

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



MAESTRÍA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

“VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL EN EL SISTEMA DE LA  
CORRIENTE DE CALIFORNIA FRENTE A LA COSTA DE BAJA CALIFORNIA,  
MÉXICO”

TESIS  
QUE PARA OBTENER EL GRADO EN  
MAESTRO EN CIENCIAS

presenta

ANA MARÍA RAMÍREZ MANGUILAR

Ensenada, Baja California, abril de 2005.

# **“VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL EN EL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA FRENTE A LA COSTA DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO”**

## **RESUMEN**

La mayor parte del conocimiento sobre la variabilidad del Sistema de la Corriente de California se debe a los datos hidrográficos colectados por el programa California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations. En el presente trabajo, se obtuvo el ciclo estacional climatológico que consideró datos hidrográficos (temperatura y salinidad) históricos y recientes. Los datos históricos provienen del programa California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations que comprende el período de 1950 a 1978. Los datos recientes han sido obtenidos por el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California, durante el período de octubre de 1997 a enero de 2004. Con los datos recientes se calculó y analizó los transportes de volumen, calor y sal, y contenido de calor frente a las costas de Baja California en el período de 1998 a 2003. En la región IMECOCAL se encuentran tres masas de aguas predominantes, las cuales son Agua Subártica, Agua Ecuatorial Subsuperficial y Agua Transicional, las cuales presentan una variabilidad estacional. El Agua Subártica es acarreada por la Corriente de California, su contribución es mayor en primavera, debido a la intensificación del viento y aun mayor gradiente en las alturas dinámicas. El Agua Subártica se confina a la zona costera, por lo tanto, se tiene un Corriente de California costera en primavera. El Agua Subártica es más débil en verano pero más ancha, debido al debilitamiento del viento y un menor gradiente en las alturas dinámicas. Por lo tanto, la contribución del sur es mayor a la región IMECOCAL, en invierno y otoño, por medio de Agua Transicional y Agua Ecuatorial Subsuperficial. Los cambios en la contribución de las masas de agua, indican que la frontera entre estas masas de agua se mueve latitudinalmente. En invierno y otoño se encuentra entre los 27° y 28° N, para primavera y verano se encuentra a latitudes más bajas. En primavera, un mayor gradiente de las alturas dinámicas, permiten que se observe un máximo en el transporte de volumen. El comportamiento no estacional del transporte de calor, se debe principalmente a la mesoescala en la región. El transporte de salinidad no presenta una variabilidad estacional clara. Su variabilidad es debida a la interacción de dos masas de agua, así como también a eventos de surgencias.

“Variabilidad estacional e interanual en el Sistema de la Corriente de California  
frente a la costa de Baja California, México”

Tesis que para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

presenta

Ana María Ramírez Manguilar

Aprobada por

---

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu

Director

---

Dr. Rubén Castro Valdez

Sinodal

---

Dr. Emilio J. Beier

Sinodal

Ensenada, Baja California, México.  
Abril, 2005

Dedicada  
Con cariño a mi familia:  
Águeda, Ana y Ricardo

## AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ciencias Marinas por abrirme nuevamente las puertas para seguir creciendo profesionalmente.

Al Dr. Reginaldo Durazo, por aceptar ser mi director de tesis, por la confianza brindada y darme las herramientas necesarias para llevar acabo el presente trabajo. Sobre todo gracias por la gran paciencia.

Al Dr. Rubén Castro por siempre estar en la disposición de aclarar mis dudas, por todas las sugerencias para la realización de este trabajo y los comentarios en el escrito.

Al Dr. Emilio Beier por el gran interés prestado a este trabajo. A pesar que la incorporación a mi comité fue al final, gracias por la disposición para aclarar mis dudas, por las sugerencias y comentarios.

Al M. en C. Luis Soto por la gran ayuda prestada con la base de los datos de CalCOFI y por enseñarme más del mundo del matlab.

Dr. Antonio Martínez por ser el primero en enseñarme lo bonito de los FEOS y sobre todo por enseñarnos la melodía de la naturaleza y como somos capaces de distorsionarla.

Al programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California por facilitarme los datos, sin ellos no se podría haber realizado el presente trabajo.

A CONACYT por la beca con número de registro 164587.

Al Dr. Rafael Hernández Walls por la beca otorgada del proyecto No. 0307 de la 8va. Convocatoria interna de la Universidad Autónoma de Baja California.

Al Dr. Reginaldo Durazo por la beca otorgada del proyecto CONACyT U40822-F "Corrientes y Oleaje del Golfo de Tehuantepec" y del proyecto No. 0311 de la 9na. Convocatoria interna de la Universidad Autónoma de Baja California.

A la Fundación por una Anita Feliz. En esta fundación son varias las personas que la formaron, seria interminable la lista. Gracias por apoyarme en los momentos de austeridad. Por dar cobijo y alimento ha este ser que cada día intenta ser mejor.

Sobre todo por las sonrisas y abrazos cuando mas los necesitaba. Por último, gracias por hacerme sentir parte de sus familias. ¡GRACIAS A TODOS!

Ahora si, después de los agradecimientos académicos, económicos y serios, continuaremos con los no tan serios pero no por ello dejan de ser importantes. Recuerden que el orden de los factores no altera el producto.

Regis, gracias por hablar de la familia cuando no llevaba avances a las juntas, por estar siempre dispuesto a escuchar las cosas que muchas veces traía en esta cabecita loca, por permitirme llorar y reír en tu cubículo tantas veces fuese necesario y sobre todo por la gran paciencia.

Rubén y Emilio, mi super equipo marino. No saben lo agradecida que estoy por dedicarme horas en barco y en tierra.

A mi super grupo de mujercitas: Tania Camiro, Carolina Cavazos, Alejandrina Jiménez, Nancy Pérez, Verónica Vizcaíno, Edna y Andrea, por todos los buenos momentos compartidos y claro también por no tan buenos que son los que nos permiten crecer y ser mejores cada día, por las enseñanzas transmitidas y sobre todo por siempre estar ahí cuando las necesitaba. No necesito escribir más, cada una sabe lo que ha aportado a mi vida. ¡Gracias chicas!

A los hombres de la generación Jushiro Cepeda y Guillermo Horta, por la confianza que me tienen y por lo buenos consejos.

A Karina Barba por siempre sacarme de mis apuros con las mil y un computadoras que pasaron por mis manitas y por enseñarme a quererlas. Claro también por las porras y siempre la disposición de dar respuesta a mis preguntas.

A Alejandro H. Carlos O. Jaime L y Alma V. que a pesar de la distancia siempre estuvieron pendiente de mi y echándome porras. Gracias por la amistad incondicional.

A Sergio E. Pérez, mi amigo del alma, por hacerme recordar cada momento quien soy realmente, que a pesar de la distancia demostrarme que la amistad puede ser tan fuerte y sincera. TQM

A mi hermanito académico Luchote, alias Luis Soto, por las largas charlas, los buenos y malos consejos y sobre todo por compartir tu familia. Gracias hermanito por escucharme mis tristezas, alegrías y apoyar mis locuras.

A mis viejas amigas, Fabiola Lafarga, Natalie Rodríguez, Reina Barradas, Susana Rosas, Laura Dorantes y Francisca Staines por estar pendientes de este ciclo de mi vida, siempre escuchando mis historias. Gracias por la paciencia.

A Liliam Arriaza, Leticia Ramírez y Rafael Ramírez, que a pesar de la distancia que nos separa, se que siempre estaremos ahí cuando nos necesitemos. Solo es necesario tocar una campanita. Gracias por estar pendientes de este ciclo.

A Juan David por hacerme recordar que hay una niña dentro de mí, por los momentos de juego que me ayudaron a salirme de la realidad, por enseñarme ese mundo fantástico en que te mueves.

A mis sobrinos gatunos. Chien, Tiger, Alka, Parches, Mopi y Pablín por ayudarme a relajarme en los momentos de estrés tan solo con el hecho de estar ahí.

A partir de aquí no mas nombres, no quiero cometer el error de olvidar a alguien. Además como muchos sabrán a estas alturas de querer imprimir una tesis se vuelve mas complicado. Por lo tanto, me referiré solo a aquellos sin distinción de sexo.

A aquellos que soportaron mis risas, mis enojos, me prestaron su hombro para llorar y me regalaron un abrazo cuando más lo necesitaba.

A aquellos que me abrieron las puertas de su casa y de su corazón.

A aquellos que me dieron uno de los mejores regalos su amistad.

A aquellos que estuvieron siempre dispuestos a escuchar las ideas locas que hay en mi cabecita.

A aquellos que me dieron buenos y malos consejos, para ser mejor cada día.

A aquellos que son capaces de asombrarse cada día de lo maravillosa que es la vida.

A aquellos que pasaron cerca de mí, me regalaron una sonrisa y continuaron en su camino.

A aquellos que fueron capaces de transmitirme su pasión por lo que hacen y quieren.

A aquellos que nunca intentaron entenderme, simplemente me aceptaron.

*A ese mí inmenso laboratorio azul, que entre más conozco de él menos lo entiendo.*



# Contenido

	Página
Resumen.....	ii
Votos aprobatorios.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Contenido.....	ix
Lista de figuras.....	xi
Lista de tablas.....	xiv
<b>1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos.....	4
1.2 Área de estudio.....	5
1.3 Antecedentes.....	6
1.3.1 Características generales del Sistema de la Corriente de California.....	6
1.3.2 Variabilidad estacional en el Sistema de la Corriente de California.....	7
1.3.3 Variabilidad interanual en el Sistema de la Corriente de California.....	11
1.3.4 Variabilidad estacional e interanual en el transporte de volumen, calor y sal en el Sistema de la Corriente de California.....	16
<b>2. Datos.....</b>	<b>20</b>
2.1 Muestreo y base de datos CalCOFI e IMECOCAL.....	20
2.2 Base de datos de esfuerzo del viento.....	25
<b>3. Análisis de datos.....</b>	<b>26</b>
3.1 Análisis preliminar.....	26
3.2 Climatología.....	27
3.3 Funciones empíricas ortogonales.....	28
3.4 Transporte de volumen, de masa, de calor y de sal...	28

## Contenido (continuación)

	Página
3.4.1 Calculo de transporte de volumen geostrófico y de Ekman.....	30
3.4.2 Calculo de transporte de masa y de calor.....	32
3.4.3 Contenido de calor.....	33
3.4.4 Calculo de transporte de sal.....	34
<b>4. Resultados.....</b>	<b>35</b>
4.1 Climatología.....	35
4.1.1 Climatología CalCOFI-IMECOCAL.....	41
4.1.1.1 Alturas dinámicas.....	41
4.1.1.2 Características de las masas de agua.....	44
4.1.1.3 Estructura vertical de temperatura y salinidad.....	47
4.1.1.4 Estructura horizontal de temperatura y salinidad..	51
4.2 Climatología de temperatura, salinidad, densidad y velocidad geostrófica de la caja control.....	56
4.3 Análisis en frecuencias bajas de la temperatura y salinidad mediante funciones empíricas ortogonales.....	65
4.4 Transportes.....	71
4.4.1 Variabilidad estacional de transporte de volumen geostrófico y transporte de Ekman.....	72
4.4.2 Transporte de calor y contenido de calor.....	76
4.4.3 Transporte de sal.....	82
4.4.4 Variabilidad estacional de transporte de calor y de sal.....	85
<b>5. Discusión.....</b>	<b>88</b>
<b>6. Conclusiones.....</b>	<b>101</b>
<b>7. Literatura citada.....</b>	<b>104</b>

## Lista de figuras

		Página
Figura 1.1	Área de estudio. Los números representan las líneas de muestreo y los asteriscos las estaciones de la región IMECOCAL.....	5
Figura 1.2	Índice ENSO Multivariado (IEM, línea azul) e Índice de Oscilación Norte extratropical (ION, línea verde) de enero de 1997 a abril de 2004.....	13
Figura 1.3	Área de estudio CalCOFI. En línea gruesa y punteada caja control utilizada por Roemmich (1989) y línea gruesa por Bograd <i>et al.</i> (2001).....	18
Figura 2.1	Número de ocupaciones de las estaciones oceanográficas de la región IMECOCAL para los períodos que comprenden a) 1950-1978 (CalCOFI) y b) 1997-2004 (IMECOCAL). .....	24
Figura 3.1	Caja control vista superficial. a) Cara norte formada por la línea 100, b) Cara oeste formada por las estaciones 60 y c) Cara sur formada por la línea 123.....	30
Figura 4.1	Coeficiente de correlación de Pearson entre climatología Lynn y climatología CalCOFI a) temperatura, b) salinidad, entre climatología CalCOFI e IMECOCAL c) temperatura, d) salinidad, entre climatología CalCOFI y climatología CalCOFI-IMECOCAL e) temperatura y f) salinidad. La línea roja (-) representa el mes de enero, azul (:) – abril, verde (-.) – julio y negra (--) – octubre. El eje de los coeficientes de correlación tiene diferente escala.....	38
Figura 4.2	Altura dinámica a a) 0/500 dbar. Intervalo de contornos 1 din cm y b) 200/500 dbar. Intervalo de contornos 1 din cm (1 din cm, 1 din cm = 0.01 J kg <sup>-1</sup> ).....	42
Figura 4.3	Altura dinámica a a) 0/500 dbar. Intervalo de contornos 1 din cm y b) 200/500 dbar. Intervalo de contornos 1 din cm (1 din cm, 1 din cm = 0.01 J kg <sup>-1</sup> ).....	43

## Lista de figuras (continuación)

		Página
Figura 4.4	Diagramas T-S climatológicos del mes de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Agua Tropical Superficial (ATS), Agua Subtropical Superficial (AStS), Agua Transicional (ATr), Agua Subártica (ASA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs), Agua Intermedia del Pacífico (AIP) y Agua Profunda del Pacífico (APP). La barra de colores indica la latitud de los datos. Rangos tomados de Durazo y Baumgartner (2002).....	46
Figura 4.5	Estructura vertical climatológica de temperatura de las líneas 100, 110, 120 y 130 para los meses a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....	49
Figura 4.6	Estructura vertical climatológica de salinidad de las líneas 100, 110, 120 y 130 para los meses a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....	50
Figura 4.7	Estructura horizontal climatológica de temperatura a 0, 50, 100 y 200 m para los meses de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....	53
Figura 4.8	Estructura horizontal climatológica de salinidad a 0, 50, 100 y 200 m para los meses de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....	55
Figura 4.9	Climatología de temperatura de caja control a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Los números en la parte superior representan la línea-estación. Las líneas verticales indican las esquinas de la caja. Intervalo de contornos 1° C.....	58
Figura 4.10	Climatología de salinidad de caja control a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Los números en la parte superior representan la línea-estación. Las líneas verticales indican las esquinas de la caja Intervalo de contornos 0.1.....	59

## Lista de figuras (continuación)

		Página
Figura 4.11	Velocidad geostrófica a través de la caja control calculada a partir de la climatología de temperatura y salinidad CalCOFI-IMECOCAL, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. La línea segmentada representa velocidad geostrófica negativa, línea continua velocidad geostrófica positiva y línea punteada indica contornos de $\sigma_t$ . La convención de signos es: sobre la línea 100 y 123 una velocidad positiva (negativa) indica flujo hacia el norte (sur) y sobre la línea paralela (estaciones 60) a la costa valor positivo (negativo) indica un flujo hacia el este (oeste).....	63
Figura 4.12	Funciones empíricas ortogonales de temperatura de la caja control con 22 cruceros. a) Primer modo, b) segundo modo y c) variabilidad en el tiempo de las amplitudes La línea continua representa el primer modo y la segmenta el segundo .....	67
Figura 4.13	Funciones empíricas ortogonales de salinidad de la caja control con 22 cruceros. a) Primer modo, b) segundo modo y c) variabilidad en el tiempo de las amplitudes. La línea continua representa el primer modo y la segmenta el segundo .....	69
Figura 4.14	Funciones empíricas ortogonales de velocidad geostrófica de la caja control con 22 cruceros. a) Primer modo, b) segundo modo y c) variabilidad en el tiempo de las amplitudes. La línea continua representa el primer modo y la segmenta el segundo.....	70
Figura 4.15	Derivada en el tiempo del contenido de calor ( $1 \text{ TW} = 1 \times 10^{12} \text{ W}$ ).....	81
Figura 4.16	Ajuste del a) transporte de calor (TWatts = $1 \times 10^{12}$ Watts) y b) transporte de sal. Los asteriscos representan los transportes de las 22 campañas oceanográficas.....	86

## Lista de tablas

		Página
Tabla I.	Masas de agua presentes en el Sistema Corriente de California (tomado de Lynn y Simpson, 1987).A: alta y B: baja.....	7
Tabla II.	Campañas oceanográficas realizadas frente a Baja California por el programa IMECOCAL .....	23
Tabla III.	Localización y distancia de la línea-estación que define la caja control.....	29
Tabla IV	Transporte de volumen geostrófico y de Ekman. (1 Sv = $10^6$ m <sup>3</sup> /s). La cara norte presenta la formada por la línea 100, la cara oeste por las estaciones 60 (100.60 a 123.60) y la cara sur formada por la línea 123. El transporte negativo (positivo) indica un flujo hacia afuera (adentro) de la caja control.....	74
Tabla V.	Transporte de calor a través de la caja control para los 22 cruceros y promedios estacionales. Flujo positivo de calor indica transporte neto hacia dentro de la caja por corrientes oceánicas. Flujo negativo, indica transporte hacia fuera de la caja y es equivalente a ganancia de calor del océano a la atmósfera. El flujo de calor por unidad de área, se obtuvo al dividir el transporte neto de calor entre $1.07 \times 10^{11}$ m <sup>2</sup> .....	78
Tabla VI.	Transporte de sal y de agua dulce a través de la caja control para los 22 cruceros. Signo positivo (negativo) indica transporte hacia adentro (afuera) de la caja por corrientes oceánicas. La P-E indica el exceso neto de precipitación o evaporación en la caja.....	83
Tabla VII	Promedios estacionales y desviación estándar de transporte de sal y agua dulce a través de la caja control para los 22 cruceros. Signo positivo (negativo) indica transporte hacia adentro (afuera) de la caja por corrientes oceánicas. La P-E indica el exceso neto de precipitación o evaporación en la caja.....	84

## 1. INTRODUCCION

Frente a las costas de Oregon y California en Estados Unidos, y Baja California en México se localiza el sistema de corriente límite del este del Pacífico, llamado Sistema de la Corriente de California (SCC) (Hickey, 1979). Básicamente, el SCC se encuentra formado por tres corrientes: Corriente de California (CC), Contracorriente Costera (CcC) y Contracorriente Subsuperficial (CcSs) (Hickey, 1979). En el litoral mexicano, frente a las costas de Baja California, se encuentra la frontera límite entre las masas de agua de origen subártico y tropical (Roden, 1971).

La mayor parte del conocimiento que se tiene de la variabilidad del SCC se debe a los datos hidrográficos colectados por el programa CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), el cual ha mantenido un monitoreo del SCC desde 1950. Hasta el año de 1978 este monitoreo abarcaba un área desde San Francisco, California hasta Punta Abreojos, Baja California Sur. Posteriormente, el programa CalCOFI suspendió las observaciones frente a Baja California, reduciéndose así, sustancialmente el área inicial.

En el SCC la variabilidad estacional responde a la variación del patrón de vientos, la interacción océano-atmósfera (ciclos estacionales) y las variaciones en la estructura de la corriente superficial y subsuperficial en la costa, es decir,

por la ocurrencia e intensificación de la CcC y de la CcSs, respectivamente. La variabilidad estacional en la intensidad del flujo baroclínico modifica la distribución de las características en la columna del agua de dos maneras: (1) con el reajuste vertical de la columna de agua y (2) con el transporte horizontal de aguas no locales (Lynn y Simpson, 1987).

En el SCC la variabilidad interanual de los campos de temperatura y salinidad, responde a efectos de tres oscilaciones: El Niño (EN), La Niña (LN), y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP). Algunas de las consecuencias de estos eventos son los cambios a gran escala en la abundancia de zooplancton y de peces en el Pacífico Norte, la cual ha sido ligada a cambios climáticos de escala decadal (cambio de régimen). El más notable es el cambio que ocurrió alrededor de 1977 (Mantua *et al.*, 1997).

Las anomalías de temperatura y salinidad asociadas con procesos de escala interanual (EN-LN) han sido obtenidas a partir de la climatología de 1950-1978 (Lynn *et al.*, 1982). Lynn *et al.* (1982) obtuvieron la climatología de temperatura y salinidad de la red de muestreo CalCOFI (23 estaciones frente a las costas de Baja California), con la base de datos CalCOFI (1950 a 1978). Sin embargo, debido a los posibles cambios de régimen, no se conoce hasta que punto dicha climatología es aplicable a datos recientes de temperatura y salinidad, por ejemplo El Niño 1997-1998.



Además de las variaciones interanuales que afectan la región del SCC, las variaciones estacionales producen cambios en la distribución de las propiedades hidrográficas (temperatura y salinidad); en una escala temporal menor, estos a su vez provocan un ajuste vertical en el campo de densidades y un cambio en el transporte de propiedades. El estudio de la variabilidad estacional e interanual del transporte de calor, sal y masa es de gran importancia ya que describen la interacción de diferentes regímenes geográficos y dinámicos del océano, así como el papel que este juega en el mantenimiento del clima regional (Roemmich, 1989).

Hasta el momento se han realizado algunos trabajos de investigación oceanográfica en el sur de California en los cuales se calcula los transportes de masa, calor, sal, oxígeno y nutrientes. Entre estos se encuentran el trabajo de Roemmich (1989) quien analizó la base de datos de CalCOFI entre 1984 y 1987 y Bograd *et al.* (2001) quienes utilizaron una base de datos más robusta de 1984-1997. Frente a Baja California el balance termodinámico de masa y volumen no ha sido estudiado ampliamente.

En este trabajo se calculan y analizan los transportes de masa, calor y sal frente a las costas de Baja California, México en el período de 1998 a 2003. Previo a este análisis, se obtiene una climatología (ciclo estacional climatológico) que considera datos hidrográficos (temperatura y salinidad) históricos y recientes. Los datos recientes han sido obtenidos por el programa IMECOCAL

(Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California), el cual inicio un monitoreo frente a Baja California a partir de 1997.

### **1.1 Objetivos**

- Obtener la climatología de temperatura y salinidad mediante la integración de la base de datos históricos de CalCOFI (1950 a1978) y de la base de datos recientes de IMECOCAL (1997 a 2003)
- Estudiar la variabilidad espacio-temporal del transporte de calor, sal y volumen, para la región frente a la costa de Baja California, México.

## 1.2 Área de estudio.

El área de estudio se localiza frente a la Península de Baja California, México, entre las latitudes  $24^{\circ}$  y  $31.5^{\circ}$  N, y longitudes  $112^{\circ}$  y  $119^{\circ}$  W (Fig. 1.1).

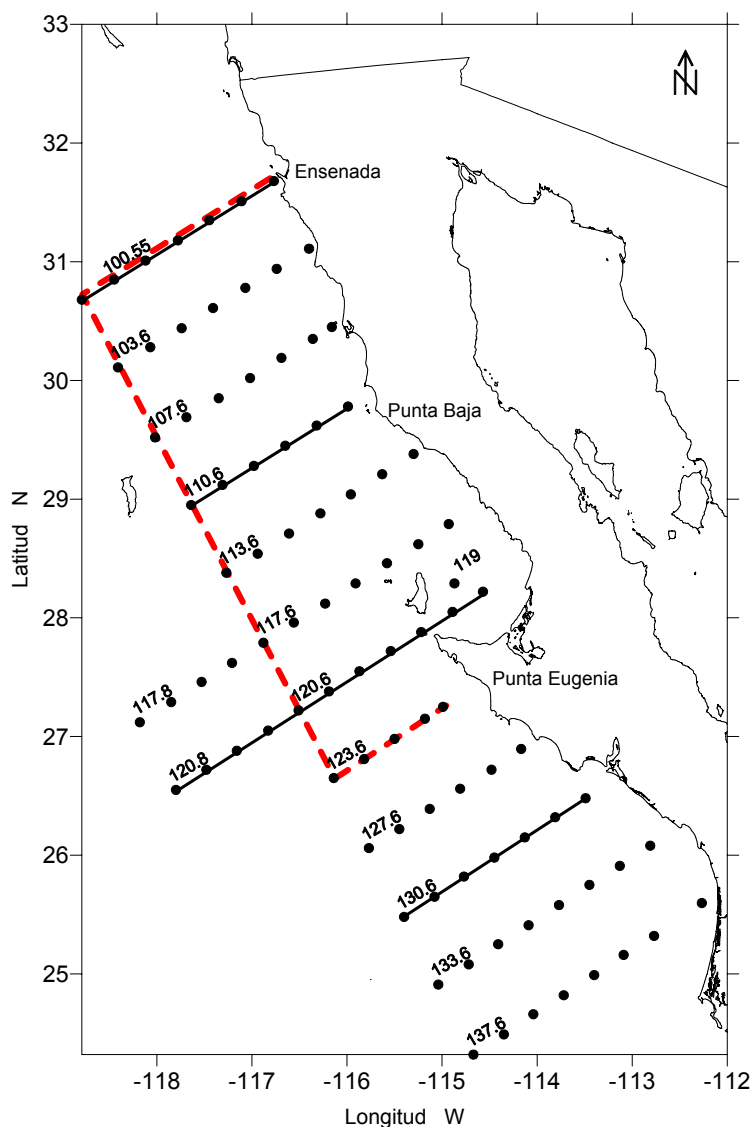


Figura 1.1 Área de estudio. Los números representan las líneas de muestreo y los puntos las estaciones de la región IMECOCAL. Las líneas continuas son las líneas cardinales que serán descritas posteriormente. La línea segmentada es la caja control.

### **1.3 Antecedentes.**

Debido a su importancia económica la costa oriental del Pacífico Norte ha sido estudiada ampliamente. En la región desde San Francisco, California, Estados Unidos hasta Punta Abreojos, Baja California Sur, México, existen estudios desde la década de los 40. Resalta en esta zona la presencia del SCC el cual ha sido estudiado desde el punto de vista físico, químico y biológico. Este trabajo se enfoca en estudiar la variabilidad hidrográfica del SCC frente a Baja California.

#### **1.3.1 Características generales del Sistema de la Corriente de California.**

Las características físicas y químicas del SCC (CC, CcC y CcSs) son determinadas por cuatro masas de agua (Tabla I, Lynn y Simpson, 1987). La CC es una corriente superficial (0 – 300 m) localizada fuera de la costa que fluye hacia el Ecuador durante todo el año (Lynn y Simpson, 1987), transporta aguas del subártico. La CcC se define como una corriente superficial cercana a la costa que fluye hacia el polo a lo largo del sur de California. Frente a Baja California esta corriente es muy débil o no se encuentra presente (Lynn y Simpson, 1987). La CcSs es una corriente subsuperficial (entre los 200 y 300 m de profundidad) que transporta aguas ecuatoriales hacia el polo; se encuentra

fuera de la costa, atrapada sobre la plataforma y pendiente continental (Hickey, 1979).

Tabla I Masas de agua presentes en el Sistema de la Corriente de California (tomado de Lynn y Simpson, 1987). A: alta y B: baja.

	Temperatura	Salinidad	Oxígeno disuelto	Nutrientes
Mása de aguas superficiales (0-200m)				
Pacífico subártico	B	B	A	A
Pacífico Norte Central	A	A	B	B
Surgencias	B	A	B	A
masas de aguas subsuperficiales (200-500m)				
Pacífico Ecuatorial	A	A	B	A

### 1.3.2 Variabilidad estacional en el SCC.

La estacionalidad del Océano Pacífico Nororiental (OPNO) se debe a la fuerte variabilidad estacional de los vientos y los flujos atmosféricos (Parés *et al.*, 1997).

Los vientos sobre la región de la CC son predominantemente del norte y del oeste, generados por el gradiente entre los centros de alta y baja presión del

OPNO. Los cambios en la intensidad y localización de estas celdas causan el cambio estacional en los vientos (Reid *et al.*, 1958). Frente a Baja California los vientos son hacia el sureste paralelos a la línea de costa y favorecen eventos de surgencias durante la primavera. El esfuerzo del viento es máximo ( $\sim 8 \text{ dyn cm}^{-2}$ ) durante la primavera y verano, y más persistente en magnitud durante la primavera. En otoño e invierno es mínimo ( $\sim 3 \text{ dyn cm}^{-2}$ ) a lo largo de la costa (Soto *et al.*, 2004).

En general, la temperatura en el OPNO aumenta hacia el ecuador. La circulación anticiclónica del Pacífico Norte, ocasiona que las isotermas se desvíen ligeramente hacia el sur conforme las corrientes se acercan a Norteamérica (Reid *et al.*, 1958).

La temperatura frente a la costa de Baja California a 10 m de profundidad, es en promedio de  $14^\circ \text{ C}$  a  $16.5^\circ \text{ C}$  (cerca de la costa y fuera de ella, respectivamente). Estas ocurren en abril, mayo y junio. El aumento del gradiente de temperatura fuera de la costa ocurre en julio, agosto y septiembre (Lynn, 1966). Las isotermas son casi paralelas a la línea de costa en los eventos de surgencias (abril, mayo y junio). Hacia septiembre, las isotermas tienen una curvatura hacia el norte y son casi perpendiculares a la línea de costa (Lynn, 1966), lo cual puede indicar un incremento significativo en el aporte de agua Ecuatorial (Hickey, 1979) y una disminución en la intensidad del viento.

La salinidad superficial a lo largo de Baja California es de  $33.5 \pm 0.05$  (Lynn, 1966). Existe una región de baja salinidad (33.6) que está bien definida en un núcleo subsuperficial (50 a 100 m) (Reid *et al.*, 1958). Frente a Ensenada este núcleo se observa cerca de la costa (Lynn y Simpson, 1987). A medida que fluye hacia el sur, la variabilidad estacional es afectada por la advección, es decir, depende del transporte horizontal de sal. Los aportes horizontales de sal provienen de agua del oeste, agua de surgencias en la costa y agua salina del sur (Reid *et al.*, 1958). Esto define la zona oceánica frente a Baja California como una zona de transición.

Al inicio de la primavera y verano las isohalinas se orientan hacia el sureste. Las altas salinidades cerca de la costa se mantienen en gran parte por las surgencias. En el otoño las líneas de contorno de alta salinidad se proyectan hacia el noreste cerca de Punta Eugenia, indica una influencia del contraflujo del sur y corresponde a un giro ciclónico presente en septiembre (Lynn, 1966).

Los cambios en la expansión y contracción del agua superficial, y el ajuste de la columna de agua al flujo geostrofico relativo a un nivel de referencia o no movimiento se ve reflejado en la altura dinámica (Lynn y Bograd, 2002). En el SCC generalmente se usa como nivel de referencia 500 dbar para obtener las alturas dinámicas en superficie y a 200 m (Hewitt, 1984). La variabilidad estacional de la altura dinámica en la superficie, muestra un flujo hacia el

ecuador (CC). Este flujo se observa más intenso en primavera y verano, mientras que un fuerte contraflujo costero (CcC) hacia el polo aparece únicamente en otoño e invierno. A los 200 m, el patrón de corrientes es similar al observado en la superficie. El flujo hacia el ecuador es considerablemente débil en este nivel y el flujo hacia el polo (CcSs) es generalmente ancho y persistente (Lynn y Simpson, 1987).

La CC es un flujo geostrofico relativamente somero con una rapidez promedio que excede los  $20 \text{ cm s}^{-1}$  en la superficie; la velocidad máxima ocurre cercana a la superficie. En marzo y abril a lo largo de la costa de Baja California, el núcleo de la CC cerca de la costa es máximo y fuera de la costa el máximo se observa en junio-julio. Las velocidades geostroficas muestran un flujo costero hacia el polo en invierno (Lynn y Simpson, 1987).

La CcSs está asociada al Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs). A lo largo de la costa de Baja California el núcleo de la CcSs no es homogéneo y muestra una velocidad máxima ( $\sim 6 \text{ cm s}^{-1}$ ) durante verano frente a Punta Baja (Lynn y Simpson, 1987). Se observan dos máximos de menor intensidad en marzo ( $\sim 3 \text{ cm s}^{-1}$ ) frente a Punta Eugenia y otro en julio ( $\sim 2 \text{ cm s}^{-1}$ ) frente a Punta San Gregorio ( $26.05^\circ \text{ N}$ ,  $112.30^\circ \text{ W}$ ); en este último sitio el flujo se interrumpe por 2 a 3 meses en la primavera y otoño (Lynn y Simpson, 1987). Frente a Punta Colonet, B. C., mediciones *in situ* indican que la CcSs tiene un ancho de 20 km



y un espesor de aproximadamente 300 m durante el verano (Wooster y Jones, 1970). Lynn y Simpson (1987) argumentan que utilizar 500 dbar como condición de no movimiento, no permitir visualizar la CcSs en algunos lugares y a profundidades mayores y dar la impresión de un debilitamiento.

### **1.3.3 Variabilidad interanual en el SCC.**

A nivel global, las fluctuaciones interanuales son señales fuertes asociadas con eventos cálidos EN y fríos LN. Dichos eventos producen efectos regionales en la física, química y biología del OPNO (Schwing *et al.*, 2002a). Los eventos cálidos son el resultado de anomalías en el patrón de vientos a gran escala, es decir, que no se encuentran en la dirección favorable para generar eventos de surgencias costeras y producen una deriva superficial en la costa. Los eventos cálidos debilitan las corrientes hacia el ecuador y/o fortalecen las corrientes hacia el polo (Lynn y Bograd, 2002). En el caso de LN sucede lo contrario, los vientos favorecen surgencias e intensifican la corriente hacia el ecuador.

Para cuantificar la magnitud y duración de eventos climáticos como EN/LN se han desarrollado un número de índices y entre los que se encuentran el Índice ENSO Multivariado (IEM), Índice de Oscilación del Sur (IOS) e Índice de Oscilación del Norte (ION). En latitudes extratropicales el IEM e ION son los

más recomendables. El ION es negativo (positivo) durante EN (LN) y presenta una correlación negativa con el IEM.

El IEM se basa en seis variables observadas en el Pacífico Tropical: temperatura superficial del mar, presión atmosférica al nivel del mar, componentes zonal y meridional del viento superficial, temperatura superficial del aire y nubosidad ([www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html](http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/mei.html)). El ION es la diferencia de las anomalías de la presión atmosférica sobre el nivel del mar entre el centro de alta presión atmosférica del Pacífico Norte (NPH, 35° N 135° W) y Darwin, Australia. El ION es principalmente un índice de la circulación atmosférica y se correlaciona significativamente con la variabilidad interanual en parámetros atmosféricos y oceánicos (Schwing *et al.*, 2002a).

En la última década se registraron dos eventos EN y un evento LN en el OPNO. La figura 1.2 presenta el comportamiento de los índices para los eventos EN/LN a partir de 1997. EN de 1997-98 se intensificó de marzo a junio de 1997 y EN maduro de julio de 1997 a marzo de 1998 (Schwing *et al.*, 2002b). Se observan dos máximos en el IEM característicos de EN, aproximadamente en julio de 1997 y marzo de 1998; este último coincide con el máximo absoluto en el ION. Los máximos caracterizan la fase madura de EN. La transición a LN ocurre de abril a julio de 1998, se intensifica de agosto a octubre de 1998 y madura de noviembre de 1998 hasta principios del 2001 (Schwing *et al.*, 2002b). Posteriormente, entre marzo de 2001 y febrero de 2002, se presentan dos

cambios de signo en los índices. Sin embargo, alrededor de marzo de 2002 se presenta nuevamente un evento EN de menor magnitud (en relación con EN 1997-1998).

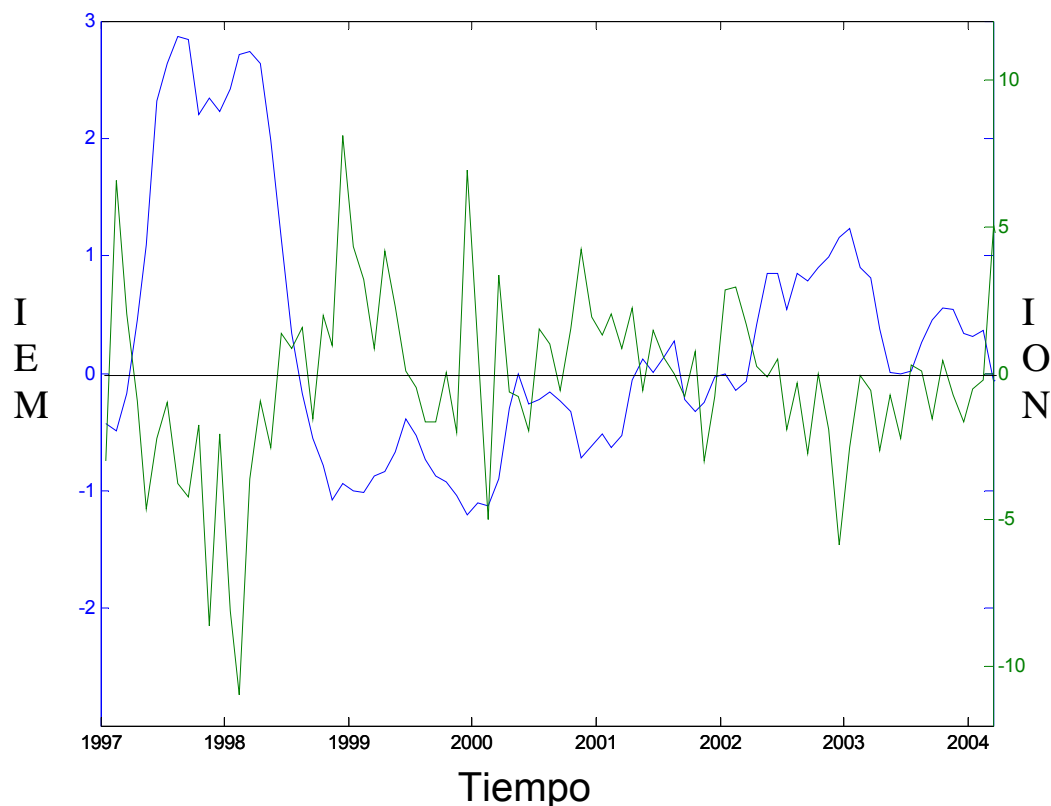


Figura 1.2 Índice ENSO Multivariado (IEM, línea azul) e Índice de Oscilación Norte extratropical (ION, línea verde) para enero de 1997 a abril de 2004.

Las anomalías en el SCC durante EN/LN son el resultado del forzamiento atmosférico regional y la propagación de señales vía teleconexión oceánica y atmosférica (Schwing *et al.*, 2002b). Frente a la costa de Baja California, se observaron anomalías positivas en temperatura y salinidad cerca de la superficie de hasta 8° C y 0.8 respectivamente durante el evento EN 1997-1998

(Durazo y Baumgartner, 2002). En el sur de California las anomalías positivas a una profundidad de 10 m, fueron del orden de 3° C entre abril y julio de 1997 (Lynn y Bograd, 2002). Igualmente se presentaron anomalías positivas del nivel del mar, anomalías negativas en la presión atmosférica al nivel del mar y anomalías ciclónicas del viento (Schwing *et al.*, 2002b). La circulación ciclónica de los vientos acarrea aguas calidas y salinas, las cuales se pueden observar en los diagramas T-S. Los datos de T-S frente a la costa de Baja California indicaron un incremento en la influencia de AESs de octubre de 1997 a enero de 1998 entre los 200 y 500 m de profundidad. La presencia de la masa de agua subtropical superficial (AStS) en la superficie fue observada en octubre de 1997 (Durazo y Baumgartner, 2002).

Los patrones superficiales de corrientes geostróficas mostraron un flujo hacia el polo, el cual se caracterizó por pequeños gradientes laterales de altura dinámica, consecuencia de un incremento en la altura dinámica, así como la reducción en la actividad de mesoescala (Durazo y Baumgartner, 2002). Debajo de la superficie (200 dbar) el flujo observado en octubre de 1997, mostró una corriente persistente hacia el polo cerca de la costa, con una intensidad similar al flujo superficial.

Las anomalías en el viento zonal Ecuatorial durante LN, contribuyen a una disminución en la temperatura del océano, en la profundidad de la termoclina y en la altura del nivel del mar en el Pacífico Central y Tropical. Esto induce

cambios en los vientos al iniciar el otoño, lo cual da como resultado temperaturas y alturas del nivel del mar por debajo de lo normal (Schwing *et al.*, 2002b). Las condiciones LN entre octubre de 1998 y enero de 1999 estuvieron caracterizadas por anomalías negativas de temperatura y salinidad por encima de los 600 m de profundidad (Durazo y Baumgartner, 2002). En el sur de California el evento frío que inició en enero de 1999, se intensificó en abril, y había terminado hacia finales de 1999 (Lynn y Bograd, 2002).

El incremento en el gradiente lateral de la altura dinámica durante LN originó una mayor estructura de mesoescala (Durazo y Baumgartner, 2002). El patrón de corrientes a los 200 dbar sugirió que el flujo hacia el polo de la CcSs tiende a contraerse en su extensión fuera de la costa y en la vertical. La topografía dinámica fue similar a la superficial y los remolinos se extendieron por debajo de los 200 dbar.

Posterior a los eventos EN/LN 1997-1999 se presentaron una serie de anomalías de menor magnitud. En primavera de 2000 la temperatura durante la época de surgencias fue 1° C menor que el promedio climatológico (1950 - 1978) mientras que los valores de salinidad estuvieron dentro de lo normal (Durazo *et al.*, 2001). En verano de 2000 y en primavera de 2001, se desarrolló una anomalía negativa en la temperatura superficial del mar al oeste del SCC. Se sugiere que las anomalías negativas de temperatura superficial fueron originadas y mantenidas por anomalías del viento regional, principalmente por

transporte de Ekman, transporte geostrófico, flujos de calor sensible y latente y mezcla vertical (Schwing *et al.*, 2002b). Sin embargo, frente a la costa de Baja California en verano y primavera se presentaron condiciones cerca de lo normal a una profundidad de 10 m (Durazo *et al.*, 2001).

Durante los años 2002 y 2003 se presentó en la región IMECOCAL un evento EN moderado. A diferencia de EN 97-98, el evento del 2002-2003 estuvo caracterizado por la influencia de un mayor volumen de agua subártica sin indicios claros de flujos hacia el polo (Durazo *et al.*, en prensa).

#### **1.3.4 Variabilidad estacional e interanual en el transporte de volumen, calor y sal en el SCC.**

La variabilidad estacional e interanual en la temperatura y la salinidad en el sur del SCC, ocasiona una variabilidad en el balance geostrófico y por tanto, en el transporte de volumen, sal, calor y nutrientes. A continuación se describen algunos trabajos enfocados en el estudio del transporte de las tres primeras variables arriba mencionadas que son interés en el presente trabajo.

En el sur de California (línea 90, Fig. 1.3) el promedio del transporte geostrófico de volumen entre 1950 y 1998 es hacia el ecuador, y varía estacionalmente con un máximo en abril (3.3 Sv) y un mínimo en agosto (0.6 Sv) (Lynn y Simpson,

2002). En julio 1997 durante EN el transporte hacia el ecuador (CC) decreció, y se desarrolló un máximo de transporte hacia el polo (CcSs) (Lynn y Bograd, 2002). En noviembre de 1997 y febrero de 1998, la CcC y la CcSs se intensificaron, lo cual dio como resultado un transporte neto hacia el polo entre la pendiente continental y unos 700 km mar adentro. En abril de 1998 desapareció la CcC y el transporte profundo hacia el polo decreció de manera sustancial hasta 0.06 Sv. Subsecuentemente, hubo un extremo fuerte (débil) hacia el ecuador (polo), tal que el transporte se revirtió y provocó anomalías hacia el ecuador. Este patrón de circulación persistió durante todo 1999 (Lynn y Bograd, 2002).

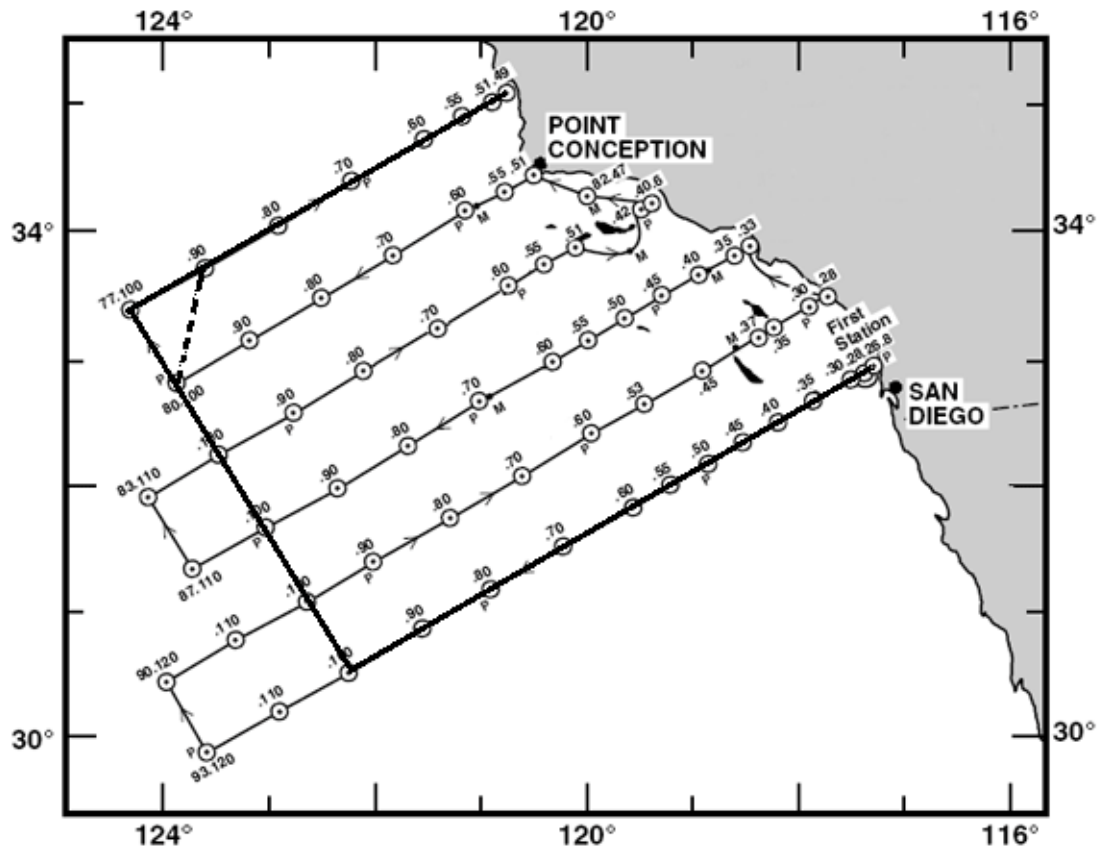


Figura. 1.3 Área de estudio CalCOFI. En línea gruesa y punteada caja control utilizada por Roemmich (1989) y línea gruesa por Bograd *et al.* (2001). Tomada de <http://www.calcofi.org/newhome/cruises/>

Roemmich (1989) analizó 16 cruceros en el sur de California y estudió los transportes de geostrófico, de Ekman, de calor y de sal entre otros, en una caja control de  $1.6 \times 10^{11} \text{ m}^2$  (Fig. 1.3). Se observó que existe un buen balance entre el transporte geostrófico y el transporte de Ekman. En dicho estudio se encontró que el promedio anual de transporte de calor en la caja control es de alrededor de  $1.1 (\pm 0.2) \times 10^{13} \text{ W}$ , que equivale a una ganancia de calor por el océano de  $68 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ . En un trabajo posterior realizado por Bograd *et al.* (2001), se



analizaron 55 cruceros y se encontró que la ganancia de calor fue de  $\sim 86 \text{ W m}^{-2}$ . El máximo de calor ganado por el océano a la atmósfera se observó en primavera con un valor aproximadamente de  $130 \text{ W m}^{-2}$  (Roemmich, 1989; Bograd *et al.*, 2001), como una consecuencia del aumento del transporte de Ekman además de las variaciones estacionales en las entradas y salidas de calor asociado con flujos geostróficos (Bograd *et al.*, 2001).

En resumen, los estudios de Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001) en la caja control del sur de California mostraron que existe una alta evaporación y baja precipitación y un flujo de sal negativo (hacia fuera de la caja control), lo equivalente a un exceso neto de evaporación sobre precipitación alrededor de los  $100 \text{ cm año}^{-1}$ . El promedio anual de transporte de sal y su equivalente a la evaporación neta por unidad de área es de  $59 \text{ cm año}^{-1}$ , con un máximo de transporte de sal en otoño ( $127 \text{ cm año}^{-1}$ ) y un mínimo en invierno ( $30 \text{ cm año}^{-1}$ ). La variabilidad interanual en el transporte de Ekman y geostrófico, así como de los flujos es relacionada con cambios en el viento dominante y los patrones de circulación. Durante los períodos ENSO existe alto transporte geostrófico y de Ekman ( $0.66$  y  $\sim -0.52 \text{ Sv}$ , respectivamente), pero generalmente pequeños flujos de masa, calor y sal que aquellos no ENSO (Bograd *et al.*, 2001).

## 2. DATOS

En el estudio de la variabilidad estacional e interanual en el SCC frente a la costa de Baja California, se procesaron datos hidrográficos y datos de esfuerzo del viento. Los datos hidrográficos provienen de dos fuentes, el programa CalCOFI y el programa IMECOCAL. En este capítulo se hace la descripción del muestreo en ambos programas, así como la descripción de las bases de datos CalCOFI e IMECOCAL utilizados en este trabajo. Los datos de la climatología de esfuerzo de viento se obtuvieron de Hellerman y Rosenstein (1983).

### 2.1 Muestreo y bases de datos CalCOFI e IMECOCAL.

El monitoreo del SCC para el programa CalCOFI se inició en 1949 con el objetivo de determinar cuales eran los factores físicos y biológicos que afectaban las poblaciones de sardina (Chelton *et al.*, 1982). La red de muestreo CalCOFI entre 1950 a 1978 incluía la zona delimitada desde San Francisco, California, Estados Unidos hasta Punta Abrejos, Baja California Sur, México. Esta red comprendía aproximadamente 478 estaciones, distribuidas en 36 líneas perpendiculares a la costa numeradas de la 40 a la 157. La distancia entre líneas es de 74 km (~40 m.n.) y entre estaciones de 37 km (~20 m.n.). Los muestreos que inicialmente eran mensuales, se redujeron a solo cuatro al año a

partir de 1960: enero, abril, julio y octubre. Hasta 1964, en cada estación hidrográfica, se usaban lances de 18 botellas Nansen a profundidades estándar. Posteriormente, se realizaron lances de STD (Salinidad-Temperatura-Profundidad) y CTD (Conductividad-Temperatura-Profundidad) (Lynn y Simpson, 1987). A partir de los años 80's CalCOFI reduce el área de muestreo, únicamente al sur de California, Estados Unidos (32° N a 35° N, Fig. 1.3).

En octubre de 1997 se inician los muestreos del programa IMECOCAL para el litoral mexicano, que comprende el área de 24° N a ~32° N. IMECOCAL realiza muestreos frente a Baja California a lo largo de una subregión del plan de estaciones CalCOFI. Esta red incluye 12 líneas, de la 100 a la 137, de las cuales la 117 y 120 se extienden hasta unos 350 km mar adentro, con un total de 91 estaciones (Fig. 1.1). Los períodos de muestreo son iguales a los establecidos por el programa CalCOFI en el sur de California (enero, abril, julio y octubre).

En cada estación se miden conductividad, temperatura y presión desde la superficie hasta 1000 m (si la profundidad del fondo lo permite). Se utiliza un CTD<sup>1</sup> (Seabird CTD) equipado con sensores primario y secundario de temperatura (precisión de 0.002° C) y conductividad (precisión de 0.005

---

<sup>1</sup> La calibración, recolección y procesamiento preliminar de los datos de CTD fueron realizados de acuerdo con procesamientos estándar (UNESCO, 1991) y estos se encuentran descritos en García *et al.* (1997).

mmho/cm). Se colectan muestras de agua en 7 profundidades (0, 10, 20, 50, 100, 150, 200 m) con botellas Niskin de 10 litros.

De 1997 a la fecha se han realizado 29 campañas oceanográficas (octubre de 1997 a enero de 2005). Este trabajo se apoya en los datos obtenidos de las 25 campañas realizadas entre octubre de 1997 hasta enero del 2004 (Tabla II). El programa IMECOCAL denomina a cada crucero mediante el año y mes de inicio y en algunos casos el mes de terminación. En este trabajo cada crucero será referido por lo dos últimos dígitos del año y los dígitos del mes de inicio.

La base de datos hidrográficos histórica de CalCOFI comprende del año 1950 a 1978, abarca desde San Francisco, California hasta Punta Abrejos, Baja California Sur. De esta base de datos, se trabajó únicamente con los correspondientes a las líneas y estaciones que comprenden la región IMECOCAL.

Tabla II. Campañas oceanográficas realizadas frente a Baja California por el programa IMECOCAL.

CRUCERO	FECHA	No. DE ESTACIONES
9709/10	19 septiembre – 5 octubre 1997	37
9801/02	23 enero – 14 febrero 1998	70
9807/08	15 julio – 2 agosto 1998	65
9809/10	28 septiembre – 19 octubre 1998	64
9901/02	14 enero – 3 febrero 1999	58
9903/04	30 marzo – 19 abril 1999	56
9908*	8 agosto – 23 agosto 1999	79
9910	3 octubre – 23 octubre 1999	84
0001/02	14 enero – 4 febrero 2000	90
0004	4 abril – 24 abril 2000	73
0007	10 julio – 31 julio 2000	82
0010	10 octubre – 31 octubre 2000	88
0101/02	16 enero – 5 febrero 2001	73
0104	3 abril – 15 abril 2001	17
0106/07	26 junio – 17 julio 2001	83
0110	3 octubre – 24 octubre 2001	90
0201/02	19 enero – 7 febrero 2002	72
0204/05	19 abril – 9 mayo 2002	72
0207/08	12 julio – 2 agosto 2002	92
0210/11	23 octubre – 13 noviembre 2002	88
0301/02	30 enero – 20 febrero 2003	88
0304	3 abril – 24 abril 2003	71
0307	7 julio – 29 julio 2003	82
0310	10 octubre – 31 octubre 2003	91
0401	30 enero – 20 febrero de 2004	71

\* Crucero realizado en el B/O El Puma, los demás fueron realizados abordo del B/O Francisco de Ulloa. El crucero 9804 no se realizó.

El número de ocupación de las estaciones oceanográficas en la región IMECOCAL tanto para la base de datos CalCOFI (1950 a 1978) como

IMECOCAL (de octubre de 1997 a enero de 2004), se presenta en la figura 2.1. La diferencia es notoria en el número de muestreos realizados por CalCOFI e IMECOCAL, diferencia que representa 22 años hacia atrás por parte de CalCOFI.

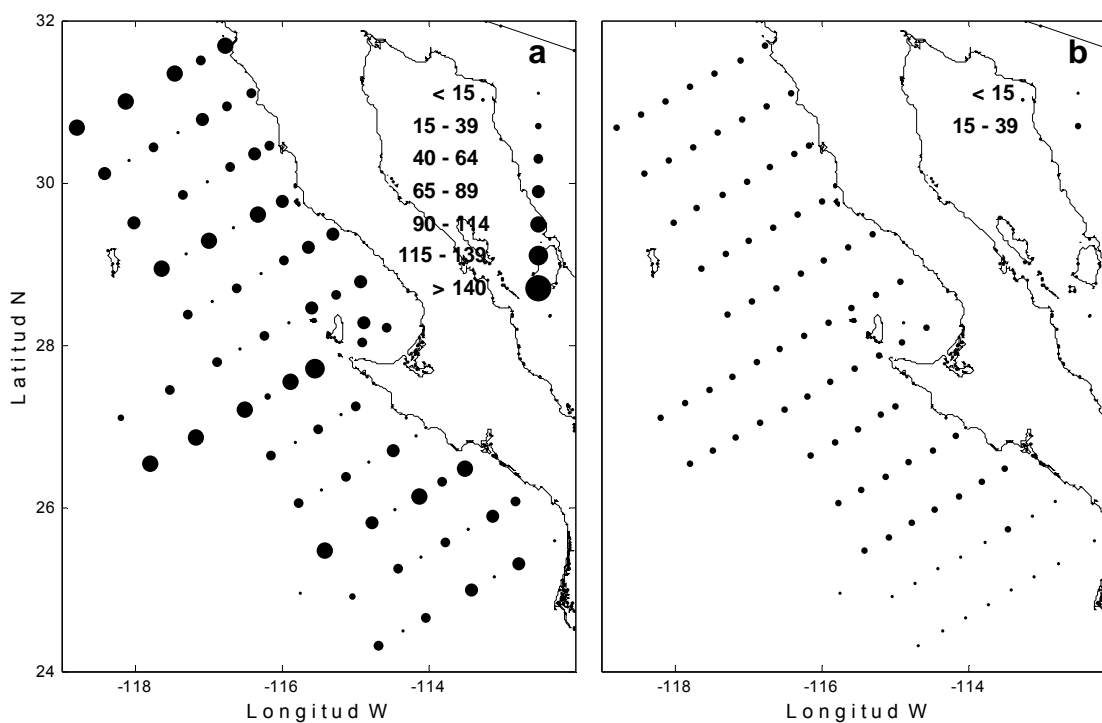


Figura 2.1 Número de ocupaciones de las estaciones oceanográficas de la región IMECOCAL para los períodos que comprenden: a) 1950-1978 (CalCOFI) y b) 1997-2004 (IMECOCAL).

## **2.2 Base de datos de esfuerzo del viento**

Con el fin de calcular el transporte de Ekman, se utilizó la climatología global del esfuerzo de viento, derivada de observaciones históricas (1870-1976), en los primeros 10 m de la columna de aire (Hellerman y Rosenstein, 1983). Originalmente los datos se encuentran a una resolución de  $2^\circ \times 2^\circ$  por lo que fueron interpolados a una escala de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  y así obtener el esfuerzo de viento cercano a las estaciones de la región IMECOCAL.

### **3. ANÁLISIS DE DATOS**

En el presente capítulo se describen los análisis realizados en el procesamiento de las bases de datos de temperatura y salinidad obtenidos por los programas CalCOFI e IMECOCAL. Se da una breve descripción de la aplicación de las funciones empíricas ortogonales (FEOs) en el estudio de la variabilidad de la temperatura, salinidad y velocidad geostrofica. Se describen también los cálculos efectuados para la obtención del transporte de volumen, de masa, de calor, contenido de calor y transporte de sal.

#### **3.1 Análisis preliminar**

Los datos de temperatura y salinidad en cada estación y cada crucero fueron interpolados para obtener 14 profundidades estándar (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400 y 500 m) en ambas bases de datos. Para cada estación y profundidad se formó una serie de tiempo y se eliminaron los datos que estaban por fuera de la media  $\pm 3$  desviaciones estándar. Aquellas estaciones cuya ocupación (muestreo) fue menor a 20 no fueron consideradas. Las series de tiempo resultantes fueron utilizadas para obtener la climatología.



### 3.2 Climatología

Para obtener el ciclo estacional de temperatura y salinidad se realizó un ajuste mediante mínimos cuadrados (análisis armónico), para cada estación y profundidad estándar de la región IMECOCAL.

El análisis armónico consiste en aproximar una serie en función de senos y cosenos a una serie de tiempo (Emery y Thomson, 2001). Para el caso de un ajuste con dos armónicos se tiene, el valor medio, el armónico anual ( $\omega_1=2\pi/365$  días) y el semianual ( $\omega_2=4\pi/365$  días). Se expresa como:

$$x(t) = x_0 + A_1 \cos(\omega_1 t) + B_1 \text{sen}(\omega_1 t) + A_2 \cos(\omega_2 t) + B_2 \text{sen}(\omega_2 t) \quad (3.1)$$

donde  $A_1$ ,  $B_1$  y  $A_2$ ,  $B_2$  son los coeficientes de las frecuencias anual y semianual, respectivamente y que se calculan por el método de mínimos cuadrados.  $x(t)$  representa el cambio de la temperatura o salinidad con respecto al tiempo y  $x_0$  es el valor medio.

### **3.3 Funciones empíricas ortogonales.**

Las funciones empíricas ortogonales describen de una manera compacta la variabilidad temporal y espacial de las series de tiempo en términos de funciones ortogonales o modos estadísticos. Se realizó este análisis a las series de tiempo de temperatura, salinidad y velocidad geostrofica que forman la caja de control (Fig. 1.1). Una descripción detallada de la metodología se puede encontrar en Emery y Thomson (2001).

### **3.4 Transporte de volumen, de masa, de calor, contenido de calor y transporte de sal.**

Para el cálculo del transporte de volumen, masa, calor y sal, se utilizó una caja control (Fig. 1.1). La caja control se encuentra delimitada horizontalmente al norte por la línea 100, al sur por la línea 123, al oeste por las estaciones 60 y al este por la costa. Verticalmente se limita por la superficie y los 500 m de profundidad. Se consideró esta profundidad por ser la que comúnmente se utiliza como nivel de no movimiento en el SCC (Hewitt, 1988). Las estaciones que forman la caja control son listadas en la tabla III, así como la distancia a la que se encuentran a lo largo de ella, a partir de la línea-estación 100.30 hasta la

123.42. Similar a lo realizado por Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001) la caja control se proyectó perpendicular a la costa (Fig. 3.1).

Tabla III. Localización y distancia de la línea-estación que definen la caja control.

Línea - Estación	Distancia desde la estación 100.30 (km)	Latitud (N)	Longitud (W)
100.30	0	31.680	116.770
100.35	37	31.510	117.110
100.40	74	31.350	117.450
100.45	111	31.180	117.780
100.50	148	31.010	118.120
100.55	184	30.850	118.450
100.60	222	30.680	118.790
103.60	295	30.110	118.410
107.60	371	29.520	118.020
110.60	444	28.950	117.640
113.60	517	28.380	117.270
117.60	593	27.790	116.880
120.60	666	27.220	116.510
123.60	739	26.650	116.148
123.55	775	26.817	115.827
123.50	812	26.983	115.505
123.45	849	27.150	115.183
123.42	871	27.250	113.990

Se utilizaron solamente los datos de los cruceros realizados por IMECOCAL, y sólo aquellos que tienen una mejor cobertura de muestreo en las líneas y estaciones que delimitan la caja control. Los 22 cruceros utilizados para el cálculo de los transportes, son los siguientes: 9801, 9807, 9809, 9901, 9903, 9908, 9910, 0001, 0004, 0007, 0010, 0101, 0106, 0110, 0201, 0204, 0207, 0210, 0301, 0304, 0307 y 0310.

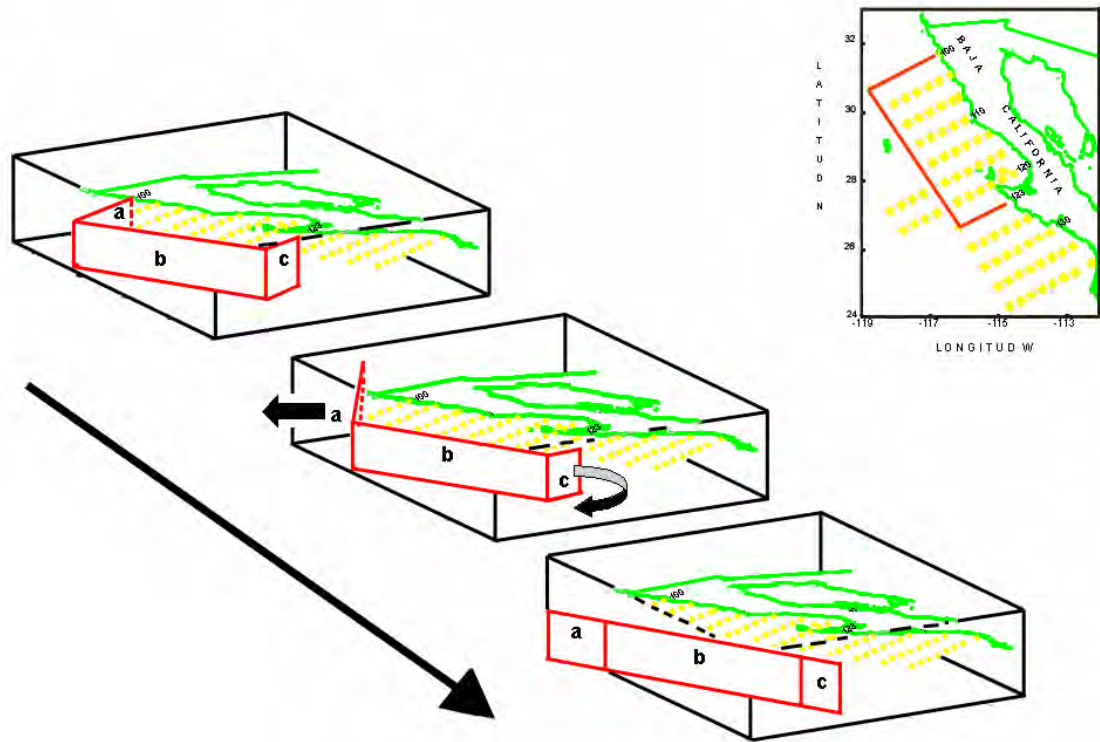


Figura 3.1 Caja control vista superficial. a) Cara norte formada por la línea 100, b) Cara oeste formada por las estaciones 60 y c) Cara sur formada por la línea 123.

### 3.4.1 Cálculo de transporte de volumen geostrofico y de Ekman

El transporte de volumen geostrofico ( $T_V$ ) a través de una sección de área se calcula como:

$$T_V = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 v_g dA, \quad (3.2)$$

donde  $E_1$ ,  $E_n$  son las estaciones 100.30 y 123.42, respectivamente,  $h$  es el nivel de referencia (500 m),  $v_g$  es la velocidad geostrófica y  $dA$  es un elemento de área de múltiples incrementos (áreas de influencia) a lo largo de la coordenada horizontal  $dx$  y la coordenada vertical  $dz$ .  $T_V$  se expresa en Sv (1 Sv =  $10^6$  m<sup>3</sup>/s).

El transporte de Ekman ( $T_{Ek}$ ) esta dado por:

$$T_{Ek} = \left( \frac{+\tau^y}{\rho_m f}, \frac{-\tau^x}{\rho_m f} \right) \quad (3.3)$$

donde  $\tau^x$  y  $\tau^y$  es el esfuerzo del viento en la dirección E-W y N-S, respectivamente,  $\rho_m=1026$  kg m<sup>-3</sup> es la densidad del agua y  $f$  es el parámetro local de Coriolis.

El transporte de Ekman se calculó a partir de la climatología de esfuerzo del viento de Hellerman y Rosenstein (1983). Se obtuvo la componente del esfuerzo del viento paralela a la cara de la caja control, con la cual se obtuvo un transporte de Ekman normal a esta. Se integró hasta una profundidad de 35 m como lo sugieren Chereskin (1995) y Bograd *et al.* (2001).

### 3.4.2 Cálculo de transporte de masa y de calor

El transporte de masa puede ser calculado como la integral de área de la densidad *in situ* por la velocidad geostrófica a lo largo de cada sección. El transporte de masa ( $Tm$ ) igual a cero a lo largo de una sección cerrada en un volumen de control se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$Tm = \oint \rho v_g dA = 0 \quad (3.4)$$

donde  $\rho$  es la densidad *in situ* ( $\rho = \rho(P, S, T)$ ). Para cumplir la condición de masa igual a cero, fue necesario modificar la velocidad geostrófica utilizada para los cálculos de flujo de masa y de calor. Se eligió el método propuesto por Ochoa y Bray (1991), en donde se suma una constante ( $c$ ) a la velocidad geostrófica. La constante  $c$  es la velocidad neta que existe en el nivel de referencia en toda la sección.

Sustituyendo en la ecuación 3.4, se obtiene:

$$\int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho (v_g + c) dA = 0 \quad (3.5)$$

La constante  $c$  queda expresada como:

$$c = \frac{-\int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho v_g dA}{\int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \rho dA} \quad (3.6)$$

El cálculo del transporte de calor ( $T_c$ ) en base a mediciones hidrográficas se obtiene como (Bacon y Fofonoff, 1996)

$$T_c = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \theta \rho C_p v dA \quad (3.7)$$

donde  $\theta$  es la temperatura potencial ( $\theta = \theta(P, T, S, P_{ref} = 0)$ ),  $C_p$  es el calor específico del agua de mar calculado en la superficie ( $C_p = C_p[0, \theta(P, T, S, P_{ref} = 0)]$ ),  $v$  es la velocidad geostrofica modificada a transporte de masa igual a cero a través de una sección de área. Las unidades de  $T_c$  son Watts ( $J s^{-1}$ ).

### 3.4.3 Contenido de calor.

El contenido de calor  $H(x, t)$  para cada crucero, fue calculado mediante la siguiente ecuación:

$$H(x, t) = \int_V \rho C_p T(x, z, t) dV \quad (3.8)$$

donde  $T(x,z,t)$  es el perfil de temperatura obtenido en cada lance hidrográfico y  $dV$  es un elemento de volumen de múltiples incrementos a lo largo de la coordenada  $dx$ ,  $dy$  y  $dz$ . El contenido de calor tiene unidades de Joules (J).

### 3.4.4 Cálculo de transporte de sal

El transporte de sal ( $T_s$ ) a través de una sección se calcula como:

$$T_s = \int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 S \rho v dA \quad (3.9)$$

donde  $S$  es la salinidad,  $v$  es la velocidad geostrofica modificada a transporte de masa igual a cero.  $T_s$  se expresa en unidades de kilogramo de sal por segundo ( $\text{kg s}^{-1}$ ).

El exceso de evaporación sobre precipitación en la caja, se obtiene al multiplicar la ecuación 3.5 por la salinidad promedio ( $S_0$ ) y sustraer la ecuación 3.9,

$$P - E = -\frac{1}{S_0} \int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 (S - S_0) \rho v dA \quad (3.10)$$



## 4. RESULTADOS

En este capítulo se presenta el análisis de los resultados obtenidos mediante el análisis descrito anteriormente. El capítulo se divide en dos secciones. La primera comprende la climatología vertical y horizontal de temperatura, salinidad y de las alturas dinámicas (0/500 dbar y 200/500 dbar) para la región de estudio. La segunda los aspectos dinámicos y termodinámicos del área que abarca la caja control, que incluye una descripción de la climatología de la temperatura y salinidad sobre el borde de la caja, así como la descripción de las densidades y velocidades geostróficas derivadas de estas. Se incluye además el análisis de las funciones empíricas ortogonales de las variables ya mencionadas. La parte termodinámica comprende el análisis de los resultados obtenidos en los cálculos de transportes de volumen geostrófico, de Ekman, de calor, contenido de calor y transporte de sal.

### 4.1 Climatología

La climatología obtenida por Lynn *et al.* (1982) para la región oceánica frente a Baja California fue calculada con datos hidrográficos del período 1950-1978, esto es, durante un período frío o polaridad negativa del ODP entre 1947 y 1976 (Mantua *et al.*, 1997). Los datos del programa IMECOCAL, obtenidos desde el

año 1997 corresponden con una fase diferente de la ODP (Bograd *et al.*, 2000). Por lo tanto, no se conoce con exactitud si los datos recientes (IMECOCAL) pueden ser directamente comparables con promedios históricos. Con el fin de determinar si esta comparación es adecuada, esta sección compara la climatología ya existente (Lynn *et al.*, 1982) con una obtenida a partir de datos recientes (IMECOCAL). La climatología de temperatura y salinidad se obtuvo mediante análisis armónico (que propiamente debe ser llamado ciclo estacional climatológico), usando las componentes anual y semianual. Se realizó una comparación con la climatología de temperatura y de salinidad obtenida por Lynn *et al.* (1982).

Primeramente, se comparan dos métodos para obtener el comportamiento estacional de la temperatura y la salinidad frente a Baja California de la base de datos de 1950-1978, uno por medio de promedios aritméticos (climatología) utilizado por Lynn *et al.* (1982) y el otro por análisis armónico con los datos de CalCOFI (se referirá a esto como climatología CalCOFI). La ventaja de aplicar el método de análisis armónico sobre los promedios aritméticos, es que se tiene la posibilidad de obtener los promedios climatológicos para los meses en los cuales no se realizaron muestreos. En el análisis armónico sólo se consideran dos frecuencias, mientras que en los promedios aritméticos se encuentran otras frecuencias.

Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) entre la climatología CalCOFI y la climatología de Lynn *et al.* (1982) obtenidas por ambos métodos.

Se refiere con lo anterior a,

$$r_{z,t} = \frac{s_{LC}^2}{s_L s_C}$$

donde,  $r_{z,t}$  es el coeficiente de correlación de Pearson para cada profundidad estándar ( $z$ ) en determinado mes ( $t$ ),  $s_L$  y  $s_C$  son las desviaciones de la temperatura o la salinidad de cada climatología.

Los resultados muestran que para el campo de temperatura (Fig. 4.1a) el coeficiente  $r_{z,t} > 0.92$ . La correlación de la salinidad presenta el mismo valor (Fig. 4.1b), excepto para salinidad a 125 m de profundidad correspondiente al mes de abril ( $r \sim 0.8$ ). Un análisis de  $t$  student ( $P < 0.05$ ), indica que existen diferencias significativas entre las dos climatologías en temperatura durante el mes de enero a 500 m de profundidad, y en julio a 0, 10 y 20 m. En salinidad no se observaron diferencias significativas. Estos resultados muestran, que al usar dos armónicos se reproduce satisfactoriamente la climatología de Lynn *et al.* (1982) y por lo tanto, el comportamiento de la temperatura y salinidad en la región IMECOCAL. En adelante solamente se considera el uso de armónicos para el cálculo de la climatología.

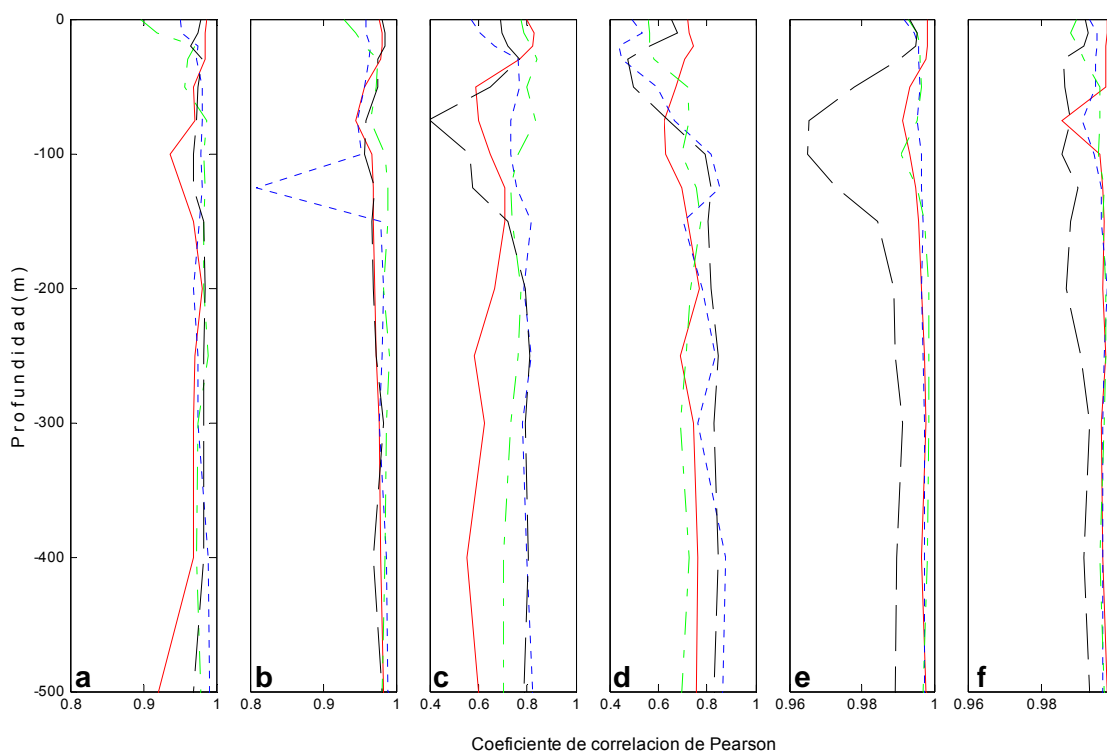


Figura 4.1. Coeficiente de correlación de Pearson entre climatología Lynn y climatología CalCOFI a) temperatura, b) salinidad, entre climatología CalCOFI e IMECOCAL c) temperatura, d) salinidad, entre climatología CalCOFI y CalCOFI-IMECOCAL e) temperatura y f) salinidad. La línea roja (-) representa el mes de enero, azul (:) – abril, verde (-.) – julio y negra (--) – octubre. El eje de los coeficientes de correlación tiene diferente escala.

La climatología obtenida con la base de datos IMECOCAL (climatología IMECOCAL), se obtuvo a partir de datos hidrográficos en el período que abarca de octubre de 1997 a enero de 2004. Esta climatología se comparó con la CalCOFI obtenida por análisis armónico con datos del programa IMECOCAL.

Las correlaciones entre las climatologías CalCOFI e IMECOCAL (Figs. 4.1c y 4.1d), muestran que los valores de  $r_{z,t}$  varían entre 0.4 y 0.84. La prueba  $t$

*student* ( $P < 0.05$ ) indica que existen diferencias significativas en ambos campos. Además de las diferencias debidas a la longitud de las series de tiempo, esto se puede atribuir principalmente a que la climatología IMECOCAL incluye diferentes eventos interanuales (EN-LN). EN coincide con dos cruceros (9709 y 9801), mientras que LN, se presentó de agosto de 1998 a abril de 2001 (33 meses, Durazo *et al.*, 2001) coincide con aproximadamente 11 cruceros.

La climatología IMECOCAL muestra el comportamiento del SCC en condiciones de una alta movilidad interanual, esto es de los 25 cruceros utilizados para su obtención, 14 de ellos (el 56%) se realizaron durante eventos EN/LN. Por lo tanto, no sería muy conveniente utilizar la climatología IMECOCAL para obtener las anomalías de temperatura y salinidad en la región sur del SCC, y utilizarse como hasta el momento ha sido usada la climatología de Lynn *et al.* (1982). Debido a la discrepancia estadística y a que la base de datos IMECOCAL aún no es tan robusta para ser usada como tal, se decidió realizar una fusión entre las bases de datos CalCOFI e IMECOCAL, con el fin de identificar si se presentan diferencias significativas al añadirle a la climatología CalCOFI, datos del nuevo régimen.

La climatología CalCOFI-IMECOCAL se obtuvo a partir de una base de datos compuesta (base de datos de CalCOFI 1950-1978 + base de datos de IMECOCAL 1997-2004), para completar una serie de tiempo de 34 años. Existe

un período de 17 años (de 1979 a 1996) donde no se realizaron campañas oceanográficas frente a la costa de Baja California.

El coeficiente de correlación de Pearson entre las climatologías CalCOFI y CALCOFI-IMECOCAL en los campos de temperatura y salinidad (Figs. 4.1e y 4.1f, respectivamente), muestran valores de  $0.96 < r_{z,t} > 0.99$ . La prueba *t student* ( $P < 0.05$ ), indica que no existen diferencias significativas entre ambas climatologías. La serie de tiempo de 34 años presenta una alta correlación, con esto se tiene una climatología representativa de la región IMECOCAL.

Los resultados indican que no hay diferencias significativas, si los datos hidrográficos recientes se comparan a una climatología de período frío (CalCOFI, 1950-1978) o a la misma climatología actualizada (CalCOFI + IMECOCAL). Sin embargo, es importante resaltar que la climatología de Lynn *et al.* (1982) para la región IMECOCAL está formada por sólo 23 estaciones, localizadas principalmente sobre las líneas cardinales 100, 110, 120 y 130 (línea continua, Fig. 1.1), mientras que la obtenida aquí (CalCOFI-IMECOCAL) se encuentra formada por 60 de 91 estaciones que comprenden la región IMECOCAL. La ventaja es que permite obtener los promedios en aquellas estaciones donde el muestreo de CalCOFI fue muy pobre en el período 1950-1978.

### **4.1.1 Climatología CalCOFI-IMECOCAL.**

A continuación se presenta una descripción detallada de los resultados obtenidos en la climatología CalCOFI-IMECOCAL. Se incluyen mapas de altura dinámica, diagramas T-S, distribuciones vertical y horizontal de temperatura y salinidad.

#### **4.1.1.1 Alturas dinámicas**

El flujo geostrófico del área IMECOCAL se muestra en la figura 4.2 y 4.3 como contornos de altura dinámica integrada sobre la columna de agua a 0 y 200 dbar, ambos con nivel de referencia de 500 dbar.

El flujo superficial (Fig. 4.2) es en promedio hacia el ecuador (CC). Con la excepción de la zona costera frente a Punta Eugenia, no se observa una presencia clara de flujos costeros hacia el polo (CcSs). La estructura de mesoescala es casi inexistente en el mes de abril, asociada con los fuertes vientos en esa época (Reid *et al.*, 1958; Soto-Mardones *et. al.*, 2004), pero si se presenta en las otras tres estaciones. El flujo es mas intenso (mayor pendiente zonal) en abril y julio y más débil en enero. Igualmente durante estos meses se registran cerca de la costa las menores alturas de la superficie asociadas con

aguas de surgencias. El máximo de alturas dinámicas se observa en octubre, así como la presencia de meandros y remolinos. En octubre también es la época en la cual el contenido de calor es máximo (ver sección 4.4.2).

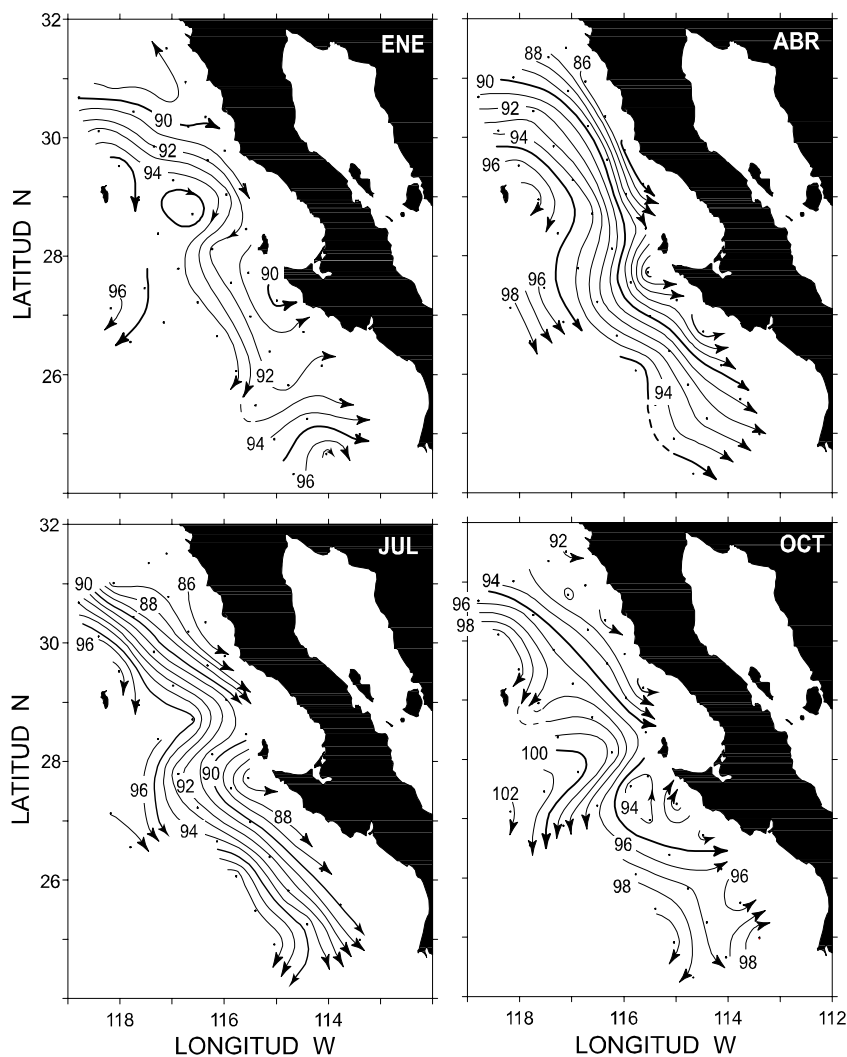


Figura 4.2. Altura dinámica en la superficie del mar relativo a 500 dbar. Intervalo de contornos de 1 cm din (1 cm din = 0.01 J kg<sup>-1</sup>). La dirección de la corriente está indicada por las flechas.



A los 200 m de profundidad (Fig. 4.3), es clara la presencia de flujos hacia el polo, con excepción de primavera. Durante esta época, los vientos generan un forzamiento que genera corrientes hacia el sur, aparentemente en toda la columna de agua. El flujo hacia el polo se ve interrumpido por la presencia prominente de Punta Eugenia. Durante enero y julio se ve la manifestación profunda del giro del sur de California.

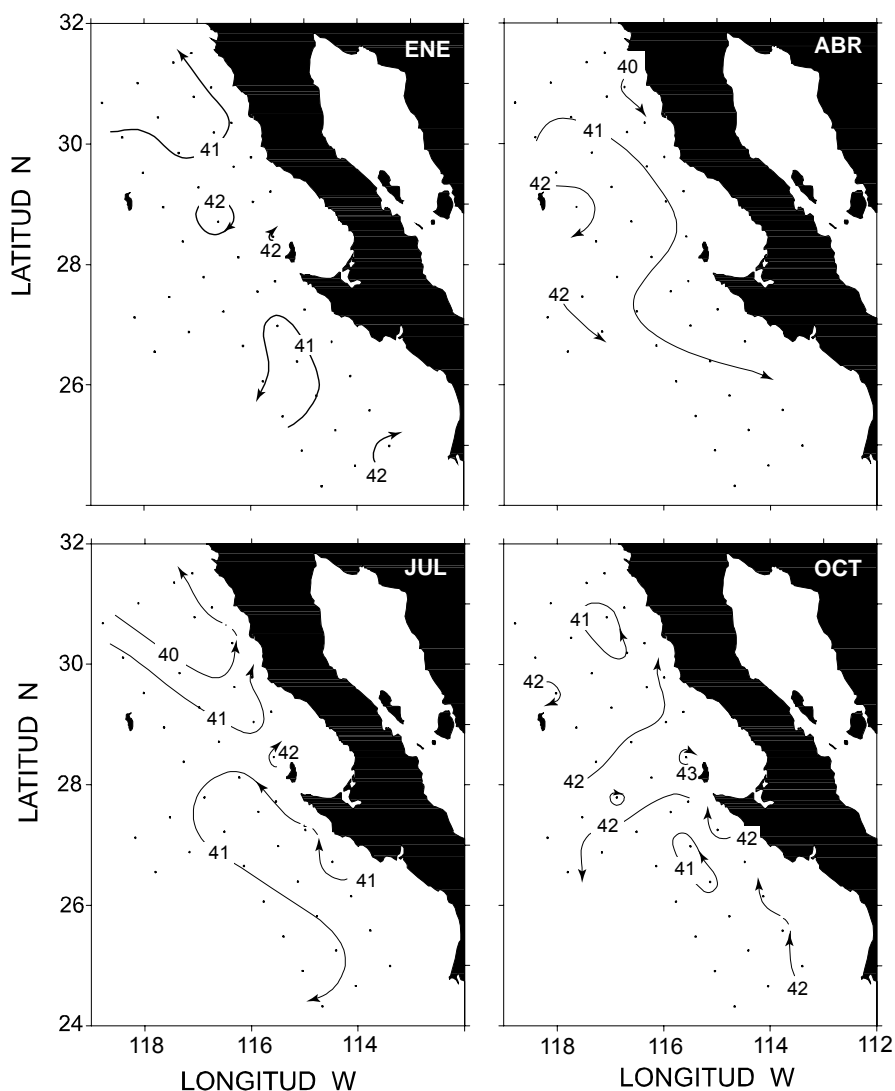


Figura 4.3. *idem* figura 4.2 para 200/500 dbar

#### 4.1.1.2 Características de las masas de agua

Las características termohalinas de las masas de agua que se encuentran presentes en el sur del SCC se muestran en los diagramas T-S de la figura 4.4, en donde la barra de color indica la latitud. De acuerdo a los rangos definidos por Durazo y Baumgartner (2002) se identifican tres masas de aguas predominantes, el Agua Subártica (ASA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) y Agua Transicional (ATr). El ATr es un agua de transición entre el ASA y el Agua Subtropical Superficial (AStS) en la región sur, y en algunos casos con el Agua Tropical Superficial (ATS).

La distribución de los pares temperatura y salinidad muestra una dominancia del ASA en latitudes arriba de los 28° N. Los mínimos relativos de temperatura y salinidad ( $T \sim 11^\circ \text{C}$ ,  $S \sim 33.5$ ) asociados con el ASA ( $\sigma_t > 26$ ) se encuentran en abril (Fig. 4.4b). Durante abril y julio (Figs. 4.4b y 4.4c), las aguas superficiales ( $\sigma_t > 26$ ) muestran una casi total dominancia de ASA en toda la región IMECOCAL. Esto puede ser atribuido, a un máximo en el esfuerzo del viento que ocasiona también un mayor acarreo de aguas del norte hacia el sur (Vélez, 1981) y puede ser el factor principal en hacer que la contribución del ASA llegue a latitudes de 24° N. En la superficie ( $\sigma_t > 25$ ) el ATr se manifiesta principalmente en enero y octubre (Figs. 4.4a y 4.4c, respectivamente) asociada a estaciones hidrográficas localizadas debajo de los 28° N. En enero, la presencia de ATr

parece estar asociada con la circulación ciclónica en el Golfo de Ulloa durante este mes, y no necesariamente con una intrusión de AStS. En octubre, el ATr muestra una contribución mayor, e incluso, indicios de la presencia de ATS y/o AStS hasta por arriba de los  $28^{\circ}$  N. La circulación superficial durante este mes parece indicar que las aguas costeras son transportadas por la circulación hacia el polo inducida por giros frente a Punta Eugenia (ver Fig. 4.2).

El máximo relativo subsuperficial de salinidad alrededor de  $\sigma_t \sim 26.5$  indica la presencia de la AESs. El mecanismo principal del ingreso hacia el norte de la masa de AESs es la CcSs (Hickey, 1979). Durante el mes de octubre (figura 4.4d) se observa el máximo de temperatura y salinidad sobre la isopícnica de 26.5. Este mínimo ocurre entre los  $24^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N, es entre estas latitudes donde se observa un flujo hacia el polo cercano a la costa (ver Fig. 4.3). El hecho de que el máximo de temperatura y salinidad ocurra en octubre sugiere que durante el otoño ocurre la intensificación del flujo de la CcSs. Como lo indica la figura 4.3, este no parece ser el caso. Sin embargo, es posible que el núcleo del AESs se mueva estacionalmente en la vertical y los flujos mostrados en la figura 4.2 y 4.3 no representen adecuadamente el núcleo de la CcSs. En latitudes arriba de  $28^{\circ}$  N el núcleo del AESs se ve reducido (menor inflexión en  $26.4 < \sigma_t < 26.2$ ).

No se observan evidencias de la AS<sub>Ts</sub>, sólo en el mes de octubre (Fig. 4.4d) hay una tendencia a valores que se encuentran dentro de su rango. La intrusión de esta agua a la región de IMECOCAL se ha observado en eventos interanuales como EN de 1997-1998 por Durazo y Baumgartner (2002).

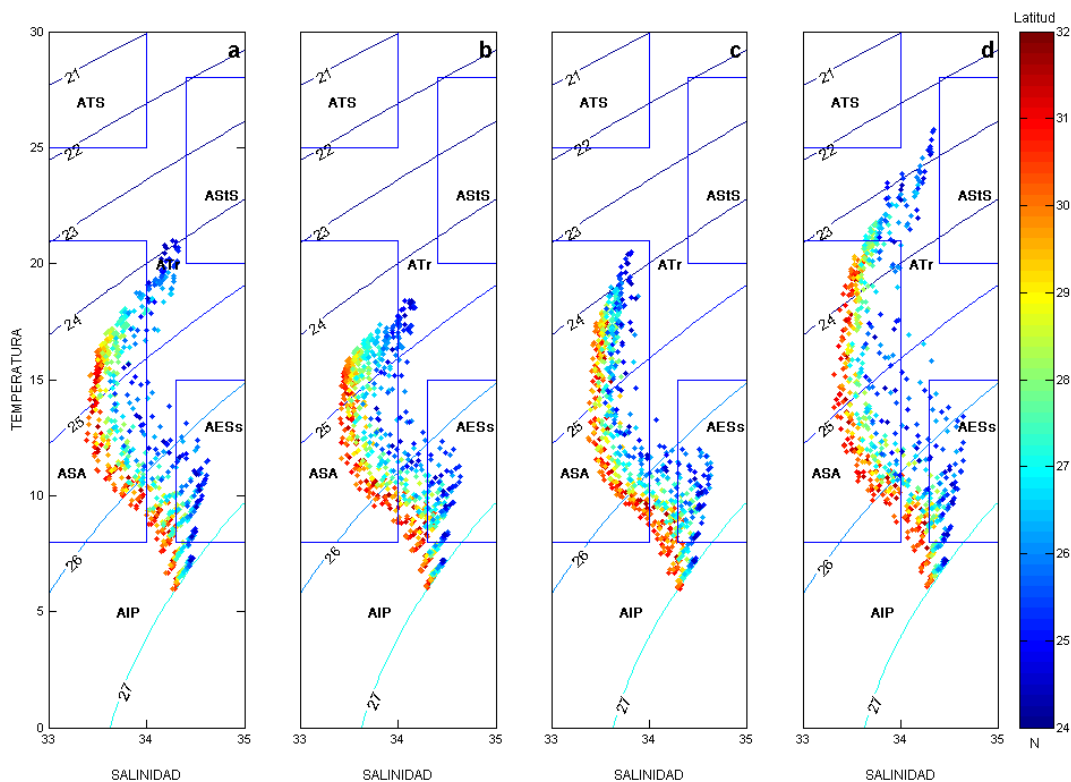


Figura 4.4 Diagramas T-S climatológicos del mes de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Agua Tropical Superficial (ATS), Agua Subtropical Superficial (AS<sub>Ts</sub>), Agua Subtropical (ASIS), Agua Transicional (ATr), Agua Subártica (ASA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP). La barra de colores indica la latitud de los datos. Rangos tomados de Durazo y Baumgartner (2002).

#### 4.1.1.3 Estructura vertical de temperatura y salinidad.

En esta sección se presenta la estructura vertical climatológica de temperatura y salinidad (Figs. 4.5 y 4.6, respectivamente) de las líneas 100, 110, 120 y 130 (línea continua, Fig. 1.1), para los meses de enero, abril, julio y octubre.

Las estructura de temperatura en las cuatro líneas muestra que la estratificación vertical es máxima en octubre (Fig. 4.5d) y mínima en enero (Fig. 4.5a). Los mínimos de temperatura se encuentran en abril (Fig. 4.5b) y los máximos en octubre (Fig. 4.5d). El aumento de temperatura es evidente de norte a sur (línea 100 a línea 130), debido al intercambio energético océano atmósfera típico en estas latitudes (Vélez, 1981).

La pendiente de las isotermas en los primeros 150 m de profundidad indica un flujo hacia el Ecuador, se puede corroborar con la figura 4.2 de las alturas dinámicas. En enero (Fig. 4.5a) y octubre (Fig. 4.5d), dicho comportamiento se encuentra a una menor profundidad (~80 m) y más cerca de la costa en las líneas 100 y 130, mientras en las líneas 110 y 120 se observa a una mayor profundidad (~120 m) y más alejado de la costa. El aumento en la profundidad puede ser por un balance dinámico en que el ASA es de mayor densidad que el ATr y AStS y se introduce por debajo de ellas. En abril (Fig. 4.5b) y julio (Fig. 4.5c) la pendiente de las isotermas cercana a la costa es más pronunciada e

indica eventos de surgencias debido al patrón de vientos que se presentan en esta región, principalmente en abril (Reid *et al.*, 1958, Soto-Mardones *et. al.*, 2004). Durante esta época, el centro de alta presión se mueve hacia el este, y las isobaras son paralelas a la costa, lo cual provoca un flujo hacia afuera de la costa por transporte de Ekman y se presentan eventos de surgencias. Los mapas de alturas dinámicas muestran en estos meses (abril y julio) una menor altura dinámica cerca de la costa asociado a lo antes ya mencionado (Fig. 4.2).

Por debajo de los 100 m de profundidad las isotermas muestran una pendiente negativa cerca de la costa que indica un flujo hacia el polo. Este flujo hacia el polo casi siempre se encuentra presente, en todas las líneas y meses, con excepción de la línea 110 en el mes de abril y aparentemente en la línea 120 y 130 (Fig. 4.5b). Sin embargo, para el mes de abril se presenta únicamente flujo hacia el ecuador (ver Fig. 4.3), aquí se debe considerar que en las últimas líneas los lances sobre el quiebre de la plataforma no llegan hasta los 500 m y por tanto, no es posible el cálculo geostrofico de la forma que se ha definido. El flujo se intensifica en julio (Fig. 4.5c), es decir, se observa una mayor pendiente y en el mes de octubre en la línea 100 (Fig. 4.5d). La intensificación puede ser un producto del giro ciclónico del sur de California, que es más intenso y acarrea no solo las aguas superficiales al norte sino también las subsuperficiales (Lynn y Simpson, 1987).

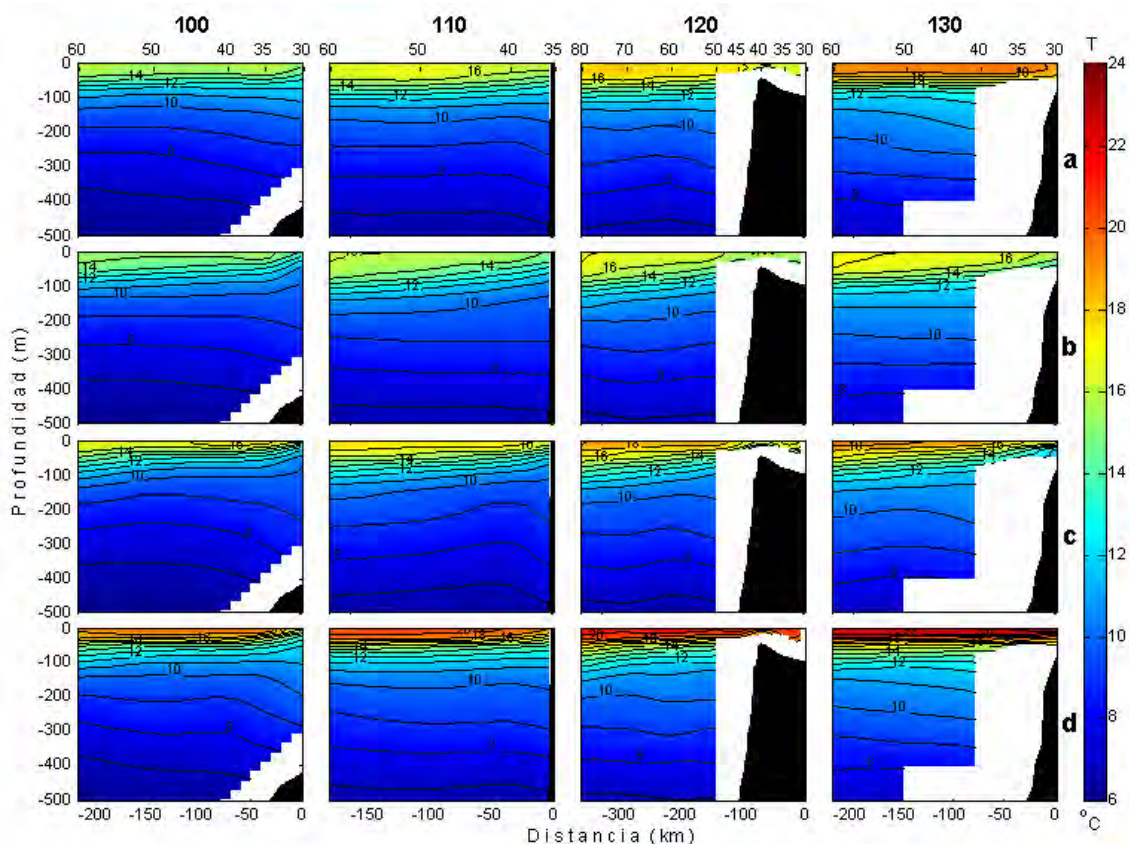


Figura 4.5 Estructura vertical climatológica de la temperatura de las líneas 100, 110, 120 y 130, para los meses de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La estructura vertical de salinidad está determinada por la distribución de tres masas de agua, como se mostró en los diagramas T-S (Fig. 4.4). El agua con salinidad menor que 34 está influenciada por el ASA, la cual se encuentran hasta una profundidad de  $\sim 200$  m. El mínimo de salinidad ( $S \sim 33.6$ ) se encuentra siempre debajo de la superficie, principalmente en abril y julio debido a un mayor aporte de agua subártica (Figs. 4.6a y 4.6c, ver Fig. 4.2). Además, en estos meses las isohalinas parecen presentar una pendiente positiva más pronunciada. En los meses de enero y octubre (Fig. 4.6a y 4.6d), se observa un

núcleo salino cerca de la costa en la línea 130, asociado a la influencia del ATr, que entra por encima del ASA. Sin embargo, en los mapas de alturas dinámicas de 200/500 dbar no se observa un flujo hacia el polo (Fig. 4.3), lo cual sugiere que este núcleo salino puede estar asociado a el giro de Punta Eugenia.

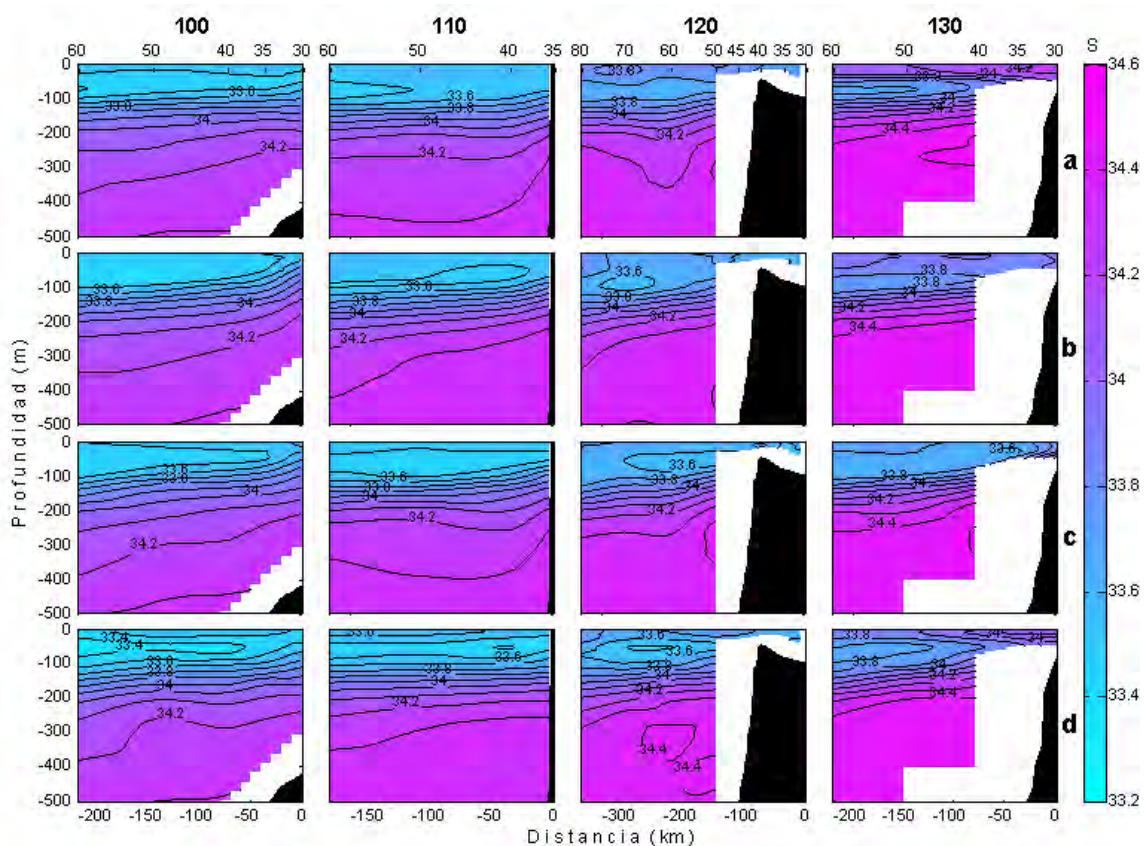


Figura 4.6. *idem* figura 4.5 para salinidad.

Por debajo de la isohalina de 34.3 ( $\sigma_t \sim 26.3$ ) se observa la influencia de la AESs, o la CcSs, una corriente hacia el polo con alta salinidad ( $S > 34.3$ ) (Durazo y Baumgartner, 2002). De acuerdo a esta característica la CcSs, se observa en la



línea 130 debajo de ~200 m de profundidad. Conforme se desplaza hacia el norte se hunde y es casi nula en la línea 100. Lo anterior puede estar relacionado con el flujo hacia el polo debido a la manifestación profunda del giro del sur de California (Fig. 4.3), que provoca que la CcSs sea más profunda. En octubre (Fig. 4.6d) se observa en la línea 120 entre los 300 y 500 m de profundidad dos núcleos bien definidos cerca de la plataforma con una salinidad de 34.4.

#### **4.1.1.4 Estructura horizontal de temperatura y salinidad.**

En esta sección se presentan la estructura horizontal climatológica de la temperatura (Fig. 4.7) y de la salinidad (Fig. 4.8) en el área de IMECOCAL para los meses de enero, abril, julio y octubre, y para las profundidades de 0, 50 100 y 200 m.

La estructura de temperatura superficial presenta un ciclo anual con máximos en octubre (18°-25° C, Fig. 4.7d) y mínimos en abril (14°-18° C, Fig. 4.7b). Durante enero y octubre (Figs. 4.7a y 4.7d) las isotermas superficiales tienden a ser perpendiculares a la costa en la región al sur de Punta Eugenia. En abril y julio (Figs. 4.7b y 4.7c, respectivamente), la influencia del viento es mucho mayor, lo cual provoca surgencias y por ello las isotermas se observan

paralelas a la costa. Las diferencias en las isotermas se debe a la formación de meandros y remolinos en enero y octubre, además de la intrusión de agua proveniente del sur y suroeste; en abril y julio la formación de meandros y remolinos es imperceptible (ver Fig. 4.2). En la profundidad de 50 m son evidentes los eventos de surgencias costeras, las cuales son más intensas en la región norte en abril ( $30^{\circ}$ - $32^{\circ}$  N, Fig. 4.7b) y julio (Fig. 4.7c). En estos mismos meses a una profundidad de 100 m, al igual que en 50 m la distribución de las isotermas son casi paralelas a la costa. En la profundidad de 200 m las temperaturas se encuentran entre  $9^{\circ}$  C a  $11^{\circ}$  C, de acuerdo a las características de las masas de agua, que influyen en esta. La isoterma de mínima temperatura puede estar asociadas al flujo hacia el polo, el cual parece estar relacionado con el giro del sur de California (ver Fig. 4.3), excepto en abril que es una intrusión de la CC.

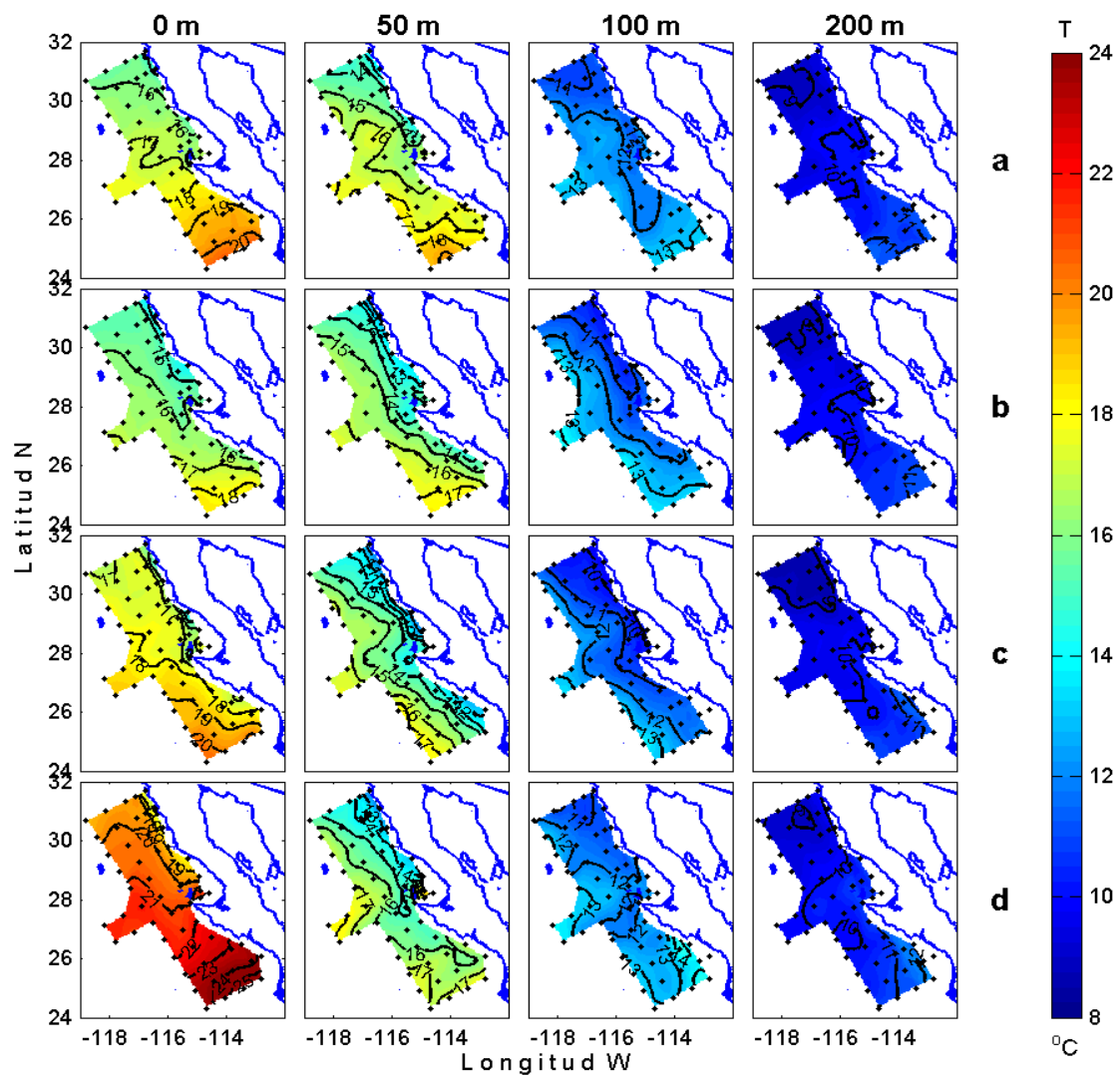


Figura 4.7 Estructura horizontal climatológica de temperatura a 0, 50, 100 y 200 m de los meses de a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre

La salinidad superficial aumenta de norte a sur de  $\sim 33.6$  a salinidades mayores de 34. Los valores mínimos de salinidad se observan en julio (Fig. 4.8d) en toda el área de estudio, lo cual sugiere el dominio de la masa de ASA para este mes. En la profundidad de 50 m se observa en las cuatro estaciones, la intrusión de un mínimo de salinidad ( $S < 33.6$ ) que sugiere la posición del núcleo de la CC en esta profundidad; es en julio cuando se observa la mayor intrusión (Fig. 4.8c). Las isohalinas a esta profundidad se observan paralelas cerca de la costa frente a Ensenada, en abril (Fig. 4.8b) y en toda la costa en julio (Fig. 4.8c), distribución similar a la de temperatura, lo cual se asocia a eventos de surgencias. A una profundidad de 100 m, se observa el mínimo de salinidad ( $S \sim 33.5$ ) fuera de la costa, principalmente de enero hasta abril. En la profundidad de 200 m hay un aumento en salinidad en toda la región, asociado con las aguas más salinas provenientes del Ecuador. Los máximos de salinidad ( $S > 34.3$ ) se observan en la región sur ( $24^\circ$ - $28^\circ$  N) cerca de la costa, lo cual es una evidencia de la intrusión de AESs. Lo anterior es congruente con el flujo hacia el polo que aproximadamente se desvía hacia la izquierda por arriba de los  $27^\circ$  N (ver Fig. 4.3).

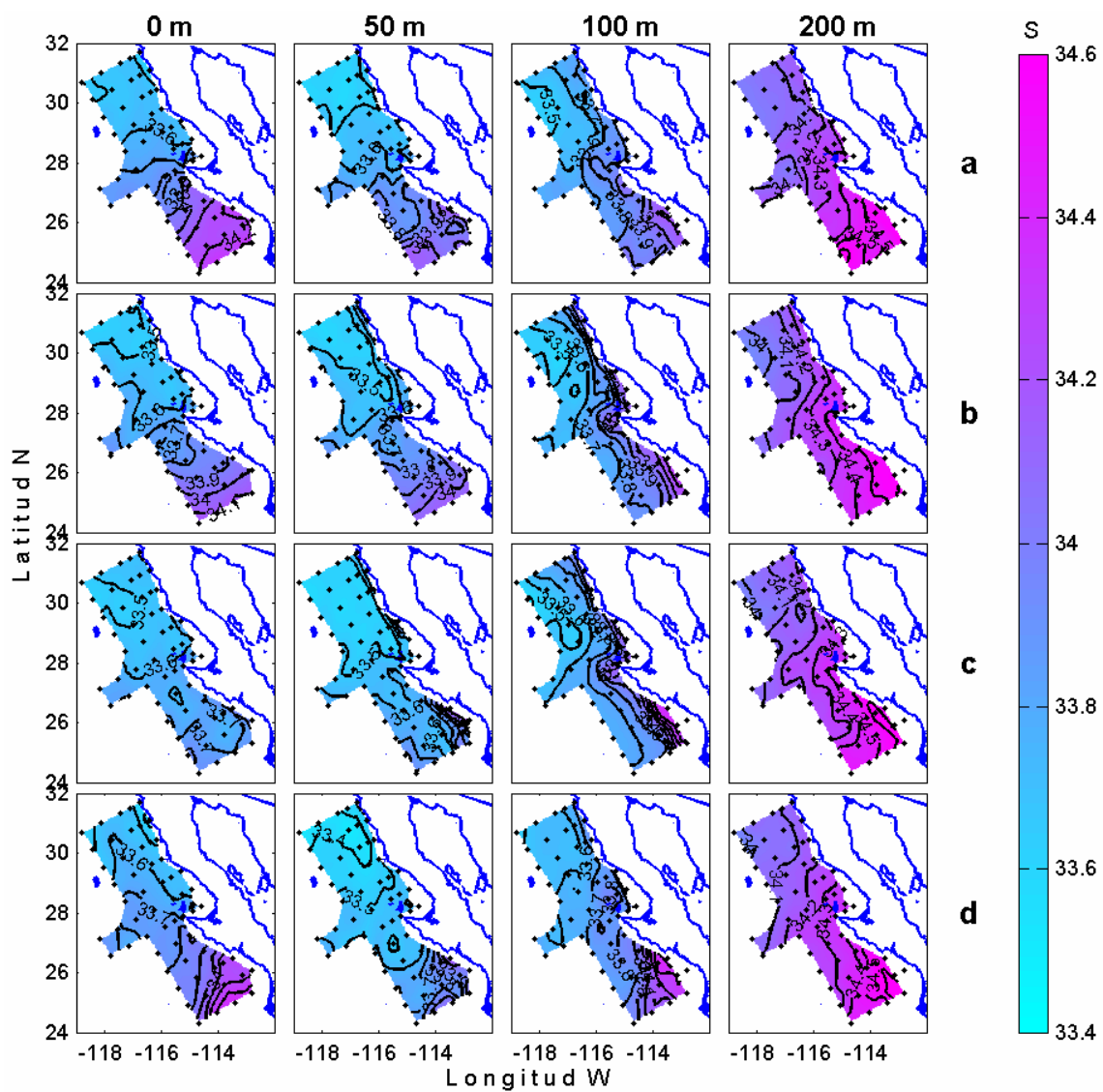


Figura 4.8 *ídem* figura 4.7 para salinidad.

## **4.2 Climatología CalCOFI-IMECOCAL de temperatura, salinidad, densidad y velocidad geostrófica de la caja control.**

La climatología CalCOFI-IMECOCAL muestra la variabilidad en corrientes y masas de agua que comprenden el sur del SCC frente a las costas de la península de Baja California ( $24^{\circ}$  -  $32^{\circ}$  N). Por tal motivo, en esta sección se presentan los valores climatológicos de temperatura y salinidad sobre el borde de la caja control (Figs. 4.9 y 4.10, respectivamente) para describir su distribución. Se muestra también la velocidad geostrófica y densidad (Fig. 4.11) obtenidas a partir de los valores climatológicos de temperatura y salinidad.

La temperatura superficial mínima se observa en abril entre la estación 100.30 y 100.60 (Fig. 4.9b), mientras que la temperatura máxima se encuentra en octubre entre la estación 113.60 y 123.42 (Fig. 4.9d), que se puede constatar en los diagramas T-S (Fig. 4.4).

Se distinguen dos capas a lo largo de la caja control. La primera entre la superficie y ~200 m, y la segunda entre los 200 m y 500 m de profundidad. El comportamiento de las isotermas en la primera capa (superficie a ~200 m), se describe a continuación. Las isotermas sobre la línea 100 (100.30 a 100.60) muestran una pendiente positiva entre la estación 100.30 y 100.35, que indica un flujo hacia el sur (ver Fig. 4.2). En abril (Fig. 4.9b), durante la época de

surgencias se observa la mayor pendiente (0.81) cerca de la costa, mientras que la pendiente mínima (0.33) ocurre en enero (Fig. 4.9a). Sobre la línea 123 (123.60 a 123.42) las isotermas muestran también una pendiente positiva, aunque menos pronunciada que la observada en la línea 100. Al igual que en la línea 100 la máxima pendiente (0.21) ocurre en abril. Las diferencias en las magnitudes de las pendientes se ven reflejadas en las alturas dinámicas (Fig. 4.2), estas son menores en la línea 100 que en la 123. En el borde formado por las estaciones 60 (100.60 a 123.60) las isotermas tiene forma de domo (anticiclónico), mas claro en el mes de octubre.

A partir de una profundidad entre ~200 m y 500 m las isotermas tienen una pendiente negativa tanto en la línea 100 como en la 123, lo cual induce un flujo hacia fuera (adentro) de la caja en la línea 100 (123). De acuerdo a los mapas de alturas dinámicas subsuperficiales, este flujo hacia el polo esta asociado en la línea 100 al giro del sur de California y en la 123 a la CcSs (Fig. 4.3). Al igual que en la capa superficial, la pendiente negativa sobre las líneas 100 y 123 es máxima (0.54 y 0.33, respectivamente) en abril. Sin embargo, no se presentan evidencias de un flujo hacia el polo en este mes (ver Fig. 4.3). En el borde formado por las estaciones 60 (100.60 a 123.60) se observa una pendiente negativa en los cuatro estaciones del año.

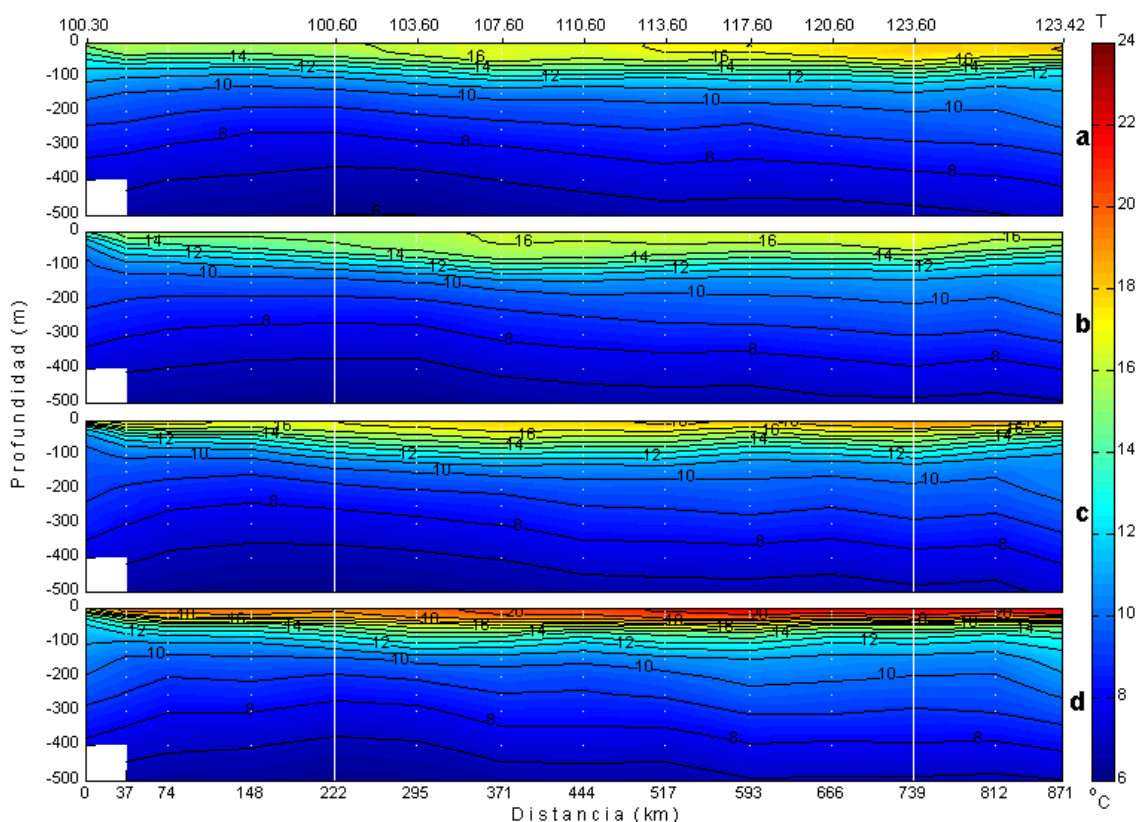


Figura 4.9 Climatología de temperatura de caja control a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Los números en la parte superior representan la línea-estación. Las líneas verticales indican las esquinas de la caja. El intervalo de contornos es de 1°C.

En la figura 4.10 se muestra la climatología de salinidad para la caja control. Al igual que en la temperatura se observan dos comportamientos uno superficial y uno profundo. En los primeros 100 m de profundidad se observa un núcleo de mínima salinidad ( $S \sim 33.4$ ) en enero, julio y octubre (Figs. 4.10a, 4.10b y 4.10c), que representa el núcleo de la CC. En abril, el mínimo de salinidad (33.6) se encuentra en la superficie. El núcleo de la CC en enero se observa en la estación 100.60, en julio entre las estaciones 100.60 y 103.60 y en octubre



entre la 100.40 y 103.60. Esto sugiere que la CC entra a la región IMECOCAL desde el noroeste (ver Fig. 4.2).

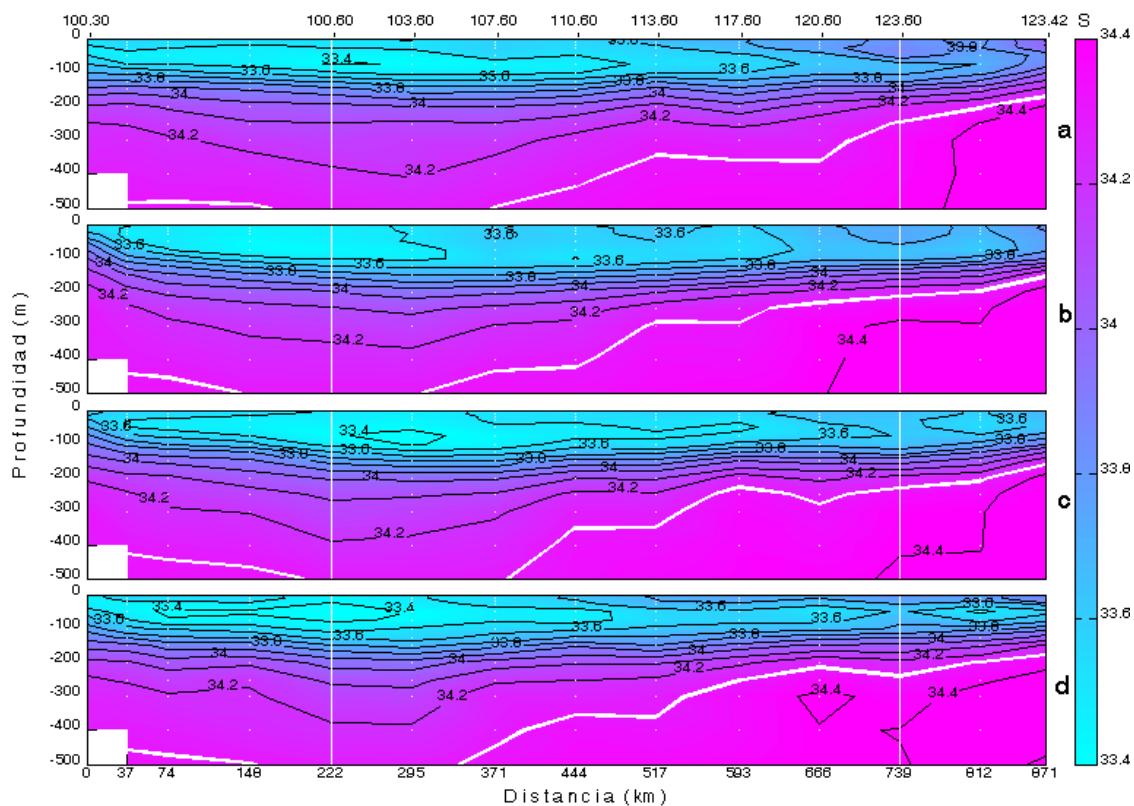


Figura 4.10 *ídem* figura 4.9 para salinidad. El intervalo de contornos es de 0.1.

En la capa profunda se encuentra la isohalina de 34.3 (línea blanca, Fig. 4.10), que define aproximadamente el núcleo de la CcSs (Durazo y Baumgartner, 2002) y presenta el mismo comportamiento para los cuatro meses. El máximo de salinidad ( $S \sim 34.4$ ) se encuentra principalmente sobre la línea 123. El área que ocupa dicho máximo es mayor en abril y octubre (Figs. 4.10b y 4.10d, respectivamente), lo cual es un indicativo de mayor intrusión del AESs

(evidencia del núcleo de la CcSs) y AIP en esos meses. El máximo de salinidad observado en el mes de octubre concuerda con lo mencionado por Vélez (1981), donde indica que la presencia de la CcSs está definida de verano a otoño, y es más evidente en las estaciones cercanas a la costa.

Se calculó la velocidad geostrófica a partir de los valores de la temperatura y salinidad climatológicos, desde la estación 100.30 hasta la 123.42, se utilizó como nivel de referencia los 500 dbar (Roemmich, 1989; Bograd *et al*, 2001). La convención de la velocidad geostrófica es positiva (negativa) hacia el norte (sur) y positiva (negativa) hacia el este (oeste). De acuerdo a lo anterior, una velocidad positiva (negativa) sobre las líneas 100 (cara norte) y 123 (cara sur) indica un flujo hacia el norte (sur). Igualmente, un valor positivo (negativo) sobre la línea paralela a la costa formada por las estaciones 60 (100.60 a 123.60, cara oeste) indica un flujo hacia el este (oeste).

El campo de la densidad y la velocidad geostrófica de la caja control se muestran en la figura 4.10. El mínimo de densidad ( $\sigma_t=23.5$ ) se observa en el mes de octubre, entre las estaciones 113.60 y 123.42 y a una profundidad ~20 m. Este mínimo de densidad podría estar asociado principalmente a aguas cálidas y salinas, provenientes del sur aportadas por el ATr (Fig. 4.4d). Sin embargo, al relacionarlo con los mapas de alturas dinámicas concuerda con el

giro ciclónico de Punta Eugenia (Fig. 4.2) más que con un aporte del sur. La isopicna de 25 se encuentra en promedio entre los 50 y 75 m de profundidad, en los cuatro meses. La isopicna de 26.5 se encuentra por debajo de los 250 m, y tiende a formar domos en las caras norte y sur de la caja control, esto provoca flujos hacia el polo que se perciben en los mapas de alturas dinámicas (Fig. 4.3). En el mes de octubre el gradiente vertical de densidad es mayor, de  $\sim 23.5$  a 26 en 150 m de profundidad. En abril se observa un gradiente vertical de densidad menor, esto se refleja en una menor formación de meandros. No se observa la formación de domos en las caras norte y sur, como se perciben en octubre.

En la cara norte (línea 100) se observa en la capa superficial cerca de la costa un flujo hacia el polo (CcC) en el mes de enero (ver Fig. 4.2). Dicho flujo es provocado por una circulación ciclónica, debido a que las isopicnas forman un domo. En el mes de abril se presenta un flujo hacia el ecuador (CC), con un máximo de velocidad geostrófica de  $\sim 22 \text{ cm s}^{-1}$ . Este flujo es ocasionado por una pendiente negativa del campo superficial de las isopicnas. El flujo hacia el Ecuador es más ancho y alcanza una profundidad de aproximadamente 150 m. Lo anterior se debe a un mayor esfuerzo del viento que transportan más ASA, esto se observa en los diagramas T-S (Fig. 4.4b) y en la climatología de temperatura y salinidad de la caja control (Figs. 4.9b y 4.10b). En los meses de julio y octubre se observan dos capas, una superficial (0-150 m) con un flujo hacia el Ecuador (CC) y una subsuperficial con un flujo hacia el polo (CcSs). En

el mes de julio (Fig. 4.11c) se observan dos núcleos con flujo hacia el Ecuador, es decir, la CC se incorpora en dos brazos a la caja control, uno somero cercano a la costa. El segundo sobre el borde de la caja control y que alcanza una profundidad de aproximadamente 350 m, ambos núcleos son resultado de una pendiente negativa en el campo de las isopícnas. En el mes de octubre se observa el mismo comportamiento pero de menor intensidad. En la capa supsuperficial, se observa un flujo subsuperficial hacia el polo (CcSs) que se manifiesta en los meses de julio y octubre cerca de la costa (Figs. 4.11c y 4.11d), en donde la isopícnica de 26.5 forma un domo.

En la cara paralela a la costa, entre las estaciones 100.60 y 107.60 se observa un flujo hacia adentro de la caja (CC), el cual es más ancho y profundo en abril (Fig. 4.11b). Se observan entradas y salidas de flujo, principalmente en el mes de octubre, en el cual se observa una mayor estructura superficial rica en mesoescala. La formación de meandros es ocasionada a un mayor gradiente vertical de densidad.

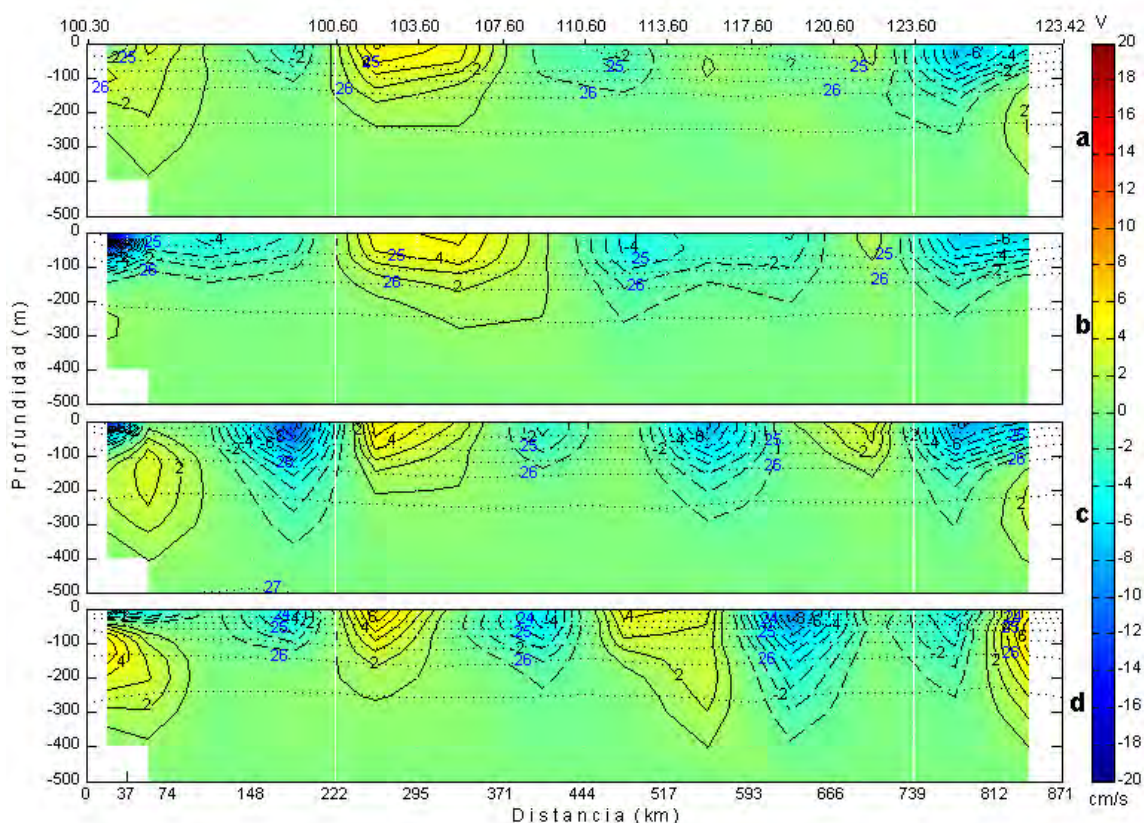


Figura 4.11 Velocidad geostrófica a través de la caja control calculada a partir de la climatología CalCOFI-IMECOCAL de temperatura y salinidad, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. La convención de signos es: sobre la línea 100 y 123 una velocidad positiva (negativa) indica un flujo hacia el norte (sur) y sobre la línea paralela (estaciones 60) a la costa un valor positivo (negativo) indica un flujo hacia el este (oeste). La línea segmentada representa velocidad geostrófica negativa, línea continua velocidad geostrófica positiva y línea punteada indica contornos de  $\sigma_t$ .

En la cara sur se observan dos capas en enero, julio y octubre. En la capa superficial se observa un flujo hacia el ecuador, ocasionado por una pendiente negativa en las isopícnas. El flujo hacia el ecuador se presenta en las cuatro estaciones, el máximo de velocidad se observa en julio ( $\sim 9 \text{ cm s}^{-1}$ ) y un mínimo en octubre se observa la mínima velocidad ( $4 \text{ cm s}^{-1}$ ). En otoño por tanto se presenta el máximo de flujo superficial hacia el polo y el mínimo de flujo hacia el

ecuador. En abril solo se observa un flujo hacia el ecuador en toda la columna tal y como se mostró en los mapas de alturas dinámicas (ver Fig. 4.3). Se observa la entrada de flujo subsuperficial (con núcleo ~300 m) proveniente del ecuador, que representa la CcSs, el cual es más evidente en los meses de enero, julio y octubre (Figs. 4.11a, 4.11c y 4.11d, respectivamente, ver Fig. 4.3). En otoño la CcSs es más intensa ( $\sim 8 \text{ cm s}^{-1}$ ) y se manifiesta de la superficie hasta 400 m de profundidad. La manifestación superficial puede estar relacionada con la CcC que se observa entre las estaciones 120.40 y 120.45 en octubre (Fig. 12g, Lynn y Simpson, 1987). Sin embargo, puede estar asociada también con el meandro y giro ciclónico frente a Punta Eugenia (ver Fig. 2.2).

Hasta el momento se ha mostrado el comportamiento estacional de la temperatura, salinidad, densidad y velocidad geostrófica en la caja control, con los valores climatológicos CalCOFI-IMECOCAL.

Se debe recordar que el muestreo de CalCOFI es muy irregular en tiempo y espacio en la región IMECOCAL. Al inicio del programa, los muestreos de CalCOFI eran cada mes, con una disminución gradual a lo largo del tiempo hasta la suspensión del programa en aguas mexicanas en 1978. Por esta razón, se utilizaron únicamente los datos de IMECOCAL para el análisis en frecuencias bajas de temperatura, salinidad y velocidades geostróficas, y en los

cálculos de transportes, debido a que presentan una mayor cobertura espacial y las campañas oceanográficas son más consistentes en tiempo.

Se procederá a analizar el comportamiento interanual de la temperatura, salinidad y velocidad geostrófica de la caja control (Fig. 3.1). Debido a que la cobertura de tres de los cruceros no fue suficiente para cubrir el área de interés, se utilizaron 22 de las 25 campañas oceanográficas realizadas por el programa IMECOCAL.

#### **4.3 Análisis en frecuencias bajas de la temperatura, salinidad y velocidad geostrófica mediante funciones empíricas ortogonales (FEOs).**

Con el objetivo de analizar en detalle la señal interanual, se realizó un tratamiento preliminar a los datos de temperatura, salinidad y velocidad geostrófica de las 22 campañas oceanográficas en la caja control (Fig. 3.1). Se calculó y se extrajo de las series temporales la variabilidad anual, la cual se entiende como la suma del valor medio y la componente anual mediante un ajuste por cuadrados mínimos. Posteriormente, se realizó un análisis de los residuos mediante la descomposición de las series temporales en FEOs. Esta técnica permite descomponer las observaciones en un conjunto de funciones ortogonales entre sí. Cada función se representa por su estructura espacial, su

serie de tiempo y su varianza explicada global. Los resultados obtenidos de las FEOs de temperatura, salinidad y velocidad geostrófica se muestran en las figuras 4.12 a 4.14 y se describen a continuación.

En la figura 4.12 se presentan los dos primeros modos de la temperatura que sumados representan el 41.73% de la varianza global. El primer modo explica el 29.9% de la varianza. La serie de tiempo (línea continua, Fig. 4.12c) muestra un máximo en enero de 1998, que coincide con la fase madura del evento EN durante 1997-1998 (Schwing *et al.*, 2002b). La estructura espacial (Fig. 4.12a) muestra que durante ese período se produce un calentamiento en los primeros 200 m de profundidad, con máximos cercanos a ~100 m. Por lo tanto, este modo refleja el calentamiento de toda la capa superficial (0 – 200 m) durante EN con una anomalía positiva de ~5° C, y las fluctuaciones de la termoclina (100 m) asociadas a la penetración de la CC.



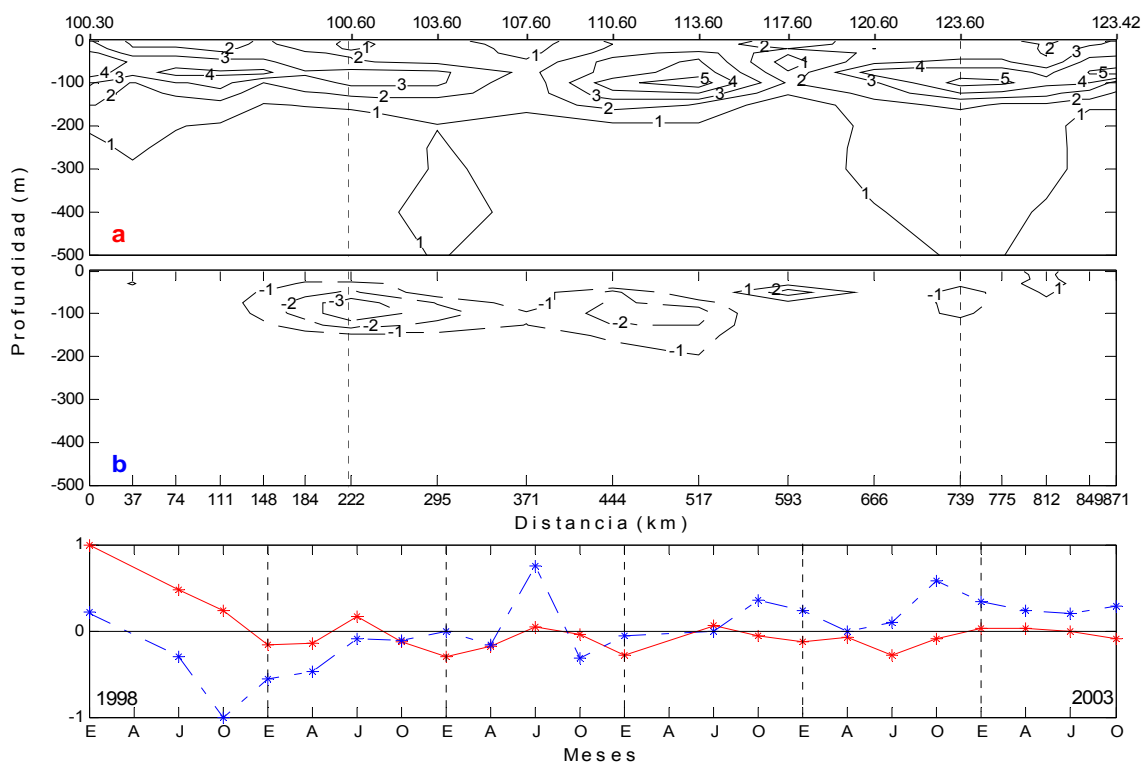


Figura 4.12 Funciones empíricas ortogonales de temperatura de la caja control con 22 cruceros. a) Primer modo, b) segundo modo y variabilidad en el tiempo de las amplitudes. La línea continua representa el primer modo y la segmenta el segundo.

El segundo modo explica el 11.7% de la varianza. La serie de tiempo (línea punteada, Fig. 4.12c) muestra dos máximos absolutos, el primero en octubre de 1998 y el segundo en julio de 2000. El primer máximo coincide con la intensificación de LN [agosto a octubre de 1998 (Schwing *et al.*, (2002b)], sin embargo, se observan en el presente trabajo anomalías positivas. En la estructura espacial (Fig. 4.12b) muestra las anomalías máximas entre los 75 y 125 m de profundidad en la estación 100.60. En un evento LN, la CC se hace más costera, más intensa y no hay flujo hacia el polo en los primeros 100 m. Si

la CC es costera, se podría esperar una entrada de agua de origen del Pacífico Central en el vértice NW de la caja y sobre la cara oeste (estaciones 60).

El análisis de FEOs para la salinidad se muestra en la figura 4.13. Los dos primeros modos explican el 36.71% de la varianza global. El primer modo explica el 23.4% de la varianza. La serie tiempo (línea continua, Fig. 4.13c) muestra un máximo (similar al mostrado en la temperatura) en enero de 1998, el cual coincide con la fase madura del evento EN. Se observa un aumento masivo de salinidad en la columna superficial (Fig. 4.13a), con los máximos de anomalías de salinidad en los primeros 100 m de profundidad entre la estación 120.60 y 123.42. Este incremento de salinidad y el aumento de la temperatura (Fig. 4.11a) en esta misma zona, se puede explicar como un flujo ciclónico hacia la costa que acarrea AStS durante EN 1997-1998 (Fig. 12b, Durazo y Baumgartner, 2002) y que introdujo anomalías máximas a unos 70 m sobre esta línea.

El segundo modo explica el 13.3% de la varianza total. En la correspondiente serie de tiempo (línea punteada, Fig. 13c) y al igual que el segundo modo de temperatura, se observa un máximo relativo en octubre de 1998. En la estructura espacial (Fig. 13b) se observan anomalías positivas (aumento de la salinidad) en los primeros 100 m. Por debajo de los 100 m, se observan anomalías negativas (disminución de la salinidad).

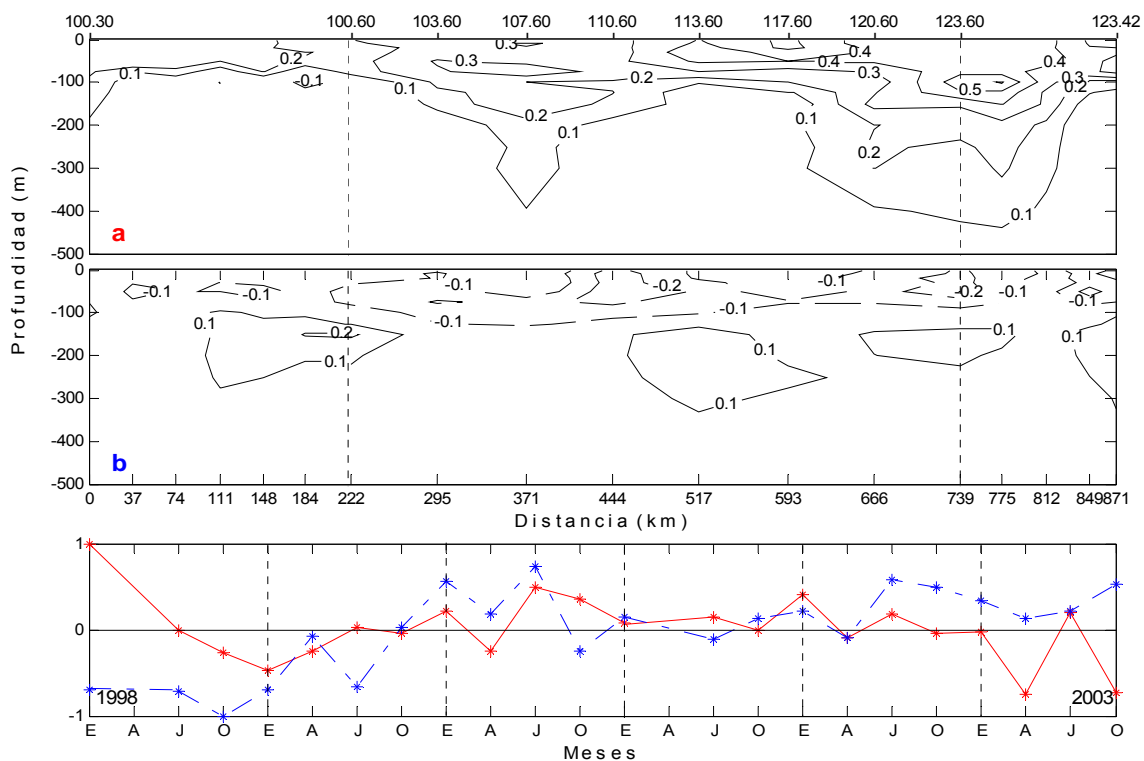


Figura 4.13 *idem* figura 4.12 para salinidad.

En la figura 4.14 se muestran los dos primeros modos correspondientes a la velocidad geostrofica que explican el 39.27% de la varianza global. El primer modo (Fig. 4.14a) representa el 20.92% de la varianza total. En la correspondiente serie de tiempo se observa un máximo en enero de 2000 que se encuentra dentro del período de maduración de LN (Schwing *et al.*, 2002b) y que se muestran como anomalías negativas (línea azul, Fig. 1.2) alrededor del año 2000. La estructura espacial muestra principalmente la variabilidad de la CcC y la CC durante un evento LN. El comportamiento del primer modo de la velocidad geostrofica para el mes de enero (Fig. 4.11a) que es donde se

observa la mayor variabilidad temporal, sugiere que debido al evento LN se presenta un aumento en las velocidades geostróficas de la CcC y la CC, así como una mayor estructura. En las alturas dinámicas de la campaña oceanográfica realizada en este mes (Fig. 12, Durazo *et al.*, 2001), se observa la formación de un meandro que en el comportamiento promedio no es visible (Fig. 4.2).

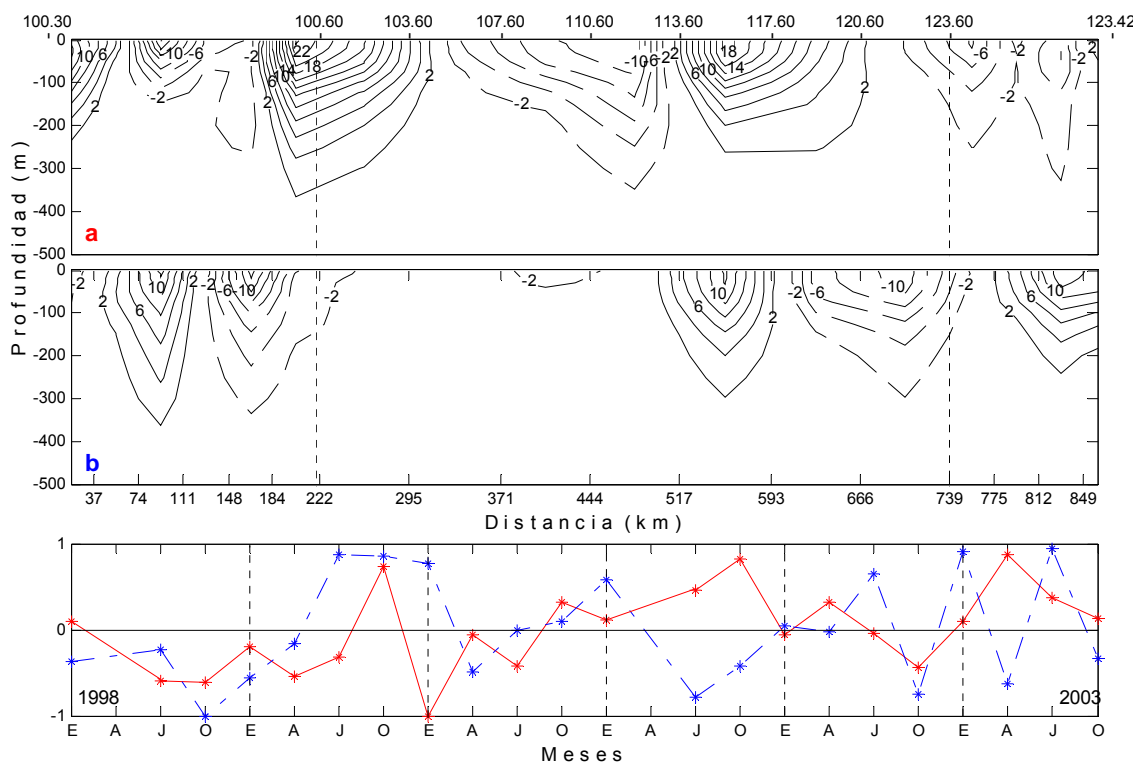


Figura 4.14 *idem* figura 4.12 para velocidad geostrófica.

El segundo modo (Fig. 14b) representa el 18.35% de la variabilidad. En la estructura temporal muestra un máximo en octubre de 1998, el cual coincide al

igual que la temperatura, salinidad y densidad en el segundo modo con la intensificación de LN. En la estructura espacial, se observa principalmente el comportamiento de la CC, un aumento en la velocidad geostrófica hacia el ecuador y un cambio en la dirección de la velocidad en la cara oeste.

El análisis de las FEOs mostraron en la estructura temporal los meses y años con mayor variabilidad, los cuales fueron afectados por los eventos EN/LN, estos resultados ayudarán a discutir la variabilidad interanual del transporte de calor y sal, los cuales serán descritos más adelante.

#### **4.4 Transportes.**

El segundo objetivo del presente trabajo es obtener el transporte de volumen geostrófico y de Ekman, transporte de masa, de calor y de sal, y el contenido de calor de la caja control (Fig. 3.1).

En los siguientes apartados se hace la descripción y análisis de los resultados obtenidos en los cálculos de transporte de volumen geostrófico, transporte de Ekman, transporte de calor, contenido de calor y transporte de sal.

#### **4.4.1 Variabilidad estacional de transporte de volumen geostrófico y transporte de Ekman.**

Un agente importante en la dinámica del SCC es el viento. La contribución del viento a través del transporte de Ekman ocasiona que el transporte de volumen aumente o disminuya. En el caso del sur de California, la contribución de dicho transporte para un promedio de 14 años, es similar en magnitud pero de signo contrario a la contribución por geostrofia para el mismo período. Esto fue observado con datos de viento *in situ* (Bograd *et al.*, 2001), pero no con datos de la climatología de viento realizada por Nelson (1977).

En este trabajo, el transporte de Ekman se calculó a partir de la climatología de esfuerzo del viento de Hellerman y Rosenstein (1983). La componente del esfuerzo del viento fue rotada de tal manera que una de las componentes fuera paralela a cada uno de los bordes de la caja control.

Los promedios del transporte de volumen geostrófico y transporte de Ekman se muestran en la tabla IV. Los resultados se expresan en Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), para cada mes y cara que conforman la caja control. El transporte negativo (positivo) indica un flujo hacia afuera (adentro) de la caja control.

En la cara norte se observa transporte de volumen geostrófico negativo (salida), en los meses de enero y octubre, con un máximo en este último. En abril y julio se observa transporte de volumen geostrófico positivo (entrada), con un valor máximo en abril debido a la intensificación del viento, por ende el transporte de Ekman aumenta.

En la cara oeste se observa transporte de volumen geostrófico positivo (entrada) en todos los meses excepto julio con un máximo en octubre. Existe una relación entre el transporte de volumen geostrófico y transporte de Ekman en otoño e invierno. Debido a la disminución en el esfuerzo del viento, existe una disminución en el transporte de Ekman, que ocasiona en consecuencia una ganancia en el balance del transporte geostrófico (Bograd *et al.*, 2001). De acuerdo a esto, en el mes de octubre en la cara oeste, se observa un mayor transporte de volumen geostrófico debido al debilitamiento del viento. El máximo de transporte de Ekman se observó en el mes de abril, debido a los fuertes vientos de primavera.

En la cara sur, los máximos de transporte de volumen geostrófico negativo (salida) se presentan en el mes de abril y octubre, con un mínimo de transporte positivo (entrada) en julio. En esta cara también es evidente que a un aumento de transporte de volumen geostrófico ocurre una disminución en el transporte de Ekman.

Tabla IV Transporte de volumen geostrófico\* y de Ekman ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ). La cara norte está formada por la línea 100, la cara oeste por las estaciones 60 (100.60 a 123.60) y la cara sur formada por la línea 123. El transporte negativo (positivo) indica un flujo hacia afuera (adentro) de la caja control.

CARA	Transporte (Sv)	ENERO	ABRIL	JULIO	OCTUBRE
Norte	Geostrófico	-0.06	1.75	0.76	-0.23
	Ekman	0.11	0.21	0.12	0.10
Oeste	Geostrófico	0.64	0.27	-0.13	1.26
	Ekman	-0.41	-0.55	-0.41	-0.44
Sur	Geostrófico	-0.47	-1.39	0.01	-1.16
	Ekman	-0.04	-0.10	-0.08	-0.07
Total	Geostrófico	0.11	0.63	0.64	-0.13
	Ekman	-0.34	-0.44	-0.37	-0.41
Total	G + E**	-0.23	0.19	0.27	-0.54

\* El transporte de volumen geostrófico son promedios estacionales de los 22 cruceros.

\*\* G + E: Geostrófico más Ekman

En resumen, la principal entrada de volumen por geostrofia es por la cara oeste y de salida por la cara sur. El transporte de volumen para la cara norte depende de la época del año, ya que en invierno y otoño hay salida, mientras que en primavera y verano existe una entrada de flujo. El máximo transporte de Ekman se presenta en el mes de abril para las tres caras de la caja control, debido a los fuertes vientos de primavera.

Para conocer la contribución neta de transporte de volumen geostrófico y transporte de Ekman, se realiza la sumatoria de las tres caras que forman la caja control. El transporte de volumen neto geostrófico muestra flujo negativo (salida) en octubre, y positivo (entrada) en enero, abril y julio. Se observan



diferencias a lo encontrado en el sur de California por Bograd *et al.* (2001) en donde obtienen flujo de entrada para las cuatro estaciones. Algo que se tiene que considerar es que el área de la caja utilizada por Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001) es de  $1.6 \times 10^{11} \text{ m}^2$  mayor que la utilizada en el presente trabajo ( $1 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ).

Bograd *et al.* (2001) encuentran un máximo de transporte neto de volumen geostrofico positivo (entrada) en abril (0.71 Sv), mientras que el presente trabajo muestra máximos en abril y julio ( $\sim 0.6$  Sv). Esta diferencia puede deberse a la diferencia en áreas. En ambos trabajos, se observa en el transporte neto de Ekman negativo, es decir, transporte hacia afuera de la caja control, debido a la rotación de la componente paralela a cada cara. Se observan en este trabajo valores de menor magnitud a comparación de los de Bograd *et al.* (2001), sobre todo en abril y julio. En abril los vientos tienen una componente norte que empuja la corriente perpendicular de la costa, lo cual da como resultado surgencias.

El resultado de la sumatoria de ambos transportes (G+E), muestra transporte de volumen negativo (salida) para otoño e invierno, y positivo (entrada) en primavera y verano. Se observa una disminución del transporte de entrada en abril y julio debido al transporte de Ekman, donde a su vez ocurre una mayor intensidad del viento. En octubre aumenta el transporte de salida, ya que el

transporte geostrofico y de Ekman son negativos. En general, se observa que el transporte de Ekman influye en el transporte de volumen total.

#### **4.4.2 Transporte de calor y contenido de calor.**

Los resultados de transporte de calor que se presentan en esta sección corresponden a valores integrados en las tres caras de la caja control. El número de campañas oceanográficas es igual en los meses de enero, julio y octubre. El mes de abril tiene un menor número de campañas, debido a que las condiciones climáticas no permiten completar la red de muestreo en su totalidad. Los valores de transporte positivos (negativos) indican entradas (salidas) de la caja control.

Si se supone que debajo de los 500 m el flujo horizontal del calor es débil comparado con el superficial y que la capa del fondo de la caja no transfiere calor hacia las capas profundas, entonces se puede dar un balance total del calor en la caja. La parte estacionaria estaría dada por el balance entre el flujo horizontal y la transferencia de calor con la atmósfera ya que en períodos largos, el océano ni se calienta ni se enfría. En las anomalías estacionales estaría dado por el balance entre el flujo horizontal, el almacenamiento y los intercambios de calor con la atmósfera.

En la tabla V se presentan los resultados de transporte de calor, para cada uno de las 22 campañas oceanográficas analizadas y sus promedios estacionales. El promedio anual del transporte horizontal de calor es 1.14 TW. Al dividir este promedio entre el área superficial de la caja ( $1.07 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ), se obtiene  $10.7 \text{ W m}^{-2}$  que se pierden por la superficie del océano hacia la atmósfera. Se debe recordar que este valor es un estimado de lo que podría salir por la superficie, ya que no se realizó la corrección con el calor almacenado. En comparación con trabajos como el de Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001), el promedio anual es un orden de magnitud mayor ( $\sim 10.88$  y  $13.76 \text{ TW}$ , respectivamente), además de una ganancia de calor por el océano ( $68$  y  $86 \text{ W m}^{-2}$ ). La diferencia de estos valores se puede deber a que: 1) Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001), utilizan el transporte geostrófico y de Ekman para calcular el transporte de calor y 2) una mayor influencia de aguas provenientes del sur en el área de estudio IMECOCAL, debido a encontrarse en la frontera límite entre las masas de agua de origen subártico y tropical (Roden, 1971; Vélez, 1981).

Tabla V. Transporte de calor a través de la caja control para los 22 cruceros. Flujo positivo de calor indica transporte hacia dentro de la caja por corrientes oceánicas. Transporte de calor negativo, indica transporte hacia fuera de la caja y es equivalente a ganancia de calor del océano por la atmósfera. El flujo de calor por unidad de área, se obtuvo al dividir el transporte neto de calor entre  $1.07 \times 10^{11} \text{ m}^2$ .

Mes	Crucero	Transporte de calor (TW*)	Flujo neto de calor ( $\text{W m}^{-2}$ )	Promedio (std) TC** (TW)
ENERO	9801	-2.03	-19.00	0.04 (8.87)
	9901	-10.78	-100.77	
	0001	12.92	120.77	
	0101	-1.07	-10.06	
	0201	-6.60	-61.71	
	0301	7.84	73.33	
ABRIL	9904	7.56	70.67	-0.35 (12.13)
	0004	-9.70	-90.67	
	0204	-11.69	-109.31	
	0304	12.41	115.99	
JULIO	9807	11.27	105.38	2.01 (8.42)
	9907	-7.59	-70.99	
	0007	-2.79	-26.09	
	0107	-1.17	-10.99	
	0207	13.54	126.59	
	0307	-1.19	-11.12	
OCTUBRE	9810	-5.77	-53.93	2.38 (7.00)
	9910	-0.83	-7.82	
	0010	4.00	37.43	
	0110	15.01	140.31	
	0210	-0.16	-1.57	
	0310	2.03	19.05	

\* 1 TW =  $1 \times 10^{12}$  W; \*\*TC: Transporte de calor; std = desviación estándar

La máxima ganancia de calor por advección se observa en octubre de 2001 (0110) con un transporte de 15 TW. Se puede asociar esta ganancia a las altas temperaturas provenientes del AESs que en el mes de octubre (Fig. 4.4d) presentan una mayor influencia. Sin embargo, este crucero se encuentra dentro del período del evento LN, en donde los vientos son más intensos y podría existir una pérdida por evaporación.

En abril de 2002 se observa la máxima salida de calor por advección de la caja, con un transporte neto de calor de  $-11.6$  TW, que equivale a una ganancia de calor por el océano de  $109.31$  W m<sup>-2</sup>. La ganancia de calor se puede atribuir a que la temperatura del aire sea mayor que la temperatura superficial del océano, que normalmente son temperaturas bajas en el mes de abril (Fig. 4.9b). Este crucero coincide con condiciones normales (Venrick *et al.*, 2003) a pesar de que en otras latitudes hay evidencias de un evento EN.

Los promedios estacionales del transporte de calor indican pérdida de calor por advección durante la primavera y ganancia el resto del año (enero, julio y octubre, respectivamente). Durante abril un mayor aporte de aguas frías, los vientos paralelos a la costa que provocan surgencias costeras y mayor aporte de ASA. Dada la diferencia de temperaturas ocurre una transferencia de calor hacia el océano, sin embargo esta es solo una de las maneras de pérdida de calor por el océano, se debe incluir también la evaporación.

Roemmich (1989) y Bograd *et al.* (2001) encontraron que el océano gana calor durante las cuatro estaciones del año para una caja control del sur de California, aunque también observaron una mayor ganancia en primavera (abril). Las diferencias con el presente trabajo se pueden atribuir tanto a las condiciones climáticas como a la influencia de aguas calidas provenientes de latitudes bajas. El sur de California tiene más influencia de aguas provenientes

del subártico (aguas frías), por lo que hay una mayor ganancia de calor por parte del océano. En la región IMECOCAL existe un aporte de aguas calidas, como se observa en los resultados predomina la transferencia del océano hacia la atmósfera y por ende una perdida por parte del océano.

La mayor ganancia de calor por advección se observó en el mes de octubre, que es cuando existe mayor aporte de aguas ecuatoriales. Roden *et al.* (1958) mencionan una transferencia de calor a niveles bajos, es decir, una acumulación de calor en abril y julio que se ve reflejada en octubre. En este mes se esperaría una pérdida de calor por la superficie, lo cual podría ocurrir con una mayor evaporación. La evaporación para estas latitudes, se encuentra entre 0 y 80 mm mes<sup>-1</sup> para las cuatro estaciones (Josey *et al.*, 1998). Sin embargo, también se esperaría una perdida por calor sensible que se encuentra dentro del flujo neto de calor. Con los resultados obtenidos en el presente trabajo no se puede detallar sobre la transferencia de calor del océano a la atmósfera.

Un balance de calor está dado por el transporte horizontal de calor, el contenido de calor derivado en el tiempo (calor almacenado) y los intercambios de calor con la atmósfera. Sin embargo, únicamente se hablara aquí del contenido de calor derivado en el tiempo sin hacer referencia a un balance de calor en un volumen control.

La derivada en el tiempo del contenido de calor se presenta en la figura 4.15. Se muestra el calentamiento (positivo) y enfriamiento (negativo) en el período de estudio. El máximo calentamiento se observó entre el período de abril y julio de 2000 y el mínimo entre enero y abril de 2003. Se observan dos períodos largos de enfriamiento, el primero entre enero de 1998 y abril de 1999, y el segundo entre octubre de 2000 y abril de 2002. Ambos períodos coinciden con la transición entre los eventos EN-LN, con una duración de aproximadamente 15 y 18 meses respectivamente. Entre estos períodos se observa calentamiento cada 9 meses.

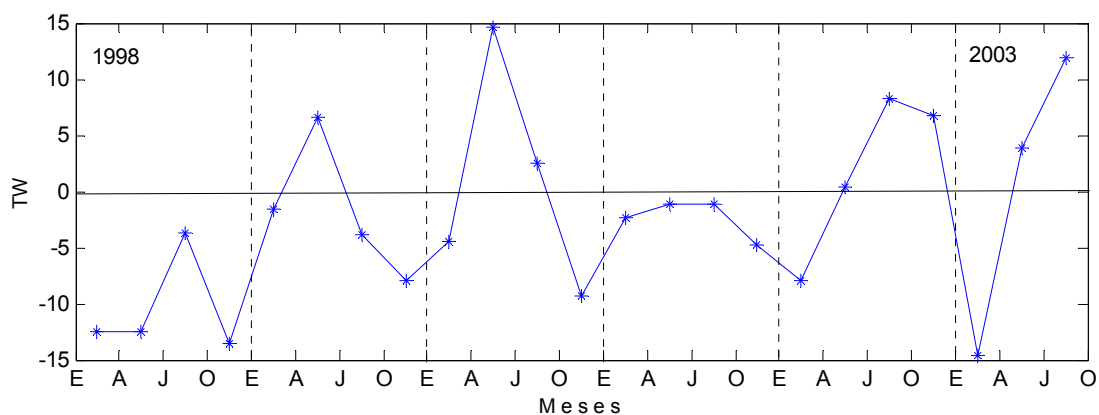


Figura 4.15 Derivada en el tiempo del contenido de calor ( $1 \text{ TW} = 1 \times 10^{-12} \text{ W}$ ).

#### 4.4.3 Transporte de sal.

Los resultados de transporte de sal se presentan de manera similar a los de transporte de calor. Los valores de transporte positivos (negativos) indican entradas (salidas) de la caja control. El equivalente del transporte de agua dulce, es decir, precipitación menos evaporación (P-E) se obtuvo dividiendo el transporte de agua dulce entre la densidad por el área superficial de la caja control.

En la tabla VI se presenta el transporte de sal, de agua dulce y su equivalente en precipitación menos evaporación (P-E). El promedio anual de transporte de sal es  $-3.56 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ , de agua dulce es  $-10.53 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$  y su equivalente en evaporación es  $-32.38 \text{ cm a}^{-1}$ . El signo negativo del transporte de agua dulce implica que en un área promedio existe un exceso de evaporación sobre la precipitación.

Se observa en general salida (exportación) de sal en todos los cruceros con excepción de un flujo mínimo de entrada (importación) en el crucero 9801 (enero). La importación de sal se puede atribuir al evento de EN, el cual aporta aguas más salinas provenientes de latitudes bajas (Durazo y Baumgartner, 2002). En los cruceros restantes, el máximo de exportación se observa en el crucero 0307 (julio). De acuerdo al MEI y NOI (Fig. 1.2) este crucero se realizó



en condiciones normales por lo que no existe razón aparente para este comportamiento.

Tabla VI. Transporte de sal y de agua dulce a través de la caja control para los 22 cruceros. Signo positivo (negativo) indica transporte neto hacia adentro (afuera) de la caja por corrientes oceánicas. La P-E indica el exceso neto de precipitación o evaporación en la caja.

Mes	Crucero	Transporte de sal ( $10^8 \text{ kg s}^{-1}$ )	Transporte de agua dulce ( $10^6 \text{ kg s}^{-1}$ )	P-E ( $\text{cm a}^{-1}$ )
ENERO	9801	0.04	0.14	0.43
	9901	-0.72	-2.14	-6.60
	0001	-5.13	-15.14	-46.54
	0101	-4.05	-11.96	-36.76
	0201	-4.48	-13.19	-40.56
	0301	-0.66	-1.96	-6.02
ABRIL	9904	-1.94	-5.75	-17.67
	0004	-2.80	-8.27	-25.43
	0204	-6.56	-19.41	-59.68
	0304	-6.53	-19.34	-59.42
JULIO	9807	-5.76	-17.04	-52.39
	9907	-0.09	-0.28	-0.89
	0007	-0.86	-2.55	-7.85
	0107	-6.19	-18.28	-56.19
	0207	-6.56	-19.38	-59.55
	0307	-7.50	-22.22	-68.30
OCTUBRE	9810	-2.43	-7.20	-22.16
	9910	-0.24	-0.72	-2.24
	0010	-5.43	-16.01	-49.23
	0110	-1.23	-3.65	-11.23
	0210	-6.39	-18.92	-58.15
	0310	-2.83	-8.41	-25.86

En la costa del Sur de California, existe un exceso de evaporación sobre la precipitación y escurrimientos, que se ve reflejado en el transporte de sal hacia afuera de la caja control (Roemmich, 1989). En la región IMECOCAL se observa un comportamiento similar excepto en enero de 1998 donde se

presenta mayor precipitación. El máximo de evaporación ( $68.30 \text{ cm a}^{-1}$ ) observado en julio de 2003 (0703) coincide con la máxima exportación de sal ( $-7.5 \times 10^8 \text{ Kg s}^{-1}$ ). En general, a una mayor evaporación le corresponde una mayor salida de sal de la caja control. El caso contrario sucede en enero de 1998 donde se observa precipitación.

El promedio estacional del transporte de sal y de agua dulce se presenta en la tabla VII. El transporte de sal para los cuatro meses indica salida (exportación) de sal. No se observa una variabilidad estacional clara. En julio se observa la mayor exportación de sal, y al parecer no existe una relación directa con la ganancia de calor por corrientes. Sin embargo, se observa una mayor evaporación, por lo cual existe un incremento en la salinidad. Se observa un comportamiento inverso con ambas variables en el caso de julio y octubre.

Tabla VII. Promedios estacionales y desviación estándar de transporte de sal y agua dulce a través de la caja control para los 22 cruceros. Signo positivo (negativo) indica transporte hacia adentro (afuera) de la caja por corrientes oceánicas. La P-E indica el exceso neto de precipitación o evaporación en la caja.

Mes	Transporte de sal ( $10^8 \text{ Kg s}^{-1}$ )	Transporte de agua dulce ( $10^6 \text{ Kg s}^{-1}$ )	P-E ( $\text{cm a}^{-1}$ )
ENERO	-2.50 (2.29)	-7.37 (6.76)	-22.67 (20.77)
ABRIL	-4.46 (2.43)	-13.19 (7.21)	-40.55 (22.16)
JULIO	-4.49 (3.17)	-13.29 (9.38)	-40.86 (28.83)
OCTUBRE	-3.09 (2.38)	-9.15 (7.04)	-28.15 (21.64)

La exportación de sal, es decir, salida de sal de la caja control se ve reflejada en una mayor evaporación en abril y julio. Roemmich (1989) obtiene una mayor evaporación en julio, similar al resultado obtenido en el presente trabajo. Sin embargo, Bograd *et al.* (2001), encuentran la mayor exportación de sal en otoño. Se esperaría que para estas latitudes fuera otoño la mayor exportación, por encontrarse la CcSs intensifica y acarrear aguas de mayor salinidad, así como también el incremento de la temperatura, y existiera una mayor evaporación. Sin embargo, el viento es un factor para que exista evaporación y es en abril y julio cuando se presentan con mayor intensidad.

#### **4.4.4 Variabilidad estacional de transporte de calor y sal.**

A partir de las series temporales de transporte de calor y sal se calculó la variabilidad anual, es decir, la suma del valor medio y la componente anual calculada mediante un ajuste por cuadrados mínimos. En la figura 4.16 se presentan el ajuste realizado al transporte de calor y de sal. La varianza explicada es del 1.17% y del 17% respectivamente. La varianza explicada del transporte de calor es pequeña, lo cual indica que los promedios estacionales de velocidad geostrofica son en general no significativos. Roemmich (1989) menciona que las variaciones estacionales en el transporte de calor, esta dada principalmente por las variaciones estacionales del viento, que se ven reflejadas

en el transporte de Ekman. Dicho transporte no se consideró en el presente trabajo.

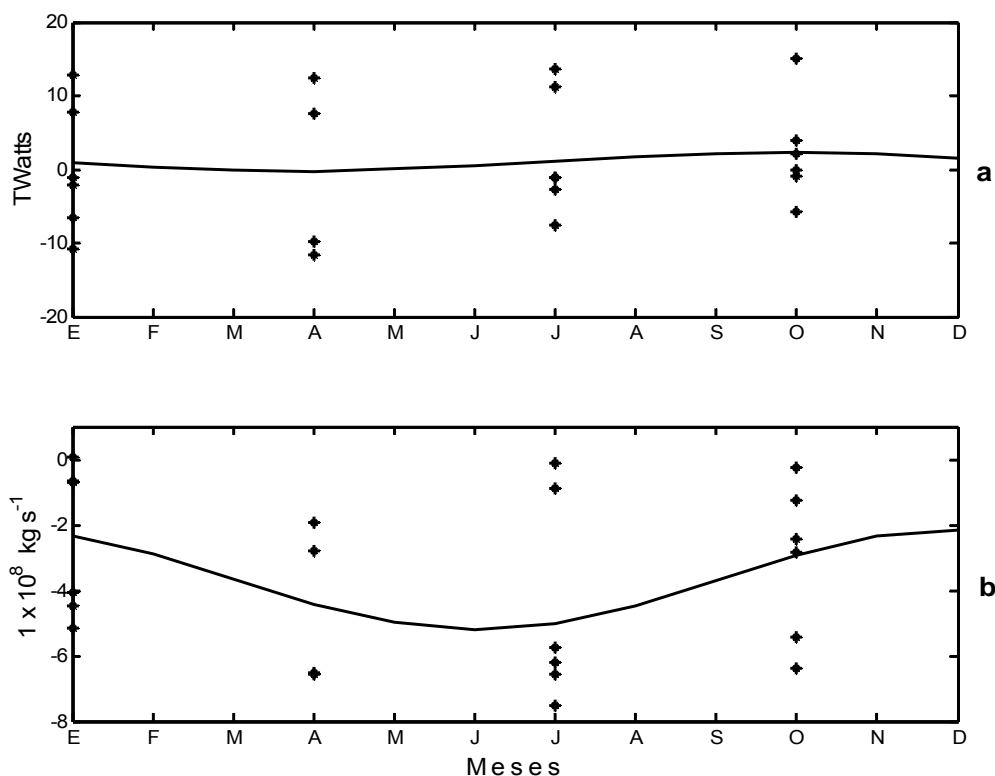


Figura 4.16 Ajuste del a) transporte de calor ( $\text{TW} = 1 \times 10^{12} \text{ Watts}$ ) y b) transporte de sal. Los asteriscos representan los transportes de las 22 campañas oceanográficas.

Se observa el máximo de transporte de calor perdido en abril ( $\sim -0.21 \text{ TW}$ ) y un máximo de transporte neto de calor ganado en octubre ( $\sim 2.30 \text{ TW}$ ). Esto también se observó en los promedios aritméticos, lo que sugiere que el transporte de calor tiene una variabilidad estacional. Sin embargo, en el transporte de sal el máximo relativo se observa en junio ( $-5.21 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ ) y el mínimo en invierno ( $-2.1 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ ), esto es, que la máxima exportación de sal

es en verano y la mínima en invierno. Debido al mínimo de datos (4) no se consideró la componente semianual que requiere al menos 5 grados de libertad.

## 5. DISCUSION

En este capítulo se pondrá énfasis en la discusión de los resultados de la climatología CalCOFI-IMECOCAL. Se hace el uso de los diagramas T-S, para describir la variabilidad estacional de las masas de agua involucradas en la región sur del SCC. Se presentarán también, los resultados de la evaluación de la variabilidad estacional del transporte de volumen geostrófico y de Ekman, la variabilidad estacional e interanual del transporte neto de calor y sal, que serán comparadas con trabajos realizados en el sur de California (Roemmich 1989; Bograd *et al.*, 2001), para tratar de inferir que factores influyen en dicha variabilidad.

### 5.1 Climatología.

El análisis armónico de una base de datos integrada de 34 años permite estimar la variabilidad estacional de temperatura y salinidad, con esto se puede conocer el comportamiento estacional de las corrientes y de las masas de agua que se encuentran involucradas en la región sur del SCC (región IMECOCAL).

El promedio estacional en tiempo y espacio prolongados de los patrones superficiales y subsuperficiales de las alturas dinámicas reflejan la variabilidad estacional de la CC, CcC y CcSs (Lynn y Simpson, 1987). El promedio estacional de las alturas dinámicas superficiales muestran el mínimo en primavera y máximos en otoño (Figs. 4.2). En un estudio previo realizado por Lynn y Simpson (1987) mencionan que la variabilidad de las alturas dinámicas se debe a la intensificación de la CcC y de la CcSs. Además, frente a la costa de Baja California, en el límite con la frontera norte se encuentra la zona de transición en donde se presentaron los valores altos de desviación estándar de las alturas dinámicas. De acuerdo a esto se presenta, un debilitamiento en primavera de CcC, debido a una intensificación de la CC. En este caso uno de los procesos que forma parte de esta variabilidad es la variación estacional del viento que ocasiona depresiones cerca de la costa, encontrándose en esa zona la mínima altura dinámica (86 cm din). Caso contrario en otoño donde se observa la intensificación de la CcSs, se presenta un debilitamiento de CC y una mayor formación de meandros y remolinos.

Los remolinos generan una anomalía en las alturas dinámicas, las variaciones espaciales y temporales de los remolinos pueden estudiarse como una variación no estacional de la altura dinámica (Lynn y Simpson, 1987). Lynn y Simpson (1987) sugieren que la alta desviación estándar y el mínimo estacional en las alturas dinámicas definen una zona de frecuente ocurrencia de remolinos. Al igual que en los mapas individuales (de cada crucero) de

CalCOFI, en los mapas de alturas dinámicas de IMECOCAL se presentan la ocurrencias de remolinos. Se puede decir con esto, que estructuras de mesoescala como los son los remolinos se pierden al analizar únicamente las componentes anual y semianual.

La CcC, CC y CcSc acarrear aguas con diferentes características. Las principales masas de agua en la región sur del SCC son: ASA, AESs y ATr (Fig. 4.4). En esta región, la variabilidad estacional de dichas masas de agua es afectada principalmente por la intensidad del viento.

En la región IMECOCAL, el ASA se encuentra presente en las cuatro estaciones del año. Estudios anteriores han sugerido que el factor principal en la contribución y distribución de ASA es el viento, el cual es más intenso en primavera (Reid *et al.*, 1958; Soto-Mardones *et al.*, 2004). Se observa una mayor acarreo de esta en abril hasta aproximadamente  $\sim 27^{\circ}\text{N}$  y es casi nula la contribución de aguas provenientes del sur. En julio el ASA se encuentra presente en casi toda el área de estudio. Aunque el viento es más intenso en primavera, se mantiene en verano y el acarreo del ASA se presenta en el periodo primavera-verano.

La distribución del ASA puede ser usada como una aproximación de la CC, es decir, a un mayor acarreo del ASA la CC está intensificada, lo cual ocurre en



primavera. La intensificación de la CC, también se observa en las secciones verticales y horizontales de temperatura y salinidad para la primavera (Figs. 4.3b, 4.4b, 4.5b y 4.6b, respectivamente) hasta una profundidad de aproximadamente 150 m. El flujo hacia el ecuador (CC) se observa siempre en los contornos de altura dinámicas (Fig. 4.2a), pero más intenso en abril. En los contornos de alturas dinámicas superficiales (Fig. 4.2a) y en los perfiles de velocidad geostrofica de la caja control (Fig. 4.11b) para este mes se observa que el flujo de la ASA es más costero. En Soto-Mardones *et al.* (2004) observaron que en primavera hay un flujo costero sin remolinos, debido a los vientos intensos en esta época lo cual evidencia una CC costera.

En julio el ASA es más débil, sin embargo, se observa una distribución en toda la región IMECOCAL. Se puede corroborar esta distribución del ASA en los mapas de alturas dinámicas del mes de julio (Fig. 4.2), en donde se observa un flujo hacia el ecuador en toda la región. Un factor que se debe de considerar es, que a pesar que en primavera los vientos son más intensos en verano son persistentes. El gradiente de alturas dinámicas disminuye, lo que ocasiona una mayor estabilidad y se da la formación de meandros. La CC fuera de la costa y la mesoescala explican la distribución del ASA en toda la región IMECOCAL en verano.

La masa de ATr, producto de la mezcla de ASA y AStS, se presenta principalmente en enero y octubre (Figs. 4.2a y 4.2d). En octubre y enero el

aporte de AStS es mayor y al combinarse con el asa forman la ATr. El ATr es una masa de agua superficial, de acuerdo a los diagramas T-S climatológicos esta se encuentra principalmente los 26° y 28° N. La localización de esta masa de agua puede estar asociada al giro ciclónico frente a Punta Eugenia y un pequeño meandro que se visualizan en los mapas de alturas dinámicas (Fig. 4.3), los cuales producen la mezcla de aguas de diferentes características. Sin embargo, el calentamiento estacional también puede estar involucrado. Estos cambios en la contribución de las masas de agua, indican que la frontera entre el ASA y ATS más AStS se mueve latitudinalmente. En invierno y otoño se encuentra entre los 27° y 28° N, para primavera y verano se encuentra a latitudes mas bajas.

El AESs, al igual que el ASA, esta presente a lo largo del año, como se aprecia en las secciones verticales y horizontales de temperatura y salinidad. Sin embargo, es mas evidente en otoño (Figs. 4.5c, 4.6c, 4.7c y 4.8c) a partir de ~200 m de profundidad, confinada a la plataforma continental. Los contornos de alturas dinámicas de 200/500 dbar, no muestran un flujo hacia el polo constante (ver Fig. 4.3). Solo en el mes de octubre, se aprecia éste flujo más definido.

La masa de AESs, que es acarreada hacia el polo mediante la CcSs, se observa principalmente en octubre, en concordancia con estudios anteriores

(Reid *et al.*, 1958). El núcleo de AESs se ve reducido arriba de los 28°N por la mezcla con el ASA. Collins *et al.* (1996), observan durante el verano la clara presencia de la CcSs al norte de Punta Concepción, California. Sin embargo, en el mapa de alturas dinámicas se observa, que el núcleo de la CcSs a los 28°N principalmente en los meses de julio y octubre, se desvía hacia el sureste y en el norte lo que se observa es la influencia profunda de lo que podría ser el giro del sur de California. Lo mencionado anteriormente y de acuerdo a lo encontrado por Collins *et al.* (1996), es decir, la presencia de la CcSs al norte de Punta Concepción, es un indicativo que para estudiar mas a fondo la variabilidad de la CcSs tomar como nivel de referencia 500 dbar no lo es adecuado. Si se observan los perfiles de salinidad de la caja control (Fig. 4.11) la isohalina de 34.3 representativa del núcleo de la CcSs se hunde aproximadamente a los 29°N. Por lo tanto, no se observan características termohalinas de la AESs de la región IMECOCAL.

## **5.2 Variabilidad interanual de temperatura, salinidad y velocidad geostrófica.**

En la región IMECOCAL se presentaron dos eventos interanuales importantes EN 1997-1998 y LN entre octubre de 1998 y enero de 1999. En el 2002-2003 se presento un evento EN moderado. De acuerdo a los índices, LN tiene una duración de 1998 a 2001. La variabilidad interanual en la temperatura y

salinidad del periodo de estudio (enero de 1998 a octubre de 2003), se observaron en las series de tiempo de los dos primeros modos. Dicha variabilidad se vio reflejada en los primeros ~12 meses del periodo de estudio. La mayor variabilidad en temperatura se concentro en enero de 1998 para el primer modo (~30%) y en octubre de 1998 en el segundo modo (~12%). Como ya se había mencionado se presentó otro eventos interanuales, pero no fueron lo suficientemente fuertes para que se vieran reflejados en la descomposición de las series. En el segundo modo de temperatura se observa un segundo pico en julio de 2000, este no se relaciona con un evento interanual ya que se presenta de una manera muy rápida, lo cual indica frecuencias altas. La máxima variabilidad en salinidad se observo en enero de 1998 en el primer modo (~23%) y en octubre de 1998 en el segundo modo (~13%). Posteriormente, se observo una serie de picos, que tienen una frecuencia aproximadamente de 9 meses diferente a las variaciones interanuales. Este tipo de comportamiento se observo en las velocidades geostróficas, en donde a diferencia de temperatura y salinidad la mayor variabilidad no se concentro en los primeros 12 meses. A pesar de que en los primeros meses se observa una tendencia, sin embargo la mayor variabilidad se ve reflejada posteriormente. Se presentan en la series de tiempos de ambos modos picos cada 6 o 9 meses, similar a lo observado en salinidad.

Para el estudio de eventos interanuales la serie de tiempo aun es pequeña, sin embargo muestra frecuencias que persisten y que se pueden seguir estudiar posteriormente, como sería la mesoescala. Con esto se puede decir que son más importantes los procesos de mesoescala que los eventos interanuales en los transportes de propiedades.

Las variaciones estacionales en la intensidad del flujo baroclínico producen cambios en la distribución de las propiedades hidrográficas (temperatura y salinidad); estos a su vez provocan un ajuste vertical en el campo de densidades y un cambio en el transporte de propiedades. Se esperaría que estos transportes tuvieran también una variación estacional, sin embargo los resultados obtenidos presentan una variación estacional débil que será discutida mas adelante.

### **5.3 Variabilidad en el transporte de volumen de Ekman y geostrófico.**

Los resultados del transporte de volumen de Ekman arrojaron un máximo en abril (-0.44 Sv) y el mínimo en enero (-0.34 Sv). En el caso del transporte geostrófico en los meses de abril y julio se observa el máximo hacia adentro de la caja control, 0.63 Sv y 0.64 Sv, respectivamente, mientras que octubre se observa la salida -0.13 Sv. Aunque no se puede determinar la variabilidad

estacional por falta de datos, se observó que el transporte de volumen geostrófico tiene una variabilidad en escalas temporales menores semianual, mientras que el transporte neto de volumen de Ekman su variabilidad es estacional. El transporte de Ekman tiene una variabilidad estacional debida a la variabilidad del esfuerzo viento, ya que depende de este. Sin embargo, el transporte de geostrofico depende justamente del balance geostrófico que hasta el momento se puede asumir que tiene una variabilidad no estacional.

El máximo de transporte de Ekman (-0.44 Sv) en abril, está asociado con los vientos más intensos del año (Reid *et al.*, 1958, Espinosa-Correón *et al.*, 2004; Soto-Mardones *et al.*, 2004). En el sur de California, si bien el transporte resultó de mayor magnitud (-0.60 Sv, Bograd *et al.*, 2001), se observó el mismo comportamiento. La diferencia en el esfuerzo del viento entre el área IMECOCAL y el sur de California (diferente esfuerzo del viento a diferentes latitudes) y la diferencia entre las zonas de contacto del viento son dos posibles causas que explican la diferencia en la magnitud del transporte en ambas regiones. El esfuerzo del viento es proporcional al transporte de Ekman, es importante recalcar que la dirección del esfuerzo del viento a lo largo del perímetro de la caja es más importante que su magnitud esto fue sugerido por Bograd *et al.* (2001).

Los resultados encontrados en el sur de California y en la región IMECOCAL para los meses de octubre y enero son muy similares, no se esperarían que

fueran iguales debido a que la componente del esfuerzo del viento cambia de acuerdo a la latitud.

Winant y Dorman (1997) mencionan que el decaimiento en el esfuerzo del viento que se observa en otoño e invierno, provoca una disminución del transporte de Ekman. Bograd *et al.* (2001) sugieren que: consecuentemente existe una ganancia en el transporte geostrófico. Un resultado similar se obtuvo al analizar el transporte geostrófico y de Ekman de cada una de las caras, sin embargo, al hacer la sumatoria de las tres caras lo anterior no se cumple. En el esfuerzo del viento se incrementa en abril, y ocasiona un máximo relativo en el transporte de Ekman (-0.44 Sv), pero no se observa una disminución en el transporte geostrófico (0.63 Sv).

El transporte geostrófico en primavera y verano es de  $\sim 0.63$  Sv. Se observa la mayor entrada en primavera por la cara norte lo cual indica un mayor acarreo de agua subártica (CC, Fig. 4.2b). Se observa una mayor pendiente de las isotermas y de las isohalinas para este mes en la línea 100 (Fig. 4.3b y Fig. 4.4b), la cual comprende la cara norte. La intensificación del viento provoca un mayor gradiente en las alturas dinámicas, lo cual ocasiona un flujo mayor y por ende volumen de entrada mayor. Sin embargo, para otoño se observa un transporte de volumen geostrófico negativo (-0.13 Sv). El debilitamiento del viento en esta época provoca un menor gradiente en las alturas dinámicas. La variabilidad en el campo de densidades contribuye a la formación de meandros,

lo cual provoca una mayor entrada por el oeste y una salida por la parte norte. El campo de las densidades de la cara oeste de la caja control para el mes de otoño muestra un gradiente mayor (Fig. 4.11d), lo cual ocasiona una mayor estabilidad que propicia la formación de los meandros.

#### **5.4 Variabilidad en el transporte de calor y sal.**

La señal estacional no es evidente en la parte estacionaria del transporte de calor y de sal en la región IMECOCAL, esto se comprueba con el análisis armónico a ambos transportes. La varianza explicada de la variabilidad anual es muy pequeña, de 1.17% para el transporte de calor y de 17% en el transporte de sal. Se esperaría que el transporte de calor, dependiera principalmente de la temperatura, ya que esta tiene una señal estacional. Sin embargo, el calentamiento estacional del campo de temperatura esta asociado al calentamiento radiativo. El principal factor que influye en la variabilidad del transporte la cual parece estar asociada a escalas temporales menores. El patrón geográfico depende del campo de isopícnas y su distribución, lo cual influye en el transporte de calor.

La pérdida de calor por advección ocurre durante abril y la ganancia máxima en octubre. Al haber una salida de calor por advección en el mes de abril, implica



que el océano gana calor a la atmósfera. Se esperaría que en primavera hubiera una pérdida de calor de la caja oceánica por evaporación, debida a que un mayor esfuerzo del viento se traduce en mayor evaporación. La evaporación depende del viento, de la humedad, pero al hablar de calor advectado, se debe enfocar al flujo neto por la superficie, y la evaporación es parte de él.

El máximo calor advectado hacia adentro de la caja se observó en otoño, su equivalente aproximado de un flujo neto es de  $22.23 \text{ W m}^{-2}$  de calor perdida por el océano. La ganancia por advección debida a un mayor aporte de aguas ecuatoriales y esto se corrobora con una mayor influencia del AESs (Fig. 4.2d). Además, de la presencia de la contracorriente superficial y el movimiento de la frontera entre ASA, ATS y AStS.

El incremento en la exportación de sal en abril y julio, se debe a los fuertes eventos de surgencias y da como resultado un transporte de Ekman hacia fuera de la costa. El agua desplazada es remplazada con agua subsuperficial con mayor salinidad y menor temperatura.

En trabajos anteriores realizados en la región sur de California (Roemmich, 1989; Bograd *et al.*, 2001), observaron perdida de calor por advección en todo el año. Esto implica una ganancia neta de calor por la atmósfera. Sin embargo, en la zona de estudio del presente trabajo, sólo se observa una transferencia de calor de la atmósfera hacia el océano en primavera ( $-0.35 \text{ W m}^{-2}$ ). Esta

transferencia es menor a lo encontrado en los trabajos anteriores [ $\sim -130 \text{ W m}^{-2}$ , (Roemmich, 1989; Bograd *et al.*, 2001)].

La variabilidad observada principalmente se debe a los eventos interanuales que se presentaron en los primeros meses, como se observó en el análisis de frecuencias bajas y posteriormente a los procesos de mesoescala. De acuerdo a estudios anteriores, durante el evento EN (1997-1998) se presentan gradientes débiles y la mesoescala disminuyó (Durazo y Baumgartner, 2002; Cerezo-Mota; 2002) debido a inestabilidades en la capa baroclínica, por ello no se observa en la descomposición de las series en los primeros doce meses la mayor variabilidad en las velocidades geostroficadas en el primer modo. Caso contrario durante el evento LN se intensifica la actividad de mesoescala y el restablecimiento de un fuerte meandro en el flujo superficial (Durazo y Baumgartner, 2002). En un trabajo posterior, observan en la región IMECOCAL la formación de meandros y remolinos, durante verano, otoño e invierno.

## 6. CONCLUSIONES

El ciclo estacional climatológico de temperatura y salinidad CalCOFI-IMECOCAL, al obtenerse de una serie integrada para completar una serie de tiempo de 34 años (base de datos de CalCOFI 1950-1978 + base de datos de IMECOCAL 1997-2004), no se observaron diferencias significativas al ser de bases de datos de diferentes regimenes (frío-calido).

El ciclo estacional climatológico CalCOFI-IMECOCAL comprende 60 estaciones se hizo con esto una malla mas fina, esto permite visualizar con mayor detalle las estructuras de temperatura y salinidad, tanto en la vertical como en la horizontal. Se tiene entonces un ciclo estacional climatológico de temperatura y salinidad, representativo de la región sur del Sistema de la Corriente de California (región IMECOCAL).

En la región IMECOCAL se encuentran tres masas de aguas predominantes, las cuales son Agua Subartica (ASA), Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESs) y Agua Transicional (ATr), las cuales presentan una variabilidad estacional.

Las masas de agua dan las características a las corrientes que forman el Sistema de la Corriente de California. El ASA es acarreada por la Corriente de California, su contribución es mayor en primavera, debido a la intensificación del

viento y aun mayor gradiente en las alturas dinámicas. El ASA se confina a la zona costera, por lo tanto, se tiene un CC costera en primavera.

El ASA es más débil en verano pero más ancha, debido al debilitamiento del viento y un menor gradiente en las alturas dinámicas. Por lo tanto, la contribución del sur es mayor a la región IMECOCAL, en invierno y otoño, por medio de ATr y AESs.

Los cambios en la contribución de las masas de agua, indican que la frontera entre el ASA y ATS más AStS se mueve latitudinalmente. En invierno y otoño se encuentra entre los 27° y 28° N, para primavera y verano se encuentra a latitudes mas bajas.

En primavera, un mayor gradiente de las alturas dinámicas, permiten que se observe un máximo en el transporte de volumen. Se acarrea un mayor volumen de aguas con bajas temperaturas y menos salinas, lo cual no permite una transferencia de calor hacia la atmósfera y sin embargo, se observa una ganancia por advección. La mayor ganancia se observo en otoño, en donde hay una aportación de aguas sureñas y se podría decir, una perdida de calor por parte del océano.

El comportamiento no estacional del transporte de calor, se debe principalmente a la mesoescala en la región. El transporte de salinidad no presenta una variabilidad estacional clara. Su variabilidad es debida a la interacción de dos masas de agua, así como también a eventos de surgencias.

## 7. LITERATURA CITADA

- Bacon, S. y N. Fofonoff. (1996). Oceanic heat flux calculation. *J. Atmos. Oceanic Techno.*, 13, 1327-1329.
- Bograd, S.J., P. M. Digiacomio, R. Durazo, T. L. Hayward, K. D. Hyrenbach, R. J. Lynn, A. W. Mantyla, F. B. Schwing, W. J. Sydeman, T. Baumgartner, B. Lavaniegos y C. S. Moore. (2000). The state of the California Current, 1999-2000: forward to a new regime? *CalCOFI Rep.*, 41, 26-52.
- Bograd, S. J., T. K. Chereskin y D. Roemmich. (2001). Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California System: annual cycle and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 106, 9255-9275.
- Castro-Valdez, R. (2001). Variabilidad termohalina e intercambio de calor, sal y agua en la entrada al Golfo de California. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, México, 121 pp.
- Chelton, D. B., P. A. Bernal y J. A. McGowan. (1982). Large-scale interannual physical and biological interactions in the California Current. *J. Mar. Res.*, 40, 1095-1125.
- Chereskin, T. K. (1995). Direct evidence for an Ekman balance in the Current California. *J. Geophys. Res.*, 100, 18,261-18,269.
- Cerezo-Mota, R. (2002). El impacto del Niño 1997-1998 en la entrada al Golfo de California. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, México, 49 pp.
- Collins, C. A., N. Garfield, R. G. Paquette y E. Carter. (1996). Lagrangian measurement of subsurface poleward flow between 38° N y 43° N along the west coast of the United States during summer, 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 23(18), 2461-2464.
- Durazo, R., T. R. Baumgartner, S. T. Bograd, C. A. Collis, S. de la Campa, J. García, G. Gaxiola-Castro, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, D. Loya, R. J. Lynn, F. B. Schwing, R. L. Smith, W. J. Sydeman, P. Wheeler. (2001).

- The state of the California Current 2000-2001: a third straight La Niña year. *CalCOFI Rep.*, 42, 29-60.
- Durazo, R. y T. R. Baumgartner. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.*, 54, 7 – 31.
- Durazo, R., G. Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, R. Castro-Valdez, P. Etnoyer, J. Gómez-Valdez, A. Da S Mascarenhas JR. Oceanographic conditions off the western Baja California coast, 2002-2003: A weak El Niño and Subarctic water excess. *Sometida a Ciencias Marinas*.
- Emery, W. J. y R. E. Thompson. (2001). Data analysis methods in physical oceanography. Second and Revised Edition, ELSEVIER SCIENCE B.V., Amsterdam, Holanda, pp 392-393.
- Espinosa- Carreón, T. L., P. T. Strub, E. Beier, F. Ocampo-Torres y G. Gaxiola-Castro. (2004). Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.*, 109, 1-20, doi: 10.1029/2003JC002105.
- García, C. J., R. Durazo., T. R. Baumgartner y B. Lavaniegos. (1997). Hidrografía en la zona sureña de la Corriente de California, campaña IMECOCAL 9701. B/O Francisco de Ulloa. Septiembre 28 – Octubre 6 de 1997. Informe Técnico. CICESE. 110 pp.
- Hare, S. R., N. J. Mantua y R. C. Francis, (1999). Inverse production regimes: Alaska and west coast Pacific salmon. *Fisheries* 24, 6-14.
- Hickey, B. M. (1979). The California current system-hypotheses and facts, *Progr. Oceanogr.* 8, 191-279.
- Hellerman, S. y M. Rosenstein. (1983). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13,1093-1104.
- Hewitt, R. P. (1988). Historial review of the oceanographic approach to fisheries research. *CalCOFI Rep.*, 29, 27-41.
- Josey, S. A., E. C. Kent y P.K. Taylor. (1998). The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean – Atmosphere. Heat, momentum y freshwater flux atlas. *Southampton Oceanography Centre Rep.* No. 6, 30 pp.

- Lynn, R. J. (1966). Seasonal variation of temperature and salinity at 10 meters in the California Current. *CalCOFI Rep.*, XI, 1 July 1963 to 30 June 1966, 157-174.
- Lynn, R. J., K. A. Bliss y L. E. Eber. (1982). Vertical and horizontal distributions of seasonal mean temperature, salinity, sigma-t, stability, dynamic height, oxygen, and oxygen saturation in the California Current 1950-1978. *CalCOFI Rep.*, 30.
- Lynn, R. J. y J. J. Simpson. (1987). The California current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.*, 92, 12,947-12,966.
- Lynn, R. J. y S.J. Bograd. (2002). Dynamic evolution of the 1997-1999 El Niño-La Niña cycle in the southern California Current System. *Progr. Oceanogr.*, 54, 59-75.
- Mantua, J. M., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace y R. C. Francis. (1997). A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.
- Ochoa, J. y N. A. Bray. (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Res.*, 38, 465-503.
- Pares-Sierra, A., M. López y E. G. Pavía. (1997). Contribuciones en la oceanografía física en México. Monografía No. 3 UGM, 1-24
- Reid, J. L., G. I. Roden y J. G. Wyllien. (1958). Studies of the California Current system. *Progress Report, CalCOFI*, 1 July 1956 – 1 January 1958, 28 – 56, (La Jolla, Ca.).
- Roden, G. I. (1971). Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 3462-3475.
- Roemmich, D. (1989). Mean transport of mass, heat, salt and nutrients in southern California coastal waters: implications for primary production and nutrient cycling. *Deep Sea Res.*, 36, 1359-1378.



- Schwing, F. B., T. Murphree y P. M. Green. (2002a). The Northern Oscillation Index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progr. Oceanogr.*, 54, 115-139.
- Schwing, F. B., T. Murphree, L. deWitt y P. M. Green. (2002b). The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Progr. Oceanogr.*, 54, 459-491.
- Soto-Mardones, L., A. Pares-Sierra, J. Garcia, R. Durazo y S. Hormazabal (2004) Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Res. II*, 51, 785-798.
- UNESCO. (1991). Processing of Oceanographic Station Data. JPOTS ed. panel, Paris, 138 p
- Venrick, E., S. J. Bograd, D. Checkley, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, J. Hunter, A. Huyer, K. D. Hyrenbach, B. E. Lavaniegos, A. Mantyla, F. B. Schwing, R. L. Smith, W. J. Sydeman y P. A. Wheeler. (2003). The state of the California Current, 2002-2003: tropical and subarctic influences vie for dominance. *CalCOFI Rep.*, 44
- Wooster, W. S. y J. H. Jones. (1970). California Undercurrent off northern Baja California. *J. Mar. Res.*, 28(2), 235-250.
- Winant C. D. y C. E. Dorman. (1997). Seasonal patterns of surface wind stress and heat flux over the Southern California Bight. *J. Geophys. Res.*, 102, 5641-5653.