

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**

**“CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN EN LA REGIÓN
COSTERA ENTRE TIJUANA Y SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA,
MÉXICO, DURANTE OCTUBRE DE 1995 Y JUNIO DE 1996.”**

TESIS

que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA COSTERA

presenta:

SERGIO IGNACIO LARIOS CASTILLO

Ensenada, B.C. Diciembre de 1997

RESUMEN de la tesis de Sergio Ignacio Larios Castillo, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFIA COSTERA. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 1997.

Características de la circulación en la región costera entre Tijuana y San Quintín, Baja California, México, durante octubre de 1995 y junio de 1996.

Resumen aprobado por:


Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas
Director de tesis

Para identificar los patrones de circulación a lo largo de la costa oeste de Baja California, se analizaron los datos de dos cruceros realizados en los siguientes períodos: del 23 octubre al 2 de noviembre de 1995 y del 11 al 22 de junio de 1996. En ellos se obtuvieron observaciones de conductividad, temperatura y presión, usando un CTD Sea Bird 25, con el objeto de tener una idea del campo de masa. Fueron realizadas 7 secciones perpendiculares a la costa, con una longitud promedio de 80 km en la región que comprende desde Tijuana (32.5°N) hasta Cabo San Quintín (30°N). Los resultados del crucero realizado en el verano indican que debajo de los 200 m, la mezcla de las masas de agua Ecuatorial y Subártica del Pacífico, presenta un máximo del 75% de agua Ecuatorial asociado a la Corriente Subsuperficial, que abarca los primeros 20 km de los transectos. Durante octubre, el porcentaje de agua Ecuatorial disminuye al 65% en los transectos del sur. En este estudio se seleccionadas superficies de densidad constante para un análisis isentrópico y los resultados indican que las masas de agua siguen superficies de densidad constante y tienen buena concordancia con los patrones de circulación superficial de la Corriente de California resultante del análisis geostrófico. Existe una corriente de chorro costera superficial máxima durante el verano y la Corriente Subsuperficial, que se repliega a la pendiente continental. El análisis de vorticidad potencial mostró que durante el otoño el patrón de flujo es dominado por la vorticidad planetaria y tiene deflexión topográfica. El balance del modelo de cajas de transporte de volumen geostrófico esta dominado por la CSs y aumenta un 10% el transporte paralelo a la costa durante el verano. La presencia de giros da la clave para el balance en cada caja del modelo.

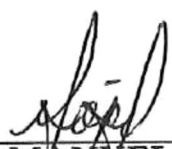
Palabras clave: Corriente de California, Corriente Subsuperficial, Contracorriente Costera, Geostrofia.

TESIS DEFENDIDA POR SERGIO IGNACIO LARIOS CASTILLO
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:


Dr. AFFONSO DA SILVEIRA MASCARENHAS JR.
Director del Comité


Dr. REGINALDO DURAZO ARVIZU
Miembro del Comité


Dr. ADAN MEJIA TREJO
Miembro del Comité


Dr. MANUEL LOPEZ MARISCAL.
Miembro del Comité

Diciembre de 1997.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS.

MAESTRÍA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN EN LA REGIÓN COSTERA
ENTRE TIJUANA Y SAN QUINTÍN, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO, DURANTE
OCTUBRE DE 1995 Y JUNIO DE 1996.

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

SERGIO IGNACIO LARIOS CASTILLO.

Ensenada, Baja California, México, diciembre de 1997.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas, por sus atinadas sugerencias, críticas y uno que otro regaño.

A los demás miembros del comité:

Al Dr. Reginaldo Durazo Arvizu por todo el apoyo brindado.

Al Dr. Adán Mejía por enriquecer el trabajo con sus valiosas sugerencias.

Al Dr. Manuel López Mariscal, por sus valiosos comentarios.

Al M.C. Oscar Delgado González, por ser un buen jefe.

Al Dr. Curt Collins, quien en su corta estancia nos dejó una gran ejemplo de trabajo.

Al M.C. Rafael Blanco Betancourt y al Ocean. Eduardo Gil Silva, por su invaluable trabajo en el campo.

Al Cap. Octavio del Toro y a toda la tripulación del B/O Humboldt, por su amistad y apoyo durante los cruceros.

A mis maestros del IIO y FCM.

A los trabajadores de México que a través de una beca de ANUIES apoyaron mis estudios de maestría.

A la UABC, y al IIO donde se realizó este trabajo con el apoyo la UABC y al CONACYT a través del proyecto 3682-T9409.

A todos aquellos que de una u otra forma ayudaron y por falta de espacio seria imposible mencionar, ¡Muchas gracias!

DEDICATORIA

A mi Alma amada, por todo el tiempo robado y todo ese amor y comprensión que me das.

A mis grandes amores: Luisa y Celia, que iluminan la casa.

A el nuevo hombre de la casa... Sergio, que por andar en la tesis ni supe cuando dejó de ser niño.

A mi padres Luis Larios y Aurora Castillo, por darme esta herencia de amor, trabajo y estudio.

A mis hermanos Luis, Paty, Rosy, Gaby, Jorge, Archie y Cristina, por los buenos tiempos.

A todos mis compañeros del IIO y la FCM.

Lista de Figuras

Figura:	Pag.
1. Localización de las estaciones durante los cruceros 1095 (x) del 23 de octubre al 2 de noviembre de 1995; y 0696 (+) del 11-22 de junio de 1996.	5
2. Diagrama TS histórico (1969-1985) , para un cuadrángulo de 30° a 33° N y 116° a 118° W, del NODC- 03, Vol 2, 379 estaciones, la escala de color indica la profundidad.	16
3. Similar a 2, para los datos del crucero 1095, (23 de octubre al 2 de noviembre de 1995), 35 estaciones.	17
4. Similar a 2, para los datos del crucero 0696, (11-22 de junio de 1996), 44 estaciones.	18
5. Contornos de Temperatura (°C) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G.	22
6. Similar a 5, para los datos del Crucero 0696, transectos A-G.	23
7. Contornos de Salinidad para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G.	28
8. Similar a 7, para los datos del Crucero 0696, transectos A-G.	29
9. Contornos de Anomalía de densidad (kg/m^3) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G.	30
10. Similar a 9, para los datos del Crucero 0696, transectos A-G.	31
11. Contornos de Velocidad geostrófica (m/s) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G.	32
12. Similar a 9, para los datos del Crucero 0696, transectos A-G.	33
13. Patrones espaciales durante el crucero 1095, incluye el campo de flujo superficial derivado de (A) la anomalía de altura dinámica 0/500 en m dinámicos, además de los campos a una profundidad de 10 m de (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [°C] y (D) Salinidad.	38
14. Patrones espaciales durante el crucero 1095, incluye el campo de flujo a 200 db derivado de (A) la anomalía de altura dinámica 200/500 en m dinámicos, además de los campos a una profundidad de 200 m de (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [°C] y (D) Salinidad.	39

Figura:	Pag.
15. Similar a 13, para los datos del crucero 0696.	40
16. Similar a 14, para los datos del crucero 0696.	41
17. Superficies de presión (A,B,C) salinidad (D,E,F) y temperatura (G,H,I) para las anomalías de densidad potencial = 25.0, 26.5 y 26.9 kg/m ³ respectivamente, durante el crucero 1095.	47
18. Superficies de presión (A,B,C) salinidad (D,E,F) y temperatura (G,H,I) para las anomalías de densidad potencial = 25.0, 26.5 y 26.9 kg/m ³ respectivamente, durante el crucero 0696.	48
19. Contornos de Vorticidad Potencial (*10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹) para la capa de 0 a 500 m, del crucero 1095, para los transectos B-G. Intervalo entre contornos 50 (*10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹).	49
20. Similar a 22, para los datos del crucero 0696, transectos A-G.	50
21. Superficies de vorticidad potencial (*10 ⁻¹¹ s ⁻¹ m ⁻¹) para una profundidad de 30 m (A), 200 m (B) y f/h [*10 ⁻⁷ s ⁻¹ m ⁻¹] (C), durante el Crucero 1095	51
22. Similar a 21, para los datos del Crucero 0696.	52
23. Temperatura superficial del mar, temperatura bulbo seco y temperatura bulbo húmedo (°C), medidas en las estaciones oceanográficas para el crucero 1095 (A) y 0696 (B).	54
24. Temperatura radiométrica del satélite NOAA-14 del canal 4 AVHRR, tomada el 24 de 1995, sobrepuesta encontramos la figura 17A.	55
25. Secuencia de imágenes de temperatura radiométrica del satélite NOAA-14 del canal 4 AVHRR, del 23, 24, 25, 26, 27, 28, 30 de octubre y 2 de noviembre de 1995.	57
26. Índices de surgencia mensuales y anomalía del índice de surgencia durante 1995-1997, los valores positivos implican surgencia costera. La zona sombreada indica valores positivos, favorables a las surgencias en el panel superior, y las anomalías positivas (surgencia mayor que la normal) en el panel inferior. Las unidades son m ³ /s por 100 km de línea de costa.	66
27. Velocidad y dirección las ráfagas máximas del viento (m/s) sobre California, los días 15,17,19 y 21 de junio de 1996, simultáneos con el crucero 0696, se muestran los contornos del rotor del viento.	67

Lista de Tablas

Tabla:	Pag.
I. Modelo de cajas para el transporte geostrófico de volumen para los cruceros 1095 y 0696, referidos a 500 db.	58
II. Balance del transporte de volumen geostrófico del modelo de cajas presentado en la tabla I para los cruceros 1095 (A) y 0696 (B).	59

Contenido

I	Introducción	1
I.1	Área de estudio	4
I.2	Antecedentes	6
I.3	Objetivo	10
II	Metodología	11
II.1	Datos Hidrográficos	11
II.2	Diagramas TS, secciones transversales y mapas horizontales	12
II.3	Superficies isentrópicas	13
II.4	Datos meteorológicos e imágenes de satélite	13
III	Resultados	14
III.1	Condiciones Hidrográficas	14
III.1.1	Diagramas TS	14
III.2	Análisis de transectos	19
III.2.1	Temperatura	20
III.2.2	Salinidad	24
III.2.3	Anomalía de densidad potencial	25
III.3	Velocidad geostrófica	26
III.3.1	Datos del 1095	26
III.3.2	Datos del 0696	27
III.4	Patrones espaciales de $\Delta\Phi_\theta$, γ , T y S para 10 y 200 m.	34
III.4.1	Datos del 1095	34
III.4.2	Datos del 0696	36
III.5	Análisis isentrópico.	37
III.5.1	Datos del 1095	42
III.5.2	Datos del 0696	43
III.6	Vorticidad potencial	44
III.6.1	Datos del 1095	45
III.6.2	Datos del 0696	45
III.6.3	Vorticidad potencial (f/h) en 30 y 200 m	45
III.7	Datos meteorológicos e imágenes de satélite	53
III.8	Modelo de cajas del transporte geostrófico de volumen	56
IV	Discusiones	60
IV.1	Hidrografía	60
IV.2	Corriente de California (CC)	61
IV.3	Corriente Subsuperficial (CSs)	63

IV.4 Surgencias	64
V Conclusiones	68
VI Referencias	70
VII Apéndices	74
I Los giros subtropicales	74
II Conservación de vorticidad	74
III Conservación de Vorticidad Potencial	77
IV La ecuación de movimiento	78
V Corrientes Geostróficas	78

**Características de la circulación en la región costera
entre Tijuana y San Quintín, Baja California, México,
durante octubre de 1995 y junio de 1996.**

I Introducción

El muestreo hidrográfico sistemático de gran escala del Sistema de la Corriente de California (SCC), que forma parte del giro subtropical (Anexo 1), fue iniciado en 1949 por el programa "California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations" (CalCOFI) el cual generó una base de datos de 16,000 estaciones oceanográficas ocupadas de 1950 a 1978, en una región a partir de la costa hasta 700 km mar adentro y desde San Francisco, Ca. (38°) a Baja California Sur, (20° N) (Eber y Wiley, 1982).

Con los datos generados por CalCOFI se realizaron excelentes trabajos que permitieron describir los flujos medios de la circulación del SCC, así como su variación estacional (e.g. Wyllie, 1966; Hickey, 1979; Lynn, 1987). También se han tratado de utilizar los datos de CalCoFI para describir la variación estacional donde el flujo es estrecho (Lynn, 1987), por ejemplo, en la Corriente Subsuperficial (en adelante CSs) y la Contracorriente Costera (CcC), pero donde la velocidad no es bien estimada dado el gran espaciamiento entre estaciones (74 km).

La Corriente de California (CC) se caracteriza por ser un flujo hacia el sur, paralelo a la costa, de una masa de agua Subártica con el mínimo de salinidad subsuperficial. En la CC la velocidad máxima ocurre cerca de la superficie en cuanto que abajo de los 150 m no excede los 0.4 m/s. El flujo principal se encuentra completamente desarrollado de 25° N a 30° N desde la primavera hasta principios de verano, y de 30° N a 35° N en el verano y otoño. (Hickey, 1979)

Pavlova (1966) afirma la existencia de un cambio de dirección permanente hacia la

costa, del flujo principal de la corriente cerca de los 32°N. El autor también sugiere que a cierta distancia de la costa, la corriente hacia el este se divide en una componente hacia el norte, que alimenta la Contracorriente del Sur de California, y otra componente hacia el sur que continúa como la CC.

El cambio de dirección de la CC frente a Baja California es evidente en los mapas de altura dinámica presentados por Wyllie (1966), pero no se aprecia la dinámica regional con suficiente detalle.

La CSs se caracteriza por ser un flujo subsuperficial, hacia el polo, alrededor de los 250 m y se detecta a menos de 100 km de la costa, frente a Baja California. Este flujo esta presente todo el año excepto de marzo a mayo (Lynn, 1987). Las observaciones muestran que la CSs tiene un estrecho núcleo de alta velocidad a lo largo de la pendiente continental (Reid, 1962; Reid, 1963; Reid et al., 1963 y Wooster y Jones, 1970). Las corrientes relativas calculadas con geostrofia sugieren que la CSs alcanza velocidades de 0.1 m/s entre los 200 y 300 m de profundidad, mientras que las mediciones directas indican velocidades hasta de 0.4 m/s en el núcleo de la CSs y hasta de 0.2 m/s a los 400 m (Badan-Dangon et al., 1989).

Estos trabajos, y los de Robles et al. (1981), García (1983) y Torres - Moye y Acosta (1986), evidencian la presencia de la CSs como una intrusión de agua mas tibia y salada, con alto contenido de nutrientes y oxígeno disuelto en los primeros 20 km de la pendiente, centrado a 300 m de profundidad y detectable desde los 150 m. Arriba de este nivel las isotermas se elevan hacia la costa y bajo de el, se hunden rápidamente hacia la pendiente continental.

Motivados por la evidencia de surgencia bien desarrollada en la zona de Punta Colnett, Barton y Argote (1980) realizaron mediciones hidrográficas detalladas sobre la plataforma y pendiente continental durante tres eventos de surgencia. Obtuvieron mediciones directas de la CSs confinada en una zona angosta (<20 km) sobre la pendiente, y mostraron el efecto de Punta Colnett en la surgencia, el cual se hizo evidente en

la superficie como una estructura de agua fría en forma de lengua, que no detectaron abajo de los 20 m de profundidad.

Todo esto sugirió la necesidad de un estudio a una escala intermedia, que resuelva las características regionales de la circulación. Esto es una herramienta para resolver problemas tales como: la dispersión de contaminantes, nutrientes, larvas y huevos, así como ayudar a comprender la distribución de pesquerías de pelágicos menores. Sin olvidar que ésta es una zona fronteriza muy dinámica, con gran crecimiento poblacional en la franja costera.

Para estudiar la variabilidad espacial y temporal de la circulación en la plataforma y pendiente continental de Baja California de una manera mas detallada, se inició un proyecto de investigación conjunto entre el Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California (IIO-UABC) y la Secretaria de Marina (SM). En este proyecto "Estadística de la zona de transición del margen costero de la Corriente de California", se propuso realizar una serie de cruceros en el "B/O HUM-BOLDT", navegando sobre siete transectos perpendiculares a la costa entre Tijuana y San Quintín. En el presente trabajo se describen e interpretan las características de la circulación geostrófica durante los dos primeros cruceros realizados.

A continuación se presenta una breve descripción de la zona de estudio, antecedentes y objetivo de este trabajo. En el capítulo II se describe la metodología, haciendo referencia a los datos colectados, instrumentación utilizada y el análisis aplicado. Los resultados que se presentan en el capítulo III, incluyen las condiciones hidrográficas: diagramas TS de datos históricos y de los cruceros, transectos de temperatura, salinidad, anomalía de densidad y vorticidad potencial, así como superficies isentrópicas y de vorticidad potencial. Para finalizar se discute y concluye cuales son las características de la circulación geostrófica frente a la costa de Baja California entre Tijuana y San Quintín durante los cruceros analizados y su posible relación con los vientos regionales.

I.1 Área de estudio

El área de estudio comprende las aguas frente al noroeste de Baja California, entre los paralelos de 30° y $32^{\circ} 30'$ norte y meridianos de 116° y 118° oeste (ver figura 1). Se planearon un total de siete transectos con una separación aproximada de 50 km y con 80 km de longitud, perpendiculares a la costa de Baja California y localizados frente a: Tijuana (A), Punta Descanso (B), El Mirador (C), Punta Banda (D), Punta Cabras (E), Punta Colnett (F) y Cabo San Quintín (G).

Durante el crucero realizado en octubre de 1995 (**1095**), solo fue posible realizar los transectos B-G, ocupando 35 estaciones, mientras que en el crucero realizado en junio de 1996 (**0696**) se completaron todos los transectos planeados (A-G) con un total de 44 estaciones. La localización de las estaciones se muestra en la Figura 1, donde se aprecian las características sobresalientes de la topografía. La plataforma tiene un ancho medio de 20 km, se estrecha frente a Punta Descanso y Punta Santo Tomás. En general la zona es mas somera en la parte norte ($Z_{\max} = 1500$ m) y la mayor profundidad (2700 m) se encuentra en el transecto de San Quintín hacia mar abierto.

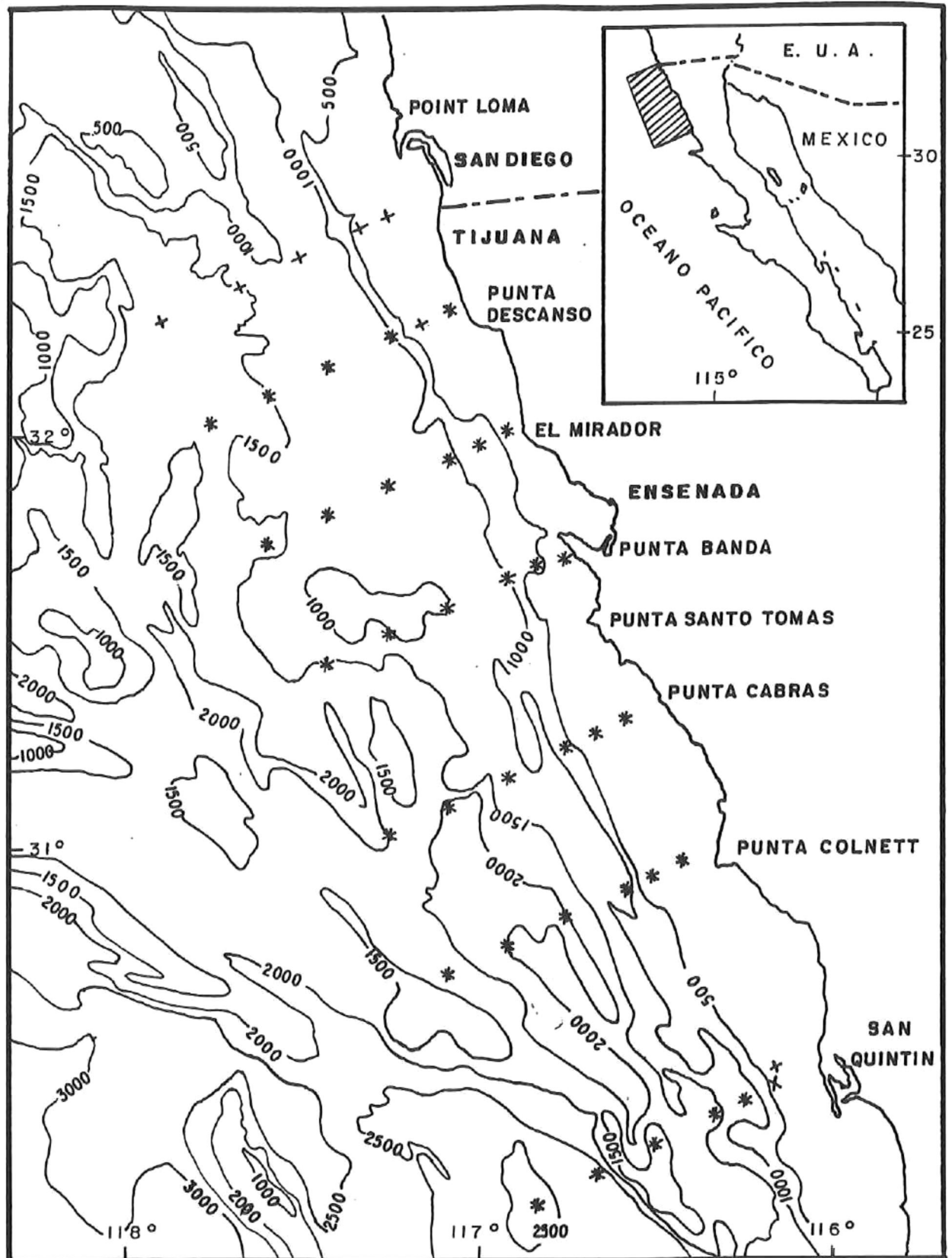


Figura 1. Localización de las estaciones durante los cruceros 1095 (X), del 23 de octubre al 2 de noviembre de 1995; y 0696 (+), del 11-22 de junio de 1996.

I.2 Antecedentes

La primera investigación centrada en el SCC fue realizada en 1937 entre los paralelos 35°N y 31°N . Esta constó de 4 secciones perpendiculares al continente que se extendían hasta 200 km fuera de la costa (Sverdrup y Fleming, 1941). Desde este trabajo quedó demostrada la existencia de dos regiones de flujo superficial al sureste que caracteriza el SCC, así como una contracorriente que fluye hacia el norte cerca de los 200 m de profundidad. Estos autores concluyen que abajo de los 500 m, las corrientes son tan débiles, que las características esenciales del flujo pueden ser representadas en cartas de topografía dinámica relativa a la superficie de 500 db (0/500).

El proceso de mezcla de la masa de agua Ecuatorial y Subártica del Pacífico abajo de los 200 m, fue primero descrito por Sverdrup y Fleming (1941) frente al sur de California, utilizando un nomograma para caracterizar el porcentaje de agua ecuatorial en la mezcla. Con la misma técnica Tibby (1941) analizó el proceso de mezcla de las aguas que bordean la costa oeste de norteamérica de Alaska a México entre profundidades de 100 y 1000 m. Tibby mostró también que existe una transición regular de norte a sur, lo cual indica claramente que el agua a lo largo de la costa es la mezcla de las dos masas de agua extremas.

Los datos de CalCoFI también han sido utilizados para resolver el ciclo anual de las corrientes. Wyllie (1966) caracteriza la variación a gran escala espacial y temporal del SCC, con mapas mensuales de flujo geostrófico en la superficie y a 200 db relativo a 500 db, usando datos promediados de los años 1949 a 1965. El autor encuentra una tendencia de la CC de acercarse a la costa durante abril y mayo, eliminando la CcC y algunas veces la CSs. Mostró también que el remolino del Sur de California es una característica cuasi-permanente del sistema. La CC vira hacia la costa entre los 30° y 33°N , y se aproxima a Baja California. Este flujo costero de la CC es menos intenso entre los fines de verano y otoño, con cierta tendencia a formar meandros.

Reid y Mantyla (1976) mostraron que frente a la costa de Oregon, la pendiente de

la topografía dinámica era máxima cerca de la plataforma por que el viento que sopla paralelo a la costa causa que la capa de Ekman se mueva a la derecha, lo que genera una pendiente superficial que baja hacia la costa e induce velocidades geostróficas a lo largo de la costa. Parece razonable esperar algo similar al sur de 35°N en la costa de Baja California, donde el mismo autor supone que la intensificación ocurre a una distancia menor de 30 km de la costa.

La característica más prominente de la circulación del Pacífico norte es la existencia de un chorro costero en la plataforma del Pacífico noroeste durante la época de surgencias. El flujo hacia el sur alcanza un máximo entre 5 a 25 km fuera de la costa (Huyer et al., 1978). En la costa de Baja California no hay reporte de esta característica.

Gómez Valdez y Velez Muñoz, (1982) y Gómez Valdez, (1984) utilizaron la información de CalCOFI para describir la estructura hidrográfica promedio y la variación estacional de temperatura y salinidad de la CC frente a Ensenada. Estos autores demuestran que las surgencias mas intensas ocurren de abril a julio y que el agua proviene de profundidades menores de 100m. Esta agua al ser advectada por la CC, forma una estructura horizontal superficial típica en forma de lengua, que en ocasiones llega hasta a 50 km de la costa.

Basado en 122 años de observaciones de viento, Nelson (1977) calculó el esfuerzo del viento medio mensual sobre la zona influenciada por la Corriente de California. El autor demostró que la componente principal del esfuerzo del viento es paralela a la costa y esta dirigida principalmente hacia el sur a partir de los 40°N . El esfuerzo máximo del viento es observado generalmente de 200 a 300 km fuera de la costa y ocurre de abril a junio en la zona de estudio.

El sistema de vientos en esta zona fue analizado por Halliwell y Allen, (1987), quienes encontraron que durante el verano las fluctuaciones mas importantes en el sistema de viento son manejadas por los gradientes variables de presión entre el centro subtropical de alta presión del Pacífico norte y el bajo térmico sobre el suroeste de

los Estados Unidos. Estas fluctuaciones de viento pueden modificarse de sobremanera en la capa límite atmosférica costera (capa marina), sobre la región de la plataforma y pendiente continental. Durante esta estación, una fuerte inversión térmica cubre la fría capa marina en el dominio del centro de alta presión del Pacífico norte. La inversión térmica baja hacia la costa y se intersecta con la cadena montañosa que corre a lo largo de la costa. Esto bloquea la componente perpendicular a la costa de los vientos bajos e inhibe el ajuste geostrófico con el campo de presión superficial cuando las isóbaras no son paralelas a la costa. Por esto, los vientos costeros pueden tener una gran componente ageostrófica, existiendo fluctuaciones baroclínicas de viento y presión atrapadas a la costa. Durante el invierno, las fluctuaciones son generadas por el paso de sistemas de presión ciclónicos y anticiclónicos que se propagan generando fuertes vientos, mismos que interrumpen la capa marina de inversión.

Debe existir un fuerte efecto de la capa límite costera en el remolino del Sur de California, ya que la componente paralela a la costa de los vientos medidos difiere de los calculados. Existe una mejor correlación de los vientos perpendiculares a la costa con los calculados. Esto indica que los vientos medidos en el área no están estrechamente relacionados con los gradientes de los campos atmosféricos de presión que menciona Halliwell y Allen, (1987).

Chen y Wang (1990) simularon la surgencia costera en la plataforma continental del norte de California, durante la época de surgencias (abril a julio de 82), utilizando un modelo acoplado de circulación y mezcla. Encontraron que los procesos que dominan el balance de calor en los primeros 35 m, durante la surgencia, son la mezcla vertical y la advección de agua fría fuera de la costa. Encontraron también que el proceso dominante durante la relajación de los vientos es el calentamiento solar.

El SCC ha sido estudiado intensamente a través del proyecto CalCOFI. Hayward et al. (1995) y Hayward et al. (1996), describieron los patrones espaciales de datos hidrográficos y de forzamiento atmosférico. Interpretaron éstos patrones en el contexto

de anomalías con respecto a los patrones medios y encontraron que el patrón de circulación fue similar a la media durante 1995. Los mismos autores encontraron que las anomalías positivas del nivel del mar estuvieron asociadas con el aumento de la contracorriente y las anomalías positivas de registros costeros de temperatura desde octubre de 1995 a marzo de 1996. Concluyeron que el decremento de la biomasa de macroplankton continúa desde mediados de los 70's según reporta Roemmich y McGowan (1995).

Los 45 años de datos oceanográficos del programa CalCOFI fueron utilizados por Roemmich (1992) para investigar la variabilidad interanual. Este autor mostró que durante el período de 1950-91 la temperatura del mar se incrementó 0.8°C en los primeros 100 m de la columna de agua y detecta cambios hasta los 300 m. En el mismo período, el nivel de mar se elevó 0.9 ± 0.2 mm por año.

El cambio decadal observado en la termoclina del Pacífico norte ha sido modelado de los 70's a los 80's por Miller (1996), quien encontró que el cambio es manejado por el rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman) y está asociado con el hundimiento de la termoclina en la Corriente de California. Los cambios interanuales observados y modelados por el autor fueron asociados con El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). El modelo exhibe ondas de Kelvin atrapadas en la costa del Pacífico que provienen de la zona ecuatorial.

Chereskin y Trunnell (1996) utilizaron información de 10 años de cruceros de CalCOFI (84-94) y compararon las velocidades obtenidas con ADCP de un crucero reciente y las derivadas con observaciones hidrográficas. Estos autores obtuvieron flujos geostroáficos superficiales máximos de la CC de 35 cm/s, 50% mayor que el estimado asumiendo un nivel de no movimiento de 500 m. El patrón de flujo absoluto a 500 m es similar al patrón superficial, con un flujo significativo del orden de 0.10 m/s asociado al núcleo de la CC y a los remolinos superficiales.

Batteen (1997) utilizó un modelo de ecuaciones primitivas en el plano β y con forza-

miento de vientos climatológicos estacionales, y obtuvo corrientes superficiales hacia el ecuador, surgencias costeras, contracorrientes subsuperficiales, así como la formación de meandros. Encuentra giros ciclónicos en la vecindad de cabos y anticiclónicos en la indentaciones costeras entre los cabos de $O(50-200 \text{ km})$ que afectan hasta los 200 m o mas. Concluye que el forzamiento por vientos y las irregularidades costeras son mecanismos clave para la generación, evolución y mantenimiento de las corrientes, meandros y chorros.

La dinámica de la región costera frente a Baja California esta pobremente resuelta por los trabajos basados en la red de estaciones de CalCOFI. Debido a su escala espacial, se reconocen los patrones generales de la circulación, pero no se estiman bien las velocidades geostróficas por el amplio espaciamiento entre estaciones, principalmente en regiones donde el flujo es un chorro angosto. Este es el caso de la CSs y la CcC, donde no es posible derivar detalles a partir de dichos datos.

El análisis de los trabajos anteriores sugirió la necesidad de un estudio a una escala intermedia, que resuelva las características regionales de la circulación, tanto de los giros y meandros de la CC como de la CSs, buscando establecer la continuidad espacial de las características de estos flujos y su influencia en las surgencias.

I.3 Objetivo

El objetivo principal de este trabajo es estudiar los patrones de circulación en la región costera de la Corriente de California, frente a Baja California, durante los meses de octubre de 1995 y noviembre de 1996, basándose en el campo de densidad.

También se busca asociar el patrón de circulación y del campo de viento a las surgencias y a la formación de giros.

II Metodología

A continuación se realiza una descripción de las variables utilizadas y se describe el análisis aplicado a los datos. La metodología se basa en la realización de cálculos geostróficos, isentrópicos y de vorticidad potencial a partir de datos de CTD obtenidos durante los cruceros 1095 y 0696, y a la asociación de sus patrones al campo de viento.

II.1 Datos Hidrográficos

Los datos fueron tomados durante dos cruceros, realizados en los siguientes períodos: del 23 de octubre al 2 de noviembre (1095) y del 11 al 22 de junio de 1996 (0696), así llamados por el mes y año en que fueron efectuados. La posición de las estaciones hidrográficas se indican en la figura 1. Se identificó la posición utilizando los datos de navegación del "Global Positioning System" (GPS) del buque. En cada estación se colectaron datos de presión, temperatura y salinidad, a una profundidad máxima de 1200 m utilizando un CTD Sea Bird 25. Muestras de agua profunda fueron colectadas en botellas Niskin para determinar la salinidad en el laboratorio y utilizarla para calibrar el sensor de conductividad del CTD. Debido a problemas con el salinómetro, se utilizaron ajustes con datos históricos para verificar la calidad de los datos (Larios et al., 1997). El sensor de presión lo calibró el fabricante antes del crucero 1095 y el de temperatura fue calibrado en las instalaciones de la "Naval Postgraduate School", de Monterey, California.

El principio de conservación de cantidad de movimiento y masa es básico para entender los procesos dinámicos. En el estudio de la dinámica de los fluidos geofísicos, la vorticidad es una variable dinámica muy importante y la ecuación de conservación de vorticidad potencial es útil para comprender el comportamiento de las corrientes basados en los mecanismos generadores de vorticidad. Los anexos II y III se describen las ecuaciones de conservación de vorticidad y conservación de vorticidad potencial

respectivamente.

Las corrientes en balance geostrófico tienden a seguir las isóbaras y en casos de pequeña vorticidad relativa a las líneas de f/h . Para discriminar la importancia de la vorticidad plantearia y encontrar si existe una desviación topográfica de las corrientes, se analizaron mapas de vorticidad potencial y de f/h .

Algoritmos estándar (UNESCO, 1991; Fofonof y Millard, 1983) fueron utilizados para obtener los valores de densidad. Basado en este campo y considerando un flujo horizontal, sin fricción, no acelerado, las fuerzas consideradas fueron la gravedad, Coriolis y los gradientes de presión, se aproxima la ecuación de movimiento resultante (Anexo IV) para obtener las corrientes geostróficas (Anexo V). Considerando una capa de movimiento nulo a 500 db la altura dinámica fue calculada así como la magnitud de la velocidad geostrófica utilizando la técnica de máxima profundidad común entre estaciones. Deben tomarse con cautela las estimaciones de altura dinámica y velocidad geostrófica en las estaciones cercanas a la costa, ya que esta técnica sobrestima (subestima) el flujos hacia el sur (norte), por no tomar el mismo nivel de referencia.

Los anexos IV y V se describe la ecuación de movimiento y las ecuaciones para el cálculo de corrientes geostróficas respectivamente.

II.2 Diagramas TS, secciones transversales y mapas horizontales

Para identificar el patrón de circulación en ausencia de mezcla se generaron diagramas TS, donde se identifican las masas de agua y se señalan superficies de densidad potencial útiles en el análisis isentrópico. Secciones transversales de temperatura, salinidad, densidad y vorticidad potencial fueron graficadas , así como los mapas horizontales de densidad, altura dinámica y velocidad geostrófica.

II.3 Superficies isentrópicas

El análisis de superficies isentrópicas ha sido utilizado para reconocer los patrones de flujo atmosférico en meteorología y el flujo de masas de agua en oceanología en ausencia de mezcla. En el océano, la densidad depende de la presión, temperatura y salinidad. Montgomery (1937), propuso que el flujo de agua oceánica se espera ocurra a lo largo de superficies de entropía constante, pudiendo substituir dichas superficies por superficies de densidad potencial (ρ_θ) con una aproximación bastante buena. Para este estudio se utilizaron tres superficies de la anomalía de densidad potencial (γ_θ), elegidas donde se esperan los flujos de las masas de agua principales. Estos valores fueron seleccionados de los diagramas TS.

La superficie de $\gamma_\theta=25 \text{ kg/m}^3$ se asocia a la CC por ser el mínimo subsuperficial de salinidad característico de esta corriente, mientras que $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$ presenta el máximo de salinidad de la CSs. La otra superficie corresponde a $\gamma_\theta = 26.9 \text{ kg/m}^3$, observada entre 450 y 520 db en los lances, la cual servirá para tener idea de la circulación en el nivel de referencia de los cálculos geostroficos (500 db).

II.4 Datos meteorológicos e imágenes de satélite

Los datos meteorológicos corresponden a los medidos durante los cruceros en el mismo buque. Las imágenes infrarrojo secuenciales se obtuvieron del "Advanced Very High Resolution Radiometer" (AVHRR) de los satélites NOAA-12, para trazar los gradientes termales de la temperatura de la superficie del mar. Con estas imágenes se localizan zonas de surgencias y su estructura (gradientes térmicos, filamentos, centros de surgencia), para comparar con los resultados de corrientes geostroficas e isentrópicas. El análisis de los registros meteorológicos es efectuado, así como las corrientes inferidas por las variaciones de los gradientes en las imágenes, poniendo especial interés a los efectos de surgencia, meandros, chorros y otras características prominentes que se presenten en las imágenes típicas del área de estudio.

III Resultados

El análisis de los datos se realiza en tres partes. Primero, se interpretan las condiciones hidrográficas en donde se presentan los diagramas TS de los datos disponibles y se describen las secciones de temperatura, salinidad, densidad potencial y velocidad geostrofica de cada crucero. Se analizan los patrones espaciales en dos niveles (10 y 200 m), de las siguientes variables: anomalía de altura dinámica ($\Delta\Phi_{0/500}, \Delta\Phi_{200/500}$), anomalía de densidad potencial ($\delta_{10m}, \delta_{200m}$), temperatura ($^{\circ}C_{10m}, ^{\circ}C_{200m}$) y salinidad. En seguida se efectúa el análisis isentrópico y de vorticidad potencial en donde se presentan los patrones espaciales de presión, salinidad y temperatura sobre las superficies de anomalía de densidad potencial (γ_{θ}) = 25.0, 26.5 y 26.9 kg/m³.

Se analiza también las secciones de vorticidad potencial y patrones espaciales sobre las superficies donde $\frac{\partial p}{\partial z}$ es máximo.

Al final se analiza la información meteorológica medida durante los cruces, una imagen de satélite obtenida el 24 de octubre de 1995 y una secuencia de imágenes para los días 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30 de octubre y 2 de noviembre de 1995.

III.1 Condiciones Hidrográficas

III.1.1 Diagramas TS

El análisis de los diagramas TS se basó en los trabajos de Sverdrup y Fleming (1941) y Tibby (1941). Estos autores proponen que la distribución observada de temperatura y salinidad en el área es mantenida por el flujo horizontal y mezcla lateral de dos masas de agua a lo largo de superficies de γ_{θ} constante: la Subártica del pacífico y la Ecuatorial, que forman una transición regular en la zona y abarcan una distancia hasta de 1000 km hacia fuera de la costa.

Datos Históricos La figura 2 muestra el Diagrama TS para los datos históricos de 1969 a 1985, para un cuadrángulo de 30° a 33° N y de 116° a 118° W, recopilados

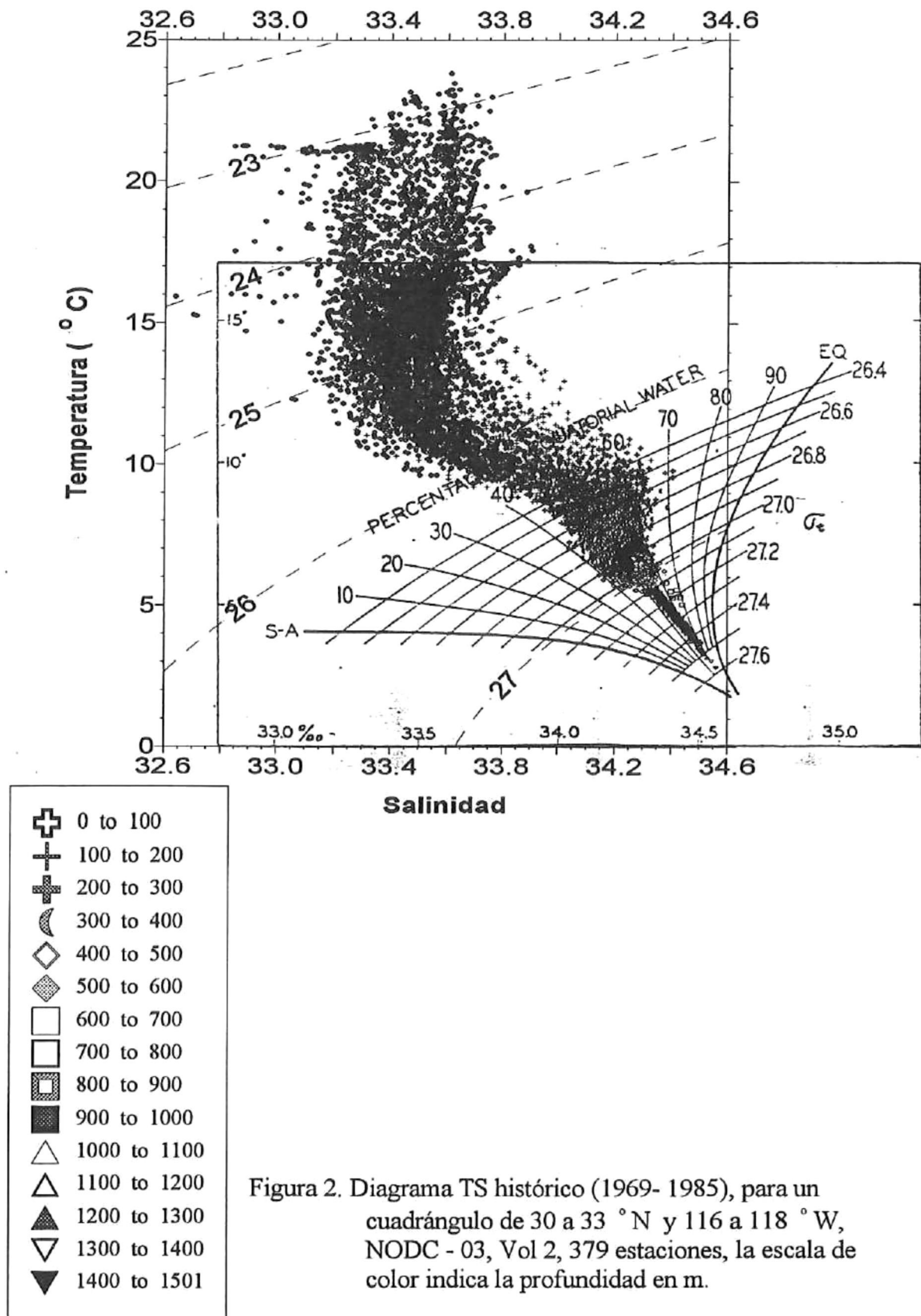
por la National Oceanographic Data Center (NODC). En esta figura se sobrepuso el nomograma preparado por Tibby (1941), que muestra el porcentaje de agua Ecuatorial en la mezcla. Se observa que el máximo del 60-70% se encuentra entre 200 y 300 m, con una anomalía de densidad $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$, que corresponde a la CSs representada en los datos históricos. El mínimo en la misma profundidad esta entre un 44-46%. En la parte superior, sobre $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$, está el agua de la CC.

Datos del 1095 El diagrama TS para este crucero (ver figura 3) tiene de manera general, una forma similar al de la figura 2. Una diferencia se encuentra entre $\gamma_\theta = 26 \text{ kg/m}^3$ y 27 kg/m^3 , donde el diagrama se abre y presenta el mínimo de 40% de agua Ecuatorial en las estaciones mas alejadas de la costa, alrededor de un 5% menor que el histórico. El máximo de 65% de agua Ecuatorial en las estaciones mas cercanas a la costa es similar al histórico, entre las isopicnas de $26.4 - 26.8 \text{ kg/m}^3$ y que corresponde al máximo de salinidad de 34.35 asociado a la presencia de la CSs. En la isopicna de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$, la columna presenta un mínimo de salinidad de 33.05 y corresponde a aguas de la CC, por lo que esta superficie se seleccionó para el análisis isentrópico.

Datos del 0696 El diagrama TS de este crucero se presenta en la figura 4. Se observan densidades menores a $\gamma_\theta = 24.0 \text{ kg/m}^3$, que corresponden a temperatura mayor de 18°C y salinidad >33.6 , estos datos corresponden a las estaciones costeras de los transecto B,C y D, por lo que se supone son aguas de la CC calentadas por la radiación solar en la zona somera.

Diagrama T-S Histórico (69-85)

16



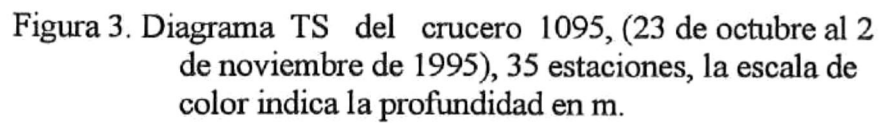


Diagrama T-S 0696

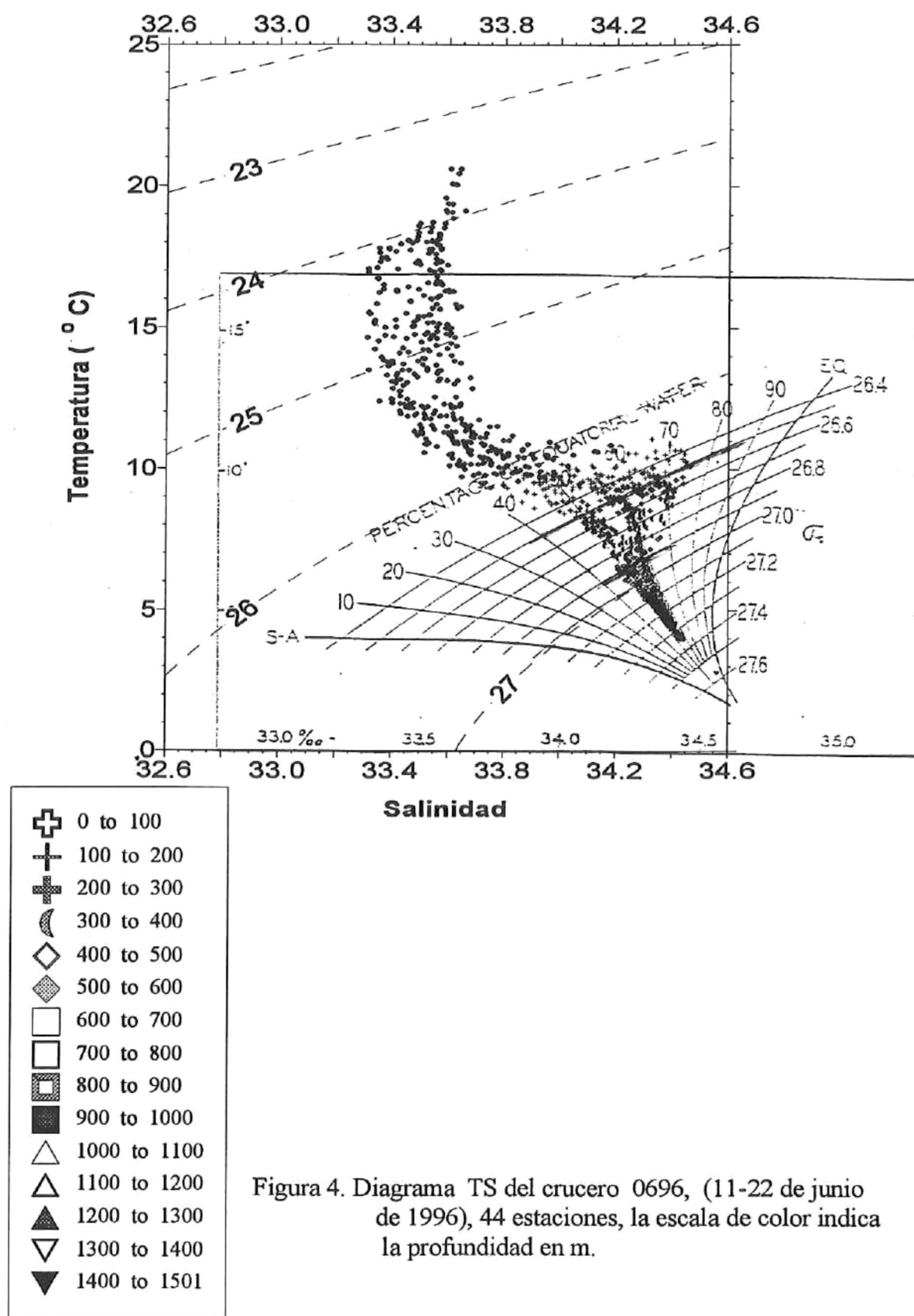


Figura 4. Diagrama TS del crucero 0696, (11-22 de junio de 1996), 44 estaciones, la escala de color indica la profundidad en m.

Las salinidades en la cercanía de la isopícnica de 26.5 kg/m^3 son mayores de 33.6 , y se esparcen en 4 grupos. El grupo cuyo porcentaje de Agua Ecuatorial es alrededor del 75%, ocurre en los transectos del sur, (Punta Cabras y San Quintín), mientras que el grupo con 50% de Agua Ecuatorial se presenta fuera de la costa frente al transecto de Tijuana. Valores similares a las secciones aquí presentadas fueron reportadas por Tibby (1941).

Durante este crucero de verano se observan salinidades mayores (33.3) que en el crucero de otoño para $\gamma_\theta > 25 \text{ kg/m}^3$. Este aumento refleja la mezcla de la CC con aguas de la CSs, bombeada a la superficie por las surgencias.

De la forma que presentan los diagramas TS, se infiere la existencia de la CSs sobre el talud continental, debido al incremento del porcentaje de agua ecuatorial, con el máximo durante el verano.

Debido a que la superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ representa el Agua de la Corriente de California, la de $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$ agua de la Corriente Subsuperficial y la de $\gamma_\theta = 26.9 \text{ kg/m}^3$ se encuentra al nivel de referencia de los cálculos geostróficos (500 db), se seleccionaron estas superficies para efectuar el análisis isentrópico. Los resultados de este análisis se presentan mas adelante (sección III.5)

III.2 Análisis de transectos

Las secciones verticales realizadas en cada crucero fueron analizadas buscando una justificación dinámica que explique la distribución de temperatura, salinidad y anomalía de densidad. En cada figura se presenta la posición de la estación indicada con puntos a profundidades estándar. Los transectos tienen un azimut de 65° , y son perpendiculares a la costa con la distancia referida a la estación más cercana a la costa. La línea que une el origen de cada sección tienen una alineación de 335° azimutal, que corresponde a la alineación aproximada de la línea de costa desplazada al quiebre de la plataforma continental. También se encuentra graficado el fondo en todos los transectos.

III.2.1 Temperatura

Esta variable es de suma importancia para la estimación del campo de densidad en la CC (Batten et al., 1995). Frente a Baja California, los coeficientes de expansión térmica son altos y los coeficientes de contracción salina son bajos, y por tanto los gradientes superficiales de salinidad tienen un impacto mínimo en el campo de densidad.

Datos del 1095 El campo de temperatura que se presenta en la figura 5, corresponde al crucero 1095. Esta figura muestra que las isotermas arriba de los 110 m ($>12^{\circ}\text{C}$), ascienden hacia la costa, mientras que las isotermas $<10^{\circ}\text{C}$, descienden hacia la costa. Este comportamiento es un indicio del ajuste baroclínico debido a la CC, misma que produce efectos similares a la surgencia, pero la época de surgencias activas en el área comienza en abril y termina en julio.

El descenso hacia la costa de las isotermas abajo de los 100 m refleja la existencia de a la Corriente Subsuperficial (CSs), pero hay que considerar el efecto de la salinidad en el campo de densidad, ya que puede tener variaciones significativas la pendiente de las isopícnas, que se presentan mas adelante.

La región entre las isotermas de $15\text{-}17^{\circ}\text{C}$ de la figura 5 se achuró para facilitar la comparación con el siguiente crucero. Durante la campaña 1095, estas isotermas no intersectaron la superficie y se hacen mas someras hacia la costa. Solamente se observa un incremento de la pendiente de la isoterma hacia la costa en los primeros 30 km, lo que sugiere la existencia de un flujo mas intenso hacia el sur cerca de la costa, probablemente asociado a un chorro costero.

El máximo de 19°C en la superficie se encuentra alejado de la costa, al final de los transectos 5C, 5D, 5E y 5F, lejos de la influencia del chorro costero. Gómez Valdez (1984) encontró un valor similar a 10 m durante septiembre. Este comportamiento puede ser asociado al hecho de que al cesar las surgencias y disminuir la intensidad de la CC, la advección de agua fría disminuye, lo que permite que aparezca una capa de

agua tibia calentada por a la radiación solar, con el consiguiente aumento del gradiente de la termoclina estacional.

Datos del 0696 En junio de 1996 las secciones variaron notablemente, como se puede observar en la figura 6. El cambio más prominente fue el incremento del gradiente vertical en la termoclina estacional ($12-14^{\circ}\text{C}$) de aproximadamente 2 veces, dado que se encuentra con la mitad de espesor en relación a la de octubre de 1995 y estas isothermas se sitúan arriba de 80 m. Las isothermas continúan con la tendencia de hacerse mas someras hacia la costa, pero en este crucero llegan a intersectar la superficie (figura 6E), Estas características indica un evento de surgencia.

La surgencia en esta región es provocada por la intensificación del esfuerzo del viento paralelo a la costa con máximo de abril a junio, lo que induce un transporte del agua superficial y un transporte de Ekman hacia fuera de la costa. La divergencia de esta agua costera genera surgencia de agua subsuperficial, lo cual provocan que baje el nivel del mar hacia la costa, por lo que se genera un gradiente horizontal de presión. Este a su vez tiene como consecuencia el desarrollo de una corriente geostrófica, que fluye paralela a la costa hacia el ecuador. El transporte superficial que resulta es la combinación del transporte superficial generado por el esfuerzo del viento y por la corriente geostrófica. La resultante tiene una componente hacia fuera de la costa, por la cual, continua la surgencia.

Las isopícnas e isothermas superficiales se hacen mas someras hacia la costa, donde se presenta un chorro costero hacia el sur. A mayor profundidad las isothermas se hacen mas profundas hacia la costa, indicando el flujo de la CSs.

Otro cambio significativo se encuentra en la superficie, en los transectos 6A-C, donde el máximo de temperatura esta aledaño a la costa. La región entre $15-17^{\circ}\text{C}$ es mas ancha fuera de la costa y la isothermas $>15^{\circ}\text{C}$ intersecta la superficie hacia mar abierto, y se hace mas profunda hacia la costa, asociada a un calentamiento superficial.

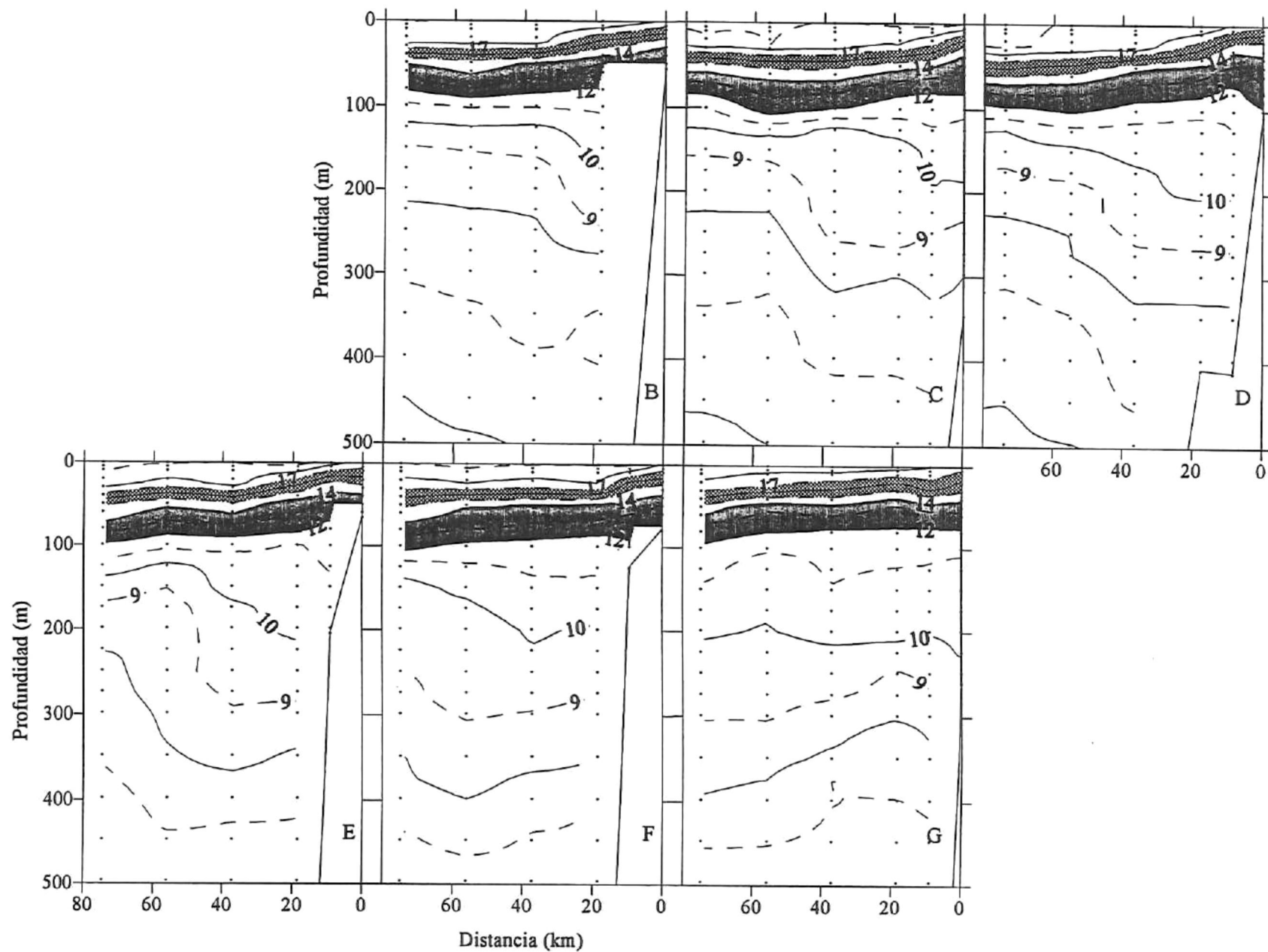


Figura 5. Contornos de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G. Intervalo entre contornos 1°C . Sombreada la región entre 12° - 14°C y achurada de 15° - 17°C . Las posiciones de las estaciones hidrográficas están indicadas por los puntos.

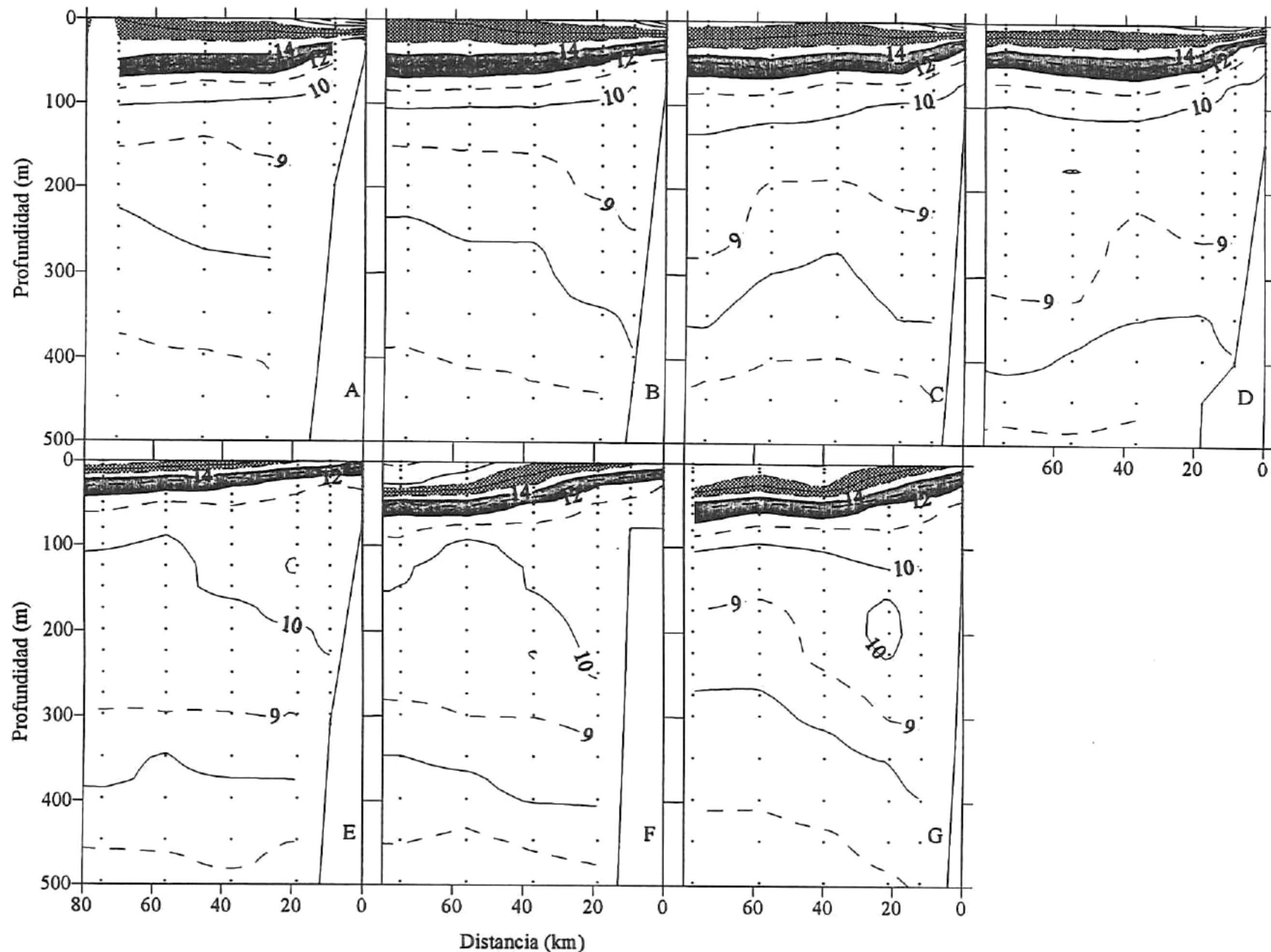


Figura 6. Contornos de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 0696, para los transectos A-G. Intervalo entre contornos 1°C . Sombreada la región entre 12° - 14°C y achurada de 15° - 17°C . Las posiciones de las estaciones hidrográficas están indicadas por los puntos.

III.2.2 Salinidad

El campo de salinidad durante ambos cruceros se caracteriza por presentar isohalinas que se hacen mas someras hacia la costa en los primeros 200 m, en un comportamiento similar al que presentan las isotermas.

Datos del 1095 Durante el crucero de octubre de 1995, el campo de salinidad (figura 7), presentó un núcleo de salinidad mínimo de 33.2 a los 50 m de profundidad, a una distancia de 60 km de la primera estación en los transectos 7B, 7C y 7F. En el resto de los transectos, el núcleo solamente alcanza 33.3, un valor característico de aguas de la CC.

Salinidades de 34.2 domina de 250 a 400 m de profundidad en los transectos mas sureños (7E, F y G) con excepción del transecto 7G en donde se observa una salinidad <34.2 junto al talud, originado probablemente por la mezcla con agua de la CC. Avanzando hacia los transectos del norte se nota una menor influencia de este tipo de agua de alta salinidad, característica de la CSs.

La región entre 33.6 y 34.2 marca la zona de mezcla entre las aguas de la CC y CSs. Es por eso que esta región domina 300 m de la sección en los transectos del norte y solo abarca 125 m frente a San Quintín.

En general las aguas de la CC caracterizan los primeros 100 m de la columna y los núcleos con salinidad máxima, entre 150 y 400 m, están asociados con la CSs, que fluye a todo lo ancho de los transectos al sur de Punta Cabras y se repliega a la costa al norte de dicho transecto.

Datos del 0696 Durante el 0696 se encontró el mínimo de salinidad en núcleos superficiales de 33.4 en los transectos B, C, y D (figura 8). Las isohalinas que se encuentran a una profundidad menor de 200m, tienden a ascender hacia la costa. En algunos casos, como el transecto 8C y 8D, éstas se vuelcan mar afuera, indicando agua

advectada afuera de la costa después de un evento de surgencia.

El máximo de salinidad de 34.4 en los transectos 8E, 8F y 8G se encuentra entre 150 y 300 m de profundidad, e indica la posición del núcleo de la CSs. Es muy notorio como se mezclan los núcleos con salinidad mayor a 34.4 hacia los transectos del norte. Allí donde el máximo sólo alcanza una salinidad de 34.2 (Figuras 8A, 8B y 8C), baja el nivel de dicha isohalina de 200 m a 350 m (figura 8D), lo cual indica un proceso de mezcla entre isopícnas.

III.2.3 Anomalía de densidad potencial

De la superficie a los 150 m las isopícnas siguen un comportamiento similar a las isotermas, lo que indica que la densidad esta controlada principalmente por la temperatura, lo cual corrobora lo sugerido por Batteen et al. (1995) para las costas de Baja California. Abajo de este nivel, se hace importante el efecto en el campo de densidad de los núcleos de alta salinidad, asociados a la CSs.

Datos del 1095 Durante este crucero, las isopícnas en la figura 9, se levantan hacia la costa en los primeros 30 km del transecto, lo cual indica la existencia de un chorro costero de la CC. Abajo de los 150 m, las isopícnas descienden hacia la costa, pero con menor pendiente de las isotermas. La contribución de la salinidad en la densidad se hace importante y los núcleos de alta salinidad compensan el efecto de la temperatura y el resultado es que las isopícnas no esten tan inclinadas. La sección 9B es la única que presenta isopícnas con la tendencia inversa en los primeros 10 km del transecto, hasta los 300 m, en consecuencia el jet costero se intensifica y alcanza esa profundidad lo cual indican la presencia de la CSs

Datos del 0696 Las isopícnas correspondientes al Crucero 0696 se muestran en la figura 10, donde al igual que el crucero anterior la distribución esta regulada por la temperatura en los primeros 150 m, pero en este crucero, es muy notorio el adelgaza-

miento de la capa superficial, con anomalías de densidad menores de 25 kg/m^3 , llegando incluso a intersectar la superficie, como en las secciones E, F y G, en un claro indicio de surgencias, tal como lo indicaban las secciones de temperatura y salinidad, coincidiendo con el máximo adelgazamiento de la capa superficial de la sección E.

La anomalía de densidad potencial de 26.5 kg/m^3 muestran el máximo descenso hacia la costa en el transecto 12E, indicando que la CSs mas intensa.

Las pendientes de las isopícnas cercanas a la costa tienen una mayor inclinación en relación a las de octubre, deduciendo que debe existir un chorro superficial hacia el sur más intenso durante este crucero.

III.3 Velocidad geostrófica

III.3.1 Datos del 1095

La figura 11 muestra las secciones de velocidad geostrófica que corresponden al crucero de octubre de 1995. Se observan núcleos superficiales hacia el ecuador, con máximos de -0.15 a -0.25 m/s en los 100 m superiores del transecto 11B, hasta llegar a ocupar los primeros 100 m de todo el transecto 11F. Estas velocidades se asocian al flujo de la CC, el cual es manejado en parte por el esfuerzo del viento integrado a lo largo de la costa (Clarke, 1989). El hecho de que la CC presente un área menor en los transectos del norte es por la presencia de el giro anticiclónico cuasi-permanente (Wyllie, 1966) localizado frente a los transectos 11B, 11C y 11D. Este mismo giro provoca un fuerte flujo costero superficial hacia el ecuador en los primeros 20 km de la figura 11C, frente a Punta Descanso. Según Batteen (1997) estos fuertes flujos en la región costera, ocurren solo en regiones donde el Chorro costero gira de manera anticiclónica cerca de la costa.

Las secciones de la figura 11 presentan también núcleos subsuperficiales hacia el polo. En los transectos 11B, 11C y 11D, los núcleos están contiguos al quiebre de la plataforma, con máximos de 0.1 m/s , entre 10 y 30 km de la costa. Estos núcleos se alejan de la costa en las secciones del sur (11E, 11F y 11G), donde solo alcanzan los

0.05 m/s. Esta corriente se identificó como la CSs. Los núcleos superficiales hacia el norte (achurados) se asocian a giros presentes en la zona, con velocidades máximas -0.10 m/s.

III.3.2 Datos del 0696

En todas las secciones de junio de 1996 (figura 12), se encuentra la corriente de chorro costera, demarcada por núcleos superficiales (-0.45 m/s) hacia el sur. Dicha corriente abarca desde la superficie hasta los 100 m de profundidad en los primeros 30 km del transecto. Esta corriente se encuentra en balance geostrófico con el gradiente de densidad inducido por las surgencias (Kosro, 1987).

Las secciones 12A, 12B, 12D, 12E y 12G tienen núcleos superficiales hacia el norte, asociados a giros. Batteen (1997) muestra en sus resultados que durante la época de surgencia (de marzo a junio), la CC fluye en forma de meandros ciclónicos y anti-ciclónicos del O(100 km), con longitud de onda de varios cientos de km.

En todos los transectos está presente el flujo subsuperficial hacia el norte, asociado con la CSs, la cual se ha intensificado y los núcleos son de mayor intensidad en relación a los transectos 1095. El núcleo de la CSs se encuentra centrado en los 200 m sobre el talud continental a excepción de la Figura 12A, donde solo se presenta un núcleo superficial de 0.1 m/s hacia el norte. En los transectos mas al sur, dominan las velocidades hacia el norte, con núcleos bien definidos de CSs. Dicha corriente es la respuesta dinámica al esfuerzo del viento que provoca un gradiente de presión a lo largo de la costa (Clarke, 1989).

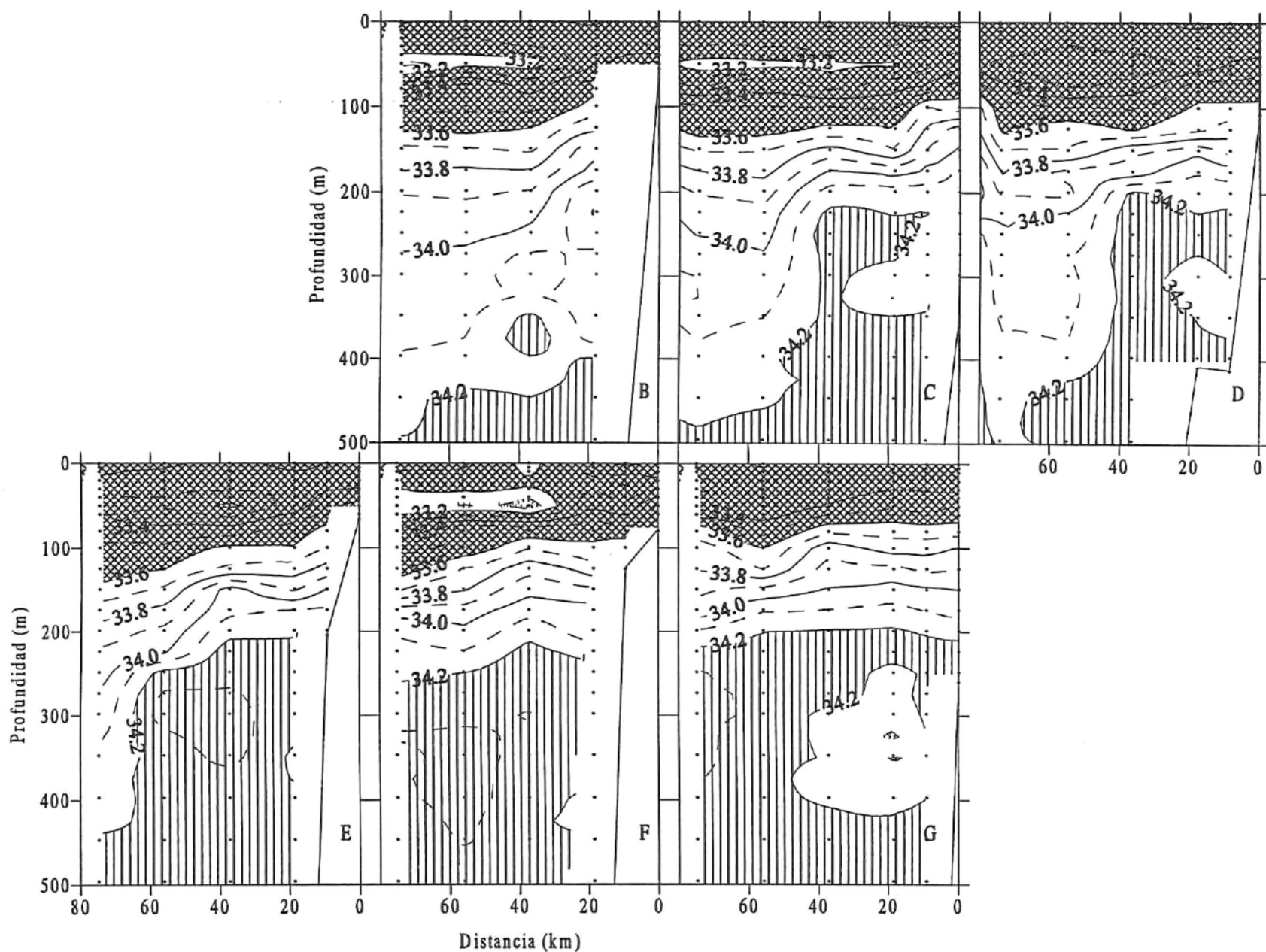


Figura 7. Contornos de Salinidad para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G. El intervalo entre isohalinas es de 0.1. Achurados || salinidad > 34.2, cuadrícula 33.6 < salinidad < 33.2.

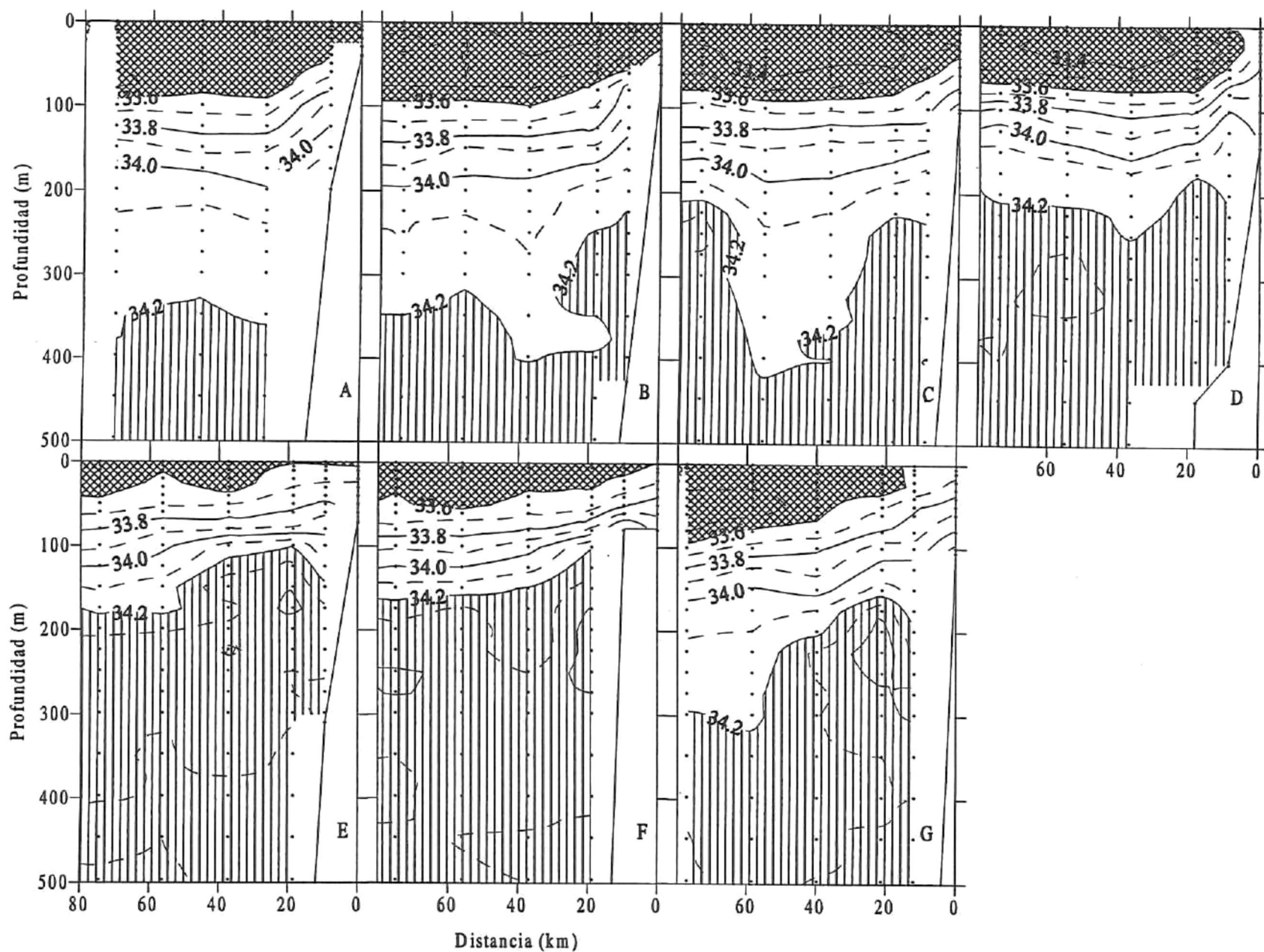


Figura 8. Contornos de Salinidad para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 0696, para los transectos A-G. El intervalo entre isohalinas es de 0.1. Achurados || salinidad >34.2, cuadrícula 33.6 < salinidad <33.2.

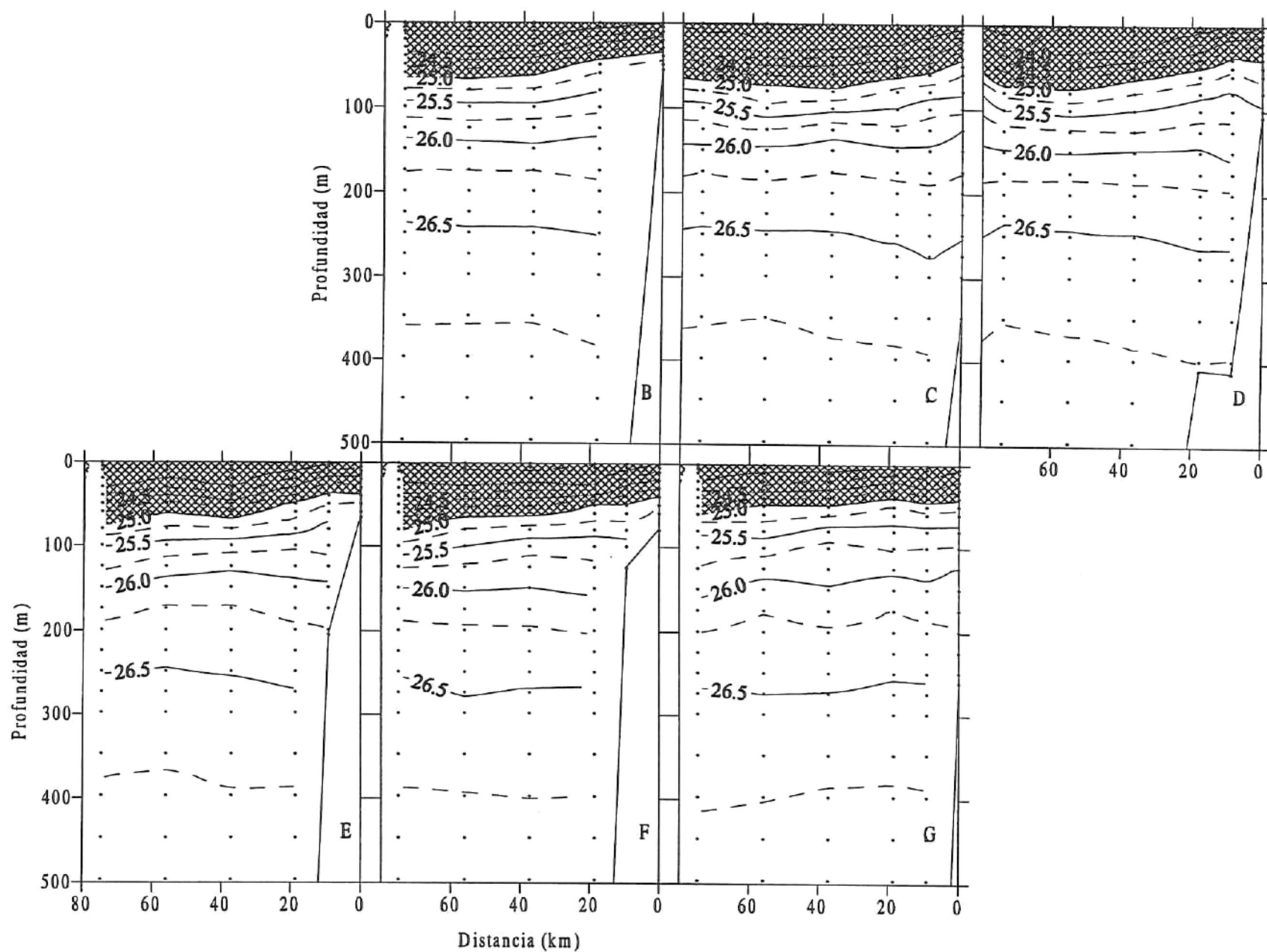


Figura 9. Contornos de Anomalia de densidad (kg/m^3) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G. Intervalo entre isopícnas de 0.25 kg/m^3 . Achurado cuadrícula $\gamma > 25.0 \text{ kg/m}^3$.

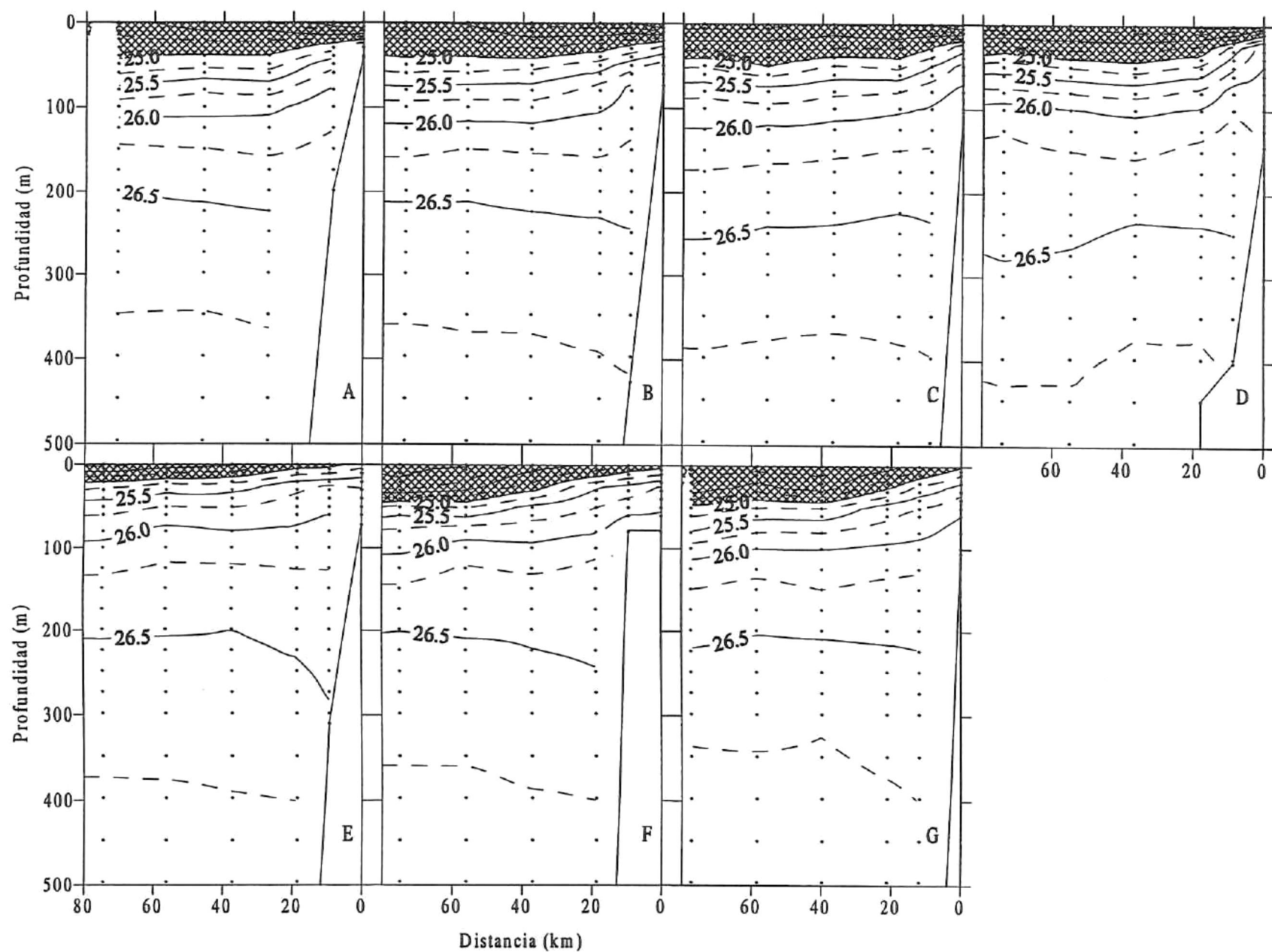


Figura 10. Contornos de Anomalia de densidad (kg/m^3) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 0696, para los transectos A-G. Intervalo entre isopícnas de 0.25 kg/m^3 . Achurado cuadrícula $\gamma > 25.0 \text{ kg/m}^3$.

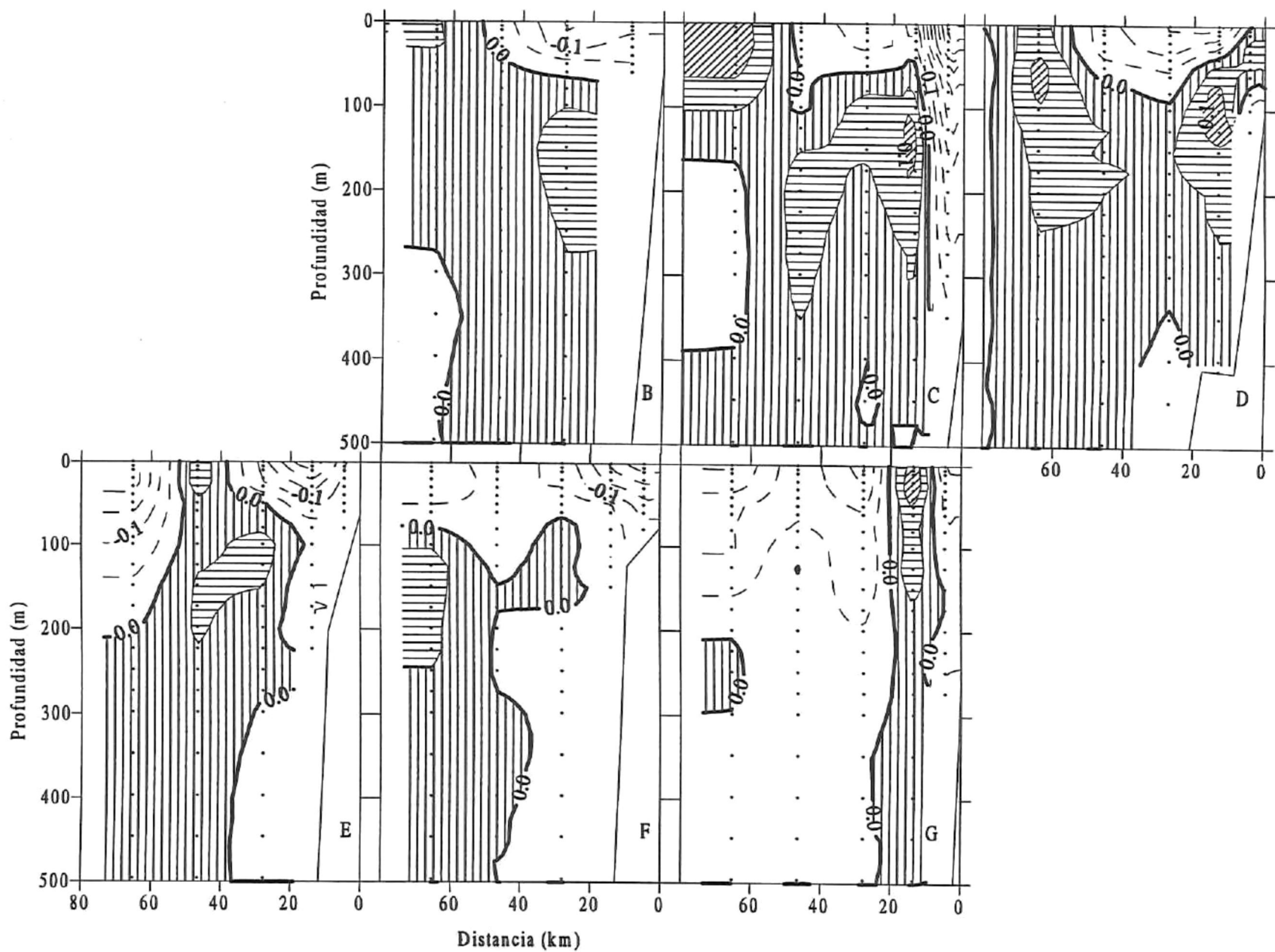


Figura 11. Contornos de Velocidad geostrófica (m/s) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 1095, para los transectos B-G. Intervalo entre isotacas 0.05 m/s. Achuradas las velocidades +, hacia el noroeste.

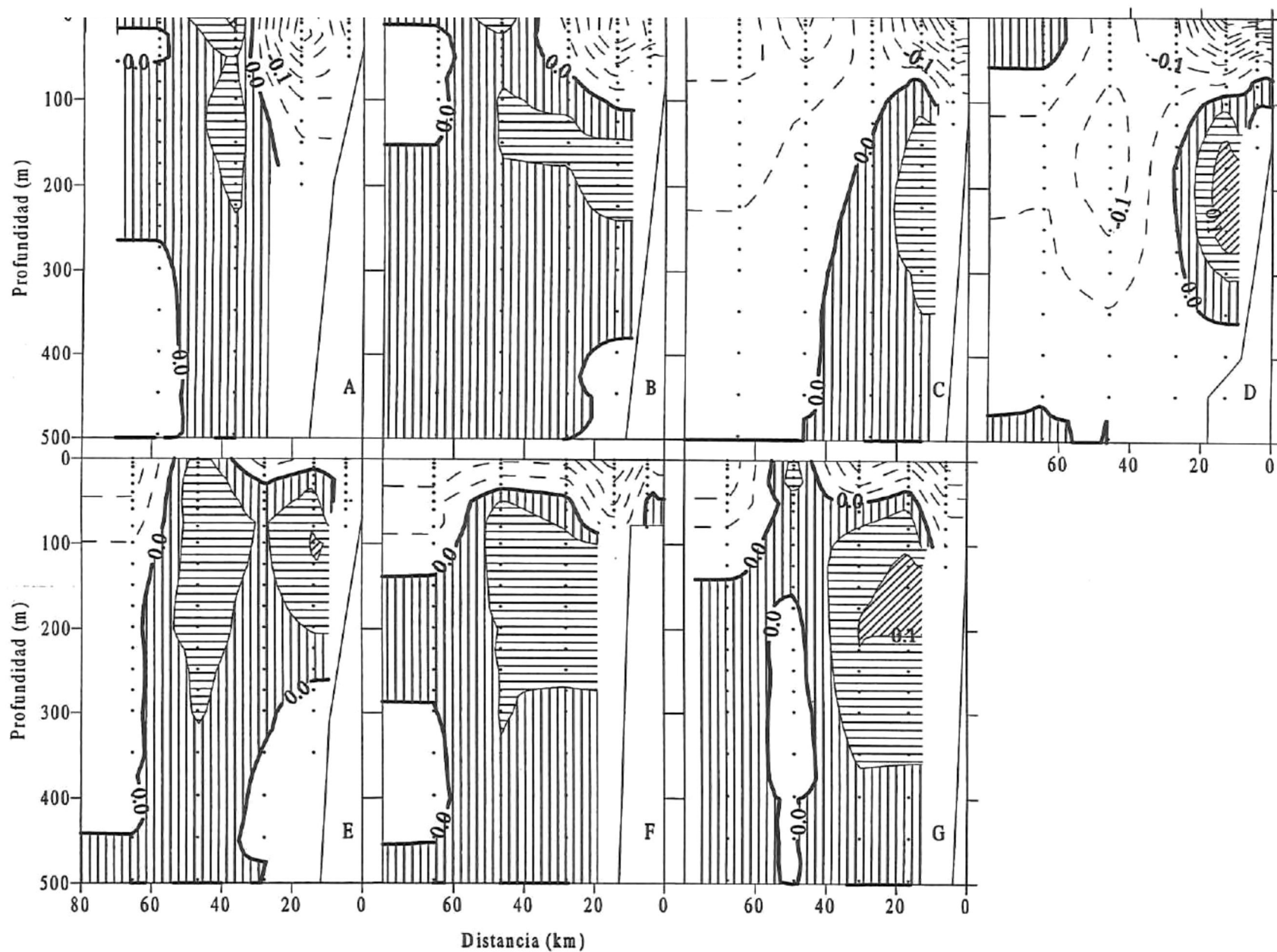


Figura 12. Contornos de Velocidad geostrófica (m/s) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero 0696, para los transectos A-G. Intervalo entre isotacas 0.05 m/s. Achuradas las velocidades +, hacia el noroeste.

III.4 Patrones espaciales de $\Delta\Phi_\theta$, γ , T y S para 10 y 200 m.

La anomalía de la altura dinámica ($\Delta\Phi$) se calculó con una capa de no movimiento fija de 500 db, a partir de la temperatura, salinidad y presión medidos, con los que se generaron mapas de los patrones espaciales de estas variables. Estos mapas son utilizados para inferir los campos de flujo en la superficie y a 200 m, los cuales se describen a continuación para cada crucero. Solamente se utilizaron las estaciones con profundidad mayor a 500 m, para comparar con los mapas de altura dinámica de Wyllie (1966) y Lynn y Simpson (1987), por lo que no aparece el chorro costero.

III.4.1 Datos del 1095

Los patrones espaciales superficiales del crucero de octubre de 1995 se presentan en la figura 13 e incluyen: A) anomalía de altura dinámica superficial con respecto a 500 db ($\Delta\Phi_{0/500}$), B) anomalía de densidad potencial a 10 m de profundidad ($\gamma_{\theta 10m}$) (kg/m^3), C) temperatura a 10 m de profundidad ($^{\circ}\text{C}_{10m}$) y D) salinidad a 10 m de profundidad (S_{10m}). En la figura 14 se presentan los mismos parámetros, pero la altura dinámica a 200 db con respecto a los 500 db, y el resto a 200 m de profundidad.

Patrones espaciales superficiales La distribución espacial de la anomalía de altura dinámica ($\Delta\Phi_{0/500}$) indica un flujo hacia el sur en forma de meandros o giros anticiclónicos y ciclónicos, como se muestra en la figura 13A. Se observan mínimos de 0.93 m dinámicos cercanos a la costa frente a Punta Descanso y San Quintín, B.C., y máximos de 0.96 m dinámicos en las estaciones más alejadas de la costa, en los transectos de Punta Banda y Punta Colnett. Asociadas a dichos máximos están dos giros anticiclónicos. La comparación de estos valores con los obtenidos por Hayward et al., (1996) tiene una buena relación, ya que ellos reportan un giro anticiclónico frente a San Diego asociado a un máximo de .96 m din, para un crucero efectuado en el mismo mes. De esta gráfica es posible derivar el campo de flujo superficial, que indica que la

CC serpentea hacia el sur a lo largo de la costa con dos grandes giros anticiclónicos y uno ciclónico pequeño entre ellos (figura 13A). Un comportamiento diferente se observa en la gráfica de Wyllie (1966), quién observó radios de curvatura semejantes para los remolinos en ambos sentidos.

Los valores de anomalía de densidad (γ_θ) (figura 13B), muestran la isopícnica de 24 kg/m³ en las estaciones costeras, que corresponde a los valores reportados por Gómez Valdez, (1980). En el transecto de Punta Banda adyacente a la costa se encontró el mínimo de temperatura superficial <17 °C (figura 13C) y máxima de 19 °C hacia mar abierto. El campo de salinidad (figura 13D), presenta muy poca variación, de 33.35 a 33.40, con el mínimo asociado a los giros anticiclónicos antes mencionados.

Esta distribución de propiedades es congruente con el flujo hacia el sur de la CC, en forma de meandros, siendo el giro anticiclónico frente Punta Descanso el que provoca la corriente de chorro cercana a la costa en la figura 11C. Este flujo en forma de meandros es inducido por las irregularidades de la costa, que aumentan el corte de velocidades entre la CC y CSs, lo que provoca inestabilidades en el flujo, aportando parte de la energía cinética de dichas corrientes a remolinos anticiclónicos y ciclónicos (Batteen, 1997).

La presencia del mínimo de temperatura al sur de Punta Banda, se explica con dos mecanismos discutidos por Batteen (1977): una por el máximo de esfuerzo del viento al sur de los grandes promontorios costeros y otra por la contribución de f y de la vorticidad relativa (ζ) a la divergencia vertical, cuando el flujo es hacia el sur, la surgencia es realzada.

Patrones espaciales a 200 m. La anomalía de altura dinámica a 200 db relativa a 500 db ($\Delta\Phi_{200/500}$) (figura 14A), muestra un comportamiento diferente al de $\Delta\Phi_{0/500}$. $\Delta\Phi_{200/500}$ presenta un máximo (0.43 m din) y un mínimo (0.41 m din) alejados de la costa, frente a San Quintín y Punta Descanso respectivamente. Este patrón se asocia al

flujo de la CSs, que entra por mar abierto frente al transecto de San Quintín, y continua paralelo a la costa al norte de Punta Banda. La mínima densidad se encuentra frente a Punta Colnett (figura 14B); hacia el noroeste en mar abierto se encuentra el máximo (26.36 kg/m^3) frente a Punta Descanso.

Las isotermas de la figura 14C son paralelas a la costa, con el máximo (10.5°C) frente a Punta Cabras y el mínimo en la secciones del noroeste. Las isohalinas presentan un comportamiento similar en la figura 14D, con el máximo de 34.1 frente a Punta Colnett y el mínimo de 33.9 hacia el noroeste, fuera de la costa. Esta disposición es congruente con el sentido (hacia el polo) de la CSs, que origina que las isotermas se encuentren mas profundas hacia la costa.

III.4.2 Datos del 0696

Para este crucero se siguió el mismo formato para la presentación de los resultados del crucero anterior, primero los patrones superficiales y después los patrones a 200 m.

Durante este crucero se encontraron estructuras horizontales de surgencia al sur de Punta Banda, así como los persistentes giros anticiclónicos o meandros asociados al flujo de la CC.

Patrones espaciales superficiales En la figura 15A la anomalía de altura dinámica ($\Delta\Phi_{0/500}$) presentó un mínimo de 0.84 m din formando una lengüeta frente a Punta Cabras, B.C. y el máximo de 0.88 m din en las estaciones más alejadas de la costa frente a Punta Banda. La variación estacional de la altura dinámica está de acuerdo a Lynn (1987), quien reporta una disminución de 0.1 m din durante el verano, controlada por la intensificación estacional de la CSs.

El campo de flujo superficial derivado de $\Delta\Phi_{0/500}$ indica que la CC fluye hacia el sur haciendo meandros o giros anticiclónicos del orden de 100 km. Aunque no fueron resueltos con transectos de 80 km de separación, la distribución espacial de $\Delta\Phi_{0/500}$,

$\gamma_{\theta 10m}$, temperatura y salinidad sugiere que se encuentran presentes en una posición similar al crucero anterior.

La distribución horizontal en forma de lengua de la anomalía de densidad ($\gamma_{\theta 10m}$), temperatura y salinidad frente a Punta Cabras, sugiere un proceso de surgencia de acuerdo a Barton y Argote (1980). La presencia del núcleo de surgencia se ve confirmada por las bajas temperaturas frente a Punta Cabras (12°C) (figura 15C) y el máximo de salinidad (>33.6) (figura 15D).

Patrones espaciales a 200 m La anomalía de altura dinámica ($\Delta\Phi_{200/500}$), presenta un mínimo de 0.41 m dinámicos hacia mar abierto y un máximo de 0.44 m din frente a la costa al sur de Punta Banda (figura 16A). Esto indica la presencia de la CSs, la cual fue evidente también por la subducción de las isopícnas paralelas a la costa mostrada en la figura 10, y vista ahora de planta en un corte a 200 m en la figura 16B.

El remolino o meandro anticiclónico al norte de Punta Banda se refleja en todas las gráficas, dada la presencia de un mínimo temperatura fuera de la costa de Punta Banda (8.5°C) asociado a un mínimo de salinidad. Tanto las isotermas como las isohalinas forman lengüetas desde la frontera hasta Punta Banda (figura 16C y 16D).

III.5 Análisis isentrópico.

Se presenta la presión, salinidad y temperatura sobre las superficies de $\gamma_{\theta} = 25.0$, 26.5 y 26.9 kg/m^3 . La superficie de $\gamma_{\theta} = 25 \text{ kg/m}^3$ se asocia a la CC por ser el mínimo de salinidad subsuperficial y por estar sobre los 100 m en las secciones de las figuras 8 y 9. En la superficie de $\gamma_{\theta} = 26.5 \text{ kg/m}^3$ se encuentra el máximo de salinidad que ocurre entre 100 m y 300 m, donde se encuentra la CSs de las figuras 11 y 12. La otra superficie corresponde a $\gamma_{\theta} = 26.9 \text{ kg/m}^3$, esta se localiza por debajo de los 450 m en todas las secciones y servirá para tener idea de la circulación en el nivel de referencia de los cálculos geostróficos (500 db).

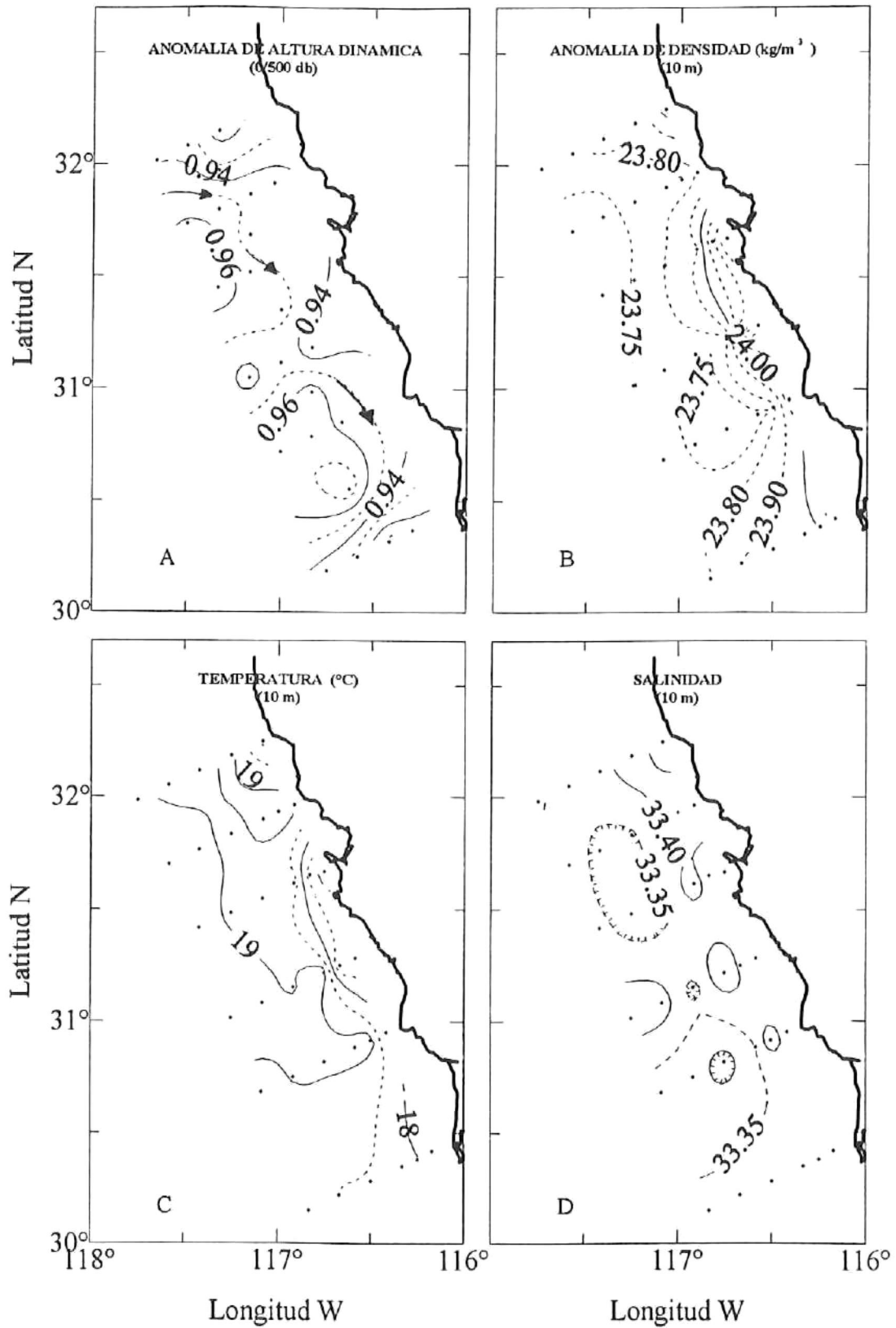


Figura 13. Patrones espaciales durante el crucero 1095 (23 de octubre al 2 de noviembre de 1995); incluye el campo de flujo superficial derivado de: (A) la anomalía de altura dinámica 0/500 en m dinámicos y los campos medidos a una profundidad de 10 m de: (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] y (D) Salinidad.

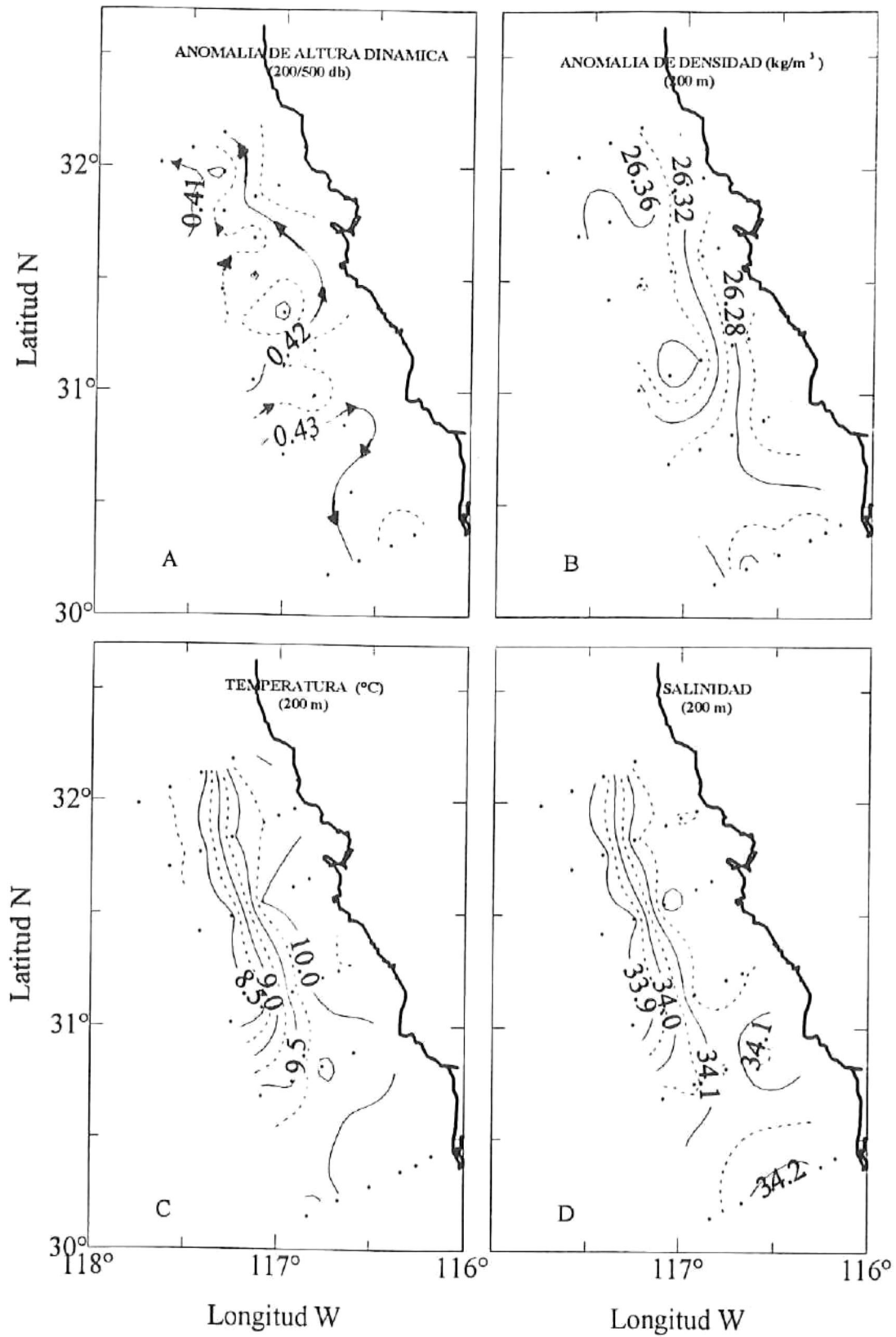


Figura 14. Patrones espaciales durante el crucero 1095 (23 de octubre al 2 de noviembre de 1995); incluye el campo de flujo superficial derivado de: (A) la anomalía de altura dinámica 200/500 en m dinámicos y los campos medidos a una profundidad de 200 m de: (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] y (D) Salinidad.

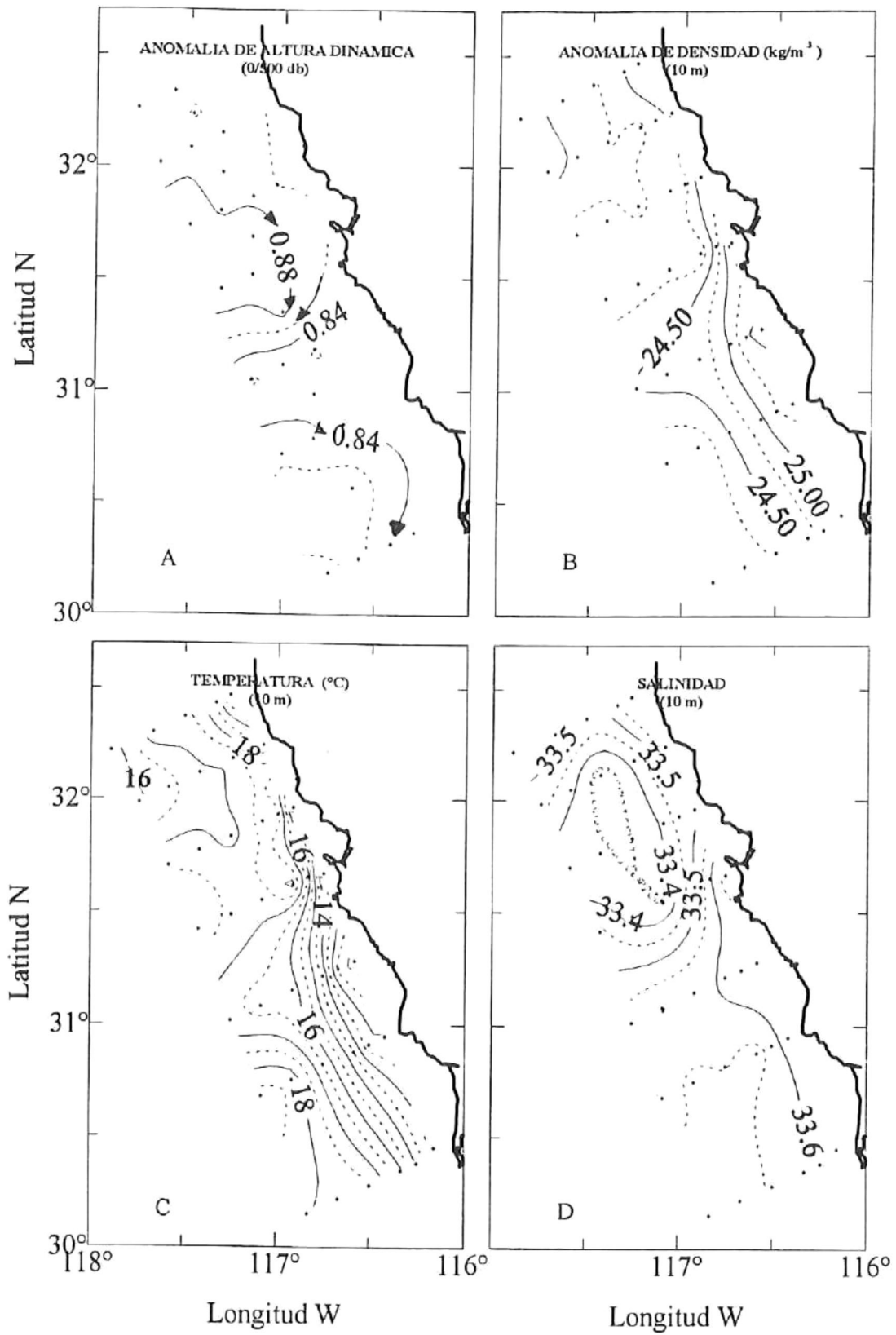


Figura 15. Patrones espaciales durante el crucero 0696 (11-22 de junio de 1996); incluye el campo de flujo superficial derivado de: (A) la anomalía de altura dinámica 0/500 en m dinámicos y los campos medidos a una profundidad de 10 m de: (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] y (D) Salinidad.

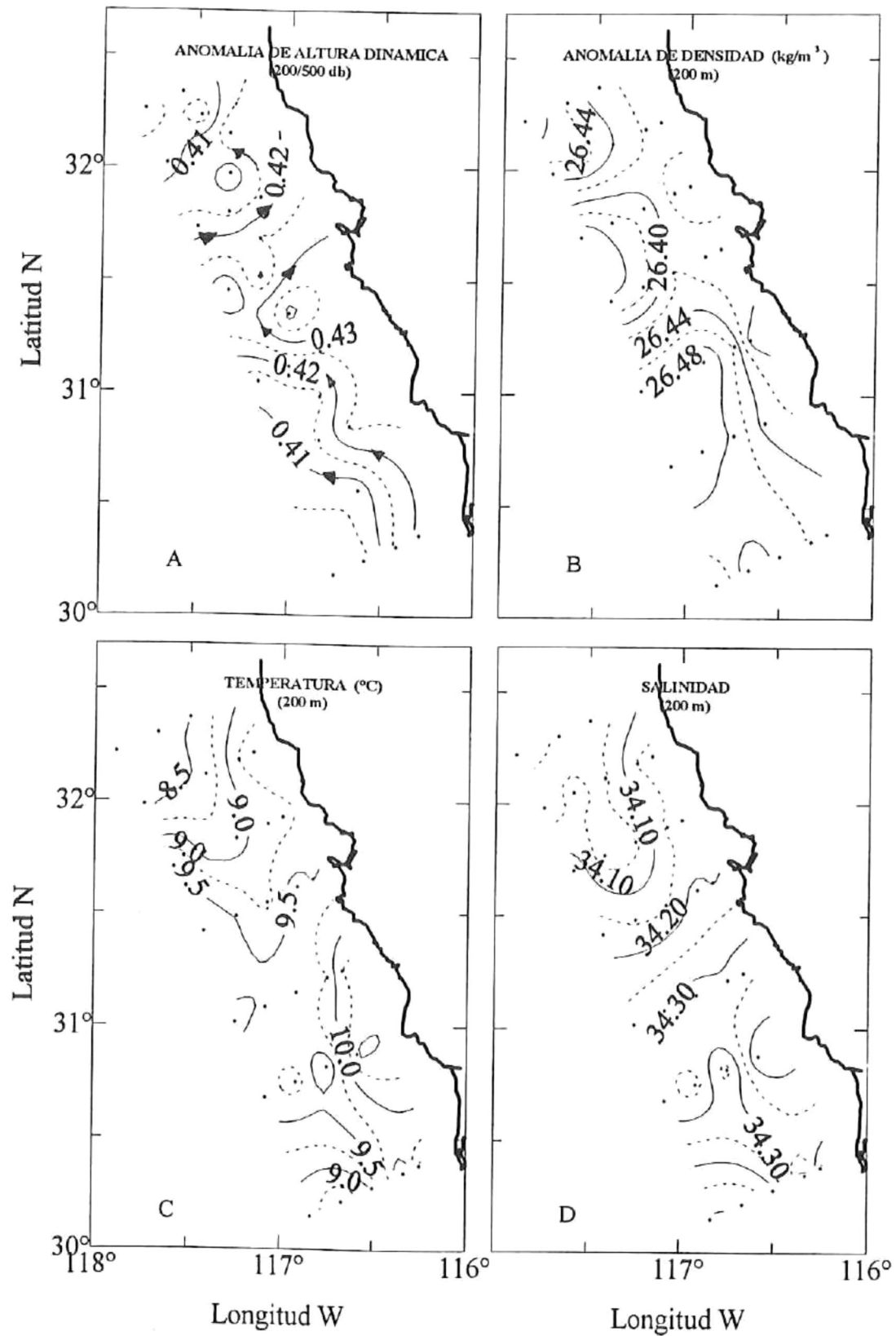


Figura 16. Patrones espaciales durante el crucero 0696 (11-22 de junio de 1996); incluye el campo de flujo superficial derivado de: (A) la anomalía de altura dinámica 200/500 en m dinámicos y los campos medidos a una profundidad de 200 m de: (B) Anomalía de densidad [kg/m^3], (C) Temperatura [$^{\circ}\text{C}$] y (D) Salinidad.

III.5.1 Datos del 1095

Superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ La presión, salinidad y temperatura asociada a esta superficie se presenta en las figuras 17A, D y G, en donde se observa un mínimo de 40 db frente a Punta Cabras y un máximo alejado de la costa. Esto indica una superficie que se hunde hacia fuera de la costa. El flujo promedio hacia el sur es evidente también en la distribución de salinidad de la figura 17D, la cual presenta un mínimo de 33.26 centrado a los 40 km de la costa. Una distribución similar es observada para la temperatura (figura 17G), donde el mínimo de 13.5°C esta alargado desde Tijuana a Punta Colnett.

Superficie de $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$ Esta superficie se encontró a 250 db fuera de la costa en los transectos B,C y D (figura 17B), llegando hasta los 270 db en forma de lengua, entre San Quintín y Punta Colnett. Esta distribución sugiere un flujo hacia el norte perteneciente a la CSs, corroborado por el hecho de encontrar lengüetas de alta salinidad (34.28 - 24.24) en todos los transectos (figura 17E). A una profundidad de 250 db el máximo de 34.28 está frente a San Quintín, y disminuye hacia el norte, donde se alcanza el mínimo de 33.96 en la parte mas alejada de la costa del transecto de Tijuana. En una disposición similar se puede apreciar en la figura 17H la distribución de temperatura, con una estructura en forma de lengua de $9 - 9.5^\circ\text{C}$ a 30 km de la costa, y con un mínimo de 7.75°C frente a Tijuana, alejado de la costa. Esto indica que la CSs fluye hacia el polo, y sugiere que ésta es ancha frente a San Quintín y se repliega a la costa al norte del transecto de Punta Cabras.

Superficie de $\gamma_\theta = 26.9 \text{ kg/m}^3$ La presión asociada a esta superficie se muestra en la figura 17C, donde se observa un máximo de 510 db fuera de la costa en los transectos del sur y un mínimo de 460 db fuera de la costa en los transectos del norte. Esto sugiere que hay un flujo que se dirige a tierra en el transecto de Punta Cabras, se bifurca y cada ramal continua paralelo a la costa en sentidos opuestos. La distribución de salinidad

y temperatura, mostradas en las figuras 17F y 17I, confirman la bifurcación del flujo, sugerida por la superficie de γ_θ .

Es probable que este patrón de flujo este influenciado por la fricción, al ser esta una superficie cercana al fondo en las estaciones costeras. Esto hace que el flujo deje de ser isentrópico, pero de igual manera, nos proporciona una idea de la circulación a esa profundidad.

De los datos obtenidos durante este crucero fue posible inferir el flujo hacia el sur de la CC, que es caracterizado por $\gamma_\theta = 25 \text{ kg/m}^3$, un núcleo de baja salinidad y temperatura a 40 km de la costa desde Tijuana hasta Punta Cabras. Así mismo la CSs que se identifica con un núcleo de alta salinidad y temperatura, centrado de 100 a 300 m y penetra por el extremo del transecto de San Quintín, vira frente a Punta Cabras y continúa paralelo a la costa.

III.5.2 Datos del 0696

Superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ Esta superficie presenta un giro anticiclónico frente a El Mirador asociado a una presión máxima de 50 db y mínimos de salinidad (33.34) y temperatura (13.5°C) (ver figura 18A, 18D y 18G). La profundidad de esta superficie disminuye con un fuerte gradiente hacia Punta Banda, donde se presenta el máximo de la CC. Frente a Punta Cabras se encuentra el mínimo de presión (10 db). Todas las isolíneas forman una estructura en forma de lengua frente a esta localidad, donde la surgencia provoca el levantamiento de las isotermas y el transporte de Ekman advecta el agua salada (33.6) y fría hacia fuera de la costa.

Superficie de $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$ Los valores extremos de presión ocurren en el transecto de Punta Cabras con el mínimo de 210 db fuera de la costa y el máximo 270 db frente a la costa (figura 18B), indicando la presencia de la CSs, que intensifica su flujo sobre el talud continental y el quiebre de la plataforma. Se corrobora la presencia de

esta corriente por la alta salinidad (>34.36) y temperatura ($>9.7^{\circ}\text{C}$). La distribución de salinidad y temperatura (figuras 18E y 18H) en el transecto El Mirador hacia mar abierto sugiere que el remolino anticiclónico afecta hasta los 250 db (figura 18B) y modifica el flujo de la CSs.

Superficie de $\gamma_{\theta} = 26.9 \text{ kg/m}^3$. Los valores de presión para esta superficie se muestran en la figura 18C. El máximo (520 db) se observa frente a la costa en el transecto de Punta Cabras, y el mínimo fuera de la costa (450 db) frente a Tijuana. La salinidad aumenta hacia el sur .08 unidades (figura 18F), y la temperatura 0.5°C , (figura 18I), estos patrones sugieren un flujo lento hacia el norte, afectado por el remolino anticiclónico frente a Punta Banda.

El análisis isentrópico permitió corroborar los flujos inferidos con geostrofia durante junio de 1996 en el área. Se encontró un giro anticiclónico centrado a 60 km de la costa, sobre el transecto El Mirador y la intensificación del flujo de la Corriente de California frente a Punta Banda, al norte de la zona donde ocurre la surgencia. Se notó que la influencia del giro anticiclónico frente a Punta Banda afecta hasta los 500 m, donde se detectó nuevamente el centro del giro.

III.6 Vorticidad potencial

La vorticidad potencial (Q) esta asociada a giros o a la capacidad de inducir rotación. Detalles sobre el cálculo de Q se presentan en el apéndice III. Se presentan secciones de esta variable en las figuras 19 y 20, con un intervalo de $50 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}\text{m}^{-1}$ entre isolíneas. Además se presentan los patrones de Q en superficies de 30 y 200 m y la razón f/h , donde f es el parámetro de Coriolis y h es la profundidad total. Los valores significativos en ambos cruceros se encontraron en la capa de los primeros 200 m de profundidad.

III.6.1 Datos del 1095

El campo de Q (figura 19) presenta el máximo en núcleos entre 30 y 40 m de profundidad, entre los 10 a 30 km de la costa. Los máximos sugieren una asociación con los giros anticiclónicos uno frente a Punta Descanso (figura 19B) y otro frente a Punta Cabras (figura 19E) pero debido al hecho que en los cálculos se supuso que la vorticidad relativa es cero, se debe tener reservas en esta relación. Los transectos al sur de estos máximos (19C, D, F y G) presentan Q máxima a mayor profundidad y alejado de la costa, que coincide aproximadamente con los núcleos de salinidad mínima de la CC. Esto permite asociar el campo de Q a los meandros ciclónicos que presenta la CC (Figura 13).

III.6.2 Datos del 0696

En las figuras 20A, 20B, 20C y 20D se observa que el máximo de Q es costero, y que tiene forma de lengua centrada a los 50 m. Esta lengüeta está asociada al giro anticiclónico que está frente a El Mirador (ver figura 18A, 18D y 18G).

Las secciones restantes presentan el máximo de Q fuera de la costa (figuras 20E, 20F y 20G), a 25 m de profundidad. Cabe hacer notar que en la sección de Punta Cabras, donde se detectó el núcleo de surgencia, en los primeros 20 km de transecto se minimiza la vorticidad potencial y se encuentra también el máximo a 75 km fuera de la costa, asociado con el giro ciclónico frente a esta localidad.

III.6.3 Vorticidad potencial (f/h) en 30 y 200 m

Datos del 1095 En la figura 21A se grafica Q en la superficie de $z = 30$ m. Esta superficie muestra núcleos máximos cercanos a la costa, frente a las Puntas, mientras que los mínimos están frente de las bahías y hacia mar abierto. Frente a cada máximo se encontró un núcleo mínimo y viceversa.

A los 200 m, el máximo de vorticidad potencial se encontró frente a Punta Banda

(figura 21B). Esta superficie tiene mas semejanza al patrón de f/h de la figura 21C, el cual sería la trayectoria de una corriente dominada por la vorticidad planetaria (f) y la batimetría (h). El patrón de flujo sugerido por la superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ del análisis isentrópico para este crucero, mostró un buen acuerdo con el patrón de isolíneas de f/h , por lo tanto se considera que la CC tiene una deflexión topográfica.

Datos del 0696 A los 30 m, la vorticidad potencial de este crucero (figura 22A) presenta un patrón muy diferente al del crucero 1095 (figura 21A). Al sur de Punta Banda, el mínimo esta cerca de la costa y el máximo en núcleos hacia mar abierto. Al norte de Punta Banda ocurre lo contrario y frente a Punta Cabras se forma la típica isolínea en forma de lengua.

La superficie de vorticidad potencial a los 200 m tiene el máximo frente a Punta Cabras, reflejo de que las isopicnas bajan con rapidez hacia la costa por efecto de la intensificación de la CSs. El mínimo hacia mar abierto es reflejo de la homogeneidad del campo de densidad, lo que sugiere algún proceso de mezcla.

La relación f/h se muestra en la figura 22C.

Durante el crucero 1095, los giros pueden tener dos mecanismos que aumentan el gradiente vertical de densidad: el primero controlado por la radiación solar y la formación de la termoclina estacional y otro por la forma de la costa. Las puntas de la costa tienen asociados máximos de vorticidad potencial, mientras que frente a las bahías se encuentran los mínimos.

En la vecindad de irregularidades costeras (puntas y salientes), para un flujo hacia el ecuador, se asume que la contribución mas importante a la vorticidad relativa es la generada por la razón de la velocidad entre el radio de curvatura de la línea de flujo, mas que por el gradiente de velocidad perpendicular a la línea de flujo.

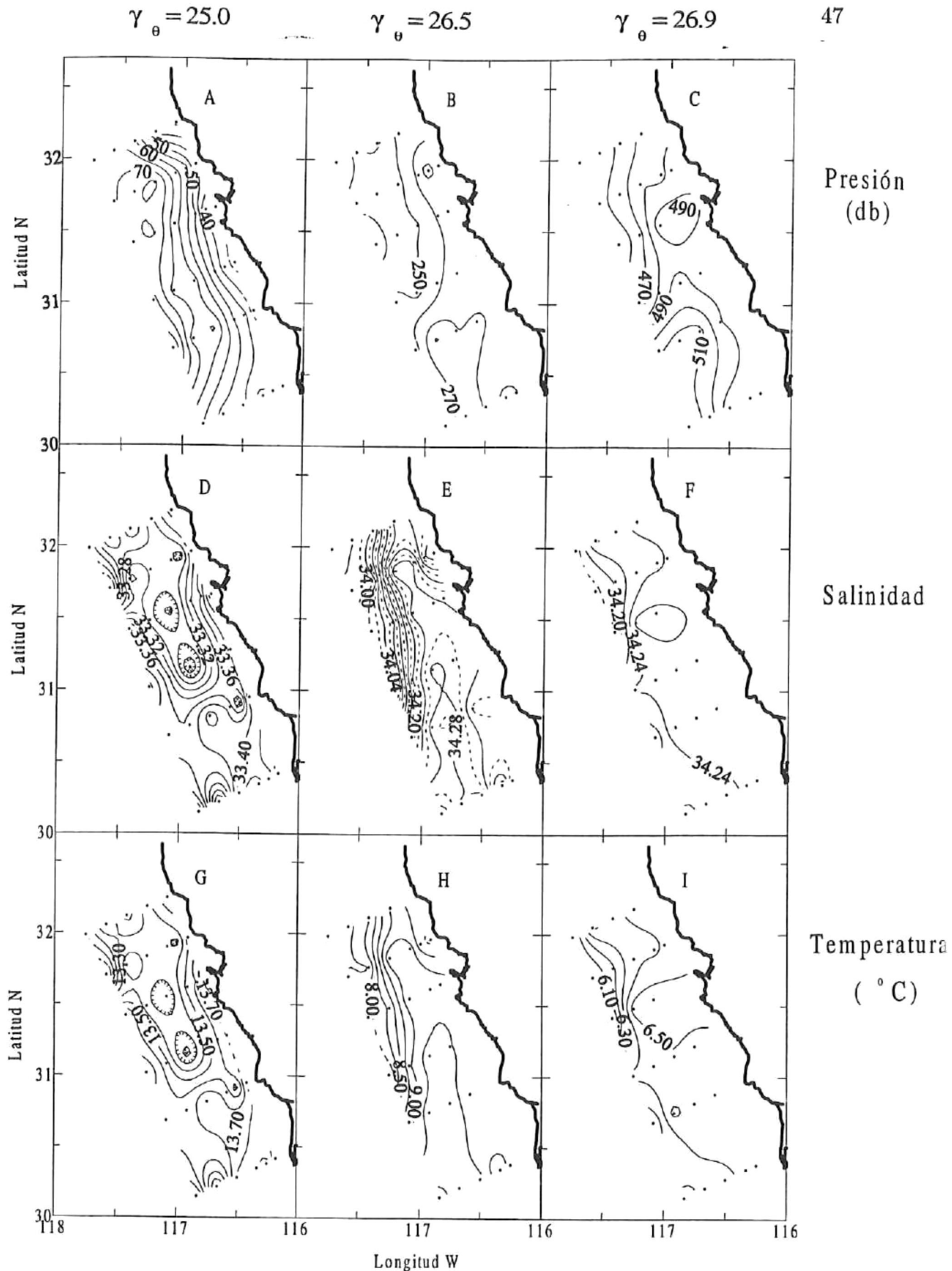


Figura 17. Superficies de presión (A,B,C) salinidad (D,E,F) y temperatura (G,H,I) para las anomalías de densidad potencial = 25.0, 26.5 y 26.9 kg/m^3 respectivamente, durante el crucero 1095.

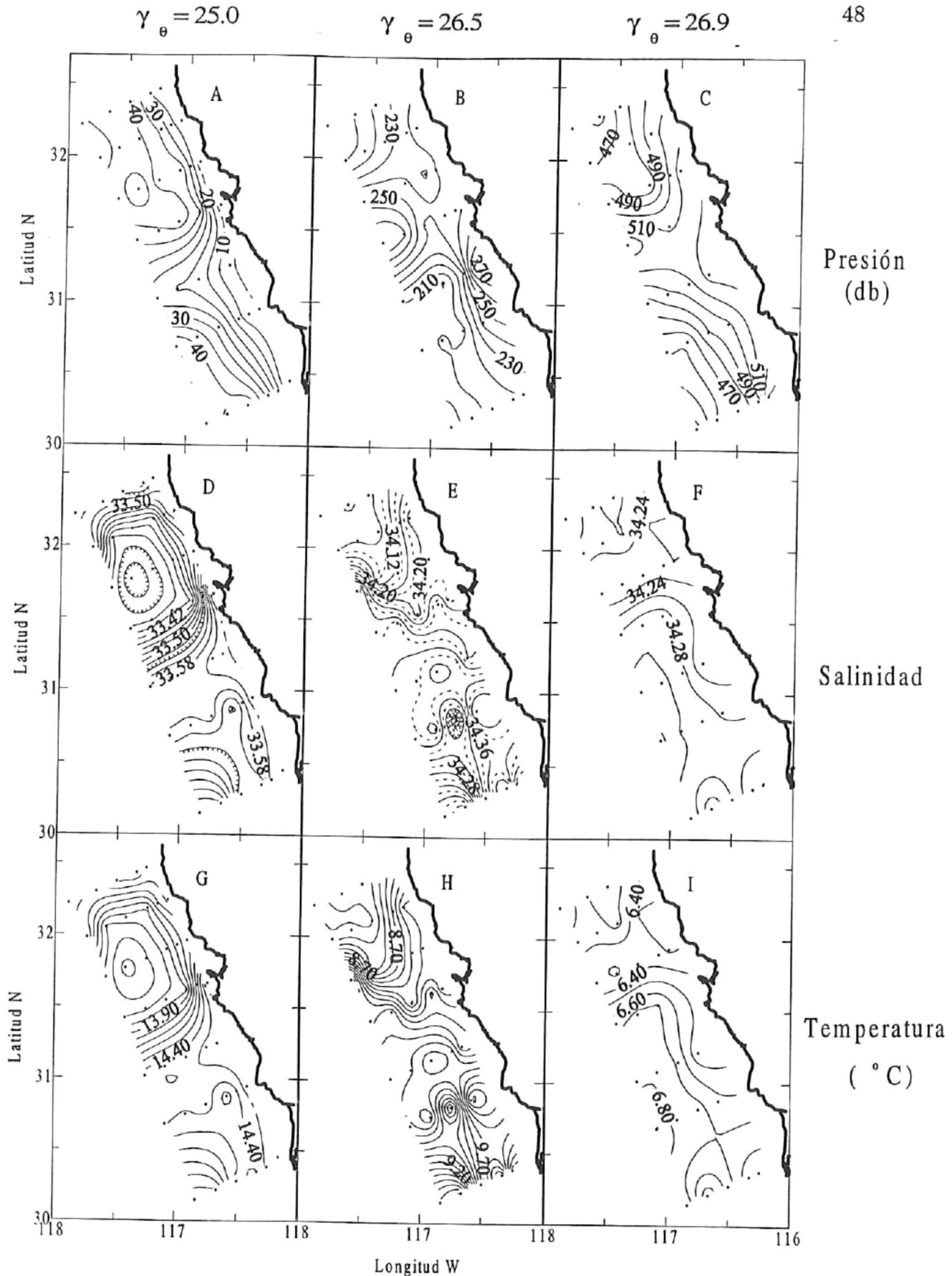


Figura 18. Superficies de presión (A,B,C) salinidad (D,E,F) y temperatura (G,H,I) para las anomalías de densidad potencial = 25.0, 26.5 y 26.9 kg/m^3 respectivamente, durante el crucero 0696.

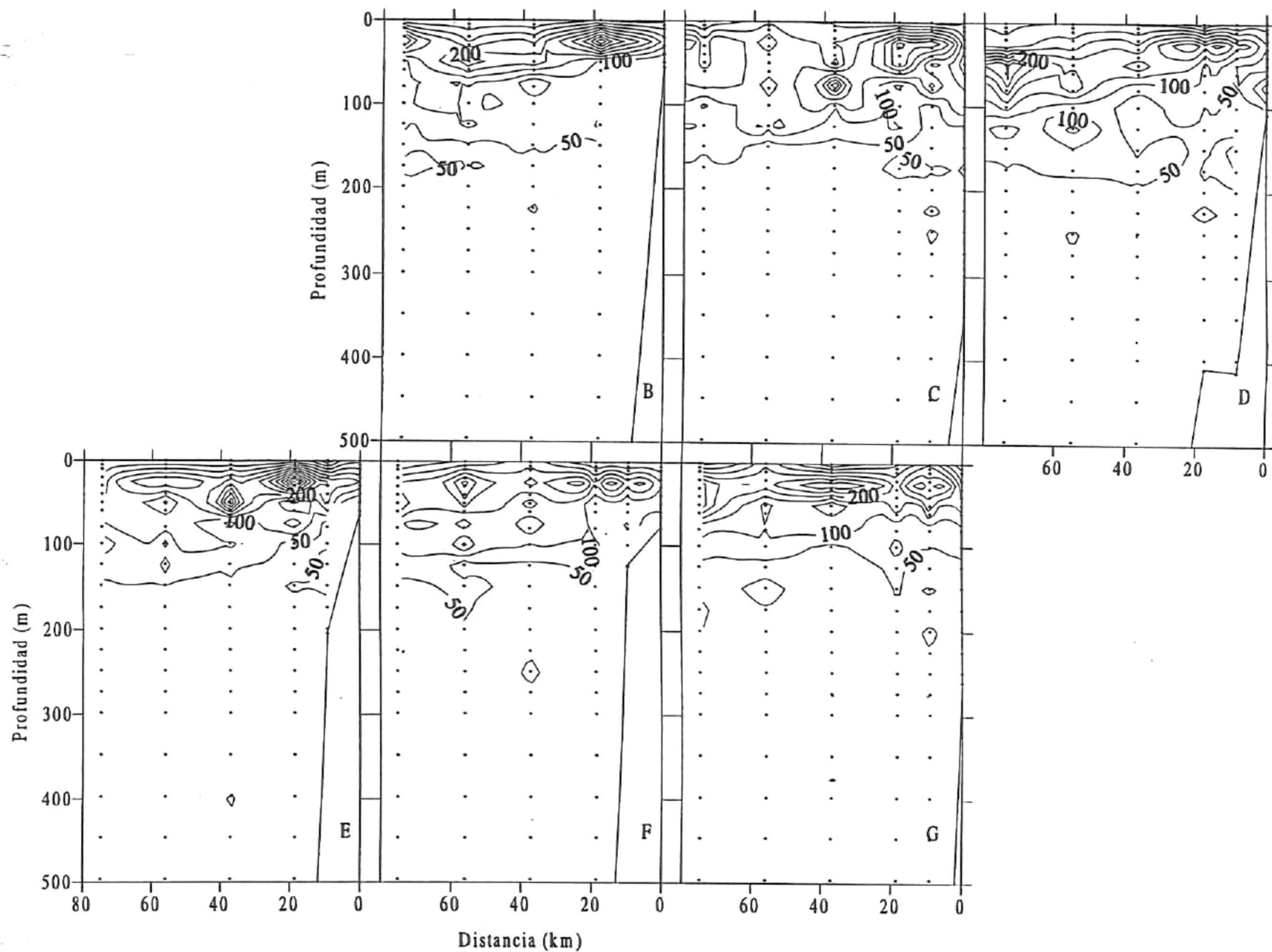


Figura 19. Contornos de Vorticidad Potencial ($\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero CalCur 1095, para los transectos A-G. Intervalo entre contornos 50 ($\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$).

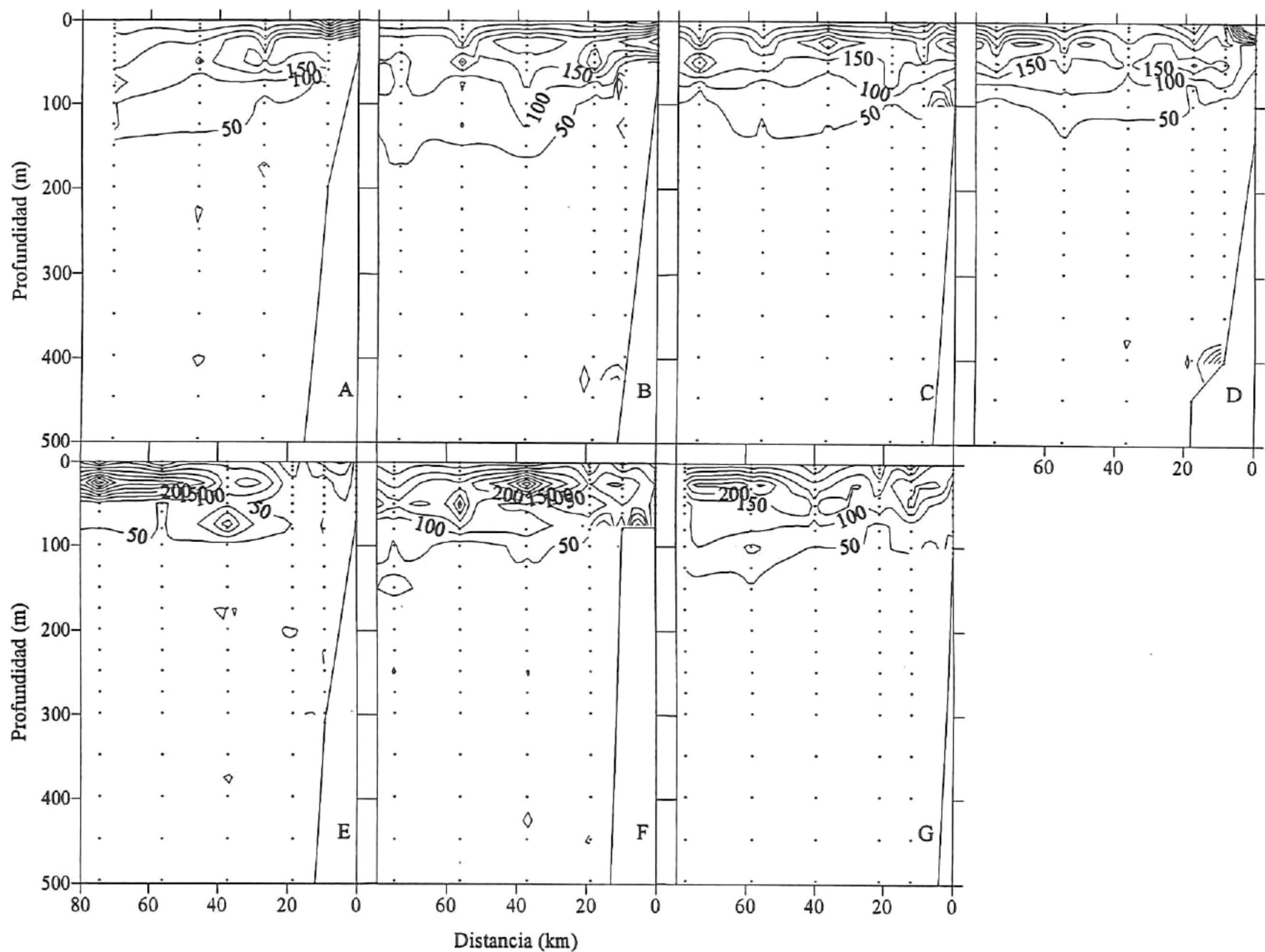


Figura 20. Contornos de Vorticidad Potencial ($\cdot 10^{-11} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$) para la capa de 0 a 500 m, del Crucero CalCur 0696, para los transectos A-G. Intervalo entre contornos $50 (\cdot 10^{-11} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1})$.

Crucero 1095

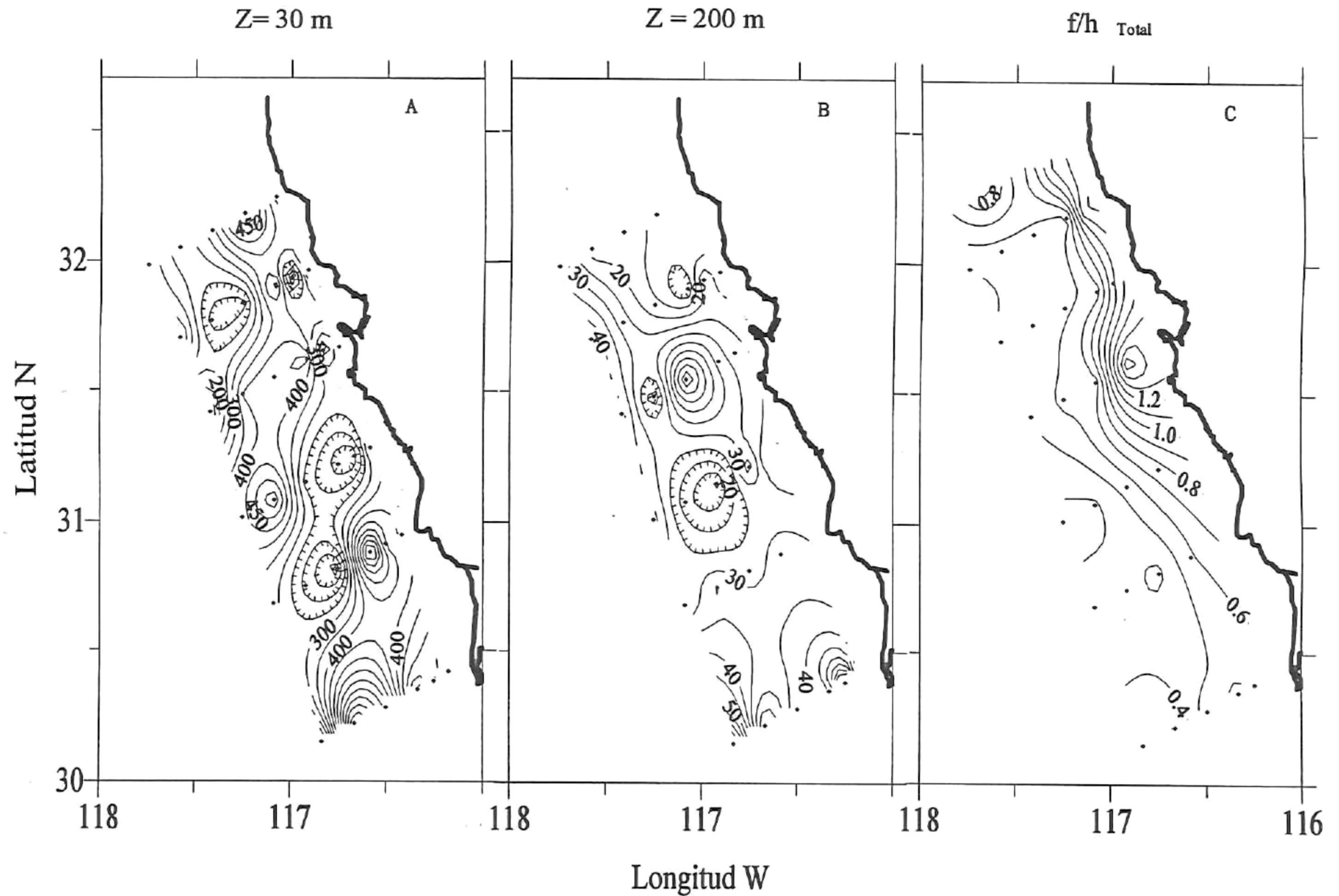


Figura 21. Superficies de vorticidad potencial ($\cdot 10^{-11} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$) para una profundidad de (A) 30 m, (B) 200 m y (C) f/h ($\cdot 10^{-7} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$), durante el Crucero 1095.

Crucero 0696

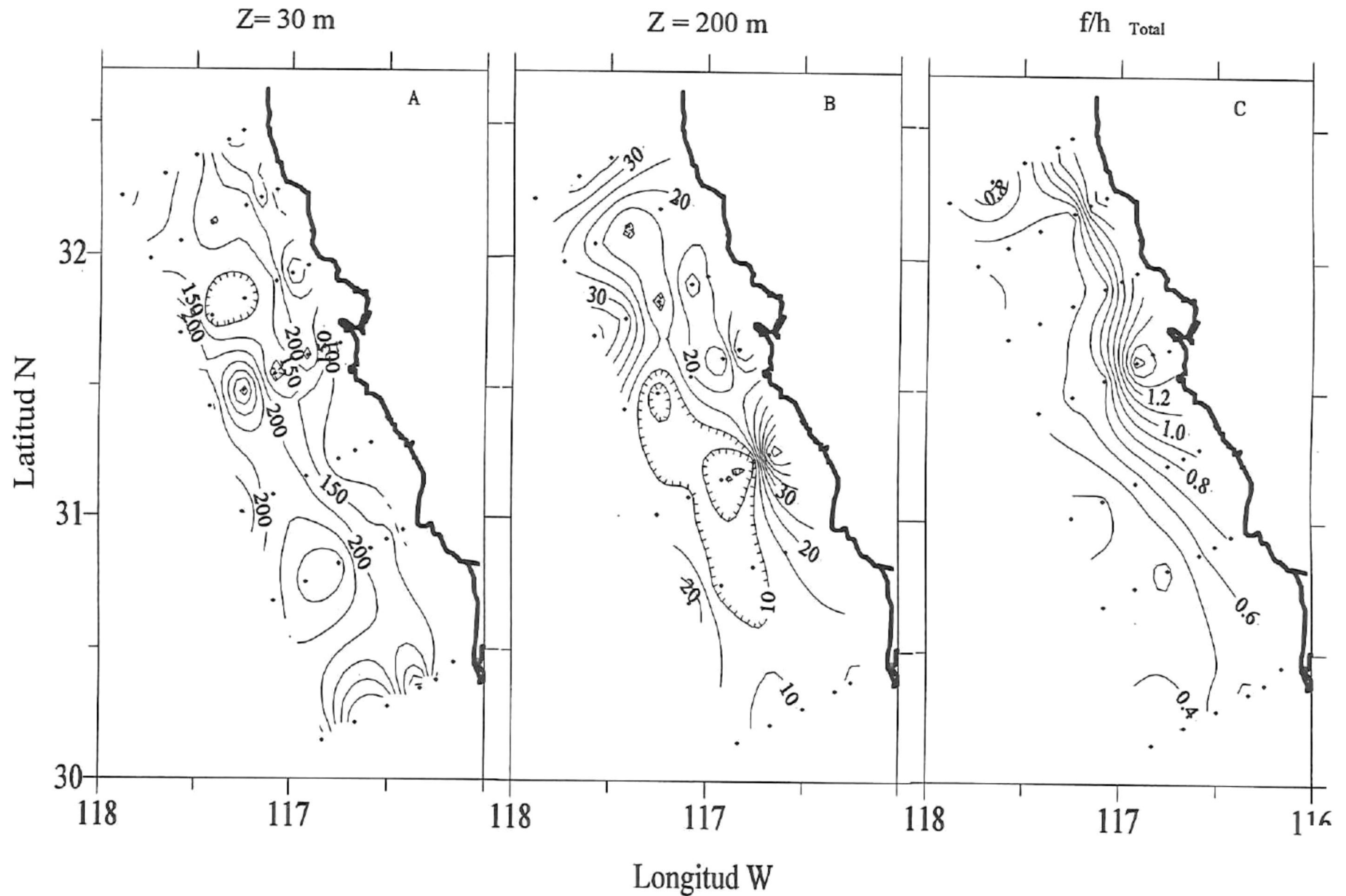


Figura 22. Superficies de vorticidad potencial ($\cdot 10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$) para una profundidad de (A) 30 m, (B) 200 m y (C) f/h ($\cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$), durante el Crucero 0696.

Durante el verano los máximos de Q se encuentran cercanos a la costa al norte de Punta Banda. Hacia el sur los máximos se encuentran fuera de la costa. Este comportamiento se da puesto que la surgencia minimiza la estratificación superficial frente a la costa. Hacia mar abierto, frente al núcleo de surgencia, se encuentra el máximo de Q asociado al remolino ciclónico frente a Punta Cabras.

III.7 Datos meteorológicos e imágenes de satélite

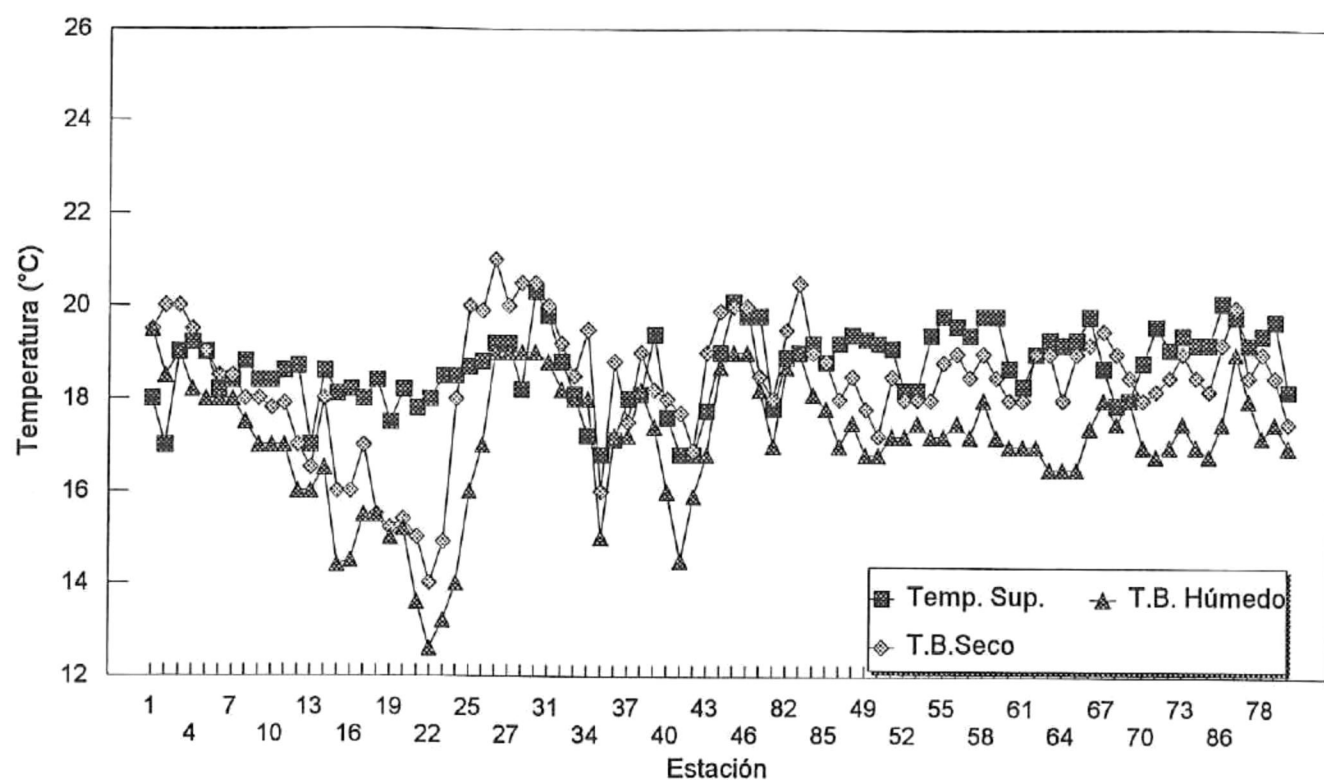
En la figura 23 se muestra la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire (bulbo seco y bulbo húmedo) para cada crucero. Se incluyeron las estaciones realizadas en el interior de la Bahía Todos Santos (BTS) en ambas gráficas.

Durante el crucero de octubre de 1995, la Temperatura Superficial del Mar (TSM) varió de 16.5 a 20.5°C. Los principales cambios están asociados a un evento Santana que se presentó después de la estación 22 (24/oct/95, 7:26 h).

Desde el inicio del crucero (23/oct/95, 13:41 h), la temperatura del aire observó una continua disminución hasta la estación 22, donde se registró el mínimo de 14°C, aumentando rápidamente hasta los 21°C en la estación 14B, (24/oct/95, 11:26 h), la estación 33 es la última realizada en BTS, posteriormente se realizaron lances frente a Tijuana, (34-44), mismos que presentan oscilaciones acopladas de la TSM y la temperatura del aire.

La imagen de satélite correspondiente al 24 de octubre de 1995 (figura 24), muestra el chorro costero que concuerda con los resultados de velocidad geostrofica. Frente a Tijuana se observa un chorro que tiende a formar un remolino debido a la acción advectiva de la CC. En la Bahía de Todos Santos no se aprecia claramente el flujo, pero aparece después de Punta Banda, y se intensifica al sur de Punta Santo Tomas. El mínimo de temperatura responde al levantamiento de las isotermas hacia la costa (Figura 6).

Crucero CC1095



Crucero CC0696

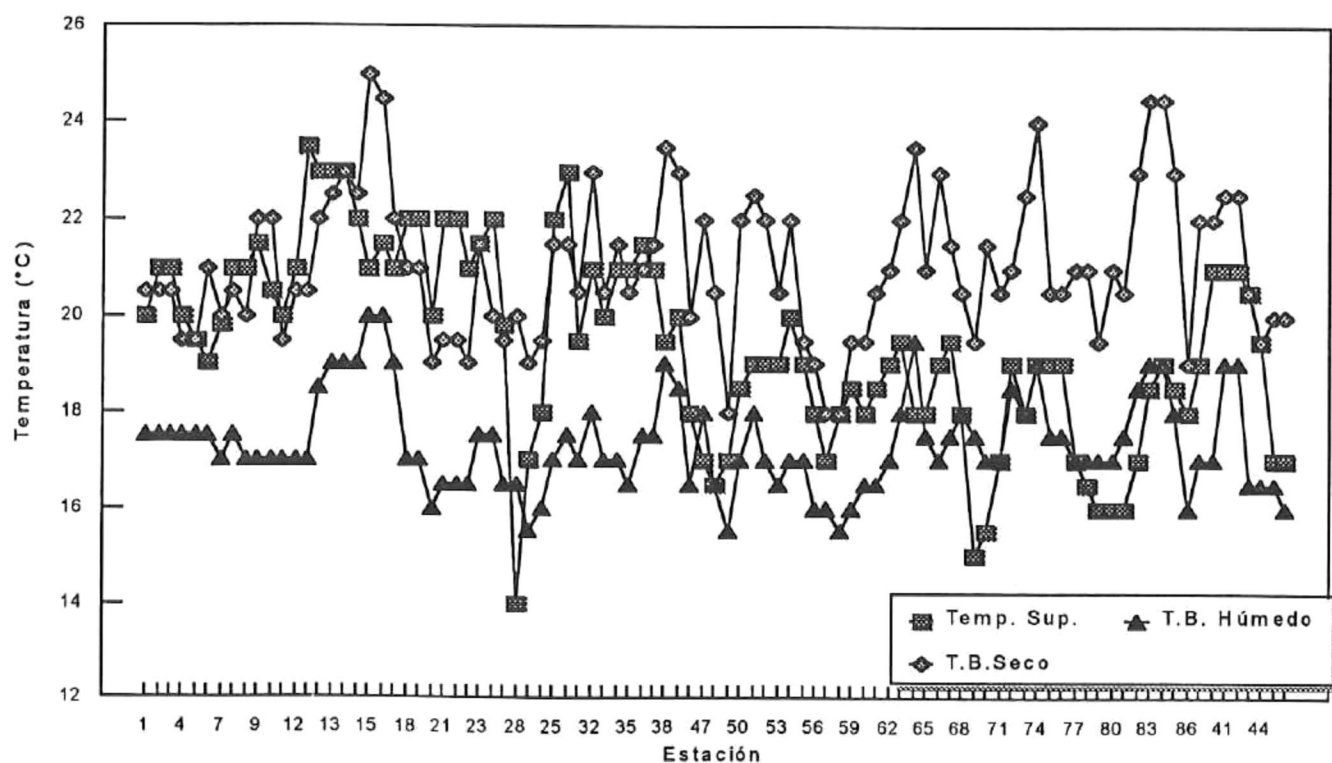


Figura 23. Temperatura superficial del mar, temperatura bulbo seco y temperatura bulbo húmedo (°C), medidas en las estaciones oceanográficas para el crucero 1095 (A) y 0696 (B).

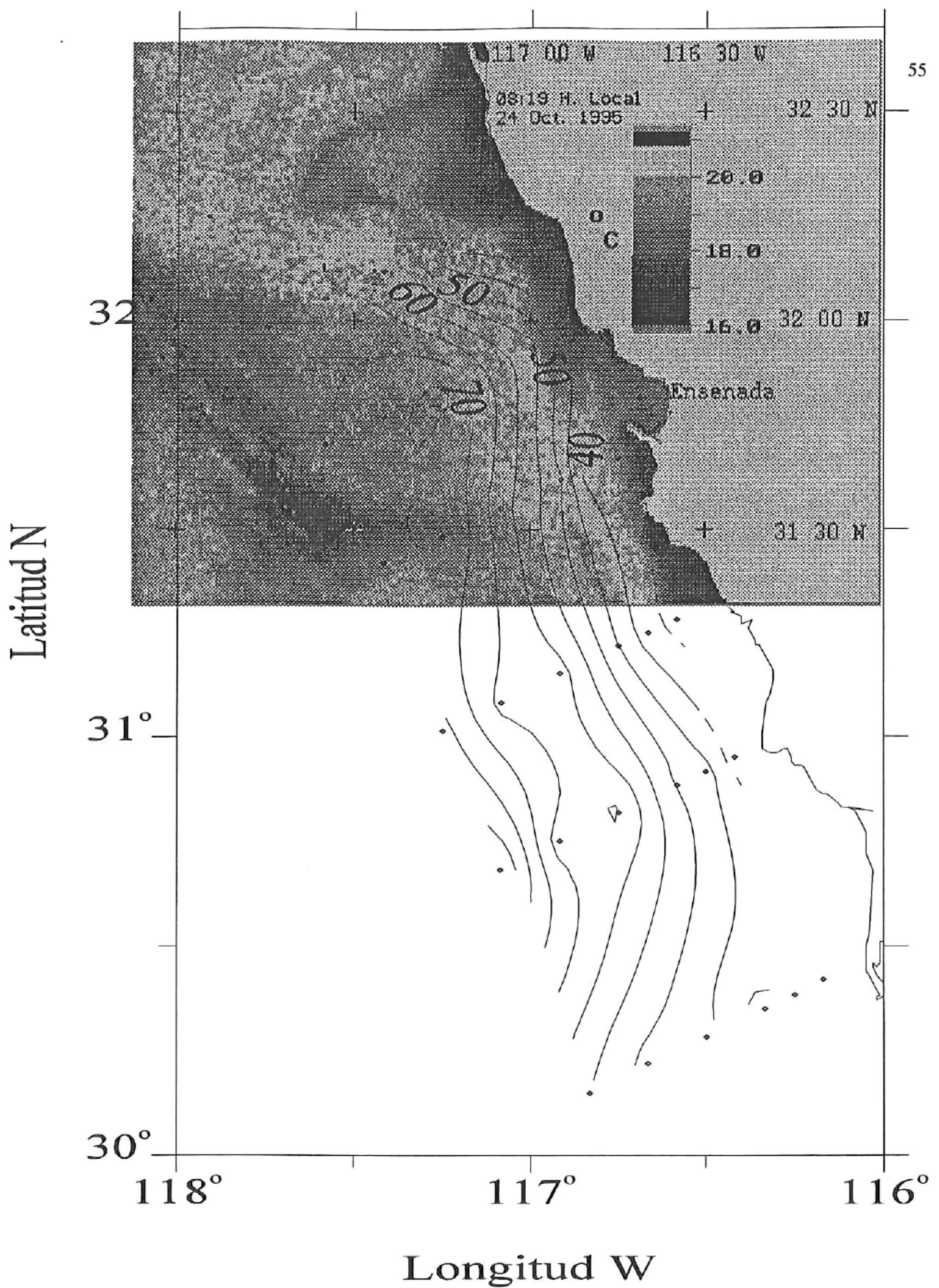


Figura 24. Temperatura radiométrica del satélite NOAA-13 del canal 4 AVHRR, tomada el 24 de Octubre de 1995, sobrepuesta encontramos la superficie de presión para la anomalía de densidad potencial de 25.0 kg/m^3 .

Fuera de la costa, tienen mejor correspondencia los gradientes térmicos de la imagen con los patrones de flujo derivados con la superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ y del análisis isentrópico, donde se presenta el flujo de la CC. Es evidente la existencia de el meandro anticiclónico frente a Punta Descanso, el cual concuerda con la distribución de alturas dinámicas (Figura 13).

La Figura 25 muestra una secuencia de imágenes para los días 23, 24, 25, 26, 27, 28, 30 de octubre y 2 de noviembre de 1995 donde se aprecia el flujo del chorro costero en todas las imágenes así como el curso de la CC. En la imagen del 23 de octubre frente a Tijuana se observa como comienza la separación de un chorro y se forma un un remolino ciclónico que es advectado por efecto de la CC. El 26 de octubre el giro comienza a desvanecerse por la mezcla que genera y para el día 27 deja de ser evidente, dejando la superficie mas homogénea. Para el día 28, el flujo de la CC se evidencia entre el jet costero y las nubes al este, el día 30 de octubre un banco de neblina ocupa la costa y el 2 de noviembre también hay nubosidad, misma que enmascara los gradientes de temperatura.

III.8 Modelo de cajas del transporte geostrófico de volumen

La tabla I muestra un modelo de cajas para el transporte geostrófico de volumen, se calcula entre las secciones de cada crucero (1095 y 0696), referidos a 500 db y los valores dados en $S_v = 10^6 \text{ m}^3$, donde el transporte de volumen por la fronteras horizontales estan en los lados de cada caja. Idealmente el balance debe ser cero si todos los flujos que entran se compensan con los flujos que salen, pero las diferencias pueden ser atribuidas a surgencias y flujos termohalinos, entre otros procesos ageostróficos. Durante ámbos cruceros el transporte paralelo a la costa es dominado por la CSs. Las direcciones de flujo en todas las secciones del crucero 1095 tienen una buena correspondencia con el campo de flujo a 200 m mostrado en la figura 14A, mientras que las del crucero 0696 lo tienen para la figura 16A.

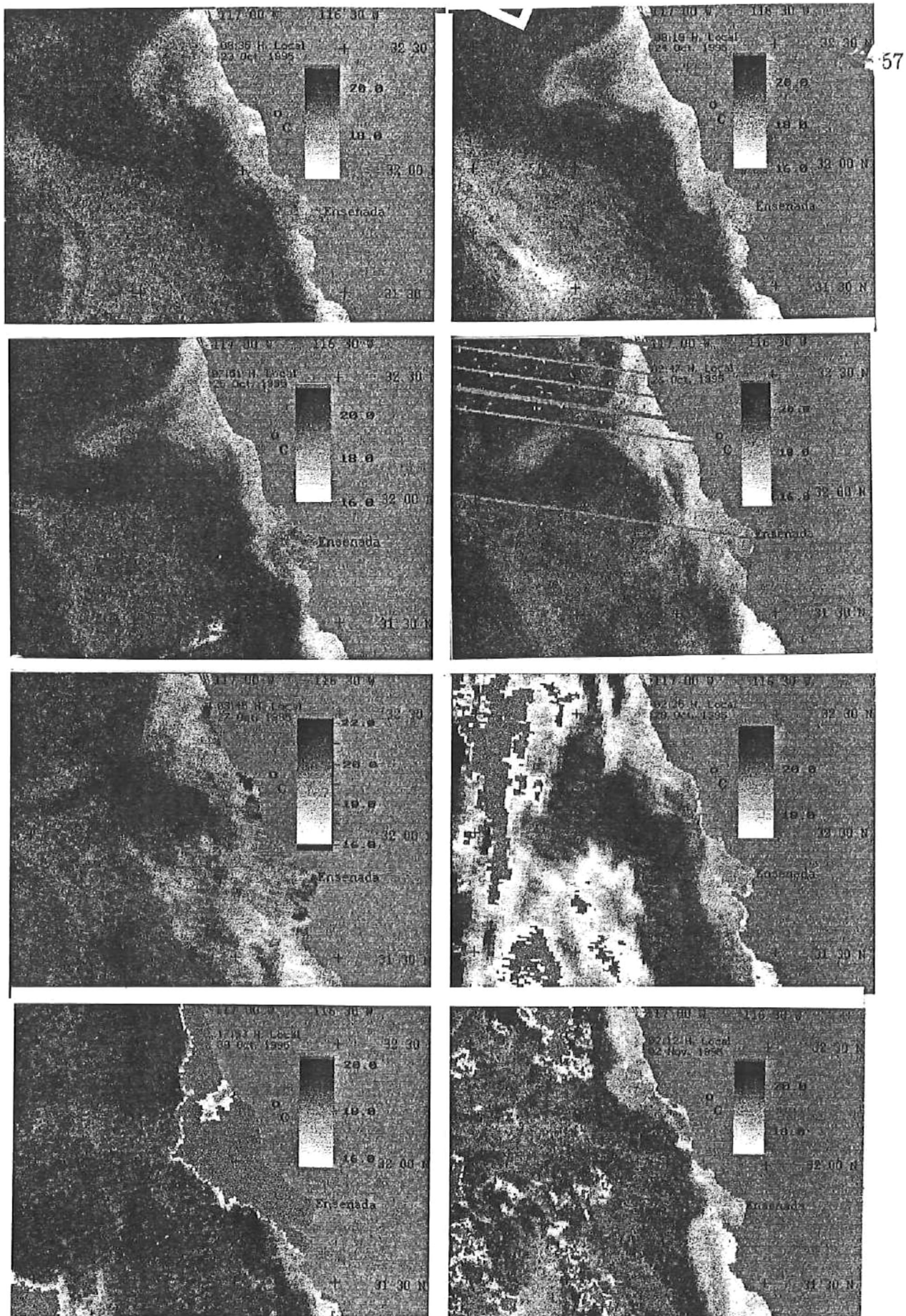


Figura 25. Secuencia de imágenes de temperatura radiométrica del satélite NOAA-14 del canal 4 AVHRR, del 23, 24, 25, 26, 27, 28, 30 de octubre y 2 de noviembre de 1995.

Tabla I. Modelo de cajas para el transporte geostrófico de volumen para los cruceros 1095 (A) y 0696 (B)

A) Crucero 1095

Transecto	B	0.380		
	C	0.175	0.760	0.549
	D	-0.020	0.647	-0.139
	E	0.599	0.026	-0.027
	F	0.454	0.023	0.448
	G	0.219	-0.676	
		-0.880		

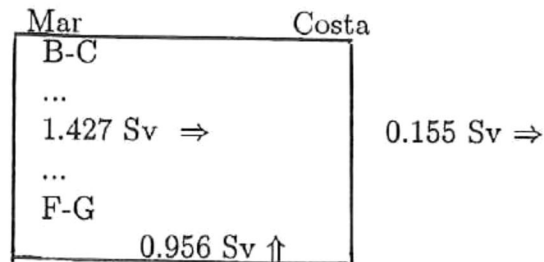
B) Crucero 0696

Transecto	A	0.425		
	B	0.324	0.457	0.344
	C	0.861	-0.065	
	D	0.511	-0.466	0.100
	E	-1.509	-0.896	-0.226
	F	-0.033	0.379	
	G	-0.200	0.500	0.083
			0.628	-0.074

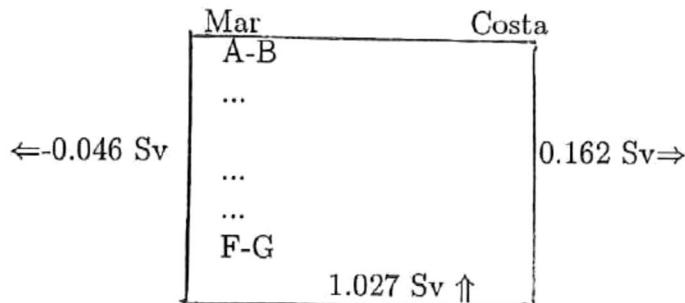
La Tabla II muestra el balance de transporte de volumen para ámbos cruceros. Durante el Crucero 1095 el transporte perpendicular a la costa neto a través del lado del mar (costa) fue 1.427 Sv (0.155 Sv) hacia la costa. El transporte paralelo a la costa resultó con un transporte neto hacia el polo de 0.956 Sv. El balance para el crucero 0696 perpendicular a la costa mostró divergencia, o sea, un transporte neto saliendo de lado del mar (costa) de -0.046 Sv (0.162 Sv). El transporte paralelo a la costa del crucero 0696 resultó con un transporte neto hacia el polo de 1.027 Sv. El dominio del balance de flujo geostrófico en ámbos cruceros es por la CSs, la cual aumenta su flujo un 10% durante el verano.

Tabla II. Balance del transporte de volumen geostrófico del modelo de cajas presentado en la Tabla I para los cruceros 1095 (A) y 0696 (B).

A) Crucero 1095



B) Crucero 0696



IV Discusiones

Las características de la circulación frente a la costa oeste de Baja California varían sobre un amplio intervalo de escalas espacio-temporales. Dadas las características del muestreo, el análisis se restringió a la circulación con escalas espaciales mayores de 50 km. Los dos muestreos de mesoescala fueron planeados con seis transectos separados por 50 km y con longitud suficiente para cubrir la franja costera (80 km), y pequeños para ser completados de 5 a 6 días, un período menor que la duración de los eventos de vientos fuertes que provocan surgencia (7-10 días). La separación entre estaciones fue de 10 a 15 km. En este sentido, cada crucero es considerado como sinóptico o al menos quasi-sinóptico.

El diseño básico del plan de estaciones contempló que los gradientes a lo largo de la costa son mucho menores que los gradientes perpendiculares a la costa y que la componente de la corriente a lo largo de la costa es mayor que la componente perpendicular a la costa.

IV.1 Hidrografía

Los diagramas TS muestran características del agua de la Corriente de California en la superficie y de una mezcla de la masa de agua Ecuatorial y Subártica del Pacífico para una profundidad mayor de 200 m. Estos diagramas indican la presencia de la CSs entre 100 y 300 m, lo cual sugiere que el máximo ocurre durante el verano, cuando se incrementa el porcentaje de Agua Ecuatorial en un 10% (65% durante 1095 vs. 75% durante 0696). Por la forma en la que se abre el diagrama TS se deduce que el núcleo de la CSs está bien definido.

Las superficies seleccionadas de $\gamma_\theta = 25.0$, 26.5 y 26.9 kg/m^3 con las que se efectuó el análisis isentrópico reflejan las características termohalinas de cada masa de agua de la región. El mínimo de salinidad subsuperficial que caracteriza la CC es representado por $\gamma_\theta = 25.0$, el máximo de salinidad de la CSs representado por $\gamma_\theta = 26.5$ y el último

nivel se aproxima a la capa de no movimiento asumida para los cálculos geostróficos.

Durante el crucero 0696, el mínimo de temperatura superficial 12°C (figura 15), se encontró frente a Punta Cabras, señal del núcleo de surgencia. El máximo de 19°C fue observado frente a Tijuana, quizá por un proceso de convergencia provocado por el rotacional del esfuerzo de viento positivo en esta zona.

La temperatura entre ambos lados de Punta Banda difiere en 9°C . En la parte expuesta se midió 14°C y en la protegida 23°C , (dentro de la Bahía Todos Santos), un grado más de diferencia a la que reportó Hubbs (1948) para la misma zona. La salinidad superficial fuera de la Bahía fue de 33.65, indicio de agua de surgencia.

IV.2 Corriente de California (CC)

La distribución de las isolíneas de los transectos de temperatura, salinidad y densidad, así como las de velocidad geostrófica de ambos cruceros, ponen de manifiesto la presencia del chorro costero de la Corriente de California en los primeros 30 km frente a la costa.

Las isopícnas que llegan a intersectar la superficie generan un frente de surgencia que separa las ricas aguas de surgencia costera, de alta productividad, de las aguas oligotróficas fuera de la costa. Este frente es posible observarlo en la imagen termal de satélite presentada en la figura 24.

Los patrones espaciales superficiales de $\Delta\Phi$, γ_{θ} , S y T en ambos cruceros, generados para estaciones con profundidades mayores a 500 m, (formato CalCoFi), muestran que la CC presentó giros anticiclónicos o flujo en forma de meandros, con flujo hacia el sur. Este patrón de flujo ya había sido encontrado en los mapas mensuales de $\Delta\Phi_{0/500}$ de Wyllie (1966), pero los radios de los giros anticiclónicos y ciclónicos son similares. El patrón de flujo encontrado no muestra giros ciclónicos bien desarrollados y los anticiclónicos son del $O(100 \text{ km})$.

El análisis isentrópico mostró la dirección general del flujo promedio en cada nivel,

sin mostrar meandros tan sinuosos pues este análisis supone que el flujo se da sin mezcla sobre la superficie de γ_θ constante, lo cual no necesariamente ocurre en la realidad. La similitud con las líneas de f/h constante se debe al hecho de que el flujo de la CC si presenta una deflexión topográfica importante. Además el análisis de la superficie de vorticidad potencial a 30 m sugiere la importancia de las puntas y las bahías en la generación de vorticidad relativa.

El análisis isentrópico de los datos del 1095 indicó que la componente costera de la Corriente de California efectúa un giro anticiclónico frente a Punta Descanso, este comportamiento concuerda con la imagen de satélite presentada en la figura 20. La CC corre hacia el sur paralela a la costa, evidente por el núcleo de baja salinidad y temperatura centrado a 50 km de la costa.

Al sur de Punta Colnett el flujo de la CC no es evidente en el análisis isentrópico, pero los transectos de temperatura y salinidad indican que el núcleo de la CC es mas somero, con una densidad de 24.75, producto de un proceso de mezcla.

El flujo derivado al sur de Tijuana (figura 13A) mostró la divergencia del flujo frente a Punta Descanso durante el crucero 1095 y además los giros anticiclónicos durante ambos cruceros se mantuvieron como características quasi-permanentes..

El análisis de las superficie $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ permitió reconocer mejor los patrones de flujo de la CC (ver figura 21), cuando estos se sobreponen a la imagen termal del 24 de octubre de 1996. Se encuentra una concordancia entre el patrón de flujo sugerido por las isóbaras de 50 a 70 db, y el un giro frente a Punta Descanso, en cuanto que la anomalía de altura dinámica 0/500 sugiere un comportamiento mas sinuoso.

La superficie de $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$ permite reconocer mejor los patrones de flujo al estar bajo la capa mezclada superficial (30 m). Durante octubre de 1995, las secciones de temperatura muestran la capa mezclada, arriba de los 18°C , rebasando los 19°C solo en la superficie de las secciones C,D,E y F (figura 5). El mínimo de salinidad se presentó alrededor de los 50 m, lo cual sugiere que los procesos de mezcla vertical no

modificaron este núcleo.

Durante el crucero 0696, el análisis isentrópico indicó la existencia de un giro anticiclónico centrado al extremo del transecto de Punta Descanso. De Tijuana a Punta Banda el flujo de la CC es contiguo a la costa, pero al llegar a Punta Banda diverge y forma una estructura en forma de lengua frente a Punta Cabras, donde se presenta el núcleo de surgencia. La CC continua paralela a la costa al sur de Punta Colnett.

Octubre resultó ser un mes ideal para analizar la vorticidad relativa inducida por la batimetría y configuración costera, dado que el índice de surgencia mensual fue mínimo de octubre a febrero, de acuerdo a la figura 26, tomada de Schwing et al. (1997).

El crucero 0696 coincidió con el máximo índice de surgencia de abril a junio, con una anomalía del índice de surgencia positiva importante, como muestra el panel inferior de la figura 26. Esto permitió reconocer la importancia del forzamiento del viento en la formación de meandros, remolinos, chorros y filamentos. Este flujo en forma de meandros es inducido por el corte de velocidades entre la CC y CSs, que provoca inestabilidades en el flujo y transfiere parte de la energía cinética de las corrientes a remolinos anticiclónicos y ciclónicos.

El giro anticiclónico o meandro norte durante el crucero 1095 se centró frente a El Mirador, y es probable que generó la corriente de chorro cercana a la costa en la figura 11C, con velocidades máximas de 0.45 m/s. Su efecto se observó llega hasta una profundidad de 300 m.

IV.3 Corriente Subsuperficial (CSs)

La contracorriente Subsuperficial sobre la plataforma y talud continental es evidente en ambos cruceros. En octubre el núcleo ancho se encontraba entre 40 y 60 km fuera de la costa con velocidades máximas de 0.05 m/s, acercandose al talud continental frente a Punta Descanso y Punta Banda donde dobló su velocidad y se estrechó.

Durante el crucero de verano se observa que el núcleo del flujo de la CSs se repliega

al talud continental y es mas intenso, a excepción del transecto frente a Tijuana donde se separa del talud y migra a la superficie. La superficie de $\gamma_\theta = 26.5 \text{ kg/m}^3$, resultó afectada por el remolino superficial a los 250 db y el flujo asociado a la CSs se ensancha al norte de dicho remolino. Este contrasta con lo descrito por Lynn, (1987), quién no reporta la presencia de la CSs durante el primavera sino en octubre. Esto pudo ser causado por el hecho que durante el verano esta corriente es en extremo angosta y situada sobre el talud continental.

En octubre la señal de la CSs es mas evidente en el análisis isentrópico, probablemente por no existir mezcla entre superficies de densidad, y porque las velocidades son menores. En cambio durante el verano, la surgencias inducen mezcla vertical entre superficies de densidad, y se oscurece la señal de la CSs. Es evidente que el giro anticiclónico superficial llega a los 250 m, generando inestabilidad por el corte de velocidades con la CSs, lo cual provoca mas mezcla.

El balance del transporte geostrofico está dominado por la CSs, se observó un aumento del 10% de transporte hacia el polo paralelo a la costa.

La superficie de $\gamma_\theta = 26.9 \text{ kg/m}^3$ sugiere una circulación muy restringida. Sin embargo, durante el crucero 0696 es detectable la influencia del giro anticiclónico superficial hasta los 510 db.

IV.4 Surgencias

En las secciones de temperatura durante el crucero 0696, todas las isolíneas superficiales ($Z < 100 \text{ m}$) al sur de Punta Banda, se levantaron hacia la costa, intersectando la superficie. Frente a Punta Banda y San Quintín las isohalinas se volcaron en la superficie hacia fuera de la costa. En los patrones espaciales, el mínimo de temperatura superficial (12°C) se encontró frente a Punta Cabras donde afloró la superficie $\gamma_\theta = 25.5 \text{ kg/m}^3$. Todas las isolíneas frente a Punta Cabras se encontraron en forma de lengua, producto de la advección del agua de surgencia. El análisis isentrópico muestra las

mismas estructuras en la superficie $\gamma_\theta = 25.0 \text{ kg/m}^3$. Todos estos indicios señalaron la presencia de un fenómeno de surgencia local frente a Punta Cabras.

El índice de Bakun (Bakun, 1973), presentado por Schwing et al. (1996) (figura 26), muestra para la zona de estudio el máximo a 39°N en junio de 1996. El índice de 1996 duplica al observado en octubre de 1995. Este máximo se contrapone con el campo de ráfagas de viento máximo, medido por la "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA) (figura 27) durante el crucero 0696, que muestra que los vientos en el sur de California y en la costa de Tijuana a Ensenada tienen una fuerte componente hacia la costa, generando una zona de convergencia frente a San Diego y Tijuana.

Esto parece provocar un apilamiento de agua, asociado a las temperaturas superficiales máximas, tanto en los diagramas TS como en las secciones de temperatura de Tijuana y Punta Descanso en las estaciones cercanas a la costa (figura 6A-C). La influencia de este apilamiento disminuye frente a Punta Banda (figura 6D). La convergencia se corrobora con la distribución del $\nabla \times \tau$, que tiene valores negativos en el área de San Diego a Tijuana. Se encontraron dos máximos de $\nabla \times \tau$, uno sobre tierra y otro cerca de la costa a 38° N frente a Punta Reyes, al norte de la zona de estudio.

Los núcleos de surgencias tienden a formarse al sur de los promontorios, dado que estos son áreas de costa irregular donde la componente del esfuerzo del viento paralelo a la costa alcanza un máximo. Estas también son zonas donde la CC, la surgencia y el crecimiento de filamentos alcanzan un máximo.

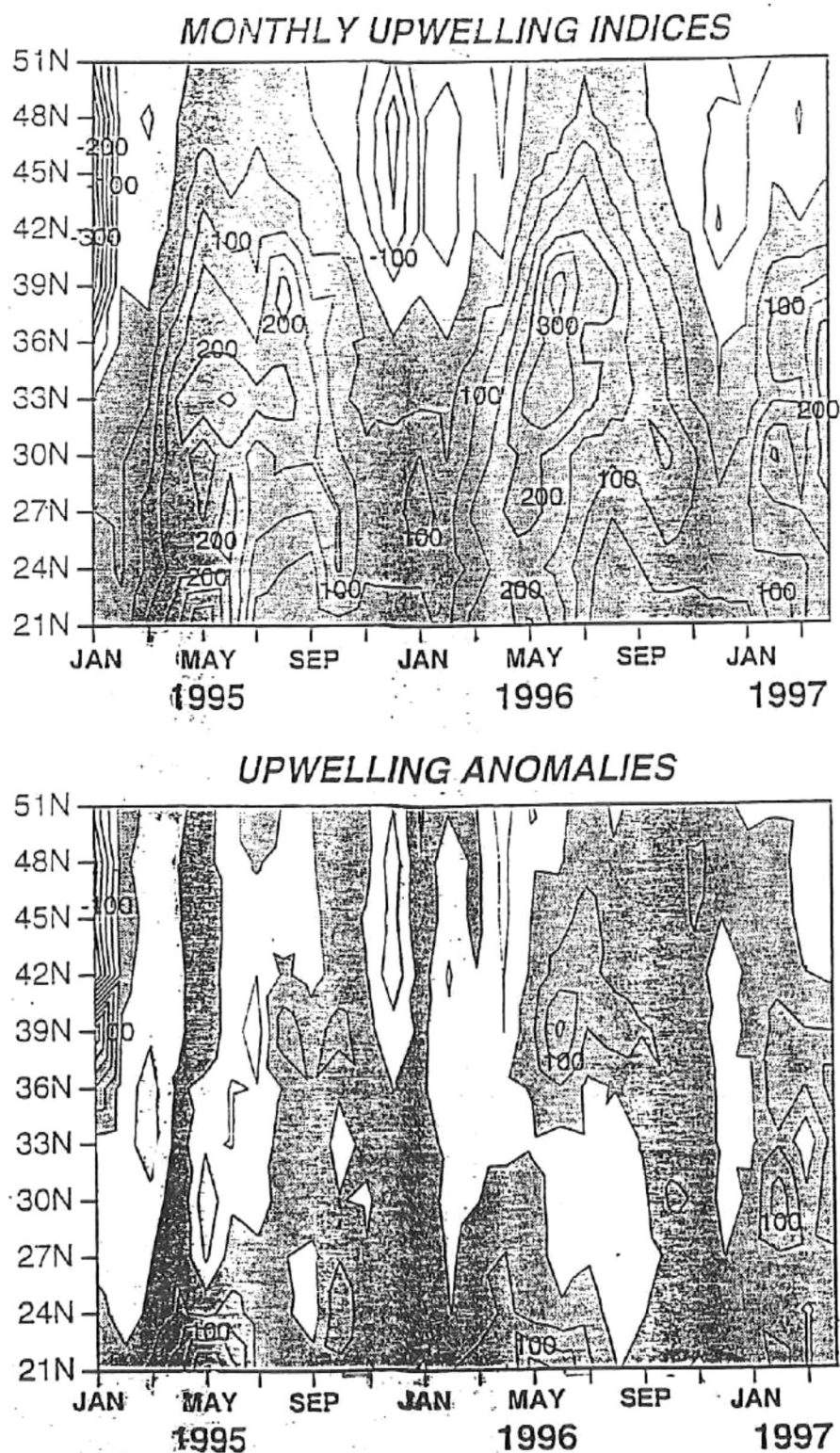


Figura 26. Índices de surgencia mensuales y anomalía del índice de surgencia durante 1995-1997, los valores positivos implican surgencia costera. La zona sombreada indica valores positivos, favorables a las surgencias, (panel superior), y las anomalías positivas, surgencia mayor que la normal, (panel inferior). Las unidades son m^3/s por 100 km de línea de costa. (Tomado de Schwing et al., 1997)

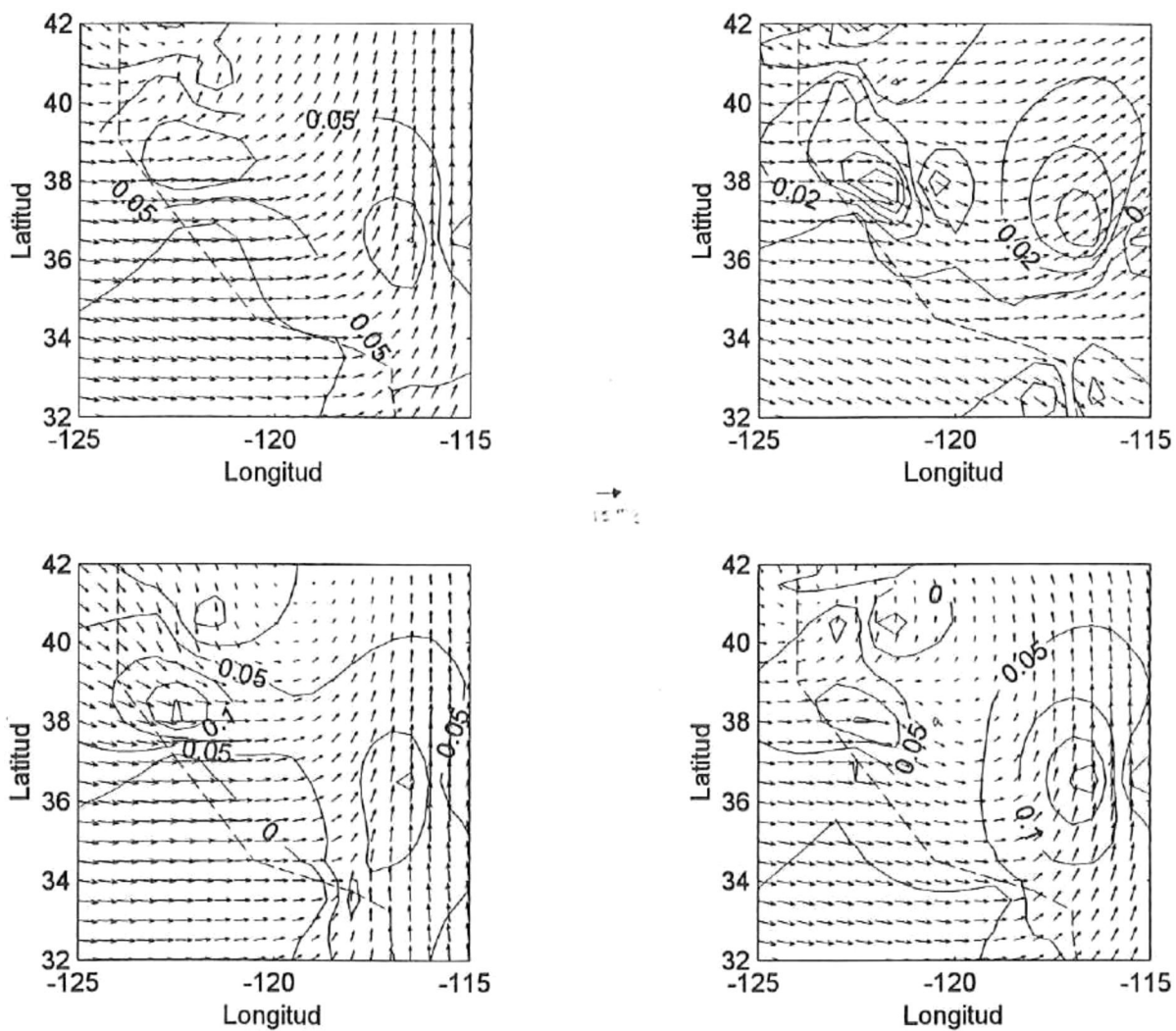


Figura 27. Velocidad y dirección las ráfagas máximas del viento (m/s) sobre California, los días 15,17,19 y 21 de junio de 1996, simultáneos con el crucero 0696, los contornos corresponden al rotor del esfuerzo del viento.

V Conclusiones

Durante el crucero 1095 la Corriente de California se dirige hacia Tijuana y divergencia frente a Punta Descanso. En esta campaña, la CC estuvo caracterizada por un núcleo de agua fría ($13.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) y de baja salinidad (33.3) entre 40 y 70 db a 50 km de la costa, alejándose 80 km frente al transecto de San Quintín. La comparación de f/h con AVHRR se ajusta a los patrones generales de circulación sugeridos por los frentes en la imagen, deduciendo que existe una probable deflexión topográfica del flujo.

El campo de anomalía de altura dinámica indicó la presencia de dos giros anticiclónicos interconectados. El centro de cada giro anticiclónico es coincidente con rasgos costeros con bahías y puntas o promontorios costeros. Son observados también remolinos o meandros ciclónicos, con un radio de curvatura (0-25 km), asociado al máximo de vorticidad potencial.

Los chorros superficiales hacia el sur, son observados con máximas velocidades de 0.20 a 0.30 m/s, centrados a 20 km del inicio de los transectos, asociados a la Corriente de Chorro. La escala horizontal de este chorro costero concuerda con el radio de deformación baroclínico de Rossby calculado entre 10 y 20 km.

La CSs se detectó a 260 m de profundidad. En el transecto San Quintín el núcleo del flujo estaba hacia mar abierto, con una velocidad de 0.05 m/s. Este flujo se repliega hacia el talud continental y frente a Punta Banda alcanza una velocidad máxima de 0.1 m/s, para continuar paralelo a la costa.

El método geostrófico y el análisis isentrópico fueron consistentes, derivando patrones de flujo muy similares.

Durante el crucero 0696 la circulación presentó cambios significativos respecto al crucero 1095. Primero se observó la intensificación del Chorro Costero presente en todos los transectos y con su máximo frente a Punta Banda (0.45 m/s). El giro anticiclónico frente a Punta Banda parece ser una característica semipermanente. Se

observa también el repliegue al talud continental de la CSs, con máximas velocidades de 10 cm/s en los primeros 30 km de los transectos.

El balance del transporte geostrofico está dominado por la CSs, se observó un aumento del 10% de transporte hacia el polo paralelo a la costa.

El núcleo de surgencia que se presentó en Punta Cabras, tiene asociada una estructura en forma de lengua que parece desviar el flujo de la CC. La Corriente de California diverge de manera notable su flujo al Sur de Punta Banda. El análisis de la anomalía de altura dinámica 0/500, mostró dos remolinos anticiclónicos similares a los encontrados en el crucero anterior, pero con mayor altura (4 cm din) lo que implica una velocidad mayor. La temperatura a 10m muestra una estructura en forma de lengua, claro indicio de la influencia de una zona de surgencia costera.

Del análisis de vorticidad potencial a 30 m se deduce que el forzamiento del viento máximo de abril a junio, induce vorticidad relativa y modifica el patrón de flujo. El máximo de vorticidad potencial migra hacia Punta Cabras, al cobrar mayor importancia el término de vorticidad relativa.

VI Referencias

- Badan-Dangon, A., J.M. Robles, J. García. 1989. Poleward flows off Mexico's Pacific coast. en **Poleward flows along eastern ocean boundaries. Coastal and Estuarine Studies. No. 34**, editado por S.J. Neshyba, Ch. N.K. Mooers, R.L. Smith y R.T. Barber, 176-202.
- Bakun A. 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-1971. U.S. Departament of Commerce, NOAA. **Tech. Rep. NMFS SSRF-671**, 103 pp.
- Barton E.D. y M.L. Argote. 1980. Hidrographic variability in a upwelling area off northern Baja California in June 1976. **J. Mar. Res.**, 38(4),631-649.
- Batteen M.L. 1997. Wind forced modeling studies of currents, meanders, and eddies in the California Current System. **J. Geophys. Res.**, 102(C1),985-1010.
- Batteen M.L., C.A. Collins y C.R. Gunderson. 1995. The effect of salinity on density in the California Current System. **J. Geophys. Res.**, 100(C5),8733-8749.
- Clarke A. J. 1989. Theoretical understanding of eastern ocean boundary poleward undercurrents. en **Poleward flows along eastern ocean boundaries. Coastal and Estuarine Studies. No. 34**, editado por S.J. Neshyba, Ch. N.K. Mooers, R.L. Smith y R.T. Barber, 26-39.
- Chen D. y D.P. Wang 1990. Simulating the time-variable coastal upwelling during CODE 2. **J. Mar. Res.**, 48(4),335-358.
- Chereskin T.K. y M. Tunnell. 1996. Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. **J. Geophys. Res.**, 101(C10),22619-22,629.
- Eber L.E. y N. Wiley. 1982. Revised update and retrieval system for the CalCoFI oceanographic data file. NOAA **Tech. Memo. NOAA-TM-NMFS-SWFC-24**. 69 pp.
- Fofonoff N.P. y R.C. Millard Jr. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. **Tech. Pap, Unesco, Geneva, In Marine Sci. 44**, 55.

- García C. K. (1983) Variaciones hidrográficas y eventos de surgencia frente a Punta Colonet, B.C. en julio de 1980. Tesis Profesional. Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC. 116 pp.
- Gómez Valdez J. 1984. Estructura Hidrográfica promedio frente a Baja California. **Ciencias Marinas.**, 9(2),75-86.
- Gómez Valdez J. y H.S. Vélez Muñoz. 1982. Variaciones Estacionales de temperatura y salinidad en la región costera de la Corriente de California. **Ciencias Marinas.**, 8(2),167-178.
- Halliwel, G.R. y J.S. Allen. 1987. The large-scale coastal wind field along the west coast of north america, 1981-1982. **J. Geophys. Res.**, 92(C2),1861-1884.
- Hayward, T.L., D.R. Cayan, P.J.S. Franks, R.J. Lynn, A.W. Mantyla, J.A. McGowan, P.E. Smith F.B. Schwing y E.L. Venrick. 1995. The state of the California Current in 1994-1995: a period of transition, en **Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.** 36, editado por J. Olfe, 19-39.
- Hayward, T.L., S.L. Cummings, D.R. Cayan, F.P. Chavez, R.J. Lynn, A.W. Mantyla, P.P. Niiler, F.B. Schwing, R.R. Veit y E.L. Venrick. 1996. The state of the California Current in 1995-1996: Continuing declines in macrozooplankton biomass during a period of nearly normal circulation. en **Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.** 37, editado por J. Olfe, 22-37.
- Hickey, B.M. 1979. The California Current System - hypotheses and facts. **Prog. Oceanogr.** 8, 191-279.
- Hubbs C.L. 1948. Changes in the fish fauna of western North America correlated with changes in ocean temperature. **J. Mar. Res.**, 7,459-482.
- Huyer A., R.L. Smith and E. Sobey. 1978. Seasonal differences in low-frequency current fluctuations over the Oregon continental shelf. **J. Geophys. Res.**, 83(C10),5076-5089.
- Kosro P.M. 1987. Structure of the coastal current field off northern California during the Coastal Ocean Dynamics Experiment. **J. Geophys. Res.**, 92(C2),1637-1654.
- Larios C.S., R. Blanco, E. Gil y A.S. Mascarenhas 1997. Reporte de datos del crucero CalCur1095. **Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC.** En Prensa.

- Lynn, R.J. 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. **J. Geophys. Res.**, 92(C12),12947-12966.
- Miller, A.J. 1996. Recent advances in California Current Modeling: Decadal and interannual thermocline variations, en **Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 37**, editado por J. Olfe, 69-79.
- Montgomery, R.B. 1937. A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces. **Bulletin American Meteorological Society**. Woods Hole Oceanographic Institution. June - July, 1937.
- Nelson C.S. 1977. Wind stress and wind stress curl over the California Current. NOAA **Technical Report NMFS SSRF-714**. U.S. Department of Commerce, 89 pp.
- Pavlova Y. V. 1966. Seasonal variations of the California Current. **Oceanology**. 6,806-814.
- Pedlosky J. 1979. Geophysical fluid Dynamics. **Springer - Verlag**. 624 pp.
- Reid J.L. Jr., 1962. Measurement of the California Countercurrent at a depth of 250 m. **J. Mar. Res.**, 20(2),134-137.
- Reid J.L. Jr. 1963, Measurements of the California Countercurrent off Baja California, **J. Geophys. Res.**, 68,4819-4822.
- Reid J.L. Jr., R.A. Swartzlose y D.M. Brown. 1963. Direct measurements of a small surface eddy off northern Baja California, **J. Mar. Res.**, 21,205-218.
- Reid J.L. Jr. y A.W. Mantyla 1976. The effects of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern Pacific Ocean. **J. Geophys. Res.**, 81(18),3100-3110.
- Robles J. M., C. Morales, J. García, C. Flores. 1981. Informe de datos hidrográficos de la región de Cabo Colón, B.C. Crucero Subac II, julio de 1980. CICESE, 165 pp.
- Roemmich D. 1992. Ocean warming and sea level rise along the southwest U.S. Coast. **Science**. 257,373-375.
- Roemmich D. y J. McGowan, 1995. Climatic Warming and the decline of zooplankton in the California Current. **Science**. 267,1324-1326.
- Schwing F.B., T.L. Hayward, K.M. Sakuma, T. Murphree, A.S. Mascarenhas, S.I. Larios, A.W.Mantyla, S.L. Cummings, F.P. Chavez, K. Baltz, D.G. Ainley. 1997.

- The state of the California Current, 1996-1997: Mixed signals from the tropics. en **Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep. 38**, editado por J. Olfe (En Prensa).
- Sverdrup H.U. y R.H. Fleming, 1941. The Waters off the coast of southern California, March to July 1937. **Scripps Institute Oceanography Bulletin. 4**(10),261-387.
- Tibby R.B. 1941. The water masses off the west coast of north america. **J. Mar. Res.**, 4(1),112-121.
- Torres - Moye G., Acosta - Ruíz M. J. 1986. Algunas propiedades químicas indicadoras de eventos de surgencias costeras y de la contracorriente subsuperficial en un área cercana a Punta Colonet, Baja California. **Ciencias Marinas.**, 12(3),10-25.
- UNESCO. 1991. Processing of oceanographic station data. JPOTS Editorial Panel, France, 138 pp.
- Wyllie J.G. 1966. Geostrophic flow of the California Current at the surface and 200 m. **Calf. Coop. Oceanic Fish. Invest. Atlas 4**,13 y 288 figuras.
- Wooster W.S. y J.H. Jones. 1970. California undercurrent off northern Baja California. **J. Mar. Res.**, 28(2),235-250.

VII Apéndices

I Los giros subtropicales

Las corrientes oceánicas en los giros subtropicales están relacionadas con el sistema de vientos, los cuales soplan alrededor de las regiones de alta presión subtropical. Los centros de ámbos giros no coinciden: el centro del giro atmosférico tiende a estar desplazado hacia el lado este de los océanos, mientras que los centros de los giros oceánicos tienden a estar desplazados hacia el lado oeste. Esta diferencia se incrementa en el hemisferio norte. Como resultado la corriente que fluye a lo largo de la frontera oeste de los océanos (corriente de frontera oeste), se caracteriza por ser rápida, profunda y estrecha, mientras que la que fluye a lo largo de la frontera este, es lenta, ancha, somera y difusa.

La corriente de frontera oeste en el Atlántico norte es la Corriente del Golfo; su contraparte en el Pacífico norte es Kuroshio. Ambas son de un ancho promedio de 100 km y en algunos lugares la corriente superficial excede los 2 m/s. Estas contrastan con las corrientes de frontera este como la Corriente de las Canarias y la Corriente de California que son de mas de 1000 km de ancho y con velocidades superficiales menores a 0.25 m/s.

En el Atlántico Sur y Pacífico Sur las corrientes de frontera oeste (la Corriente de Brasil y la Corriente del este Australiano) y las corrientes de frontera este (la Corriente de Benguela y la de Humboldt y/o Perú) no muestran una diferencia tan marcada.

II Conservación de vorticidad

El entendimiento de los sistemas dinámicos tales como las corrientes de frontera este y oeste, se basa en que la energía y masa se deben de conservar. También es importante

la conservación de momentum, tanto lineal (en movimiento rectilíneo) como angular (asociado con movimiento rotatorio). En oceanografía, la conservación de momento angular, (la conservación de la tendencia a rotar), es llamada conservación de vorticidad, la tendencia a formar vórtices.

Pueden existir cambios de velocidad a ángulos rectos de la dirección de flujo, entonces se dice que existe un corte de velocidad, aquí existirá una tendencia a rotar y el flujo tendrá vorticidad. Por convención, la tendencia a giros ciclónicos es positiva, mientras que la anticiclónica (como las manecillas del reloj) es negativa. Debe notarse que esta tendencia a rotar puede modificarse, ya que un mecanismo puede generar vorticidad positiva (por ejemplo fricción con una frontera costera) y al mismo tiempo que otro genera vorticidad negativa (el esfuerzo del viento por ejemplo).

La parcela de agua que tiene un movimiento rotatorio en relación a la superficie de la tierra causado por el esfuerzo del viento, o fuerzas de fricción, se dice que posee vorticidad relativa. De cualquier forma, la tierra rota sobre su eje y la vorticidad que posee el fluido por razón de estar en la tierra en rotación es conocida como vorticidad planetaria.

Una variable dinámica de gran importancia en la dinámica de fluidos geofísicos es el vector de vorticidad, definido como el rotacional del campo de velocidad

$$\mathbf{W} = \nabla \times \mathbf{V}. \quad (1)$$

La vorticidad del fluido es imaginada con respecto a un marco de referencia inercial e irrotacional es llamada vorticidad absoluta W_a ,

$$\mathbf{W}_a = \nabla \times \{\mathbf{u} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}\} = \boldsymbol{\zeta} + 2\boldsymbol{\Omega} \quad (2)$$

donde $\boldsymbol{\zeta}$ es la vorticidad relativa (el rotacional de la velocidad relativa) y $\boldsymbol{\Omega}$ es la velocidad angular de rotación de la tierra. Entonces la vorticidad absoluta de cada elemento del fluido es la suma de vorticidad planetaria ($2\boldsymbol{\Omega}$) y vorticidad relativa ($\boldsymbol{\zeta}$).

Las magnitudes relativas de cada una pueden estimarse de la siguiente manera: La componente de la vorticidad planetaria normal a la superficie de la tierra es el Parámetro de Coriolis (f) dado por

$$f = 2\Omega \sin \Theta, \quad (3)$$

donde Θ es la latitud del elemento de fluido en cuestión. La estimación de la componente vertical de la vorticidad relativa, está dada por el valor característico de la velocidad tangente a la superficie de la tierra (la velocidad horizontal) dividida por el valor característico de la longitud del fenómeno (L)

$$\zeta_z = O\left(\frac{U}{L}\right) \quad (4)$$

cuyo radio a f es:

$$\frac{\zeta_z}{f} = \frac{U}{fL} = \frac{U}{2\Omega L \sin \Theta} = \frac{\varepsilon}{\sin \Theta} \equiv R_o, \quad (5)$$

donde R_o es el número de Rossby local. En regiones fuera del ecuador, $\sin \Theta$ es $O(1)$, así que los flujos con R_o pequeño tienen la propiedad de que su vorticidad relativa es pequeña comparada con la vorticidad planetaria. Una consecuencia inmediata es que es muy difícil encontrar flujos de gran escala sin vorticidad, y esta se debe, principalmente, a la vorticidad planetaria.

La ecuación general de vorticidad establece como varía la tasa de cambio temporal de vorticidad absoluta de una partícula de fluido en función de los cuatro términos de la derecha que son términos generadores de vorticidad

$$\frac{D\zeta_a}{Dt} = (\zeta_a \cdot \nabla) \mathbf{V} - \zeta_a (\nabla \cdot \mathbf{V}) - \nabla \alpha \times \nabla p + \nu \nabla^2 \zeta_a, \quad (6)$$

donde ζ_a es la vorticidad absoluta, $\alpha = \frac{1}{\rho}$, p es la presión y ν es el coeficiente de viscosidad cinemática.

III Conservación de Vorticidad Potencial

El teorema de Ertel (1942) permite calcular la vorticidad de una manera simple. Esta descrito en Pedlosky (1979).

Un caso especial de la ecuación de la vorticidad potencial lo derivó Rossby (1940), a partir de la eq. (6). Consideró un fluido homogéneo, con α constante. Con estas suposiciones los términos de divergencia y solenoidal se cancelan. Al considerar la fricción, $\nu = 0$, el término de torque viscoso se hace cero y llegó a la ecuación expresa el principio de Conservación de vorticidad potencial

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\zeta_z + f}{h} \right) = 0, \quad (7)$$

la razón entre paréntesis es llamada vorticidad potencial, donde ζ_z es la vorticidad relativa y h es la profundidad.

Para un fluido estratificado con la condición de que solo existan pequeños cortes de velocidad horizontal, ζ_z puede ser ignorado dado que $f \gg \zeta_z$, y la vorticidad potencial (Q) puede expresarse como:

$$Q = \frac{f}{\rho_\theta} \frac{d\rho_\theta}{dp} = f E \quad (8)$$

donde ρ_θ es la densidad potencial y p es la presión y E es el parámetro de estabilidad.

La forma de la Q utilizada para trazar la circulación ignora la contribución de la vorticidad relativa, la cual no es posible calcular utilizando solamente el campo de densidad, al igual que el campo de velocidad absoluta; el escalamiento indica que esta simplificación es apropiada a excepción de las regiones de flujo intenso.

Para procesos de gran escala en el interior de los oceanos ($Ro \leq 1$) la vorticidad relativa es mucho menor que la planetaria ($\zeta \ll f$). En consecuencia la conservación de vorticidad potencial puede expresarse como $f/D = \text{constante}$. Esta condición permite predecir la forma en que se afecta una corriente al pasar sobre irregularidades ba-

timétricas. La desviación del flujo requerida para mantener f/D constante es llamada deflexión topográfica (topographic steering).

IV La ecuación de movimiento

La ecuación de movimiento para un fluido newtoniano en un sistema no inercial es:

$$\rho \left(\frac{DV}{Dt} + 2\Omega \times \mathbf{V} \right) + \alpha \nabla p + \nabla \chi = \nu \nabla^2 \mathbf{V}, \quad (9)$$

donde $\alpha = \frac{1}{\rho}$, ν es el coeficiente de viscosidad cinemática. Esta ecuación relaciona las fuerzas que afectan dicho cambio, la fuerza de Coriolis, la fuerza de presión, la fuerza gravitacional ($\nabla \chi$) y las fuerzas viscosas.

Se asume que el movimiento es en la horizontal, para adoptar la ecuación hidrostática en la vertical, y las ecuaciones escalares componentes son:

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (10)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (11)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (12)$$

V Corrientes Geostróficas

Para un flujo horizontal, sin fricción, no acelerado, en un océano no homogéneo y con la gravedad la única fuerza externa, las ecuaciones (10) y (11) se simplifican. Para las coordenadas horizontales, la componente de la fuerza de Coriolis se balancea con la componente del gradiente de presión como

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx}, \quad (13)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy}, \quad (14)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (15)$$

si las dos primeras se elevan al cuadrado y se suman, el resultado puede escribirse como:

$$\frac{\partial p}{\partial \eta} = f\rho \mathbf{V}, \quad (16)$$

donde V es la magnitud de la velocidad y $\frac{\partial p}{\partial \eta} = [(\frac{\partial p}{\partial x})^2 + (\frac{\partial p}{\partial y})^2]^{1/2}$. El equilibrio de fuerzas en la ecuación 16 expresa que la fuerza de Coriolis debe oponerse exactamente a la fuerza del gradiente horizontal de presión, lo cual requiere que el vector de corriente horizontal $\mathbf{V}$ sea paralelo a las isóbaras. Este tipo de corriente es llamado corriente geostrófica (Gill, 1982).

Por otro lado, el gradiente de presión horizontal, esta dado por la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial p_z}{\partial x} = g \frac{\partial}{\partial x} \int_z^0 \rho dz + \rho_o g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad (17)$$

donde el primer término de la derecha es la contribución baroclínica y el segundo la contribución barotrópica. Al insertar 17 en 13 y tomar $\rho_o/\rho \simeq 1$ para todas las profundidades se reduce en $z = 0$ a

$$v_o = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad (18)$$

donde v_o es la corriente en $z=0$, conocida como corriente barotrópica, la cual es la componente de la corriente absoluta que resulta de la inclinación de la superficie del mar. Ahora, es posible calcular la corriente relativa o baroclínica provocada por las variaciones de la densidad debidas a variaciones de temperatura y salinidad como

$$v_z - v_o = \frac{g}{\bar{\rho} f} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^0 \rho dz. \quad (19)$$

De manera similar, para la superficie marina que tiene una pendiente en la componente y ,

$$u_z - u_o = \frac{g}{\bar{\rho}f} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^0 \rho \, dz. \quad (20)$$

Este par de ecuaciones permiten calcular la corriente geostrófica relativa a cualquier profundidad, conociendo el campo de densidad. Se reducen las ecuaciones a una forma mas práctica si se toma la densidad media de la columna, se introduce el volumen específico α y se aplica la ecuación hidrostática a la integral, para obtener

$$v_z - v_o = \frac{g}{\bar{\rho}f} \int_{p_z}^{p_o} \rho \frac{\partial \alpha}{\partial x} \, dp = \frac{1}{f} \int_{p_z}^{p_o} \frac{\partial \alpha}{\partial x} \, dp = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \int_{p_z}^{p_o} \alpha \, dp. \quad (21)$$

la última integral de la ecuación anterior es la conocida expresión de la altura dinámica D , definida como:

$$D \equiv \int_{p_z}^{p_o} \alpha \, dp, \quad (22)$$

que al sustituir resulta en

$$v_z - v_o = \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial x}. \quad (23)$$