua se caracteriza por tener salinidades y temperaturas de 36.40 ups y de 22°C respectivamente (Nowlin, 1972).

El Agua Común del Golfo (ACGM) también tiene como uno de los mecanismos de formación el proceso de mezcla, debido a que los movimientos convectivos afectan la máxima estabilidad estática, asociada con la parte superior de la termoclina principal (Elliott, 1982), ésta mezcla sólo afecta la capa superior. Vidal et al (1992) describen otro mecanismo para la formación del Agua Común del Golfo. Estos autores hablan sobre la colisión de un giro anticiclónico con el talud y la plataforma continental en el oeste del Golfo de México dando lugar a una zona de divergencia y convergencia horizontal, adquiriendo su salinidad y temperatura características, las cuales son alrededor de 36.40 ups y 22.5°C.

Continuando con la distribución vertical de las masas de agua, en la capa intermedia (800 m) se encuentra un remanente del Agua Intermedia Antártica (AIA), con salinidades alrededor de los 34.88 ups. Los remanentes del AIA cuyas características termohalinas originales se han modificado debido a su recorrido, entran al Mar Caribe distribuyéndose en toda la región, encontrándose en el Canal de Yucatán con salinidad de 34.85 ups, localizándola finalmente en la Bahía de Campeche. La disminución de la salinidad se debe a la difusión a lo largo de su trayectoria de este a oeste a través del Mar Caribe (Gordon, 1966).

En el Golfo de México, a mayores profundidades se encuentra el Agua Profunda NorAtlántica (APNA). Sin embargo, esta masa de agua no fue detectada en este estudio debido a que el muestreo se realizó sólo hasta los 1000 m de profundidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

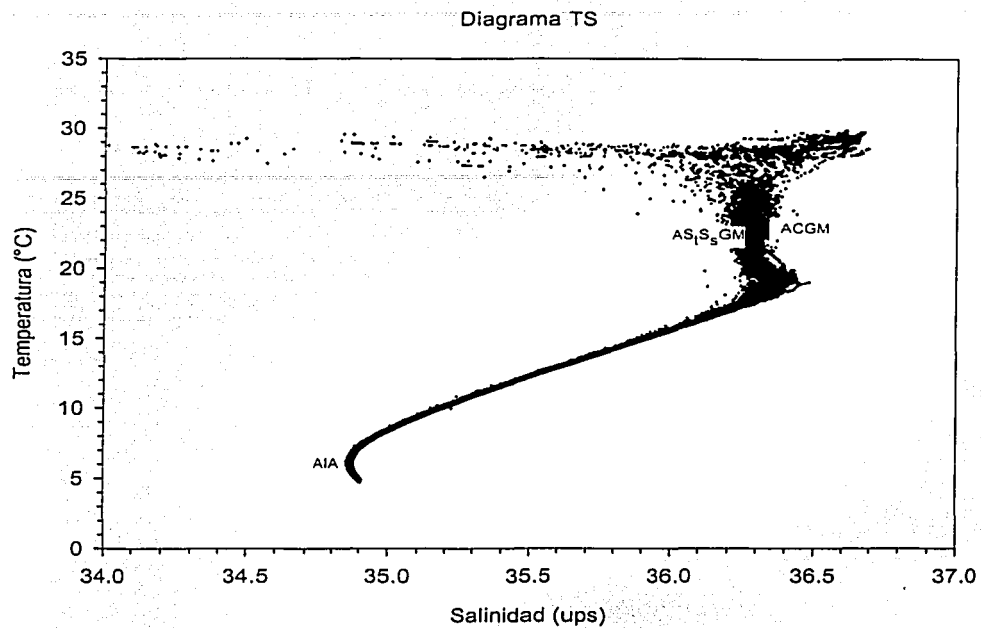


Figura 4.16 Diagrama TS

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.4.- Sección transversal de velocidad geostrofica.

Con el fin de analizar el transporte de masa a través de la frontera norte y el intercambio de la Bahía de Campeche con el resto del Golfo, se construyó la sección transversal de la velocidad geostrofica. A través del paralelo 22.00° N.

Las isotacas (líneas de igual rapidez) con intervalo de contorno de 5 cm s^{-1} muestran un intercambio de masa hacia el norte en la parte occidental. Las velocidades alcanzan hasta los 55 cm s^{-1} en la capa superficial. Hacia el este, la magnitud de la velocidad es menor sólo alcanza los 15 cm s^{-1} y la corriente es hacia el sur (valores negativos). En el talud continental al oeste de Yucatán se observan franjas de velocidad positiva (hacia el norte) en la capas inferiores (Fig. 4.17).

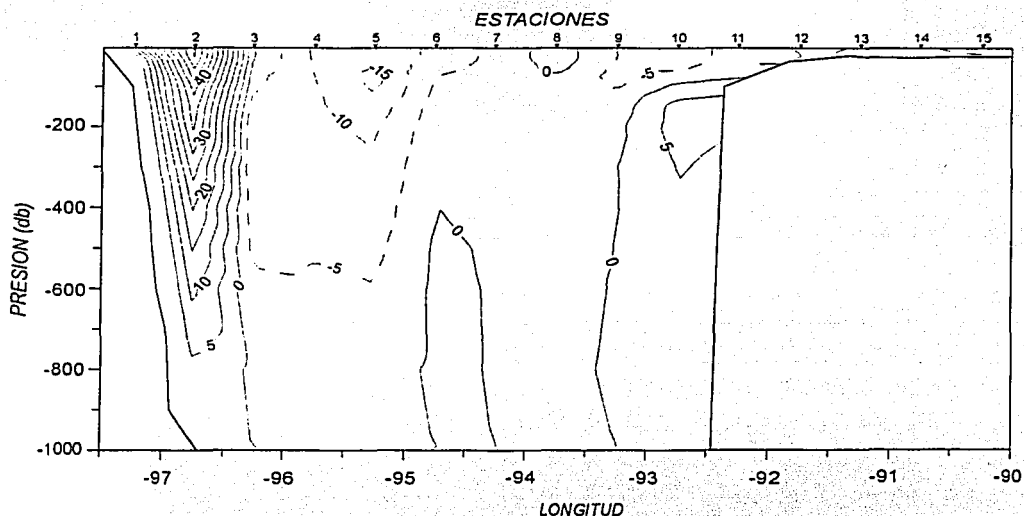


Figura 4.17 Sección transversal de la velocidad geostrofica a través del paralelo 22.00° N.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.5 Campos de velocidad geostrófica

El patrón de circulación geostrófica en la superficie, relativa a 1000 m muestra la presencia del giro ciclónico, de forma elíptica con su centro en aproximadamente (20.00 °N, 94.00 °W) y 280 km de eje mayor. La magnitud de la velocidad en la periferia del giro es de 50 cm s^{-1} . En la parte noroeste de la Bahía se muestra una corriente en dirección suroeste, tomando después una dirección noroeste, la cual es probablemente la parte sur del giro anticiclónico permanente de la costa oeste, frente a Tamaulipas. Este giro ha sido descrito en la literatura (Sturges y Blaha, 1976; Merrell y Morrison, 1981, Monreal-Gómez y Salas de León, 1997) el cual encierra agua salina y cálida, debido a que es agua que proviene de Canal de Yucatán. En la región este de La Bahía se observan corrientes de menor magnitud (Fig. 4.18).

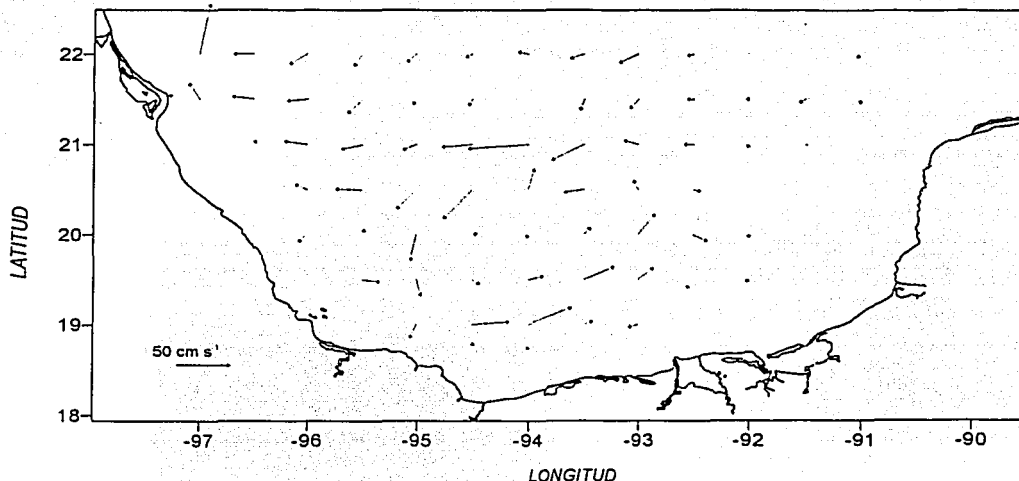


Figura 4.18 Patrón superficial de circulación geostrófica relativa a 1000 db.

A 10 m de profundidad el patrón de circulación geostrofica relativa a 1000 db es muy similar al de la superficie (Fig. 4.19).

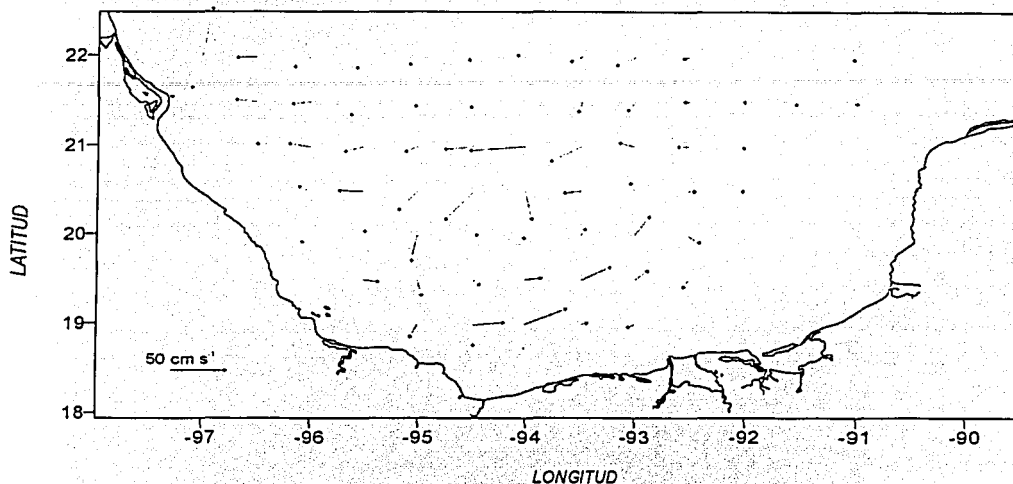


Figura 4.19. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 10 m de profundidad.

El campo de velocidad geostrofica a 20 m (Fig. 4.20) se muestra muy similar a los niveles superiores, con la diferencia que las magnitudes han disminuido. Observando el patrón de velocidad a 30 m de profundidad es notorio que aunque la circulación es similar a los niveles superiores la magnitud ha disminuido en un 20 % respecto a la superficie (Fig. 4.21), pues la rapidez en la periferia del giro ciclónico es de aproximadamente 40 cm s^{-1} .

A 50 (Fig. 4.22) y a 75 m (Fig. 4.23) la circulación es ciclónica en el sur de la bahía y anticiclónica en el noroeste con valores de rapidez de 33 cm s^{-1} en la periferia del ciclón. A niveles más profundos (100 y 150 m) el giro ciclónico cambia su forma volviéndose mas circular, y con un diámetro de aproximadamente 195 km, con su centro más al oeste que en la superficie (Figs. 4.24 y 4.25).

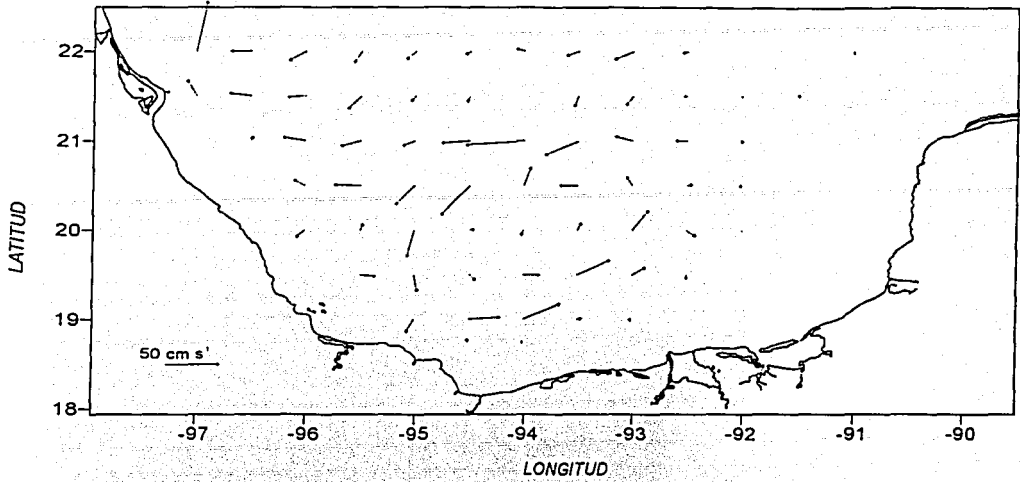


Figura 4.20. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 20 m de profundidad

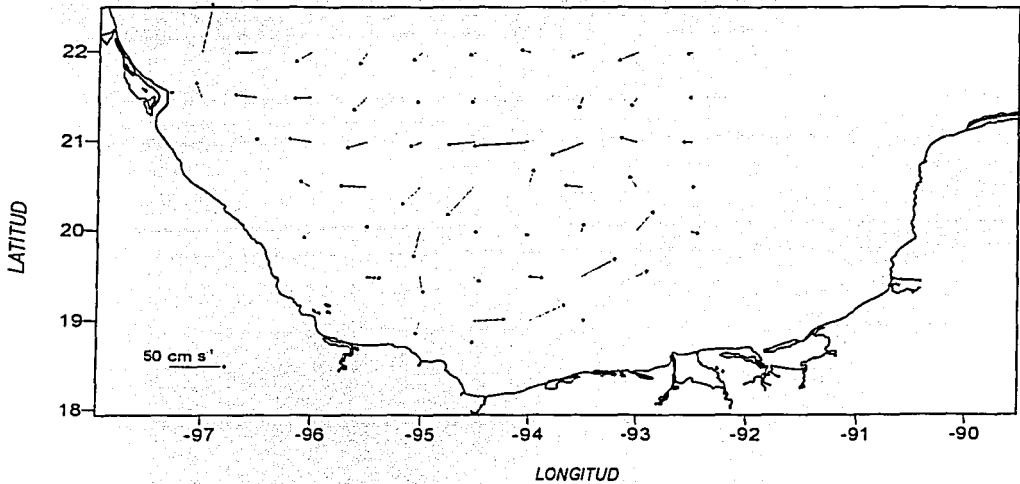


Figura 4.21. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 30 m de profundidad

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

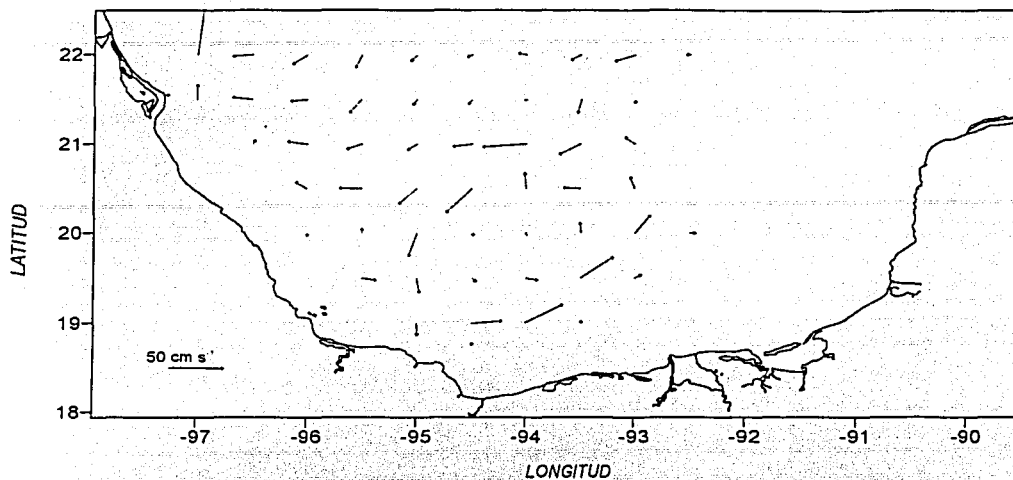


Figura 4.22. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 50 m de profundidad

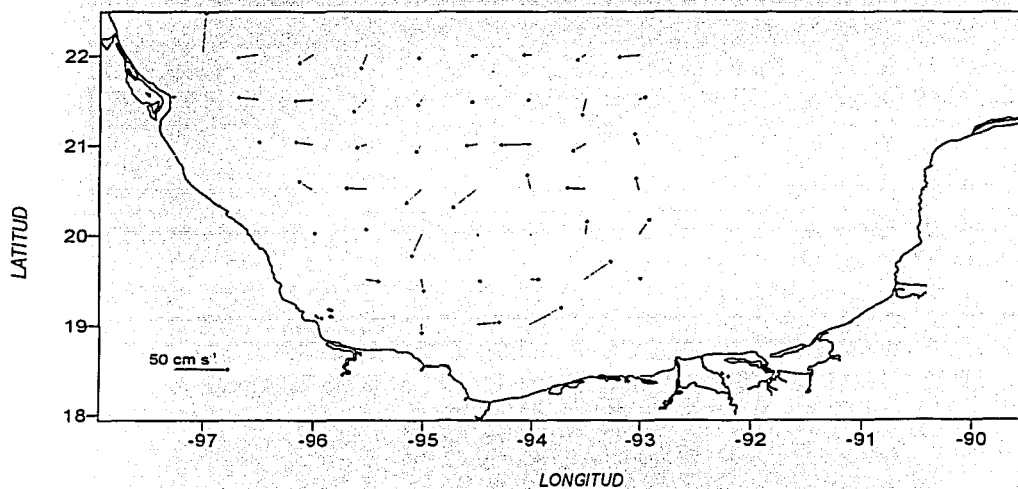


Figura 4.23. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 75 m de profundidad

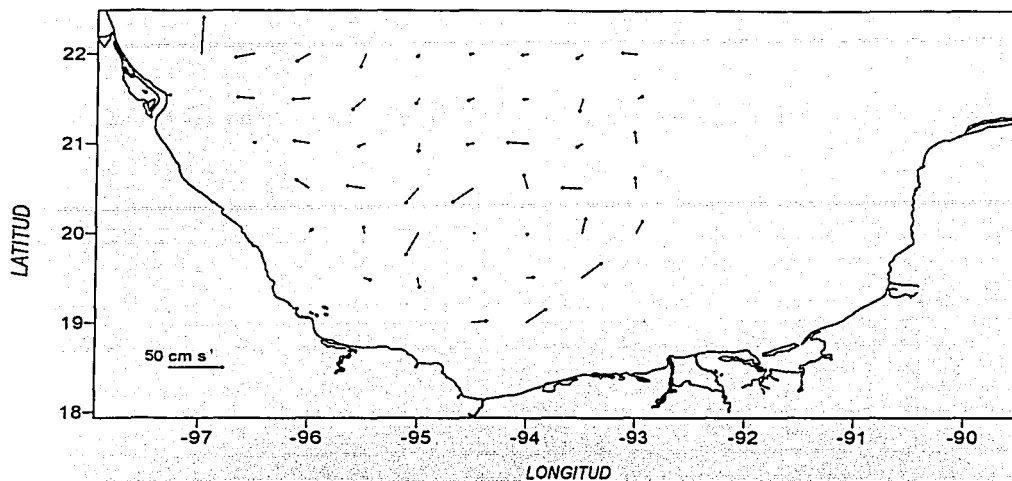


Figura 4.24. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 100 m de profundidad

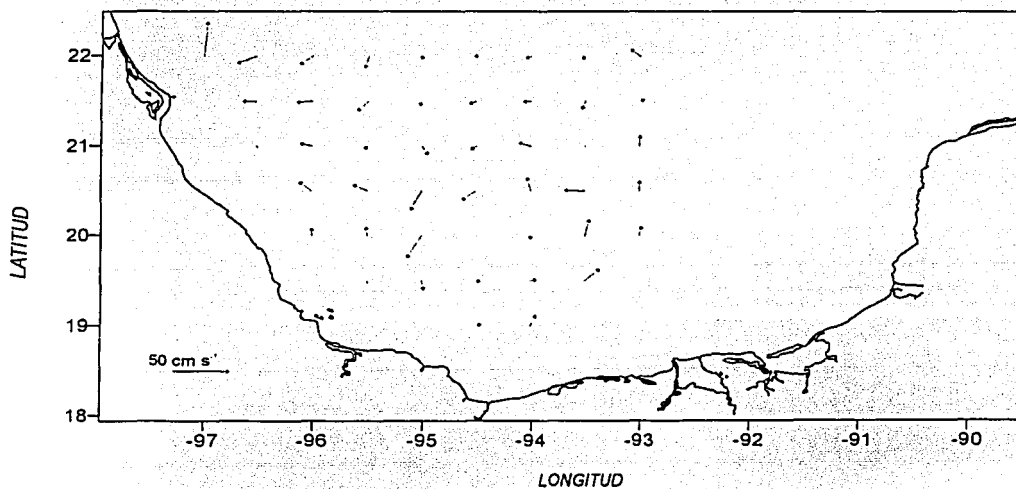


Figura 4.25. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 150 m de profundidad

El patrón de circulación geostrofica a 200 m de profundidad muestra la presencia del giro ciclónico menos definido que en los niveles superiores (Fig. 4.26). Sin embargo, los parámetros hidrográficos en la sección IV.1 revelan una distribución típica de un giro ciclónico (Fig. 4.9).

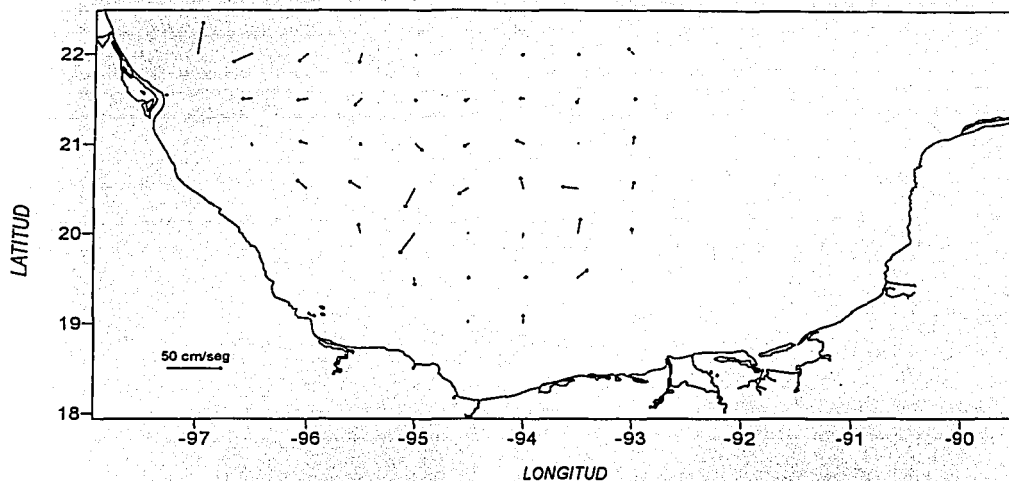


Figura 4.26. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 200 m de profundidad

En 300 m de profundidad (Fig. 4.27) el patrón de circulación es similar a los descritos anteriormente, sólo que la magnitud ha disminuido considerablemente y como se ha dejado la misma escala de la velocidad para poder comparar todos los niveles, en este caso el giro no es muy notorio. A mayores profundidades 400, 500, 600 y 800 m de profundidad (Figs. 4.28-4.31) las velocidades son del orden de 10 cm s^{-1} en la parte norte de la bahía, la cual mantuvo la magnitud con menor cambio respecto a la profundidad. La

magnitud de la velocidad en el giro ciclónico disminuyó más rápidamente con la profundidad.

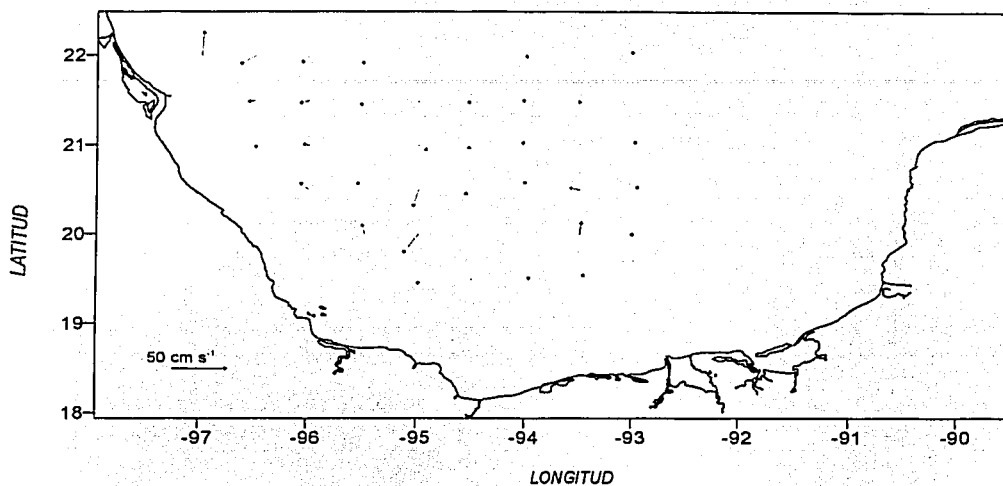


Figura 4.27. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 300 m de profundidad

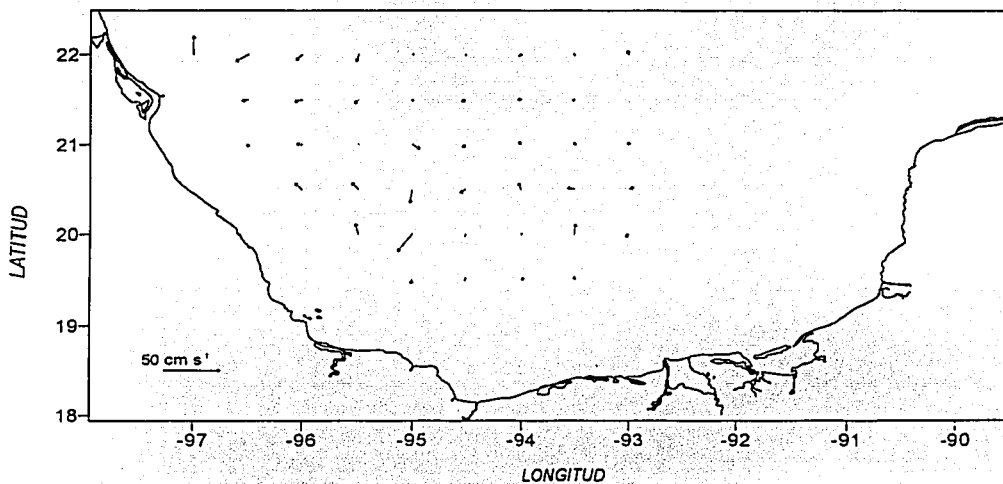


Figura 4.28. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 400 m de profundidad

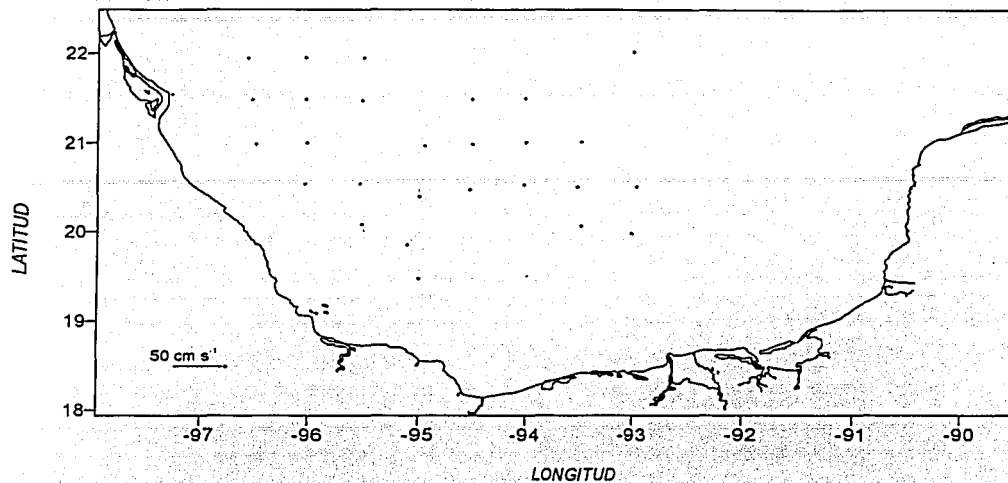


Figura 4.29. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 500 m de profundidad

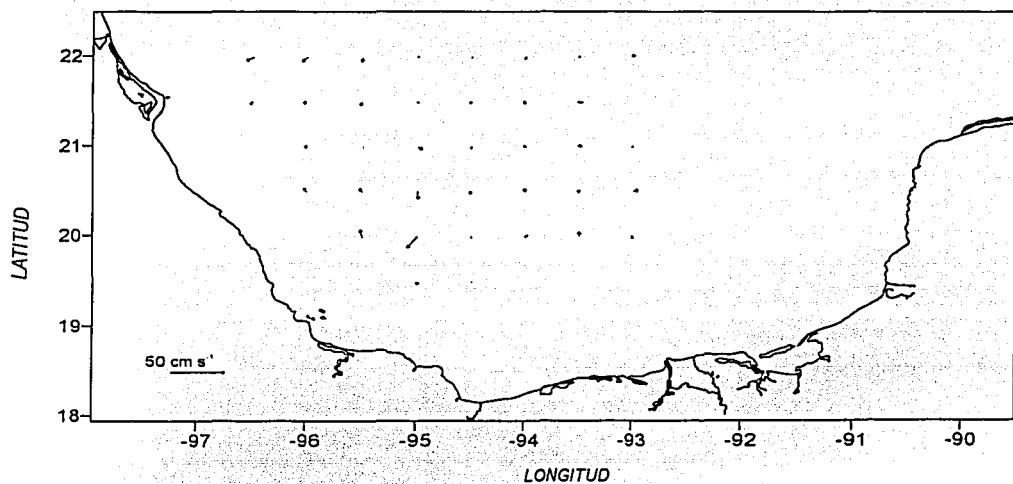


Figura 4.30. Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 db) a 600 m de profundidad

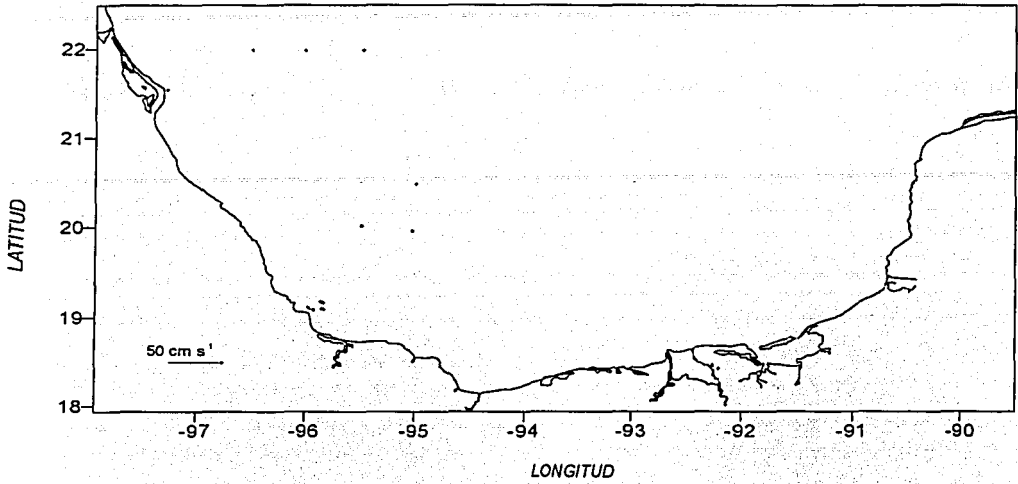


Figura 4.31. Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db) a 800 m de profundidad

CAPITULO V. CONCLUSIONES

En verano de 1996, la capa de los 1000 m de profundidad en La Bahía de Campeche estuvo ocupada por agua costera de baja salinidad y alta temperatura, Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AS₁S₂GM), Agua Común del Golfo (ACGM), y Agua Intermedia Antártica (AIA).

El patrón de circulación geostrófica estuvo dominado por un giro ciclónico baroclínico en la región sur de la bahía y una circulación anticiclónica en el noroeste, ambos se extienden en toda la columna estudiada. El giro ciclónico centrado en (20.00 °N, 94.00 °W) tiene forma elíptica y presenta un eje mayor de aproximadamente 280 km.

La circulación en la región noroccidental de la bahía forma parte del giro anticiclónico permanente del oeste del Golfo de México, que contiene agua cálida y de alta salinidad, la rapidez del agua superficial es de aproximadamente 55 cm s⁻¹.

Existe un intercambio de masa entre la bahía y el resto del Golfo con un flujo de agua entrando por la porción oriental y saliendo por la parte occidental de la región estudiada.

En la frontera (a lo largo del paralelo 22) el gradiente vertical de la velocidad horizontal es cuatro veces mayor en la región oeste que frente a la plataforma de Yucatán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En la plataforma noroeste de Yucatán, se presentó agua con temperatura superficial menor que en el resto del Golfo de México, probablemente sea el resultado del transporte de agua fría de la surgencia de Yucatán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

REFERENCIAS

- Alatorre-Mendieta M.A., F. Ruiz y D. A. Salas de León, 1987. Efectos del paso de frentes fríos atmosféricos sobre la Bahía de Campeche. Memorias de la Reunión Anual, 1987. *Unión Geofísica Mexicana A.C.*, 1986-1993 pp.
- Behringer, D.W., R.L. Molinari and J.F. Festa, 1977. The Variability of Anticyclonic current patterns in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 82 (34), 5469-5476pp.
- Cochrane, J.D., 1963. *Yucatan Channel*. Annual Report. Department of Oceanography, Texas A&M University. Ref. 63-18A, 6-11 pp.
- Cochrane, J.D., 1972. Separation of an anticyclone and subsequent developments in the Loop Current (1969) In: *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*. L.R.A. Capurro y J.L. Reid, Eds., Gulf Publishing. Co. Houston, 91-106pp.
- Cochrane, J.D. and F.J. Kelly, 1986. Low frequency circulation on the Texas-Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 91, 10645-10659pp.
- Elliott, B.A., 1982. Anticyclonic rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1292-1039pp.
- Fofonoff, N.P., and Millard, R.C.Jr., 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical papers in Marine Science, 44, 55pp.
- Gentry, R.C., P.L. Moore and A.M. Marshall, 1950. *Hoist hurricane warnings. Wather Vane Pub.*, Miami.
- Gordon, A.L., 1966. Caribbean Sea-Oceanography, In: *The Encyclopedia of Oceanography*, R.W. Fairbridge (Ed.), 175-181pp.
- Hamilton, P., 1992. Lower continental slope cyclonic eddies in the Central Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2185-2200pp.
- Manual del CTD Neil Brown Instruments Systems, 1987 B/O "Justo Sierra"; unidad a bordo y unidad sumergible, 297pp
- McLellan, H.J., 1975. *Elements of Physical Oceanography*. Pergamon Press Inc. New York, 151 pp.
- Merino.M., 1977. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence. *J. of Marine Systems*, 13, 101-121pp.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Merrell, W. Jr. and J.M.Morrison,1981. On the circulation of the Gulf of Mexico with observations from April 1978. *Journal of Geophysical Research*,86(C5), 4118-4185pp.
- Molinari, R.L., J.F. Festa and D.W.Behringer,1978. The circulation in the Gulf of Mexico derived from estimated dynamic height fields. *Journal of Physical Oceanography*, 8(6). 987-996pp.
- Monreal-Gómez, M.A. and D.A. Salas de León, 1990. Simulación de la circulación de la Bahía de Campeche. *Geofísica Internacional*, 29(2): 101-111pp.
- Monreal-Gómez M.A., D.A. Salas de León, A.R. Padilla-Pilotze, y M.A. Alatorre-Mendieta. 1992. Hydrography and estimation of density currents in the Southern part of the Bay of Campeche, Mexico. *Ciencias Marinas* 18(4): 115-133pp.
- Monreal-Gómez, M.A y D.A. Salas de León. 1997. Circulación y estructura termohalina del Golfo de México. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Unión Geofísica Mexicana* (3) 183-199pp.
- Neumann, G., W.J. Pierson,Jr, 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall International, 545 p.
- Nowlin, W.D. Jr., 1972. Winter circulation patters and property distributions. In: *Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of Mexico*. L.R.A.. Capurro y J.L. Reid, Eds., Gulf.Pub. Co., Houston 3-15pp.
- Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag new York, 624 pp.
- Pickard, G.L., and W.J.Emery.,1990. *Descriptive Physical Oceanography*. Butterworth Heinemann, 320 p
- Pond, S. and G.L. Pickard, 1978. *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press, 241 p.
- Rasón G. Y R.A Varela. 2002 *Manual de Oceanografía Física Descriptiva*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Vigo. 162 p.
- Salas de León, D.A. y M.A. Monreal-Gómez, 1986. The role of the loop current in the Gulf of Mexico fronts. In: *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, J.C.J. Nihoul, Ed. Elsevier. Amsterdam. 295-300pp.
- Salas de León, D.A., M.A. Monreal-Gómez, L. Sanvicente-Añorve y C. Flores-Coto. 1998. Influence de la Circulation á long teome sur la répartition des organismes

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- zooplanctoniques dans la Baie de Campeche, Mexique. *Oceanologica acta* 21(1): 87-93pp.
- Smith, D.C.,IV. 1986. A numerical study of loop current eddy interaction with topography in the Western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 1260-1272pp.
- Sturges, W. And J.P. Blaha. 1976. A western boundary current in the Gulf of Mexico. *Science*, 192,367-369pp.
- Sturges, W., 1993. The annual cycle of the western boundary current in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10),18053-18068pp.
- Tápanes, J.J., y F. González-Coya, 1980. Hidrometeorología del Golfo de México y Banco de Campeche. *Geofísica Internacional*, 19(4), 335-354pp.
- Vázquez de la Cerda, A.M., 1993. Bay of Campeche Cyclone. Tesis de doctorado. Texas A&M University. 91 p.
- Velasco Mendoza, H., 1989. Los giros de mesoescala en la Bahía de Campeche. Tesis de Licenciatura. Facultad de Física, U.V., 118 p.
- Velasco. Mendoza, H., 1994. Modelo numérico de circulación para la Bahía de Campeche. Tesis de doctorado. U.N.A.M. 154 p.
- Vidal, V.M.V., F.V. Vidal y J.M Pérez Molero, 1989. Atlas Oceanográfico del Golfo de México, Vol.I. Gripo de Estudios Oceanográficos, I.I.E., 415 p.
- Vidal, V.M.V., F.V. Vidal y J.M Pérez Molero, 1992. Collision of a loop current anticyclonic ring against the continental shelf slope of the western Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 97(C2), 2155-2172pp.
- Vidal, V.M.V., F.V. Vidal, A.F. Hernández, E. Meza and J.M Pérez Molero, 1994. Baroclinic flows, transports, and cinematic properties in a cyclonic-anticyclonic-cyclonic ring triad in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4) 7571-7597pp.
- Weihaupt, G.J., 1979. Exploration of the oceans: an Introduction to Oceanography. Macmillan, New York, NY (USA) 602 p.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

GLOSARIO

Altura dinámica: Representa la cantidad de trabajo realizado cuando una partícula de masa unitaria se lleva verticalmente desde un nivel de referencia a otro.

Anticiclónico: Movimiento del agua en el Hemisferio Norte (Hemisferio Sur) en sentido de las manecillas del reloj (en sentido contrario de las manecillas del reloj).

Ciclónico: Movimiento del agua en el Hemisferio Norte (Hemisferio Sur) en sentido contrario de las manecillas del reloj (en sentido de las manecillas del reloj).

Diagrama T-S: Gráfica de datos de Temperatura Vs. Salinidad registrados en una o varias estaciones hidrográficas. Lo cual permite identificar las masas de agua.

Estación Hidrográfica: Lugar en el cual se obtiene perfiles de Conductividad, Salinidad, Temperatura, en un momento dado.

Frente: Es una región entre dos masas de agua de características muy diferentes; Frente térmico, cuando existe un fuerte gradiente de temperatura; Frente halino, cuando existe un fuerte gradiente de salinidad y Frente termohalino, cuando existe un fuerte gradiente de densidad.

Isobara: Línea o superficie de igual presión.

Isohalina: Línea o superficie de igual salinidad.

Isopícnica: Línea o superficie de igual densidad.

Isotácas: Línea o superficie de igual velocidad.

Isoterma: Línea o superficie de igual temperatura.

Masa de agua: Está constituida por un gran volumen de agua que se puede identificar como proveniente de un origen común en determinada área. Está caracterizada por unos valores de temperatura y salinidad comprendidos dentro de ciertos rangos correspondientes a sus condiciones de formación. Las masas de agua se forman generalmente por interacción

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

del agua con la atmósfera, por enfriamiento y/o aumento de la salinidad de la superficie del mar.

Método Geostrófico: Se utiliza para calcular las corrientes oceánicas, suponiendo que existe un balance entre las fuerzas de Coriolis y la de gradiente horizontal de Presión.

Surgencia: Movimiento ascendente del agua.

Termoclina: Capa con un cambio abrupto en la temperatura.

Titulación: Titular es agregar mesuradamente alguna sustancia que precipite con el cloro, como el nitrato de plata. Una vez que se lleva a cabo la reacción y teniendo conocimiento de la proporción de cloro que precipita con el nitrato de plata, sabemos qué cantidad de cloro hay disuelta en el agua si conocemos la de nitrato de plata que hemos agregamos. Por supuesto la titulación no tendría ninguna utilidad si la cantidad de cloro no fuera *siempre* proporcional a la cantidad total de sales disueltas. Afortunadamente es así, gracias al largo proceso de mezcla que los océanos han sufrido desde hace millones de años. De esta forma, mediante datos experimentales se puede establecer una relación lineal entre salinidad y la cantidad de cloro -en gramos- disuelto en un kilogramo de agua marina, es decir, la clorinidad.

Ups: Es una abreviación de: unidades prácticas de salinidad definida por la UNESCO en 1978, fueron definidas de tal manera que la nueva escala coincida con la antigua de partes por mil (ppm)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN