



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Análisis de Corrientes Geostróficas en el Cañón de
Campeche, Sur del Golfo de México

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FISICO

P R E S E N T A:

LAURA IVONNE MARTÍN PÉREZ

TUTOR:

DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN



Noviembre 2011



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
Secretaría General
División de Estudios Profesionales

Votos Aprobatorios

DR. ISIDRO ÁVILA MARTÍNEZ
Director General
Dirección General de Administración Escolar
Presente

Por este medio hacemos de su conocimiento que hemos revisado el trabajo escrito titulado:

Análisis de Corrientes Geostróficas en el Cañón de Campeche, Sur del Golfo de México

realizado por **Martín Pérez Laura Ivonne** con número de cuenta **4-0306409-0** quien ha decidido titularse mediante la opción de **tesis** en la licenciatura en **Física**. Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Propietario Dr. Fermín Viniestra Heberlein

Propietario Dra. Andrea Luisa Aburto Espina

Propietario Dr. David Alberto Salas de León
Tutor

Suplente Dr. Raúl Aguirre Gómez

Suplente M. en C. Fernando Ángeles Uribe

Atentamente,

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Ciudad Universitaria, D. F., a 12 de mayo de 2011

EL JEFE DE LA DIVISIÓN DE ESTUDIOS PROFESIONALES

ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ

Señor sinodal: antes de firmar este documento, solicite al estudiante que le muestre la versión digital de su trabajo y verifique que la misma incluya todas las observaciones y correcciones que usted hizo sobre el mismo.

MAG/CZS/cigs

Dedicatoria

A mis padres Ruth Pérez G. y Manuel Martín O. que a lo largo de los años me enseñaron que la vida que uno quiere tener la debe forjar con esfuerzos, y que mas vale hacer lo que te hace feliz a ser una persona vacía por el resto de la vida, por ser esa sombra que me ha cobijado, dándome fuerza para seguir caminando y lograr las metas anheladas, por dejarme soñar despierta día a día y no ponerme peros (y si lo hicieron por callarlo, guardándose comentarios que pudiesen ser contraproducentes), por dejarme ser una persona libre llena de dudas y decisiones, por motivarme a ser como ellos, por no dejar que me rindiera y al contrario darme las armas para luchar día a día. Por ser ellos... tan peculiares y llenos de vida. Por estar a mi lado y darme la mano en los momentos difíciles, por eso y muchas cosas más, las cuales no se alcanzan a escribir más que en un libro mucho mas grande que este trabajo, les dedico este pedacito de esfuerzo e inspiración, los quiero, y sepan que este es solo el principio de una serie de logros por venir.

En los momentos de crisis, sólo la imaginación es más importante que el conocimiento

(Albert Einstein)

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, por que desde el principio, fue un honor pertenecer a ella, y con el paso de los años esto solo se ha reafirmado.

Al Dr. David Alberto Salas de León, por haber contestado un simple correo concertando una cita la cual, sin saberlo, sello el inicio de este trabajo, llevándome a conocer un nuevo mundo tan lleno de preguntas y respuestas, tan desconocido y a la vez tan familiar. Gracias por creer en mí, por su apoyo y paciencia, por los comentarios hechos y los guardados, por las innumerables tardes de platicas y conocimientos, por eso y más muchas gracias.

A los sinodales: Dr. Fermín Viniegra Heberlein, Dra. Andrea Luisa Aburto Espina, Dr. Raúl Aguirre Gómez, M. e C. Ferando Ángeles Uribe, por ser parte de mi formación académica, por dedicarme su tiempo al leer este trabajo, además de sus preguntas, comentarios y observaciones.

También me gustaría agradecer los consejos recibidos a lo largo de este tiempo a la Dra. Adela Monreal Gómez, que de una manera u otra ha aportado un granito de arena a mi formación.

A mis padres, que sin ellos este trabajo no hubiese sido posible, por estar ahí apoyándome siempre, por enseñarme el amor al estudio, por dejarme hacer locuras y comprender que todos somos diferentes.

Al oso (Carlos) por que... bueno por estar ahí siempre aguantando mi buen y mal humor, por alimentarme cuando se me olvidaba que eso era necesario, por abrazarme cada que la frustración hacia de las suyas, por no rendirse conmigo, por no preguntar y no esperar respuestas, por motivarme a seguir y apoyarme cada que fue necesario. Por pasear a la Tasha cada noche que me quede trabajando, ahora me toca a mi... te amo.

A todos los amigos que conocí desde mi llegada a esta gran, hermosa y deslumbrante ciudad, a

aquellos que no dejaron que el frío, la tristeza y la soledad causaran estragos, a los que estuvieron ahí en las muchas tardes para hacer tareas, y no se diga noches de estudio, tan llenos de platicas, risas y hasta llantos, por estar ahí para mí como espero haber estado para ustedes. Gracias por los años que han pasado y todos los que vendrán. Los quiero mucho y nunca los olvidaré.

A mis compañeros y amigos del Laboratorio de Oceanografía Física y Procesos Oceánicos, por abrirme los brazos y darme una bienvenida como solo ustedes podrían dar, tan llena de tardes de café y galletas, platicas que parecen interminables, por su visión, motivación y optimismo, por los comentarios acertados que me han ayudado en los momentos más críticos de este trabajo.

A los proyectos PROMEBIO y Cañón, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

A todos aquellos que influyeron en mi vida para llevarme a este camino. Algunos están aún conmigo y otros solo quedan en mis recuerdos y en el corazón. Sin importar en donde estén o si alguna vez llegan a leer esto, quiero darles las gracias por formar parte de mí.

*Lo último que uno sabe, es por donde empezar
(Blaise Pascal)*

Índice

Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivo General.....	3
1.2 Área de estudio.....	3
Capítulo 2. Corrientes Geostróficas.....	6
2.1 Fuerzas externas.....	7
2.1.1 Fuerza de Coriolis.....	7
2.1.2 Fuerza de gravedad	9
2.2 Fuerzas internas.....	10
2.2.1 Fuerza Gradiente de presión.....	10
2.3 Fuerza de fricción.....	12
2.4 Ecuación de Movimiento.....	13
2.5 Aproximación Geostrófica.....	15
2.6 Ecuación Hidrostática.....	16
2.7 Superficies Geopotenciales.....	17
2.8 Topografía Dinámica.....	19
2.9 Velocidad geostrófica relativa.....	20
2.10 Limitaciones de las ecuaciones geostróficas.....	26
Capítulo 3. Hidrografía.....	28
3.1 Datos Hidrográficos.....	28
3.2 Obtención de datos Hidrográficos.....	29
3.3 Representación de datos Hidrográficos.....	30
Capítulo 4. Resultados.....	32
4.1 Distribución horizontal de isolíneas.....	32
4.1.1 Temperatura.....	32
4.1.2 Salinidad.....	34
4.1.3 Densidad.....	37

4.2 Secciones verticales de temperatura, salinidad y densidad.....	39
4.3 Diagramas T-S, masas de agua.....	47
4.4 Campos de velocidad geostrófica.....	50
4.5 Secciones transversales de la velocidad geostrófica.....	54
Discusión.....	57
Conclusiones.....	60
Glosario.....	61
Referencias.....	65

Capítulo 1

Introducción

El océano al igual que la atmósfera, son fluidos geofísicos, es decir fluidos estratificados a gran escala en constante movimiento bajo la influencia de diferentes fuerzas como el esfuerzo de viento, la atracción gravitacional, la fuerza de Coriolis generada por la rotación de la Tierra y las resultantes de la atracción gravitacional del Sol y la Luna sobre la Tierra.

Así bien, las fuerzas que controlan la dinámica del océano se pueden dividir en dos clases; 1) las que causan el movimiento y 2) las que resultan del movimiento. De acuerdo a estas, existen diferentes movimientos, entre los que se destacan: el termohalino, resultado del cambio en la densidad del agua en una región delimitada según la temperatura y/o la salinidad; el que es producido por el viento, es el que genera mayor circulación superficial; el derivado de la corriente de marea que es esencialmente horizontal y genera ondas internas y otros movimientos como las ondas de Rossby (Pond y Pickard, 1997).

De dichos movimientos surge la circulación en el océano; la cual presenta categorías muy distintas en lo que se refiere a su velocidad y dirección; así como, su importancia y repercusiones en el medio (Cifuentes *et al.*, 1997; Pond y Pickard, 1997).

La circulación oceánica es importante, ya que se relaciona con la distribución de calor en el planeta, con la distribución y abundancia de especies de importancia comercial, con el transporte y resuspensión de nutrientes para los organismos, con el transporte de sedimentos, con la contribución de obras marítimas, con la distribución de los aportes continentales relacionados a la contaminación ambiental y con aspectos ligados a la navegación (Tolmazin, 1985; Pérez, 1995).

Para el estudio de las corrientes oceánicas se emplean métodos directos e indirectos:

- Los directos se dividen en dos tipos 1) Lagrangiano, por ejemplo un flotador de deriva, que proporciona una aproximación del movimiento de las partículas y 2) Euleriano como son los perfiladores de tipo Doppler que miden la velocidad y dirección de la corriente en un punto fijo a diferentes profundidades.
- Los indirectos son los que a través de parámetros físicos se estima la velocidad y dirección de la corriente, uno de ellos es el método geostrófico (método dinámico).

El método geostrófico se basa en considerar la dinámica del océano con respecto a una profundidad de no movimiento la cual es determinada por el equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis (equilibrio geostrófico) en el cual las partículas se mueven a lo largo de las isobaras (isolíneas de igual presión). Puesto que la presión a cualquier profundidad esta determinada por el peso de la columna de agua encima del punto, por lo tanto, esta relacionado a la forma de la superficie del mar (Pickard y Emery, 1982; Stowe, 1983; Tomczak, 2000), generando procesos hidrodinámicos como formación de ondas internas, giros ciclónicos y anticiclónicos, afloramientos y convergencias de flujos (Monreal Gómez y Salas de León, 1997), entre otros.

La zona del Cañón de Campeche es una de las características fisiograficas más relevantes en el borde de la plataforma continental del sur del Golfo de México, pasa de una profundidad promedio de 30 m en la parte de la plataforma, hasta más de 2000 m en la parte central del cañón en menos de 5 km, estas diferencias en profundidad, junto con las diferencias de densidad en sus aguas, presentan condiciones importantes para estudiar las corrientes geostróficas y la estabilidad del agua de mar; así como, para identificar zonas de posible formación de ondas internas y giros ciclónicos y anticiclónicos, los cuales condicionarían la estructura de las corrientes en la parte este de la Bahía de Campeche (Rosales Navarro, 2003). Por lo anterior, es importante el estudio de las corrientes geostróficas en la zona del Cañón de Campeche.

En este estudio se trabajará con la base de datos de temperatura, salinidad y presión obtenida durante la campaña oceanográfica CAÑON 3 realizada a bordo del B/O (Buque Oceanográfico) “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México, llevada a cabo del 1 al 12 de diciembre del 2009, para así poder evaluar la circulación geostrófica y los movimientos en los flujos

sobre el Cañón de Campeche.

1.1 Objetivo General

A partir de la base de datos de temperatura, salinidad y presión calcular las corrientes geostróficas en el Cañón de Campeche.

1.2 Área de estudio

El área de estudio se le conoce como el Cañón de Campeche el cual fue originado por fracturas en el talud de Campeche que se prolongan hasta la plataforma continental de Yucatán. Está situado entre las latitudes $20^{\circ} 12'$ a $21^{\circ} 36'$ N y longitudes $92^{\circ} 24'$ a $93^{\circ} 24'$ W, al sur del Golfo de México (Fig.1.1), frente a las costas de Campeche y Tabasco, en el lado oeste de la plataforma de Yucatán.

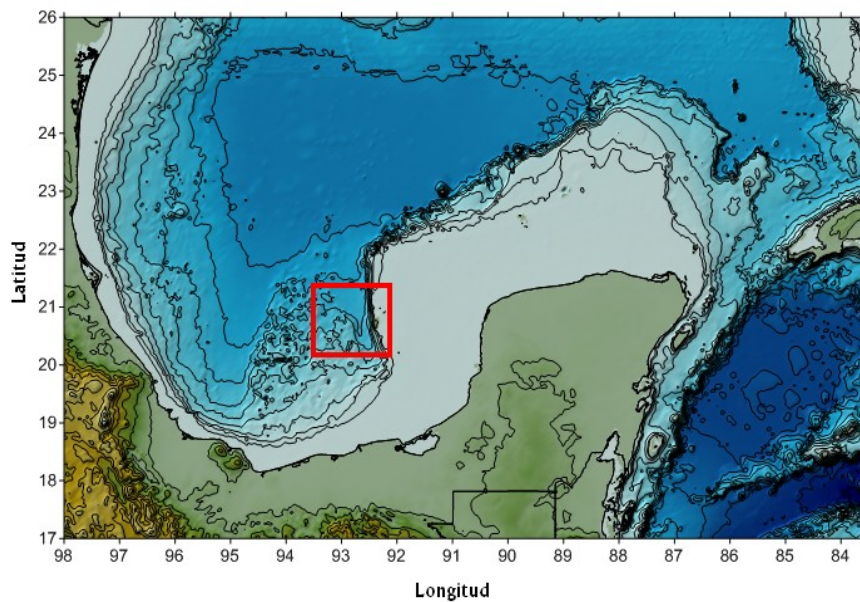


Fig. 1.1 Batimetría del Golfo de México y ubicación del Cañón de Campeche.

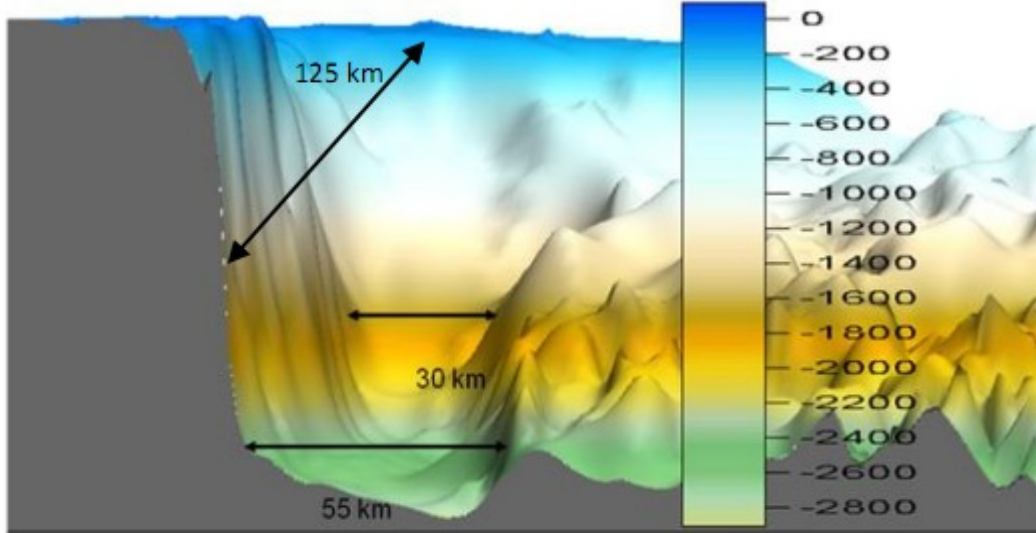


Fig. 1.2 Batimetría del Cañón de Campeche.

Es de origen tectónico y data del Jurásico, con 125 km de longitud y 55 km de ancho en la parte mas profunda y 30 km de ancho en la cabeza (Fig. 1.2), esta clasificado como dinámicamente ancho (Rosales Navarro, 2007) y, es una región topográficamente compleja.

El área de estudio no presenta influencia directa de aporte de ríos, ni un frente halino y es afectada principalmente por la Corriente de Lazo que es más intensa en verano; así como, por una corriente de intrusión (Vazquez de la Cerda, 1979) que se dirige hacia el sur desde la plataforma de Yucatán. El agua cerca del cañón puede moverse en la vertical a lo largo de su eje, favoreciendo la formación de giros (Ardhuin *et al.*, 1999). Durante el verano, cuando se produce la surgencia topográfica en el este de la plataforma de Yucatán; se mueve agua rica en nutrientes hacia el oeste a lo largo de la picnoclina sobre el banco de Campeche (Merino, 1997), provocando un transporte significativo que llega al cañón, formando un giro anticiclónico el cual produce un hundimiento en la isotermas hasta 300 m de profundidad, forzando la formación de un giro ciclónico al sur del cañón (Salas de León *et al.*, 2004).

En el verano de 1999 un estudio hidrográfico mostró temperaturas superficiales cercanas a los

30 °C y una capa de mezcla de 40 m de espesor; bajo esta capa se encontró un núcleo cálido de 29°C con un diámetro de 70 km y otro frío con temperatura de 25 °C a 21 °C aproximadamente, los cuales están asociados a la presencia de un par anticiclón-ciclón muy bien definidos desde los 40 hasta los 300 m de profundidad. Entre ambos núcleos se forma un frente térmico que puede inducir alta productividad (Monreal Gómez *et al.*, 2004). Se ha propuesto que este giro es de origen local y que la circulación geostrofica tiene una corriente hacia el sur en el talud, la cual va disminuyendo con la distancia hacia el oeste, produciendo un gradiente en la magnitud de la velocidad que da origen a un giro anticiclónico.

Los datos se obtuvieron de la campaña oceanográfica Cañón 3 realizada del 1 al 12 de diciembre del 2009, a bordo del B/O Justo Sierra (Fig. 1.3) de la Universidad Nacional Autónoma de México.



Fig. 1.3 B/O Justo Sierra.

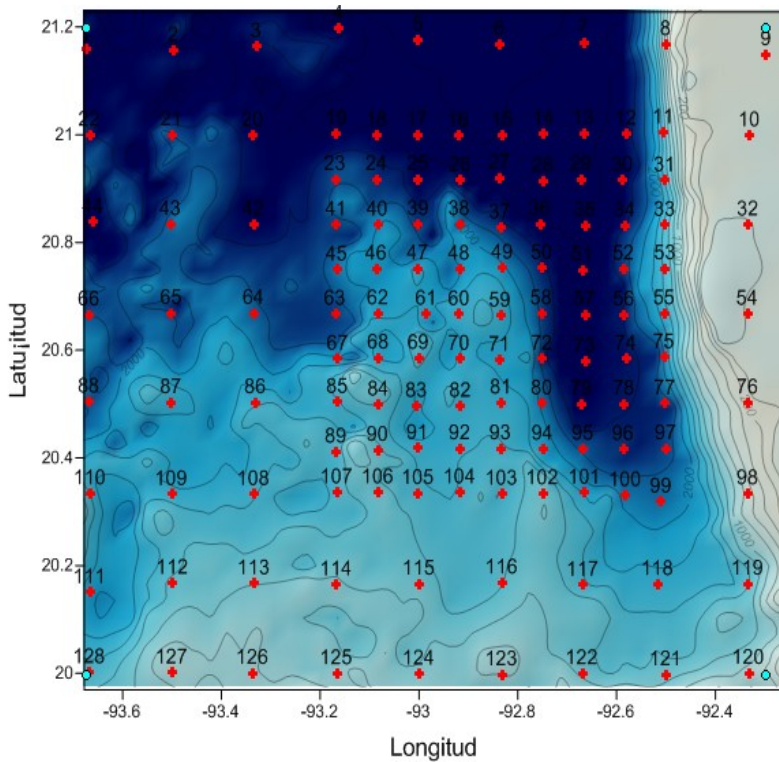


Fig. 1.4 Malla de estaciones y batimetría (m) del Cañón de Campeche.

Se dividió la zona de estudio en 9 transectos perpendiculares al eje del Cañón y 8 transectos transversales al eje del Cañón, conformando una red de 128 estaciones (Fig. 1.4). En cada punto de la malla se tomaron datos de temperatura, conductividad y presión con un CTD SEABIRD SBE 9 PLUS.

Capítulo 2

Corrientes Geostróficas

En cuanto las aguas inician su movimiento en el interior del océano lejos de la superficie, del fondo y de las fronteras laterales, para distancias que exceden las decenas de kilómetros y para escalas de tiempo mayores a algunos días, los gradientes de presión horizontal en el océano están en un balance casi completo con la fuerza de Coriolis, siempre perpendicular a la velocidad de la corriente, que resulta de los movimientos horizontales, este balance se denomina “geostrófico” y a las corrientes resultantes se les llaman “corrientes geostroficas”.

Esto se deriva a partir de la ecuación que describe el movimiento en el océano es decir, la 2ª Ley de Newton (2), la cual expresa la conservación del momento (es decir, el producto de la masa por la velocidad) en la forma:

$$\frac{d}{dt}(m \vec{v})=0 \quad (1)$$

$$\vec{F}=m \vec{a} \quad (2)$$

Expresada en términos de fuerza por unidad de masa $F' = F/m$, así que $F' = \frac{d\vec{v}}{dt}$, donde $\vec{v}=(u, v, w)$ es la velocidad expresada en sus componentes a lo largo de los ejes x, y y z . Esta ley es válida para un sistema inercial, esto es, para un sistema estacionario o que se mueve con velocidad constante. En la oceanografía, los sistemas de coordenadas giran conjuntamente con la Tierra. Por lo tanto se observa que la aceleración de las partículas de agua es el resultado directo de la combinación de fuerzas que la presión, la fuerza de Coriolis, la fricción, el viento y la gravedad tienen sobre ella. Se pueden clasificar estas fuerzas en varios grupos:

- Fuerzas externas o de superficie, las cuales actúan por contacto.
- Fuerzas internas también conocidas como fuerzas de cuerpo, las cuales actúan a distancia y sobre todas las partículas de agua.

- Fuerzas de fricción son importantes sólo cerca de la costa, la superficie o fondo del océano.

2.1 Fuerzas externas

2.1.1 Fuerza de Coriolis

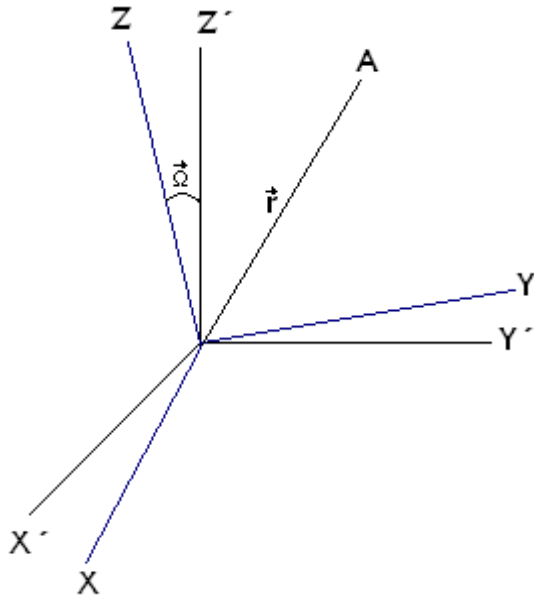


Fig. 2.1 Sistema de referencia en rotación respecto a un sistema fijo.

La fuerza de Coriolis es una fuerza aparente producida por la rotación de la Tierra; la magnitud de la Fuerza de Coriolis es proporcional a la rapidez del flujo y se dirige perpendicularmente a la dirección de dicho flujo, desviando las corrientes a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Se incluye en las ecuaciones hidrodinámicas gracias a la importancia de expresar los movimientos en la atmósfera y en el océano y se refiere a un sistema coordenado fijo respecto a la superficie terrestre. La expresión matemática de la fuerza de Coriolis se obtiene mediante la (Fig.

2.1), donde el sistema gira con velocidad angular $\vec{\Omega}$ respecto al sistema x', y', z' . Así, se define el vector de posición del punto A como:

$$\vec{r}' = x' \hat{i}' + y' \hat{j}' + z' \hat{k}' \quad \text{o bien como} \quad \vec{r} = x \hat{i} + y \hat{j} + z \hat{k} \quad (3)$$

donde $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ son los vectores unitarios en dirección x, y, z y $\hat{i}', \hat{j}', \hat{k}'$ son los vectores unitarios en las direcciones x', y', z' respectivamente. Así, la aceleración de la partícula para cada sistema es:

$$\vec{a}' = \frac{d^2 \vec{r}'}{dt^2} = \frac{d^2 \vec{x}'}{dt^2} \hat{i}' + \frac{d^2 \vec{y}'}{dt^2} \hat{j}' + \frac{d^2 \vec{z}'}{dt^2} \hat{k}' \quad \text{y} \quad \vec{a} = \frac{d^2 \vec{r}}{dt^2} = \frac{d^2 \vec{x}}{dt^2} \hat{i} + \frac{d^2 \vec{y}}{dt^2} \hat{j} + \frac{d^2 \vec{z}}{dt^2} \hat{k} \quad (4)$$

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 como:

$$\vec{a} = \vec{a}' - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) - \frac{d\vec{\Omega}}{dt} \times \vec{r} \quad (5)$$

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

La aceleración debida al efecto de Coriolis es:

$$\vec{a}_c = \frac{\vec{F}_c}{m} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} \quad (6)$$

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:

$$\vec{a}_c = -2 \times \vec{\Omega} \times \vec{v} = -2 \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \Omega_x & \Omega_y & \Omega_z \\ u & v & w \end{bmatrix} \quad (7)$$

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

De la (Fig. 2.2) se obtienen las componentes de la velocidad angular $\vec{\Omega}$: $\Omega_x = 0$, $\Omega_y = \Omega \cos \phi$ y $\Omega_z = \Omega \sin \phi$; donde ϕ es la latitud en el punto de observación. Sustituyendo en la ecuación anterior se tiene:

$$\vec{a}_c = (-2w\Omega \cos \phi + 2v\Omega \sin \phi)\hat{i} + (-2u\Omega \sin \phi)\hat{j} + (2u\Omega \cos \phi)\hat{k} \quad (8)$$

En un movimiento a mesoescala en el océano $w \ll u, v$ por lo que el primer término de la componente \hat{i} es despreciable, entonces se tiene:

$$\vec{a}_c = (2v\Omega \sin \phi)\hat{i} + (-2u\Omega \sin \phi)\hat{j} + (2u\Omega \cos \phi)\hat{k} \quad (9)$$

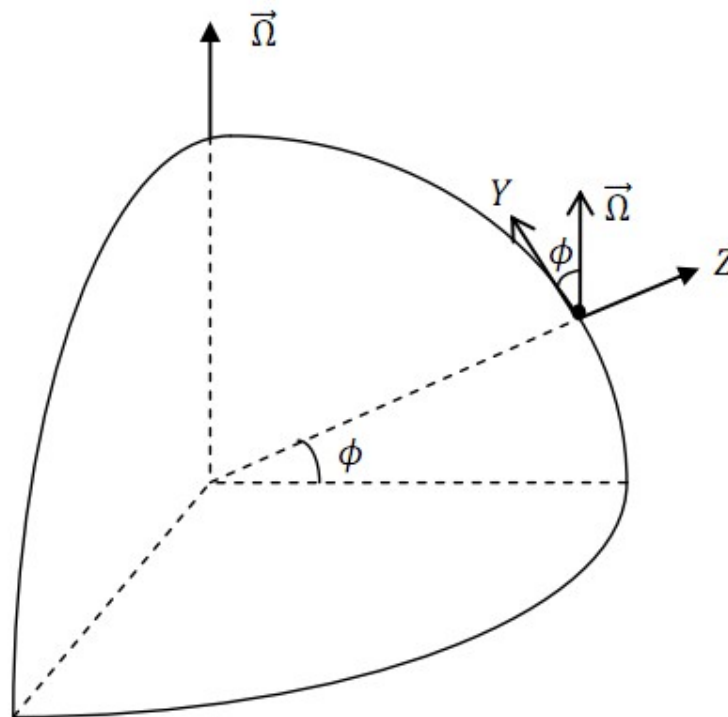


Fig. 2.2 Componentes de la velocidad angular $\vec{\Omega}$.

2.1.2 Fuerza de Gravedad

La fuerza de gravedad es el resultado de la atracción de la Tierra sobre la masa del cuerpo en la cercanía de la superficie terrestre. Además debido a la rotación de la Tierra, se genera la aceleración centrífuga, la gravedad aparente que es la resultante de la atracción gravitacional Newtoniana desviada por la componente de la aceleración centrífuga $(\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}))$ en una dirección dada.

En la Fig. (2.3) se observa la resultante de la aceleración centrífuga y la gravedad terrestre; conocida como gravedad aparente (\vec{g}_a) , la cual es menor a la gravedad terrestre (\vec{g}) y no está dirigida hacia el centro de la Tierra (McLellan, 1965). Los valores máximos de la aceleración centrífuga son solo el 0.3% de la aceleración gravitacional. La diferencia, $[\vec{g}_a - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r})]$ es conocida como la aceleración (\vec{g}) de un cuerpo cayendo libremente en la tierra (sin fricción). Por lo que de aquí en adelante se combina $[\vec{g}_a - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r})]$ como \vec{g} , en la superficie de la tierra depende solo de la posición geográfica; es máxima en los polos (donde la aceleración centrífuga desaparece y \vec{g}_a es máxima debido a que el radio polar es menor que el radio ecuatorial) y es

mínima en el ecuador (donde la aceleración centrífuga es máxima y \vec{g}_a es mínima). Sin embargo, la variación de \vec{g} del polo al ecuador es solo del 0.5% por lo que pueden ser despreciables; así como, las variaciones tan pequeñas con la profundidad por debajo de las superficies del mar, por lo que se toma el valor de g como una constante de 9.81 m s^{-2} .

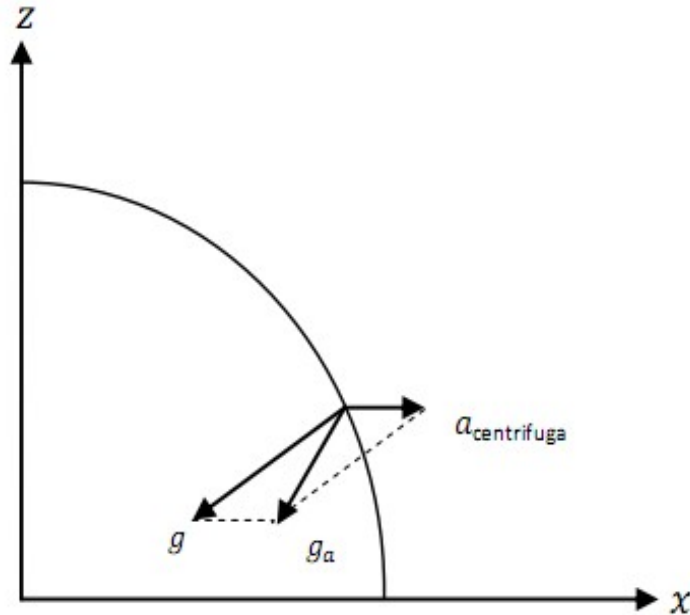


Fig. 2.3 Efecto de la rotación terrestre sobre la atracción gravitacional.

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

$$\vec{a}_g = \frac{\vec{F}_g}{m} = -g \hat{k} \quad (10)$$

donde g es la gravedad terrestre más los efectos de rotación de la tierra que la modifican. El signo negativo es gracias a la forma que se definió el marco de referencia es decir con z positivo hacia arriba.

2.2 Fuerzas internas

2.2.1 Fuerzas de 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

debido a la elevación o disminución de la temperatura; o bien por evaporación y precipitación originando en el caso del agua de mar, una variación de la salinidad.

Para establecer la expresión de la fuerza debido al gradiente de presión, consideramos un cubo cuyos lados sean paralelos a los ejes coordenados y de dimensiones dx, dy y dz (Fig. 2.4).

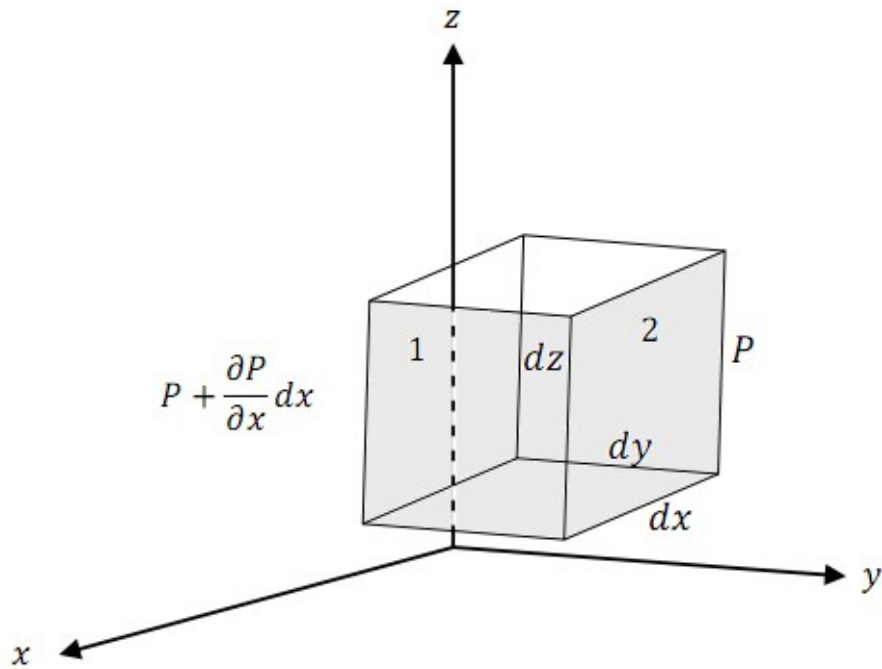


Fig. 2.4 Variación de la presión en x .

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

$$P + \frac{\partial P}{\partial x} dx \tag{11}$$

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

$$f_{Px} = P dy dz - \left(P + \frac{\partial P}{\partial x} dx \right) dy dz \tag{12}$$

$$f_{Px} = - \frac{\partial P}{\partial x} dx dy dz \quad (13)$$

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

$$a_{Px} = \frac{f_{Px}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (14)$$

donde a_{Px} es la aceleración debida al gradiente de presión y ρ es la densidad del agua de mar.

De forma similar para las direcciones y y z , se obtienen:

$$a_{Py} = \frac{f_{Py}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (15)$$

$$a_{Pz} = \frac{f_{Pz}}{m} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (16)$$

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

$$\vec{a}_{GP} = \frac{\vec{F}_{GP}}{m} = - \frac{1}{\rho} \nabla P \quad (17)$$

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

2.3 Fuerza de fricción

En un fluido perfecto el gradiente de presión es la única fuerza originada por el propio fluido; esto es, que no surgen hasta que el movimiento se ha generado y por lo general tiende a oponerse al movimiento, en lugar de mantenerlo. En el caso de un fluido real como la atmósfera o el océano, las fuerzas de fricción actúan como fuerzas restauradoras del reposo.

Los efectos friccionales surgen por la naturaleza molecular del fluido, por el viento sobre la superficie del mar, cuando la corriente choca con fronteras sólidas como la costa o entre masas de agua diferentes. En la obtención de una expresión para resolver la fricción es necesario considerar la

fuerza de un pequeño elemento del fluido asociado a la naturaleza molecular del fluido y las diferencias de velocidad dentro de este.

La fuerza de fricción neta por unidad de masa de un fluido en dirección x esta dada por:

$$F_x = \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (18)$$

La cantidad $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ es la viscosidad cinemática molecular, $\nu = \nu(S, T, P)$ y un valor típico de ν es $10^{-6} m^2 s^{-1}$ con un intervalo que va de 0.8 a 1.8 veces este valor.

Al derivar la expresión para F_x se debe suponer que el fluido es incompresible y los términos de la forma $\left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)$ serán despreciados debido a que son pequeños comparados con los que se obtiene en casos reales en el océano.

El movimiento de fluidos geofísicos puede ser turbulento; esto es, que son muy irregulares en el espacio y el tiempo, por lo que es imposible obtener soluciones exactas para el océano, ya que las condiciones de frontera y el estado en que inicia el fluido no pueden conocerse completamente.

2.4 Ecuación de movimiento

La ecuación de movimiento resulta de la suma de cada una de la fuerzas analizadas anteriormente: la fuerza de gradiente de presión, fuerza de Coriolis, fuerza de gravedad y las fuerzas por fricción. Por lo que de acuerdo a la segunda ley de Newton, sumando estas fuerzas se tiene la ecuación para fluidos Newtonianos, que en forma vectorial esta dada por:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2\Omega \times \vec{v} + g\hat{k} - \frac{1}{\rho} \nabla P + \vec{a}_F \quad (19)$$

donde:

$\frac{d\vec{v}}{dt}$ es la aceleración de una partícula

$-2\Omega \times \vec{v}$ aceleración debido a la fuerza de Coriolis

$g \hat{k}$ aceleración debida a la gravedad

$-\frac{1}{\rho} \nabla P$ aceleración debida al gradiente de presión

\vec{a}_F aceleración debida a la fricción

La ecuación (19) se puede descomponer en sus tres componentes (x, y, z) siendo positivo x al este, y al norte y z hacia arriba:

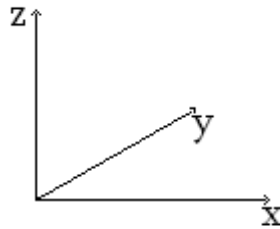


Fig. 2.5 Componentes de la ecuación para fluidos Newtonianos.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \operatorname{sen} \phi + a_{Fx} \quad (20)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \operatorname{sen} \phi + a_{Fy} \quad (21)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \phi - g + a_{Fz} \quad (22)$$

Si se considera un flujo estacionario $\frac{d\vec{v}}{dt} = 0$ e incomprensible $(\frac{1}{\rho})(\frac{\partial \rho}{\partial t}) = 0$, la ecuación

(19) en sus tres componentes se puede escribir como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega v \operatorname{sen} \phi - 2\Omega w \cos \phi + a_{Fx} \quad (23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega u \operatorname{sen} \phi + a_{Fy} \quad (24)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = 0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + 2\Omega u \cos \phi - g + a_{Fz} \quad (25)$$

La ecuación (23) se conoce como la ecuación de conservación de movimiento lineal, la cual se deriva del movimiento del océano.

2.5 Aproximación Geostrófica

La ecuación geostrófica para el cálculo de corrientes se deduce directamente de la ecuación de movimiento para un fluido continuo a partir de la ecuación (19), de la siguiente forma (Pond y Pickard, 1997):

a) Se asume un flujo estacionario, esto es:

$$\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = \frac{dw}{dt} = 0 \quad (27)$$

b) Para la circulación a gran escala la velocidad vertical w es muy pequeña 0 (1 cm/s) comparada con la horizontal, por lo tanto el movimiento vertical es despreciable con respecto al horizontal y como el término $2\Omega \cos \phi w$ de la componente u es generalmente mucho menor a la gravedad, entonces se puede despreciar.

c) Las fuerzas externas son cero:

$$\vec{F}_e = 0 \quad (28)$$

d) La componente de la aceleración en la dirección z es:

$$\frac{dw}{dt} = 0 \rightarrow 0 = 2\Omega \cos \phi u - \alpha \frac{\partial P}{\partial z} - g \quad (29)$$

o bien

$$dp = -\rho dz (-g + 2\Omega \cos \phi u); \quad (30)$$

es decir, la suma de la ecuación hidrostática más la componente z de la fuerza de Coriolis. Sin embargo, la componente en z de la fuerza de Coriolis es tan pequeña que se puede despreciar.

Así bien partiendo de:

$$2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -g \vec{k} - \frac{1}{\rho} \nabla P \quad (31)$$

en componentes:

$$\text{en } x ; \quad 2v \Omega \operatorname{sen} \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (32)$$

$$\text{en } y ; \quad -2u \Omega \operatorname{sen} \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad (33)$$

$$\text{en } z ; \quad 2u \Omega \cos \phi - g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = 0 \quad (34)$$

Introduciendo las consideraciones en el punto b) se tiene:

$$\text{en } x ; \quad -2v \Omega \operatorname{sen} \phi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (35)$$

$$\text{en } y ; \quad -2u \Omega \operatorname{sen} \phi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (36)$$

$$\text{en } z ; \quad g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (\text{Ecuación hidrostática}) \quad (37)$$

El movimiento descrito por estas ecuaciones se conoce como flujo geostrófico. Con $-2\Omega \operatorname{sen} \phi = f$ el parámetro de Coriolis, las ecuaciones adquieren la forma:

$$\text{en } x ; \quad -fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (38)$$

$$\text{en } y ; \quad fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (39)$$

2.6 Ecuación Hidrostática

La ecuación (37) representa la condición hidrostática, que establece la existencia de un equilibrio entre la componente vertical de la aceleración debida al gradiente de presión y la aceleración debida a la gravedad, lo cual se escribe también como:

$$\partial P = -\rho g \partial z \quad (40)$$

lo que expresa el cambio de la presión ∂P de una capa ∂z de un fluido de densidad ρ .

2.7 Superficies Geopotenciales

Vilhelm Bjerknes (1910), mostró que las superficies de igual densidad en la atmósfera no se encuentran a una altura constante, debido a que en cada lugar del planeta cualquier partícula de la atmósfera sufre una aceleración total debida a:

- 1) La atracción gravitatoria.
- 2) La rotación de la Tierra (aceleración de inercia).

El campo de aceleraciones correspondiente, puede derivarse de un potencial, que se denomina geopotencial. El geopotencial tiene dimensiones de aceleración por longitud, o lo que es lo mismo, energía por el inverso de la masa.

$$\frac{L}{T^2} L = M \frac{L^2}{T^2} \frac{1}{M}$$

La dirección del gradiente del geopotencial es en la vertical y su magnitud es la aceleración de la gravedad g . La horizontal está definida en cada punto por el plano paralelo a la superficie equigeopotencial 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 intervalo de $\pm 0.3\%$.

Si el mar estuviese en reposo, en ausencia de perturbaciones causadas por la densidad del agua, las corrientes o la presión atmosférica; su superficie coincidiría con una superficie equigeopotencial, de modo que no existirían gradientes laterales de presión. A esa superficie imaginaria, se le llama nivel del mar y también *geoide* y, se toma como cero del geopotencial, es decir el origen de potenciales. La gravedad es 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 por causa de las irregularidades en la distribución de masa en la corteza sólida del planeta y por su velocidad de rotación.

El método geostrófico para el cálculo de corrientes relativas utiliza el concepto de *geopotencial* (Φ) y el cambio del mismo sobre la distancia vertical, dado por:

$$d\Phi = g dz \quad (41)$$

donde la unidades del geopotencial en el Sistema Internacional de Unidades son J/Kg o bien m^2/seg^2 es decir el cambio de energía potencial por unidad de masa.

De acuerdo a la ecuación hidrostática :

$$d\Phi = -\frac{1}{\rho} dP = -\alpha dP \quad (42)$$

donde $\alpha = \alpha_{S,T,P}$ es el volumen específico del agua de mar con cierta Salinidad, Temperatura y Presión. Integrando de las profundidades z_1 a z_2 se tiene:

$$\int_{\phi_1}^{\phi_2} d\Phi = \int_{z_1}^{z_2} dz = -\int_{P_1}^{P_2} dP = -\int_{P_1}^{P_2} \alpha dP \quad (43)$$

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 y δ es la anomalía de volumen específico.

De la integral se obtiene la distancia geopotencial entre los niveles z_2 y z_1 , con las presiones P_1 y P_2 , se tiene:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = g(z_2 - z_1) = \int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta dP \quad (44)$$

La primera integral define la *distancia geopotencial* estándar Δ_S , o $\Delta\phi$ como una función entre dos superficies de presión constante P_1 y P_2 . La segunda integral define la *anomalía geopotencial*, que está en función de la salinidad, la temperatura y la presión, dicha anomalía es tres ordenes de magnitud menor que la distancia geopotencial estándar.

Las unidades del geopotencial están dadas por el *metro dinámico* ($m\,din$), equivalente a $10\,J/Kg$. Con esto, 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 la altura expresada en m . Así, la distancia geométrica entre dos superficial equipotenciales que se diferencian en $1\,m\,din$, es decir, en $10\,J/Kg$, es casi $1\,m$ (Pickard y Pond, 1978).

Dada una superficie cualquiera en el planeta, su intersección con una familia de equigeopotenciales define las "*curvas de nivel*" sobre la superficie inicial que dibujan su *topografía dinámica*, la cual se refiere a la superficie libre del mar. El valor correspondiente a esas curvas de

nivel suele darse en metros dinámicos o metros geopotenciales. Es frecuente que se use como cero de la topografía dinámica un nivel de referencia distinto del nivel del mar, por debajo de este. La razón de esta nueva definición es la extrema dificultad en la medición directa de las desviaciones respecto del geoide, que no superan los diez metros en toda la extensión de la superficie oceánica (mientras que, como se dijo, el propio geoide se separa cientos de metros de una esfera perfecta). Así, se tiene una gráfica formada por isolíneas que muestran la altura dinámica en 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.

2.8 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 mar. Así bien, la topografía es debida a los procesos que causan el movimiento en el océano: las mareas, corrientes oceánicas y cambios de presión barométrica, y gracias a los procesos dinámicos del océano se le llama *topografía dinámica*; la cual refleja los gradientes horizontales de presión y a partir de estos es posible obtener aproximaciones de las corrientes y sus anomalías.

En un fluido como el mar la presión varía de un punto a otro, incrementándose con respecto a la profundidad. Si se requiere calcular la presión P a una determinada profundidad z , suponiendo que la columna de agua por encima del punto en cuestión está en equilibrio hidrostático (Ec. 13), de acuerdo a la ecuación hidrostática que expresa el balance entre la fuerza debida al gradiente de presión y a la fuerza debida a la gravedad, la presión dependerá tanto de la profundidad como de la densidad en la columna de agua.

Se llama *superficie isobárica*, o simplemente *isobara*, a cualquier superficie que satisfaga que todos sus puntos tienen igual presión. En una región en la que la presión atmosférica es "suficientemente" homogénea, la superficie del mar es una isobara, por lo tanto la densidad también varía, dependiendo de la temperatura, la salinidad y la presión. A las superficies sobre las cuales la densidad tiene el mismo valor con respecto a la profundidad, mas no con la distancia horizontal, tal

que la presión constante de las superficies son siempre paralelas a la superficie del mar, se les nombra isopícnas.

En el mar se pueden presentar dos situaciones con respecto a la densidad (Fig. 2.6):

a) La densidad y el gradiente de presión varían de modo semejante, tal que las isobaras e isopícnas son paralelas, así hay una relación o *régimen barotrópico*, es decir, donde los gradientes de presión asociados con desviaciones de la altura del nivel del mar con respecto al geoide tienden a notarse en toda la columna.

b) La densidad no se relaciona con la presión, por una distribución irregular, por ejemplo de la salinidad. Así bien, hay una situación o *régimen baroclínico*, donde las isopícnas están inclinadas con respecto a las isobaras. En este caso, la densidad varía con la profundidad y posición horizontal.

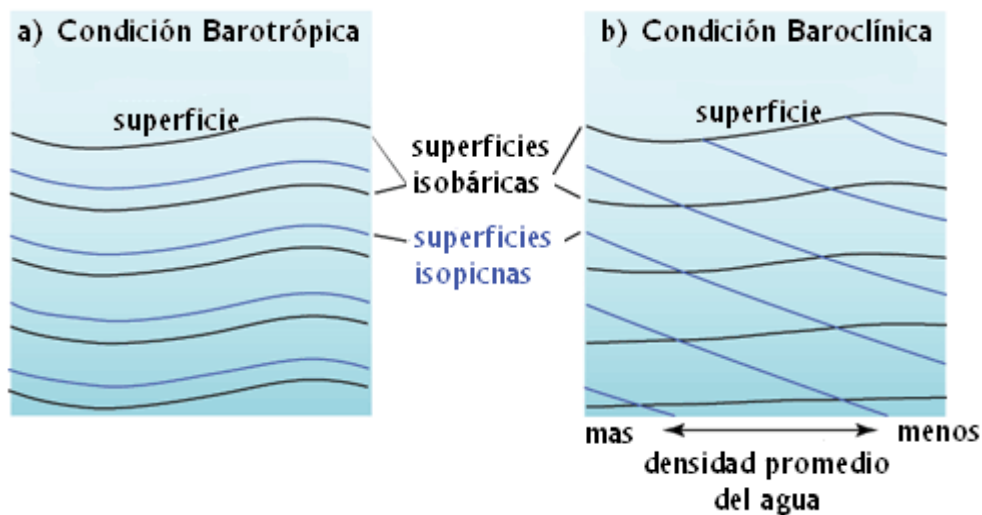


Fig.2.6 Comportamiento de las superficies isobáricas e isopícnas en un régimen barotrópico y baroclínico.

En general, la variación del flujo en la vertical se puede descomponer en una componente barotrópica que es independiente de la profundidad y una componente baroclínica que varía con la profundidad.

2.9 Velocidad geostrófica relativa

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 es el parámetro de Coriolis ($2\Omega \text{sen } \phi$). La aceleración de Coriolis, al ser perpendicular al movimiento, no cambia de velocidad; es la aceleración normal y por lo tanto no cambia la energía cinética del agua en movimiento, pero si su dirección.

La corriente, bajo la acción simultánea de la aceleración del gradiente de presión y de la de Coriolis va modificando su dirección, cada vez más divergente de la inicial, hasta desplazarse perpendicularmente al gradiente de presión. En ese momento las dos aceleraciones se cancelan mutuamente y la corriente continua su movimiento sin acelerarse alcanzado el *equilibrio geostrófico* y la corriente resultante se llama *corriente geostrófica*. En estas condiciones, de flujo geostrófico, se tiene:

$$\vec{v} = \frac{g}{f} \tan \theta \quad \text{Ecuación de gradiente} \quad (45)$$

válido para la circulación geostrófica en cualquier superficie isobárica, donde θ es el ángulo de inclinación de la superficie con respecto a la superficie de nivel $\phi = \text{cte}$. La velocidad de flujo geostrófico sólo depende de la latitud a través de f y de la inclinación de las superficies isobáricas (Fig. 2.7).

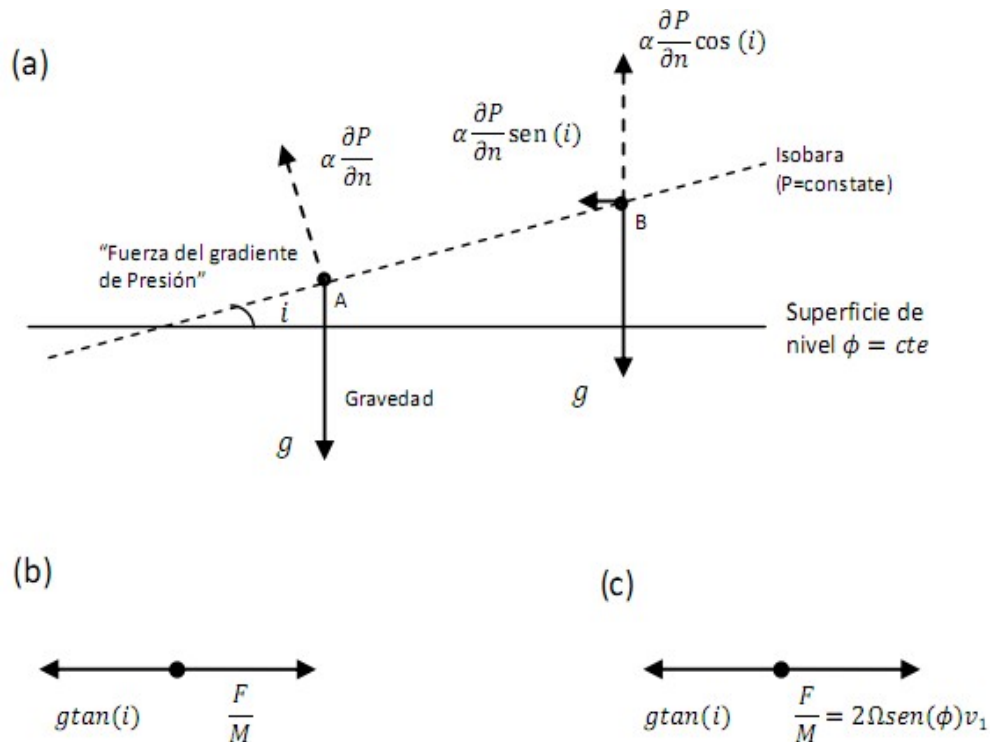


Fig. 2.7 Términos de Presión en relación a las isobaras y a la superficie de nivel.

En contraste con las condiciones barotrópicas, la corriente geostrófica fluye en condiciones baroclínicas dependientes de la profundidad, ya que las variaciones de la densidad forzan a que las isobaras no se mantengan paralelas a la superficie conforme aumenta la profundidad. A partir de la distribución de densidad se puede conocer sólo la divergencia, es decir, el cambio en la separación entre dos isobaras. 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. Sin embargo, al conocer la pendiente de la isobara o la velocidad absoluta de la corriente a alguna profundidad, se puede 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 un nivel suficientemente profundo, en el que se suponen las isobaras horizontales. Las velocidades de las corrientes relativas a dicho nivel, se consideran absolutas.

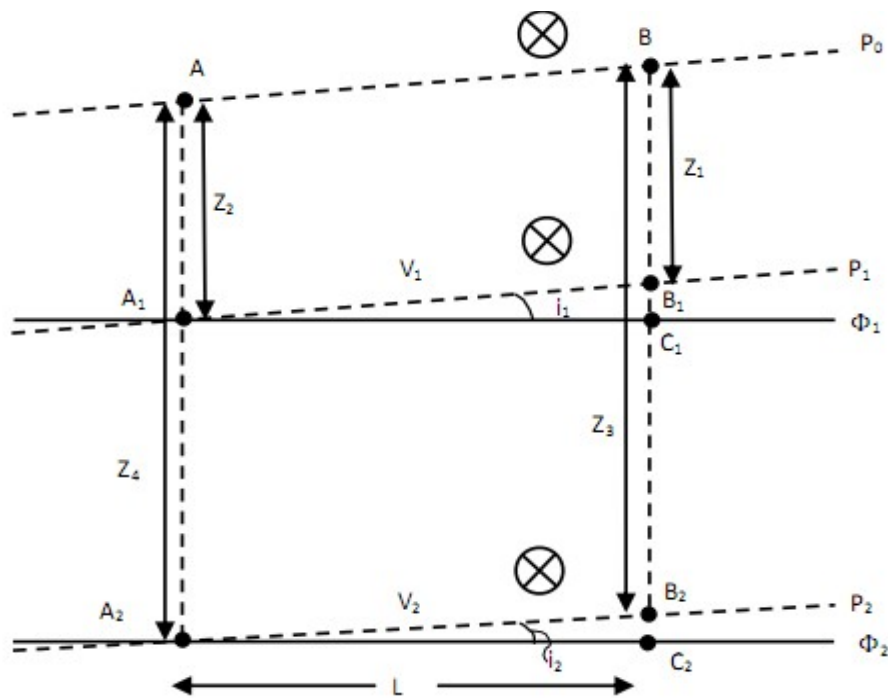


Fig. 2.8 Superficies isobáricas y de nivel para el Hemisferio Norte.

En la figura (2.8) se observa una sección del océano en ángulo recto a una corriente geostrófica, donde A y B son dos estaciones separadas por una distancia L, la distribución de la densidad es conocida en la columna de agua a lo largo de la vertical AA_2 y BB_2 . La línea AB representa la superficie libre del mar; donde la pendiente no se conoce. ϕ_1 y ϕ_2 representan dos superficies de niveles geopotenciales pasando a través de A_1 y A_2 en la estación A y C_1C_2 en la estación B. P_1 y P_2 son las dos superficies isobáricas 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.

Para conocer la velocidad geostrófica a la profundidad A_1 es necesario conocer como varía la presión en cada profundidad; es decir, la pendiente de las isobaras, así se obtendrá la velocidad a través de la ecuación de gradiente. 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 geostróficas son:

$$2\Omega \text{sen } \phi v_1 = g \tan i_1 \quad (46.a)$$

$$2\Omega \text{sen } \phi v_2 = g \tan i_2 \quad (46.b)$$

restando ambas ecuaciones se obtiene:

$$2\Omega \text{sen } \phi (v_1 - v_2) = g (\tan i_1 - \tan i_2) \quad (47)$$

de la figura anterior se tiene:

$$2\Omega \text{sen } \phi (v_1 - v_2) = g \left(\frac{B_1 C_1}{A_1 C_1} - \frac{B_2 C_2}{A_2 C_2} \right) \quad (48)$$

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

como $B_1 C_1 - B_2 C_2 = B_1 B_2 - C_1 C_2$ se tiene,

$$2\Omega \text{sen } \phi (v_1 - v_2) = \frac{g}{L} (B_1 B_2 - A_1 A_2) \quad , \text{ ya que } C_1 C_2 = A_1 A_2 \text{ , finalmente se tiene:}$$

$$2\Omega \text{sen } \phi (v_1 - v_2) = \frac{g}{L} [(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] \quad (49)$$

debido a que el sistema de referencia z es negativo hacia abajo.

De la ecuación hidrostática (37), el término del volumen específico: $gdz = -\alpha dP$

en la estación hidrográfica B, se tiene:

$$\int_{B_1}^{B_2} gdz = g(z_3 - z_1) = -\int_{P_1}^{P_2} \alpha dP$$

$$\int_{B_1}^{B_2} gdz = g(z_3 - z_1) = -\left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] \quad (50)$$

Los valores numéricos de z son negativos, tal que $g(z_3 - z_1)$ tiene un valor negativo, al igual que el lado derecho de la ecuación (50).

Para la estación hidrográfica A, se tiene:

$$g(z_4 - z_2) = -\left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \quad (51)$$

Multiplicando ambas ecuaciones por -1, los términos z tendrán el signo similar que en la ecuación (49), restándolos y notando que los dos términos $\alpha_{35,0,P} dP$ son iguales por lo tanto se anulan y dividiendo ambos lados por L, se obtiene:

$$\frac{g}{L}[(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] = -\frac{1}{L} \left\{ \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP \right] - \left[\int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35,0,P} dP + \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \right\}$$

$$\frac{g}{L}[(z_1 - z_3) - (z_2 - z_4)] = -\frac{1}{L} \left[\int_{P_1}^{P_2} \delta_B dP - \int_{P_1}^{P_2} \delta_A dP \right] \quad (52)$$

por lo tanto

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L 2 \Omega \sin \phi} \left[\int_{P_1}^{P_2} r^{P_2} \delta_B dP - \int_{P_1}^{P_2} r^{P_2} \delta_A dP \right]$$

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{L 2 \Omega \sin \phi} [\Delta \phi_B - \Delta \phi_A] \quad (53)$$

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

La ecuación (53) es la forma práctica de la ecuación geostrofica; donde L es la distancia en m, δ es la anomalía de volumen específico en $m^3 kg^{-1}$, P en Pascales o Nm^{-2} y $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$ así $(v_1 - v_2)$ está en ms^{-1} .

Para no utilizar unidades mezcladas, es decir, P en decibares, la anomalía de volumen específico en cm^3g^{-1} entonces la velocidad relativa en ms^{-1} se expresará como:

$$(v_1 - v_2) = \frac{1}{Lf} [\Delta D_B - \Delta D_A] \quad \text{donde} \quad \Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta dP \quad (54)$$

Ya en la práctica no es necesario calcular la presión de la forma $P = \int \delta g dz$, es suficiente usar $P = -10^4 z$ (z en metros y P en Pascales). Esto, ya que en la práctica las distancias L, son del orden de 100 km, en la vertical la estructura de la densidad es por lo general similar a cuando las dos integrales se calculan usando $P = -10^4 z$ y el error remanente es insignificante comparado al error observacional.

El resultado de calcular con la ecuación (53) 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, con dirección perpendicular a la línea AB que las une.

La ecuación (53) está basada en la diferencia en la distancia entre las superficies isobáricas de las dos estaciones y por lo tanto sobre la diferencia en la pendiente promedio entre A y B.

Un método sencillo para obtener rápidamente la dirección de la corriente en el hemisferio norte, considerando el gradiente de presión, si la superficie isobárica se encuentra inclinada (fig. 2.8), es que la corriente fluirá a la derecha de la presión mayor y viceversa en el hemisferio sur.

Resumiendo, para calcular las corrientes geostróficas, es necesario calcular el gradiente de presión horizontal, es decir el cambio de presión en la superficie geopotencial constante, para esto calculamos la diferencia en el geopotencial $(\Phi_A - \Phi_B)$ entre dos superficies de presión constante 1 y 2; después se calcula la diferencia en el geopotencial $(\Phi_A - \Phi_B)$ entre las dos superficies de presión constante 1 y 2. Luego se calcula la pendiente de la superficie superior en relación a la inferior entre las estaciones A y B; Calculando la corriente geostrófica en la superficie superior relativa a la parte inferior y finalmente se integra verticalmente a cierta profundidad donde las corrientes son conocidas, para obtener las corrientes en función de la profundidad. Por ejemplo hacia arriba desde un nivel supuesto de no movimiento como se ejemplifica en la figura (Fig. 2.9).

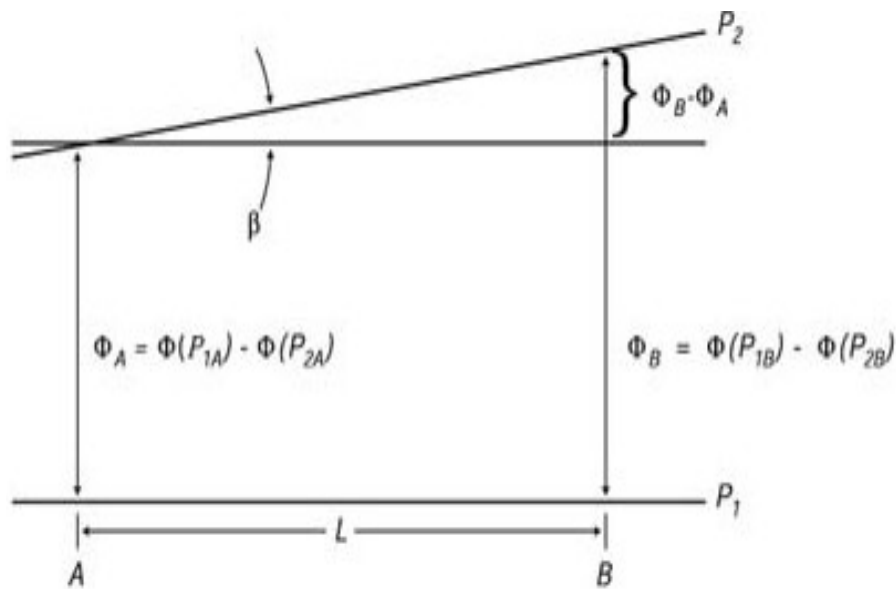


Fig. 2.9 Esquema para calcular corrientes geostróficas.

2.10 Limitaciones de las ecuaciones geostróficas

Se ha visto que el equilibrio geostrófico se aplica con gran exactitud a los flujos que superan unas pocas decenas de kilómetros de extensión y con periodos superiores a un par de días. El balance no puede; sin embargo, ser perfecto, ya que si lo fuera, el flujo en el océano nunca cambiaría dado que el equilibrio pasa por alto cualquier aceleración del flujo. Las limitaciones más importantes son:

1. Las corrientes geostróficas no pueden evolucionar con el tiempo porque el equilibrio no toma en cuenta la aceleración del flujo. La aceleración domina si las dimensiones horizontales están a menos de 50 km y los intervalos son de pocos días. La aceleración es insignificante, pero no cero, en distancias y tiempos más largos.
2. El balance geostrófico no se aplica cerca del Ecuador, donde la fuerza de Coriolis tiende a cero (Fig. 2.10).
3. El balance geostrófico omite la influencia de la fricción.
4. Las corrientes geostróficas no pueden ser calculadas a partir de estaciones hidrográficas que están muy juntas, estas deben estar a decenas de kilómetros de distancia.

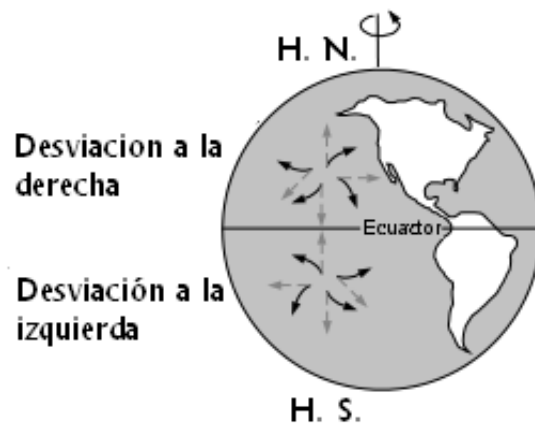


Fig. 2.10 Efecto de Coriolis

Capítulo 3

Hidrografía

La hidrografía permite obtener una descripción de los mares y las corrientes, esto es, una visión del movimiento del agua en las cuencas oceánicas. Por lo que en las siguientes secciones se presenta la distribución horizontal de la temperatura, salinidad y densidad; así como, la distribución de temperatura y salinidad en las distintas secciones verticales del Cañón de Campeche.

3.1 Datos Hidrográficos

Existen varios métodos para obtener una descripción de la circulación oceánica:

- 1) Midiendo directamente la velocidad de la corriente utilizando correntómetros
- 2) Utilizando objetos de deriva, como las boyas
- 3) Con imágenes de satélite empleando la percepción remota, donde se estudia la energía reflejada y emitida por la superficie terrestre, gracias a los sensores transportados por los satélites (Aguirre, 2001)
- 4) Mediante la distribución de la densidad del agua de mar

En el presente estudio, se utilizó el método indirecto para determinar la velocidad a mesoescala (menores de 1 ms^{-1}), basado en la distribución de la densidad, 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 SEABIRD SBE 9 PLUS, en las 128 estaciones hidrográficas a bordo del B/O “Justo Sierra” durante la Campaña Oceanográfica “Cañón 3” realizada del 1 al 12 de diciembre del 2009. Durante la campaña se presentaron 3 tormentas invernales (localmente llamadas “nortes”) las cuales producen cambios muy fuertes en la hidrografía de las capas superficiales.

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: la temperatura, la salinidad y la densidad. Por lo que al estudiar cierta región del océano, es necesario obtener

mediciones de dichos parámetros, tanto en la vertical como en la horizontal.

3.2 Obtención de datos Hidrográficos

La temperatura, la salinidad y la presión se miden en función de la profundidad utilizando diversos instrumentos o técnicas de medición, y la densidad se calcula a partir de estas mediciones.

Durante la campaña oceanográfica, se utilizó un instrumento llamado CTD (Conductivity, Temperature, and Depth) SEABIRD SBE 9 PLUS (Fig. 3.1) compuesto por diferentes sensores y accesorios para el registro de parámetros, como Conductividad/Salinidad, temperatura, presión, oxígeno disuelto, fluorescencia y la adquisición de muestras de agua de mar por medio de un sistema de botellas en carrusel o rosette. Las mediciones se registran en forma digital, dentro del instrumento y en la estación de trabajo dentro del buque. El éxito de este instrumento se debe al desarrollo de los sensores de respuesta rápida (fracción de segundos):

- La temperatura es medida por un par de resistores.
- La conductividad se mide por inducción, a través de 4 electrodos en una celda.
- La presión se mide con un sensor que es un puente de Wheatstone excitado por una corriente de referencia y con un circuito compensador de temperatura.

El CTD SEABIRD SBE 9 PLUS cuenta con:

- Velocidad de muestreo de 24 Hz.
- Profundidad máxima de muestreo 6800 m (22,300 ft).
- 8 canales A/D para sensores auxiliares.
- Toma de muestras de agua en tiempo real.
- Rosette con capacidad para activación de hasta 12 botellas Niskin de PVC de 10 litros c/u.
- Intervalos, precisión, resolución y tiempo de respuesta de un CTD SEABIRD 9 (Tabla 3.1).

	Intervalos de medición	Precisión	Resolución @ 24 Hz	Tiempo de respuesta
Conductividad	0 - 7 S/m (0 - 70 mmho/cm)	0.0003 S/m (0.003 mmho/cm)	0.00004 S/m (0.0004 mmho/cm)	0.065 seg
Temperatura	-5 to +35 °C 0 de la medición total --	0.001 °C	0.0002 °C	0.065 seg
Presión	1400/2000/4200/6800/10,500 m (2000/3000/6000/10,000/15,000 psia)	0.015 %	0.001 % of full scale	0.015 seg

Tabla 3.1 Ejemplo de tabla de información del CTD SEABIRD 9.

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



Fig. 3.2 CTD SEABIRD SBE 9 PLUS.

3.3 Representación de datos Hidrográficos

Con los datos de temperatura, salinidad y densidad se calcularon las llamadas superficies isotérmicas, isohalinas e isopicnas respectivamente, es decir planos horizontales de distribución de temperatura, salinidad y densidad, con la finalidad de conocer la distribución de esos parámetros a diferentes profundidades (5, 10, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900 y 1000 m profundidades características), y con ciertos intervalos de contorno, con los cuales se puedan identificar los gradientes a diferentes posiciones y profundidades.

Así como, se identificaron las distintas masas de agua para dicha localización geográfica y época del año, mediante un diagrama T-S (Temperatura-Salinidad), que consiste en una gráfica de dispersión mediante puntos, de los valores medidos a distintas profundidades en la estación oceanográfica, en un diagrama cartesiano.

Finalmente, con la estructura de la densidad se puede calcular la altura dinámica y con esto las velocidades horizontales a diferentes profundidades. Así se obtiene el patrón de circulación de la

región. Para llegar a esto se seleccionaron inicialmente los datos a las profundidades antes mencionadas, se hace una malla la cual consistió en conectar los transectos este-oeste y norte-sur, con la finalidad de aplicar un programa para calcular la velocidad geostrófica, obteniendo las componentes de la velocidad (u , v) para cada estación. Finalmente se calcula la velocidad resultante, teniendo de esa manera una representación gráfica de los vectores con magnitud y dirección correspondientes para cada estación. Esto se gráfica dando lugar al patrón de circulación.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Distribución horizontal de isolíneas

4.1.1 Temperatura

La distribución horizontal de la temperatura a diferentes profundidades se muestra en forma de isotermas con intervalos de contorno de 0.2 °C. La temperatura varía de 27 a 4 °C desde la capa superior, la cual se toma a 5 m donde encontramos las temperaturas máximas hasta los 1000 m donde se encuentran las temperaturas mínimas, a partir de los 500 m no se observan variaciones significativas, esto es que la temperatura varía en milésimas de grado.

A los 5 m de profundidad la distribución superficial tiene valores de 26.2 °C a 25.4 °C (Fig. 4.1), donde se observa una intrusión de agua cálida proveniente de la Corriente del Caribe entrando al noreste y una más al sur proveniente de la pluma del sistema Grijalba-Usumacinta; así como, una serie de pequeños núcleos cálidos y fríos al centro. A 10 m todavía se ve la influencia de las intrusiones tanto al noreste como al sur, con temperatura máxima de 26.2 °C y mínima de 25.2 °C y los núcleos cálidos y fríos continúan al centro. A 50 m se tiene que la temperatura varía de 26.2 a 24 °C con un núcleo frío al noroeste de la zona, asociado a un giro ciclónico, ya que giros de este tipo muestran en su centro una elevación de las isotermas. A 100 m se presentan núcleos cálidos en el sureste y otro al centro con temperatura máxima de 24 °C, se observa todavía el efecto de la intrusión de agua cálida al noreste y se tiene la temperatura mínima de 20 °C al noroeste, al igual que se ve un dipolo frío con temperatura de 22.2 °C. A 150 m se encuentra todavía la intrusión de agua cálida con un intervalo de temperatura de 17 °C a 21 °C, a esta profundidad la batimetría del Cañón de Campeche comienza a afectar la distribución de la temperatura. A 200 m el intervalo de temperatura va de 18.2 °C al sur a 15.4 °C con la presencia de un núcleo frío al suroeste y otro al noreste. A 300 m la temperatura va de 14 °C al sureste a 12.2 °C al noroeste. A 400 m la temperatura mínima está al noreste siendo esta de 9.8 °C y la máxima en el núcleo cálido al sureste con 11.8 °C. A partir de los 500 m de profundidad en la horizontal, la temperatura se muestra muy uniforme, la cual va de 9.4 °C hasta los 1000 m donde se registran temperaturas mínimas de 4.7 °C

(Fig. 4.1 y 4.2)

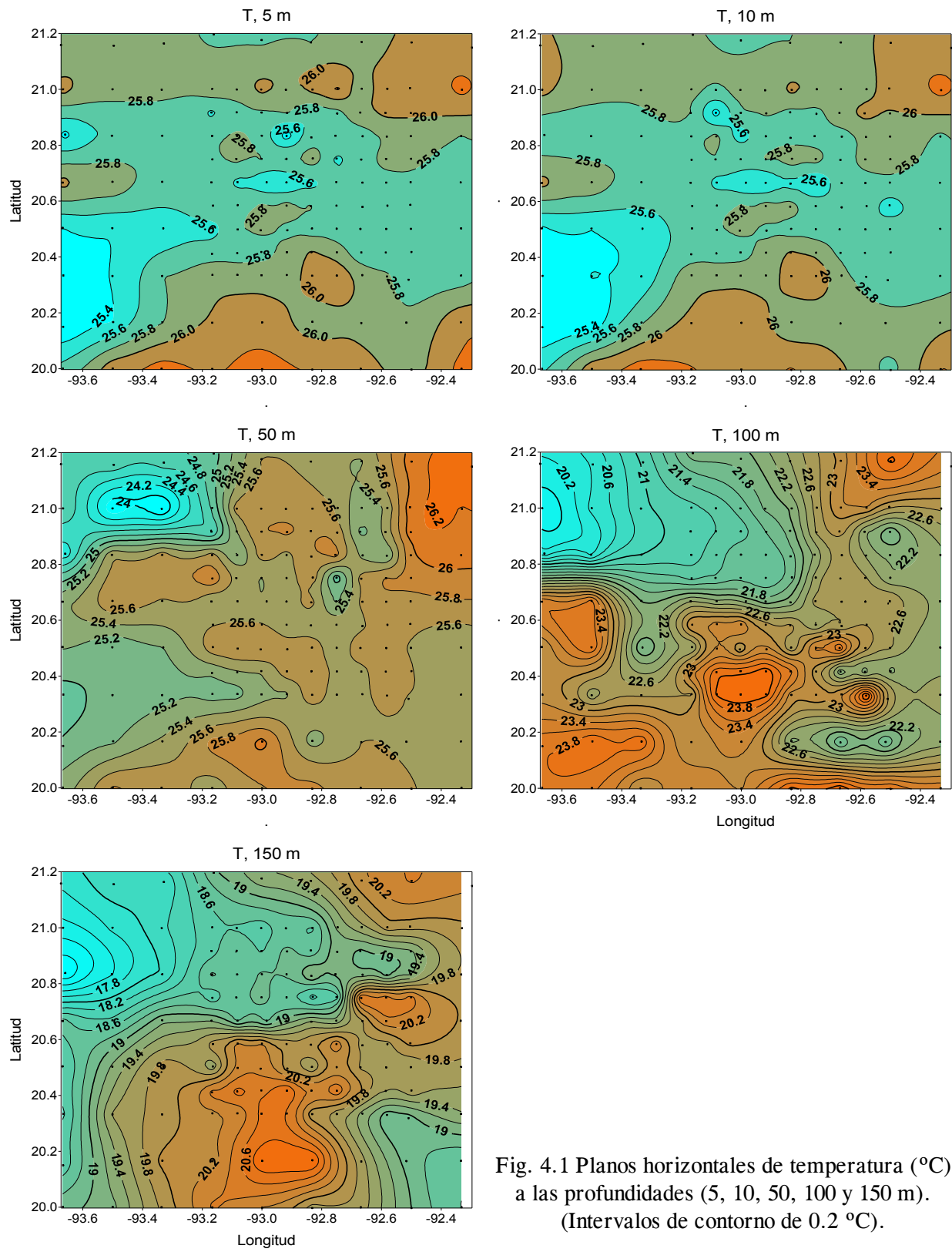


Fig. 4.1 Planos horizontales de temperatura (°C) a las profundidades (5, 10, 50, 100 y 150 m). (Intervalos de contorno de 0.2 °C).

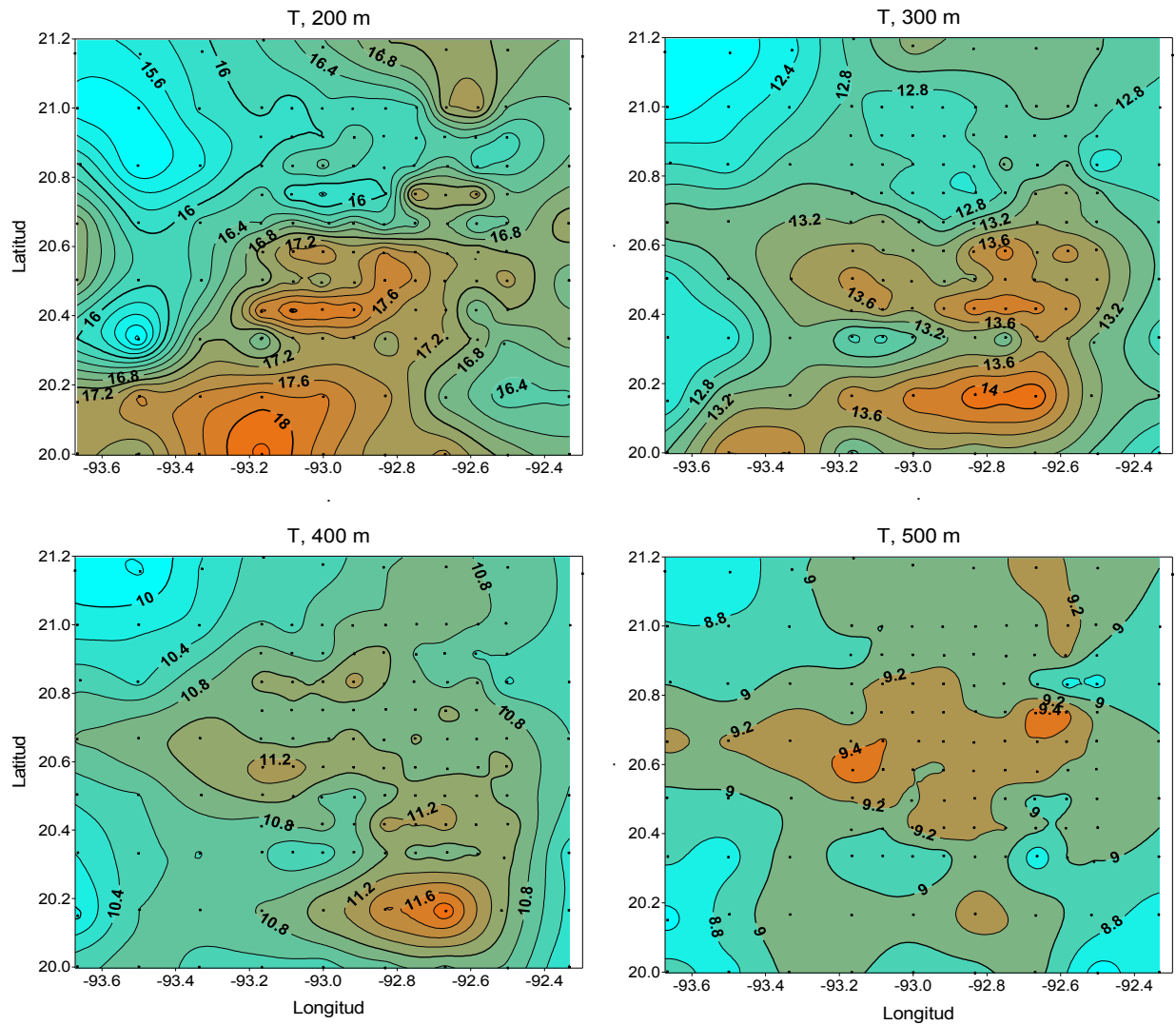


Fig. 4.2 Planos horizontales de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a las profundidades (200, 300, 400 y 500 m). (Intervalos de contorno de 0.2°C).

4.1.2 Salinidad

La distribución horizontal de la salinidad a diferentes niveles se muestra mediante isohalinas con un intervalo de contorno en las capas superficiales de 0.2 ups, donde se encuentran los intervalos mas amplios y de 0.5 ups desde los 50 m a los 500 m, donde la salinidad tiende a ser homogénea al igual que la temperatura, así de los 500 m varia de 35.5 ups a 34.9 ups, al llegar a los 1000 m.

En la capa superior se encuentran las diferencias más grandes en salinidad, esto es van de

34.3 a 37 ups a los 5 m, se observan dos núcleos de baja salinidad al este y uno de alta salinidad al sureste, al igual que una intrusión proveniente del sur. A 10 m, se mantiene uno de los núcleos de baja salinidad al este, al igual que la intrusión al sur. A 50 m, la salinidad va de 35.7 a 36.6 ups, se conserva el núcleo al este y, aparecen nuevos núcleos al noreste y al oeste. A 100 m, la salinidad varía de 36.3 a 36.9 ups, se preserva el núcleo al este y se observa un núcleo de alta salinidad al sur. A 150 m, la salinidad va de 36.3 a 36.7 ups y se observa como el perfil se va estabilizando. A 200 m, la salinidad está entre 36 y 36.4 ups, a los 300 m va de 35.3 a 35.8 ups, a 400 m va de 35.2 a 35.5 ups y a los 500 m de 35 a 35.1 ups, con lo que se observa como se va homogeneizando a mayor profundidad (Fig. 4.3 y 4.4) desde los 600 m hasta llegar a los 1000 m donde la salinidad varía muy poco, esto es de 34.91 a 34.94 ups.

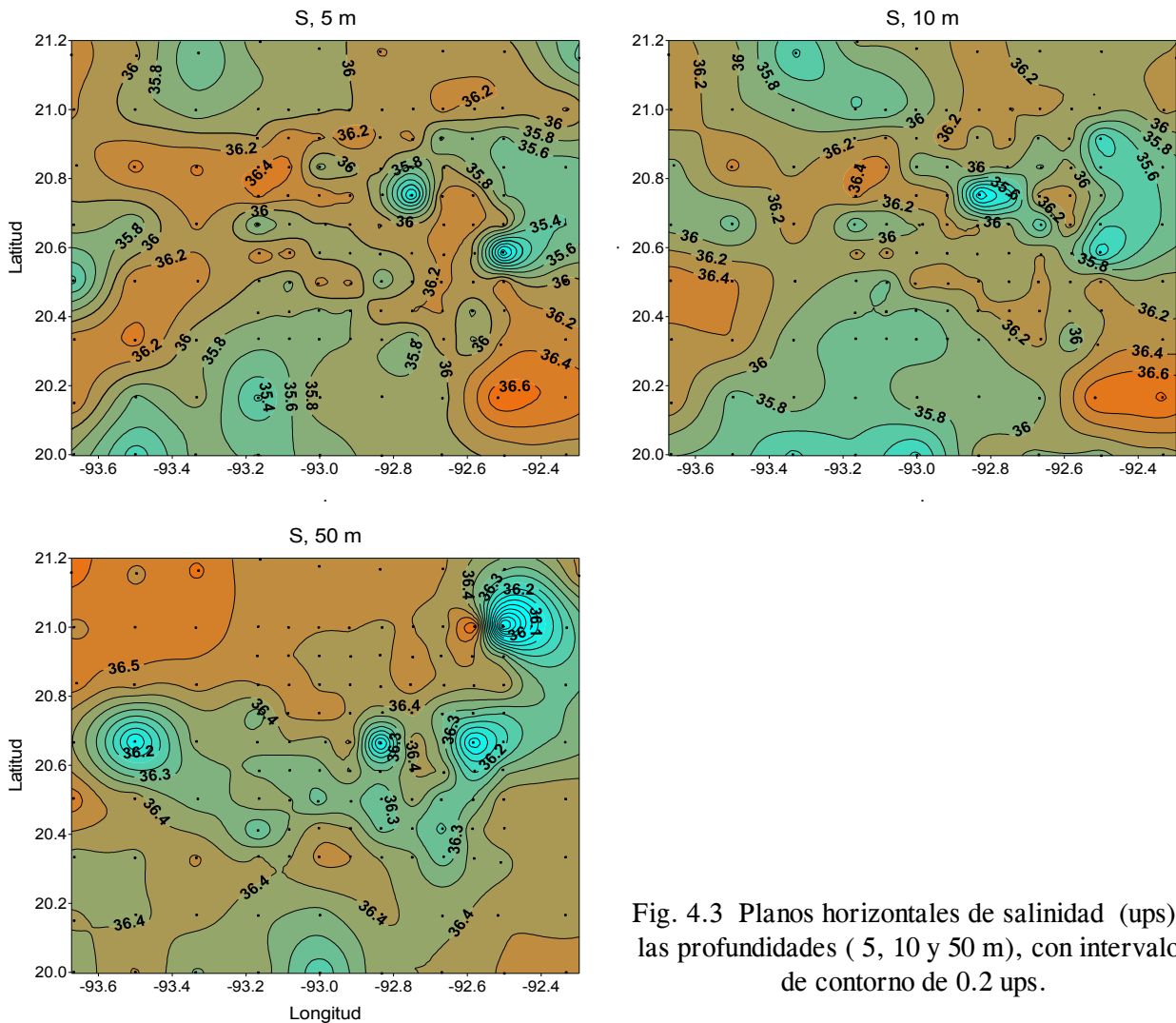


Fig. 4.3 Planos horizontales de salinidad (ups) a las profundidades (5, 10 y 50 m), con intervalos de contorno de 0.2 ups.

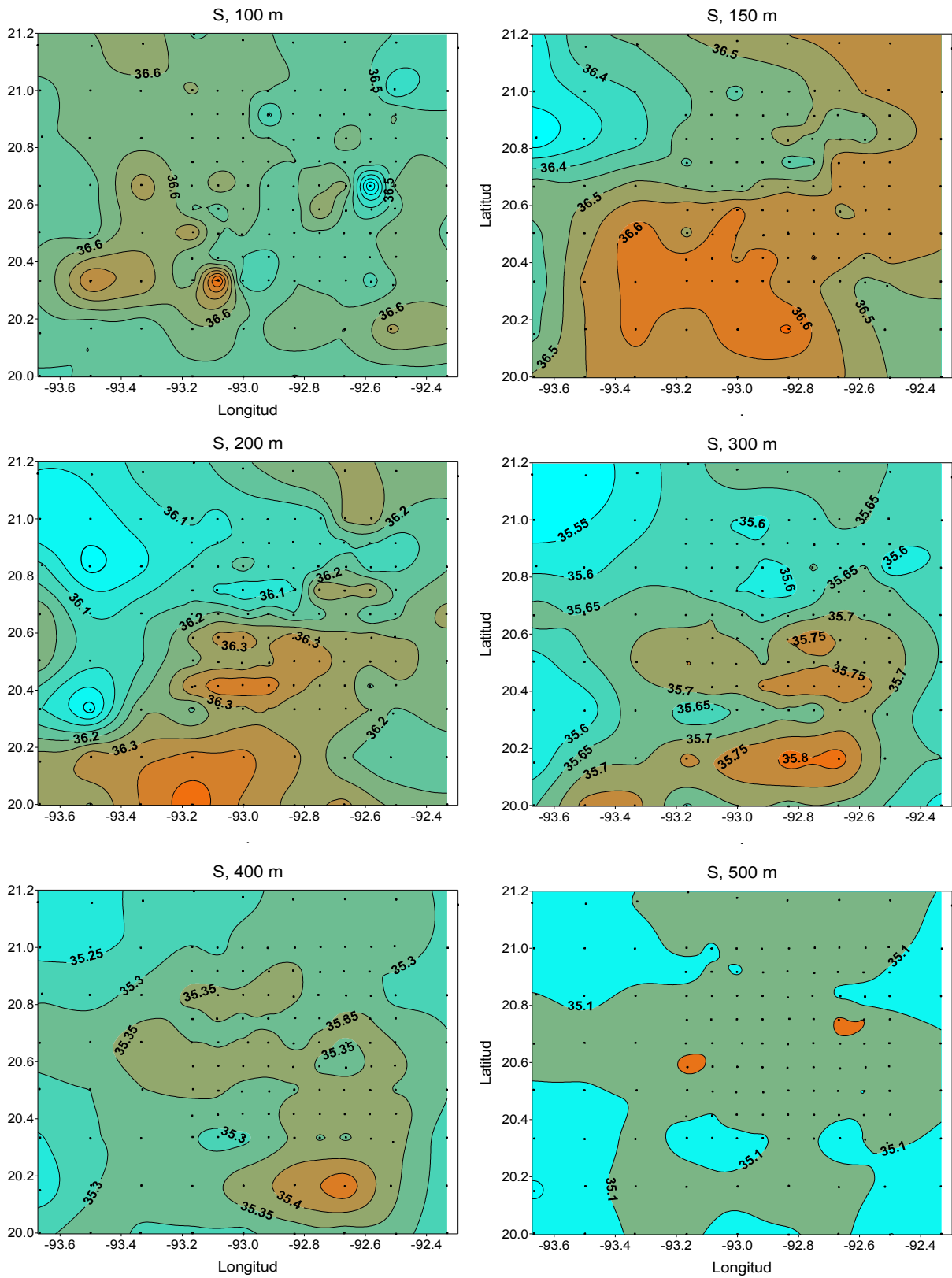


Fig. 4.4 Planos horizontales de salinidad (ups) a las profundidades (100, 150, 200, 300, 400 y 500 m), con intervalos de contorno de 0.2 ups.

4.1.3 Densidad

La distribución horizontal de la densidad relativa (σ_t) varía de los 23 a los 27.7 (kg m^{-3}) y se muestra a través de isopícnas con un intervalo de contorno de 0.1 de la superficie a los 150 m y 0.05 de los 200 m; a los 500 m donde al igual que la temperatura y la salinidad, tiende a ser homogéneo hasta llegar a los 1000 m (Fig. 4.5, 4.6 y 4.7).

A 5 m, la densidad tiene su máximo intervalo variando de 23 a 24.4 kg m^{-3} y se observan una serie de núcleos tanto de mayor densidad al sureste, como de menor densidad al sur y centro. A 10 m, la densidad se mantiene en un rango de 23.1 a 24.4 kg m^{-3} . A 50 m, va de 23.7 a 24.9 kg m^{-3} , se ve como se mantienen los núcleos. A 100 m, el intervalo aumenta de 24.7 a 26 kg m^{-3} y se presenta una distribución parecida a la temperatura, lo que refleja poca dependencia de la salinidad. A 150 m, la densidad va de 25.7 a 26.5 kg m^{-3} , y al igual que a los 100 m, se observa el parecido con la temperatura. A 200 m, la densidad se va homogeneizando y varía de 26.3 a 26.68 kg m^{-3} . Desde los 300 m hasta los 500 m, la densidad va de 26.78 a 27.23 kg m^{-3} y mantiene el parecido con la temperatura, presentando los mismos núcleos (Fig. 4.5, 4.6 y 4.7), desde los 600 m y hasta los 1000 m la densidad va de 27.25 a 27.66 kg m^{-3} .

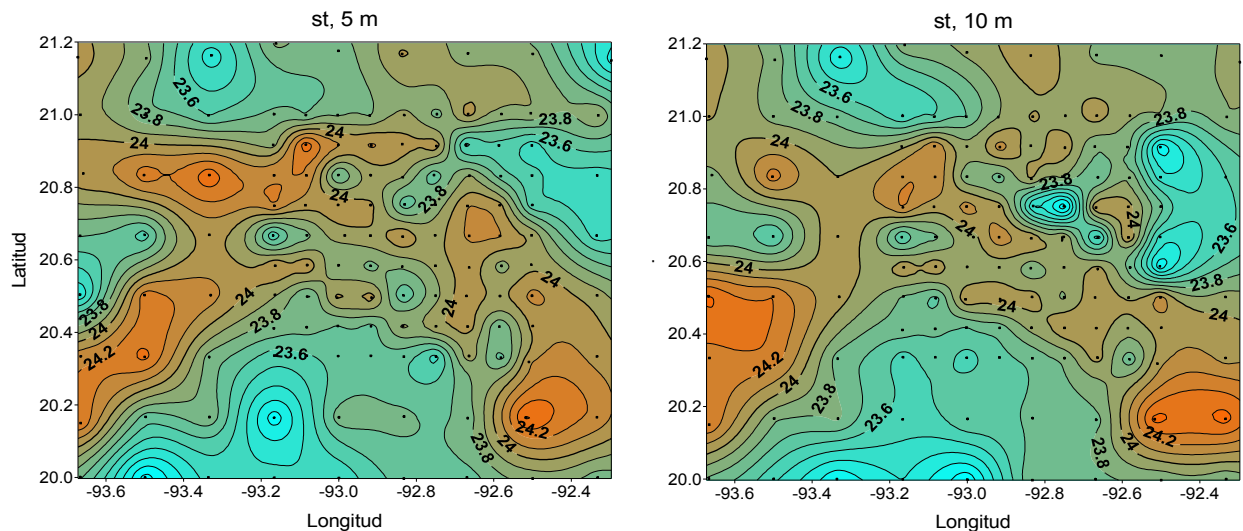


Fig. 4.5 Planos horizontales de la densidad (kg m^{-3}) a las profundidades (5 y 10 m), con intervalos de contorno de 0.1 kg m^{-3} .

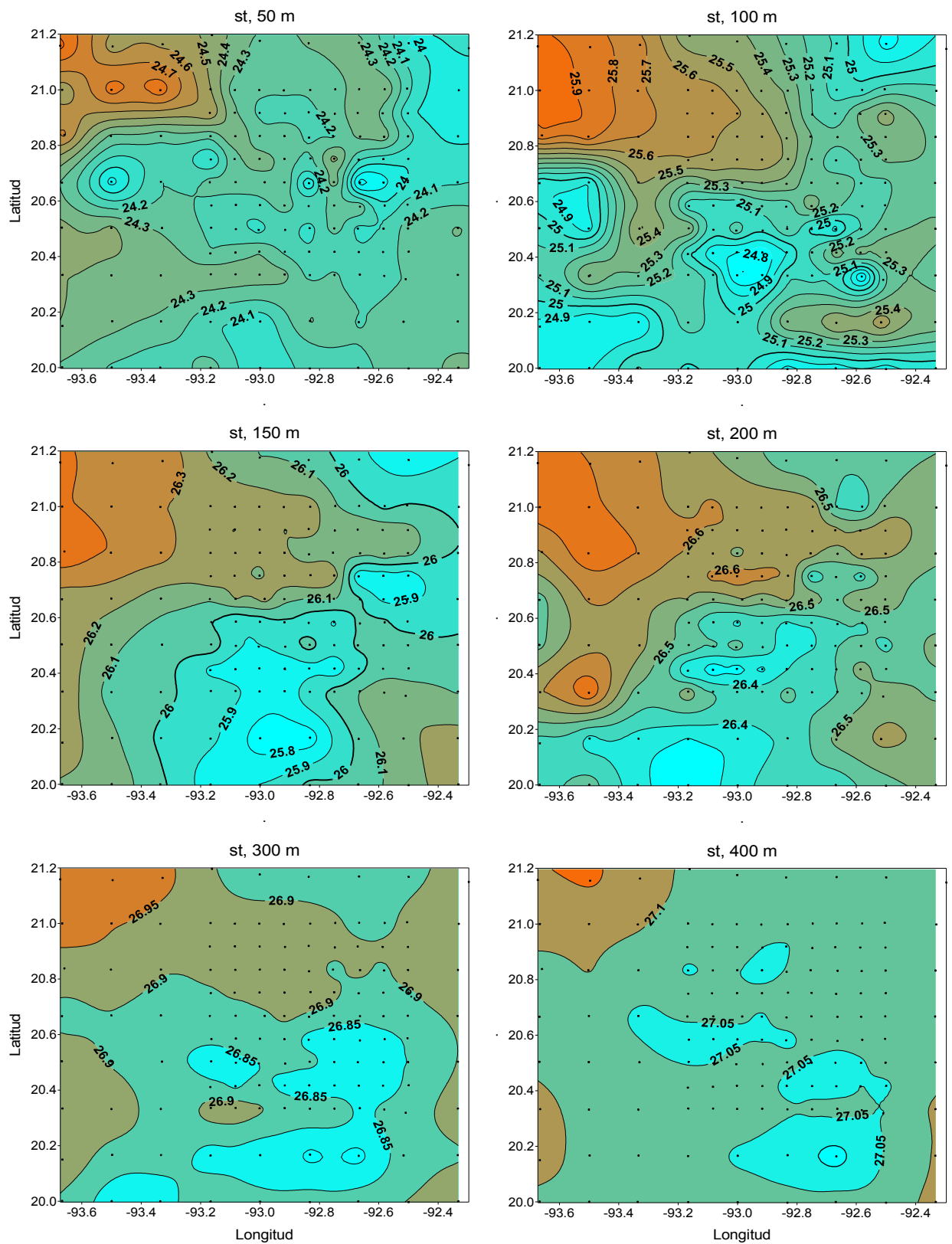


Fig. 4.6 Planos horizontales de la densidad (kg m^{-3}) a las profundidades (50, 100, 150 m), con intervalo de contorno de 0.1 kg m^{-3} y (200, 300 y 400 m), con intervalo de contorno de 0.05 kg m^{-3} .

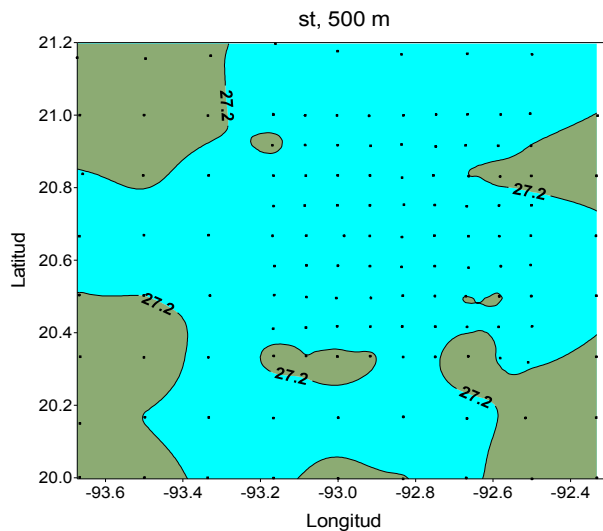


Fig. 4.7 Planos horizontales de la densidad (kg m^{-3}) a 500 m, con intervalo de contorno de 0.05 kg m^{-3} .

4.2 Secciones verticales de temperatura, salinidad y densidad

Las secciones verticales permiten analizar la profundidad a la que se encuentran las clinas (termoclina, haloclina y pycnoclina); así como, si presentan ascensos o descensos, lo cual indica la presencia de giros ciclónicos o anticiclónicos, respectivamente. Se analiza la distribución vertical de los transectos zonales (de este a oeste) 3, 4, 5 y 6, y meridionales (de norte a sur) F, G y H paralelos al eje del cañón, los cuales se marcan en la malla de la figura (Fig 4.8).

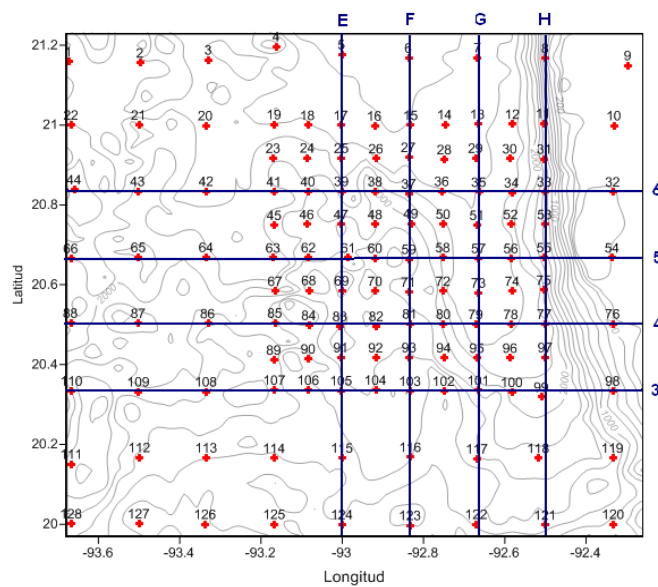


Fig. 4.8 Malla de transectos.

En la sección transversal 6 en dirección zonal ordenando las estaciones de oeste a este (Fig. 4.9), se puede observar que la capa desde la superficie hasta los 50 m es muy uniforme, lo cual define la capa de mezcla. El mayor gradiente de temperatura (termoclina) se encuentra alrededor de los 75 m. A partir de los 150 m las isotermas tienden a separarse indicando un menor gradiente. A los 330 m las isotermas tienden a hundirse entre las estaciones 42 y 33, lo cual es una característica típica de la presencia de un giro anticiclónico o cálido, es decir una zona de convergencia. El máximo y mínimo registrado en este transecto es de 26 °C y alrededor de 8.5 °C.

La sección transversal de la salinidad muestra valores entre 34.3 a 36.8 ups. A partir de los 130 m de profundidad la salinidad decrece hasta llegar por debajo de los 500 m donde se localizan los valores mínimos de la salinidad. Por debajo de los 350 m entre las estaciones 42 y 33, al igual que en la temperatura existe un hundimiento de las isohalinas.

En la sección vertical la densidad potencial tiene un máximo de 27.6 kg m⁻³ y un mínimo de 23 kg m⁻³. Se tiene un mayor gradiente cerca de los 75 m de profundidad. El hundimiento de las isopicnas ocurre entre las estaciones 43 y 33 asociado al giro anticiclónico (Fig. 4.9).

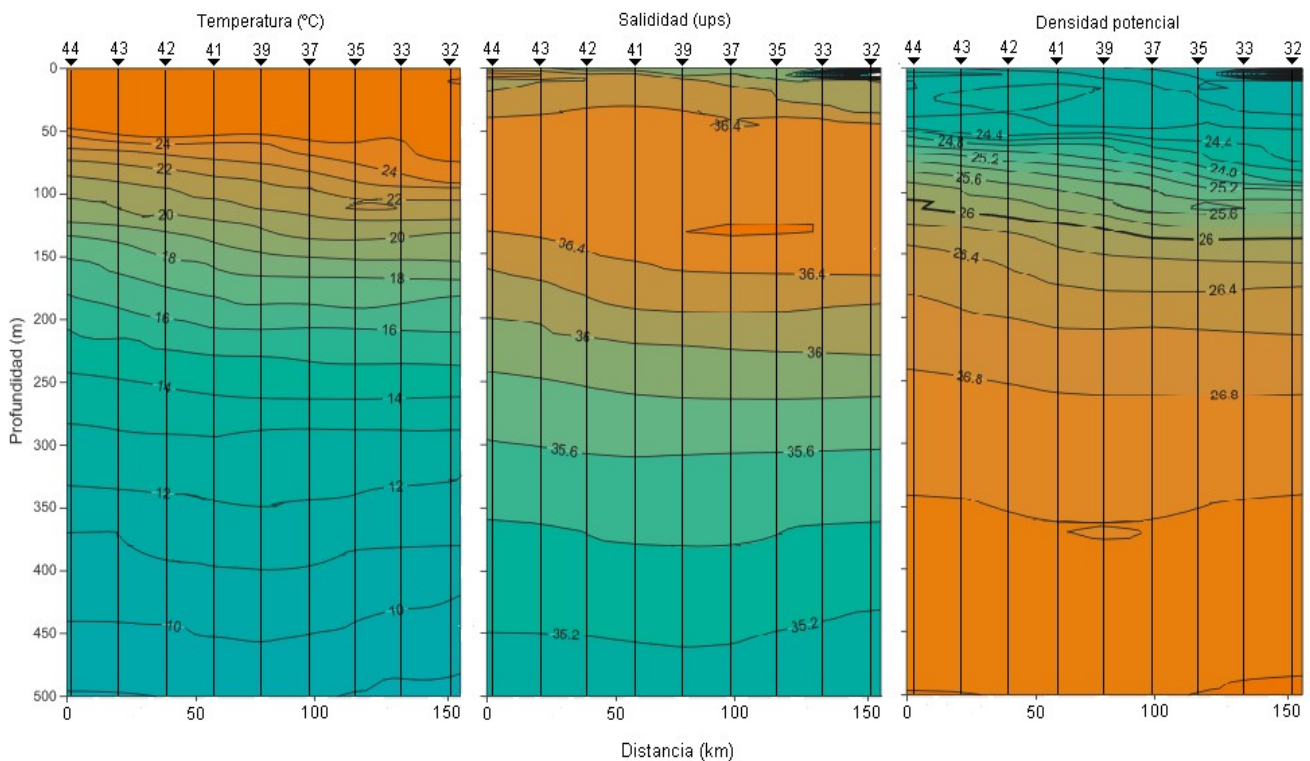


Fig. 4.9 Sección transversal 6

En la sección transversal 5 (Fig. 4.10), se observa la capa de mezcla hasta los 60 m de profundidad, al igual que en el patrón mostrado en la sección transversal 6 por debajo de los 150 m, se observa como se juntan las isolíneas marcando un mayor gradiente en la temperatura, se presentan ligeras elevaciones poco significativas por lo que no se toman como indicadores de la presencia de giros.

En la salinidad hasta antes de los 150 m, se alcanza a observar la influencia homogénea de los nortes y por debajo de los 150 m se mantiene muy estable variando entre 36.4 y 35.2 ups.

Para la densidad potencial al igual que en la salinidad hasta los 150 m, se observa un mayor numero de perturbaciones y por debajo de los 150 m, al juntarse las isopicnas se tiene un gradiente halino vertical mas intenso (Fig. 4.10).

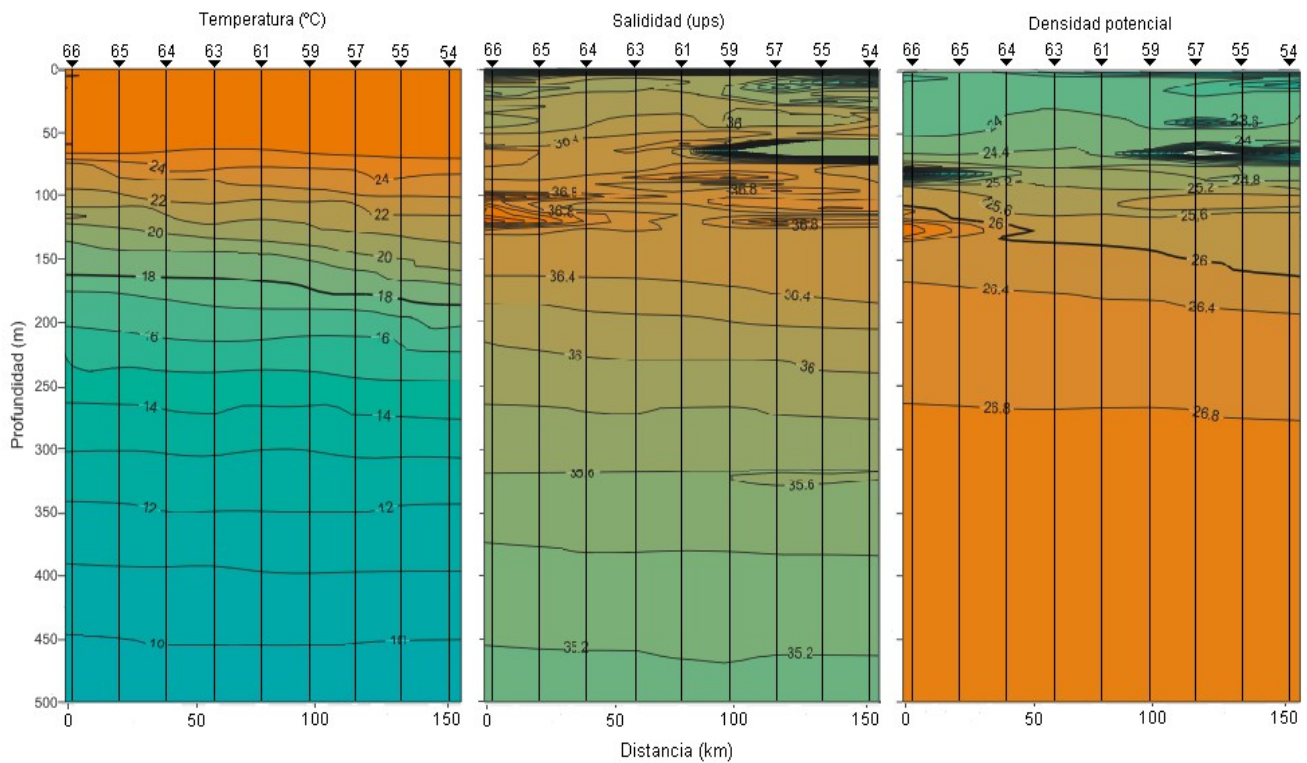


Fig. 4.10 Sección transversal 5.

En la sección transversal 4 (Fig. 4.11), en la temperatura a los 100 m entre las estaciones 85 y 79, se observa un hundimiento de las isotermas el cual caracteriza un giro anticiclónico, desde los 300 m a los 400 m entre las estaciones 83 y 77 se alcanza a ver una elevación, característica de un giro ciclónico. Por debajo de los 450 m entre las estaciones 86 y 77, se ve un nuevo hundimiento.

En la distribución superficial de la salinidad se observa una acumulación de isohalinas, lo cual se puede asociar a la evaporación, mientras conforme se va bajando con la profundidad, se observa como van descendiendo los valores hasta pasar de 36.6 a 35.2 ups.

En la densidad potencial se ve un hundimiento entre las estaciones 86 a 77 desde la superficie hasta los 150 m y, desde los 150 m en adelante se alcanza a ver como se separan las isopícnas (Fig. 4.11).

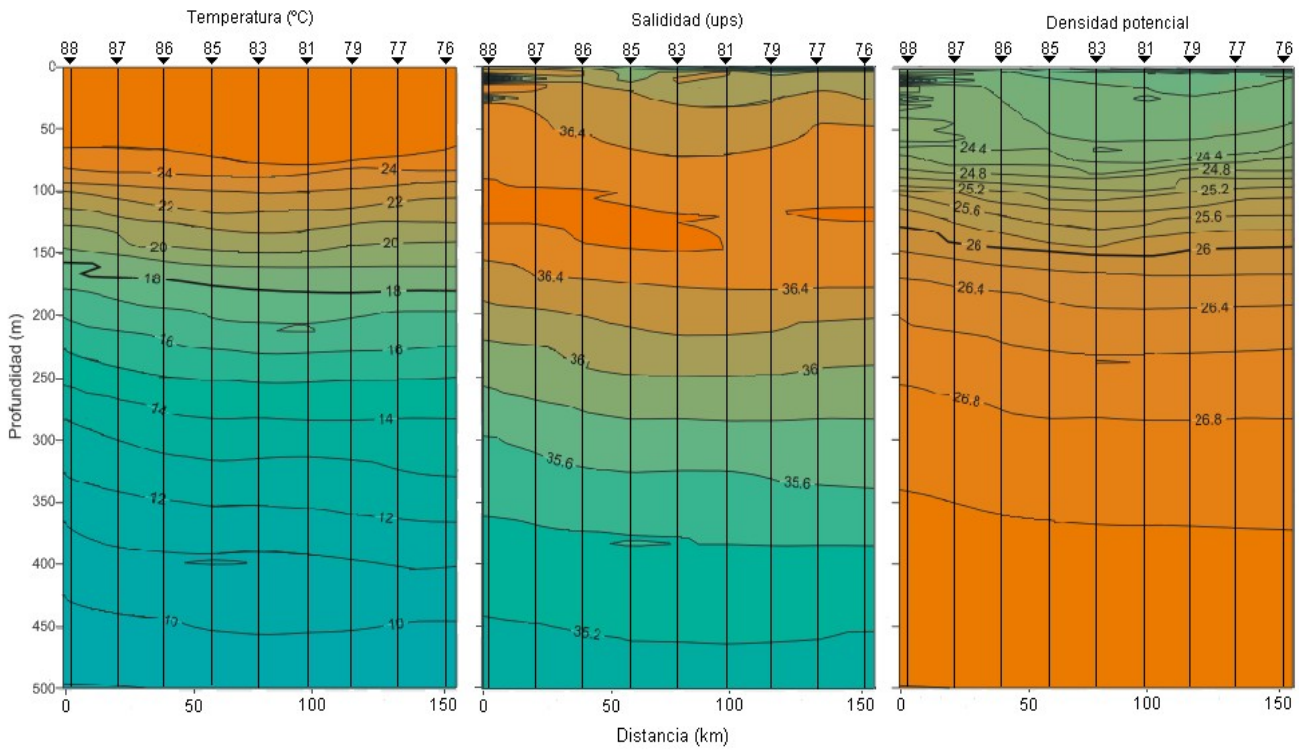


Fig. 4.11 Sección transversal 4.

En la sección transversal 3 (Fig. 4.12), para la temperatura se observa que entre los 50 m donde termina la capa de mezcla, hasta casi los 250 m, entre las estaciones 109 y 99 hay un hundimiento de isotermas que es característico de un giro anticiclónico y de los 300 m en adelante entre las estaciones 105 a 99, se observa un nuevo hundimiento asociado a un giro anticiclónico. En el perfil de la salinidad hasta los 50 m se alcanza a ver la influencia de un norte y desde los 100 m se puede ver como se van separando las isohalinas, lo cual indica que el gradiente de salinidad es menor. En la densidad potencial al igual que en la salinidad hasta los 50 m, se ve como se unen las isolíneas y desde los 50 m hasta los 150 m estas isopícnas se muestran mas juntas que de los 150 m en adelante, indicando como se comporta el gradiente de densidad el cual varía de 24 a 27.2 a los

500 m (Fig.4.12).

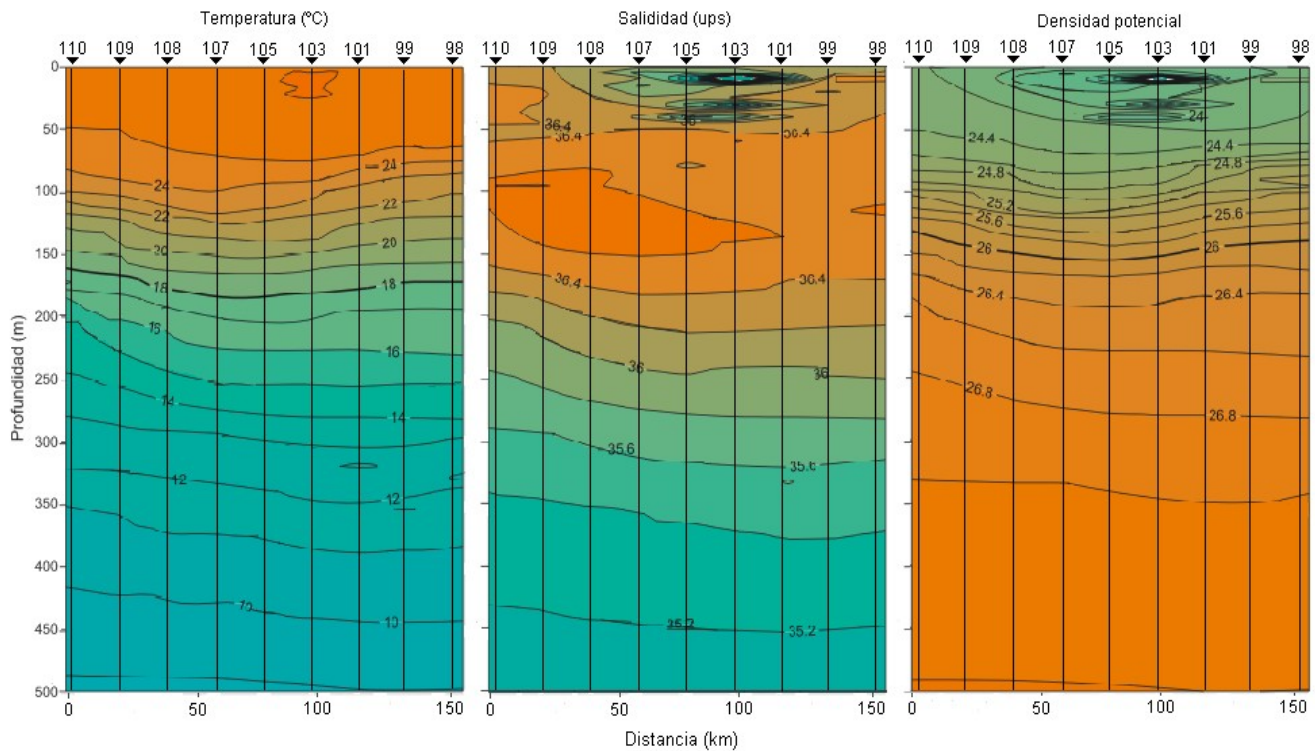


Fig. 4.12 Sección vertical 3.

En la sección transversal E (Fig. 4.13) en dirección meridional donde se ordenan las estaciones de norte a sur, se observa la influencia de la topografía dando lugar a la variación en la profundidad de la termoclina la cual va de los 90 a los 50 m dependiendo de su ubicación, desde los 50 m se observa una elevación en las isolíneas entre las estaciones 61 a 115 la cual llega hasta por debajo de los 300 m y desde los 350 m en las mismas estaciones se ve un hundimiento de las isotermas.

En la salinidad hasta los 100 m se ve la influencia de un norte gracias a los marcados cambios en las capas superficiales, por debajo de los 150 m hasta los 300 m las isohalinas se mantienen homogéneas y por debajo de los 300 m estas se comienzan a separar dando lugar a un menor gradiente en la salinidad.

La densidad potencial va de 24 a 27.2 kg m⁻³, presentando elevaciones en las isopicnas hasta los 300 m de profundidad entre las estaciones 39 a 115, lo cual corresponde con lo observado en la temperatura (Fig.4.13).

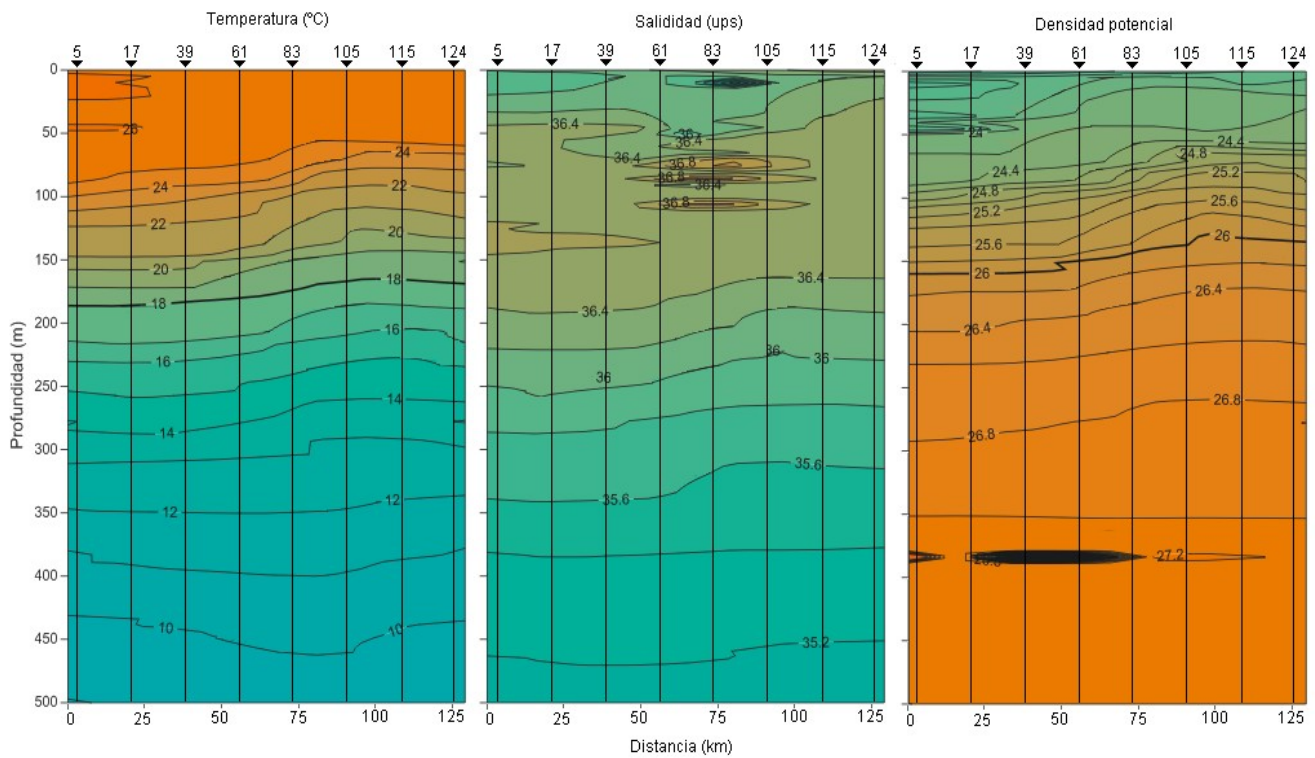


Fig. 4.13 Sección vertical E.

En la sección transversal F (Fig. 4.14) la temperatura va de los 26 °C a los 10 °C y al igual que la sección E, se ve influenciada por la topografía, dando lugar a una serie de elevaciones en las isotermas entre las estaciones 37 y 123 desde los 50 m de profundidad, por lo que se ha mencionado antes, esta por lo general asociado a un giro ciclónico. En la salinidad se mantiene el mismo patrón desde la superficie hasta los 100 m asociado a un norte y se observa como las isohalinas se mantienen homogéneas hasta los 250 m, donde se comienzan a separar para dar lugar aun menor gradiente de la salinidad. La densidad potencial presenta cerca de la superficie hasta por debajo de los 100 m entre las estaciones 37 y 116, una serie de anomalías asociadas a un norte al igual que la salinidad, tanto como una elevación entre las estaciones 37 a 123 la cual exhibe la presencia de un giro ciclónico, como se ha descrito anteriormente reflejado por la temperatura (Fig. 4.14).

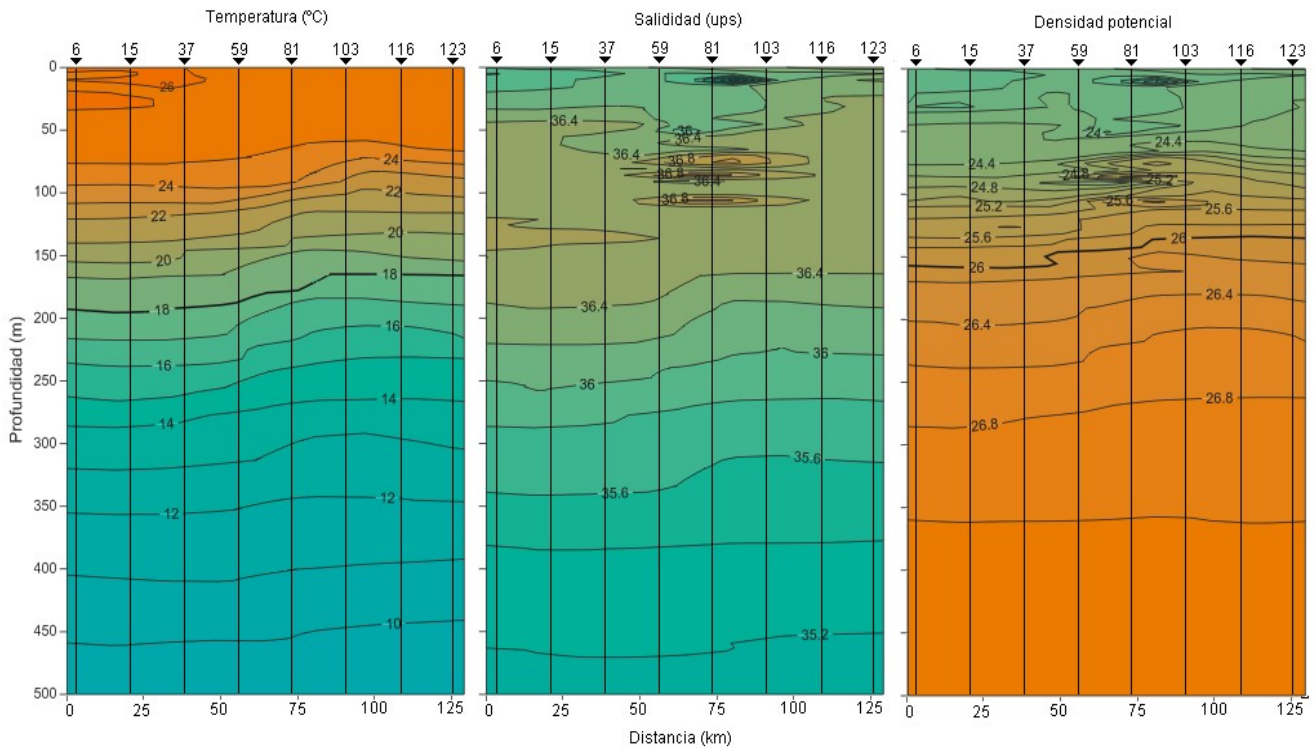


Fig. 4.14 Sección vertical F.

En la sección transversal G (Fig. 4.15), la cual se encuentra prácticamente paralela al eje del cañón, se tiene la capa de mezcla hasta los 75 m de profundidad, a partir de esta profundidad comienza una ligera elevación en las isotermas entre las estaciones 57 a 122. Por debajo de los 250 m entre las estaciones 7 a 79, las isotermas presentan un hundimiento hasta debajo de los 400 m, asociado este hundimiento a un giro anticiclónico, a la misma profundidad entre las estaciones 79 a 122, se observa una elevación asociada a un giro ciclónico.

La sección transversal de la salinidad muestra valores entre 36 y 35.2 ups. A partir de los 150 m la salinidad decrece y se presenta una ligera elevación en las isohalinas entre las estaciones 57 y 117 desde los 250 m hasta los 400 m.

La sección transversal de la densidad potencial tiene un máximo de 26.9 kg m^{-3} y un mínimo de 23.6 kg m^{-3} cercano a la superficie. Se tiene un mayor gradiente desde los 150 m y se observa las elevaciones vistas antes con la temperatura (Fig. 4.15).

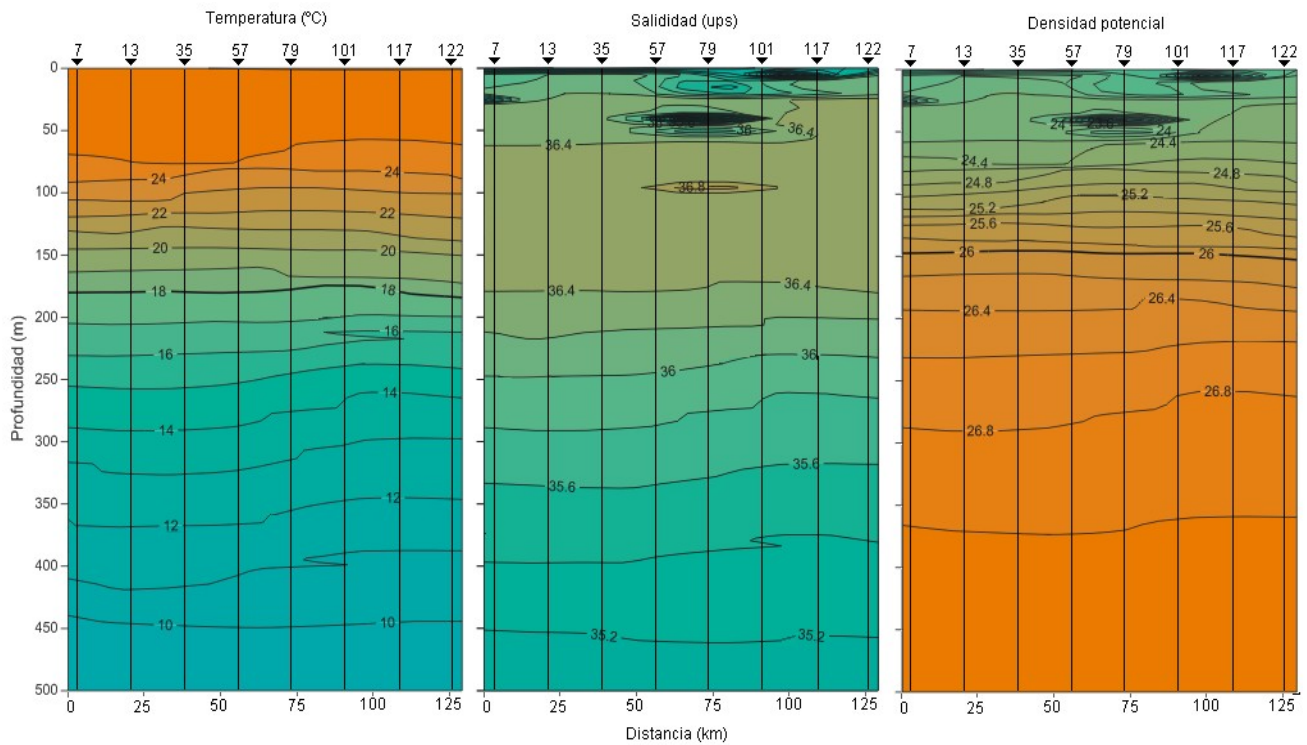


Fig. 4.15 Sección vertical G.

En la sección transversal H (Fig. 4.16) se puede observar que la capas superiores muestran una distribución muy homogénea hasta los 75 m, donde el fuerte gradiente vertical de temperatura da lugar a la termoclina. A los 100 m entre las estaciones 77 y 121, se ve como las isotermas tienden a elevarse, lo cual es una característica típica de la presencia de un giro ciclónico, es decir donde hay una zona de divergencia, que advecta agua del centro y agua más profunda debe ascender para ocupar el lugar en donde el agua ha sido desplazada, para garantizar la conservación de masa. Los valores de temperatura registrados para este transecto son 27.3 °C como máximo y 8.7 °C como mínimo. Poco mas abajo de los 200 m entre las estaciones 33 y 99, se observa un comportamiento contrario al anterior, esto es que hay un hundimiento en las isotermas lo cual puede ser asociado a un giro cálido o anticiclónico, ubicado justamente sobre el eje del cañón, el cual también se pudo observar en el transecto 6.

La sección vertical de la salinidad tiene valores entre 34.3 y 34.9 ups, en la capa superficial entre las estacione 33 y 121 se observa un marcado gradiente, lo que indica mayor mezcla hasta antes de los 50 m. Al igual que para la temperatura por debajo de los 150 m entre las estaciones 33 y 99 se observa un hundimiento de las isohalinas el cual se conserva hasta pasar los 400 m y entre las

estaciones 77 a 121 una elevación.

En la sección transversal la densidad potencial que va de 23 a 27.6 kg m⁻³ (Fig. 4.16), igual que en la salinidad, tiene un menor gradiente de la superficie hasta antes de los 50 m de profundidad. El hundimiento de las isopícnas ocurre entre las estaciones 33 a 99 y su elevación de la 77 a la 121, lo cual indica la presencia de un giro anticiclónico y uno ciclónico como se ha descrito gracias al perfil de la temperatura.

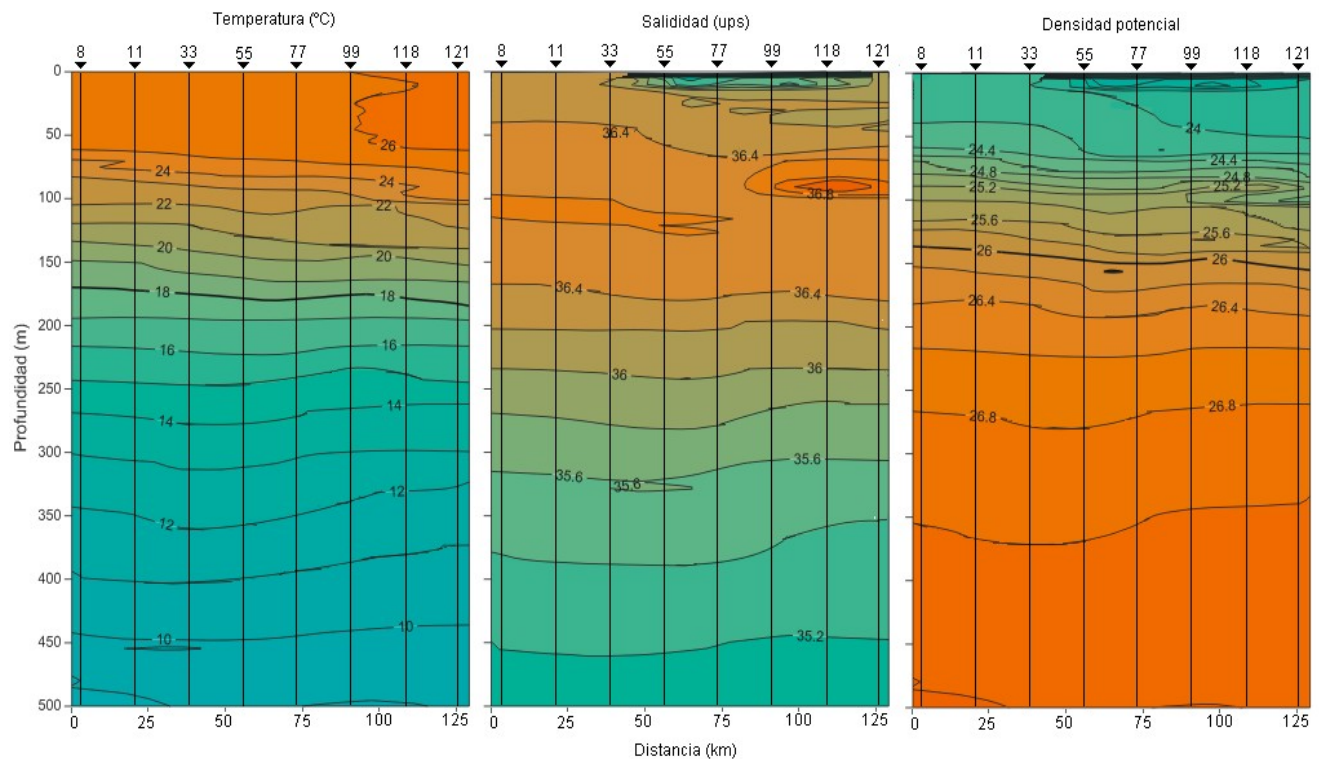


Fig. 4.16 Sección vertical H.

4.3 Diagramas T-S, Masas de agua

Una masa de agua se define como un gran volumen de agua con una temperatura y salinidad característica y que puede ser reconocida a partir de su lugar de origen. Puede formarse por interacciones entre el aire y el mar (precipitación-evaporación) o por la mezcla de dos o más cuerpos de agua. Cuando realizamos mediciones de temperatura y salinidad en un mismo punto a distintas profundidades, podemos graficar los valores en un sistema de coordenadas (S, T). En la ordenada se ubica la temperatura (T) y en la abscisa la salinidad (S). A este tipo de diagramas se les conoce como “diagramas T-S”. La posición de los puntos genera una distribución que describe la relación

que hay entre la temperatura y la salinidad en un volumen de agua considerado. La figura final, el diagrama T-S, estará conformada por una serie de combinaciones de temperatura y salinidad, donde los puntos de igual densidad forman curvas denominadas “isopícnas”.

Las masas de agua se mezclan muy lentamente con las aguas que las circundan, pero tienden a retener sus temperaturas y salinidades originales. De esta manera es posible identificarlas, lo cual es importante porque brinda información sobre el origen de estas masas de agua y también sobre el movimiento de ellas en la vertical. Para la zona del Cañón de Campeche se combinaron los diagramas T-S del Golfo de México de Elliot (1982) y Biggs (1992), para compararlo con el diagrama T-S obtenido de nuestros datos y poder analizar cuales son las masa de agua que ahí intervienen (Fig. 4.17).

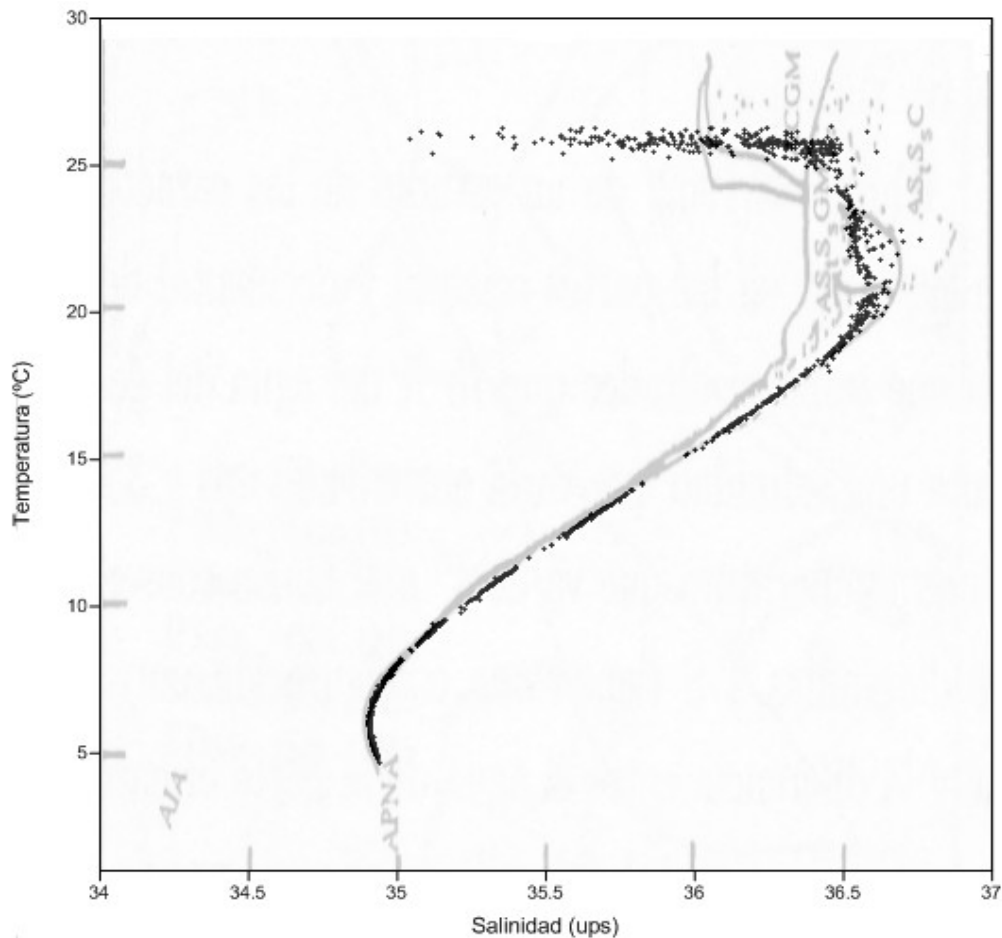


Fig. 4.17 Diagrama T-S.

Se encontraron 6 masas de agua a lo largo del diagrama T-S:

1. Agua Subtropical Subsuperficial (AstSs) en la parte superior de la capa de mezcla que entra al Golfo de México por el Canal de Yucatán, tiene una salinidad entre 34.80 y 35.20 ups y temperatura entre 4 y 8 °C.
2. Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (AstSsC), se encuentra en la capa superior con alta salinidad que va de 36.4 a 36.6 y temperatura menor a 22.50 °C, se forma fuera del golfo y se introduce por medio de la Corriente de Lazo; una parte de esta agua penetra al oeste del Golfo de México y otro volumen importante de esta masa forma parte del giro anticiclónico que se desprende de la corriente de Lazo (Aldeco *et al.*, 2009), presentando una mezcla convectiva durante el invierno, dando lugar a la siguiente masa de agua.
3. Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AstSsGM) se origina por la mezcla de agua de la capa de la superficie hasta los 200 m durante el invierno (Elliott, 1982); con la presencia de frentes fríos atmosféricos llamados “nortes” en el golfo que generan una pérdida de calor en las capas superiores, lo que provoca una disminución de la temperatura, volviéndose más densa así y tiende a hundirse y mezclarse con agua de menor salinidad. Se caracteriza por salinidades alrededor de 36.4 ups y temperaturas de 22 °C y se encuentra entre los 100 y 150 m de profundidad.
4. Agua Común del Golfo de México (ACGM) se forma también por los procesos de mezcla que afectan la estabilidad, asociada con la parte superior de la termoclina principal, con salinidad y temperatura alrededor de 36.40 ups y 22.5 °C respectivamente, se localiza en los primeros metros de la superficie hasta los 150 m de profundidad; el mecanismo más importante en la formación de esta masa de agua es la colisión del giro anticiclónico proveniente de la Corriente de Lazo con el talud noroeste del Golfo de México y la plataforma continental de Tamaulipas (Vidal *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1994a).
5. Agua Intermedia Antártica (AIA) entra al golfo para dispersarse hacia el oeste, mediante el desprendimiento de giros anticiclónicos de la Corriente de Lazo, se encuentra en la capa intermedia entre los 700 y 750 m, con salinidad alrededor de 34.88 ups, esta se modifica en su recorrido desde el Mar Caribe al Canal de Yucatán donde se encuentra con aguas de 34.85 ups de salinidad para luego distribuirse por la Bahía de Campeche.
6. Agua Profunda Noratlántica (APNA) ingresa al Golfo de México vía el Caribe, a través de la

profundidad del umbral (1600 a 1900 m) del Canal de Yucatán (Nowlin y McLellan, 1967). En la Cuenca de Yucatán, se encuentra entre los 1500 y 2000 m de profundidad, tiene una salinidad de 34.96 a 34.99 ups, una temperatura de 4 a 4.1 °C. Esta constituye la masa de agua profunda del Golfo de México.

4.4 Campos de velocidad geostrófica

El patrón de circulación geostrófica está dado relativo al fondo. A los 5 m se registran velocidades máximas de 1 m/s y mínimas de 0.0007 m/s, donde parte del flujo cruza y otra parte comienza a tener influencia del cañón, por lo que los flujos tienen diferentes direcciones (Waterhouse *et al.*, 2009); se observa que la mayor interacción está ubicada sobre el Cañón de Campeche, donde se encuentran las velocidades máximas. Así también, vemos como llega agua desde el noroeste, la cual es probablemente la parte sur del giro anticiclónico permanente de la costa oeste, frente a Tamaulipas (Montreal Gómez y Salas de León, 1997). A 10 m de profundidad las velocidades calculadas van de 0.0018 a 1 m/s y al igual que en los 5 m, las mayores velocidades se encuentran sobre el cañón. Así se puede ver como la velocidad va disminuyendo, al sureste se observa una convergencia de los vectores asociada a la presencia de un giro anticiclónico. Al centro las direcciones divergen, lo cual puede indicar la presencia de un giro ciclónico y al sureste se ve la convergencia de los vectores lo cual indica la presencia de un giro anticiclónico. A 50 m la velocidad va de 0.0018 a 1.1 m/s, al este se observan formaciones más marcadas gracias a la interacción de la corriente con la pared de cañón y se mantiene la divergencia de vectores en el centro. A 100 m la velocidad varía entre 0.0022 y 0.8 m/s. Se mantiene la presencia del giro ciclónico y la interacción con la pared del cañón (Fig. 4.18).

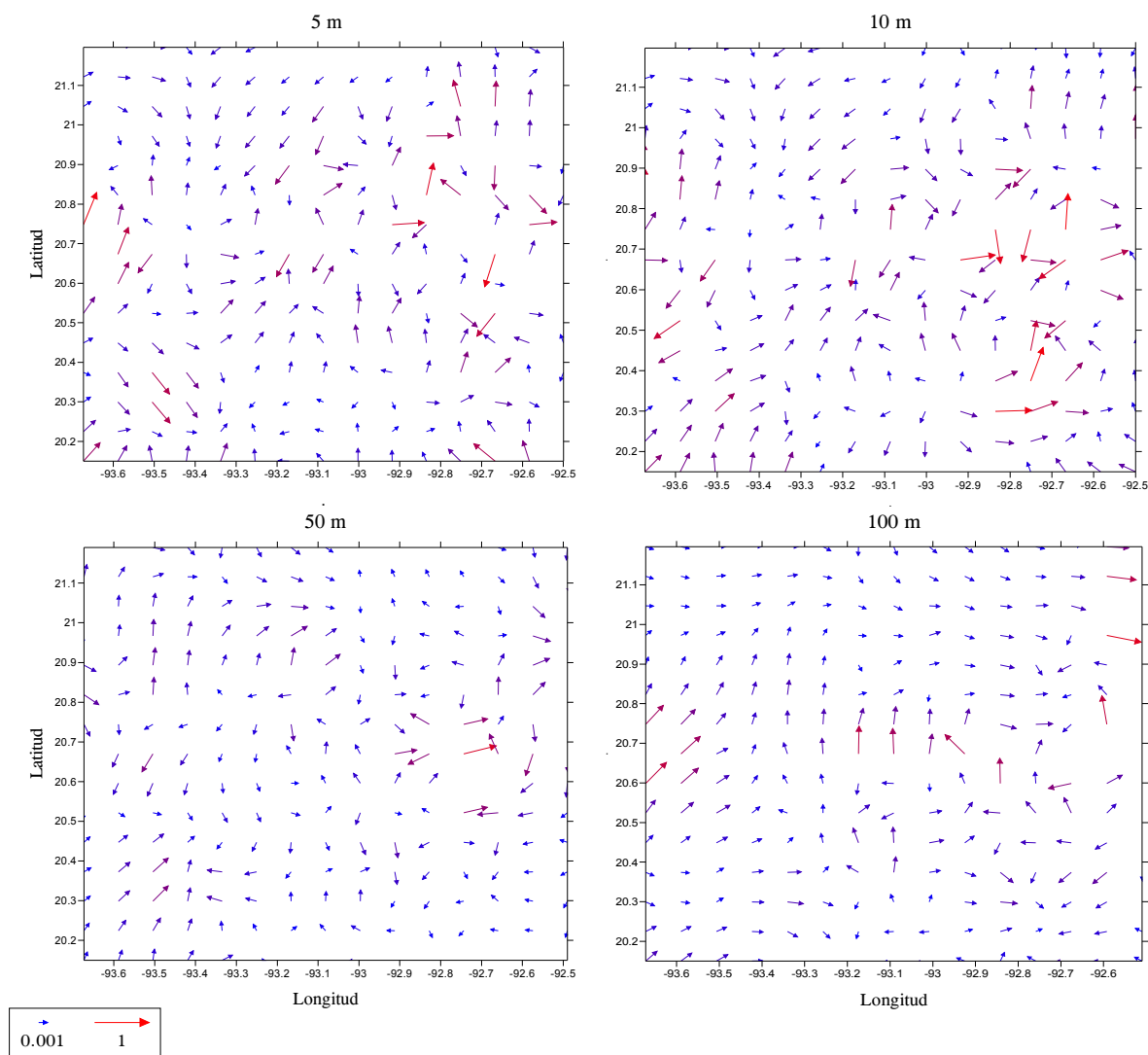


Fig. 4.18 Patrón de circulación geostrófica (relativa a 1000 db)
a 5, 10, 50 y 100 m de profundidad.

Desde los 5 m hasta los 150 m se tiene la presencia de ACGM, a los 150 m de profundidad, la velocidad va de 0.0002 a 0.591 m/s, por lo que se cambio la escala en las figuras del patrón de circulación, a esta profundidad ya se tiene bien ubicado el giro anticiclónico al sureste del cañón, por encima de este se observa una divergencia de vectores lo cual indica la presencia de un giro ciclónico. A 200 m persiste el giro ciclónico (Rosales Navarro, 2003) menos definido y las velocidades van de 0.04 a 24.2 cm/s así como un cambio entre el ACGM la cual es menos densa y AstSsGM, con lo cual se da lugar a saltos hidráulicos u ondulaciones. A 300 m de profundidad las velocidades se encuentran entre 0.01 y 13.7 cm/s, al oeste entre las latitudes 20.8 y 20.6 N y

longitudes -93.7 y -93.5 W, se observa una convergencia de flujos la cual se mantiene hasta los 800 m variando su ubicación, esto indica la presencia de un giro anticiclónico. A 400 m las velocidades van de 0.09 a 8.9 cm/s. A 500 m la velocidad tiene valores pertenecientes al intervalo entre 0.01 y 7.3 cm/s y se puede ver el centro de un giro ciclónico. A 600 m, la velocidad se encuentra entre 0.02 y 6.2 cm/s, se ve claramente la presencia de un pequeño giro anticiclónico. A 700 m las velocidades toman valores entre 0.04 y 30.7 cm/s lo cual se asocia a la presencia del AIA, que da nuevamente lugar a cambios abruptos de densidad, lo cual se comprueba con la hidrografía. A 800 m las velocidades oscilan entre 0.05 y 6.6 cm/s, se tiene la presencia de un giro anticiclónico al sur muy bien marcado, el cual se mantiene hasta los 900 m, donde la velocidad llega a tener valores de hasta 7.1 cm/s. A 1000 m se tienen las menores velocidades, esto es de 4.9 cm/s y se observan todavía una serie de formaciones de flujos convergentes al suroeste y centro y divergentes al centro y oeste (Fig. 4.19 y 4.20).

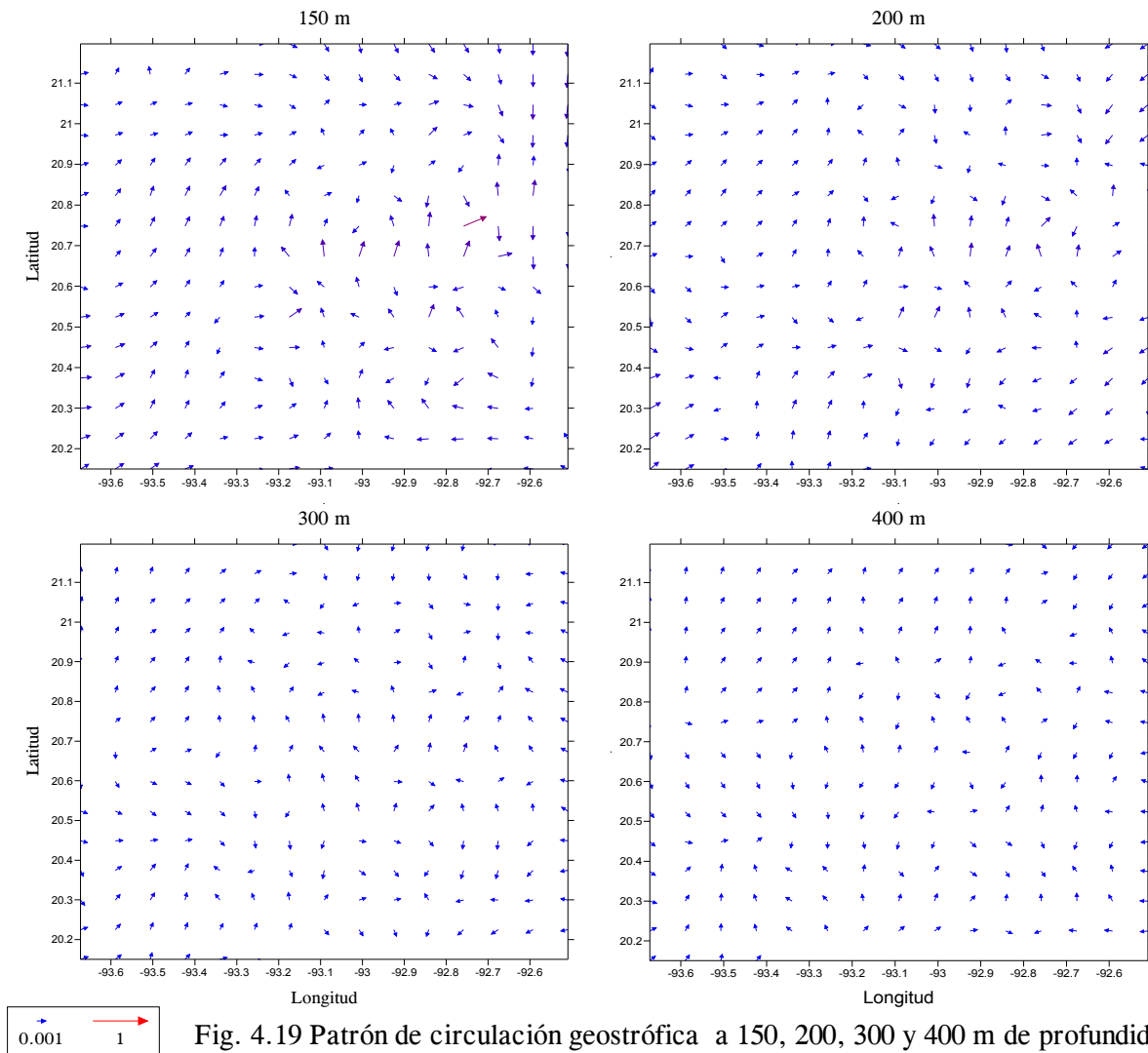


Fig. 4.19 Patrón de circulación geostrofica a 150, 200, 300 y 400 m de profundidad.

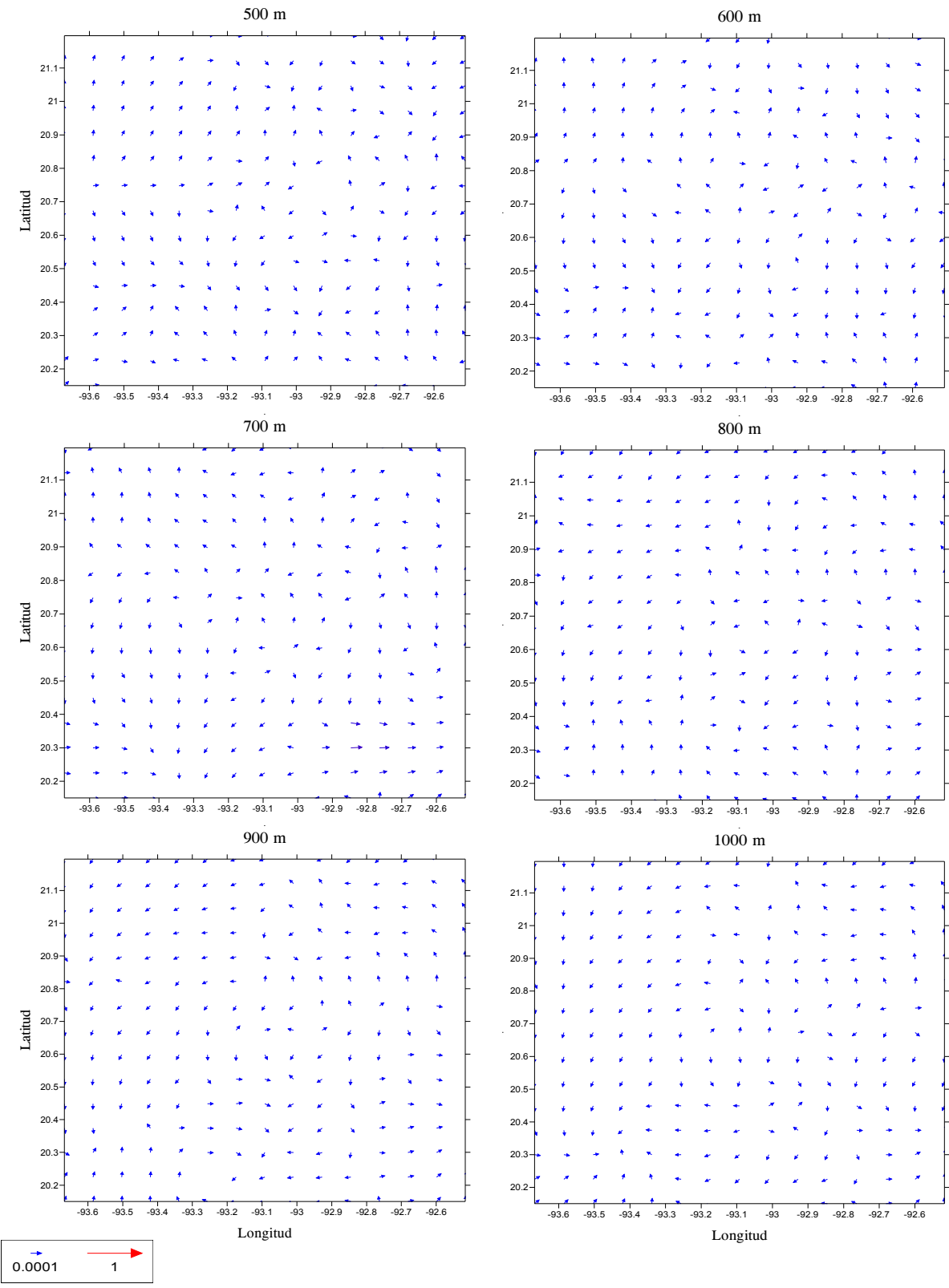


Fig. 4.20 Patrón de circulación geostrofica (relativa a 1000 bd) de 500 a 1000 m de profundidad.

4.5 Secciones transversales de velocidad geostrófica

Estas secciones transversales muestran el comportamiento de las isotacas (líneas de igual rapidez) con un intervalo de contorno de 5 cm/s. Se toman las mismas secciones transversales que para los datos hidrográficos; esto es, los transectos E, F, G, H y 6, 5, 4, 3, donde el cambio de dirección está indicado por el cambio de signo de la velocidad.

En los transectos zonales 6, 5, 4 y 3 ordenados de norte a sur, se toman cambios en la dirección de la velocidad con dirección norte a sur. En la sección transversal 6 se muestran velocidades geostróficas negativas que alcanza valores de hasta 45 cm/s cerca de la superficie con dirección al sur (valores negativos), en la zona este se observa la influencia de la pared del cañón ya que se comporta como un factor de barrera, mientras que en toda la columna de agua se ve como un flujo va de norte a sur. La sección transversal 5 cerca de la superficie hasta los 100 m de profundidad, alcanza valores de velocidad de hasta 160 cm/s esto gracias a la influencia de un norte y se tienen flujos que van de norte a sur alternado con aquellos que val de sur a norte. En el transecto 4 las velocidades alcanzan valores de 55 cm/s al este, asociado a un flujo que entra desde el este. En la sección transversal 3 las velocidades alcanzan valores muy elevados de hasta 1.4 m/s, por debajo de los 400 m (Fig. 4.21).

En los transectos meridionales E, F, G y H ordenados de oeste a este, el flujo va en dirección oeste-este. En la sección transversal E la velocidad geostrófica alcanza valores de 50 cm/s cerca de la superficie con dirección oeste, que indica como está saliendo agua del área de estudio. En el transecto F la velocidad alcanza valores de 80 cm/s con dirección este. En la sección transversal G la velocidad geostrófica llega a tener valores de 60 cm/s cerca de la superficie y se observan flujos alternados de este a oeste y oeste a este. En el transecto H la velocidad es de las menores registradas al estar sobre la pared del cañón, con valores de hasta 40 cm/s (Fig. 4.22).

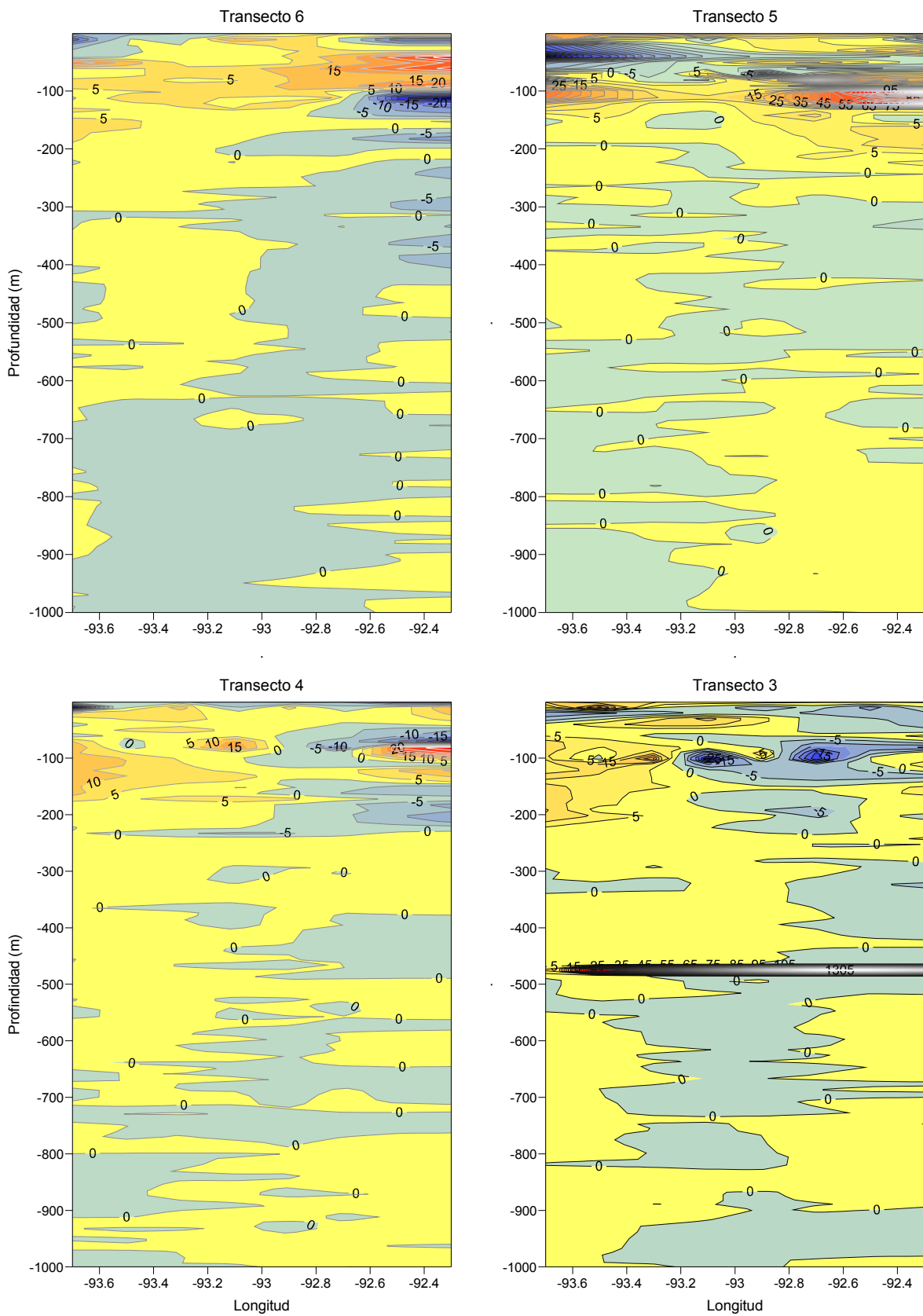


Fig. 4.21 Secciones transversales de la velocidad geostrofica (cm/s) en dirección norte-sur

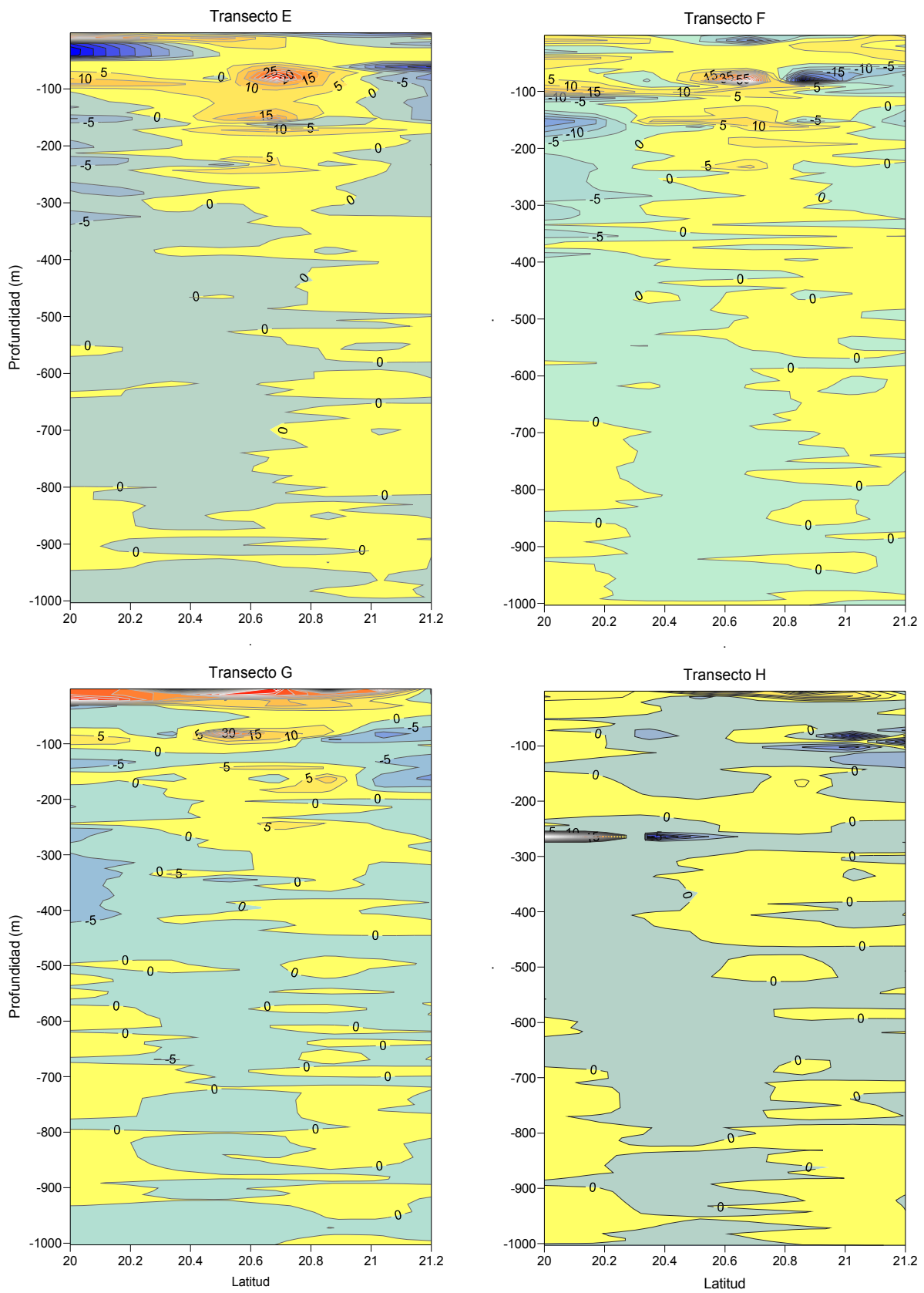


Fig. 4.22 Secciones transversales de la velocidad geostrófica (cm/s) en dirección oeste-este.

Discusión

Los cañones submarinos son regiones con una gran importancia en la oceanografía. Tienen una gran biodiversidad (Vetter y Dayton, 1998). Por su forma y la pendiente de sus paredes forman regiones aisladas que inducen un elevado número de endemismos, esto es, organismos que han evolucionado con poca interacción con otros similares y son exclusivos de una región en particular. La geometría de los cañones tiende a canalizar material de origen continental hacia el fondo (Palanques *et al.*, 2005), lo que resulta en que en sus partes más profundas tengan un alto contenido de material orgánico y consecuentemente que se observen mayores valores de biomasa (Escobar Briones *et al.*, 2009). Por otro lado, en las regiones próximas a sus paredes se producen corrientes ascendentes que transportan nutrimentos desde las zonas profundas a las regiones someras e iluminadas de la columna de agua, donde el fitoplancton aprovecha dichos nutrientes, incrementando su biomasa, lo que repercute a toda la red trófica en el cañón (Salas de León *et al.*, 2004).

Los sistemas de cañones pueden contribuir a la abundancia y a la diversidad de la vida marina al proporcionar hábitats físicos más variados y complejos y al concentrar restos orgánicos que se mueven desde la costa y hacia abajo por la pendiente del terreno que se adentra en el mar. Para la mayoría de los márgenes continentales, en el talud y la plataforma continental predominan los sedimentos blandos de relieve esencialmente plano. En cambio, los cañones que cruzan estos márgenes a menudo tienen declives pronunciados, afloramientos rocosos, y corrientes más rápidas que pueden dar soporte a fauna con diversos requerimientos de hábitat. Lo anterior nos lleva a considerar los cañones submarinos como importantes hábitats para la vida marina que necesitamos conocer desde un punto de vista hidrodinámico, para entender mejor lo que ocurre en dichos ecosistemas.

En este trabajo se estudió el ajuste de una corriente costera que fluye sobre un cañón submarino mediante el cálculo geostrófico de las corrientes. La aplicación del método geostrófico en el Cañón de Campeche representa un reto ya que el análisis geostrófico parte de considerar un balance entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis válido en escalas espaciales grandes, de decenas a centenas de kilómetros en un sistema estacionario (von Arx, 1962). En el caso del Cañón de Campeche se tiene una escala espacial de kilómetros a decenas de kilómetros y

corrientes muy intensas que lo caracterizan como dinámicamente activo (Rosales Navarro, 2007), condiciones que ponen en entredicho la aplicación del método geostrófico.

Klinck (1989) encuentra dos condiciones del flujo geostrófico de resultados numéricos aplicados a un cañón idealizado. La primera corresponde a un sistema de dos niveles, donde un nivel representa la corriente que proviene de la plataforma continental y el otro, el flujo dentro del cañón. La otra condición es un sistema de tres niveles con dos capas de flujo dentro del cañón representados por un conjunto de giros ciclónicos y anticiclónico. Estas condiciones se encontraron en este estudio.

Existen cuatro escalas de longitud importante en el proceso de ajuste de las corrientes geostróficas en un cañón (Klinck, 1989): la anchura inicial de la corriente costera, el ancho del cañón y los radios internos y externos de deformación de Rossby. El ancho de la corriente costera determina la distancia a la cual decae la influencia perturbadora del cañón. Los resultados muestran que a 150 m de profundidad las corrientes geostróficas sienten la presencia del cañón, ajustando su dirección e intensidad de acuerdo al eje del cañón y formando giros ciclónicos y anticiclónicos para compensar los esfuerzos friccionales mediante vorticidad (Wåhlin, 2002; Santiago Arce, 2010).

Tanto la distribución de las principales variables hidrográficas (temperatura, salinidad y densidad) como el campo de las velocidades geostróficas muestran núcleos ciclónicos (fríos) y anticiclónicos (cálidos) en el Cañón de Campeche, desde los 50 m, lo cual coincide con lo reportado por Rosales Navarro (2007), Díaz Flores (2004) y Santiago Arce (2010).

Durante la época de estudio se encontraron 6 masas de agua, estas fueron Agua Subtropical Subsuperficial (AstSs), Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (AstSsC), Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AstSsGM), Agua Común del Golfo de México (ACGM), Agua Intermedia Antártica (AIA) y por último el Agua Profunda Noratlántica (APNA), con lo cual se infiere que las diferencias de densidad juegan un papel importante, esto valida en gran parte la aplicación del balance geostrófico, ya que si las diferencias de densidades son importantes existirá una tendencia a restituir la horizontalidad de las capas en una distribución similar a la de los geopotenciales.

Las distribuciones de temperatura, salinidad y densidad mostraron la presencia un giro ciclónico y una corriente de intrusión de agua cálida que viene de la plataforma de Yucatán. A partir de los 50 m de profundidad se observa un giro ciclónico que a 200 m tiende a formar una oscilación anticiclónica. Este tipo de estructuras ciclónicas - anticiclónicas en la vertical, es característica de los

cañones submarinos (Klinck, 1996; Santiago Arce, 2010). Giros de esta naturaleza fueron también, reportados por Rosales Navarro (2007). La distribución horizontal de temperatura, salinidad y densidad potencial ratificaron la presencia de los giros ciclónicos y anticiclónicos, los cuales se asocian con ascenso y descenso de agua respectivamente. La persistencia de los giros fue clara a 500 m de profundidad. En términos generales, la circulación en la superficie del Cañón de Campeche presentó una tendencia ciclónica en el suroeste de la región y anticiclónica al noroeste, coincidiendo con lo reportado por Rosales Navarro (2007) y Díaz Flores (2004).

Los valores máximos de la velocidad geostrofica dentro del Cañón de Campeche fueron 1.1 m/s, el promedio de las velocidades fue de 0.53 m/s, lo cual concuerda con los valores obtenidos mediante el modelo numérico para el Cañón de Perth (costa de Fremantle, Australia) donde los valores se encuentran alrededor de 0.6 m/s con máximas registradas de 1 m/s (Rennie, 2005), con esto se puede inferir que la corriente dentro del Cañón de Campeche fue intensa (Santiago Arce, 2010). Es importante hacer notar que las velocidades mas intensas no se encontraron en la superficie, sino en capas subsuperficiales lo cual concuerda con lo reportado por Shaw *et al.* (2003). Para el Cañón de Barrow en el Mar de Beaufort (Alaska, Océano Ártico) y se deben fundamentalmente a un ajuste por vorticidad de los esfuerzos tangenciales inducidos por la fricción en las paredes del cañón (Wåhlin, 2002; Santiago Arce, 2010). La pared del Cañón de Campeche al este de la región de estudio, es un factor de barrera importante para la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos (Rosales Navarro, 2007; Santiago Arce, 2010).

En la mayor parte de nuestra área de estudio, cada profundidad fue dominada por un flujo ciclónico, condiciones similares con lo que reportan Waterhouse *et al.* (2009), Perénne *et al.* (2001), Etling *et al.* (2009), Perénne *et al.* (1997) y Klinck (1996), en los cañones que estudiaron.

Conclusiones

Con los datos obtenidos de la campaña oceanográfica CAÑON 3 que se llevo a cabo del 1 al 12 de diciembre de 2009, se desprenden las siguientes conclusiones:

1. El método geostrófico es una buena herramienta para el estudio de las corrientes generadas por diferencias de densidad en el Cañón de Campeche.
2. El área de estudio presentó seis masas de agua, Agua Subtropical Subsuperficial (AstSs), Agua Subtropical Subsuperficial del Caribe (AstSsC), Agua Subtropical Subsuperficial del Golfo de México (AstSsGM), Agua Común del Golfo de México (ACGM), Agua Intermedia Antártica (AIA) y Agua Profunda Noratlántica (APNA), con lo cual se infiere que las diferencias de densidad juegan un papel importante en la estructura hidrográfica del cañón.
3. El cañon de Campeche presentó ascenso y descenso de las isotermas , isohalinas e isopicnas en la cabeza, es decir, a 20 m, 50 m y 100 m de profundidad, ésta agua es densa, fría y salina.
4. La corriente que llegan al Cañón de Campeche forma meandros y giros ciclónicos y anticiclónicos, mostrando una compleja estructura vertical de corrientes.
5. La pendiente del Cañón de Campeche causa la deflexión de la corriente marina forzándola a descender o ascender.
6. A los 452 m de profundidad se presentó un giro ciclónico ubicado al centro y en la parte sur del área analizada, con diámetro de 21 km.
7. La estructura hidrográfica vertical en el cañón presenta ondulaciones, indicando la posibilidad de existencia de ondas internas generadas por estratificación y por cambios bruscos de la batimetría.
8. Se calcularon velocidades geostróficas máximas de 1.1 m/s, con un promedio de 0.53 m/s.
9. El análisis de las corrientes geostróficas indican dos fuentes de posible formación de vorticidad ciclónica, la primera debida la intensidad de la velocidad de la corriente y la segunda el fuerte gradiente batimétrico.
10. De acuerdo a la conclusión (8), podemos suponer que el mecanismo de formación de los giros es debidos a la conservación de la vorticidad potencial inducido por efectos topográficos.

Glosario

Anticiclónico: Se usa para definir el sentido de rotación de fenómenos oceánicos y atmosféricos contrario a la dirección de giro de los ciclones y al de la tierra; en el mismo sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte y al sentido contrario en el hemisferio sur. Fig.1

Batimetría: Se refiere a la configuración del suelo marino o a un mapa donde esté delineado el perfil del fondo de un cuerpo de agua, por medio de contornos de igual profundidad (isóbatas).

Ciclónico: Es el sentido de giro de un fluido igual al de los ciclones y de la tierra; en sentido contrario al de las manecillas del reloj en el hemisferio norte y en el mismo sentido en el hemisferio sur. Fig.1

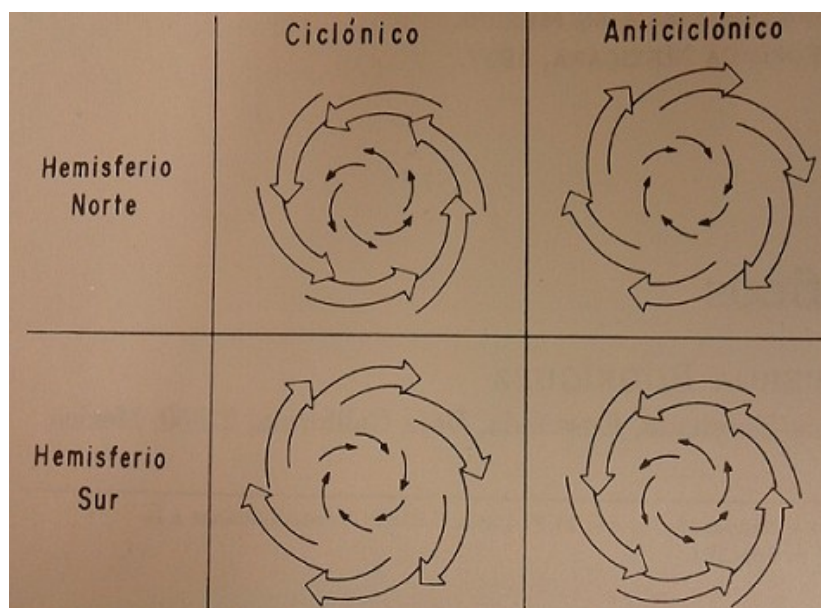


Fig. 1 Diagrama que muestra la forma de la circulación ciclónica y anticiclónica.

Diagrama T-S: Gráfica de datos de temperatura versus salinidad colectados en forma simultánea en cada nivel de una estación oceanográfica. Estos diagramas permiten identificar las masas de agua, hacer estimaciones de mezcla relativa entre ellas, obtener el valor de sigma-t, da la idea de la estabilidad de la columna de agua y permite encontrar posibles errores en la estimación de la temperatura y la salinidad.

Estación hidrográfica: Ubicación en el cual se obtienen perfiles de Conductividad, Salinidad, Temperatura, en un momento dado.

Fisiografía: Descripción de la naturaleza a partir del estudio del relieve y la litosfera, en conjunto con el estudio de la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera (Villota, 1989). Tiene como objetivo fundamental reconocer y delimitar las diferentes formas de tierra; así como, los rasgos generales del modelado del área de estudio.

Halino: Ambiente en el cual hay predominio de sales.

Haloclina: Capa del océano caracterizada por un fuerte gradiente de la salinidad con la profundidad.

Intrusión: Es la entrada de un tipo de agua en un espacio donde existía otro tipo de agua diferente, conservando parcial o totalmente sus características por un tiempo generalmente corto.

Isóbara: Línea o superficie que une todos los puntos de igual presión sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

Isóbata: Una línea o superficie que conecta todos los puntos de igual profundidad sobre una gráfica en el espacio.

Isohalina: Línea o superficie que une todos los puntos de igual salinidad sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

Isopícnica: Línea o superficie que une todos los puntos de igual densidad sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

Isoterma: Línea o superficie que conecta en un gráfica todos los puntos de igual valor de la temperatura, ya sea en el tiempo o en el espacio.

Masa de agua: Zonas donde el agua tiene propiedades características bastante homogéneas, a partir de

las cuales se puede inferir algunas otras características como su origen, movimientos y, algunas propiedades biológicas.

Meandro: Curvaturas muy pronunciadas (algunas en forma de u) en la trayectoria de un río o de una corriente marina.

Meridional: Se refiere a la dirección norte-sur, o sea a lo largo de un meridiano.

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

Norte: Tormenta invernal que produce cambios muy fuertes en la hidrografía de las capas superficiales.

Picnoclina: Capa de agua en la que se evidencia un cambio súbito en su densidad vinculado con la profundidad. La mayoría de las veces coincide con la termoclina y, como ésta, tiene gran variación en latitudes medias y casi nula en latitudes altas.

Presión: Fuerza por unidad de área, mediada en bares.

Salinidad: Contenido de sal disuelta en un cuerpo de agua. El porcentaje medio que existe en los océanos es de 10,9 % (35 gramos por cada litro de agua). La cual varía según la intensidad de la evaporación o el aporte de agua dulce de los ríos aumente en relación a la cantidad de agua.

Surgencia: fenómeno que consiste en el movimiento vertical de las masas de agua, de niveles profundos hacia la superficie. A este fenómeno también se le llama **afloreamiento** y las aguas superficiales presentan generalmente un movimiento de divergencia horizontal característico.

Temperatura: Característica del estado térmico del sistema, relacionado con la energía cinética de las moléculas que lo constituyen. Dicha energía que influyen sobre la temperatura se denomina calor,

y la temperatura es un indicador de la cantidad de energía en forma de calor que posee un cuerpo.

Termoclina: Capa dentro de un cuerpo de agua donde se presenta un cambio abrupto de temperatura con respecto a la profundidad. En el océano se pueden encontrar termoclinas temporales, las cuales tienen una variación estacionaria (anual) y permanentes.

Termohalino: Efecto por el que el agua del mar circule como resultado de la diferencia de salinidad y de temperatura, lo que provoca una diferencia de densidad. Cuando el agua cercana a los polos se enfría, su densidad aumenta y se hunde a una gran profundidad para luego ser empujada horizontalmente. Este movimiento lateral se realiza en los límites occidentales de los océanos en cauces de corrientes estrechos, y el agua se eleva al desplazarse.

Transecto: Técnica de observación y registro de datos, donde se tiene una banda de muestreo diseñada y dimensionada en función de cada masa, sobre la que se procede a la toma de los datos que se han definido previamente. Se basa en el análisis en detalle de una determinada superficie, considerada representativa de una zona más amplia, a la que se extrapolan los datos.

Ups: Es la abreviación de: unidades prácticas de salinidad definida por la UNESCO en 1978, definidas de tal manera que la nueva escala coincida con la antigua de partes por mil (ppm), basada en la razón entre la conductividad eléctrica de la muestra y una muestra estándar.

Vorticidad: Tendencia de los elementos del fluido a "girar", relacionada con la cantidad de "circulación" o "rotación" (o más estrictamente, la tasa local angular de rotación) en un fluido. También se puede considerar como la circulación por unidad de superficie en un punto en un fluido campo de flujo. Se trata de un vector de cantidad, cuya dirección está a lo largo del eje de rotación del fluido.

Zonal: Se refiere a la dirección este-oeste a lo largo de un paralelo.

Referencias

- Aguirre Gómez R. (2001) *Los mares mexicanos a través de la percepción remota*. III. Métodos y Técnicas para el estudio del territorio, Serie Temas selectos de Geografía de México. Instituto de Geografía, UNAM. Plaza y Valdés, S.A. de C.V.. 95p.
- Aldeco Ramírez, J.; M.A. Monreal Gómez; M. Signoret Poillon; D.A. Salas de León; D.U. Hernández-Becerril (2009) *Subsurface Eddies, Fronts and Phytoplankton over the Campeche Canyon Region, Gulf of México*. Ciencias Marinas., en prensa.
- Caso M., Pisantry I., Ezcurra E. (2004), *Diagnostico Ambiental del Golfo de México*, Instituto Nacional de Ecología, Vol.1 y 2, 114-117
- Cruz Rico Jorge E. (2011), *Análisis de las Corrientes geostróficas en profundidad y superficie, Ondas Atmosféricas*, Universidad Veracruzana, México, en prensa
- Díaz Flores M. A. (2004), *Estudio de las corrientes en la Bahía de Campeche utilizando un perfilador acústico Doppler (ADCP)*, Tesis de Maestría Oceanografía Física, Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 67p.
- Duran Campos E. (2010) *Patrones de distribución de la Chla a partir de la fluorescencia natural y su relación con la hidrografía en el Cañón de Campeche y Banco de Campeche, México (Junio, 2002)* Tesis de maestría Biología Marina, Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 64p.
- Elliot, B. A. (1982) *Anticyclonic rings in the Gulf of México*. Journal of Physical Oceanography 12, 1292-1309
- Escobar Briones E., E.L. Estrada Santillan y P. Legendre (2009) *Density and biomass of macrofauna in the Campeche Canyon, Southern Gulf of Mexico*. Deep-Sea Research, 55: 2679-2685.
- Fofonoff N. P. and Millard JR. R.C.(1983), *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. Unesco technical papers in marine science no.44. Unesco/SCOR/IAPSO. 53p.
- García Mirafuentes S. (2002) *Comportamiento estacional de la circulación geostrófica sobre la plataforma continental de Colima, durante el 2002*, Tesis de Licenciatura Oceanología, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima, 184p.
- García Mirafuentes S. (2011) *Análisis de las características del giro ciclónico de la Bahía de la Paz*, Tesis de Maestría Oceanografía Física, Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 86p.

- Godines Sandoval V., Lavín M., et al (2002) *Datos hidrográficos del alto Golfo de California: Campaña Oceanográfica BIPII-0207 (julio 2002)*, Informe Técnico 2372, Serie Oceanografía Física, CICESE, Octubre 2002, 43p.
- Hernández Becerril, D.U., J.A. García Reséndiz, D.A. Salas de León, M.A. Monreal Gómez, M. Signoret Poillon y J. Aldeco Ramírez (2008) *Nanoplankton fraction in phytoplankton structure from the southern Gulf of Mexico (April 2000)*. Ciencias Marinas, Vol. 22, Núm. 1, 77-90.
- Kamenkovich V. M. (1977) *Fundamentals of Ocean Dynamics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Series, 16
- Klinck, J.M. (1989) *Mean and tidal currents in Baltimore Canyon*. Journal of Geophysical Research, 93, 6971-6929.
- Klinck J.M. (1989) *Geostrophic Adjustment Over Submarine Canyon*. Journal of Geophysical Research, 94(C5), 6133-6144, 10p.1029/JC094iC05p06133.
- Klinck, J.M. (1988) *The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow*. Journal of Geophysical Research, 94, 6133-6144.
- Knauss John A. (1996) *Introduction to Physical Oceanography*. Ed. Pearson. 2nd. Edition
- Machin Jimenez F.J. (2003) *Variabilidad espacio temporal de la corriente de Canarias, del afloramiento costero al noroeste de África y de los intercambios atmósfera-océano de calor y agua dulce*, Tesis de Doctorado, Departamento de Física, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 115p.
- McWilliams James C. (2006) *Fundamentals of Geophysical Fluid Dynamics*, Cambridge University Press, 266p.
- Molinari, R.L.; J.F. Festas y D.W. Behringer (1978) *The circulation of the Gula of Mexico derived from estimated dynamic height fields*. Journal of Physical Oceanography, 8(6):987-996.
- Monreal Gómez, M.A., Salas de León, D. (1990) *Simulación de la circulación en la Bahía de Campeche*. Geofísica Internacional 29: (2). 101-111
- Monreal Gómez, M.A. y Salas de León D.A. (1997) *Circulación y estructura termohalina del Golfo de México*. En: Monografía No. 3 de la Unión Geofísica Mexicana "Oceanografía Física en México", M.F. Lavín Peregrina Ed. 183-199 pp.
- Müller Peter (2006) *The equations of Oceanic Motions*, Cambridge University Press, 302p.
- Neumann, G. and W. J. Pierson jr. (1966), *Principles of Physical Oceanography*. Prentice- Hall,

Englewood Cliffs N.J.

- Nowlin, W. D., (1972), *Winter circulation patterns and property distributions*. In: Contributions on the Physical Oceanography of the Gulf of México Vol. II, edited by L. R. A. Capurro y J.L. Reids Gulf Publishing Company, 3-52
- Palanques A., E. García-Ladona, D. Gomis, J. Martín, M. Marcos, A. Pascual, P. Puig, J.M. Gili, M. Emelianov, S. Monserrat, J. Guillén, J. Tintoré, M. Segura, A. Jordi, S. Ruiz, G. Basterretxea, J. Font, D. Blasco y F. Pagès (2005), *General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamós (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean*. *Progress in Oceanography*, 66(2-4):89-119.
- Pedlosky, J (1979) *Geophysical Fluid Dynamics*. Spriger-Verlag New York, 624p.
- Pickard, G. L. and W. J. Emery (1990). *Descriptive Physical Oceanography* 5th ed. Pergamon Press, Oxford.
- Pond S., y Pickard G.L. (1978) *Introductory Dinamic Oceanography*. Pergamon Press. 241p.
- Rasón S. y Varela R.A.,(2002) *Manual de Oceanografía Física Descriptiva*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Vigo. 162p.
- Rennie S.J., (2005) *Oceanographic process in the Perth Canyon and their impact on Productivity*. Thesis for the Degree of Doctor of Philosophy of Curtin University of Technology. December, 179p.
- Rosales Navarro, I.S. (2007) *Hidrografía y Corrientes Geostrófica en la Región del Cañón de Campeche*. Tesis de Maestría Oceanografía Física, Posgrado den Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 89p.
- Rosales Navarro, I.S. (2003) *Circulación Geostrófica en el sur del Golfo de México*. Tesis de Licenciatura, Ingeniería Geofísica, UNAM, 87p.
- Rosales Navarro. I. (2007) *Hidrografía y corrientes geostróficas en la región del Cañón de Campeche*. Tesis de Maestría en Ciencias. UNAM, México, D.F., 89p.
- Sato Masaki (2004), *Atmospheric Circulatio Dynamics and General Circulation Models*, Springer-Verlag, 773p.
- Salas de León, D.A., y Monreal Gómez M.A. (1986)*The role of the loop current in the Gulf of México fronts*. In: Marine Interfaces Ecohydrodynamics, J.C.J. Nihoul, Ed. Elsevier, Amsterdam, 293-300p.
- Salas de León, D.A., M.A. Monreal Gómez, M Signoret y J. Aldeco (2004) *Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over*

- the Campeche Canyon*, Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109 (C0,5012), 10p.1029/2002JC001614.
- Saldise G., Gomez Corral N., López M. y Avilés C. (2008) *Teoría y práctica del transecto como método de inventario para el Sabinar (Juniperus thurifera)*, Red nemoris
- Santiago Arce T. (2010), *Análisis de la Vorticidad en el Cañón de Campeche, Golfo de México*, Tesis de Maestría Oceanografía Física, Posgrado den Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, 77p.
- Skiba Yuri N. (2009), *Introducción a la Dinámica de Fluidos*, UNAM, Centro de Ciencias de la Atmósfera: Dirección General de Publicaciones y Fomento Editorial, 412p.
- Stewart Robert H.(2008), *Introduction to Physical Oceanography*, Departament of Oceanography Texas A&M University, 353p
- Vetter E.W. y P.K. Dayton (1998) Macrofaunal communities within and adjacent to a detritus-rich submarine canyon system. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45(1-3):25-54.
- Villota, H. (1992). *El Sistema CIAF de Clasificación Fisiográfica del Terreno*. Revista CIAF, Vol. 13, No. 1, pp. 55 – 70
- Von Arx, W. (1962) *An Introduction to Physical Oceanography*. Addison-Wesley, Massachusetts, USA, 422 p.
- Wählin A.K. (2002) *Topographic steering of dense currents with application to submarine canyons*. *Deep Sea Research Part1: Oceanographic Research Papers*, 49(2): 305-320.
- Waterhouse A., Allen S., Bowie A. (2009), *Upwelling flow dynamics in long canyons at low Rossby number*, *Journal of Geophysical Research*, Vol.114
- William E. and Thomson R. (2004), *Methods in Physical Oceanography*, Ed. Elsevier, 2nd. Edition, 654p.

Páginas de Internet consultadas:

http://meteo.fisica.edu.uy/Materias/oceanografia/teorico_oceanografia/cap5.pdf Cap.5 Corrientes geostróficas, Temas de Oceanografía - teorica. Unidad de Ciencias de la Atmósfera, Facultad de Ciencias, Universidad de la Republica de Uruguay

<http://www.iim.csic.es/pesqueras/Pesca/oceanograf%C3%ADa/MOF-3.pdf> Cap. 3 Masas de agua y diagramas T-S, Departamento de Recursos y Ecología Marina, Instituto de Investigaciones Marinas de Vigo

<http://www.iim.csic.es/pesqueras/Pesca/oceanograf%C3%ADa/MOF-4.pdf> Cap. 4 Corrientes superficiales, Departamento de Recursos y Ecología Marina, Instituto de Investigaciones Marinas de Vigo

http://www.biologiamarina.uach.cl/jgarces/Papers/Corrientes_Marinas_Masas_de_Agua.pdf Schneider W, *et al.*, Cap. 10 Corrientes Marinas y Masas de Agua, Instituto de Biología Marina “Jurgen Winter”, Universidad Austral de Chile

<http://cremc.ponce.inter.edu/2daedicion/articulo2.htm> Ramirez, J. (2006), Corrientes Oceánicas, Revista de Investigación 360° en Ciencias y Matemáticas, Centro de Recursos para la enseñanza en Matemáticas y Ciencias, Universidad Interamericana de Puerto Rico

<http://earth.usc.edu/~stott/Catalina/Oceans.html> Ocean Currents and Climate, Research and Resources portal, University of Southern California Earth Sciences

<http://mykwan.free.fr/gulfstream/index.php?view=partie1> Le Gulf Stream, Alban Lhuissier

<http://oceanmotion.org/html/background/geostrophic-flow.htm> Ocean in Motion: Geostrophic Flow Background, Ocean Motion and surface currents, NASA

<http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/Utilities/geostrophy/index.html> Graphing utility for geostrophic currents, Faculty of Science and Engineering, Flinders University, Adelaide, Australia

http://tdx.cat/bitstream/handle/10803/6383/09CHAPTER7_A.pdf?sequence=9 Cap. 7 Estimate of Geostrophic Currents

http://www.uclm.es/area/ing_rural/Trans_hidr/Tema2.pdf Tema 2. Hidrostática, Catedra de Ingeniería rural, Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Agrícola de Ciudad Real

<http://www.geronet.com.ar/?p=29> Introducción a la Hidrostática (2008), GERONET, “Informática e Ingeniería”

<http://www.oc.nps.edu/nom/day1/partb.html> Basic Concepts in Physical Oceanography: Definitions, Navi Operational Ocean Circulation and Tide Models, Department of Oceanography, Naval Postgraduate School

<http://oceanworld.tamu.edu> Jason Education Project, Texas A&M University

<http://www.iiap.org.pe/publicaciones/CDs/ZIN/Pacaya/fisiografia.htm> Caracterización Biofísica de la zona Pacaya- Samiria

<http://www.inbio.ac.cr/es/biodiccionario/> Diccionario de la biodiversidad. Instituto Nacional de la Biodiversidad (INBio), Cooperación española.

Lo que sabemos es una gota de agua, lo que ignoramos es el océano
(Isaac Newton)