

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



**DINÁMICA Y TERMODINÁMICA EN LA ENTRADA EXTERIOR AL
GOLFO DE CALIFORNIA**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

VICTOR MANUEL GODÍNEZ SANDOVAL

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. ENERO 2011

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

DINÁMICA Y TERMODINÁMICA EN LA ENTRADA EXTERIOR AL
GOLFO DE CALIFORNIA

T E S I S

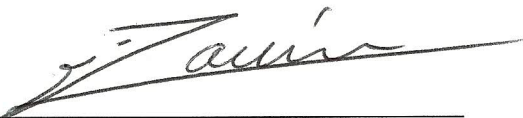
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA

VICTOR MANUEL GODÍNEZ SANDOVAL

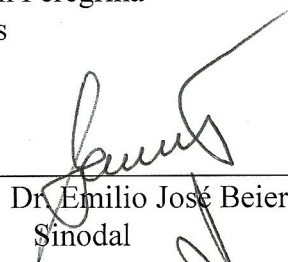
Aprobada por:



Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Director de tesis



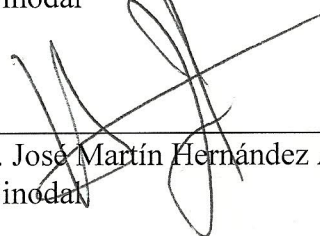
Dr. Rubén Castro Valdez
Sinodal



Dr. Emilio José Beier
Sinodal



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Sinodal



Dr. José Martín Hernández Ayón
Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Instituciones:

A la Universidad Autónoma de Baja California que por conducto del postgrado en Oceanografía Costera ofrecido por la Facultad de Ciencias Marinas y el Instituto de Investigaciones Oceanológicas contribuyeron a mi formación académica.

A CICESE, y en especial al Departamento de Oceanografía Física, por darme la oportunidad de ampliar mis conocimientos profesionales y por las facilidades brindadas durante esta etapa de mi carrera.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico brindado con la beca crédito No. 82844.

Esta tesis es un producto de los proyectos CONACYT SEP-2003-C02-42941/A-1 “Dinámica, termodinámica y producción primaria de la corriente Costera Mexicana” y G34601-S “Formación y perspectivas de las actividades portuarias, pesqueras y turísticas en el litoral occidental mexicano” que permitieron obtener una excelente base de datos hidrográficos.

AGRADECIMIENTOS

Personales:

Al Dr. Miguel F. Lavín Peregrina por sus atinadas observaciones que contribuyeron al fortalecimiento del trabajo de investigación pero sobre todo por la amistad, confianza y apoyo para poder terminar esta etapa de mi vida profesional.

Al Dr. Emilio Beier quien aparte de la dedicación para enseñarme, y la paciencia para ayudarme a realizar todos los cálculos de las distintas fuentes de información, me considera un amigo y colega.

A los Drs. Rubén Castro Valdez, Reginaldo Durazo Arvizu y José Martín Hernández Ayón por su dedicación y esfuerzo durante la revisión del trabajo, y por haber enriquecido mi vida profesional.

Al Dr. Luis G. Alvarez Sánchez en forma muy especial por su invaluable amistad, por su compañerismo en el trabajo, y sobre todo por ser un verdadero amigo.

A mis amigos de cubo con los cuales siempre pude contar: M.C. Rafael Ramírez Mendoza, M.C. Ana María Ramírez Manguilar, M.C. Carlos F. Cabrera Flores y M.C. Arturo I. Ocampo.

Al equipo de trabajo que participó en las hidrocalas durante las campañas oceanográficas: Dr. Jushiro Cepeda Morales, Ocean. Joaquín García Cordova, Dr. José Gómez Valdes, Sr. Juan Francisco Moreno Higareda, Sr. Carlos Federico Flores Cabrera, Ing. Rodolfo Camacho Torres y a toda la tripulación del B/O Francisco de Ulloa. Sin ellos no hubiera sido posible la realización del trabajo.

A todos los amigos de CICESE y la UABC que de alguna manera me han ayudado en mi camino: M.C. Luis Felipe Navarro Olache, Dra. Lus López Acuña, Dr. Manuel Figueroa Rodríguez, Dr. Alejandro Parés Sierra, Dra. Laura E. Carrillo, L.C.C. Alina Morales Perez, L.A.E. Julieta Castro Sandoval, Guadalupe Zuñiga, Guadalupe Pacheco, Tania Bonilla, Monica Sánchez, Guadalupe Rodriguez.

A mis amigos ensenadenses que siempre están para ayudar, Dra. Mercedes Ortíz Zulueta, Arq. Francisco Javier Mosqueda, M.V.Z. Luis García y Mta. Hilda Padilla.

A todos los paceños que siempre me echan porras: Dra. Laura Sánchez Velasco, Dra. Martha Peguero Icaza, Rebeca Vidal, M.C. Fernando Contreras Catala, Biol. Arturo Sánchez.

DEDICATORIA

Para quien son la fuerza y mi razón para seguir superandome

Paty, Karlita y María Fernanda

A la memoria de mi padre quien decía:

“la única herencia importante es la educación”

A toda mi familia que siempre estarán en mi corazón.

Resumen

Se describe la circulación superficial alrededor de la entrada del Golfo de California usando altimetría del nivel del mar y diez campañas oceanográficas. La altura de la superficie del mar calculada de la climatología WOD01 de $\frac{1}{4}$ de grado más los datos de altimetría de AVISO (octubre 1992 a enero 2008) fueron ajustados a la altura dinámica calculada con los datos de CTD; resultando que la isopícnica de 27.0 kg m^{-3} es la referencia óptima. En el promedio, la circulación superficial muestra un brazo de la corriente de California curvándose hacia la entrada del Golfo de California en donde se divide en dos sub-ramas; las cuales están separadas por una circulación ciclónica hacia la costa al sur de Cabo Corrientes. Esta característica es producida por la dinámica de Sverdrup, y es la primera evidencia observacional indicando que la corriente costera Mexicana es generada localmente por el rotacional del esfuerzo del viento, como fue previamente sugerido por los modelos numéricos. La varianza global de la circulación superficial puede separarse en las componentes estacional (v.e.: 35%), interanual (v.e.: 35%) y de mesoescala (v.e.: 30%). La señal estacional, muestra que la variación entre la Corriente Costera Mexicana hacia el polo y el brazo de la corriente de California hacia el Ecuador, puede ser explicada por un modelo de ondas largas de Rossby, movido por el viento anual y la radiación de ondas desde la costa. La componente interanual es dominada por el ENSO, el cual induce una circulación anticiclónica (ciclónica) en la entrada del Golfo durante El Niño (La Niña); esta circulación incluye un flujo hacia el polo (durante El Niño) a lo largo de la costa de península de Baja California. La variabilidad de mesoescala es causada por una intensa actividad de remolinos.

Se investigaron los diferentes términos de los balances de volumen y de calor en la región del Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM) cerca de la entrada al Golfo de California, en la zona de interacción entre la rama tropical de la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana. Se utilizaron promedios mensuales climatológicos de 4 bancos de datos hidrográficos y meteorológicos (NODC/WOA01, NCEP/NCAR, JPL/PATHFINDER, JPL/CCMP) para estimar el contenido de calor y su cambio temporal, los flujos de calor por la superficie, y el esfuerzo del viento. El volumen de agua bajo estudio es el muestreado en cuatro ocasiones por PROCOMEX entre junio de 2005 y marzo de 2007, y hasta la isopícnica de 27 kgm^{-3} . Cualitativamente, el balance de volumen de largo periodo es entre el transporte

geostrófico entrando a niveles subsuperficial y el de Ekman saliendo por la superficie. A la frecuencia anual, las amplitudes son 0.4 Sv con máximo en julio y 0.2 Sv con máximo en julio para el transporte geostrófico entrante y el transporte de Ekman saliente respectivamente. Estimando una tasa de evaporación menos precipitación de ~ 1 m/año, el balance de volumen requeriría una salida de 0.01 Sv. En cuanto al balance de calor de largo período, se obtiene una concordancia aceptable entre el calor de entrada por la superficie ($Q = 8.6$ TW) y el que es sacado por el transporte de Ekman (-13.9 TW), mientras que el flujo geostrófico advectivo de calor entrante fue de menor magnitud (3.8 TW). Los armónicos anuales de los flujos de calor se balancean de la siguiente manera: Ekman, 23.5 TW con un máximo en octubre; $Q = 9.6$ TW con un máximo en octubre; y un flujo de advección geostrófica de 19.0 TW con un máximo en noviembre. Los armónicos semianuales de los flujos de calor se balancean de la siguiente manera: Ekman, 6.6 TW con un máximo en enero; $Q = 2.9$ TW con un máximo en enero; y un flujo de advección geostrófica de 30.3 TW con un máximo en enero. Notese que la amplitud semianual del transporte de calor geostrófico es mayor que su amplitud anual; este resultado se explica como efecto de la interacción entre la Corriente Costera Mexicana y el Sistema de la Corriente de California.

ÍNDICE

I. ALTIMETRÍA Y CIRCULACION GENERAL

I.1. Introducción	1
I.2 Objetivo	3
I.3. Datos y Métodos	3
I.4 Resultados y Discusión	6
I.4.1 Nivel de referencia y circulación media	6
I.4.2 Variabilidad estacional	13
I.4.3 Variabilidad interanual y de mesoescala	15
I.4.4 Separando escalas durante un crucero	21
I.4.5 Modelo de ondas de Rossby de la variabilidad anual	26
I.5 Conclusiones	39

II. ASPECTOS TERMODINÁMICOS DE LA ZONA DE ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA

II.1. Introducción	41
II.1.1 Objetivo	44
II.2 Datos y Métodos	44
II.2.1 Los cruceros PROCOMEX	44
II.2.2 Los datos hidrográficos NODC/WOA01	45
II.2.3 Los datos de flujos de calor por la superficie NCEP/NCAR	47
II.2.4 Los datos de viento JPL/CCMP	50
II.2.5 Los datos de temperatura superficial del mar (SST) JPL/PATHFINDER	51
II.2.6 Señal estacional por cuadrados mínimos	53
II.3 Dinámica y Termodinámica	53
II.3.1 Dinámica de la capa superficial	53
II.3.1.1 Transporte de Ekman	53
II.3.1.2 Bombeo de Ekman	56
II.3.1.3 Advección de volumen y calor por transporte de Ekman	56
II.3.2 Dinámica del océano interior	57
II.3.2.1 Balance geostrófico	57
II.3.2.2 Balance de Sverdrup	59
II.3.2.3 Transporte de de volumen y calor por velocidad geostrófica	60

II.3.3 Balances de volumen y calor	61
II.4 Resultados	62
II.4.1 Hidrografía y circulación geostrófica en el área PROCOMEX	62
II.4.1.1 Promedio	62
II.4.1.2 Mensuales	65
II.4.2 Flujos a través de la superficie en el área PROCOMEX	68
II.4.2.1 Esfuerzo del viento	68
II.4.2.2 Flujo de calor por la superficie	70
II.4.2.3 Evaporación y precipitación	74
II.4.3 Flujos de calor y volumen por transporte de Ekman en el perímetro PROCOMEX	74
II.4.4 Flujos de volumen y calor por corrientes geostróficas en el área PROCOMEX	78
II.5 Discusión	82
II.5.1 Presupuestos de volumen y calor en el área PROCOMEX	82
II.5.1.1 Promedio	82
II.5.1.2 Estacional	83
II.6 Conclusiones	95
III. DINÁMICA Y TERMODINÁMICA DEL PACÍFICO ORIENTAL TROPICAL FRENTE A MÉXICO	
III.1 Dinámica	97
III.2 Termodinámica	100
III.2.1 Presupuesto de volumen	100
III.2.2 Presupuesto de calor	101
III.3 Algunas relaciones con la productividad biológica	103
III.4 La continuación	106
IV. LITERATURA CITADA	108
V. Apéndice A: Promedios mensuales para los datos de viento CCMP obtenidos del Jet Propulsion Laboratory	114
VI Apéndice B: Velocidad geostrófica e hidrografía mensual en el polígono PROCOMEX	127

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mallas de estaciones de CTD durante los cruceros PROCOMEX: (a) Noviembre 2000, (b) Mayo 2001, (c) Noviembre 2001, (d) Mayo 2002, (e) Noviembre 2002, (f) Junio 2003, (g) Junio 2005, (h) Noviembre 2005, (i) Agosto 2006, (j) Marzo 2007.	4
Figura 2. Error relativo respecto a la isopícnica de referencia. Es el error entre la anomalía geopotencial de la "altimetría del nivel del mar referenciado" y la anomalía geopotencial calculada de los cruceros PROCOMEX.	8
Figura 3. (a) Anomalía de la topografía (m) de la isopícnica de 27 kgm^{-3} relativo a su profundidad media ($539 \pm 6 \text{ m}$), para los datos de WOA01 de $\frac{1}{4}$ de grado. (b) Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a la isopícnica de 27 kgm^{-3} . (c) Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a 539 m . (d) Rotacional del esfuerzo del viento promedio (10^{-7} Nm^{-3}) del producto de viento de CCMP. (e) Circulación de Sverdrup calculada del rotacional del esfuerzo del viento promedio.....	9
Figura 4. Contornos (cm) para la anomalía geopotencial usando "altimetría del nivel del mar referenciado" (líneas continuas) y para los cruceros (color) realizados en: (a) Marzo 2007, (b) Junio 2005, (c) Agosto 2006 y (d) Noviembre 2005.	12
Figura 5. Amplitud y fase del ajuste estacional a la altura de la anomalía geopotencial usando la "altimetría del nivel del mar referenciado". (a) amplitud anual (cm), (b) fase anual (mes), (c) amplitud semianual (cm) y (d) fase semianual (mes).	14
Figura 6. Primer modo de las FEO para la "altimetría del nivel del mar referenciado": (a) estructura espacial. (b) serie de tiempo. En (b), el índice MEI es la línea de color azul.....	17
Figura 7. Descomposición de FEOs para la anomalía del nivel del mar referenciado en el Pacífico tropical oriental. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo. La partes superiores muestran la estructura espacial y las inferiores las correspondientes series de tiempo; en (a), la línea azul representa el índice MEI. (d) Porcentaje de varianza local explicada por los modos 2 y 3.	19
Figura 8. Varianza local de la anomalía del nivel del mar referenciado contenido en las tres escalas de tiempo: (a) estacional, (b) interanual y (c) mesoescala.	23
Figura 9. Circulación durante el crucero de junio del 2005 (Fig. 4b), dividido en las tres escalas de tiempo: (a) estacional, (b) interanual y (c) mesoescala.	25
Figura 10. Modelo de capa y media.....	27

Figura 11. Contornos del ajuste estacional al rotacional del esfuerzo del viento (10^{-7} Nm^{-3}) en (a) enero, (b) febrero, (c) marzo, (d) abril, (e) mayo, (f) junio, (g) julio, (h) agosto, (i) septiembre, (j) octubre, (k) noviembre y (l) diciembre.	33
Figura 12. Características de la onda larga de Rossby modelada anualmente: (a) amplitud (cm) y (b) fase (mes).	36
Figura 13. Evolución de enero a noviembre de la componente anual de la “altimetría del nivel del mar referenciado” (lado izquierdo) y el modelo de la onda larga de Rossby anual (lado derecho).....	38
Figura 14. Los cuatro cruceros PROCOMEX cuyos datos se usarán en este capítulo. Realizados en: (a) junio del 2005, (b) noviembre del 2005, (c) agosto del 2006 y (d) marzo del 2007. En línea azul el polígono PROCOMEX con el nombre de las secciones principales.	45
Figura 15. Estaciones de hidrográficas de CTD usados en el NOD01 para generar el Atlas climatológico. Tomado de Fiedler y Talley (2006).	46
Figura 16. En azul, el polígono PROCOMEX para la estimación de los términos de los balances de volumen y calor. El área superficial del polígono es $2.5582 \times 10^{11} \text{ m}^2$. La malla mostrada es en la que se obtuvieron los perfiles de temperatura y salinidad del banco de datos NODC/WOA01 de $\frac{1}{4}$ de grado.	48
Figura 17. Promedio de largo periodo para el flujo neto a través de la superficie en el POTM, y el polígono Procomex.....	50
Figura 18. Promedio de datos de viento CCMP obtenidos del <i>Jet Propulsion Laboratory</i> para el período de 2000-2007.	51
Figura 19. Datos de temperatura superficial (promedio de largo plazo) obtenidos del <i>Jet Propulsion Laboratory</i> , mostrando la resolución de la malla en el área PROCOMEX.	52
Figura 20. El transporte en la capa de Ekman es perpendicular al esfuerzo del viento (a la derecha del viento en el hemisferio norte).....	55
Figura 21. Velocidad geostrófica e hidrografía promedio en el polígono PROCOMEX. Mazatlán queda del lado izquierdo, Manzanillo del lado derecho; las líneas verticales azules marcan los quiebres principales del polígono. (a) Temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$). (b) Salinidad. (c) Anomalía de densidad. (d) Velocidad geostrófica normal al perímetro referida a la isopícnica de 27 kgm^{-3} ; la convención de signos para v_{gp} es que los valores positivos entran al volumen PROCOMEX y los valores negativos salen. (e) Anomalía geopotencial promedio relativa a la isopícnica de 27 km m^{-3} , y vectores de velocidad geostrófica superficial. En (b) se indican las masas de agua: AST= Agua	

superficial tropical, AGC= Agua del Golfo de California, MSS= Mínimo Salino Somero, A13G= Agua de los 13 grados, AIP= Agua intermedia del Pacífico.....	64
Figura 22. Idem figura 21 para el mes de Febrero.....	66
Figura 23. Idem Figura 21 para el mes de Abril.....	67
Figura 24. Idem Figura 21 para el mes de Julio.....	68
Figura 25. Climatología mensual del esfuerzo del viento $\vec{\tau}$ (Nm^{-2}) en el POTM.	70
Figura 26. Promedio de largo periodo para las componentes de los flujos de calor por la superficie (Wm^{-2}).....	71
Figura 27. (a) Componentes de los flujos de calor por la superficie en Wm^{-2} (Onda corta (línea roja), Onda Larga (línea azul), Calor Latente (línea celeste), Calor Sensible (línea verde). (b) Flujo neto de calor por la superficie (puntos) y ajuste armónico estacional (línea negra, TW). Las líneas punteadas son el error del ajuste.....	73
Figura 28. Promedio de precipitación menos evaporación (cm/año) para el Pacífico tropical del Este. Tomado de Fiedler y Talley (2006).....	74
Figura 29. Climatología mensual del transporte de volumen por Ekman a lo largo del perímetro PROCOMEX.....	76
Figura 30. (a) Transporte de volumen de Ekman (Sv) y (b) Transporte de calor por transporte de Ekman (TW) en el polígono PROCOMEX. Los valores positivos son de ganancia en el área, y los valores negativos de pérdida o exportación. Las líneas continuas son el ajuste estacional a armónicos anual y semianual y las líneas punteadas es el error en el ajuste. (ver Tabla II).	77
Figura 31. Promedio vertical del transporte de volumen geostrófico a lo largo del polígono PROCOMEX.....	79
Figura 32. Transporte de volumen (Sv) y calor (TW) por flujos geostróficos por las secciones del polígono PROCOMEX junto con sus ajustes estacionales.	80
Figura 33. (a) Transporte geostrófico de volumen (Sv) y (b) Transporte geostrófico de calor (TW) en el polígono PROCOMEX.	81
Figura 34. Transporte de volumen por velocidad geostrófica (línea azul), por Ekman (línea roja) y la suma (línea verde). Las unidades son Sv.	85
Figura 35. (a) Contenido de calor (J) y (b) calentamiento (TW) en el volumen PROCOMEX usando los datos de WOA01.	86

Figura 36. Términos del balance de calor en el área de PROCOMEX, donde la línea negra es el calentamiento, la línea roja el flujo superficial, la línea verde es el flujo de Ekman, la línea azul es el flujo lateral por geostrofia y la línea negra punteada es el flujo neto de calor.	87
Figura 37. Flujos laterales de calor en el área PROCOMEX (sin transporte de calor por Ekman). La envolvente es el error de la predicción. La línea continua representa el flujo lateral obtenido del WOA01. La línea punteada fué obtenida por diferencia en la ecuación de calor. Los asteriscos fueron obtenidos usando los datos de los cruceros PROCOMEX.....	90
Figura 38. Transporte de volumen y calor por pares de secciones, junto con el ajuste armónico estacional: (a) y (b) sección norte + oeste; (c) y (d) sección norte + sur y (e) y (f) oeste + sur.	91
Figura 39. Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a la isopícnica de 27 kgm^{-3}	99
Figura 40. Transporte de volumen por velocidad geostrófica (línea azul), por Ekman (línea roja) y la suma (línea verde). Las unidades son Sv.	101
Figura 41. Términos del balance de calor en el área de PROCOMEX, donde la línea negra es el calentamiento, la línea roja el flujo superficial, la línea verde es el flujo de Ekman, la línea azul es el flujo lateral de calor por geostrofia.	102
Figura 42. Nivel del mar referenciado (cm) promediado durante: (a) invierno (enero, febrero y marzo); (b) primavera (abril, mayo y junio); (c) verano (julio, agosto y septiembre) y (d) otoño (octubre, noviembre y diciembre).....	105

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Lista de las campañas oceanográficas del Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX). Ver la malla de estaciones en la Figura 1.	5
Tabla II. Armónicos estacionales del transporte de volumen por transporte de Ekman y transporte geostrófico.	84
Tabla III. Armónicos estacionales para flujos de calor en el polígono PROCOMEX (TW)	87
Tabla IV. Armónicos estacionales del transporte de volumen en las secciones principales del polígono PROCOMEX (Sv) y para las combinaciones entre ellas.	92
Tabla V. Armónicos estacionales para flujos de calor en las secciones principales del polígono PROCOMEX (TW) y para las combinaciones entre ellas.	93

CAPÍTULO I

ALTIMETRÍA Y CIRCULACIÓN GENERAL

I.1 Introducción

En su revisión de la circulación del Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM), Kessler (2006) plantea un interrogante sobre la circulación superficial en la entrada al Golfo de California (GC) para indicar el poco conocimiento de la dinámica regional, lo cual atribuye a la falta de datos oceanográficos. En el área en cuestión confluyen; hacia el sur, una rama del sistema de la Corriente de California (CC); y hacia el polo la Corriente Costera Mexicana (CCM). Lo que no se conoce es como estas dos corrientes se ajustan dentro del POTM, es decir el patrón de circulación que genera en su confluencia.

Por otra parte, trabajos recientes sobre la circulación del POTM han modificado la visión que se tenía de la dinámica de las corrientes costeras en la zona. Previo a estos trabajos, la corriente costera hacia el polo era considerada una extensión durante el verano de la Corriente Costera de Costa Rica 1960s (Wyrski, 1967). Kessler (2006) usó un banco de datos históricos (hidrográficos y flotadores superficiales) para mostrar que la conexión entre la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) y el flujo costero hacia el polo en el POTM no es evidente, ni en el promedio de largo plazo ni en la escala estacional. Esta desconexión de la CCM y la CCCR se había mostrado primeramente, por medio de modelos numéricos (Beier et al., 2003), mientras que Zamudio et al. (2007), también usando modelos numéricos, considera que la CCM hacia el polo puede deberse al rotacional del esfuerzo del viento.

Las características del flujo hacia el polo frente a Cabo Corrientes durante Junio del 2003 y Junio del 2005 fueron descritas por Lavín et al. (2006) usando observaciones de CTD y ADCP. La corriente tiene entre 90 y 180 km de ancho, 250-400 m de profundidad, con velocidades superficiales entre 0.15 y 0.3 m s⁻¹ y transporta entre 2.5 and 4 Sv (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹). También notaron que los remolinos de mesoescala afectan significativamente la corriente costera, y podrían transportar agua de la Corriente de California hacia costa. La presencia y características de los remolinos de mesoescala en invierno han sido documentadas para el Golfo de Tehuantepec usando observaciones directas (Barton et al., 1993; Barton et al., 2009; Trasviña et al., 1995). Durante el verano, Trasviña y Barton (2008) usaron derivadores seguidos por satélite y altimetría para mostrar que los remolinos de mesoescala dominan la circulación en el oeste del Golfo de Tehuantepec, mientras que la CCM es inapreciable. Hacia el sur, entre el domo de Costa Rica y América Central, Brenes et al. (2008) encontraron que la Corriente Costera de Costa Rica está fuertemente afectada por la presencia de remolinos de mesoescala.

Las tres escalas de tiempo más importantes en la circulación del POTM corresponden a la señal estacional (Corriente de California y Corriente Costera Mexicana), los remolinos de mesoescala (3-5 meses), y las anomalías interanuales causada por el fenómeno de El Niño/La Niña. Esto último consiste aparentemente de una intensificación de la CCM durante el Niño así como de un incremento del número de remolinos que se generan (Baumgartner y Christensen, 1985; Kessler, 2006; Palacios y Bograd, 2005; Strub y James, 2002a, b; Zamudio et al., 2001; 2007).

La mayoría de los estudios anteriormente mencionados se basan en los bancos de datos de cruceros hidrográficos históricos (los que en general son espacialmente y temporalmente dispersos), o en modelos numéricos o anomalías del nivel del mar obtenidas por altimetría

medida por satélites. La poca disponibilidad de datos hidrográficos, hacen difícil establecer las condiciones promedio o determinar el nivel de referencia adecuado (de no movimiento) para luego calcular la anomalía geopotencial y posteriormente la circulación geostrófica. En Lavín et al. (2006) se mostró que el efecto de la salinidad puede ser muy importante para la circulación cerca de la costa, y que es necesario estaciones hidrográficas cercanas entre sí para monitorear la CCM. Mientras que Lavín et al. (2006) usaron 1000 m como nivel de referencia, Strub y James (2002a; 2002b) usaron 500 m, y Kessler (2006) utilizó la de 450 m. Esto lleva a preguntarse si usando la misma dinámica, el tener un nivel de referencia isopícnico produciría mejor resultados que aquellos que utilizan un nivel fijo de referencia.

I.2 Objetivo

En este capítulo usamos datos hidrográficos de 10 cruceros oceanográficos realizados recientemente en el POTM para establecer un nivel de referencia isopícnico óptimo, y con ello analizar una serie de 15 años de datos de altimetría referenciada a dicha isopícnica óptima. El objetivo principal es estudiar la circulación en el POTM en sus principales escalas temporales, con énfasis en la escala estacional y la relación entre la CC y la CCM con un nivel del mar de referencia isopícnico óptimo.

I.3 Datos y Métodos

Los datos hidrográficos usados en este trabajo provienen de 10 campañas oceanográficas en el POTM realizadas a bordo del B/O *Francisco de Ulloa*; dichas campañas fueron realizadas entre noviembre del 2000 y marzo del 2007 (Tabla I y Figura 1) como parte del Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX). Los perfiles de temperatura y salinidad hasta 1000 m (o ~5 m sobre el fondo en caso de menor profundidad) fueron medidos usando un

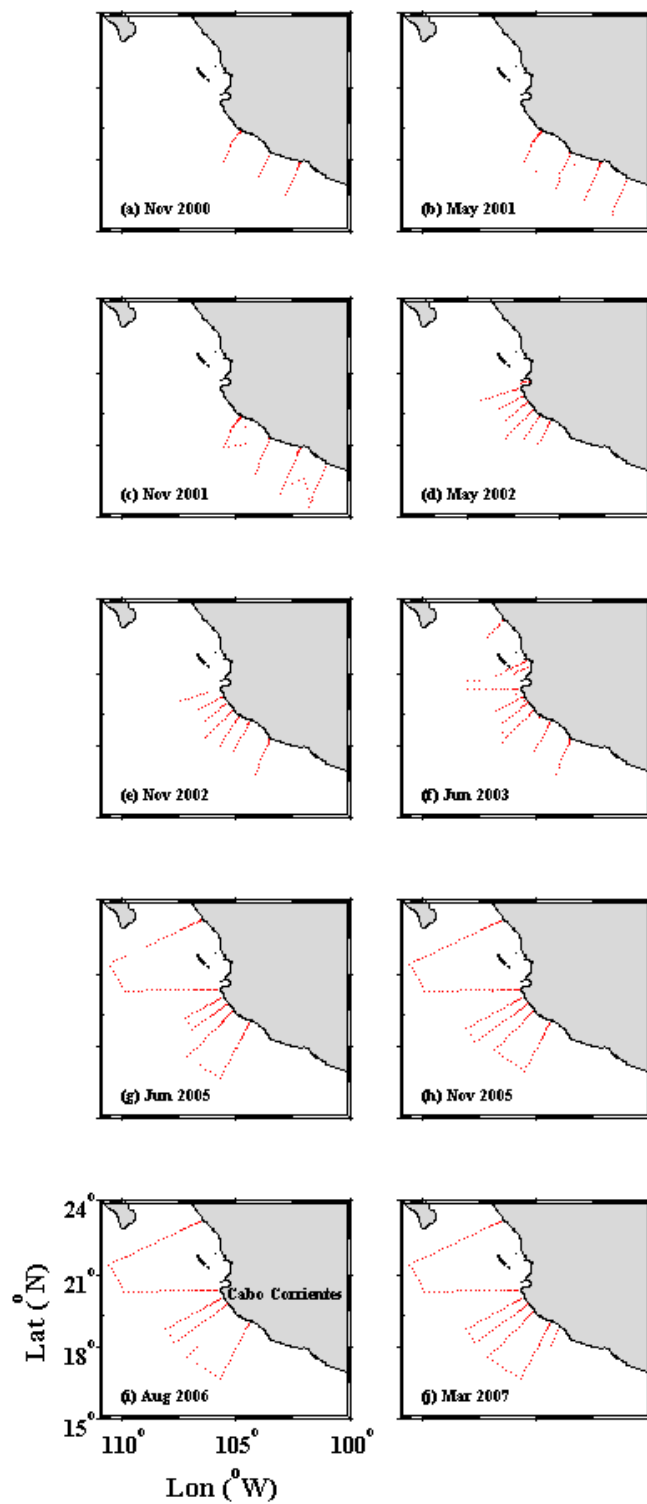


Figura 1. Mallas de estaciones de CTD durante los cruceros PROCOMEX: (a) Noviembre 2000, (b) Mayo 2001, (c) Noviembre 2001, (d) Mayo 2002, (e) Noviembre 2002, (f) Junio 2003, (g) Junio 2005, (h) Noviembre 2005, (i) Agosto 2006, (j) Marzo 2007.

CTD (SeaBird SBE-911 plus) con sensores primarios y secundarios calibrados por la compañía fabricante y cuya razón de muestreo es de 24 Hz. Los datos fueron procesados y promediados a cada decibar (Godínez et al., 2005; 2006; 2007a, b). La Salinidad (S) fue calculada con la escala practica de salinidad de 1978, mientras que la temperatura potencial, θ ($^{\circ}\text{C}$), y la anomalía de densidad, γ_{θ} (kg m^{-3}), se determinaron de acuerdo a UNESCO (1991).

Tabla I. Lista de las campañas oceanográficas del Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX). Ver la malla de estaciones en la Figura 1.

Fechas	Año	Numero de lances de CTD (M)
Noviembre 7-20	2000	34
Mayo 5-13	2001	58
Noviembre 7-20	2001	71
Mayo 20-24	2002	70
Noviembre 19-30	2002	74
Junio 7-20	2003	115
Junio 3-19	2005	152
Noviembre 5-21	2005	158
Agosto 7-22	2006	141
Marzo 7-23	2007	148

También se usaron los promedios mensuales de temperatura y salinidad del World Ocean Atlas (WOA01), los cuales están regularmente espaciados a $\frac{1}{4}$ de grado y en profundidades estándar; se obtuvieron del sitio de internet del *National Oceanographic Data Center* (<http://www.nodc.noaa.gov>). Además se obtuvo la anomalía de la superficie del mar promediada mensualmente y con una resolución de $\frac{1}{3}$ de grado, desde octubre de 1992 hasta enero del 2008, producida por SSALTO/DUACS (Developing Use of Altimetry for Climate Studies) y distribuida

por AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), con el apoyo de CNES (<http://www.aviso.oceanobs.com>).

Los datos de viento diarios para el periodo del 2000 al 2007, con resolución horizontal de $\frac{1}{4}$ de grado, se obtuvieron del sitio de internet http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/ccmpinfo.html perteneciente al *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA. Este nuevo producto es obtenido aplicando el método de análisis variacional a todas las observaciones simultáneas de los distintos escaterómetros y radiómetros (NSCAT y SeaWinds en QuikSCAT/ADEOS-II); este nuevo producto de distintas plataformas de medición calibradas entre sí, produce el viento sobre la superficie del océano para aplicaciones meteorológicas y oceanográficas. El esfuerzo del viento se calculó usando el coeficiente de arrastre propuesto por Trenberth et al. (1989).

I.4 Resultados y discusiones

I.4.1 Nivel de referencia y circulación media

Se definirá la “altimetría referenciada del nivel del mar” η_r como la suma de las observaciones mensuales de altimetría (después de quitar el promedio temporal que puedan contener) y del promedio de largo periodo de la altura de la superficie del mar calculada con de la anomalía geopotencial de los datos WOA01; pero en lugar de usar una profundidad fija como referencia en este último cálculo, se usará una “isopicna de referencia” γ_r a ser determinada.

Se define η_{OBS} como la altura de la superficie del mar que resulta de la anomalía geopotencial calculada en cada estación hidrográfica de los cruceros hidrográficos mostrados en

la Tabla I, y relativas a una isopícnica arbitraria de referencia γ_r . Entonces el error cuadrático medio (cm) entre las dos estimaciones del nivel del mar es:

$$(\varepsilon)^2 = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^{n=M} \left[\frac{\eta_r - \eta_{OBS}}{\eta_{OBS}} \right]^2, \quad (1)$$

donde M es el número de observaciones (lances de CTD) hechos en la campaña (Tabla I). El error depende de la isopícnica de referencia γ_r que se elija (Figura 2), y el problema es encontrar una isopícnica que produzca el ajuste óptimo para todos los cruceros. Una vez que se encuentra η_r puede ser considerada como aquella que refleja la mejor estimación de la circulación geostrófica local (*i.e.* el área cubierta por los cruceros) de la capa comprendida entre la superficie y la isopícnica de referencia, y podemos proceder a analizar su serie de tiempo. Esta es la primera ocasión en que esta técnica se utiliza para estudiar la circulación local basada en análisis de series de tiempo de altimetría.

La Figura 2 muestra el error cuadrático medio $\varepsilon = f(\gamma_r)$ en función de la isopícnica y para todas las campañas. Los errores decaen cuando más profunda es la isopícnica de referencia, alcanzando valores mínimos para la isopícnica de 27.0 kg m^{-3} . Para dicha isopícnica, el error varía entre cruceros, de un máximo de 5% en noviembre del 2002 a un mínimo de 2% en noviembre del 2000, mientras que el promedio de los diez cruceros es $\sim 3\%$. Este es un error aceptable, por lo cual escogemos $\gamma_r = 27 \text{ kg m}^{-3}$ como la isopícnica de referencia local. La profundidad promedio de esta isopícnica en los datos WOA01 de un $\frac{1}{4}$ de grado es $\sim 539 \pm 6 \text{ m}$, y la topografía de la isopícnica alrededor de su profundidad promedio (Fig. 3a) sugiere que el nivel de referencia constante a 500 m no es una buena aproximación.

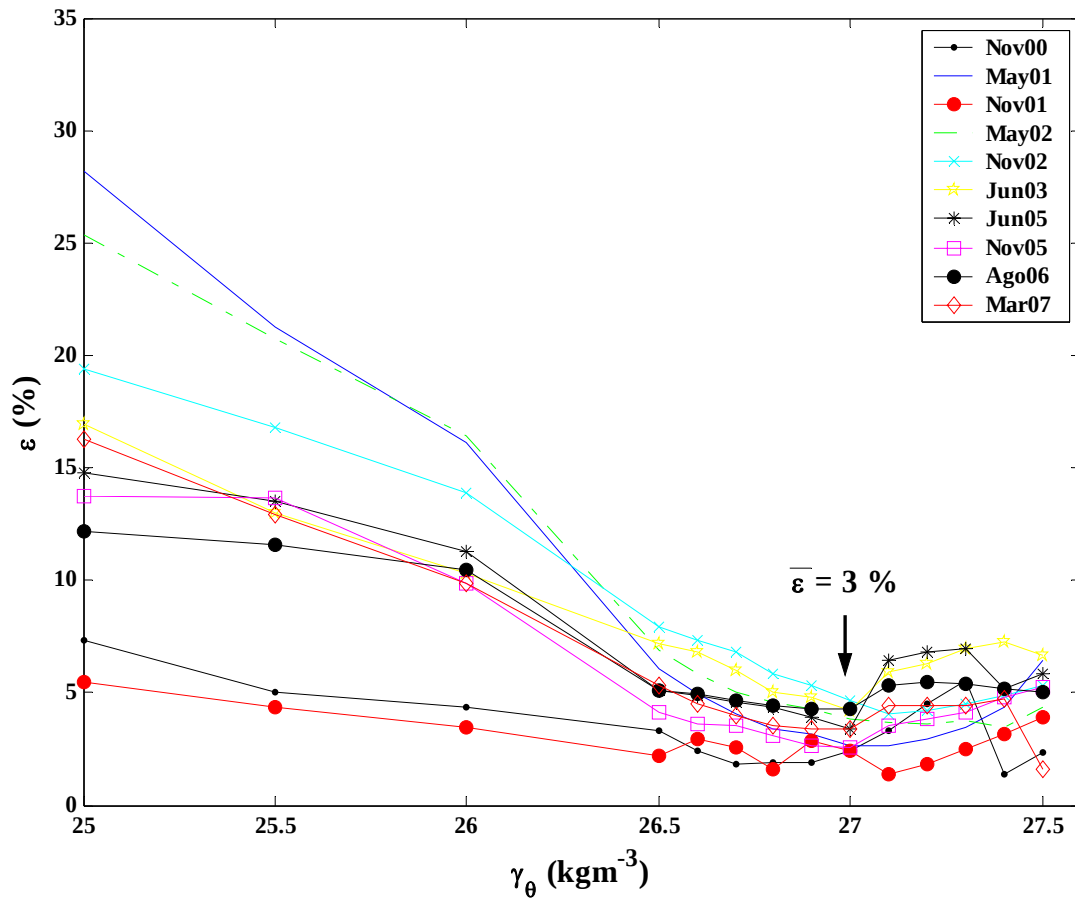


Figura 2. Error relativo respecto a la isopícnica de referencia. Es el error entre la anomalía geopotencial de la "altimetría del nivel del mar referenciado" y la anomalía geopotencial calculada de los cruceros PROCOMEX.

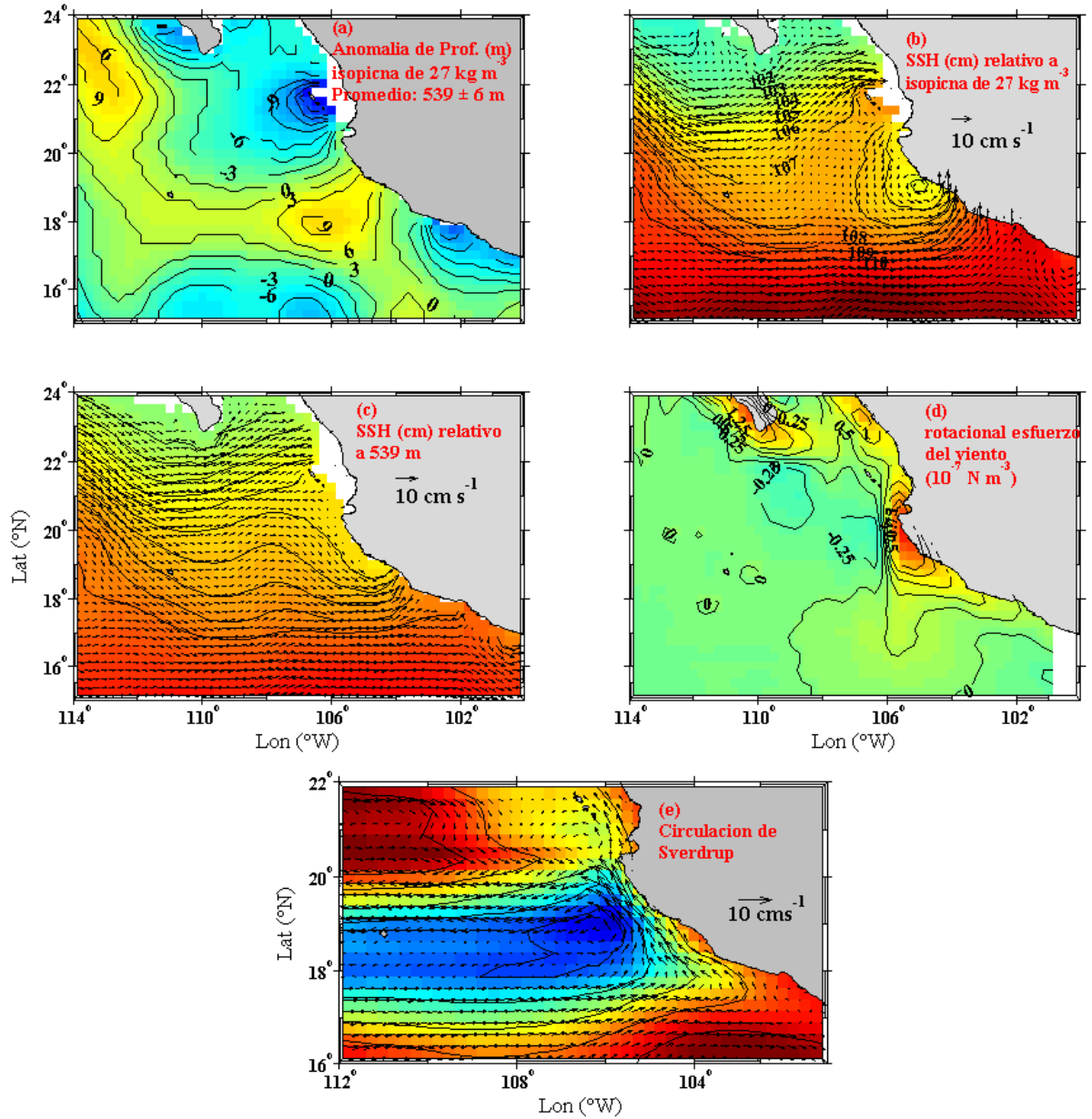


Figura 3. (a) Anomalia de la topografía (m) de la isopícnica de 27 kg m⁻³ relativo a su profundidad media (539 ± 6 m), para los datos de WOA01 de ¼ de grado. (b) Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a la isopícnica de 27 kg m⁻³. (c) Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a 539 m. (d) Rotacional del esfuerzo del viento promedio (10⁻⁷ N m⁻³) del producto de viento de CCMP. (e) Circulación de Sverdrup calculada del rotacional del esfuerzo del viento promedio.

La circulación superficial del POTM deducida de η_r es una mejora sobre las estimaciones previas: Strub y James (2002b) usaron un nivel de referencia fijo de 500 m y los datos de Levitus y Gelfeld (1992), mientras que Kessler (2006) usó 450 m y datos de XBT regularmente espaciados (Donoso et al., 1994) con una curva T/S promedio del atlas de Levitus *et al.* (1994). La topografía de la superficie promedio obtenida de los datos WOA01 referida a la isopícnica de 27 kg m^{-3} (Fig. 3b) muestra una variación gradual de 10 cm del sureste hacia el noroeste, con una intrusión ciclónica cubriendo la mayor parte de la entrada al Golfo de California; aunque en general concuerda adecuadamente con la Fig. 1 de Strub y James (2002a) y la Fig. 2 de Kessler (2006), en nuestros resultados tenemos más estructura frente a Cabo Corrientes. El error cuadrático medio de las diferencias entre la anomalía geopotencial y la calculada usando un nivel fijo de 539 m (Fig. 3c) es 0.7 cm, pero alcanza valores máximos de 3 cm fuera de Cabo Corrientes. Aunque las diferencias no son muy grandes, el uso de una isopícnica como referencia es más apropiado para el cálculo de los balances termodinámicos, ya que a estas profundidades se puede suponer que no existe mezcla diapícnica.

La topografía de la superficie promedio fuera de Cabo Corrientes (Fig. 3b) muestra que la intrusión de la CC hacia las costas de México se divide en 2 brazos: uno de ellos se dirige a la entrada del GC y el otro hacia la costa al sur de Cabo Corrientes. Mientras que el flujo hacia la costa y el patrón de circulación general es evidente en los cálculos anteriores (Strub and James, 2002a; Kessler, 2006), la separación en dos brazos no había sido notado anteriormente. Los dos brazos están separados por un valle en el nivel del mar (domo en la pínoclina) el cual produce circulación ciclónica en los 220 km adyacentes a la costa; la Fig. 3b sugiere que la corriente costera hacia el polo debe estar presente al SE de Cabo Corrientes.

Esta circulación ciclónica no había sido reportada anteriormente, (Kessler, 2006) observó un débil domo por debajo de la termoclina alejado de la costa, centrado en 19°N 109°W , el cual está muy lejos del obtenido en este trabajo. La circulación ciclónica obtenida es consistente con la dinámica de Sverdrup ($V = \text{curl}(\tau)/\beta$), donde V es el transporte positivo hacia el norte, τ es el esfuerzo del viento y β es el cambio del parámetro de Coriolis (f) con la latitud. La circulación de Sverdrup fue obtenida con la distribución del rotacional del esfuerzo del viento mostrado en la Fig. 3d; la circulación resultante es presentada en la Fig. 3e. El máximo valor positivo del rotacional del esfuerzo del viento al SE de Cabo Corrientes causa una corriente costera hacia el polo (Fig. 3e), que puede ser identificada principalmente como la Corriente Costera Mexicana, que por otro lado estaría desconectada (en su valor medio) de la CCCR como se ha sido sugerido en trabajos previos. Los modelos numéricos han sugerido la presencia del domo (Beier *et al.*, 2003), y Zamudio *et al.* (2007) que el rotacional del esfuerzo del viento positivo hacia la costa sea el responsable de la corriente costera hacia el polo (y también manifiestan la sensibilidad de este resultado al esfuerzo del viento utilizado en las simulaciones). Estos resultados (Fig. 3b) mejoran los resultados de Kessler (2002), los cuales se enfocaron a la zona lejos de la costa y son poco detallados para la circulación promedio del POTM, y provee una explicación física basada en observaciones para el forzamiento estacionario de la CCM.

Comparaciones entre η_r (línea continua) y η_{OBS} (contornos a color) se muestran en la Fig. 4 para los cruceros de marzo 2007 (Fig. 4a), junio 2005 (Fig. 4b), agosto 2006 (Fig. 4c), y noviembre 2005 (Fig. 4d). Se uso análisis objetivo para el mapeo de los datos de η_{OBS} el cual utiliza una función Gaussiana de covarianza con escala de longitud de 150 km, la cual es el doble del radio de deformación de Rossby (Chelton y Schlax, 1996). La similitud es muy buena, ya que ambos campos muestran gradientes comparables en las alturas fuera de la costa, con máximos y

mínimos con alturas absolutas y relativas similares. El valor del error cuadrático medio de las diferencias entre η_r y η_{OBS} es 3.5, 2.9, 4.9 y 2.1 cm durante marzo 2007, junio 2005, agosto 2006, y noviembre 2005 respectivamente. Existen diferencias en algunos patrones, especialmente durante agosto de 2006 (Fig. 4c) cerca de la costa hacia el sureste del área muestreada.

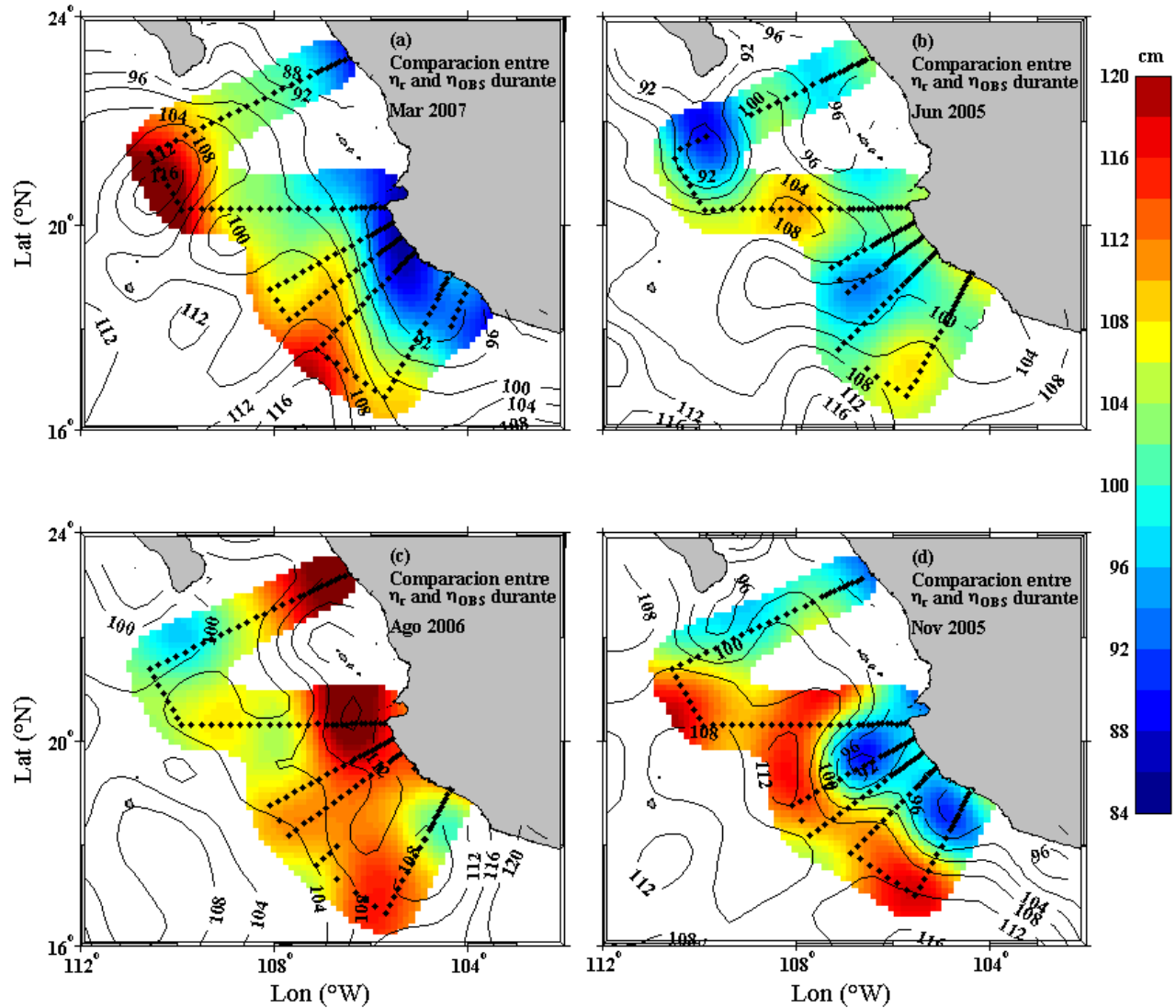


Figura 4. Contornos (cm) para la anomalía geopotencial usando “altimetría del nivel del mar referenciado” (líneas continuas) y para los cruceros (color) realizados en: (a) Marzo 2007, (b) Junio 2005, (c) Agosto 2006 y (d) Noviembre 2005.

I.4.2 Variabilidad estacional

Para separar las escalas de variabilidad de η_r , primero calculamos el promedio temporal (η_o) y se obtiene la señal estacional (η_{season}) ajustando los armónicos anual y semianual a la serie de tiempo de 15 años de promedios mensuales de η_r :

$$\eta_r(t) = \eta_o + \eta_{season}(t) + \eta_{res}(t) \quad (2)$$

$$\eta_{season}(t) = \eta_a \cos(\omega t - \phi_a) + \eta_s \cos(2\omega t - \phi_s) \quad (3)$$

donde η_a y η_s son las amplitudes anual y semianual respectivamente, con frecuencia anual $\omega = 2\pi/365.25$ en radianes, t es el tiempo, ϕ_a y ϕ_s son las fases anual y semianual respectivamente. El término residual η_{res} en (2) contiene las anomalías interanuales y de mesoescala.

La determinación de los errores de la amplitudes y fases se calcularon como describen Beron-Vera y Ripa (2002), resultando errores muy pequeños (no se muestran), mucho menores a las estimaciones de las amplitudes y las fases. El promedio de η_o se muestra en la Fig. 3b y ya fue discutido anteriormente. Los cuatro parámetros del ajuste estacional de η_r en la Ec. (3) son presentados en la Fig. 5. La componente anual explica, en promedio, el 22% de la varianza total. La amplitud de η_a (Fig. 5a) tiene valores máximos cercanos a los 10 cm en la zona costera y decae gradualmente hacia afuera de la costa hacia el suroeste. La fase anual ϕ_a (Fig. 5b), representa el mes del año en la cual la altura de la superficie anual alcanza su máximo, y resulta ser paralela a la orientación de la costa. La altura máxima de la superficie del mar ocurre en agosto-septiembre cerca de la costa y en octubre-diciembre en la región noroeste, al oeste de la

punta de la Península de Baja California. En el extremo suroeste de la región, la componente anual muestra una amplitud de ~ 3 cm con valores máximos durante abril-mayo; parece estar desconectada de la variabilidad anual sobre la costa. Estos resultados indican que hay una fuerte conexión en la circulación (aquella obtenida de los gradientes horizontales del nivel del mar) a escala anual entre la CC al noroeste y la CCM hacia el sureste; esta conexión fue descrita cualitativamente por Wyrski (1967) y Baumgartner y Christensen (1985), pero es la primera ocasión que se muestra cuantitativamente.

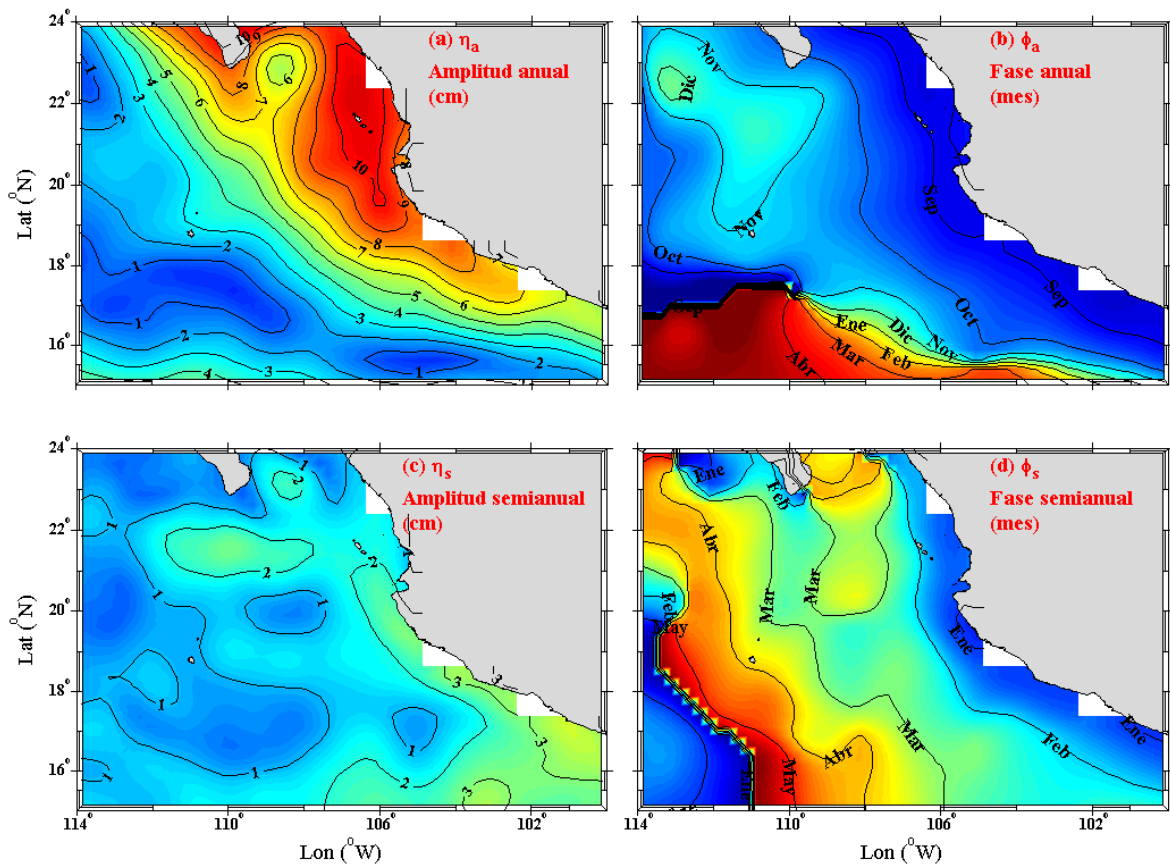


Figura 5. Amplitud y fase del ajuste estacional a la altura de la anomalía geopotencial usando la “altimetría del nivel del mar referenciado”. (a) amplitud anual (cm), (b) fase anual (mes), (c) amplitud semianual (cm) y (d) fase semianual (mes).

La propagación hacia el suroeste de la señal anual (es decir la progresión de la fase hacia el suroeste) puede relacionarse con la distribución descrita por Kessler (1990) para la termoclina en una región justo hacia el sur de nuestra región; en la sección 3.5 se investigara como se puede explicar físicamente la distribución del nivel del mar en la escala anual utilizando un modelo de ondas largas de Rossby. El desfase del máximo del nivel del mar en la escala anual en el NW relativo al SE es también parte de una característica de gran escala: por el avance estacional hacia el polo de las anomalías del nivel del mar en la costa, desde América Central hasta Alaska, descrita de datos de mareógrafos costeros por Enfield y Allen (1980) y de datos de altimetría por Strub y James (2002a). El origen de esta característica permanece sin explicación (Kessler, 2006), y tampoco es posible solucionarla con nuestros datos ya que las propagaciones de ondas atrapadas a la costa es más rápida que el intervalo de muestreo satelital de 20 días.

La componente semianual contiene, en promedio, 3% de la varianza total, y es por lo tanto mucho menos importante que la componente anual. La amplitud (Fig. 5c) tiende a decrecer de 3 cm en la costa a 0.5 cm fuera de ella, aunque tiene mayor variabilidad espacial que en la Fig. 5a. La fase (Fig. 5d) sugiere una propagación hacia el oeste, como en el caso anual (Fig. 5b). Este armónico no muestra una distribución espacial de gran escala, lo que sugiere que no podría contribuir a una conexión de la circulación entre el sureste y el noroeste.

I.4.3 Variabilidad interanual y de mesoescala

Los residuos no estacionales, η_{res} , fueron descompuestos en un juego de N funciones ortogonales usando la técnica de funciones empíricas ortogonales (FEOs) (Venegas, 2001). Tal descomposición se puede escribir como

$$\eta_{res} = \sum_{n=1}^N F_n(x, y) f_n(t) \quad (4)$$

donde $F_n(x, y)$ es la distribución espacial de la n -ésima FEO y $f_n(t)$ es la correspondiente serie de tiempo.

El primer modo de las FEOs (Fig. 6), contiene el 54% de la variabilidad residual no estacional, y representa principalmente la variabilidad interanual de El Niño/La Niña: la Fig. 6b muestra una alta correlación ($r=0.89$) entre la serie de tiempo del primer modo de las FEO de η_{res} (en verde) y el índice multivariado del ENSO (MEI) (azul, <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/table.html>). La distribución espacial (Fig. 6a) muestra anomalías positivas (negativas) de la alturas del nivel del mar durante eventos de El Niño (La Niña) en todo el POTM. El segundo y tercer modo explican el 6.3% y 4.1% de la varianza no estacional, y su serie de tiempo sugiere que están dominados principalmente por eventos de mesoescala, aunque puede estar presente algo de variabilidad interanual. Las imágenes de satélite frecuentemente muestran giros de mesoescala en el área cercana a Cabo Corrientes, y los modelos numéricos sugieren que pueden ser debidos a las inestabilidades de la corriente costera (Zamudio et al., 2001; 2007), que aparentemente se generan ~ 2.5 giros/año y este número es modulado interanualmente por El Niño/La Niña (con mayor número de remolinos durante El Niño).

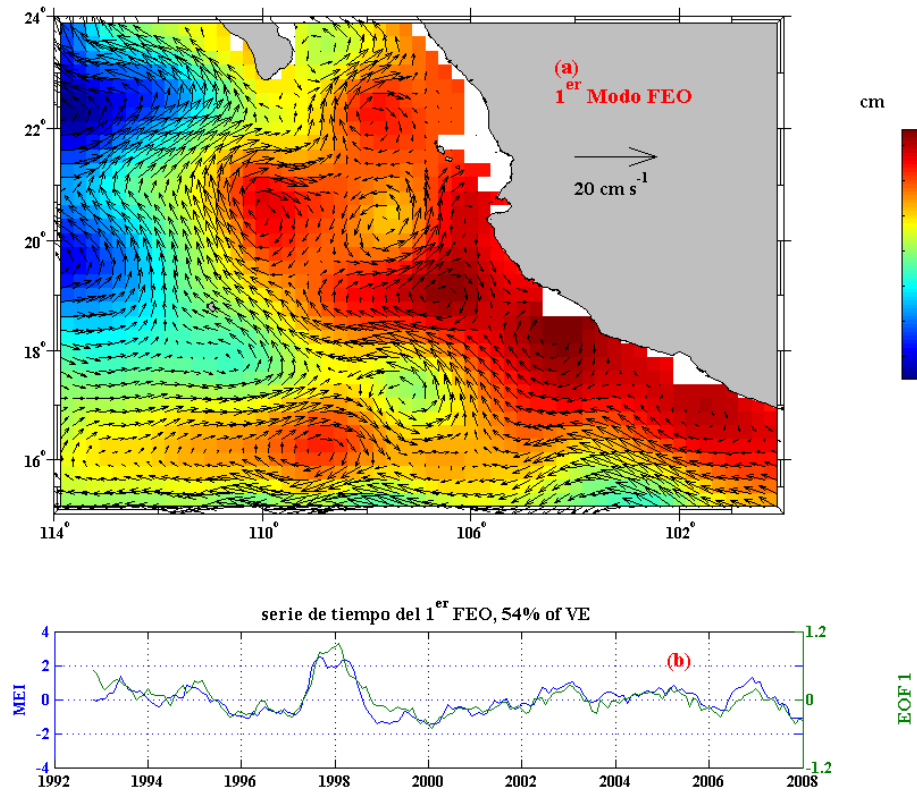


Figura 6. Primer modo de las FEO para la “altimetría del nivel del mar referenciado”: (a) estructura espacial. (b) serie de tiempo. En (b), el índice MEI es la línea de color azul.

La anomalía cerca de 15 °N, 106-114 °W en el extremo inferior de la Fig. 6a es parte del efecto de El Niño/La Niña en el extremo norte del cuenco de Tehuantepec, lo cual no discutiremos en este trabajo. Sin embargo, es bien conocido que El Niño/La Niña tiene un fuerte efecto sobre la circulación de todo el Pacífico Oriental Tropical (POT) (e.g. Strub and James, 2002a,b; Kessler, 2006), especialmente en el área costera. Por lo tanto la Fig. 6 es sólo parte de un fenómeno más grande, y para poner nuestros resultados en una perspectiva más amplia, extendimos el mismo análisis de FEOs a los residuos no estacionales, η_{res} , para todo el Pacífico

tropical del noreste (Fig. 7). El primer modo de las FEO (Fig. 7a) explica el 39% de la varianza de las anomalías no estacionales, y la correlación de su serie de tiempo con el índice MEI ecuatorial es alto ($r=0.84$) pero ligeramente menor que el de POTM ($r=0.89$). Por lo tanto este modo captura la variabilidad interanual producida por los eventos El Niño/La Niña, el cual inicia en la región ecuatorial y se dispersa hacia el norte paralelo a la costa con ~ 500 km de ancho (valores mayores a 10 cm) hasta una latitud $\sim 22^\circ\text{N}$. Al norte de 22°N la influencia de este modo está más limitado a la zona costera. Durante El Niño 1998, la serie de tiempo normalizada (Fig 7a, panel inferior) tiene un valor de 1, lo cual significa que para este evento en particular, la distribución espacial correspondiente (Fig 7a, panel superior) se lee en centímetros de desplazamiento positivo para el nivel del mar, y consecuentemente ocurrirá un hundimiento de la termoclina y por lo tanto un incremento considerable de la temperatura superficial del mar. Esta descripción clásica del evento El Niño se asemeja al de la Fig. 12 de Kessler (2006) (panel inferior), quien usó alturas del nivel del mar suavizados (promedios corridos de 11 meses) de 1993-2005 de datos de Topex/Jason para correlacionar con la misma cantidad en un punto en el ecuador y a 95°W .

El segundo y tercer modo para el análisis de la región ampliada del POT representan el 6.5 y 5.9 % de la varianza no estacional, respectivamente, y se muestran en las Figs. 7b y 7c; las series de tiempo de estos modos (correspondientes paneles inferiores) son principalmente dominados por eventos de mesoescala, pero algo de variabilidad interanual también es evidente. Esta última se puede observar en la distribución espacial de cada modo donde valores altos del nivel del mar conectan toda la costa del POT. El espectro de frecuencia del segundo modo de la región reducida (no mostrado) presenta tres picos de mesoescala dominante en la banda de frecuencia de 1-2 ciclos por año, y dos picos interanuales relativamente altos en la banda de 0-1

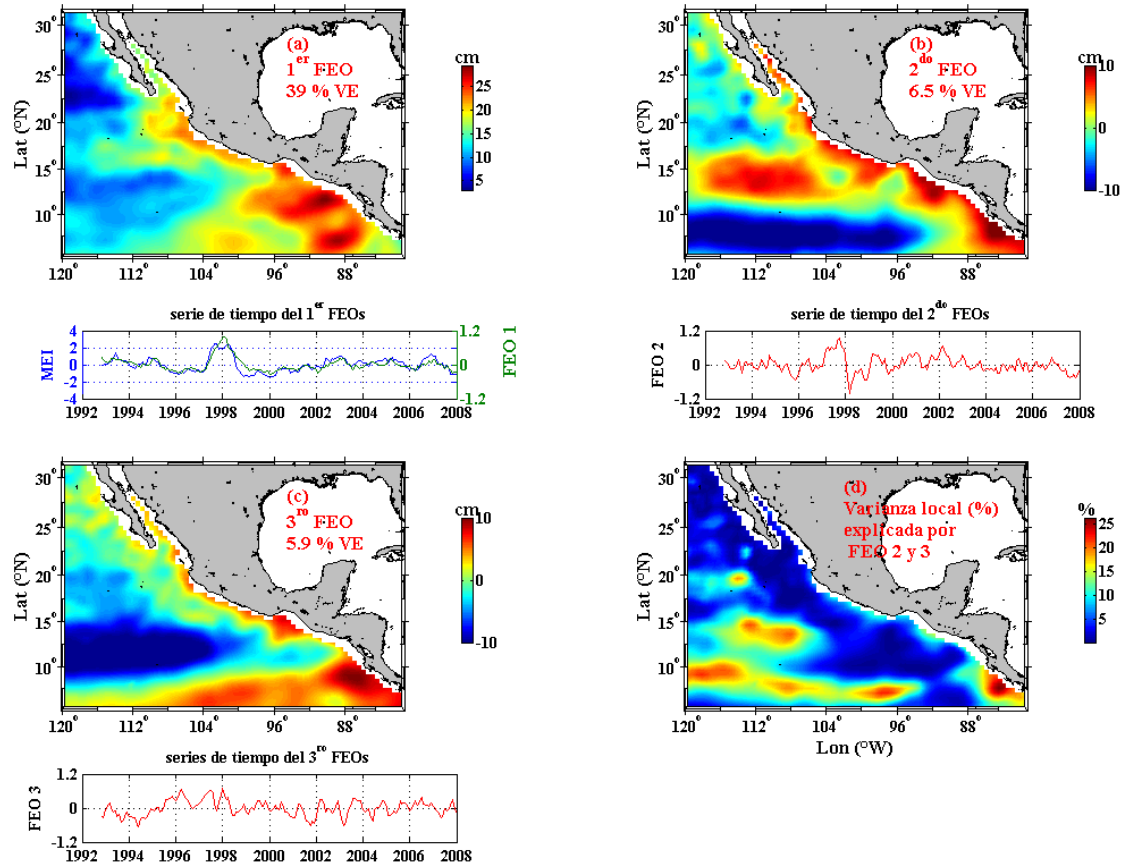


Figura 7. Descomposición de FEOs para la anomalía del nivel del mar referenciado en el Pacífico tropical oriental. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo. La partes superiores muestran la estructura espacial y las inferiores las correspondientes series de tiempo; en (a), la línea azul representa el índice MEI. (d) Porcentaje de varianza local explicada por los modos 2 y 3.

ciclos por año; estas frecuencias validan las predicciones numéricas de Zamudio *et al.* (2007). La variabilidad de mesoescala está caracterizada por fenómenos en forma de giros propagándose, ondas atrapadas a la costa, y posiblemente ondas largas de Rossby radiando desde la costa; los modos de las FEOs tratan de capturar toda esta variabilidad en un solo modo, y por consecuencia la interpretación física de los modos de las FEOs no es fácil, o simplemente la descomposición

en funciones empíricas ortogonales no es útil para eventos que se propagan, excepto que se utilicen FEOs complejos que no es el propósito de este trabajo. Utilizando el segundo y tercer modo de las FEOs de la región ampliada, reconstruimos en la Fig. 7d las series temporales correspondiente a estos dos modos (segundo y tercer EOF) y calculamos el porcentaje de la varianza local explicada de las anomalías no estacionales. Estos dos modos explican muy poco de la varianza total del POTM y aun menos en nuestra región de estudio. Estos modos son relevantes únicamente en los 50 km cercanos a la costa del POTM (Fig. 7d), y explican entre el 5 y el 9 % de la varianza total. Concluimos que la variabilidad interanual contenida en esos dos modos no afecta la variabilidad de mesoescala lejos de la costa del POTM. En el área donde la variabilidad espacial del segundo y tercero modos tiene valores altos (hasta 50 km hacia afuera de la costa) la altimetría de satélites no está bien muestreada. La separación de la variabilidad interanual correspondiente a las ondas atrapadas a la costa que se propagan requiere de observaciones costeras que todavía no son disponibles; más aun, la variabilidad de la altimetría costera está sub-muestreada producto de que las ondas costeras viajan más rápido que el intervalo temporal de muestreo.

Una inspección del espectro de frecuencia de la serie de tiempo de las FEOs del cuarto al último modo muestra que la frecuencia dominante corresponde a variabilidad de mesoescala. Por lo tanto podemos separar las anomalías no estacionales en el POTM en dos componentes: la variabilidad interanual (representada por el primer modo) y la variabilidad de mesoescala (del segundo al último).

Regresando a la Fig. 6, podemos concluir que ésta representa el efecto de El Niño/La Niña sobre la circulación en la entrada del Golfo de California o la influencia de la variabilidad interanual ecuatorial en el POTM. El primer análisis del posible mecanismo por el cual El

Niño/La Niña puede afectar el Golfo de California fue descrito por Baumgartner y Christensen (1985), quienes correlacionaron registros del nivel del mar con índices atmosféricos y oceánicos de modos a escala de la cuenca, y concluyeron que “la variabilidad interanual en el GC está asociada con la circulación ciclónica norecuatorial ...”, y con la Corriente Costera de Costa Rica intensificada que llega hasta el norte de la península de Baja California (su Fig. 10). La altimetría satelital ha mejorado considerablemente esta descripción, y ahora es bien conocido que anomalías del nivel del mar positivas sobre la costa entre 75-150 km viajan hacia el polo desde Centroamérica hasta Alaska (Chavez et al., 1998; McPhaden y Yu, 1999; Strub y James, 2002a), como se dedujo en un principio usando los registros de nivel del mar costero (Chelton y Davis, 1982; Enfield y Allen, 1980). Un análisis más detallado (Fig. 6), que además se basa en series de tiempo más largas que en trabajos previos, muestra que la circulación inducida por El Niño (La Niña) en la entrada del GC es anticiclónica (cyclónica). Mientras que el ancho en el SE del área afectada es ~ 300 km, es más del doble a la altura de Cabo Corrientes (Fig. 6a). En el extremo alejado de la costa del área afectada hay una fuerte corriente hacia el polo (durante El Niño) que se divide en dos brazos en $\sim 21-22^\circ\text{N}$: uno de los brazos continúa paralelo a la península (sobre el lado del Pacífico) mientras que la otra continúa hacia el GC. Desafortunadamente, el área costera, donde se conoce que existe una fuerte señal (de registros de mareógrafos) no es bien muestreada por los altímetros.

I.4.4 Separando las escalas durante un crucero

Usando el análisis armónico y las FEOs podemos expresar el nivel del mar referenciado η_r en el POTM, como la suma de tres señales: la estacional η_{season} , la interanual η_{inter} , y la mesoescala η_{meso} . Entonces la ecuación 2 queda:

$$\eta_r(t) = \eta_o + \eta_{season}(t) + \eta_{inter}(t) + \eta_{meso}(t) \quad (5)$$

Esto es, la variabilidad de η_r está contenida en tres escalas de tiempo, cada una de las cuales explica parte de la varianza local; la distribución de la varianza explicada por cada escala de tiempo se muestra en la Fig. 8. La componente estacional (Fig. 8a) es dominante a lo largo de la costa, donde explica hasta un 60 % de la varianza. Lejos de la costa la variabilidad estacional no tiene una importancia en la variabilidad total, alcanzando valores del 10% en la región del suroeste. La variabilidad interanual (Fig. 8b) es importante en toda el área, con valores promedio de ~30% de la varianza local, pero se incrementa hacia el suroeste hasta valores mayores a 60%. La variabilidad de mesoescala (Fig. 8c) tiene los valores más bajos hacia la costa (10-20%), pero se incrementa hacia afuera de la costa, alcanzando valores mayores a 50% de la varianza local en la región oeste.

Usando esta descomposición de la variabilidad de η_r podemos determinar las escalas de tiempo involucradas en los patrones espaciales de la circulación observada en las campañas oceanográficas (Fig. 4). Como las tres escalas temporales son igualmente importantes, en las observaciones realizadas en un crucero determinado resulta imposible determinar a qué escala temporal corresponde una determinada estructura observada. Por ejemplo, Lavín et al. (2006) usaron datos hidrográficos para describir las características de la CCM durante junio del 2003 y junio del 2005, pero únicamente se sugirieron posibles explicaciones para algunas de las características observadas de la circulación. La separación de η_r (Fig. 4b) para junio del 2005 en las tres componentes de variabilidad se muestra en la Fig. 9. Una característica sobresaliente de la componente estacional (Fig. 9a) es el fuerte remolino ciclónico al sur de la punta de la península de Baja California, el cual explicaremos más adelante en términos de la dinámica de

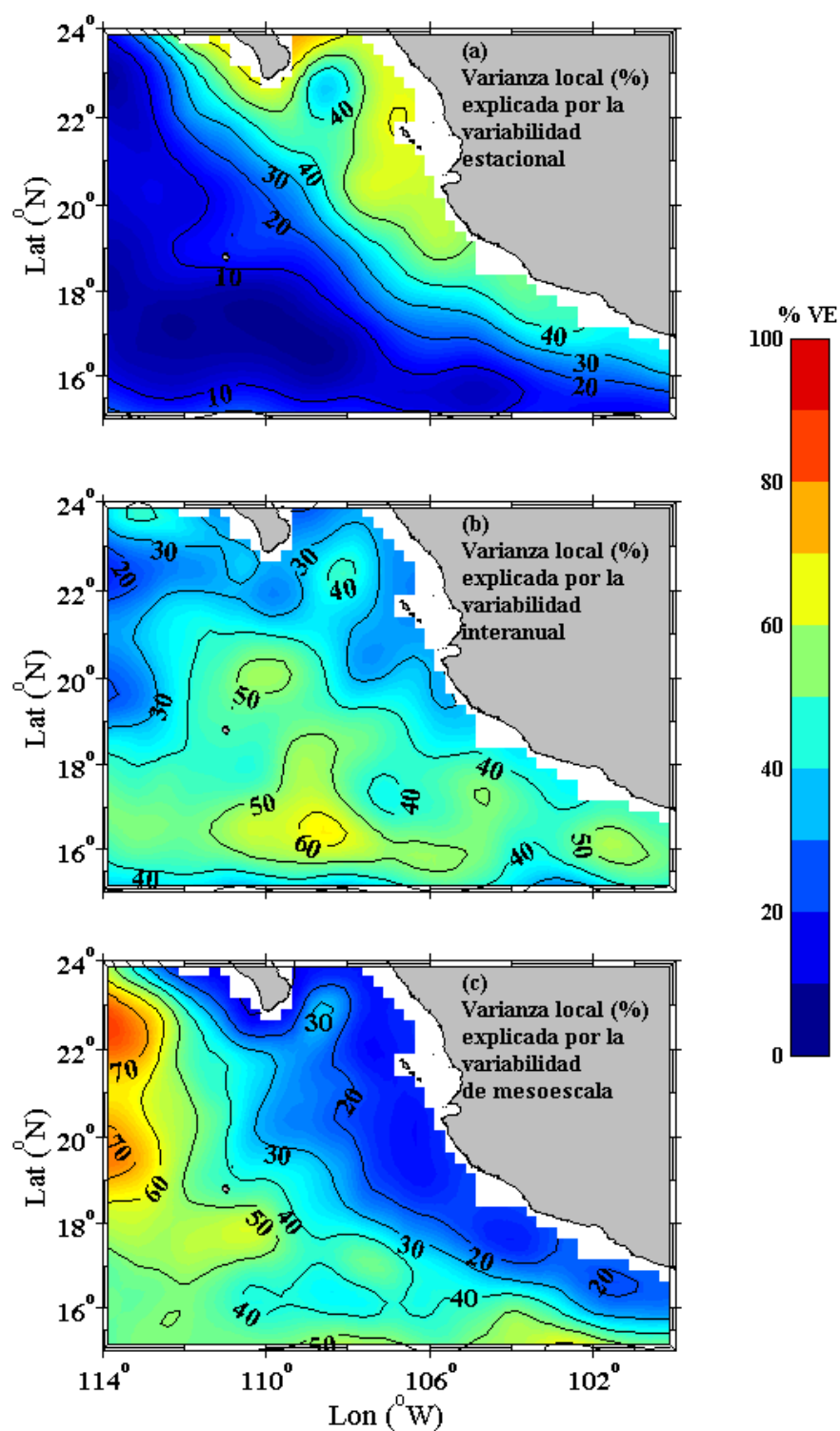


Figura 8. Varianza local de la anomalía del nivel del mar referenciado contenido en las tres escalas de tiempo: (a) estacional, (b) interanual y (c) mesoescala.

ondas de Rossby forzada por el rotacional del esfuerzo del viento en esa escala (Sección 3.5). El flujo hacia el polo a lo largo de la costa de México (la CCM), parecería ser la suma de dos componentes, un flujo desde el sur sobre la costa y recirculación del flujo del norte, como fue propuesto por Lavín et al. (2006). Durante junio del 2005, la circulación anticiclónica general de la variabilidad interanual (Fig. 9b) es muy débil (un orden de magnitud más pequeño) comparada con la estacional y la variabilidad de mesoescala (Fig. 9c). La mesoescala está dominada por giros ciclónicos, algunos de los cuales también tienen recirculación hacia la costa, llevando agua de la CC a la CCM (también sugerido por Lavín et al., 2006), sin embargo con esta descomposición podemos separar la recirculación en escalas temporales muy diferentes. Nótese que a pesar de la resolución espacial de los datos de altimetría, la CCM está bien definida. Esta triple separación en escalas de variabilidad puede realizarse para nuestras 10 campañas de mediciones, y para cualquier crucero hecho en el área mientras haya disponibles datos de altimetría. Por supuesto, la división se puede realizar para cualquier fecha del registro de altimetría.

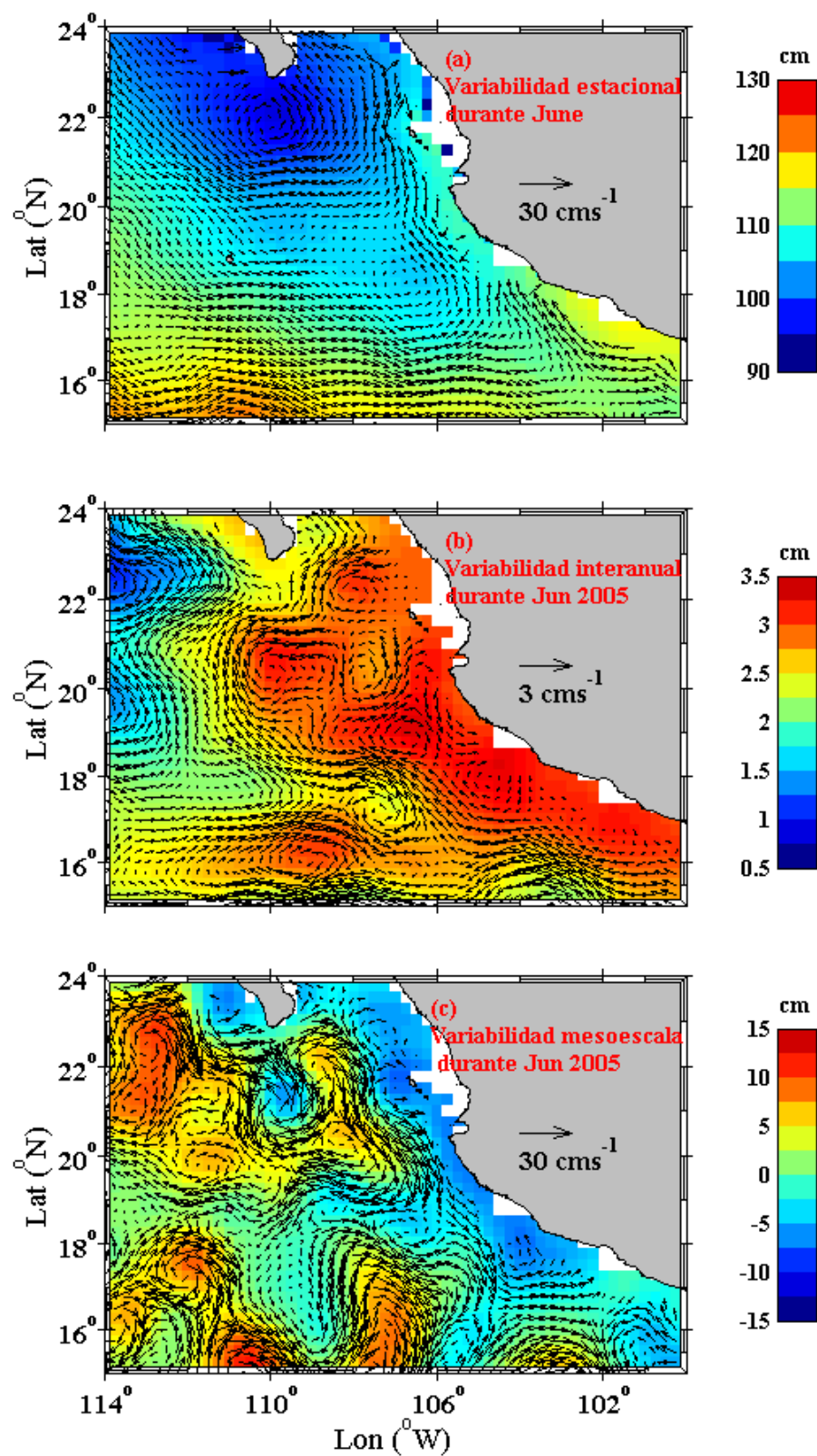


Figura 9. Circulación durante el crucero de junio del 2005 (Fig. 4b), dividido en las tres escalas de tiempo: (a) estacional, (b) interanual y (c) mesoescala.

I.4.5 Modelo de ondas de Rossby de la variabilidad anual

Como una primera aproximación, la distribución espacial de amplitudes y fases del ciclo anual del nivel del mar (Fig. 5) puede explicarse en términos de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento y por la radiación de ondas largas de Rossby desde la costa, ambos en escala estacional.

Utilizando un modelo lineal de $1\frac{1}{2}$ capas, Kessler (2002, 2006), pudo demostrar que la circulación estacional superficial en el Pacífico Oriental Tropical puede explicarse en términos de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional de esfuerzo del viento y por la radiación de ondas largas desde la costa. Como las ondas largas de Rossby viajan hacia el oeste, se van disipando por fricción, y se amplifican (decaen) con el rotacional del esfuerzo del viento local en fase (fuera de fase).

El modelo consiste de una capa superficial activa de densidad constante ρ_1 , arriba de otra de profundidad infinita y de densidad ρ_2 , como se muestra en la Fig. 10. Las componentes de velocidad de la capa superficial (u, v) están dadas en las direcciones (x, y) al Este y Norte, respectivamente, la capa del fondo está en reposo, $f = f_0 + \beta y$ es el parámetro de Coriolis donde f_0 es el parámetro de Coriolis centrado en la región de estudio, g' es la gravedad reducida, y ρ es una densidad de referencia arbitraria.

El espesor de la capa superficial es $h = H - \xi$, donde H es el espesor en reposo, constante en el espacio y el tiempo, y ξ son las desviaciones de la posición de reposo de la interface entre las dos capas. El nivel del mar η no es una variable independiente y se obtiene directamente de la relación $\eta = -(g'/g)\xi$.

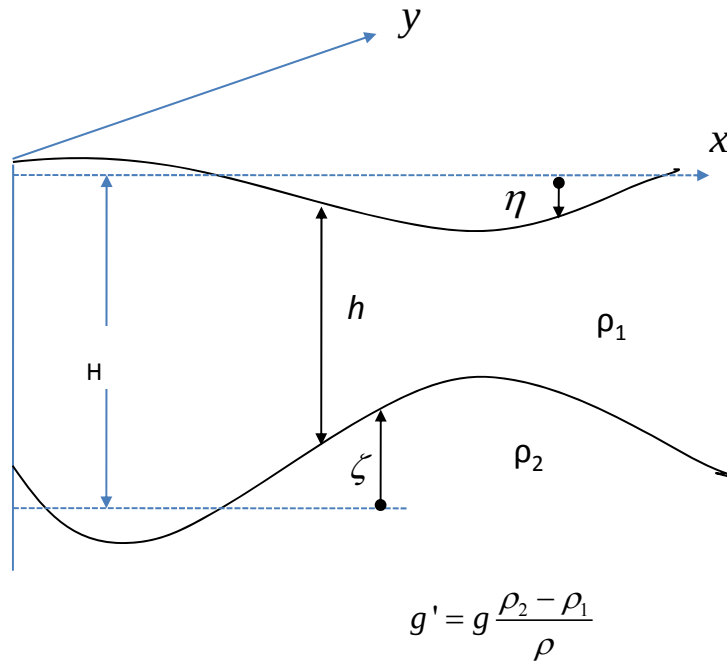


Figura 10. Modelo de capa y media.

Las ecuaciones lineales que describen el movimiento cuasi-geostrófico de la capa superior son: del movimiento,

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + g' \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\tau^x}{\rho H} \quad (6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + g' \frac{\partial h}{\partial y} = \frac{\tau^y}{\rho H} \quad (7)$$

y la ecuación de continuidad

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (8)$$

Considerando que solamente los movimientos de baja frecuencia, es decir aquellos que cumplen que $\partial_t \ll f$ (del orden de 10 días), representan el movimiento de gran escala, las ecs. 6 y 7 se pueden reescribir de la siguiente manera:

$$-fv + g' \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\tau^x}{\rho H} \quad (9)$$

$$+fu + g' \frac{\partial h}{\partial y} = \frac{\tau^y}{\rho H} \quad (10)$$

Sin embargo, las ecuaciones de movimiento están en términos de tres variables (u, v, h) que desconocemos, por lo que necesitamos una ecuación en términos de una sola variable; para ello derivamos cruzadamente las ecuaciones (9) y (10) obtenemos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$-f \frac{\partial v}{\partial y} - \beta v + g' \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y} = \frac{\partial \tau^x}{\rho H \partial y} \quad (11)$$

$$f \frac{\partial u}{\partial x} + g' \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y} = \frac{\partial \tau^y}{\rho H \partial x} \quad (12)$$

En la ecuación (11) tenemos por primera vez el término β , que es el cambio del parámetro de Coriolis respecto a la latitud. Ahora restamos las ecuaciones (11) y (12) y obtenemos

$$f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \beta v = \frac{1}{\rho H} \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (13)$$

Usando la ecuación de continuidad, obtenemos:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{H\beta v}{f} = \frac{-1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (14)$$

Teniendo en cuenta que $\text{curl}(\tau / f) = \frac{1}{f} \text{curl}(\tau) + \frac{\beta \tau^x}{f^2}$ y la ecuación (14), substituyendo en la ecuación (9) obtenemos una ecuación del tipo onda para el espesor de la capa superior h , forzada por el rotacional del esfuerzo del viento:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\beta H g'}{f^2} \frac{\partial h}{\partial x} = -\text{curl} \left(\frac{\tau}{\rho f} \right) \quad (15)$$

Para entender esta ecuación, veamos algunos casos especiales de las ecuaciones tipo onda. La primera de ellas es cuando no existe forzante, es decir, el rotacional del esfuerzo del viento es cero, y la ecuación diferencial tipo onda se reduce a una ecuación diferencial homogénea de la siguiente forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\beta H g'}{f^2} \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (16)$$

Para este tipo de ecuaciones se propone una solución de la siguiente forma: $h \propto \exp(i[kx - wt])$. Realizando las derivadas en tiempo y espacio, y substituyendo en la ecuación (16), encontramos la relación de dispersión, la cual nos indica que este tipo de ondas son no dispersivas (ya que la velocidad de fase c_r es constante) y además que viajan en dirección oeste (c_r tiene signo negativo):

$$c_r = \frac{w}{k} = -\frac{H\beta g'}{f^2} = -\beta c^2 / f^2 \quad (17)$$

Recordando que $\frac{w}{k} = \frac{-\beta}{(k^2 + l^2 + \frac{f^2}{c^2})}$ es la relación de dispersión de las ondas de Rossby, en el

proceso de considerar movimientos de baja frecuencia ($\partial_t \ll f$) eliminamos las ondas cortas de Rossby. Por otro lado las ondas cortas de Rossby son importantes en las márgenes occidentales de los océanos, que no es el caso de nuestra región de estudio.

Un segundo tipo de ondas que se puede considerar, además de ser una ecuación más realista, es considerar la aplicación de un factor de amortiguamiento (tipo Rayleigh). La ecuación de onda se transforma en:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - c_r \frac{\partial h}{\partial x} + Rh = 0 \quad (18)$$

para la cual podemos proponer una solución del tipo $h \propto A(t) \exp(i[kx - wt])$, de tal manera que obtenemos una ecuación ordinaria con solución general proporcional al tiempo.

$$A'(t) + RA(t) = 0 \quad (19)$$

$$\frac{A'}{A} = R \rightarrow A \approx e^{-Rt} \quad (20)$$

El tercer caso a considerar es la ecuación de onda completa, es decir, amortiguada y forzada. Entonces la ecuación (15) se puede reescribir como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c_r \frac{\partial h}{\partial x} + Rh = -W \quad (21)$$

donde $W = \text{curl}(\frac{\vec{\tau}}{\rho f})$; $c_r = \frac{-\beta c^2}{f^2}$; $c^2 = g'H$. Podemos encontrar una solución simplificada haciendo un nuevo cambio de variables, de la siguiente manera:

$$\alpha = x; \quad \frac{\partial \alpha}{\partial x} = 1; \quad \frac{\partial \alpha}{\partial t} = 0 \quad (22)$$

$$\gamma = t - \frac{x}{c_r}; \quad \frac{\partial \gamma}{\partial x} = \frac{-1}{c_r}; \quad \frac{\partial \gamma}{\partial t} = 1 \quad (23)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c_r \frac{\partial h}{\partial x} = -W \quad h(\alpha, \gamma) \quad (24)$$

$$\frac{\partial h}{\partial \gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial t} + c_r \frac{\partial h}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial x} + c_r \frac{\partial h}{\partial \gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial x} = -W \quad (25)$$

La ecuación se reduce a:

$$\frac{1}{c_r} \frac{\partial h}{\partial \alpha} = -W \quad (26)$$

que tiene como solución:

$$h = \frac{-1}{c_r} \int_{\alpha_0}^{\alpha} -W(\alpha', \gamma) d\alpha' \quad (27)$$

o regresando a nuestras variables:

$$h = \frac{-1}{c_r} \int_{x_E}^x -W(x', t - \frac{x'}{c_r}) dx' \quad (28)$$

La ecuación 15 (ó 21) describe el movimiento cuasi-geostrófico de las ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento. La solución en términos de la altura del nivel del mar y haciendo uso de la transformada de Laplace y del teorema de la convolución es:

$$\eta_{RO} = \frac{g'}{gc_r} \int_{x_E}^x e^{\frac{R(x-x')}{C_r}} \text{Curl} \left[\tau(x', t - \frac{x-x'}{C_r}) / f\rho \right] dx' + e^{\frac{R(x-x_E)}{C_r}} \eta_E(x, t - \frac{x-x_E}{C_r}) \quad (29)$$

donde η_{RO} es la altura de la superficie del mar producida por el rotacional del esfuerzo del

viento, ρ es la densidad del agua, R es el tiempo de decaimiento con valores típicos entre 6 y 9 meses (Kessler, 2006), c es la velocidad de ondas internas de gravedad, $c_r = \beta c^2 / f^2$ es la velocidad de las ondas largas de Rossby, y x_E es el límite inferior de integración (la costa) en cada latitud. Como la integración es hacia el oeste, dx es negativo. El primer término del lado derecho de la ecuación (29) es la contribución del rotacional del esfuerzo de viento local a las ondas largas de Rossby en el interior del océano, y el segundo término es la radiación hacia el oeste de las ondas largas de Rossby desde la costa.

Para evaluar los principales aspectos de la ecuación (29) en 20°N de latitud, usamos $c = 200 \text{ cm s}^{-1}$ (por ejemplo, un valor típico usado en el Golfo de California es 165 cm s^{-1} (Beier, 1997; Ripa, 1997) y $R = (6 \text{ meses})^{-1}$, lo cual da $c_r = 2.3 \text{ cm s}^{-1}$ y una escala de decaimiento de 380 km desde la costa. Es decir, a 380 km de la costa del continente, n_E habrá disminuido en 34 % mientras que la fase habrá cambiado en 6 meses. Los valores de los parámetros son típicos; la solución lineal de la ecuación 6 sólo puede darnos las características de los movimientos verticales de la altura de la superficie del mar en la escala de tiempo estacional. Como fue señalado por Kessler (2006), los términos no lineales no están bien entendidos, lo cual hace difícil el estimar qué tanto de la variabilidad puede ser estimada por el modelo lineal. Sin embargo, podemos determinar en ciertas áreas seleccionadas del POTM, dónde la solución de la ecuación 6 consiste del forzamiento por el rotacional del esfuerzo del viento sobre η_{Ro} y/o radiación hacia el oeste desde la costa.

La variabilidad anual del rotacional del esfuerzo del viento se muestra en la Fig. 11, de enero a diciembre. De mayo a septiembre hay tres áreas donde el rotacional del esfuerzo del viento tiene valores altos (valor absoluto) ($O(10^{-7} \text{ N m}^{-3})$), marcadas por las áreas sombreadas en

las Figs. 11e-i: (i) alrededor de la punta de la Península de Baja California con valores positivos hasta de $2.5 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ durante junio; (ii) la región entre la costa continental y 100-200 km

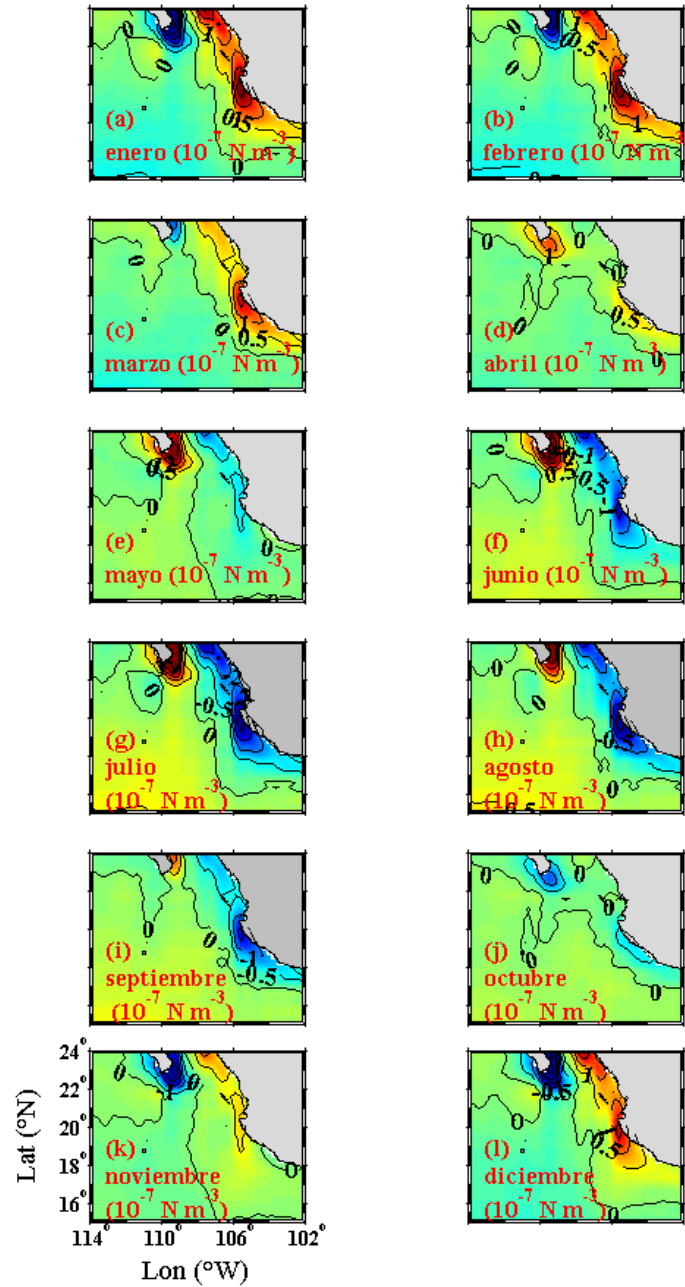


Figura 11. Contornos del ajuste estacional al rotacional del esfuerzo del viento (10^{-7} N m^{-3}) en (a) enero, (b) febrero, (c) marzo, (d) abril, (e) mayo, (f) junio, (g) julio, (h) agosto, (i) septiembre, (j) octubre, (k) noviembre y (l) diciembre.

fuera de la costa, con valores máximos ($\sim 2 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$) alrededor de Cabo Corrientes desde julio a septiembre; y (iii) el área localizada en el suroeste de la región con valores máximos de $0.5 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ durante agosto. En esas tres regiones la transferencia de vorticidad por el esfuerzo del viento al océano es importante.

Si tomamos la región de la punta de la península con un valor promedio de $1.5 \cdot 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$ con una longitud de 150 km, el primer término del lado derecho de la ecuación 29 predice un valor máximo local de $\eta_{Ro} \sim 7 \text{ cm}$ durante noviembre-diciembre, el cual es similar a los valores de η_a y ϕ_a en las Figs. 5a y 5b respectivamente. En la región entre la costa continental y 150 km mar adentro, el rotacional del esfuerzo del viento promedio es $\sim 1.5 \cdot 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$ durante agosto, y el primer término del lado derecho de la ecuación 29 predice que η_a y ϕ_a pueden tener valores máximos de $\sim 7 \text{ cm}$ durante septiembre. En el área del extremo suroeste de la región podemos asignar al rotacional del esfuerzo del viento un valor promedio de $0.5 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ en una longitud de 400 km durante marzo lo cual corresponde, usando el primer término del lado derecho de la ecuación 29, a los 4 cm durante abril para η_a y ϕ_a en las Figs. 5a y 5b. Lejos de esas regiones, el rotacional del esfuerzo del viento es nulo o tiene valores muy bajos (hasta de un orden de magnitud menor), y el primer término del lado derecho de la ecuación 29 predice que las ondas largas de Rossby únicamente se propagan hacia el oeste con decaimiento por fricción: esto se puede ver en la Fig. 5a donde no hay otros lugares con amplitudes máximas relativas, y en la Fig. 5b donde la fase gradualmente aumenta hacia el oeste.

En el extremo sureste del POTM, los datos de altimetría estacional muestran valores máximos de 4 cm a mediados de septiembre (Figs. 5a, b). Esos valores no pueden ser atribuidos al forzamiento local del rotacional del esfuerzo del viento, y pueden deberse a eventos de ondas atrapadas. Como consecuencia, la propagación hacia el oeste de las ondas largas de Rossby

puede ser explicada por el segundo término del lado derecho de la ecuación 29, el cual es válido para toda la costa del POTM. Este término puede explicar las amplitudes de 10 cm durante el mes de agosto al norte de Cabo Corrientes; en cambio estos valores observados no pueden ser explicados únicamente por el forzamiento local del rotacional del esfuerzo del viento del modelo lineal. Sin embargo, con observaciones de altimetría mensuales no podemos detectar si hay una señal tipo de Kelvin atrapada en los primeros 70 km de la costa propagándose hacia el polo, porque su velocidad de fase es $\sim 1.6 \text{ m s}^{-1}$ (Beier, 1997; Ripa, 1997), y recorren toda la costa del POTM en ~ 10 días.

La solución analítica (ecuación 29) fue evaluada numéricamente usando como agentes forzantes la componente anual del rotacional del esfuerzo del viento (Fig. 10) y la componente anual de η_{season} en la costa (Figs. 5a and 5b). Las amplitudes y fases anuales de la solución numérica se presentan en la Fig. 12, las cuales pueden ser comparadas con las amplitudes y fases de las observaciones de la altimetría (Figs. 5a and 5b). Sin embargo, las comparaciones son únicamente cualitativas debido a que la ecuación 29 no incluye difusión o advección horizontal; por ejemplo, no se incluye el efecto de la variabilidad anual de la corriente de California en el interior del océano. La solución muestra que las amplitudes máximas relativas ocurren en los mismos lugares que las amplitudes de las observaciones; es decir, al sur de la punta de la Península de Baja California, fuera de la costa continental y en el extremo sureste del área muestreada. Alejado de esas áreas la solución muestra propagación hacia el oeste con una fase similar a la fase mostrada por la componente anual de η_r (Figs. 5a-b). Cerca de 22.5°N , 113°W la fase de la solución no se asemeja a las fases observadas; esto puede deberse a la simplicidad del modelo, como no incluye difusión o advección lateral, la solución a cada latitud es independiente de las otras latitudes. Por ejemplo, donde la costa cambia del continente a la

costa de la península ($\sim 23^\circ\text{N}$), la fase del modelo muestra una discontinuidad.

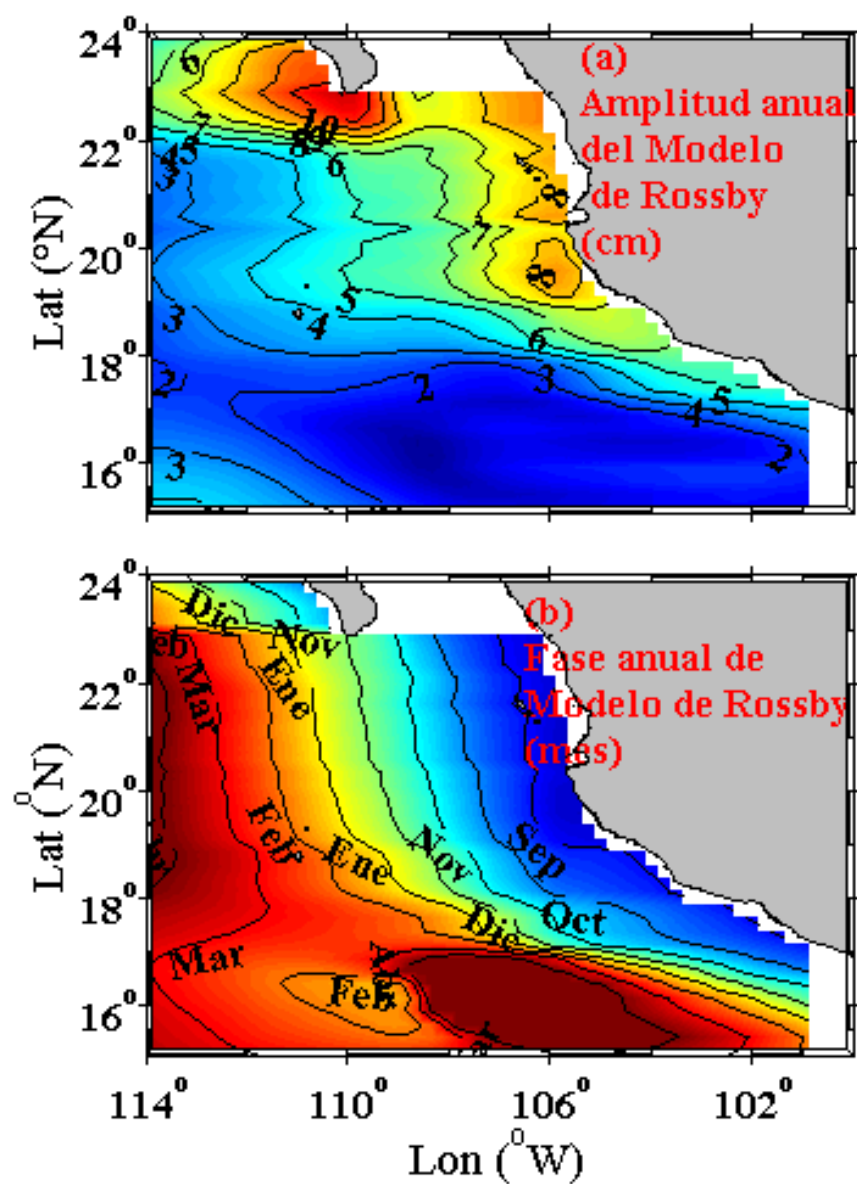


Figura 12. Características de la onda larga de Rossby modelada anualmente: (a) amplitud (cm) y (b) fase (mes).

Regresemos a la conexión de gran escala entre el brazo de la corriente de California hacia el sur y la corriente costera Mexicana hacia el polo (Kessler, 2006); al parecer, excepto durante

condiciones fuertes de El Niño/La Niña, la variabilidad estacional es la escala de tiempo más importante (Fig. 5). La relación noroeste-sureste en la escala anual (la parte más importante de la variabilidad estacional) se puede mostrar con η_r y con los resultados del modelo de ondas de Rossby. La evolución anual de la circulación observada y modelada, de enero a diciembre, se muestran en la Fig. 13. En marzo y mayo (Figs. 13c-f), la fase ciclónica de las ondas largas de Rossby abarcan toda la región del POTM. La circulación ciclónica general durante mayo (Figs. 13e-f) puede describirse como un flujo entrando por el sistema de la corriente de California que alcanza el extremo sureste de la región, donde recircula hacia la costa. Durante julio (Figs. 13g-h), las ondas largas de Rossby se han propagado hacia el oeste y han decaído por fricción, aunque en la punta de la Península el rotacional del esfuerzo del viento es aun favorable para forzar una circulación ciclónica intensa. Durante julio (Figs. 13g-h) la fase anticiclónica de las ondas largas de Rossby comienzan a crecer sobre la costa continental. Después de la propagación hacia el oeste desde la costa, la fase anticiclónica de las ondas largas de Rossby produce en septiembre (Fig. 13i-j) una distribución espacial opuesta a la de mayo (Figs. 13e-f). Las diferencias en el lado oeste de la región sur del Golfo de California y la punta de la Península (donde existe una discontinuidad) pueden mejorarse si se incluye una onda anual tipo Kelvin a lo largo de toda la costa del GC (Beier, 1997). Como mencionamos anteriormente, la dinámica anual calculada con el modelo de Rossby únicamente proporciona un marco cualitativo de la circulación anual, pero es alentador que los dos campos, observados y modelados, muestren las mismas conexiones sureste-noroeste.

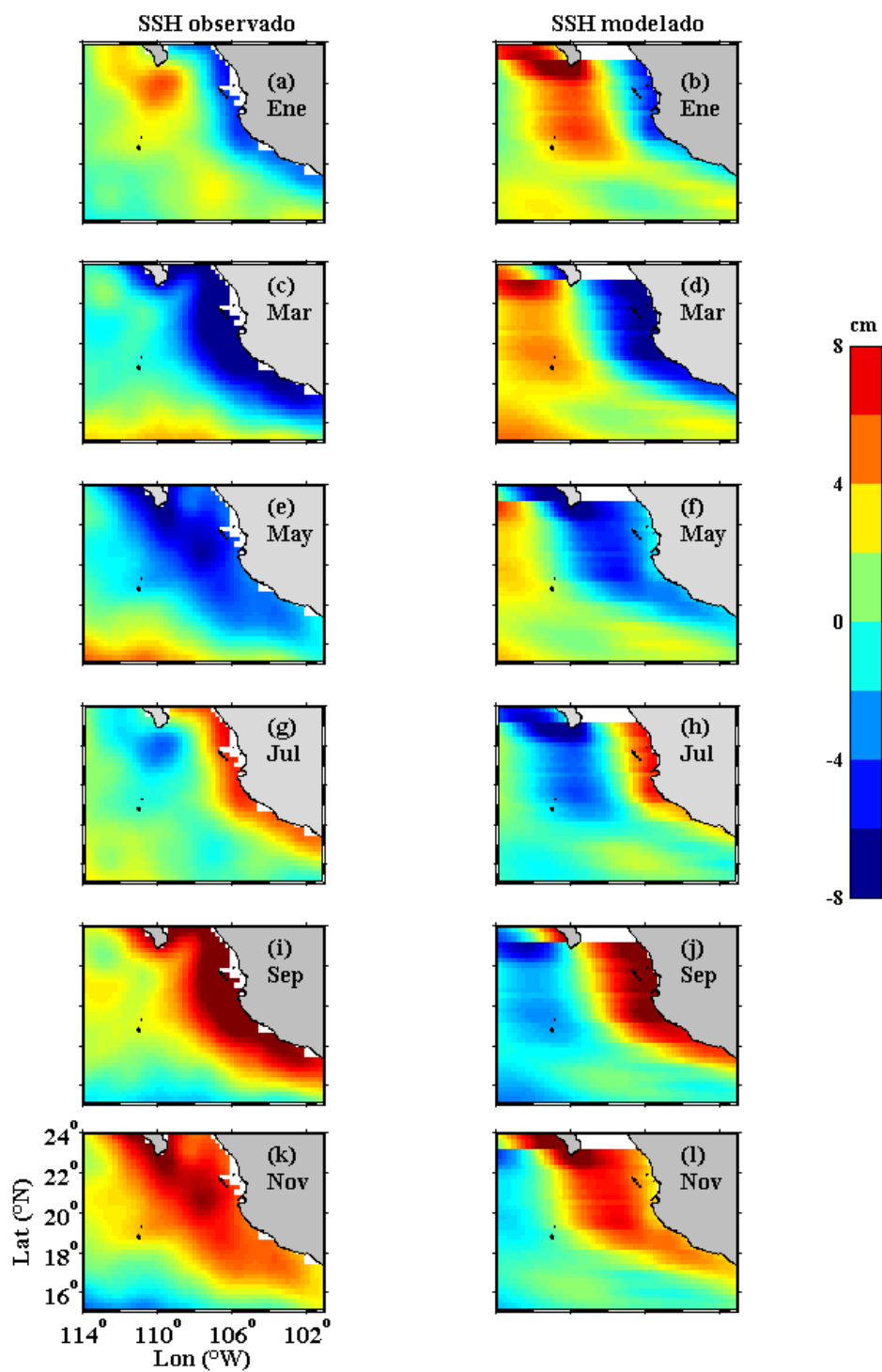


Figura 13. Evolución de enero a noviembre de la componente anual de la “altimetría del nivel del mar referenciado” (lado izquierdo) y el modelo de la onda larga de Rossby anual (lado derecho).

I.5 Conclusiones

Usando datos de CTD de diez campañas oceanográficas recientes (2000-2007), y la combinación de los bancos de datos hidrográficos de $\frac{1}{4}$ de grado (climatológicos) más las observaciones de altimetría (octubre 1992 a enero 2008), la dinámica superficial promedio de largo periodo en el POTM puede ser bien representada, en el sentido cuadrático medio, cuando se referencia a la isopícnica de 27 kg m^{-3} . Usando métodos estadísticos estándar se realizó una descomposición de la variabilidad superficial, representada por la altura dinámica y la circulación geostrofica asociada en tres componentes principales: mesoescala, estacional e interanual. La dinámica superficial en el POTM muestra una intensa variabilidad estacional, interanual y de mesoescala, y cada una explica una cantidad comparable de la varianza global. La varianza local muestra que la variabilidad estacional es dominante en la banda costera de aproximadamente $\sim 300 \text{ km}$ de ancho, mientras que la variabilidad de mesoescala muestra que la varianza local es más importante lejos de la franja costera. La variabilidad interanual es significativa en toda la región del POTM.

La circulación promedio muestra una circulación (descubierta durante el desarrollo de este trabajo) ciclónica y cercana a Cabo Corrientes, la cual puede explicarse por la dinámica de Sverdrup, es decir, como resultado del rotacional del esfuerzo del viento promedio de largo periodo. Esta circulación ciclónica puede verse como la primer evidencia observacional que explica la componente estacionaria de la CCM, la cual se genera localmente por el rotacional del esfuerzo del viento, y explica el porqué está desconectada de la región ecuatorial.

Las anomalías estacionales de la altura del nivel de mar y la circulación geostrofica asociada pueden explicarse en términos de la propagación hacia el oeste de ondas largas de Rossby de periodo anual. La superposición de onda largas de Rossby forzadas por el rotacional

del esfuerzo del viento y ondas largas de Rossby propagándose libremente desde la costa produce en la frecuencia anual, una comunicación de gran escala entre el sistema de la Corriente de California y la región tropical. Las distribuciones espaciales muestran inversiones estacionales de las ondas largas de Rossby con la fase ciclónica durante marzo a julio y la fase anticiclónica de octubre a diciembre.

La variabilidad interanual muestra una circulación anticiclónica de gran escala (ciclónica) durante El Niño (La Niña). Durante el periodo de eventos extremos, la variabilidad interanual domina la circulación e inclusive puede cambiar la distribución espacial de la circulación de la escala estacional. La variabilidad ecuatorial interanual se dispersa hacia el norte y afecta el POTM en una banda de ~500 km desde la costa. La variabilidad de mesoescala muestra que los remolinos representan una parte importante de la varianza, y por lo tanto tienen un rol importante en el transporte de propiedades desde la costa hacia el interior del océano.

CAPÍTULO II.

ASPECTOS TERMODINÁMICOS DE LA ZONA DE ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA

II.1 Introducción

En el Capítulo I se presentó una descripción de la circulación cuasi-geostrófica en el Pacífico Oriental Tropical frente a México (POTM) cerca de la entrada al Golfo de California, en la zona de interacción entre la rama tropical de la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana. En dicho estudio se utilizaron datos de altimetría satelital apoyados por datos hidrográficos obtenidos en 10 cruceros oceanográficos realizados entre noviembre de 2000 y marzo de 2007. El primer resultado importante del Cap. I fue el establecimiento de la isopícnica de 27.0 kg m^{-3} como el mejor nivel de referencia para hacer cálculos de velocidad geostrófica en la zona. Una vez establecida esta isopícnica de referencia, se combinaron y analizaron los datos de altimetría de AVISO (promedios mensuales de la anomalía de la altura del nivel del mar) y la altura promedio del nivel del mar calculada con los datos hidrográficos de WOA01. El estudio reveló que la circulación promedio (estacionaria) consiste de una rama de la Corriente de California que se dirige hacia las costas de México, la cual se separa en dos sub-ramas entre las cuales se encuentra un giro ciclónico asociado a un domo (levantamiento de las isopícnicas) localizado al sur de Cabo Corrientes y adyacente a la costa (Fig. 3b, Cap. I); esta circulación de largo período es forzada por el rotacional del esfuerzo del viento a través del balance de Sverdrup (Fig. 3e, Cap. I; también discutido posteriormente). También se estableció que las escalas temporales de variabilidad de la circulación son la estacional (anual y semianual), la interanual (El Niño-La Niña) y la mesoescala; cada una de estas tres escalas contribuye con 1/3

de la variabilidad. La variabilidad de la circulación en la frecuencia anual es explicada por un modelo lineal de ondas largas de Rossby.

Pero el establecimiento de una isopícnica de referencia bien justificada también es importante para el estudio de algunos aspectos termodinámicos cuya comprensión es fundamental para el entendimiento de la oceanografía regional de cualquier zona de estudio. El uso de una isopícnica es más apropiado que un nivel de profundidad fijo para establecer balances termodinámicos globales, ya que a estas profundidades es posible asumir la ausencia de mezcla diapícnica.

Los transportes de calor, sal y nutrientes en el océano son de vital importancia para estimar la circulación termohalina, para explicar la productividad de zonas particulares, y para el estudio de la interacción entre diferentes localidades y con la atmósfera. Por ejemplo, los estudios de balance de calor en el Golfo de California revelaron que la circulación termohalina debe ser inversa a la del Mediterráneo pues a largo plazo hay una ganancia neta de calor a través de la superficie; este calor debe ser exportado por un flujo de salida en las capas superficiales, el cual debe ser compensado por la entrada de agua sub-superficial rica en nutrientes que posteriormente es elevada a la zona eufótica por procesos de mezcla y de surgencias; esta es la causa fundamental por la que el Golfo de California es más rico que el Mediterráneo (Bray, 1988; Castro et al., 1994; Lavín y Organista, 1988). También en el Golfo de California se encontró que existe una gran variabilidad estacional (anual y semianual) en el balance de calor, la cual está dominada por la interacción con el Océano Pacífico a través del transporte advectivo de calor por corrientes geostróficas asociadas a una onda larga del tipo de Kelvin de período anual (Castro et al., 1994; Berón-Vera y Ripa, 2002; Mascarenhas et al., 2004; Ripa, 1999), mientras que el efecto del viento en la misma escala es forzar una onda de Kelvin que resulta

estar en fase con la onda forzada por el Océano Pacífico (Beier, 1997; Ripa, 1997). Otro ejemplo relevante para nuestro trabajo es el estudio del balance de calor en los 500 m superiores en el Sistema de la Corriente de California (SCC), en las costas del Pacífico frente a California (Bograd et al., 2001; Chelton et al., 1982; Roemmich, 1989), donde se ha encontrado que el transporte de Ekman en la capa superficial extrae calor de un volumen de control, el cual es balanceado por el flujo de calor por advección geostrófica a través de las superficies verticales que delimitan dicho volumen; este balance ocurre tanto en el promedio a largo plazo como en las escalas estacional e interanual. Basados en la exportación de calor por el transporte de Ekman, se pudo establecer el flujo vertical de nutrientes a la capa superficial, y de allí la variabilidad de la productividad de la zona (Bograd et al., 2001; Roemmich, 1989).

Estos ejemplos muestran que los estudios regionales de los balances de calor y volumen pueden producir conocimientos de gran alcance, relacionados con la circulación y sus forzamientos, y con la productividad biológica. Es bajo esta perspectiva que se propone hacer una exploración preliminar de los términos de estos balances, y de los mecanismos responsables, para la región del POTM cuya dinámica fue estudiada en el Capítulo I.

Consideramos este estudio como “preliminar” porque en general este tipo de estudios requieren de gran cantidad de datos hidrográficos y meteorológicos, de preferencia con cruceros hechos varias veces al año, y por muchos años; p.ej. Bograd et al. (2001) usaron datos de 55 cruceros CALCOFI hechos sistemáticamente en la Corriente de California sobre 15 años, mientras que Castro et al. (1994) construyeron un ciclo estacional en el Golfo de California con 38 cruceros realizados entre 1936 y 1988. Aunque solamente contamos con 4 cruceros realizados en la entrada al Golfo de California, existen bancos de datos que aunque están fuertemente promediados permiten evaluar el orden de magnitud de largo plazo y de la

variabilidad estacional de los términos de los balances de calor y volumen; estos bancos son descritos en la Sección II.2. En la Sección II.3 se hace un resumen de los fenómenos y mecanismos básicos que controlan la dinámica y la termodinámica en el océano. La Sección II.4 presenta los resultados de los cálculos, los cuales son discutidos en la Sección II.5.

II.1.1 Objetivo

En este trabajo se propone establecer el orden de magnitud de los términos involucrados en los balances de volumen y calor para la región POTM, y explicar las condiciones hidrográficas y los mecanismos que los controlan. El énfasis será en el promedio de largo plazo y a la escala estacional (anual y semianual).

II.2.- Datos y Métodos

II.2.1 Los cruceros PROCOMEX

El Programa Oceanográfico del Occidente de México (PROCOMEX) realizó 10 campañas oceanográficas en el POTM a bordo del B/O *Francisco de Ulloa*, entre noviembre del 2000 y marzo del 2007 (Cap. I, Tabla 1 y Fig. 1). En este Capítulo se usarán sólo las últimas 4 campañas, pues las mallas de estaciones fueron consistentes, y fueron realizadas en la entrada al Golfo de California (Fig. 14). Los perfiles de temperatura y salinidad hasta 1000 m (o ~5 m sobre el fondo en caso de menor profundidad) fueron medidos usando un CTD (SeaBird SBE-911 plus) con sensores primarios y secundarios calibrados por la compañía fabricante y cuya razón de muestreo era de 24 Hz. Los datos fueron procesados y promediados a cada decíbar (Godínez et al., 2005; 2006; 2007a, b). La Salinidad (S) fue calculada con la escala práctica de salinidad de 1978, mientras que la temperatura potencial, θ (°C), y la anomalía de densidad, γ_θ (kg m^{-3}), se determinaron de acuerdo a UNESCO (1991).

Usaremos estas mallas de estaciones para definir un volumen de control en el cual estudiaremos los balances de volumen y de calor usando los bancos de datos descritos a continuación. Como veremos, la definición del perímetro del volumen de control es determinante; a dicho perímetro, mostrado por la línea azul en la Fig. 14, le llamaremos el

“polígono PROCOMEX”. Nos referiremos a las tres secciones principales como “sección norte”, “sección oeste” y “sección sur”.

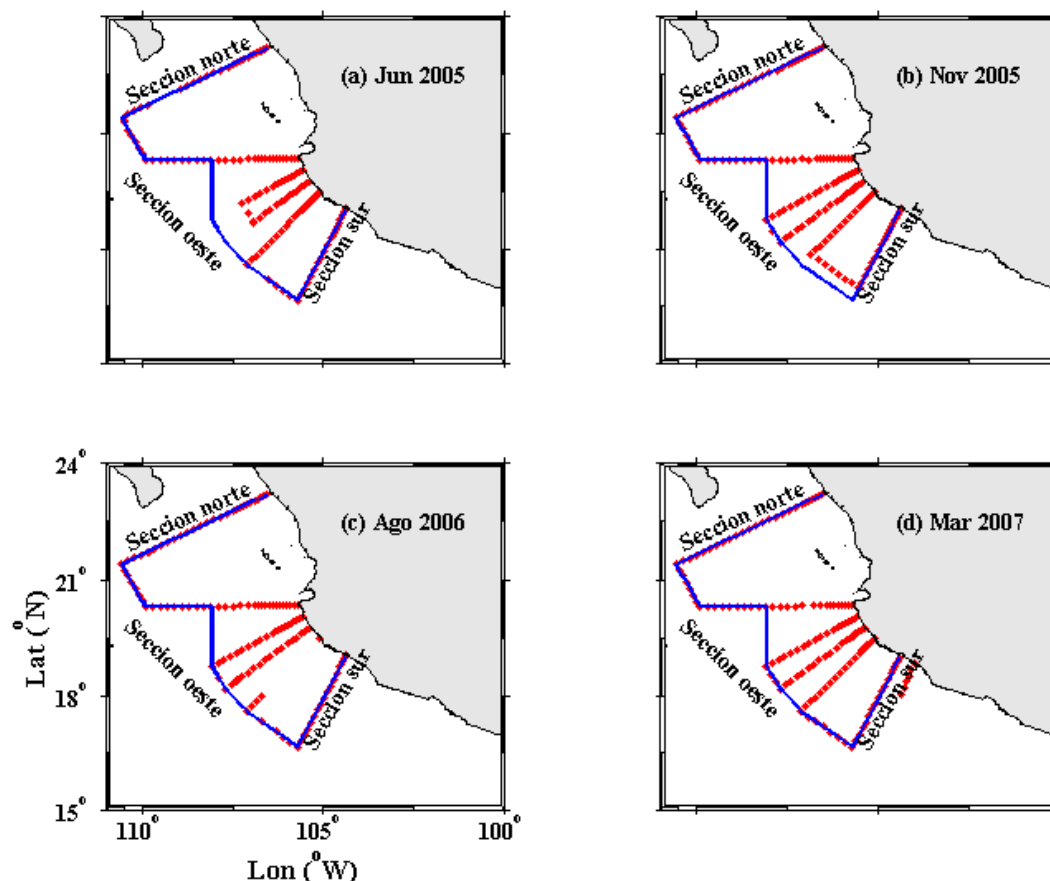


Figura 14. Los cuatro cruceros PROCOMEX cuyos datos se usarán en este capítulo. Realizados en: (a) junio del 2005, (b) noviembre del 2005, (c) agosto del 2006 y (d) marzo del 2007. En línea azul el polígono PROCOMEX con el nombre de las secciones principales.

II.2.2 Los datos hidrográficos NODC/WOA01

Al igual que en el Capítulo I, se usan los promedios mensuales de largo período de temperatura y salinidad del banco de datos WOA01 de NODC (Boyer et al., 2005), para calcular el contenido de calor, la altura dinámica, así como las distribuciones verticales de velocidad geostrofica (V_g), temperatura, salinidad y densidad. Elegimos usar este banco de datos porque,

aunque está fuertemente suavizado y enfocado a la variabilidad estacional, tiene una resolución de $\frac{1}{4}$ de grado y los datos en los que está basado tienen buena cobertura en el POTM; en la Fig. 15 mostramos las estaciones de CTD utilizadas, pero el número de lances de XBT utilizados es enorme (Fiedler y Talley, 2006, su Fig. 1).

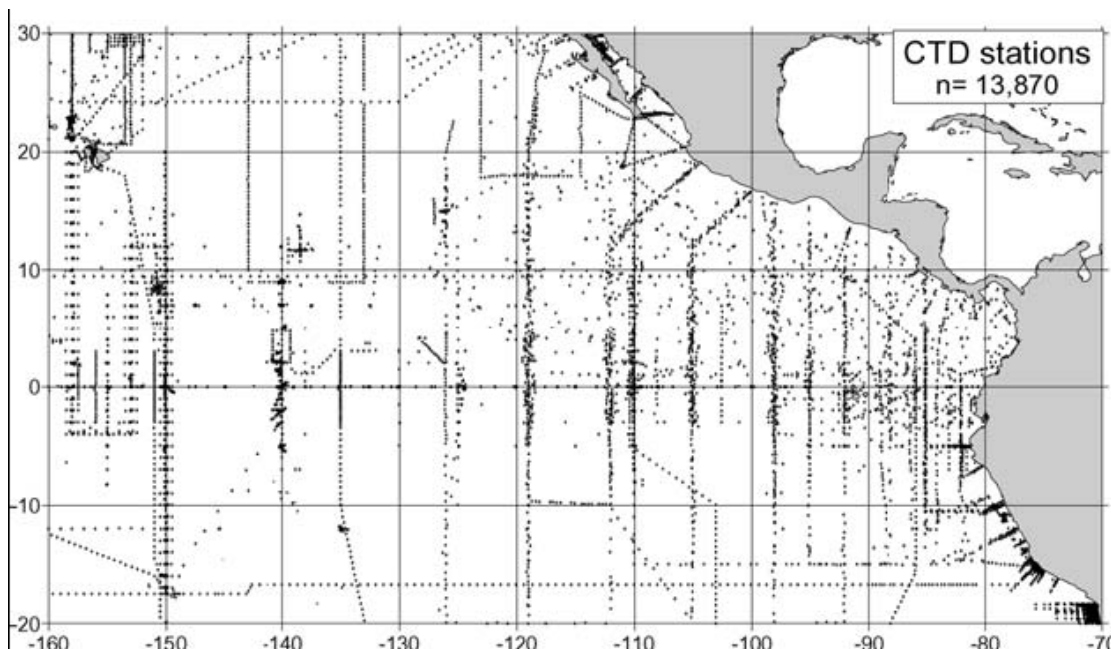


Figura 15. Estaciones de hidrográficas de CTD usados en el NOD01 para generar el Atlas climatológico. Tomado de Fiedler y Talley (2006).

Usando el Atlas climatológico para el Océano Mundial (Levitus y Boyer, 1994; Levitus et al., 1994) y nueva información recopilada por proyectos de manejo de datos internacionales como el proyecto GODAR (Global Ocean Data Archeology and Rescue) y el proyecto World Ocean Database y el MEDAR/MEDATLAS, se logró una resolución espacial de $\frac{1}{4}$ de grado. El promedio anual y estacional (3 meses) se calculó para las profundidades estándar desde la superficie hasta 5500 m, mientras que los mensuales fueron calculados a las profundidades estándar desde la superficie hasta 1500 metros. El análisis objetivo realizado fue reduciendo el radio de influencia en las mallas de 1° así como ser el primer valor en el interior de los 16 rectángulos de $\frac{1}{4}$ de grado. También se encontraron áreas con datos muy escasos o dispersos y los valores quedaron solamente en el radio de influencia mayor (para las mallas de 1° 892-669-446 km; mientras que para las mallas de $\frac{1}{4}^\circ$ 321-267-214 km). También existen diferencias en el

suavizado de los campos climatológicos; para 1° se usó el suavizado tipo punto de malla de Shuman (Shuman, 1957) seguido de un suavizado que conserva la mediana en el gradiente de los datos (Rabiner et al., 1975). Este suavizado usa los datos de la malla directamente al este-oeste-norte-sur y el mismo dato de la malla para hacer el suavizado. Para el caso de la climatología de $\frac{1}{4}^\circ$ se usó este mismo esquema, pero usando los datos de 5 puntos de malla a ambos lados del dato en cuestión. Como se encontró que las mallas de $\frac{1}{4}$ de grado tenían mayor “ruido” en el promedio climatológico que la malla de 1° , se suavizaron nuevamente con el promedio climatológico mensual de $\frac{1}{4}^\circ$ haciendo la reconstrucción mediante el promedio anual y los primeros tres armónicos del análisis de Fourier de la climatología promedio mensual de la temperatura y salinidad. Los doce meses resultantes, desde la superficie hasta 1500 m, fueron promediados en cada punto de la malla para generar el “campo” climatológico anual a esta profundidad. El hacer uso de este suavizado, implica eliminar características irreales en la climatología pero es posible que afecte significativamente el ciclo anual en otras regiones. El último paso fue calcular la densidad y determinar la estabilidad, de tal manera que la temperatura y salinidad produjeran una estructura de densidad verticalmente estable; para corregir pequeñas inestabilidades en los niveles adyacentes, los valores de temperatura y salinidad fueron ligeramente modificados para generar una estabilidad no negativa. En la Figura 16 se presentan las distribuciones superficiales del promedio a largo plazo de (a) temperatura ($^\circ\text{C}$) y (b) salinidad (ups) de estas mallas de $\frac{1}{4}$ de grado, y el polígono PROCOMEX.

II.2.3 Los datos de flujos de calor por la superficie NCEP/NCAR

El flujo de calor por la superficie del océano es un término determinante para establecer el balance de calor de cualquier región. Los diferentes flujos de calor por la superficie se pueden estimar mediante las formulas “empíricas” que utilizan parametrizaciones en base a las variables ambientales como magnitud del viento, temperatura del aire, nubosidad, humedad relativa y presión atmosférica y que son obtenidas rutinariamente durante las campañas oceanográficas (Fairall et al., 1996; Zuidema et al., 2007). El flujo de calor neto por la superficie $Q(t)$ está dado por el flujo de onda corta, onda larga, calor sensible y calor latente. El flujo de onda corta (Q_s), es la radiación solar, la cual se obtiene a partir de la llamadas formulas Smithsonianas (Seckel y Beaudry, 1973), donde se calcula a través de la radiación de cielo despejado (depende de la

latitud y la fecha del año) con una corrección por nubes y otro por el efecto de reflexión (albedo). El flujo de onda larga (Q_L) es la emisión de radiación infraroja por la superficie del mar y depende principalmente de la temperatura superficial. El flujo de calor latente de

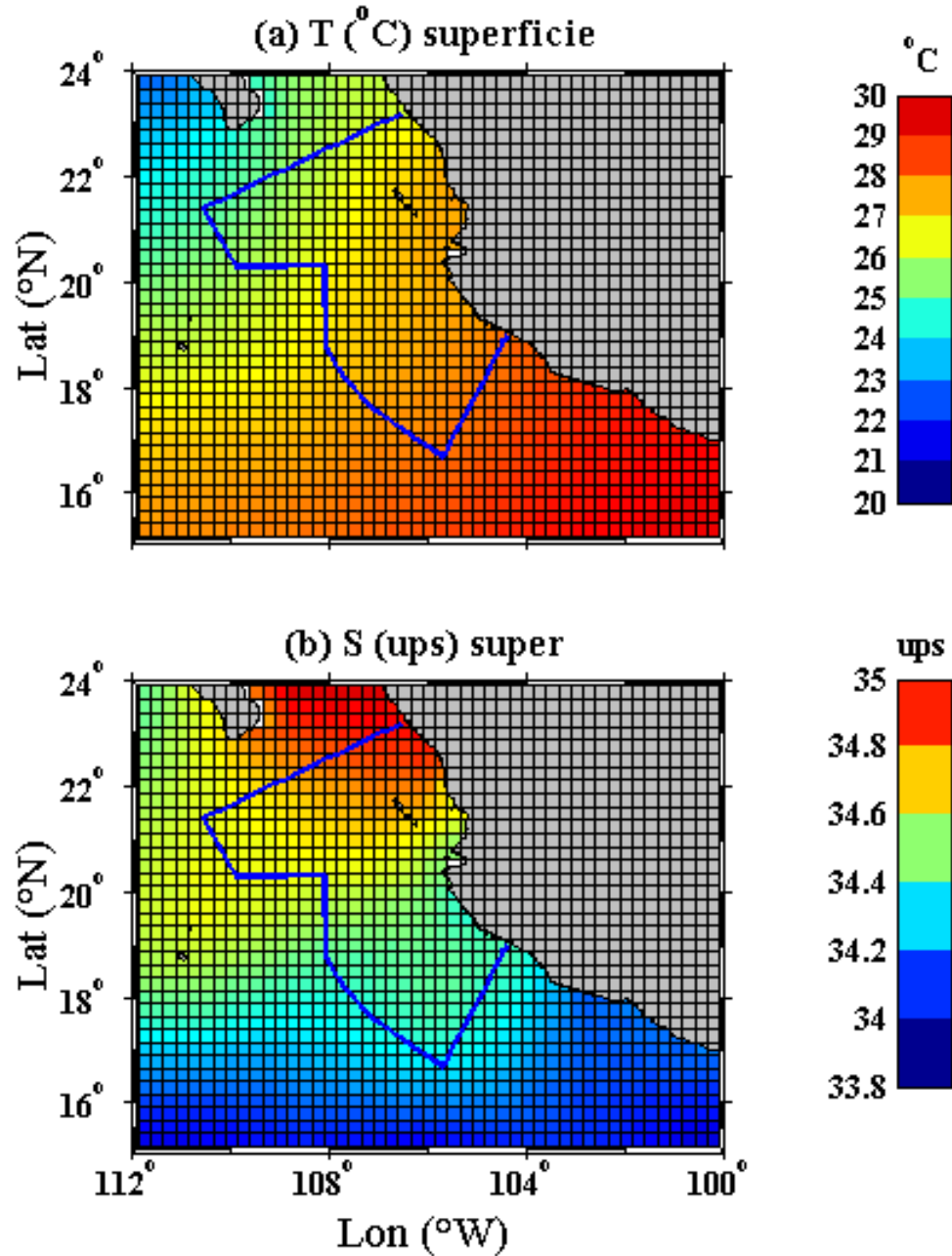


Figura 16. En azul, el polígono PROCOMEX para la estimación de los términos de los balances de volumen y calor. El área superficial del polígono es $2.5582 \times 10^{11} \text{ m}^2$. La malla mostrada es en la que se obtuvieron los perfiles de temperatura y salinidad del banco de datos NODC/WOA01 de $\frac{1}{4}$ de grado.

evaporación (Q_{lat}) depende de la velocidad del viento y de la diferencia de humedad específica del aire a la humedad específica de saturación. Finalmente el flujo de calor sensible (Q_{sen}) depende de la diferencias de temperatura mar-aire y de la velocidad del viento (Castro et al., 1994). Así, el flujo neto ($W\ m^{-2}$) por la superficie está dado por:

$$Q(t) = Q_s(t) - Q_L(t) - Q_{lat}(t) - Q_{sen}(t); \quad (30)$$

donde los signos de los flujos en la ecuación de balance (30) son positivos si entra calor al volumen de interés y negativos si sale.

Esta parametrización empírica, basada en la teoría de difusión de calor y la transmisión de energía radiante, usa solamente mediciones meteorológicas y temperatura superficial del mar. Así, Lavín y Organista (1988) y Castro et al. (1994) utilizaron mediciones históricas meteorológicas y de temperatura superficial en algunas estaciones costeras del Golfo de California para estimar dichos flujos. Hoy en día, cuando no se tiene información meteorológica para la estimación de los flujos para una zona, es posible obtener promedios mensuales de largo periodo (climatológicos) en mallas de 2° de latitud y longitud de la página de internet de NOAA: (http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.derived.html#surface_gauss). La Fig. 17 muestra la posición del área PROCOMEX dentro de la malla de datos de flujos de calor. Los flujos de calor por la superficie fueron bajadas de la NOAA-Reanalysis. Promedios mensuales de largo periodo. NCEP/NCAR Reanalysis 1: Surface Flux.

(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>)

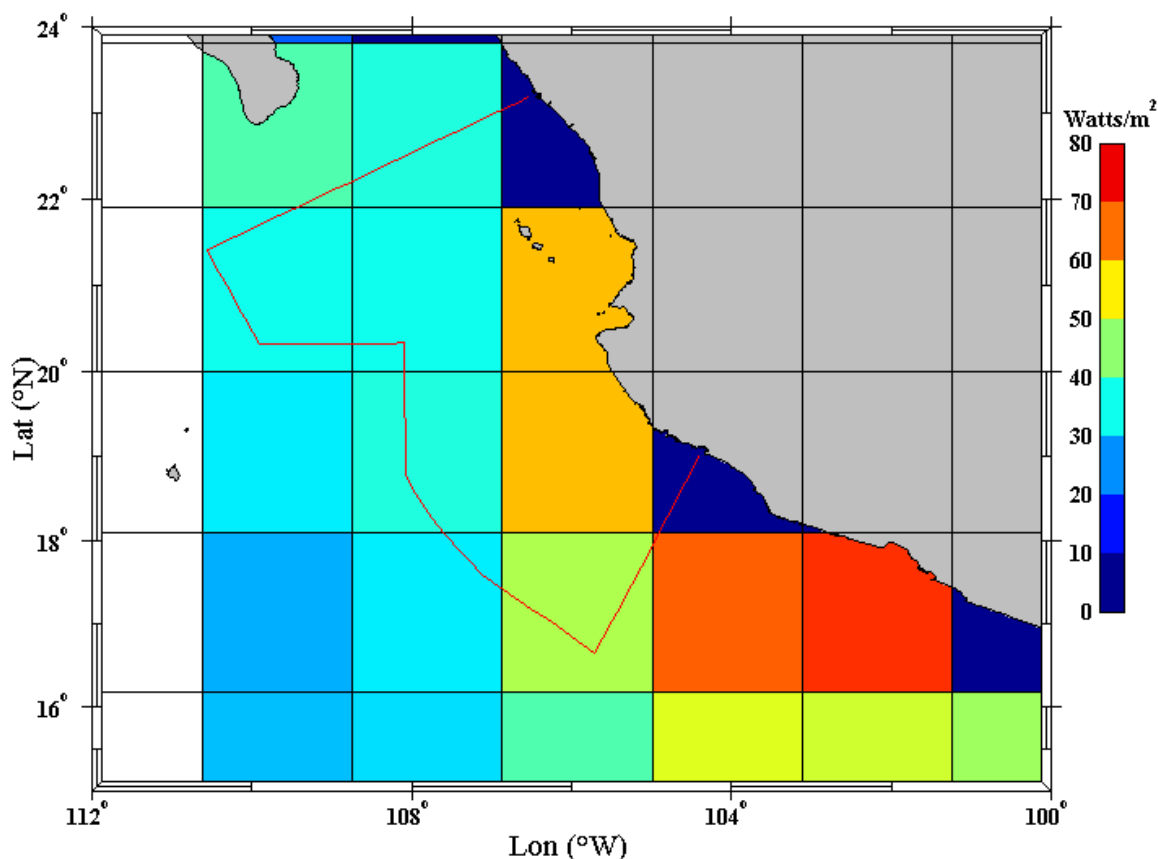


Figura 17. Promedio de largo periodo para el flujo neto a través de la superficie en el POTM, y el polígono Procomex.

II.2.4 Los datos de viento JPL/CCMP

Los datos de viento son indispensables en el estudio de la dinámica y termodinámica de cualquier región del océano, como se verá en detalle en la próxima Sección. Para este estudio usamos los mismos datos de viento que en el Capítulo I. Los datos de viento cada 6 horas para el periodo del 2000 al 2007, con resolución horizontal de $\frac{1}{4}$ de grado, se obtuvieron del sitio de internet http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/ccmpinfo.html perteneciente al *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA. Este producto es obtenido aplicando el método de análisis variacional a todas las observaciones simultáneas de los distintos escaterómetros y radiómetros (NSCAT y SeaWinds en QuikSCAT/ADEOS-II); este producto de distintas plataformas de medición calibradas entre sí, produce el viento sobre la superficie del océano para aplicaciones

meteorológicas y oceanográficas. En la Figura 18 se presenta el promedio de los ocho años de datos. Los vientos promedio de los doce meses climatológicos se encuentran en el Apéndice A.

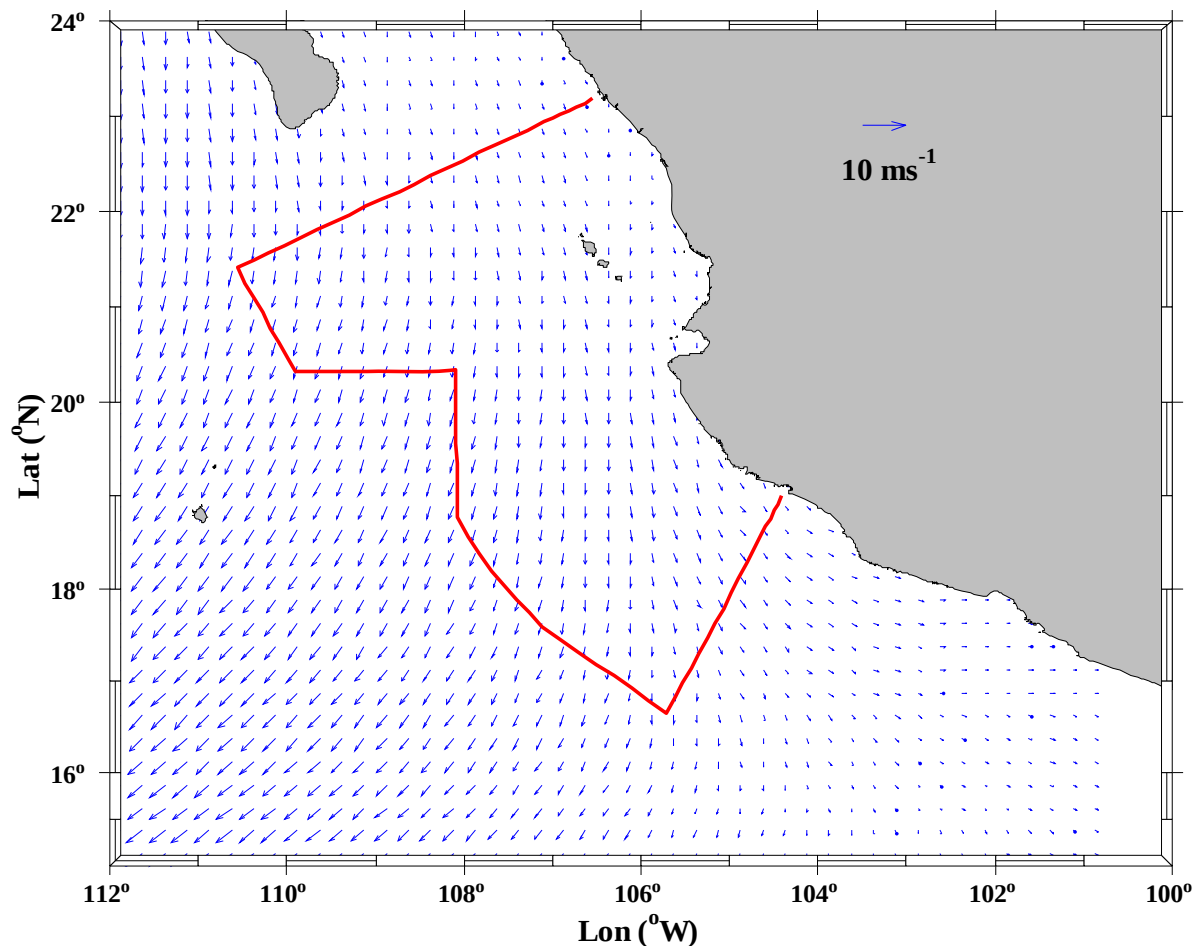


Figura 18. Promedio de datos de viento CCMP obtenidos del *Jet Propulsion Laboratory* para el período de 2000-2007.

II.2.5 Los datos de temperatura superficial del mar (SST) JPL/PATHFINDER

Los datos de temperatura superficial intervienen no sólo en las estimaciones de flujos de calor por la superficie, sino también en la advección horizontal de calor por el viento, como se mostrará en la Sección 3.3.2. Promedios diarios de SST fueron obtenidos para el periodo 1985-2009 (25 años) con una resolución de $\sim 4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$, del proyecto Oceans Pathfinder, versión 5, del *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA,

<ftp://data.nodc.noaa.gov/pub/data.nodc/pathfinder>. Nosotros usamos promedios mensuales de esta serie de tiempo, cubriendo el mismo período que los datos de viento (2000 al 2007). El promedio a largo período de la temperatura superficial se presenta en la Figura 19.

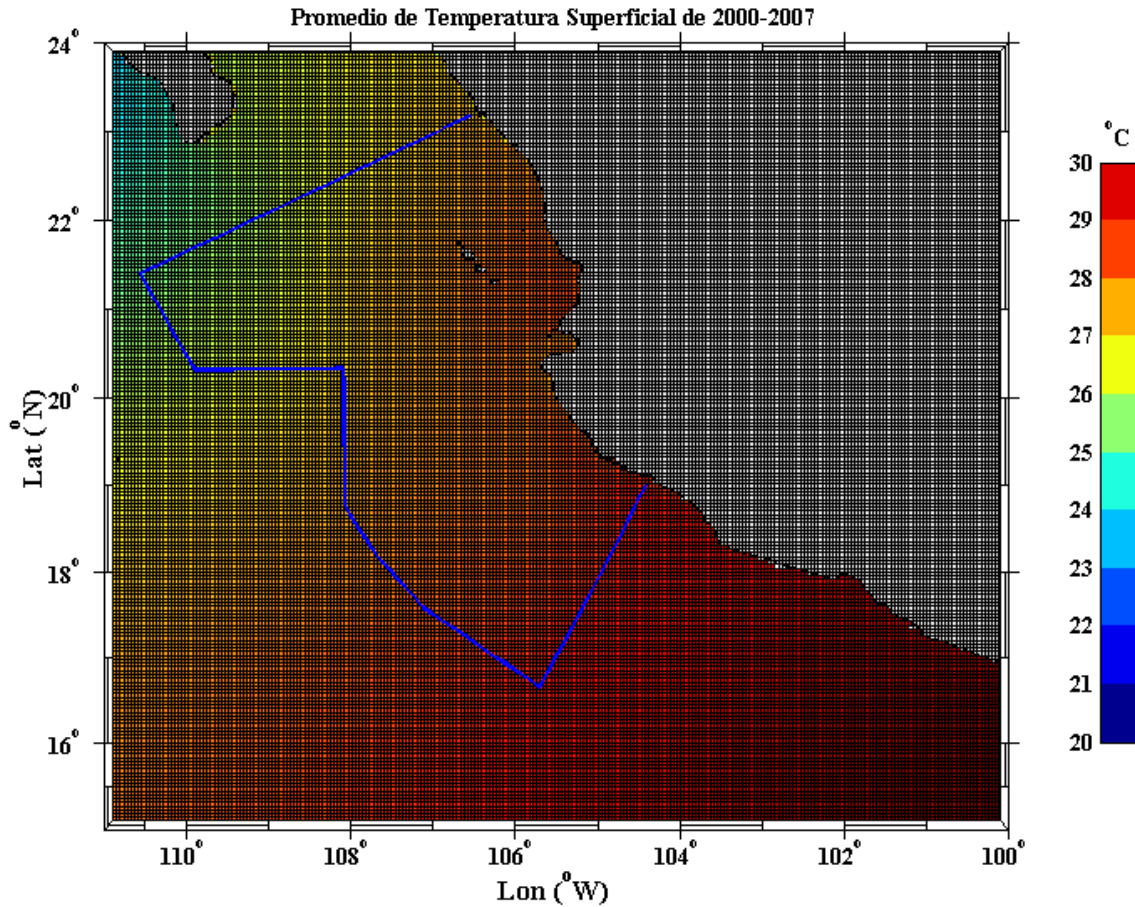


Figura 19. Datos de temperatura superficial (promedio de largo plazo) obtenidos del *Jet Propulsion Laboratory*, mostrando la resolución de la malla en el área PROCOMEX.

II.2.6 Señal estacional por cuadrados mínimos

Como en el Capítulo I, sintetizaremos la información contenida en los valores mensuales promedio de largo período de una variable B usando un ajuste armónico por cuadrados mínimos para extraer la señal estacional B_{est} (componentes anual y semianual) de la siguiente manera:

$$B(t) = B_{est}(t) \pm \text{Residuo} \quad (31)$$

donde

$$B_{est}(t) = B_0 + B_a \cos(wt - F_a) + B_s \cos(2wt - F_s) \quad (32)$$

y $w = 2\pi / 365.25$ días. Es decir, la variabilidad estacional de la variable será representada mediante el mejor ajuste que se pueda encontrar sumando el efecto de un armónico de frecuencia anual y otro semianual. “Residuo” es el error en la predictibilidad del ajuste (Beron-Vera y Ripa, 2002; Ripa, 2002).

II.3 Dinámica y Termodinámica

II.3.1 Dinámica de la capa superficial

II.3.1.1 Transporte de Ekman

El esfuerzo del viento $\vec{\tau}$ es la fuerza de fricción que el viento ejerce sobre la superficie del mar, y se puede interpretar como un flujo de momentum a través de la superficie; es el forzante de las corrientes oceánicas más importantes. Para estimar $\vec{\tau}$ en áreas grandes es necesario usar una parametrización en términos de la velocidad del viento $\vec{W}$; la parametrización más utilizada es proporcional al cuadrado de la rapidez del viento (W):

$$\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y) = \rho_a C_d |W| \vec{W} \quad (33)$$

donde ρ_a es la densidad del aire, C_d es el coeficiente de arrastre o de fricción turbulenta. $\vec{W}$ es el viento medido a 10 metros sobre la superficie; obtenido como se describe en la Sección II.2.4.

El océano puede considerarse como un número infinito de capas horizontales. La capa superficial está sujeta al esfuerzo del viento en la parte superior y a la fricción turbulenta en la interfaz con la capa inferior. La ganancia neta de momentum de cada capa está dada por $\partial_z \vec{\tau}$. Independientemente de cómo varíe $\vec{\tau}$ con z , habrá una profundidad donde su valor será cero; Llamaremos capa de Ekman a la capa superficial del océano que llega hasta la profundidad donde el esfuerzo del viento es cero ($z = -D_{Ek}$); o sea $(\tau_x, \tau_y)_{z=D_{Ek}} = 0$.

Las ecuaciones linealizadas del movimiento en el océano en el plano f son:

$$\partial_t u - fv = \rho^{-1} \partial_x p' + \rho^{-1} \partial_z \tau_x \quad (34)$$

$$\partial_t v + fu = \rho^{-1} \partial_y p' + \rho^{-1} \partial_z \tau_y \quad (35)$$

En las cuales se indica que el movimiento se debe al esfuerzo del viento y a los gradientes de presión en el interior del océano. Como las ecuaciones son lineales, podemos estudiar separadamente el efecto de cada uno de esos dos forzantes. Las corrientes generadas directamente por el viento son llamadas corrientes de Ekman $\vec{u}_{Ek} = (u_{Ek}, v_{Ek})$:

$$\partial_t u_{Ek} - fv_{Ek} = \rho^{-1} \partial_z \tau_x \quad (36)$$

$$\partial_t v_{Ek} + fu_{Ek} = \rho^{-1} \partial_z \tau_y \quad (37)$$

Si se propone una parametrización de $\vec{\tau}$ en términos del corte vertical de velocidad y un coeficiente de viscosidad constante, y se resuelve la versión estacionaria de estas ecuaciones, se obtiene la espiral de Ekman (Cushman-Roisin, 1994). Pero como el interés es en el efecto neto del viento sobre la capa superficial. El transporte de volumen sobre dicha capa, obtenido al integrar en z las ecuaciones anteriores (suponiendo condiciones estacionarias y usando que $(\tau_x, \tau_y)_{z=-D_{Ek}} = 0$), es llamado el Transporte de Ekman $\vec{U}_{Ek}$:

$$\vec{U}_{Ek} = (U_{Ek}, V_{Ek}) = (\tau_y, -\tau_x) / \rho f \quad (38).$$

Esta relación dice que el transporte de volumen en la capa de Ekman es perpendicular al esfuerzo del viento, y a su derecha en el hemisferio norte ($f > 0$), como se ilustra en la Figura 20.

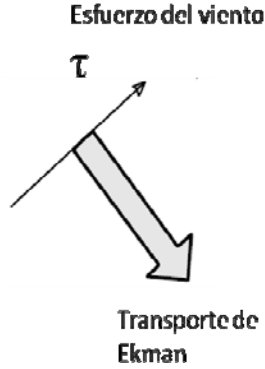


Figura 20. El transporte en la capa de Ekman es perpendicular al esfuerzo del viento (a la derecha del viento en el hemisferio norte).

La suposición de estado estacionario es válida si la variabilidad del viento es en escalas mayores que un día. Otras suposiciones son que no existen fronteras cercanas y que la profundidad es grande ($\gg 200$ m). El valor de la profundidad de la capa de Ekman es un parámetro que debe ser elegido cuidadosamente. Para una latitud de 20°N y un viento típico de 3 ms^{-1} , la profundidad de la capa de Ekman es de aproximadamente 30 metros (Pond y Pickard, 1978). En la región de la corriente de California, Chereskin (1995) encontró que el 95% del transporte de Ekman está confinado a los 35 metros superiores. Supondremos que este valor de D_{Ek} es válido en la región del POTM.

II.3.1.2 Bombeo de Ekman

Como el esfuerzo del viento no es homogéneo en la horizontal, el transporte de Ekman presentará zonas de convergencia y de divergencia, lo cual a su vez induce movimientos verticales de agua; este fenómeno es conocido como Bombeo de Ekman. Para calcular la velocidad vertical (w_{Ek}) con la que entra o sale agua de la capa de Ekman, se integra la ecuación de continuidad ($\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0$) sobre dicha capa (Brown et al., 1989; Cushman-Roisin, 1994):

$$\int_{-D_{Ek}}^0 (\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w) dz = -w_{Ek} + \partial_x U_{Ek} + \partial_y V_{Ek} = 0, \quad (39)$$

Donde se usa que la velocidad vertical en la superficie es cero, y en la base de la capa de Ekman es w_{Ek} . Así encontramos que la velocidad vertical o de bombeo w_{Ek} está dada por la divergencia del transporte de Ekman:

$$w_{Ek} = \partial_x U_{Ek} + \partial_y V_{Ek} . \quad (40)$$

El poder calcular la velocidad de bombeo de Ekman es muy importante para estudios termodinámicos y de productividad. Y la ecuación $(U_{Ek}, V_{Ek}) = (\tau_y, -\tau_x) / \rho f$ nos brinda una forma práctica para obtener la velocidad vertical en términos del esfuerzo del viento:

$$w_{Ek} = (\partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x) / \rho f \quad (41)$$

Es decir, la velocidad de bombeo de Ekman (w_{Ek}) es proporcional al valor de la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento. Ante la presencia de un viento con rotacional positivo (o sea que tiende a girar contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte) se genera una divergencia en la superficie del agua debido a que el transporte de Ekman es hacia fuera del “giro”, y agua profunda es elevada para tomar su lugar; se produce surgencia mar afuera. Las surgencias se producen tanto en la costa como en el océano abierto en el caso costero son consecuencia de la ecuación de continuidad en presencia de costas a la izquierda del viento (en el hemisferio norte).

II.3.1.3 Advección de volumen y calor por transporte de Ekman

El transporte de volumen por el transporte de Ekman a través de un área vertical limitada en la superficie por una línea que inicia en l_i y termina en l_f y que llega hasta la profundidad de la capa mezclada ($z = -D_{Ek}$) está dado por

$$\int_{l_i}^{l_f} \rho \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl \quad (42)$$

Donde ρ es la densidad del agua en la capa de Ekman, l es la coordenada a lo largo de la línea o perímetro, $\hat{n}$ es el vector unitario tangente a la superficie vertical, y $\vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n}$ es el transporte de Ekman perpendicular al perímetro.

Similarmente, la advección de calor a través de la misma superficie vertical está dada por (Roemmich, 1989; Bograd et al., 2001):

$$\int_{li}^{lf} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl \quad (43)$$

donde c_p es la capacidad calorífica específica y $\theta_{z=0}$ es la temperatura potencial en la superficie. Se asume que el transporte de Ekman está confinado a la capa mezclada, en cuyo caso la temperatura es homogénea en la capa de Ekman y es válido usar la temperatura superficial en la ec. 43.

II.3.2 Dinámica del océano interior

II.3.2.1 Balance geostrófico

El bombeo de Ekman hace que la capa superficial sea más profunda en algunos lugares y se haga somera en otros; esto causa corrientes. En otras palabras, las corrientes de Ekman cambian la distribución de masa a través del bombeo de Ekman. Esta redistribución de masa provoca los gradientes de presión en el interior del océano, presentes en las ecuaciones de movimiento (34-35).

Regresemos a las ecuaciones (34-35) linearizadas de movimiento en el plano f :

$$\partial_t u - fv = \rho^{-1} \partial_x p' + \rho^{-1} \partial_z \tau_x \quad (44)$$

$$\partial_t v + fu = \rho^{-1} \partial_y p' + \rho^{-1} \partial_z \tau_y \quad (45)$$

para estudiar ahora sólo el movimiento debido a los gradientes de presión en el interior del océano. Suponiendo condiciones estacionarias, se obtienen las ecuaciones del balance geostrófico:

$$-fv_g = \rho^{-1} \partial_x p' \quad (46)$$

$$fu_g = \rho^{-1} \partial_y p' \quad (47)$$

donde u_g y v_g son las componentes de la velocidad geostrófica ($\vec{v}_g$) en dirección este-oeste (x) y norte-sur (y), respectivamente, p' es la anomalía de presión, f es el parámetro de Coriolis y ρ es la densidad. Si se establece que la densidad puede ser expresada por una densidad promedio más una pequeña desviación causadas por la estratificación y/o movimientos del fluido ($\rho = \rho_0 + \rho'$), utilizamos la aproximación de Boussinesq $\rho' \ll \rho_0$, y obtenemos:

$$-fv_g = \rho_0^{-1} \partial_x p' \quad (48)$$

$$fu_g = \rho_0^{-1} \partial_y p' \quad (49)$$

diferenciando el sistema de ecuaciones anterior respecto a z y usando la ecuación hidrostática

($\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$), donde g es la aceleración de la gravedad, obtenemos finalmente las ecuaciones del

viento térmico:

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f \rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (50)$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{-g}{f \rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (51)$$

A partir de estas ecuaciones se estima la velocidad geostrófica integrando en la vertical y calculando los gradientes entre pares de estaciones hidrográficas usando la diferencia de anomalías de volumen específico (Pond y Pickard, 1978). Sin embargo, para conocer la velocidad absoluta es necesario conocer la velocidad en algún nivel específico debido a la constante de integración (Gill, 1982; Pond y Pickard, 1978). Al no conocer la velocidad en ninguna profundidad, generalmente se propone una profundidad suficientemente grande donde se pueda suponer que velocidad sea cero; a esta profundidad se le llama nivel de referencia. Como explicamos en el Capítulo I, es mucho mejor usar una isopícnica de referencia; nosotros

tomamos la isopícnica de 27.0 kgm^{-3} como referencia, ya que Godínez et al. (2010) han demostrado que es el valor más adecuado para estudiar la circulación superficial del POTM.

II.3.2.2 Balance de Sverdrup

Tomemos otra vez las ecuaciones linealizadas que controlan el movimiento en el interior del océano, supongamos condiciones estacionarias, e incluyamos la variación del parámetro de Coriolis con la latitud $f(y)$:

$$-f(y)v = \rho^{-1}\partial_x p' \quad (52)$$

$$f(y)u = \rho^{-1}\partial_y p' \quad (53)$$

Ahora derivemos la ecuación 52 con respecto a y , y la 53 con respecto a x , y cambiemos el signo de la 1ª:

$$v\partial_y f(y) + f(y)\partial_y v = -\rho^{-1}\partial_y\partial_x p' \quad (54)$$

$$u\partial_x f(y) + f(y)\partial_x u = \rho^{-1}\partial_x\partial_y p' \quad (55)$$

Tomando $f(y) = f_0 + \beta y$ (plano β), $\partial_y f(y) = \beta$, 54 y 55 quedan:

$$\beta v + f\partial_y v = -\rho^{-1}\partial_y\partial_x p' \quad (56)$$

$$f\partial_x u = \rho^{-1}\partial_x\partial_y p' \quad (57)$$

Sumándolas:

$$\beta v + f(\partial_x u + \partial_y v) = 0 \quad (58)$$

o bien, usando continuidad:

$$\beta v - f\partial_z w = 0 \quad (59)$$

Esta ecuación dice que si el campo de velocidad es convergente ($\partial_z w > 0$), el agua se moverá hacia el polo con rapidez $v = f \beta^{-1} \partial_z w$. Integremos en la vertical desde el fondo hasta $z = -D_{Ek}$, y de allí hasta la superficie:

$$\int_{-H}^0 \beta v dz = f w \Big|_{w_{Ek}}^0 = -f w_{Ek} \quad (60)$$

$$\beta V = -f w_{Ek} \quad (61)$$

Esta ecuación permite ver cómo es que el transporte en el interior del océano está relacionado con el esfuerzo del viento, ya que $w_{Ek} = (\partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x) / \rho f$:

$$\beta V = \rho^{-1} (\partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x) \quad (62)$$

Ésta es la relación de Sverdrup usada en el Capítulo I para obtener la Fig. 3e. La versión no estacionaria de estos desarrollos conduce a las ondas largas de Rossby, como se mostró en el Capítulo I, Sección I.4.5.

II.3.2.3 Transporte de volumen y calor por velocidad geostrófica

El transporte de volumen por la velocidad geostrófica perpendicular a un área vertical limitada en la superficie por una línea que inicia en l_i y termina en l_f y que llega hasta la profundidad de la isopícnica de 27 kgm^{-3} está dado por

$$\int_{\sigma=27}^0 \int_{l_i}^{l_f} \rho \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz \quad (63)$$

donde ρ es la densidad del agua, l es la coordenada a lo largo de la línea o perímetro. La velocidad geostrófica perpendicular al área vertical en cada punto es $v_{gp} = \vec{v}_g \cdot \hat{n}$, donde $\hat{n}$ el vector unitario normal en cualquier punto de la superficie vertical.

Similarmente, la advección de calor a través de la misma superficie vertical está dada por (Roemmich, 1989; Bograd et al., 2001):

$$\int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta \bar{v}_g \cdot \hat{n} dldz \quad (64)$$

donde c_p es la capacidad calorífica específica y θ es la temperatura potencial en cada punto de las superficies verticales que delimitan el área. El cálculo del flujo de calor por la velocidad geostrófica se hace con la restricción de flujo de masa de cero, eliminando el promedio vertical de velocidad, para minimizar el error potencialmente grande en el transporte producido por pequeños errores en la velocidad de referencia sobre áreas grandes (Mascarenhas-Jr et al., 2004; Ochoa y Bray, 1993).

II.3.3 Balances de volumen y calor

Supongamos que tenemos una región oceánica para la cual se quiere investigar los procesos y mecanismos que controlan el balance de calor. Por ejemplo, el volumen de agua PROCOMEX, limitado por el polígono PROCOMEX en la superficie y por la isopícnica de 27 kgm^{-3} a profundidad (para no tener flujos de calor por abajo). El contenido de calor (H) en este volumen está dado por

$$H = \iiint_{PR} \rho c_p \theta dx dy dz \quad (65)$$

donde θ es la temperatura potencial y PR indica el volumen PROCOMEX. El contenido de calor varía a escalas temporales de meses, pero no a largo período. Suponiendo que el transporte de calor por difusión turbulenta es despreciable en comparación con el transporte advectivo, la ecuación de balance de calor es

$$\frac{dH}{dt} = \text{Flujo advectivo de calor por las fronteras verticales} + Q, \quad (66)$$

donde Q es el flujo neto de calor por la superficie, ya descrito en la Sección II.2.3. Suponemos que el océano está en balance geostrófico, excepto por la delgada capa de Ekman en la superficie del océano, por lo que el flujo advectivo neto de una propiedad hacia adentro o afuera del volumen de control se refiere a la suma de la advección por transporte de Ekman y por la velocidad geostrófica, las cuales se presentaron en las Secciones II.3.1.3 y II.3.2.3.

La ecuación de conservación de calor queda entonces como (Roemmich, 1989; Bograd et al., 2001):

$$\frac{dH}{dt} = \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + Q \quad (67)$$

donde l es la coordenada a lo largo del perímetro de la caja, $\vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n}$ es el transporte de Ekman perpendicular al perímetro y hasta la profundidad de la capa mezclada $z = -D_{Ek}$, $\vec{v}_g \cdot \hat{n}$ es la velocidad geostrofica normal a la caja, referenciada (en nuestro caso) a la isopícnica de 27.0 kgm^{-3} , y Q representa la transferencia neta de calor entre el océano y la atmósfera.

Para conservación del volumen, la ecuación es:

$$\frac{dV}{dt} = \int_{li}^{lf} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + (E - P) \quad (68)$$

donde $(E-P)$ representa el exceso de evaporación sobre precipitación y tiene unidades de Sv.

II.4 Resultados

II.4.1 Hidrografía y circulación geostrofica en el área PROCOMEX.

II.4.1.1 Promedio

La temperatura promedio de largo periodo (Figura 21a) en el perímetro PROCOMEX (Fig. 14) muestra fuerte estratificación en los 100 m superiores, y temperatura superficial máxima de 27.6°C en el extremo exterior de la sección sur. En el extremo exterior de la sección norte se encuentra el mínimo de TSM (24.5°C), producto del levantamiento de las isotermas $>20^\circ\text{C}$. En la sección sur las isotermas $15-25^\circ\text{C}$ muestran un levantamiento en dirección a la costa. La distribución de salinidad (Fig. 21b) muestra la conocida distribución de masas de agua (Wyrski, 1967; Castro et al., 2006; Fiedler y Talley, 2006; Lavín et al., 2009): Agua Superficial Tropical (AST, $T > 18^\circ\text{C}$, $S < 35$); Agua Golfo de California (AGC, $T > 12^\circ\text{C}$, $S > 34.9$); Agua de la

Corriente California (ACC, $12 < T < 18$, $S < 34.5$); Agua de 13 grados (A13G, $9 < T < 18$, $34.5 < S < 34.8$) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP, $4 < T < 9$, $34.5 < S < 34.8$). El A13G ha sido confundida por mucho tiempo con el ASsSt (Fiedler y Talley, 2006). Sobresale en la distribución de salinidad la presencia del “Mínimo Salino Somero” subsuperficial centrado en ~ 50 m de profundidad y con salinidades 34.4-34.6. La salinidad mínima (34.3) se encuentra en la superficie en el extremo exterior de la sección sur, y parece estar conectado con el Mínimo Salino Somero. La distribución de densidad (Fig. 21c) refleja la distribución de temperatura, con un claro levantamiento hacia la costa en la sección sur. La velocidad geostrófica perpendicular al perímetro (v_{gp}) muestra (Fig. 21d) en la sección sur un fuerte chorro hacia el sureste en casi toda la sección, excepto muy cerca de la costa donde hay una clara pero angosta corriente costera hacia el noroeste con máximo a ~ 200 m de profundidad. En la sección oeste la corriente es hacia el interior del volumen, aunque confinada a los 50 m superiores. En la sección norte, la corriente es débil y hacia el interior. Esta velocidad v_{gp} fue calculada con pares de perfiles hidrográficos de WOA01 a lo largo del perímetro PROCOMEX.

La explicación de los valores de v_{gp} recién descritos está dada por la intersección del perímetro PROCOMEX con la distribución de anomalía geopotencial y velocidades geostróficas (Fig. 21d). La sección sur intersecta el domo (valle en altura de la superficie) descrito por Godínez et al. (2010) de tal forma que la corriente normal es hacia el sur y casi no hay corriente costera hacia el norte (Fig. 21e). Así, la interpretación del levantamiento de las isotermas e isopícnas hacia la costa en la sección sur (Figs. 21a y c) es que se trata de la parte oeste del domo; la sección llega prácticamente hasta el ápice del domo, así que casi no se detecta la bajada de las isolíneas cerca de la costa. Esta es una limitante de los datos WOD01: la cobertura cerca de la costa es muy pobre (Lavín et al., 2006; Godínez et al., 2010).

En la sección norte, aunque las corrientes son fuertes, son casi paralelas a la sección (Fig. 21d), así que la componente perpendicular es muy débil. En la sección oeste, las corrientes geostróficas sólo son fuertes en los extremos; y mientras son perpendiculares a la sección en el extremo noroeste, en el extremo sureste son casi paralelas.

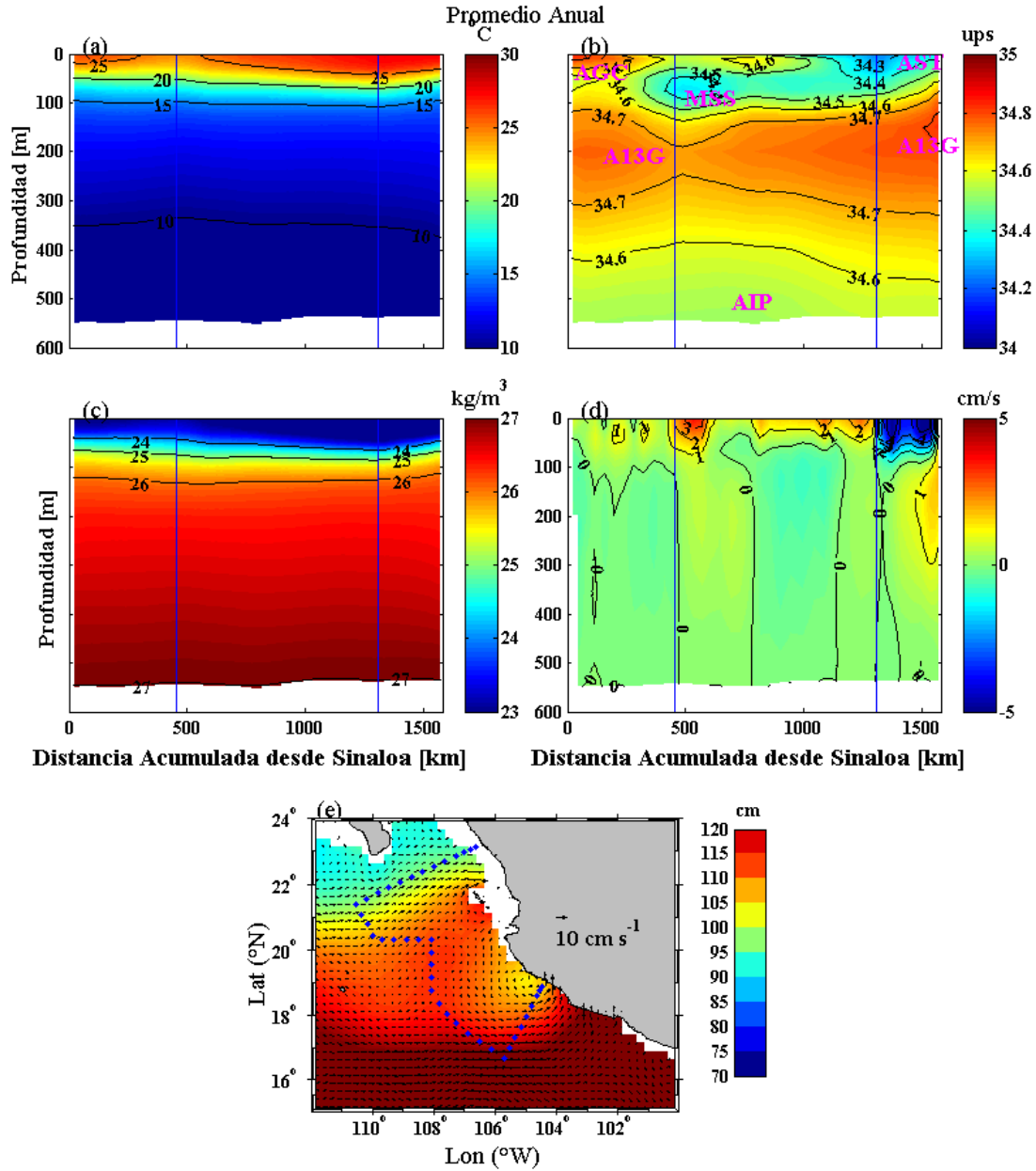


Figura 21. Velocidad geostrófica e hidrografía promedio en el polígono PROCOMEX. Mazatlán queda del lado izquierdo, Manzanillo del lado derecho; las líneas verticales azules marcan los quiebres principales del polígono. (a) Temperatura potencial (°C). (b) Salinidad. (c) Anomalia de densidad. (d) Velocidad geostrófica normal al perímetro referida a la isopícula de 27 kgm⁻³; la convención de signos para v_{gp} es que los valores positivos entran al volumen PROCOMEX y los valores negativos salen. (e) Anomalia geopotencial promedio relativa a la isopícula de 27 kg m⁻³, y vectores de velocidad geostrófica superficial. En (b) se indican las masas de agua: AST= Agua superficial tropical, AGC= Agua del Golfo de California, MSS= Mínimo Salino Somero, A13G= Agua de los 13 grados, AIP= Agua intermedia del Pacífico.

II.4.1.2 Mensuales

Las figuras para cada mes equivalentes a la Figura 21 se encuentran en el Apéndice B. Aquí describiremos solamente los meses representativos de los cambios estacionales. De enero a marzo (Figura 22) tenemos en la región de la boca del GC una masa de agua salina fluyendo hacia el sur en los primeros 100 m de profundidad. En la superficie del límite sur del polígono PROCOMEX se tiene agua con muy baja salinidad y alta temperatura. El mínimo salino somero (MSS) no es tan evidente a lo largo del polígono. Durante abril el MSS, empieza a ser más notable extendiéndose hasta el sur del polígono; incluso llega a unirse con el agua superficial tropical en octubre y noviembre.

Durante los meses de abril (Figura 23) y mayo, la circulación a lo largo del polígono exterior empieza a ser en forma de giros, sólo en la sección sur el flujo es hacia el sur, y aparentemente el A13G llega a la superficie sobre las costas de Colima. Durante junio-agosto (Fig. 24), la circulación a lo largo de la costa es hacia el polo, el flujo costero alcanza los 450 metros de profundidad con un ancho de ~300 km. Hacia el final del año, la circulación nuevamente se revierte presentándose circulación hacia el sur con núcleos someros (~100 m) de velocidad de $> 5\text{cm/s}$ que se extienden hasta ~500 km de la costa.

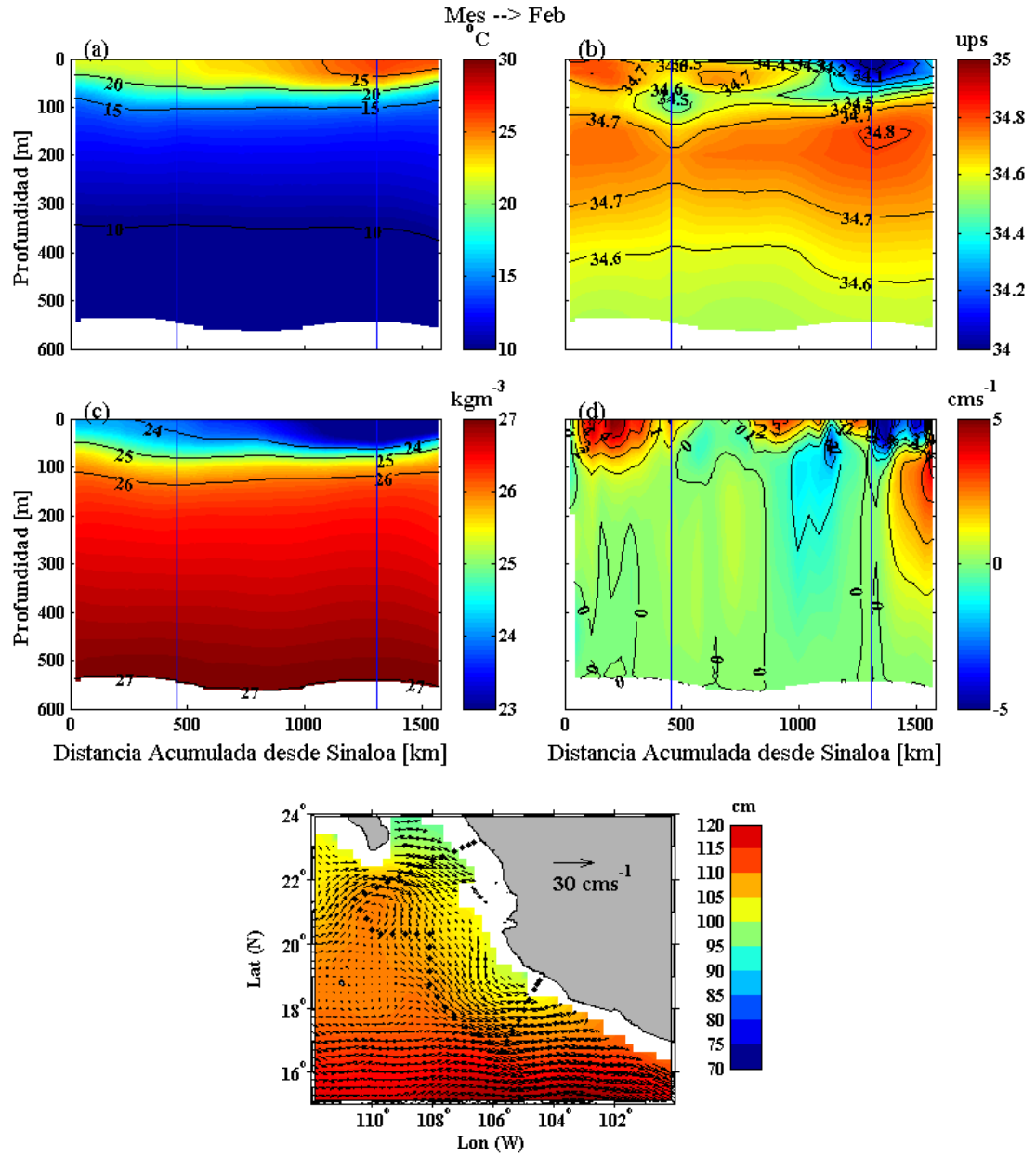


Figura 22. Idem figura 21 para el mes de Febrero.

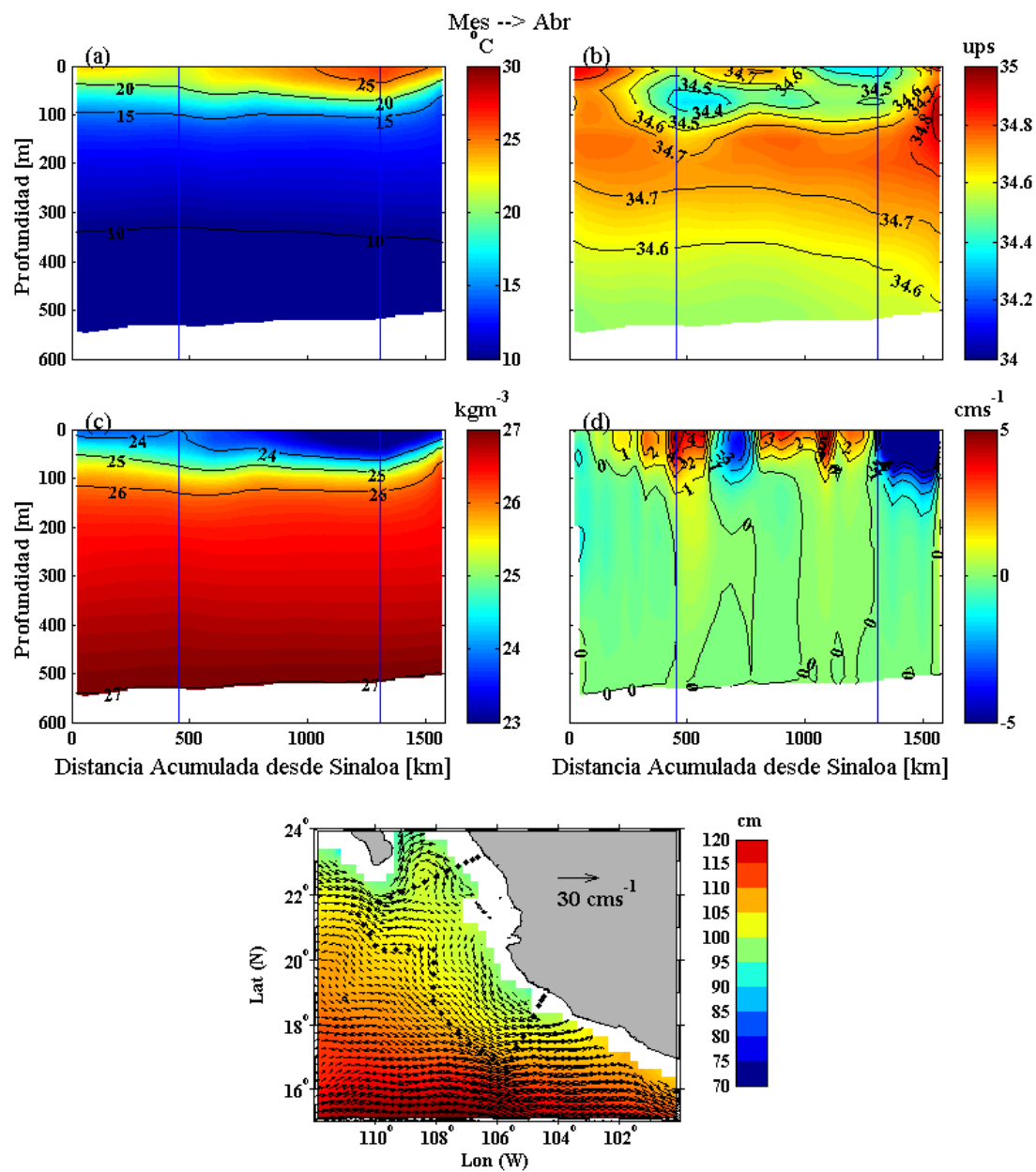


Figura 23. Idem Figura 21 para el mes de Abril.

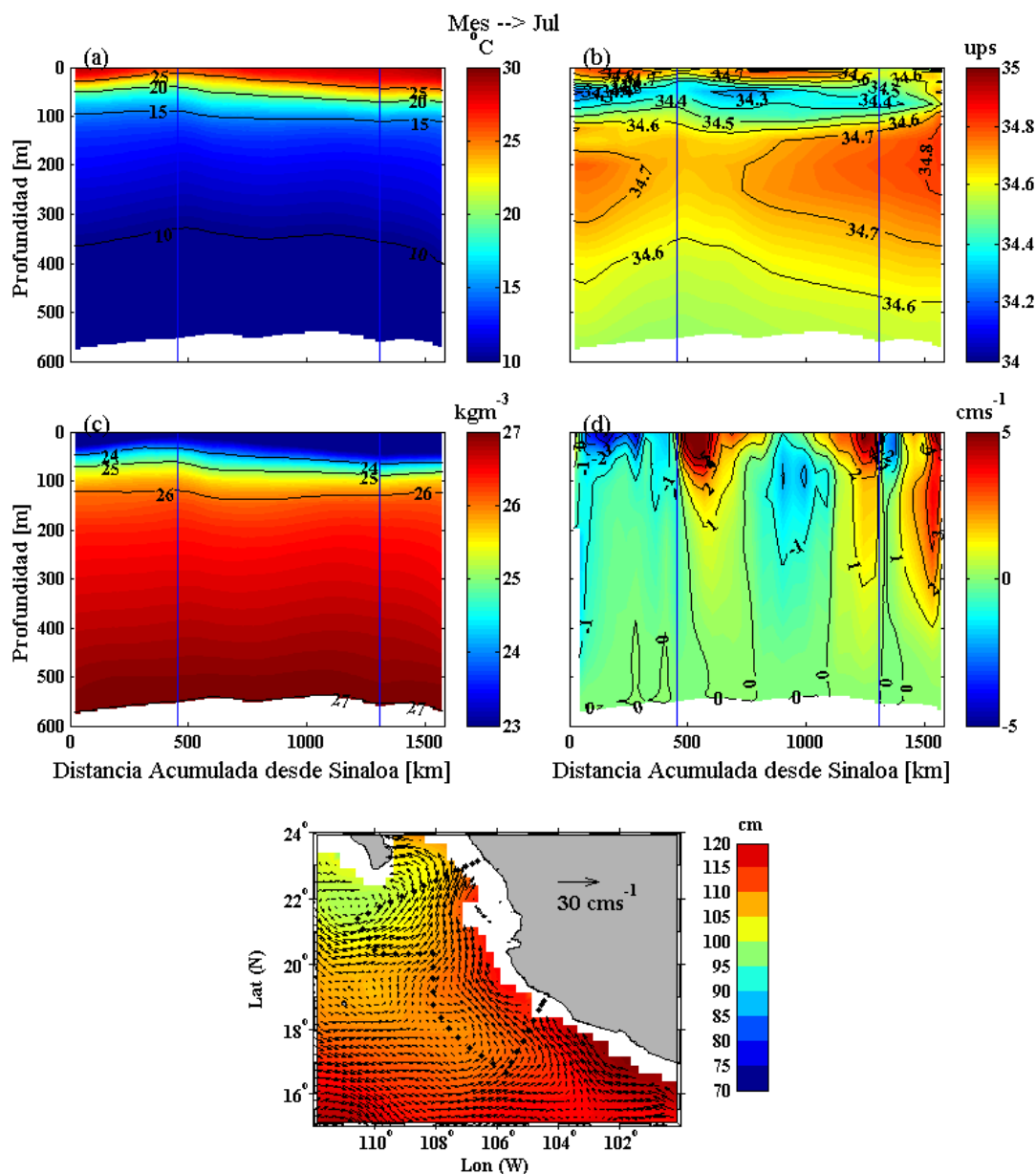


Figura 24. Idem Figura 21 para el mes de Julio.

II.4.2 Flujos a través de la superficie en el área PROCOMEX

II.4.2.1 Esfuerzo del viento

La distribución de los vientos mensuales climatológicos CCPM se muestran en el Apéndice A; el esfuerzo del viento (o flujo de momentum), desde luego, tiene la misma distribución, y se presenta en la Figura 25. Durante casi todo el año el viento sopla del noroeste

tanto en el Pacífico como en el Golfo de California, excepto de mayo a septiembre; estos son los meses del monzón de Norteamérica (Bordoni et al., 2004). En mayo el viento se empieza a desviar hacia el este al pasar la punta de la Península de Baja California, en toda la boca exterior del Golfo; en el interior de la región sur del golfo, el viento sopla hacia el noreste. En julio, agosto y septiembre el viento es débil en el interior del polígono PROCOMEX, pero en estos meses el cambio de dirección del viento después de pasar la punta de la península es muy fuerte. Por otro lado, el rotacional del esfuerzo del viento alrededor de la punta de la península es muy fuerte y positivo de mayo a agosto (ver Fig. 11, Cap. I).

El efecto de estos vientos sobre la dinámica se trató en el Capítulo I; aquí veremos su efecto sobre la termodinámica de la zona, a través de las fórmulas de intercambio de calor sensible y latente, y a través del transporte de Ekman.

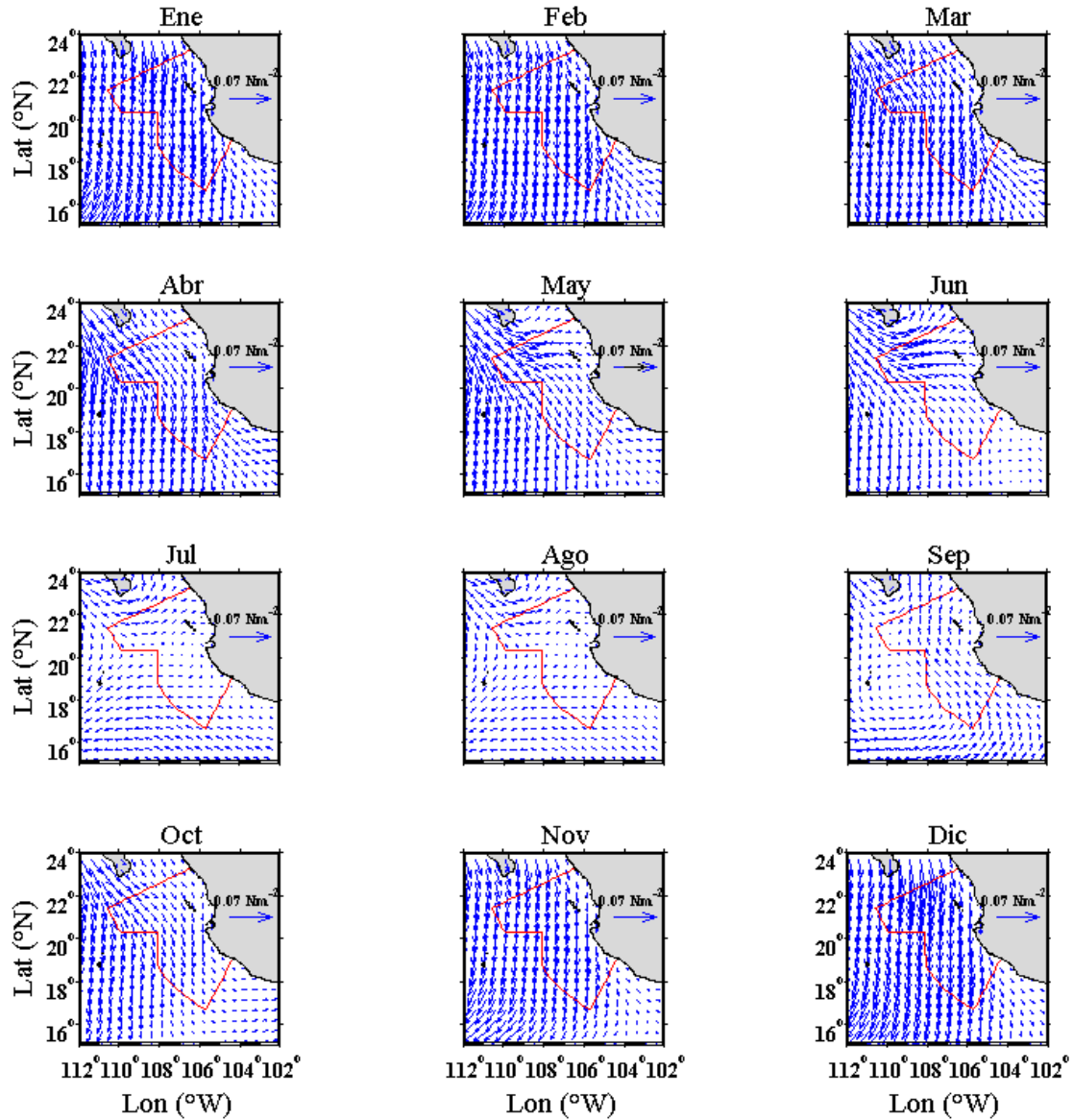


Figura 25. Climatología mensual del esfuerzo del viento $\bar{\tau}$ (Nm^{-2}) en el POTM.

II.4.2.2 Flujo de calor por la superficie

En la Figura 26 se muestran las distribuciones promedio a largo plazo de los diferentes flujos de calor en el POTM, junto con el polígono PROCOMEX. La radiación de onda corta tiene valores del orden de 200 Wm^{-2} que ingresan al área PROCOMEX, mientras que salen a

través de la superficie, la radiación de onda larga con valores del orden de 70 Wm^{-2} , el calor latente con valores de 100 Wm^{-2} y el calor sensible con valores de 20 Wm^{-2} .

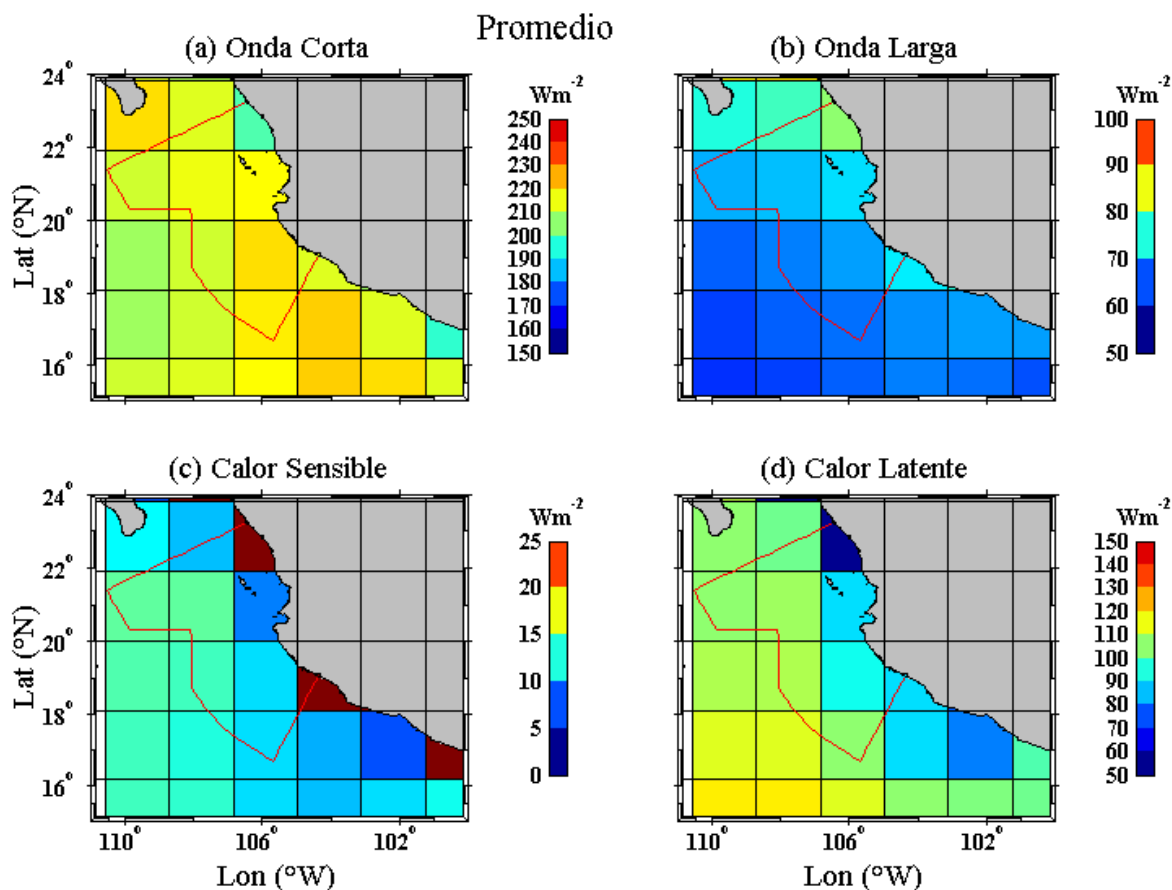


Figura 26. Promedio de largo periodo para las componentes de los flujos de calor por la superficie (Wm^{-2}).

Los promedios climatológicos mensuales para cada uno de los términos de intercambio de calor por la superficie, obtenidos como se describe en la Sección II.2.3 y promediados sobre el área PROCOMEX, son presentados en la Fig. 27a. Es notable que la radiación de onda corta aumenta de enero a abril, y disminuye hacia los meses de verano; es muy probable que esto sea producido por un aumento en la nubosidad, pero el calor latente y la radiación de onda larga se mantienen sin mucha variación. Por lo contrario, el calor sensible tiene una disminución muy importante hacia los meses de verano, seguramente producida por la mínima intensidad del viento durante estos meses; aunque el viento aumenta considerablemente hacia fin de año, no se ve reflejado en el calor sensible posiblemente porque la diferencia de temperatura entre la

superficie de mar y la atmósfera no es muy grande. Estas diferencias resultan en que el máximo del flujo de calor neto sea en julio.

El flujo neto mensual obtenido al sumar los flujos componentes (Ec. 30) se muestra como círculos en la Fig. 27b. El océano gana calor por la superficie de febrero a octubre (máximo ~40 TW en julio), y cede calor a la atmósfera de noviembre a enero (Fig. 27b). En promedio anual, se ganan 8.6 TW (26.3 Wm^{-2}) por la superficie en la región PROCOMEX.

El ajuste armónico estacional al flujo neto por la superficie para la región PROCOMEX se presenta en la Figura 27b (línea continua); muestra un claro comportamiento anual con amplitud 9.6 TW y un máximo el 3 julio, mientras que la amplitud semianual es 2.9 TW con un máximo el 4 de marzo y septiembre.

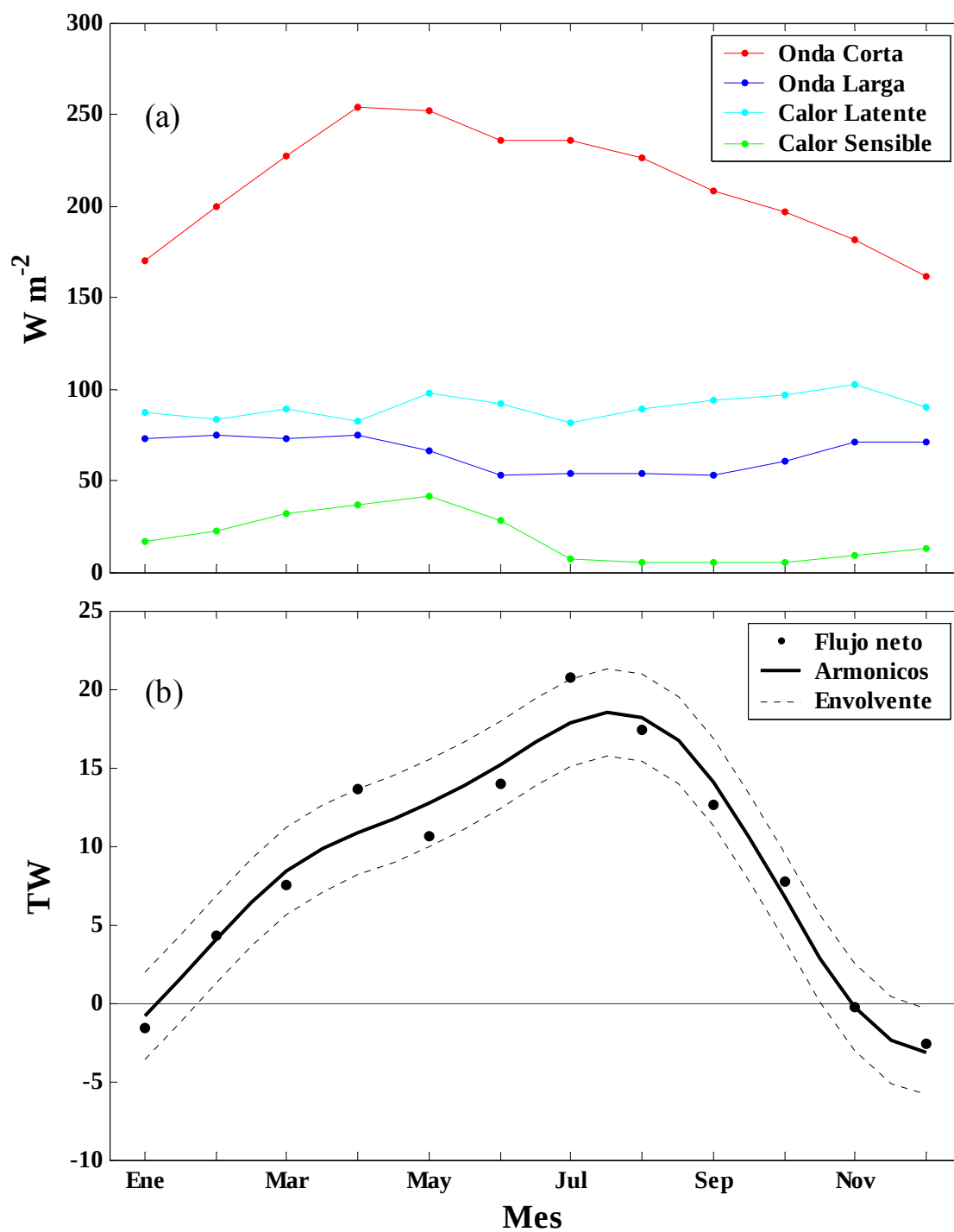


Figura 27. (a) Componentes de los flujos de calor por la superficie en $W m^{-2}$ (Onda corta (línea roja), Onda Larga (línea azul), Calor Latente (línea celeste), Calor Sensible (línea verde). (b) Flujo neto de calor por la superficie (puntos) y ajuste armónico estacional (línea negra, TW). Las líneas punteadas son el error del ajuste.

II.4.2.3 Evaporación y precipitación

Fiedler y Talley (2006) presentan el promedio anual de precipitación menos evaporación (cm/año) usando la base de datos de da Silva et al. (1994); encuentran que la región PROCOMEX oscila entre -50 y -100 cm/año (Fig. 28).

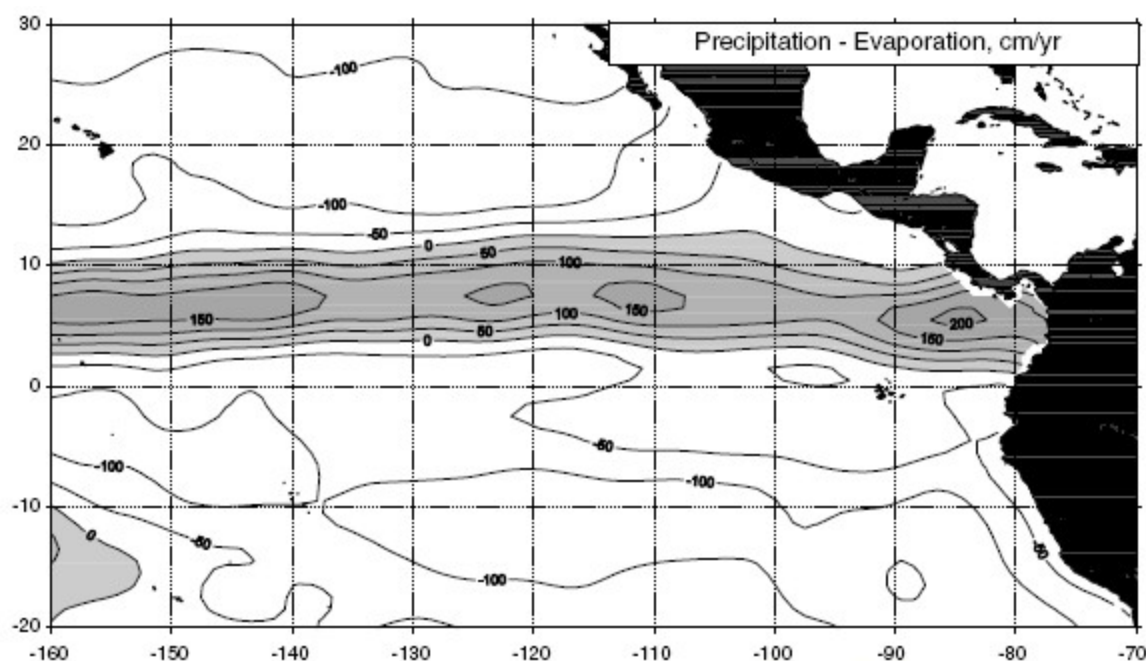


Fig. 5. Mean eastern tropical Pacific precipitation minus evaporation rate. From da Silva et al. (1994). Net precipitation is shaded.

Figura 28. Promedio de precipitación menos evaporación (cm/año) para el Pacífico tropical del Este. Tomado de Fiedler y Talley (2006).

II.4.3 Flujos de calor y volumen por transporte de Ekman en el perímetro PROCOMEX

El transporte de volumen de Ekman perpendicular al perímetro PROCOMEX, $\vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n}$ (Sección II.3.1.3, Ec. 13) se muestra en la Fig. 29 para los 12 meses de viento climatológicos del Apéndice A. Las líneas norte y sur prácticamente se comportan igual, es decir tienen un transporte hacia el norte durante enero y febrero, y durante marzo y abril se invierte el sentido del transporte. De mayo a agosto se tiene un fuerte transporte hacia el sur, sobre todo en la sección norte del polígono; esto es durante el monzón de Norteamérica, cuando el viento

predominantemente del noroeste gira hacia la boca del Golfo de California para orientarse paralelo a la sección norte (Fig. 25, junio-agosto). Durante septiembre y octubre nuevamente empieza a invertirse el sentido del transporte y se forma un transporte hacia el polo durante diciembre (Fig. 25).

La frontera oeste tiene un comportamiento más regular (Fig. 29), durante casi todo el año el viento del noroeste produce un transporte de Ekman hacia mar abierto, solamente durante la época del monzón (julio, agosto y septiembre) el transporte en esta línea es hacia el interior del polígono, sin embargo su magnitud es bastante baja.

El transporte de Ekman integrado sobre el perímetro PROCOMEX para cada mes se muestra en la esquina superior derecha de cada panel de la Fig. 29, y se presenta como una serie de tiempo en la Fig. 30a. La mayor parte del año el transporte neto de Ekman es hacia afuera del perímetro; las excepciones son junio, julio, agosto y septiembre cuando el viento en la región sur del polígono PROCOMEX ha cesado casi completamente y el viento es paralelo en la sección norte del polígono produciendo un transporte positivo. En la sección oeste el transporte de Ekman también es hacia el interior del área durante los meses de julio, agosto y septiembre. El promedio anual del transporte de Ekman a través del polígono es de -0.1 Sv. El ajuste por medio de cuadrados mínimos a una señal estacional se presenta como una línea continua en la Figura 30a, de acuerdo a la ecuación (32).

El transporte de calor por transporte de Ekman, se obtiene con la Ec. (14)

$$\left(\int_{li}^{lf} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl \right), \text{ donde } c_p \text{ es la capacidad calorífica específica y } \theta_{z=0} \text{ es la temperatura}$$

potencial en la superficie, como se describió en la Sección II.3.1.3. Para la temperatura superficial se usaron los valores mensuales climatológicos descritos en la Sección II.2.2.5, sobre el polígono PROCOMEX. El promedio anual es de -13.9 TW de exportación de calor por transporte de Ekman. El flujo mensual de calor por transporte de Ekman (círculos, Fig. 30b) es hacia afuera de área PROCOMEX, con excepción de junio, julio, agosto y septiembre; los mismos meses en que el transporte de volumen de Ekman es positivo. El ajuste por medio de cuadrados mínimos a una señal estacional se presenta como una línea continua en la Figura 30b, de acuerdo a la ecuación (32).

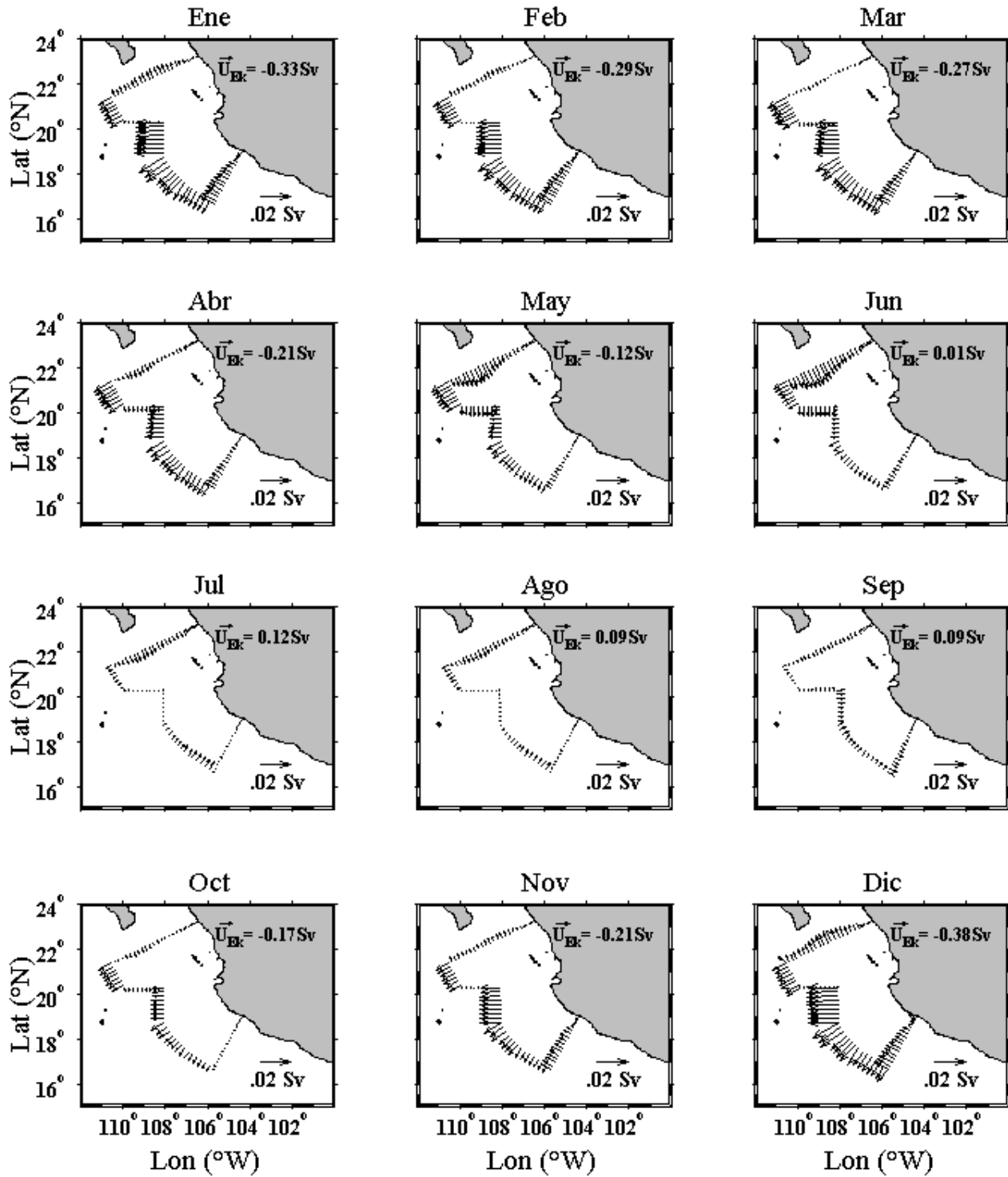


Figura 29. Climatología mensual del transporte de volumen por Ekman a lo largo del perímetro PROCOMEX.

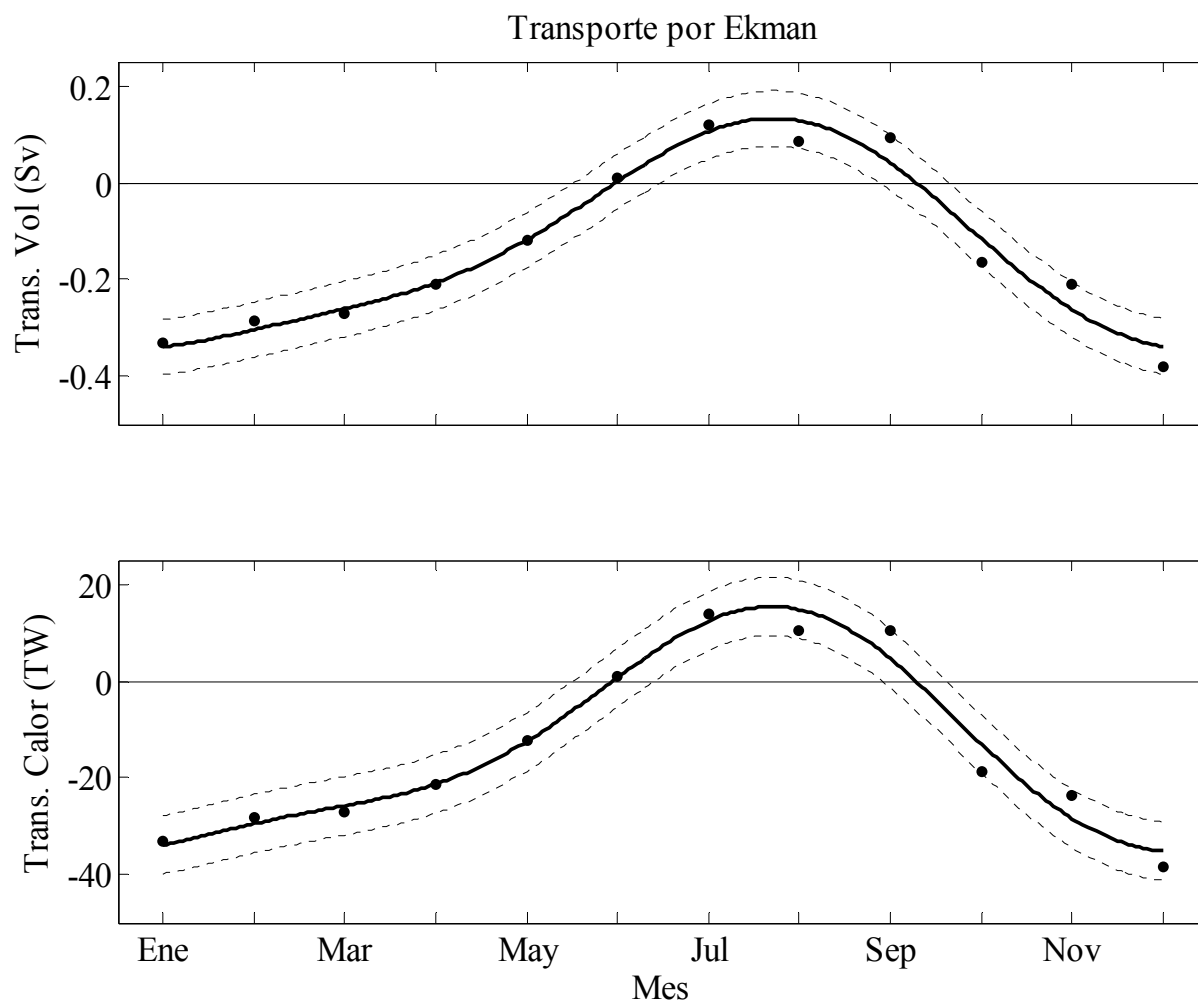


Figura 30. (a) Transporte de volumen de Ekman (Sv) y (b) Transporte de calor por transporte de Ekman (TW) en el polígono PROCOMEX. Los valores positivos son de ganancia en el área, y los valores negativos de pérdida o exportación. Las líneas continuas son el ajuste estacional a armónicos anual y semianual y las líneas punteadas es el error en el ajuste. (ver Tabla II).

II.4.4 Flujos de volumen y calor por corrientes geostróficas en el área PROCOMEX

Como se explicó en la Sección II.3.2.3, los transportes de volumen y calor por el campo de velocidad geostrófica están dados por las ecuaciones $\int_{\gamma=27}^0 \int_{l_i}^{l_f} v_{gp} dl dz$ y $\int_{\gamma=27}^0 \int_{l_i}^{l_f} \rho c_p \theta v_{gp} dl dz$, respectivamente. La curva de integración l es el perímetro PROCOMEX. En la Figura 31 se presenta gráficamente el transporte de volumen entre pares de estaciones $dl \int_{\gamma=27}^0 v_{gp} dz$ a lo largo del perímetro PROCOMEX durante el ciclo anual, y en la esquina superior derecha de cada gráfica mensual, el valor del flujo neto de volumen por geostrofia a través de todo el perímetro en el mes respectivo. En la Figura 32 se presentan los transportes de volumen (paneles de la izquierda) y calor (paneles de la derecha) por geostrofia para las tres secciones principales del perímetro PROCOMEX. Finalmente en la Figura 33 se presentan los valores mensuales (puntos) y el ajuste anual y semianual (líneas continuas) del transporte neto de volumen y de calor a través del perímetro.

Durante la temporada de invierno, diciembre-febrero, existe una entrada de volumen y calor al polígono PROCOMEX (Fig. 31). Aunque la circulación vista por la anomalía geopotencial (Apéndice B; febrero en Fig. 22) presenta una circulación hacia el sur en toda el área PROCOMEX, los transportes entre estaciones (Fig. 31) para este mes, muestran que tanto en la sección norte como sur las velocidades son entrantes al polígono. Las secciones verticales de geostrofia (Apéndice B; febrero en Fig. 22) muestran que en toda la sección norte y hasta aproximadamente 100 metros de profundidad existe un núcleo con velocidades de entrada al polígono. En la sección sur, se nota la salida superficial de un chorro con alta temperatura y baja salinidad, pero a mayor profundidad se tienen velocidades hacia el norte (entrando al polígono); integrado verticalmente resulta en un flujo hacia el interior del polígono. En invierno, los mayores valores de transporte de volumen y calor se dan en la sección norte (Fig. 32).

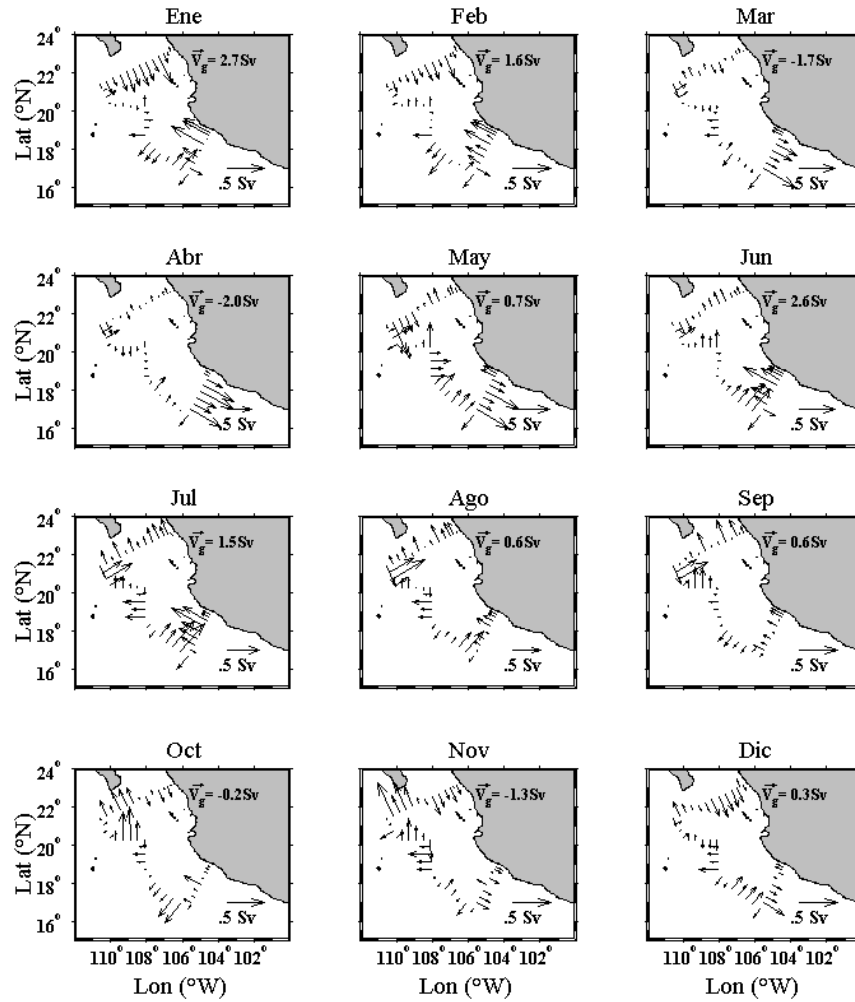


Figura 31. Promedio vertical del transporte de volumen geostrófico a lo largo del polígono PROCOMEX.

Durante los meses de primavera, marzo-abril-mayo, la circulación hacia el sur alcanza su máxima intensidad (Fig. 31). Las gráficas de anomalía geopotencial (Apéndice B; abril en Fig. 23) muestran los flujos más intensos en la sección sur del polígono, y los transportes por geostrofia (Fig. 32) presentan los valores máximos en la sección sur durante el mes de abril, los cuales se extienden en toda la sección, alcanzando profundidades hasta de 200 metros (Fig. 23); en esta sección y en esta época del año se tienen los máximos valores mensuales de transporte de volumen y calor (Fig. 32e). En las secciones norte y oeste los transportes entre estaciones son muy pequeños (Fig. 31) en esta época, y no presentan una distribución clara de circulación; en

las secciones verticales de v_{gp} (Apéndice B; abril en Fig. 23), vemos que estas secciones presentan flujos de ~ 100 metros de espesor hacia el sur y hacia el este, respectivamente.

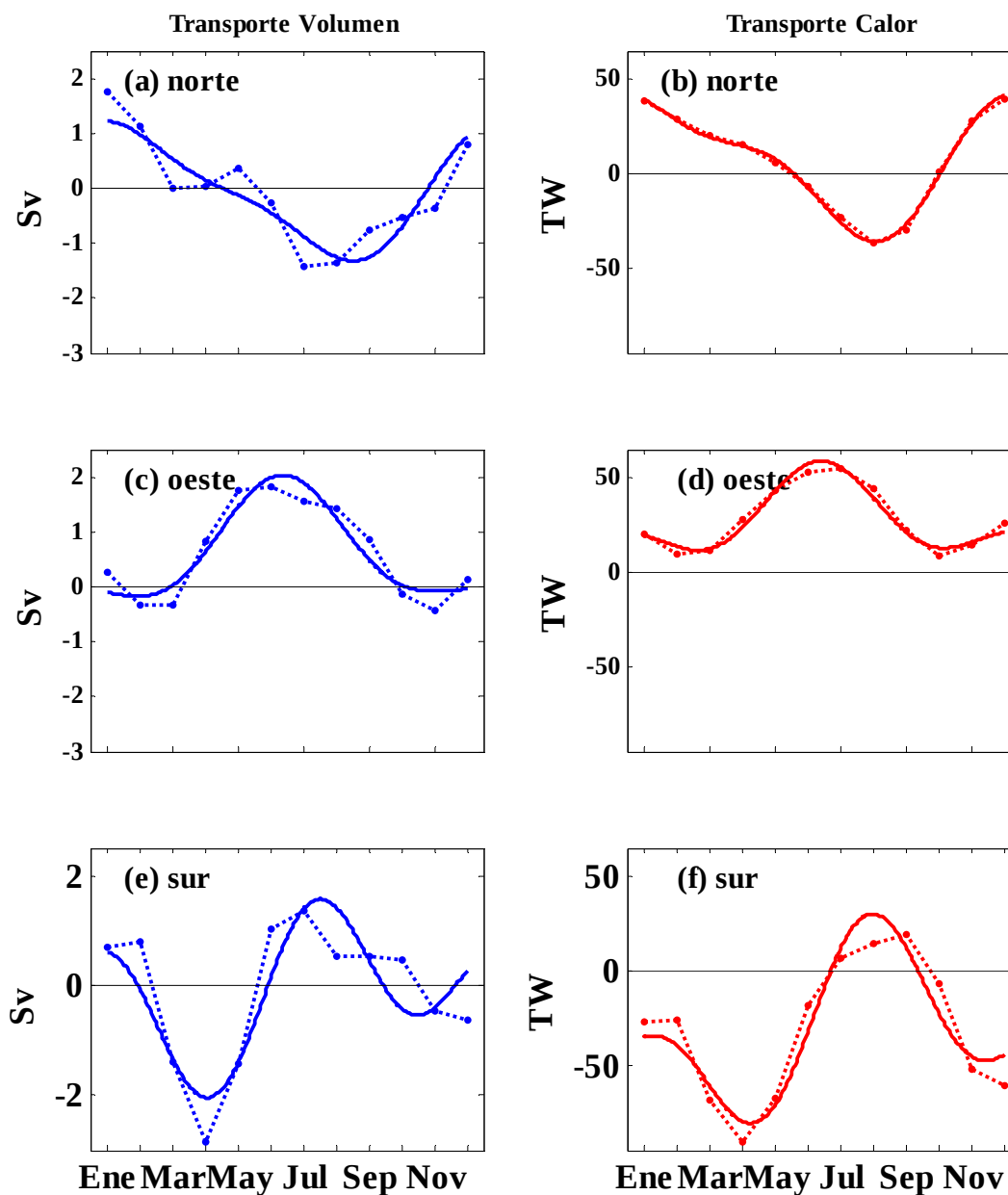


Figura 32. Transporte de volumen (S_v) y calor (TW) por flujos geostróficos por las secciones del polígono PROCOMEX junto con sus ajustes estacionales.

Durante verano (junio-julio-agosto) la circulación costera en toda el área PROCOMEX presenta un flujo costero hacia el polo (Fig. 31), visto tanto en anomalía geopotencial como en las secciones verticales de v_{gp} (Apéndice B; julio Fig. 24) y en los transportes geostróficos entre estaciones (Fig. 31). Las secciones sur y oeste (Fig. 32c y e) tienen valores positivos de transporte de volumen en junio-julio-agosto, mientras la sección norte (Fig. 32a) presenta valores negativos; el transporte de calor tiene un comportamiento similar (Fig. 32b,d,f). El transporte de volumen tiene su máximo en el mes de junio (Fig. 33) mientras que el transporte de calor alcanza su valor máximo en julio (Fig. 33).

Durante los meses de otoño (septiembre-octubre-noviembre), el transporte de volumen geostrófico no tiene una distribución clara (Fig. 31), presentando entradas y salidas en cada sección del polígono PROCOMEX; esto se debe probablemente a que la circulación es prácticamente en forma de giros en todas las secciones principales del polígono, así como en el interior del área (Apéndice B).

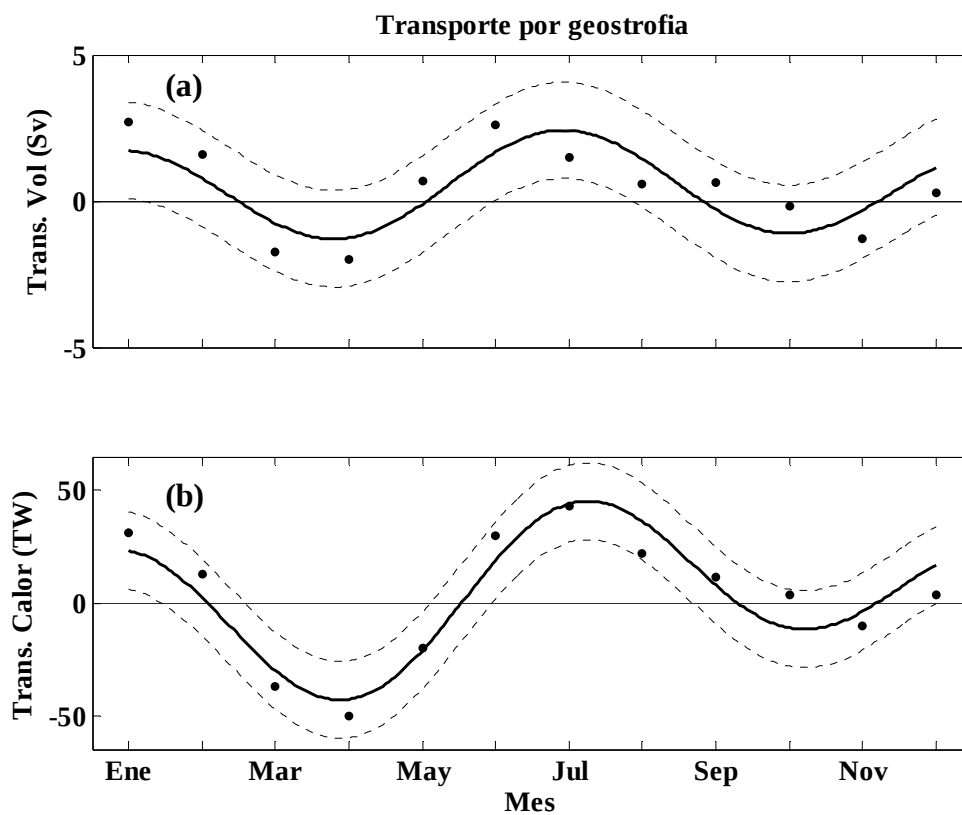


Figura 33. (a) Transporte geostrófico de volumen (Sv) y (b) Transporte geostrófico de calor (TW) en el polígono PROCOMEX.

II.5 Discusión

En esta sección se comparan los diferentes componentes de las ecuaciones de balance de calor (38) y volumen (39) para el área PROCOMEX. Desde luego, las ecuaciones no se balancean por varias razones; lo que se propone es saber cuáles son los términos más importantes a largo plazo y a escala estacional, y cómo es que los balances, calculados con observaciones independientes, resultan ser próximos. También esperamos explicar estos balances en términos de lo que se sabe de la oceanografía física del área, y haremos comparaciones con estudios similares en otras regiones.

Los resultados y balances en la escala estacional son más fáciles de exponer en términos de las constantes armónicas del ajuste estacional (sección II.2.6). Las gráficas de los ajustes ya han sido presentadas en figuras anteriores. Los valores de las constantes armónicas para los transportes de volumen y calor se presentan en las Tablas II y III, respectivamente.

II.5.1. Presupuestos de volumen y calor en el área PROCOMEX

La ecuación de conservación de calor (38) es

$$\frac{dH}{dt} = \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + Q,$$

y la ecuación de conservación del volumen (39) es

$$\frac{dV}{dt} = \int_{li}^{lf} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + (E - P).$$

II.5.1.1 Promedio

En el promedio a largo plazo, tanto el volumen V como el contenido de calor H del área PROCOMEX no cambian, así que las ecuaciones quedan:

$$\text{Volumen: } 0 = \int_{li}^{lf} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + (E - P),$$

y de acuerdo a la Tabla II (Sv):

$$0 = -0.14 \pm 0.00 + 0.44 \pm 0.30 - 0.01 = 0.29 \pm 0.40.$$

El balance de volumen de largo periodo dice que el agua que es exportada del área PROCOMEX por transporte de Ekman (-0.1 Sv) es restituida por el transporte geostrófico (0.4 Sv). El término E-P es despreciable en comparación con los otros; usando el promedio anual de E-P estimado por Fiedler y Talley (2006) en la región de ~ 1 m/año, para el área PROCOMEX ($2.2252 \times 10^{11} \text{ m}^2$) representa un transporte de volumen de -0.01 Sv. La suma del balance de volumen es similar al error de los ajustes de cada término, por ejemplo el transporte geostrófico es de 0.3, lo cual hace que la suma total tenga sentido estadístico. Sin embargo, este resultado incierto no afecta el hecho que al transporte de volumen Ekman hacia afuera balancea el transporte geostrófico entrante.

$$\text{Calor: } 0 = \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \rho c_p \theta \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + Q,$$

y de acuerdo a la Tabla III (TW):

$$0 = -13.9 \pm 1.2 + 3.4 \pm 3.5 + 8.6 \pm 0.6 = -1.9 \pm 5.3$$

Estos números dicen que los principales términos del presupuesto de calor a largo plazo son la exportación por transporte de Ekman (-13.9 TW) y la entrada de calor por la superficie (8.6 TW). O sea, el transporte de calor de Ekman exporta el calor que entra por la superficie; y también exporta el calor que ingresa por transporte geostrófico (3.4 TW). El balance no es perfecto ($dH/dt \neq 0$), ya que se exportan 1.9 TW más que la entrada total, pero es bastante razonable. El mensaje es: a largo plazo, el transporte de calor de Ekman es muy importante en el área PROCOMEX, y el transporte de calor por geostrofia es pequeño.

Se destaca que los errores del ajuste en ambos balances (calor y volumen) hacen que los resultados no sean estadísticamente significativos, pero si lo son cualitativamente.

II.5.1.2 Estacional

Volumen

Veamos cómo se comportan estacionalmente los términos de (39)

$$\frac{dV}{dt} = \int_{li}^{lf} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{li}^{lf} \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz,$$

donde hemos despreciado el término E-P.

En la Figura 34 se muestra el carácter anual del transporte de volumen por Ekman, en relación directa al esfuerzo de viento, que tiene un comportamiento anual. También se muestra que la señal estacional del transporte de volumen de Ekman es menor que la amplitud del transporte geostrófico pero con un error muy importante. Sin embargo, el transporte geostrófico (Fig. 33a) presenta una semianualidad muy importante, aparentemente debida a la interrelación del transporte geostrófico en la sección norte (máximo en invierno, Fig. 32a) con el transporte geostrófico a través de la sección sur (máximo en verano, Fig. 32e).

La componente anual del transporte de volumen por Ekman tiene una amplitud de 0.23Sv (Tabla II) con fase el 28 Julio (± 4 días) mientras que la amplitud de la componente semianual es 0.05Sv con fase en febrero 16, (± 9 días) (Fig. 34). Por otra parte, el transporte de volumen por velocidad geostrófica presenta una componente semianual dominante, con amplitud 1.63 ± 0.48 Sv y con fase en enero 11 (± 8 días), mientras que la componente anual es solamente de 0.35 Sv con fase el 29 de julio (± 19 días); la amplitud de la componente semianual es casi 5 veces mayor que la amplitud anual (Fig. 34, Tabla II).

Tabla II. Armónicos estacionales del transporte de volumen por transporte de Ekman y transporte geostrófico.

Armónico	Ekman	Geos
Promedio (Sv)	-0.1 ± 0.01	0.4 ± 0.3
Anual (Sv)	0.2 ± 0.02 28 Julio ± 4	0.4 ± 0.5 29 Julio ± 19
Semianual (Sv)	0.05 ± 0.02 16 Febrero ± 9	1.6 ± 0.5 11 Enero ± 8
Var. Expl.	0.96	0.64

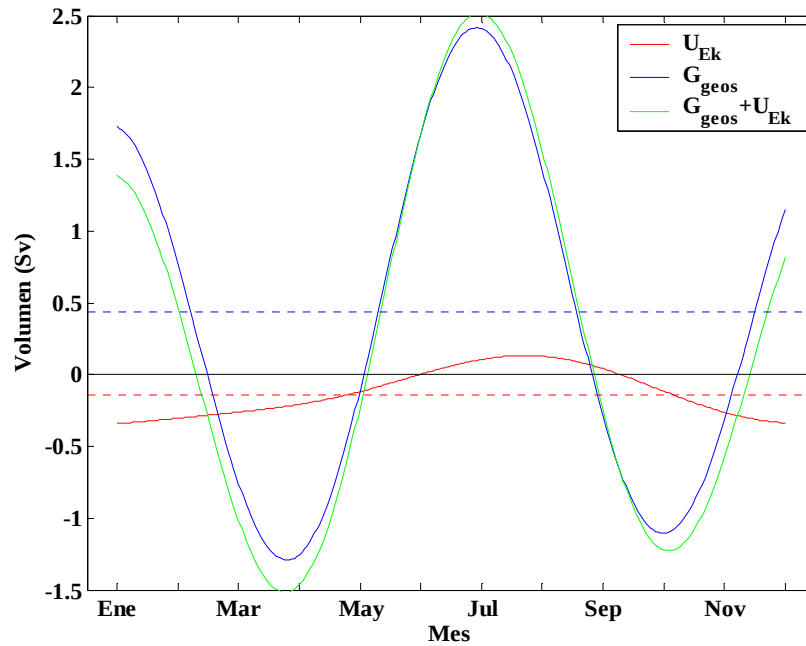


Figura 34. Transporte de volumen por velocidad geostrófica (línea azul), por Ekman (línea roja) y la suma (línea verde). Las unidades son Sv.

Calor

Usando los datos mensuales de temperatura de WOA01, se calcula el contenido de calor en el volumen PROCOMEX usando la Ec. (36). Los valores mensuales de H se muestran en la Fig. 35a, y su derivada en el tiempo en la Fig. 35b. El ajuste estacional de dH/dt se muestra en la Fig. 35b como una línea continua. Aunque $H(t)$ no parece una función sinusoidal de período anual, el ajuste produce una amplitud anual de 2.6×10^{20} J y una semianual de sólo 0.7×10^{20} J. Por su parte, dH/dt no es puramente anual: la amplitud anual (49.7 TW) es casi el doble de la semianual (24.6 TW) (Tabla III). El valor máximo de dH/dh es en junio y el mínimo en marzo.

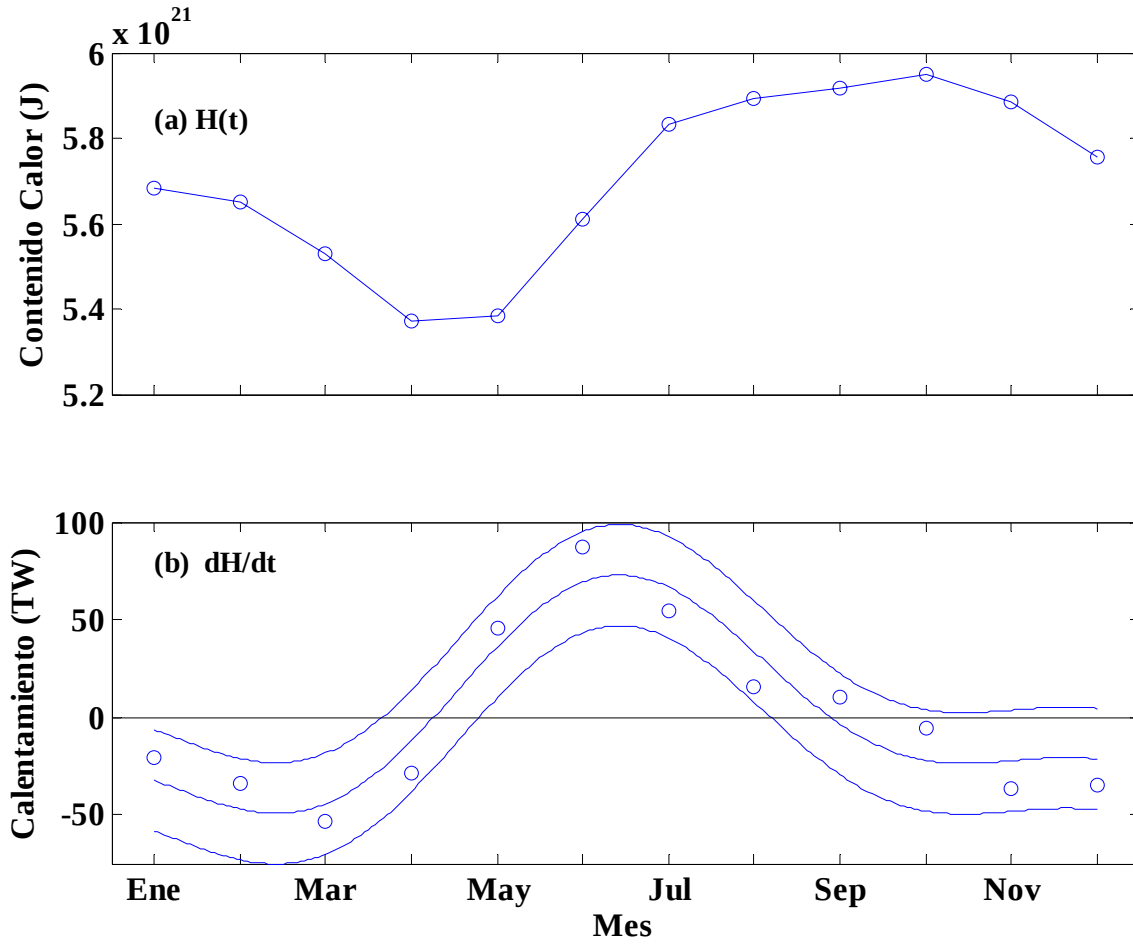


Figura 35. (a) Contenido de calor (J) y (b) calentamiento (TW) en el volumen PROCOMEX usando los datos de WOA01.

Las constantes armónicas de cada uno de los términos de la ecuación de conservación de calor (38)

$$\frac{dH}{dt} = \int_{l_i}^{l_f} \rho c_p \theta_{z=0} \vec{U}_{Ek} \cdot \hat{n} dl + \int_{\gamma=27}^0 \int_{l_i}^{l_f} \rho c_p \theta \vec{v}_g \cdot \hat{n} dl dz + Q,$$

o simplificando la notación:

$$\frac{dH(t)}{dt} = F_{Ekman}(t) + F_{geos}(t) + Q(t), \quad (69)$$

se muestran en la Tabla III, y la representación gráfica de la aproximación estacional de cada término de esta ecuación se presenta en la Fig. 36.

Tabla III. Armónicos estacionales para flujos de calor en el polígono PROCOMEX (TW)

Armónico	dH/dt	Q	F_{Ek}	F_{geos}	$F_{advH} = dH/dt - F_{Ek} - Q$	$F_{advH} + F_{Ek} + Q$
Promedio	0.0 ± 5.3	8.6 ± 0.6	-13.9 ± 1.2	3.4 ± 3.5	5.3 ± 5.6	-1.9 ± 3.8
Anual	49.7 ± 7.5	9.6 ± 0.8 1 Oct ± 2	23.5 ± 1.7 13 Oct ± 2	19.0 ± 5.0 6 Nov ± 7	18.4 ± 7.9 27 Mar ± 12	46.5 ± 5.4 8 Ago ± 6
Semianual	24.6 ± 7.5	2.9 ± 0.8 31 Ene ± 4	6.6 ± 1.7 23 Ene ± 3	30.3 ± 5.0 7 Ene ± 2	29.8 ± 7.9 22 Dic ± 3	34.7 ± 5.4 23 Ene ± 4
Var. Expl.	0.89	0.96	0.97	0.88	0.74	0.94

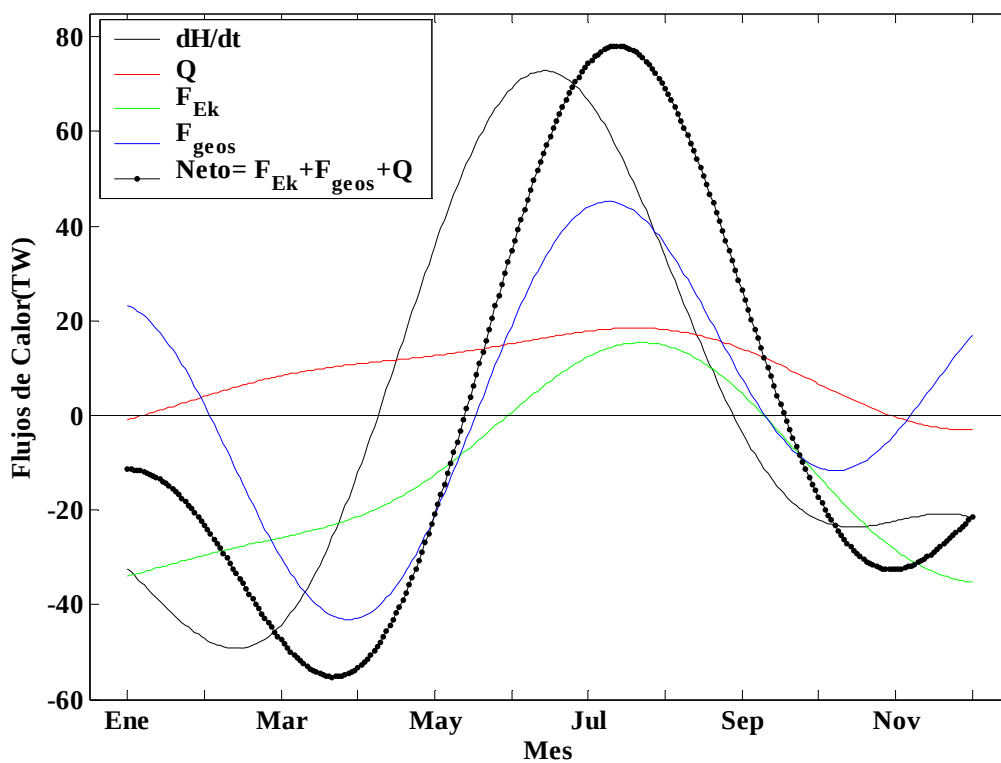


Figura 36. Términos del balance de calor en el área de PROCOMEX, donde la línea negra es el calentamiento, la línea roja el flujo superficial, la línea verde es el flujo de Ekman, la línea azul es el flujo lateral por geostrofia y la línea negra punteada es el flujo neto de calor.

De los tres términos de flujo de calor, el de menor amplitud es Q (Fig. 36, línea roja), pero tiene valores positivos casi todo el año: su amplitud anual es 9.6 TW y la semianual 2.9 TW. Le sigue en importancia el flujo de calor de Ekman (Fig. 36, línea verde), que exporta calor casi todo el año (con máximo ~ 35 TW en diciembre y enero), excepto de julio a septiembre: la amplitud de la componente anual es 23.5 TW y la semianual es 6.5 TW. La fuerte anualidad de F_{Ekman} refleja el patrón de vientos del NW casi todo el año y el monzón de junio a septiembre (Fig. 25) (Bordoni et al., 2004). Estos dos flujos prácticamente están en balance, tanto en largo período como estacionalmente; esto es diferente a lo que ocurre en el Sistema de la Corriente de California, donde el balance de calor es entre el transporte de Ekman y el transporte geostrófico (Bograd et al., 2001; Roemmich, 1989). Esto implica que el calor que entra por la superficie, es removido del área PROCOMEX por el transporte de Ekman en la capa superficial de ~ 40 metros.

El flujo de calor por geostrofia (Fig. 36, línea azul) es el más importante a escala estacional. Varía de ~ -45 TW en abril a $\sim +50$ TW en julio. Pero a diferencia de los demás flujos, la componente semianual (30 TW) es más importante que la anual (19 TW). La razón que se propone para este fenómeno es la posición del área PROCOMEX en la zona de interacción de la CCM y el SCC. Esta interacción se puede apreciar en la Fig. 32 (paneles de la derecha), que muestra los flujos de calor por cada una de las secciones del perímetro PROCOMEX. En invierno la sección norte (Fig. 32b) y oeste (Fig. 32d) presentan transporte positivo en el polígono mientras que en verano hay entrada por la sección oeste (Fig. 32d) y sección sur (Fig. 32f).

En comparación con dH/dt (Fig. 36, línea negra delgada), la suma de los tres términos del lado derecho de la ecuación 40 (línea negra punteada) tiene un rango mayor y está atrasada por ~ 1 mes. La suma de los tres términos tiene un máximo (77 TW) en julio y el mínimo (-58 TW) en abril, pero debido a la fuerte semianualidad de F_{geos} tiene un máximo secundario en enero y un mínimo secundario en noviembre. La amplitud anual de la suma de los tres términos es 46 TW, y la semianual 35 TW. Aunque la semianualidad dH/dt no es tan pronunciada como la de la suma de los tres términos, es importante que la suma de los tres términos contenga dicha semianualidad, observada en el cálculo de dH/dt . Se puede concluir que dicha semianualidad se

debe al flujo de calor por corrientes geostróficas, y por lo tanto a la interacción entre la CCM y el SCC.

Como el término de la ecuación de balance de calor que es más difícil de obtener es el transporte geostrófico, o en general el término advectivo lateral, es posible calcularlo por diferencia de los otros términos. En la Fig. 37 se presenta en línea punteada la estimación del flujo advectivo horizontal:

$$F_{advH}(t) = \frac{dH(t)}{dt} - F_{Ekman}(t) - Q(t) \quad (70)$$

En la Fig. 37 también se presenta F_{geos} , obtenido a partir de cálculos geostróficos usando los datos de WOA01 (línea continua). F_{advH} tiene un máximo mayor que el de F_{geos} , y está adelantado ~ 1 mes. Pero F_{advH} también tiene la amplitud de la componente semianual (29.8 TW) mayor que la componente anual (18.4 TW). En otras palabras, podríamos haber deducido que el transporte advectivo de calor en el área PROCOMEX es principalmente semianual sin haber calculado F_{geos} : se llega a la misma conclusión por dos caminos independientes. La ligera disminución en la varianza explicada por el ajuste estacional (Tabla III) puede ser debida a forzamientos por debajo de la escala semianual, ya que la región PROCOMEX presenta numerosos giros de mesoescala (Lavín et al., 2006; Godínez et al., 2010).

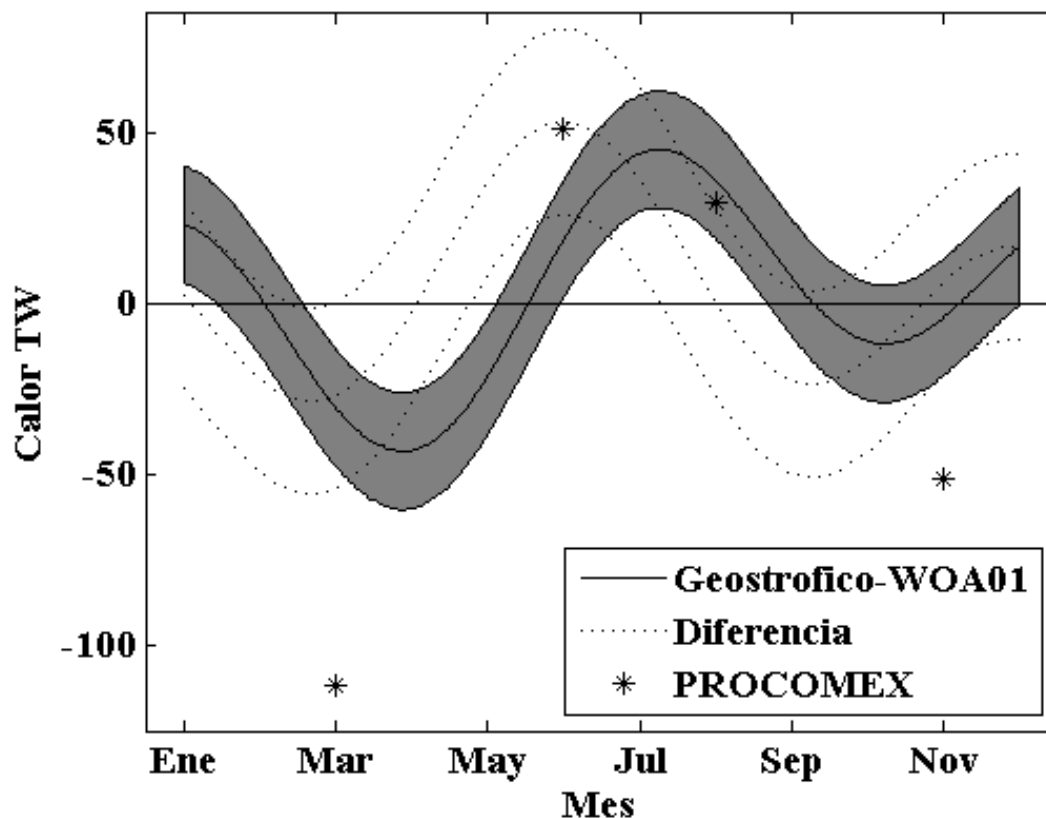


Figura 37. Flujos laterales de calor en el área PROCOMEX (sin transporte de calor por Ekman). La envolvente es el error de la predicción. La línea continua representa el flujo lateral obtenido del WOA01. La línea punteada fué obtenida por diferencia en la ecuación de calor. Los asteriscos fueron obtenidos usando los datos de los cruceros PROCOMEX.

Para investigar el origen de la dominancia de la señal semianual en el transporte geostrófico de calor se realizó el ajuste armónico a cada sección principal y a la suma de pares de ellas. En la Figura 38 se presenta el transporte de volumen (paneles izquierdos) y transportes de calor (paneles derechos), y el ajuste por medio de armónicos estacionales, para las interacciones entre los distintos pares de secciones principales del polígono PROCOMEX: Figs. 38(a) y 38(b) para la sección norte más oeste; Figs. 38(c) y 38(d) para la sección norte más sur y Figs. 38(e) y 3f(f) para la sección oeste más sur.

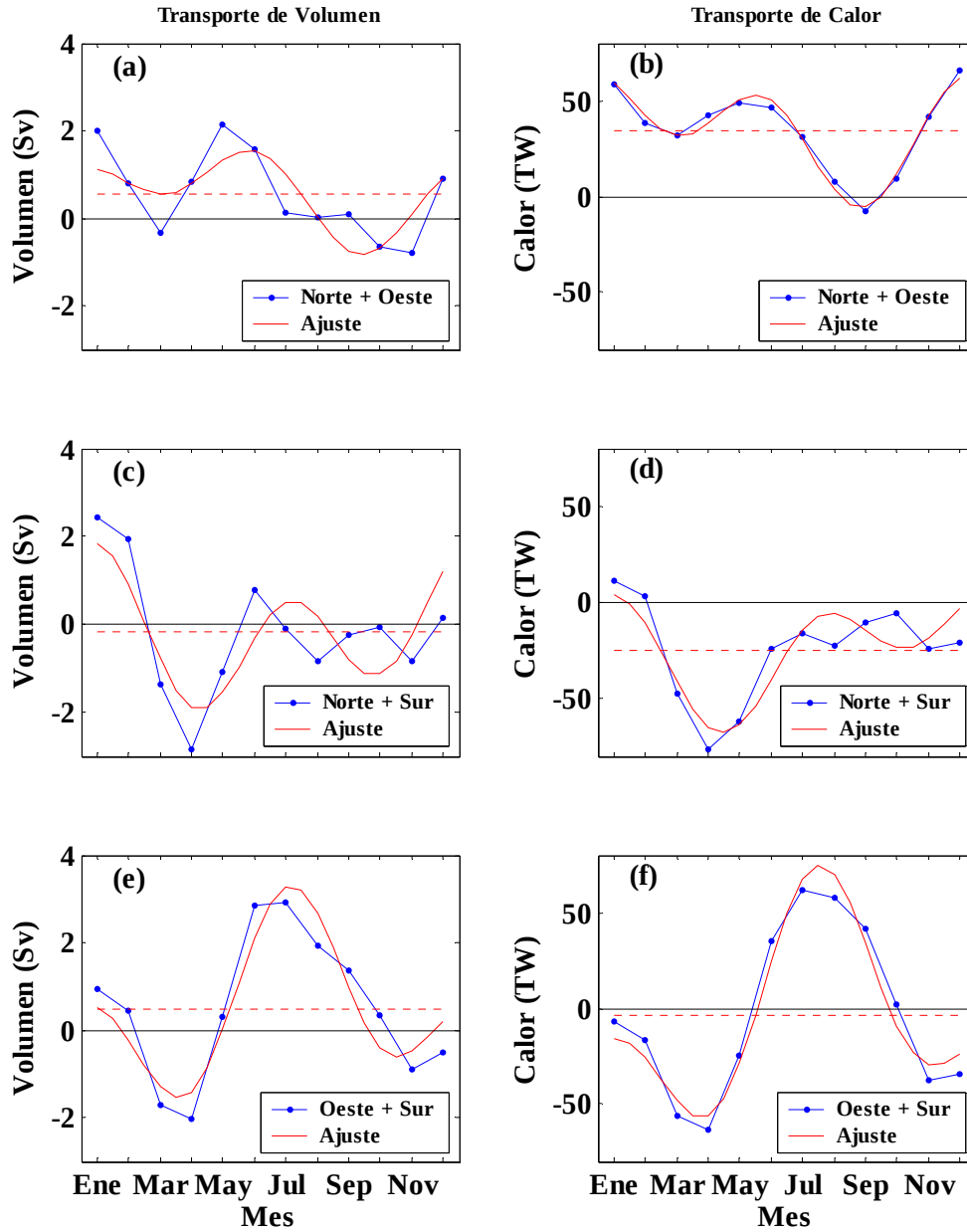


Figura 38. Transporte de volumen y calor por pares de secciones, junto con el ajuste armónico estacional: (a) y (b) sección norte + oeste; (c) y (d) sección norte + sur y (e) y (f) oeste + sur.

Las constantes armónicas para los transportes de volumen y de calor para cada sección y para las distintas combinaciones se presentan en las Tablas IV y V, respectivamente. Se encuentra que en las secciones norte y oeste, la amplitud del armónico semianual es el 30% de la anual (Tabla IV y V). En la sección sur, la amplitud del armónico semianual es $\sim 10\%$ mayor que

la señal anual en el transporte de volumen (Tabla IV), pero no así en el transporte de calor (Tabla V). Cuando se hacen las interacciones entre pares de secciones, para las secciones Norte+Oeste y Oeste+Sur para el transporte de volumen las amplitudes de las señales semianuales son iguales que las amplitudes anuales; pero en la sección Norte+Sur la amplitud semianual es prácticamente el doble que la amplitud anual. En el transporte de calor, solamente en el par Norte+Oeste es más importante la señal semianual que la anual.

Para explicar la dominancia de la escala semianual en los flujos advectivos geostroficados nos basamos en los transportes por las secciones principales del polígono (Figs. 32 y 38); pero estos transportes a su vez reflejan la interacción entre la Corriente Costera Mexicana fluyendo hacia el norte cerca de la costa continental (Lavín et al., 2006) y el brazo de la Corriente de California que fluye al sur (Kessler, 2006) y que cruza el polígono PROCOMEX en varias partes (Apéndice B).

Tabla IV. Armónicos estacionales del transporte de volumen en las secciones principales del polígono PROCOMEX (Sv) y para las combinaciones entre ellas.

Armónico (Sv)	Norte	Oeste	Sur	Norte+Oeste	Norte+Sur	Oeste + Sur
Promedio	-0.05 ± 0.1	0.6 ± 0.1	-0.1 ± 0.2	0.6 ± 0.2	-0.2 ± 0.3	0.5 ± 0.2
Anual (Sv)	1.1 ± 0.2 7 Feb ± 10	1.0 ± 0.1 28 Jun ± 8	0.9 ± 0.3 20 Sep ± 21	0.7 ± 0.3 12 Abr ± 25	0.7 ± 0.4 16 Dic ± 3	1.5 ± 0.3 6 Ago ± 12
Semianual (Sv)	0.3 ± 0.2 23 Dic ± 18	0.4 ± 0.1 25 Dic ± 11	1.1 ± 0.3 22 Ene ± 8	0.7 ± 0.3 24 Dic ± 13	1.3 ± 0.4 16 Ene ± 9	1.4 ± 0.3 16 Ene ± 9
Var. Expl.	0.82	0.89	0.73	0.57	0.62	0.86

Tabla V. Armónicos estacionales para flujos de calor en las secciones principales del polígono PROCOMEX (TW) y para las combinaciones entre ellas.

Armónico	Norte	Oeste	Sur	Norte+Oest e	Norte+Sur	Oeste + Sur
Promedio (TW)	6.6 ± 0.6	27.9 ± 1.2	-31.4 ± 4.3	34.6 ± 1.0	-24.7 ± 4.4	-3.4 ± 3.4
Anual (TW)	33.5 ± 0.8 29 Ene ± 1	18.7 ± 1.7 29 Jun ± 5	37.1 ± 6.0 6 Sep ± 9	19.6 ± 1.5 27 Feb ± 4	22.6 ± 6.2 8 Nov ± 15	47.7 ± 4.7 15 Ago ± 5
Semianual (TW)	12.0 ± 0.8 30 Nov ± 2	12.1 ± 1.7 27 Dic ± 4	27.8 ± 6.0 7 Feb ± 6	21.6 ± 1.5 14 Dic ± 1	20.9 ± 6.2 26 Ene ± 8	31.8 ± 4.7 27 Ene ± 4
Var. Expl.	0.99	0.96	0.89	0.98	0.78	0.95

Pero es necesario investigar si la señal semianual se encuentra en mediciones independientes de la circulación, y cuál es su importancia relativa con respecto a la señal anual. En la Figura 5 del Capítulo I obtuvimos la amplitud y fase de las componentes anual y semianual de la anomalía geopotencial de la superficie (obtenida por altimetría satelital) relativa a 27 kgm^{-3} para el POTM; en general la amplitud de la componente semianual es aproximadamente el 30% de la componente anual a lo largo de la región cerca de la costa, donde la varianza explicada por los procesos estacionales tiene mayor significancia (Fig. 8, Cap. I). Para hacer una estimación más precisa, calculamos el transporte de volumen a lo largo del perímetro PROCOMEX usando el gradiente de la “altimetría referenciada del nivel del mar” (Cap. I, Secc I.4.1). Se encontró que también hay una señal semianual, lo cual confirma dicha señal semianual en los transportes de volumen y calor por velocidad geostrófica en las secciones oeste y sur (Fig. 32); sin embargo, la amplitud de la señal semianual en la estimación del transporte de volumen es solamente el 33% de la amplitud anual. Así, encontramos que la señal semianual efectivamente está presente en la circulación de la zona, y aunque no es la señal dominante, al interactuar con el polígono PROCOMEX junto con la señal anual, resulta en la dominancia de la señal semianual. Esto significa que es posible que la forma del polígono PROCOMEX sea importante en aumentar la señal semianual.

Una evidencia independiente de la importancia de la señal semianual en el POTM es la presencia de dicho armónico en el análisis estacional de la salinidad superficial realizado por Fielder y Talley (2006; su Figura 4). Sin embargo, también es posible que el suavizado realizado a la base de datos hidrográficos, que elimina características irreales en la climatología, afecte significativamente el ciclo anual en otras regiones, sobre todo en regiones pobremente muestreadas (Boyer et al., 2005).

Aunque las dos maneras de calcular los flujos advectivos indican los mismos resultados, también están los flujos estimados por medio de los datos hidrográficos de los cuatro cruceros PROCOMEX (asteriscos en la Fig. 37), los cuales concuerdan con los resultados climatológicos en el signo aunque no completamente en magnitud. Esto hace pensar que la salinidad puede tener un papel importante en las estimaciones de los gradientes horizontales de densidad y en la estimación de las velocidades geostróficas (Figura de TS-WOA01 vs PROCOMEX) que al usar un banco de datos muy suavizado producen velocidades menores a las reales (Godínez et al., 2010; Lavín et al., 2006). Durante los cruceros de marzo 2007 y noviembre 2005, se aprecian estructuras en forma de giros anticiclónicos lejos de la costa y flujo costero principalmente hacia el sur (León-Chávez et al., 2010). Por el contrario, durante junio de 2005 y agosto de 2006, se aprecian giros anticiclónicos de menores dimensiones cercanos a la costa y circulación preferentemente hacia el polo (Cepeda-Morales et al., 2009; Lavín et al., 2006); estas diferencias en la circulación pueden ser las responsables de las diferencias notables en las estimaciones del flujo de calor en los cruceros y en la climatología (Figura 37). Similarmente, los cálculos de Roemmich (1989) usando 4 años de información en el sistema de la Corriente de California muestran gran variabilidad en el campo de velocidad geostrófica, tanto interanual como entre campañas de mediciones (3 meses). Posteriormente Bograd et al. (2001), con 14 años de mediciones, concluyen que la variabilidad está asociada a cambios de baja frecuencia en el viento dominante y en los patrones de circulación en el sistema de la corriente de California. Anualmente, las condiciones oceanográficas, meteorológicas y biológicas en las regiones costeras cambian en diferentes escalas de tiempo (Fiedler, 2002). En el Sistema de la Corriente de California, se han observado gran variabilidad correlacionada con el *El Niño-Oscilación del Sur*, con la oscilación del Pacífico Norte (Schwing et al., 2002) y con la oscilación decadal del Pacífico Norte (Fiedler, 2002; Mestas-Núñez y Miller, 2006).

También hay que considerar que los errores en las estimaciones de las velocidades usadas para los cálculos de transportes son una fuente de incertidumbre, ya sea velocidad observada o calculada, puesto que un pequeño error multiplicado por las áreas (de gran magnitud) resulta en un error considerable. El mayor error se da en la estimación de la velocidad geostrófica, con consecuencias directas al usar el método en lugares donde la fricción es importante, y también al usar erróneamente el nivel de referencia. Wyrski y Urrich (1982) consideran que el error en el cálculo del calor almacenado puede llegar a ser del 15% de su amplitud anual (de 50° a 30°N, a lo largo de 158°W), principalmente causado por la instrumentación y su calibración.

Si el nivel de referencia que escogimos en realidad se está moviendo a una velocidad de sólo algunos centímetros por segundo, estamos subestimando el transporte de calor y masa por una cantidad desconocida. Aunque lo mismo podríamos obtener de las velocidades observadas, debido a la precisión y/o exactitud de los instrumentos de medición se considera que los errores son más pequeños, hasta en un orden de magnitud, por lo que se han usado mediciones profundas de velocidad para corregir el campo geostrófico de velocidades (Cokelet et al., 1996). Estos mismos autores, trabajando en la corrientes de Alaska, calculan el transporte a 1500 db usando geostrofia y geostrofia corregida con velocidad observada; la diferencia es ~37% del transporte.

II.6 Conclusiones

Usando cuatro distintas bases de datos e información hidrográfica en la región de interacción entre la rama tropical de la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana del Pacífico Oriental Tropical frente a México nos permitió estimar los términos de transporte de volumen y calor a largo período y estacional. A largo periodo, el balance de volumen es entre el transporte geostrófico (0.4 ± 0.3 Sv) y el de Ekman (-0.1 ± 0.01 Sv), mientras que en la escala anual sus amplitudes son 0.4 ± 0.5 Sv y 0.2 ± 0.02 Sv, respectivamente.

El balance de calor, a largo período, concuerda entre el calor entrante por la superficie (8.6 ± 0.6 TW) y el exportado por el transporte de Ekman (-13.9 ± 1.2 TW) con un flujo geostrófico advectivo de 3.4 ± 3.5 TW. Estacionalmente, el transporte de calor por Ekman tienen un armónico anual de 23.5 ± 1.7 TW con amplitud semianual de 6.6 ± 1.7 TW. El flujo de calor

entrante por la superficie tiene amplitud anual de 9.6 ± 0.8 TW y amplitud semianual de 2.9 ± 0.8 TW, en ambos casos, la componente anual es al menos tres veces mayor que la amplitud semianual. La amplitud del armónico semianual del transporte geostrófico de calor (30.3 ± 5.0 TW) es mayor que el armónico anual (19.0 ± 5.0 TW); esto se debe a la interacción, en el área PROCOMEX, entre la Corriente Costea Mexicana y el Sistema de la Corriente de California.

CAPÍTULO III

DINÁMICA Y TERMODINÁMICA DEL PACÍFICO ORIENTAL TROPICAL FRENTE A MÉXICO Y ALGUNOS DE SUS IMPACTOS EN LA PRODUCTIVIDAD BIOLÓGICA

En esta tesis se abordaron temas centrales de la oceanografía física del Pacífico Oriental Tropical frente a las costas de México (POTM): la circulación geostrófica y los balances de agua y calor. En ambos temas se hicieron contribuciones originales al cuantificar, explicar o aclarar al menos cualitativamente aspectos importantes de dichos temas. En este capítulo resumimos estas contribuciones, y mencionamos algunas relaciones entre los resultados físicos y la productividad biológica de la zona.

III.1 Dinámica

La zona de estudio, la región del POTM en la entrada al Golfo de California y al sur de Cabo Corrientes (Fig. 39), es la zona de interacción entre la “rama tropical” de la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana. Lo que llamamos la rama tropical de la Corriente de California es la rama que en lugar de viajar al suroeste para integrarse a la Corriente Norecuatorial, continúa hacia el sureste a lo largo de la península, y al pasar la punta de la península de Baja California se dirige hacia el continente, tocando las costas de México. Esta descripción promedio fue hecha anteriormente por Strub and James (2001) y Kessler (2002, 2006), basados en altimetría por satélite y en datos hidrográficos históricos, respectivamente. Sin embargo la forma en que este flujo se ajusta con las corrientes del sistema tropical nunca se había abordado hasta la presente tesis.

En nuestro estudio de la circulación en el POTM (Capítulo I) se utilizaron datos de altimetría satelital apoyados por datos hidrográficos obtenidos en 10 cruceros oceanográficos realizados entre noviembre de 2000 y marzo de 2007. En el Cap. I se calculó que la isopícnica de 27.0 kg m^{-3} es el nivel de referencia óptimo para hacer cálculos de velocidad geostrófica de la capa superficial. Una vez establecida esta isopícnica de referencia, se combinaron y analizaron los datos de altimetría de AVISO (promedios mensuales de la anomalía de la altura del nivel del mar) y la altura promedio del nivel del mar calculada con los datos hidrográficos de WOA01.

Entre los detalles nuevos de la circulación promedio (o estacionaria) se encontró que la rama tropical de la Corriente de California se separa en dos sub-ramas (Fig. 39), una de las cuales gira hacia la boca del Golfo de California y la otra hacia una zona al sur de Cabo Corrientes. Pero aún más importante, al final de la sub-rama del sur se encontró un giro ciclónico, al sur de Cabo Corrientes; como se encuentra adyacente a la costa, su lado oriental contiene una corriente costera hacia el polo, la cual hemos identificado como la Corriente Costera Mexicana en su componente de largo periodo (Fig. 39). Más aún, al demostrar que el rotacional del esfuerzo del viento genera esta circulación a través del balance de Sverdrup, por primera vez se ha demostrado, basados en observaciones, que la Corriente Costera Mexicana es generada localmente por el rotacional del esfuerzo del viento, como fue previamente sugerido por modelos numéricos (Beier et al., 2003; Zamudio et al., 2007).

Para estudiar la variabilidad temporal de la circulación en el POTM se realizó una descomposición (usando análisis armónico y FEOs; Cap. I) de la variabilidad superficial, representada por la altura dinámica y la circulación geostrófica asociada. Se encontró que la dinámica superficial en el POTM muestra una intensa variabilidad estacional (anual y semianual), interanual y de mesoescala, y cada una explica una cantidad comparable de la varianza global (~30% c/u). La varianza local muestra que la variabilidad estacional es dominante en la banda costera de aproximadamente ~300 km de ancho, mientras que la variabilidad de mesoescala es más importante lejos de la franja costera. La variabilidad interanual es significativa en toda la región del POTM.

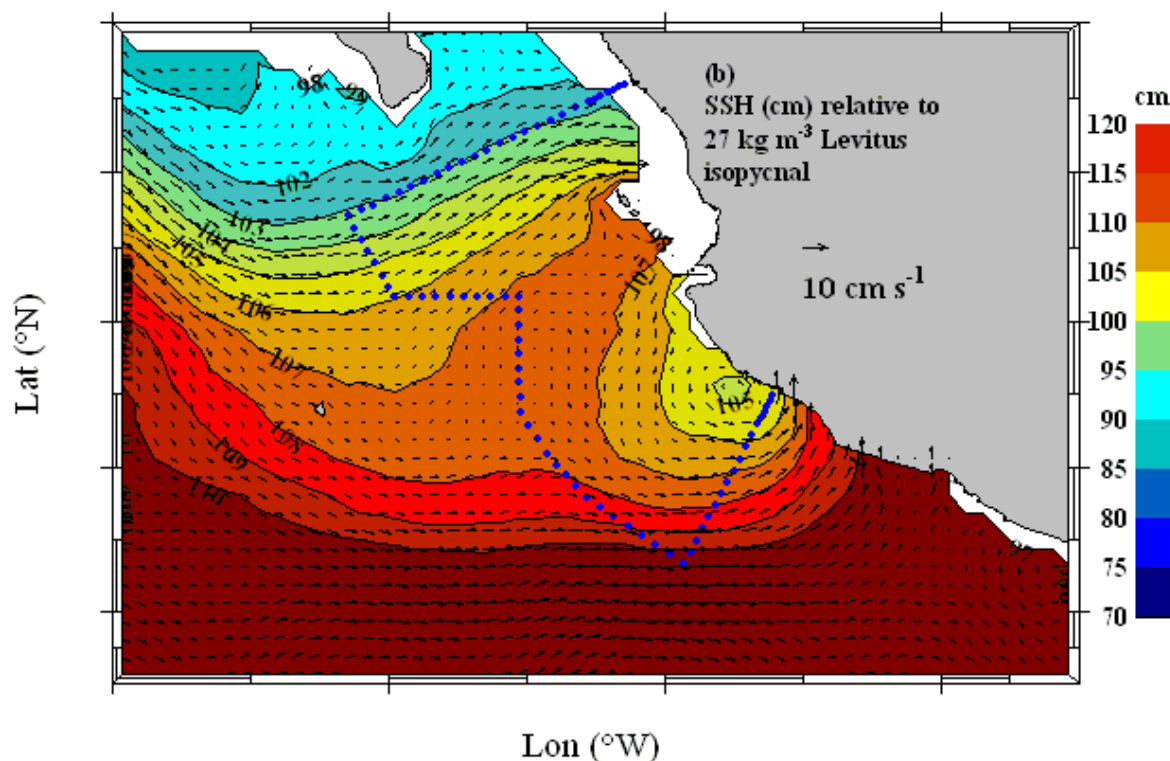


Figura 39. Topografía superficial promedio y circulación geostrófica referida a la isopícula de 27 kg m^{-3} .

La variabilidad estacional de la altura del nivel de mar y la circulación geostrófica asociada están dominadas por el armónico anual, con el semianual sólo el 30% del anual (Fig. 5, Cap. I). Las anomalías en la frecuencia anual se explicaron en términos de la propagación hacia el oeste de ondas largas de Rossby de periodo anual. Este modelo por primera vez describe cuantitativamente la interacción estacional entre la Corriente Costera Mexicana y la rama tropical de la Corriente de California, ya que produce, en la frecuencia anual, una comunicación de gran escala entre la Corriente de California y la región tropical. Las distribuciones espaciales mensuales muestran inversiones estacionales de las corrientes asociadas a las ondas largas de Rossby con la fase ciclónica de marzo a julio y la fase anticiclónica de octubre a diciembre; esto concuerda muy bien con las observaciones (Fig. 13, Cap. I).

La variabilidad interanual está dominada por el fenómeno ENSO (Fig. 6, Cap. I), con una anomalía de la circulación de gran escala; anticiclónica durante El Niño y ciclónica durante La

Niña. Durante eventos interanuales extremos, la variabilidad interanual domina la circulación e inclusive puede cambiar la distribución espacial de la circulación estacional. La variabilidad ecuatorial interanual se dispersa hacia el norte y afecta el POTM en una banda de ~500 km desde la costa. Durante El Niño, la circulación anómala incluye un flujo hacia el polo a lo largo de la costa de península de Baja California.

La variabilidad de mesoescala, que no fue estudiada profundamente en esta tesis, es causada por una intensa actividad de remolinos, frentes y filamentos (asociados a surgencias costeras) que generalmente están presentes en las imágenes de satélite de temperatura superficial o clorofila de la zona (Lavín et al., 2009; Torres-Orozco et al., 2005; Zamudio et al., 2007).

III.2 Termodinámica

En el Capítulo II se realizó una primera investigación sobre los diferentes términos que intervienen en los presupuestos de calor y de volumen (Ecs. 67 y 68) en el POTM. Específicamente, el volumen de agua estudiado es el muestreado en cuatro ocasiones por PROCOMEX entre junio de 2005 y marzo de 2007, y hasta la isopicna de 27 kgm^{-3} (Fig. 14, Cap. II). Se utilizaron promedios mensuales climatológicos de 4 bancos de datos hidrográficos y meteorológicos (NODC/WOA01, NCEP/NCAR, JPL/PATHFINDER, JPL/ CCMP) para estimar el contenido de calor en dicho volumen y su cambio temporal, los flujos de calor por la superficie, y el esfuerzo del viento. Con estos datos sólo se puede evaluar la magnitud de los términos involucrados en los balances a largo plazo y en la escala estacional (anual y semianual). Con el esfuerzo del viento se calculó el transporte de Ekman (volumen y calor), y con la hidrografía climatológica se calcularon los transportes de volumen y calor por la circulación geostrófica.

III.2.1 Presupuesto de volumen

El presupuesto de volumen de largo periodo indica que el transporte de Ekman saca del área de estudio -0.1 Sv , mientras la circulación geostrófica inyecta al área 0.4 Sv , y la evaporación-precipitación es un orden de magnitud menor. Así, tenemos un desbalance a largo plazo que implica una ganancia de 0.3 Sv ; desde luego, esto no ocurre en la realidad, pero lo que esto indica son limitaciones en los datos utilizados, y significa que solamente

podemos hablar de un balance de volumen a orden de magnitud, entre el transporte de Ekman y el transporte geostrófico.

Considerando la variabilidad temporal (Fig. 40), se encuentra que el rango de variación del transporte de Ekman (-0.3 a +0.1 Sv) es menor que el del transporte geostrófico (-1.3 a +2.4 Sv), haciendo a este último el término dominante a escala estacional. La misma Fig. 34, y el análisis armónico (Tabla II, Cap. II) revelan que el transporte geostrófico es fuertemente semianual: el armónico semianual tiene una amplitud de 1.6 Sv y el anual 0.4 Sv. Esta semianualidad dominante en el transporte geostrófico era inesperada, aunque sabíamos que hay semianualidad en la circulación superficial en la zona (Fig. 5, Cap. I) pero explica solamente el 30% de la varianza local. Este resultado refleja la interacción entre la Corriente Costera Mexicana y la rama tropical de la Corriente de California, y con las fronteras del polígono PROCOMEX (Figs. 32 y 37, Cap. II). Vemos que algo similar se observa en el presupuesto de calor.

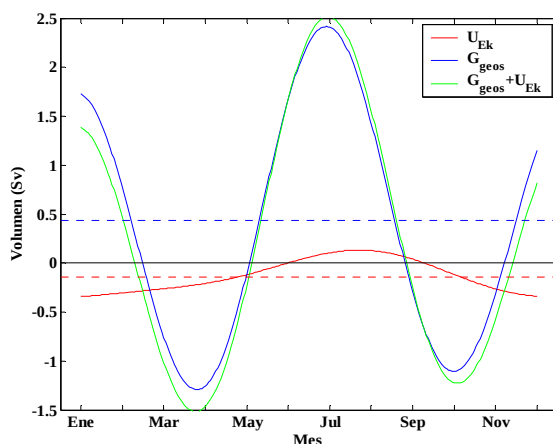


Figura 40. Transporte de volumen por velocidad geostrófica (línea azul), por Ekman (línea roja) y la suma (línea verde). Las unidades son Sv.

III.2.2 Presupuesto de calor

En cuanto al presupuesto de calor de largo período, obtuvimos que el transporte de calor por Ekman (-13.9 TW) es el término más importante, sacando de la zona el calor que entra por la superficie ($Q = 8.6$ TW) y el que entra por flujo geostrófico de calor (3.8 TW). Este último es el término más pequeño. Aquí también hay un desbalance, de -1.5 TW, pero es aceptable

considerando las limitaciones de los datos. Estos resultados señalan la importancia del viento, a través del transporte de Ekman, en el balance de calor a largo plazo en esta zona. Recordemos que el viento es también el responsable de la circulación a largo plazo (Fig. 39), que incluye el giro ciclónico y la Corriente Costera Mexicana.

La Fig. 41 muestra la variabilidad estacional de los términos de la ecuación de balance de calor (Ec. 69). El término más pequeño es el flujo por la superficie (línea roja), con máximo en agosto. Le sigue en importancia el transporte de calor por Ekman (línea verde), que solamente es positivo durante los meses del monzón (junio-septiembre). El transporte de calor por geostrofia (línea azul) tiene la mayor amplitud, así que es el término dominante, y es fuertemente semianual. La amplitud de los armónicos anuales de los flujos de calor por Ekman (23.5 TW) y por la superficie (9.6 TW) es al menos tres veces mayor que las amplitudes semianuales (Ekman, 6.6 TW; Q , 2.9 TW). Para el transporte geostrófico de calor, la amplitud del armónico semianual (30.3 TW) es 1.6 veces mayor que el armónico anual (19.0 TW). La dominancia del transporte geostrófico de calor y su carácter fuertemente semianual hace que la suma de los términos del lado derecho de la Ec. 69 sea altamente (pero no dominantemente) semianual (Tabla III).

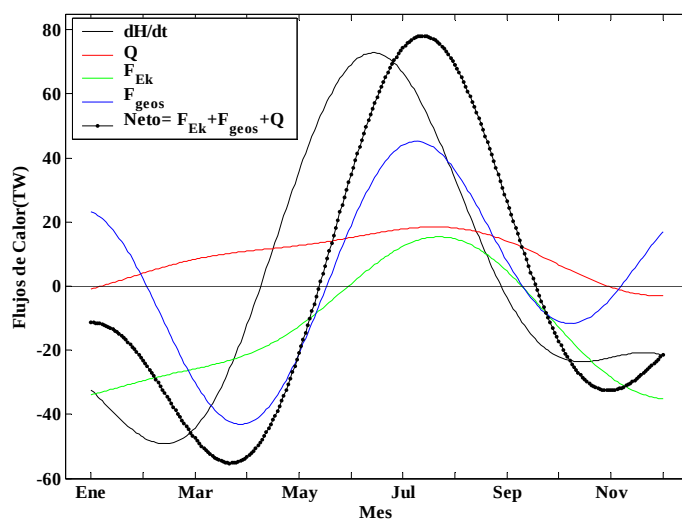


Figura 41. Términos del balance de calor en el área de PROCOMEX, donde la línea negra es el calentamiento, la línea roja el flujo superficial, la línea verde es el flujo de Ekman, la línea azul es el flujo lateral de calor por geostrofia.

Para dilucidar la fuente de la semianualidad dominante en el transporte geostrófico de calor, se investiga los armónicos de los flujos de calor a través de las secciones principales del polígono PROCOMEX, presentados en las primeras tres columnas de la Tabla IV del Cap. II. Aunque en las tres secciones (Norte, Oeste y Sur) hay señal semianual, en ninguna es dominante. Cuando se obtienen los armónicos de las sumas de pares de secciones (columnas 4-6, Tabla IV, Cap. II), se encuentra que sólo la combinación Norte+Oeste produce dominancia de la señal semianual, aunque con sólo 2 TW de diferencia. La combinación Norte+Sur presenta dominancia anual, aunque con sólo 2 TW de diferencia. Lo que este ejercicio indica es que la causa de la dominancia de la señal semianual en el transporte de calor en el volumen PROCOMEX está determinado por la interacción de la Corriente Costera Mexicana con la rama tropical de la Corriente de California, y con la forma del polígono PROCOMEX.

III.3 Algunas relaciones con la productividad biológica

La presente tesis se desarrolló en un proyecto multidisciplinario de investigación de Ciencia Básica, con grupos de investigación en oceanografía química, productividad primaria y zooplacton. El trabajo observacional involucró variables físico-químicas y biológicas como nutrientes, oxígeno disuelto, clorofila, biomasa del zooplancton, así como abundancia de larvas de peces. El propósito de esta sub-sección es dar un marco ambiental, desde el punto de vista de la termodinámica y dinámica de la circulación general desarrolladas en este trabajo, que ayude a entender en parte la riqueza biológica de la región.

El remolino ciclónico producido por el Domo de la CCM (DCCM) implica un levantamiento de las isopícnas y por lo tanto un enriquecimiento de las capas superficiales, que aunado a la surgencia costera debe tener un impacto positivo en la riqueza biológica de la zona (León-Chávez et al., 2010; López-Sandoval et al., 2009). El domo también acerca a la superficie el límite superior de la Zona de Mínimo Oxígeno, lo cual tiene consecuencias para los organismos (Cepeda-Morales et al., 2010), y para los flujos de CO₂ en la zona. La región sur presenta además el desarrollo de un segundo máximo de clorofila que en algunos casos contribuye hasta con el 50% de la clorofila integrada verticalmente (Cepeda-Morales et al., 2010). Cada variable química o biológica muestra un importante contraste estacional que se debe en parte al cambio estacional del medio ambiente en la cual está inmerso.

Desde el punto de vista de las larvas de peces, la variabilidad de su abundancia y su distribución se pueden explicar en parte por las condiciones hidrodinámicas de la zona costera (surgencias y la CCM) y los múltiples giros de mesoescala que se generan en la región costera, pero otra parte se debe al ambiente de gran escala, o sea a la circulación general y sus cambios estacionales (León-Chávez et al., 2010).

La Figura 42 muestra (en colores) la “altimetría referenciada del nivel del mar” η_r (Secc. I.4.1) y la circulación general (vectores) promediados para cada estación del año. La isolínea del nivel del mar marcada en negro corresponde a la altura de 109 cm, que la Figura 39 sugiere que representa el límite sur del flujo de la rama tropical de la Corriente de California, y en el lado este del domo se encuentra en la CCM. Podemos usar el movimiento estacional de este nivel como indicador de los movimientos estacionales de la zona de interacción entre el sistema subtropical del SCC (la rama tropical de la CC) en el norte y del sistema tropical del sur incluyendo la CCM. Niveles menores a 109 cm representan condiciones ambientales principalmente del SCC, mientras que mayores representan condiciones principalmente tropicales.

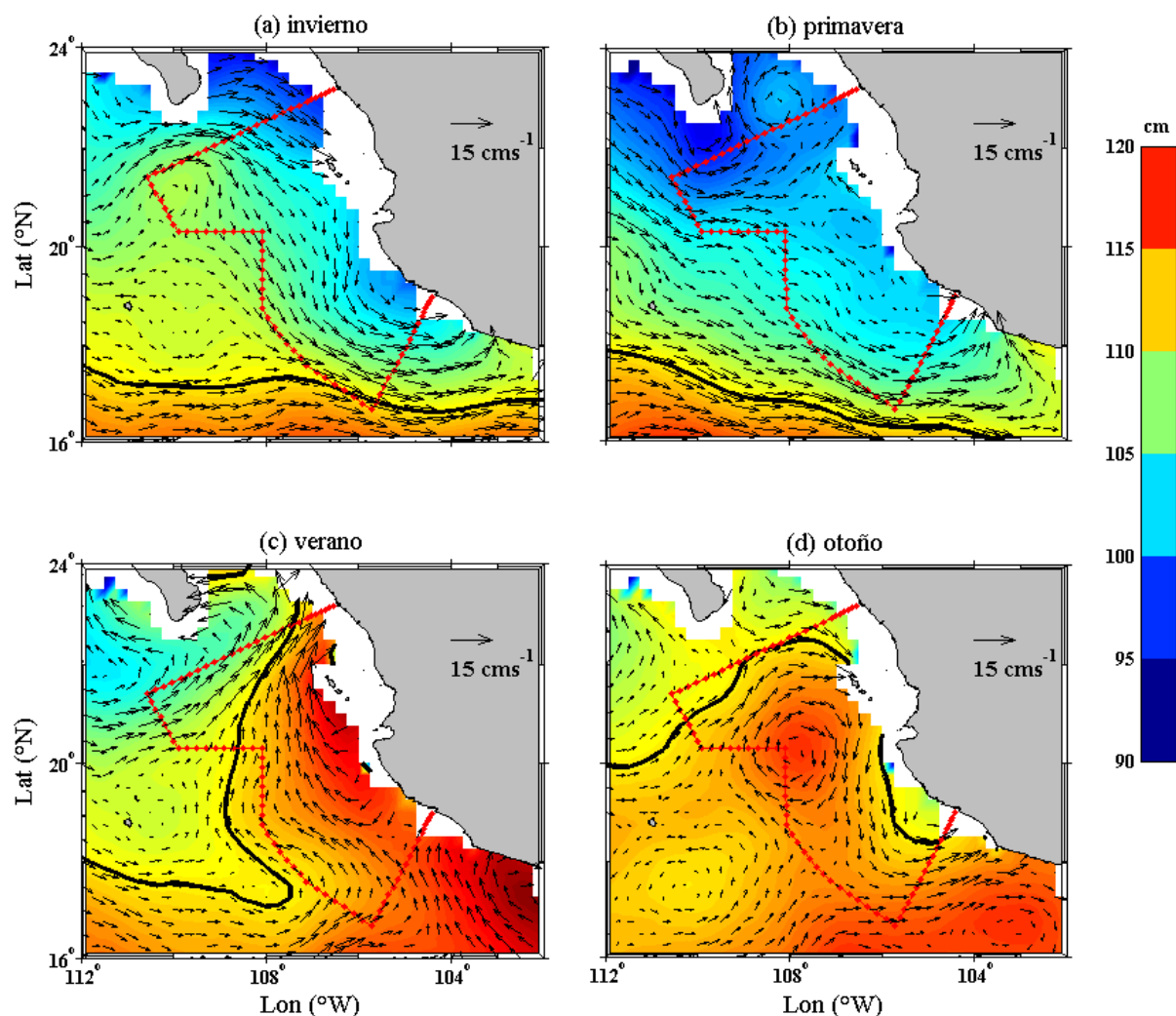


Figura 42. Nivel del mar referenciado (cm) promediado durante: (a) invierno (enero, febrero y marzo); (b) primavera (abril, mayo y junio); (c) verano (julio, agosto y septiembre) y (d) otoño (octubre, noviembre y diciembre).

Invierno y primavera (Figs. 42a y b) son las estaciones en las que las condiciones ambientales del SCC están más extendidas hacia la región tropical. Son condiciones similares a las promedio (Fig. 39), y se encuentra en la fase ciclónica de la onda larga de Rossby anual (Fig. 13, Cap. I), durante la cual se producen importantes movimientos divergentes (Ec. 29) con desplazamientos de las isopícnas hacia la superficie. En verano y otoño (Figs. 42c y d) se encuentran condiciones tropicales en la zona PROCOMEX, con flujo hacia el polo en verano en

una amplia zona. El DCCM desaparece durante el verano y se ve notablemente disminuido en otoño. La fase anticiclónica de la onda de Rossby anual con movimientos convergentes en superficie y profundización de las isopícnas ocupa toda la región de PROCOMEX y más hacia afuera de la costa en otoño (Fig. 13, Cap. I). León-Chávez et al. (2010) encontraron asociaciones de larvas de peces con afinidad tropical fuera de la costa de Cabo Corrientes durante Noviembre 2005, que según la Figura 42d le correspondería una circulación anticiclónica conectada con la región tropical. Durante el verano y el otoño la rama tropical de la CC se reajusta en parte sobre la costa oeste de la Península de Baja California, creando una corriente costera hacia el polo, conocida como Corriente de Davidson o Contracorriente de California (Bograd et al., 2001).

En resumen, los desplazamientos horizontales de la confluencia tropical-subtropical en la región de estudio genera una sucesión estacional de condiciones tropicales a subtropicales, las cuales afectaran la distribución de especies en la región; ya sea especies de afinidad tropical o subtropical, sin descartar la probable existencia de especies que hayan desarrollado una afinidad a la región de convergencia.

III.4 La continuación

A pesar del éxito en la cuantificación de la circulación superficial promedio y de la variabilidad de las corrientes superficiales en el Cap. I (con balance de Sverdrup y con ondas largas de Rossby, respectivamente), se trata meramente de un paso en el estudio de la circulación en el POTM. Por ejemplo, la estructura de las corrientes bajo la superficie no ha sido suficientemente estudiada, ya que se requiere de observaciones directas (e.g. Lavín et al., 2006), aunque el banco de datos hidrográfico utilizado indica que la CCM se encuentra bajo la superficie en promedio y por varios meses del año (Figs. 21 y 22; y Apéndice B). Otro aspecto que prácticamente no se estudió en esta tesis es la circulación de mesoescala, pero se demostró que explica el 30% de la variabilidad local; el estudio de los giros que constituyen esta escala se puede realizar con datos de satélite (temperatura, clorofila, altimetría), pero siempre será necesario observarlos directamente.

La investigación del Cap. II, basada en bancos de datos, ha producido las primeras estimaciones de los términos de los presupuestos de volumen y calor, en particular del efecto del transporte de Ekman, y de la circulación geostrófica. Ahora sabemos que el transporte de Ekman es el más importante a largo plazo, pero en la escala estacional lo es el transporte geostrófico, el

cual además tienen la característica de ser fuertemente semianual. Aunque ofrecimos una explicación para este hallazgo, como resultado de la interacción entre las corrientes principales, es claro que el problema requiere de más estudios. La gran limitante con que se enfrentará un avance en este estudio es la falta de observaciones sistemáticas (monitoreo) en la zona. Aunque la modelación numérica es una herramienta que se puede utilizar con algo de éxito, la falta de observaciones directas seguirá siendo un obstáculo.

IV. LITERATURA CITADA

- Barton, D., M. L. Argote, J. Brown, M. Kosro, M. F. Lavín, J. M. Robles, R. L. Smith, A. Trasviña, and H. S. Vélez, 1993: Supersquirt: dynamics of the Gulf of Tehuantepec, México. *Oceanography*, 6 (1): 23-30.
- Barton, E. D., M. F. Lavín, and A. Trasviña, 2009: Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Continental Shelf Research*, 29 485-500. doi: 10.1016/j.csr.2008.12.003.
- Baumgartner, T. R. and N. Christensen, 1985: Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43 825-848.
- Beier, E., 1997: A Numerical Investigation of the Annual Variability in the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27 (5): 615-632. doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<0615:ANIOTA>2.0.CO;2.
- Beier, E., M. F. Lavín, J. Gómez, V. M. Godínez, and J. García, 2003: La corriente costera Mexicana. *GEOS*, 23 152.
- Beron-Vera, F. J. and P. Ripa, 2002: Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 107 (C8): 3100. doi: 10.1029/2000JC000769.
- Bograd, S. J., T. K. Chereskin, and D. Roemmich, 2001: Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California Current System: Annual cycle and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, 106 doi: 10.1029/1999jc000165.
- Bordoni, S., P. E. Ciesielski, R. H. Johnson, B. D. McNoldy, and B. Stevens, 2004: The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31 (L10109): doi: 10.1029/2004GL020009.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. A. Locarnini, C. Stephens, and J. Antonov, 2005: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the World Ocean on a 0.25° grid. *International Journal of Climatology*, 25 (7): 931-945.
- Bray, N., 1988: Thermohaline Circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93 (C5): 4993-5020. doi: 10.1029/JC093iC05p04993.
- Brenes, C. L., M. F. Lavín, and A. S. Mascarenhas, 2008: Geostrophic circulation between the Costa Rica Dome and Central America. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55 (5): 608-629.
- Brown, J., A. Colling, D. Park, J. Phillips, D. Rothery, and J. Wright, 1989: *Ocean Circulation. The Open University and Pergamon*, 238 pp. Oxford, OX3 OBW, England.

- Castro, R., M. F. Lavín, and P. Ripa, 1994: Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 99 3249-3261. doi: 10.1029/93JC02861.
- Cepeda-Morales, J., E. Beier, G. Gaxiola-Castro, M. F. Lavín, and V. M. Godínez, 2009: Effect of the oxygen minimum zone on the second chlorophyll maximum. *Ciencias Marinas*, 35 (4): 389-403.
- Chavez, F. P., P. G. Strutton, and M. J. McPhaden, 1998: Biological-physical coupling in the central equatorial Pacific during the onset of the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 25 (19): 3543-3546. doi: 10.1029/98gl02729.
- Chelton, D. B. and R. E. Davis, 1982: Monthly mean sea-level variability along the west coast of North America. *Journal of Physical Oceanography*, 12 (8): 757-784.
- Chelton, D. B. and M. G. Schlax, 1996: Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, 272 (5259): 234-238. doi: 10.1126/science.272.5259.234.
- Chereskin, T. K., 1995: Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. *Journal of Geophysical Research*, 100 18261-18269. doi: 10.1029/95jc02182.
- Cokelet, E. D., M. L. Schall, and D. M. Dougherty, 1996: ADCP-Referenced Geostrophic Circulation in the Bering Sea Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 26 (7): 1113-1128. doi: doi:10.1175/1520-0485(1996)026<1113:ARGCIT>2.0.CO;2.
- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice-Hall, 320 pp.
- da Silva, A., A. C. Young, and S. Levitus, 1994: Atlas of surface marine data, vol. 1: Algorithms and procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of COMmerce, Washington, D.C.
- Donoso, M. C., J. E. Harris, and D. B. Enfield, 1994: Upper ocean thermal structure of the eastern tropical Pacific, NOAA Tech. Report ERL-450-AOML-36.
- Enfield, D. B. and J. S. Allen, 1980: On the structure and dynamics of monthly mean sea level anomalies along the Pacific coast of North and South America. *Journal of Physical Oceanography*, 10 (4): 557-578.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 101 (C2): 3747-3764.
- Fiedler, P. C., 2002: The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49 (2): 321-338.

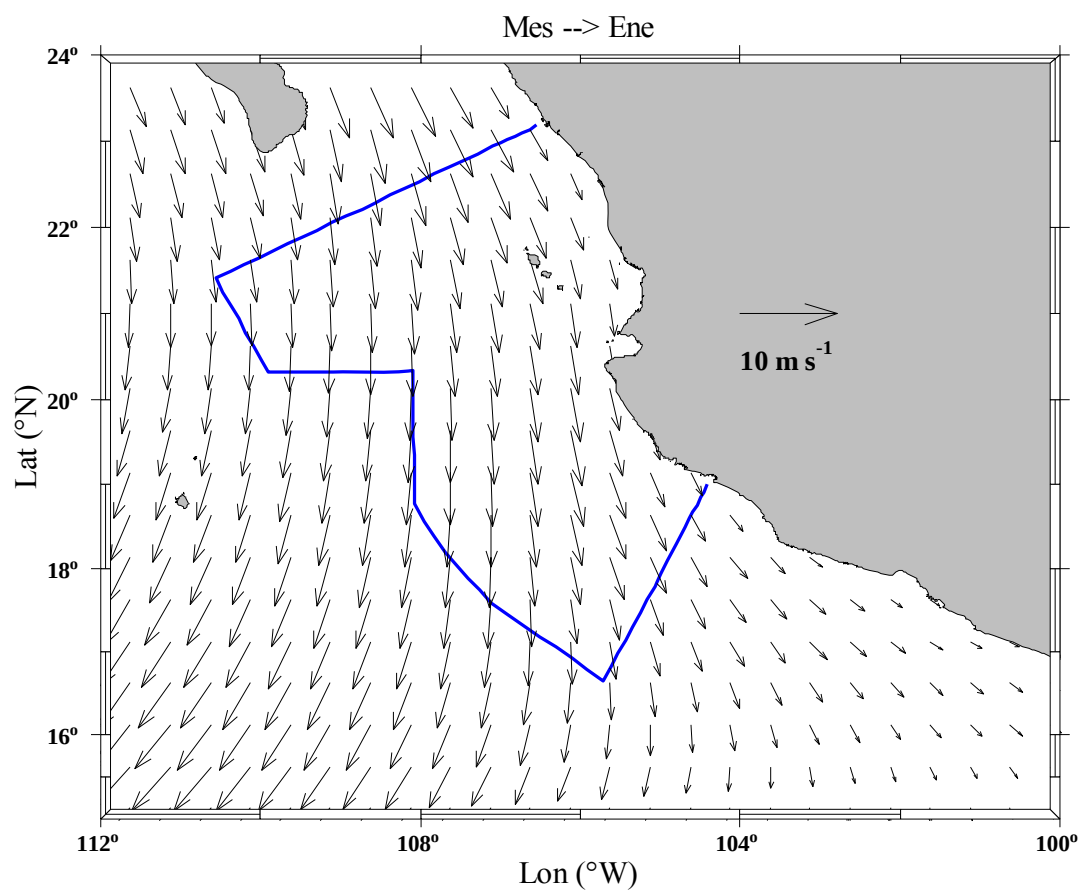
- Fiedler, P. C. and L. D. Talley, 2006: Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress In Oceanography*, 69 (2-4): 143-180. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.008.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, and J. A. Kurczyn, 2010: Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research*, 115 (C4): C04007. doi: 10.1029/2009jc005705.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, J. García-Córdova, and J. Cepeda-Morales, 2005: Datos Hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la entrada del Golfo de California durante junio del 2005: Campaña PROCOMEX-0506. Rep. 33921, 177 pp., Dep. de Oceanogr. Fis., CICESE, Ensenada, México.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, J. García-Córdova, and C. E. Cabrera-Ramos, 2006: Datos hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la entrada del Golfo de California durante noviembre del 2005: Campaña PROCOMEX-0511. Rep. 41204, 184 pp., Dep. de Oceanogr. Fis., CICESE, Ensenada, México.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, J. Cepeda-Morales, J. García-Córdova, and C. E. Cabrera-Ramos, 2007a: Datos hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la entrada del Golfo de California durante agosto del 2006: Campaña PROCOMEX-0608. Rep. 60383, 165 pp., Dep. de Oceanogr. Fis., CICESE, Ensenada, México.
- , 2007b: Datos hidrográficos frente a Cabo Corrientes y en la entrada del Golfo de California durante marzo del 2007: Campaña PROCOMEX-0703. Rep. 60384., 183 pp., Dep. de Oceanogr. Fis., CICESE, Ensenada, México.
- Kessler, W. S., 1990: Observations of Long Rossby Waves in the Northern Tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C4): 5183-5217.
- , 2002: Mean three-dimensional circulation in the Northeast Tropical Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 32 (9): 2457-2471.
- , 2006: The circulation of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progress In Oceanography*, 69 (2-4): 181-217. doi: 10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Lavín, M. F. and S. Organista, 1988: Surface heat flux in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93 (C11): 14033-14038.
- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez, and J. García, 2006: On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophysical Research Letters*, 33 (L02601): doi: 10.1029/2005GL024686.
- León-Chávez, C. A., L. Sanchez-Velasco, E. Beier, M. F. Lavín, V. M. Godínez, and J. Färber-Lorda, 2010: Larval fish assemblages and circulation in the Eastern Tropical Pacific in

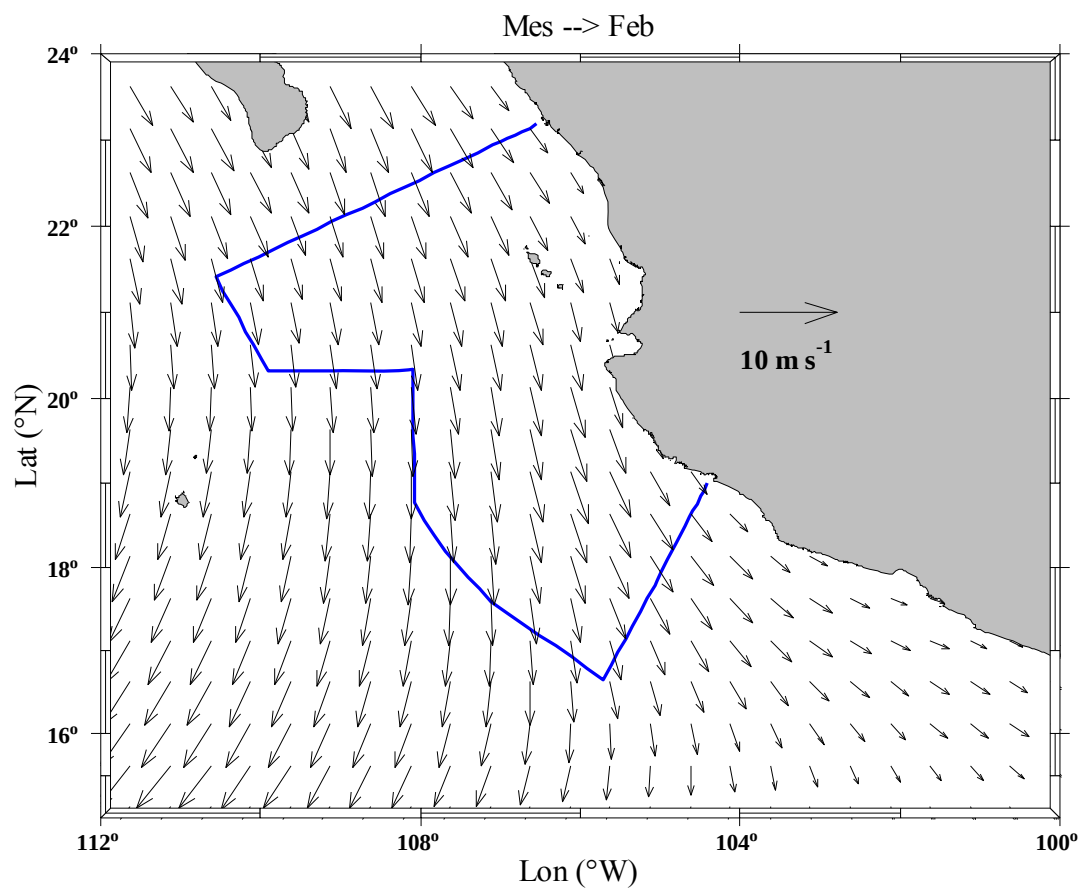
- Autumn and Winter. *Journal of Plankton Research*, 32 (4): 397-410. doi: 10.1093/plankt/fbp138.
- Levitus, S. and R. Gelfeld, 1992: NODC inventory of physical oceanographic profiles, In *Key to Oceanography Records Documentation*, No. 18, NODC. Washington, DC: U.S. Government Printing Office.
- Levitus, S. and T. P. Boyer, 1994: World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Government printing office: Washington, DC.
- Levitus, S., R. Burgett, and T. P. Boyer, 1994: World Ocean Atlas 1994, Volume 3: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 3. U.S. Government printing office: Washington, D.C.
- Mascarenhas-Jr, A. S., R. Castro, C. A. Collins, and R. Durazo, 2004: Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 109 (C07008): doi: 10.1029/2003jc002124.
- McPhaden, M. J. and X. Yu, 1999: Equatorial waves and the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 26 (19): 2961-2964. doi: 10.1029/1999gl004901.
- Mestas-Núñez, A. M. and A. J. Miller, 2006: Interdecadal variability and climate change in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress In Oceanography*, 69 (2-4): 267-284.
- Ochoa, J. and N. A. Bray, 1993: Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-sea research. Part A. Oceanographic research papers*, 38 (1): 1-58.
- Palacios, D. M. and S. J. Bograd, 2005: A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the Northeastern Tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, 32, L23606 doi: 10.1029/2005GL024324.
- Pond, S. and G. L. Pickard, 1978: *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press. New York, Second Edition, 241 pp.
- Rabiner, L., M. Sambur, and C. Schmidt, 1975: Applications of a nonlinear smoothing algorithm to speech processing. *Acoustics, Speech and Signal Processing, IEEE Transactions on*, 23 (6): 552-557.
- Ripa, P., 1997: Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27 (5): 597-614.
- , 2002: Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Ciencias Marinas*, 28 (1): 79-105.
- 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 Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 36 (9): 1359-1378. doi: 10.1016/0198-0149(89)90088-5

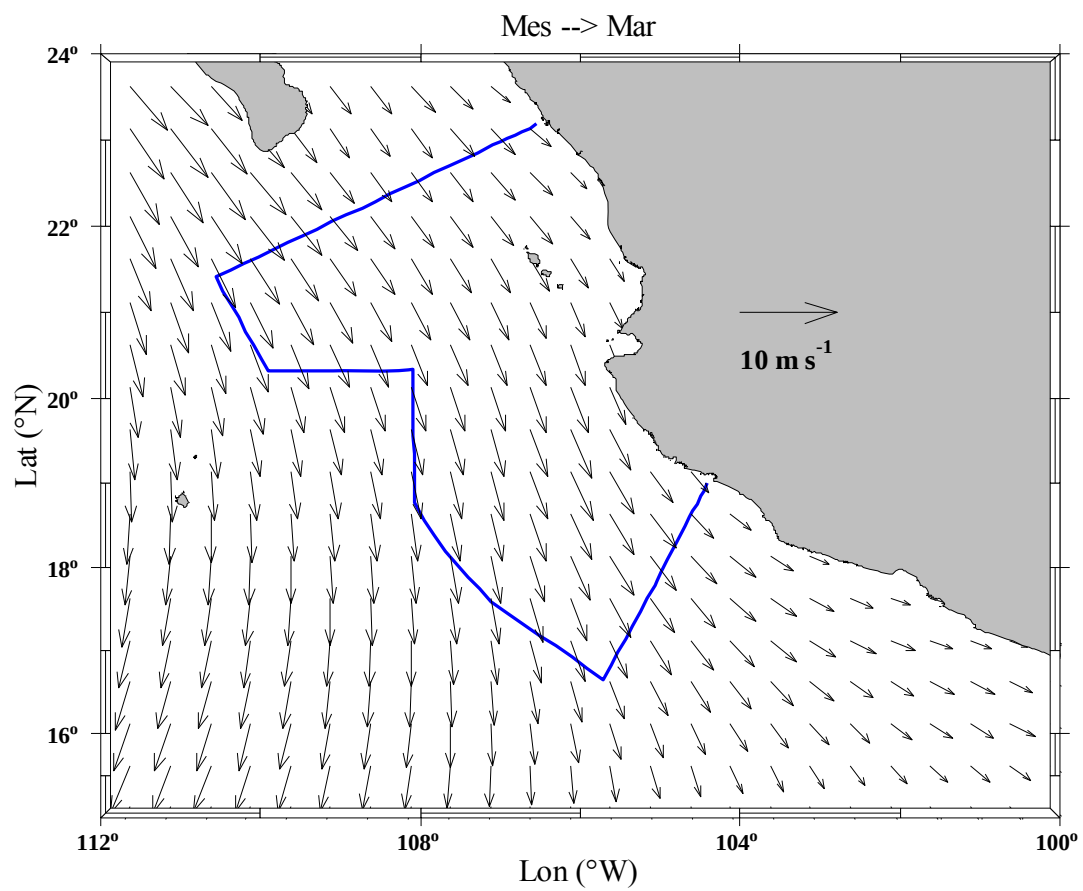
- Schwing, F. B., T. Murphree, L. deWitt, and P. M. Green, 2002: The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Progress In Oceanography*, 54 (1-4): 459-491.
- Seckel, G. R. and F. H. Beaudry, 1973: The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean. *Eos Trans. AGU*, 54 1114.
- Shuman, F. G., 1957: Numerical methods in weather prediction: II. Smoothing and filtering. *Monthly Weather Review*, 85 (11): 357-361. doi: doi:10.1175/1520-0493(1957)085<0357:NMIWPI>2.0.CO;2.
- Strub, P. T. and C. James, 2002a: Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific gyres: Part 2: 1997-1998 El Nino anomalies. *Progress In Oceanography*, 53 (2-4): 185-214.
- , 2002b: Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific gyres: Part 1. seasonal variability. *Progress In Oceanography*, 53 (2-4): 163-183.
- Trasviña, A. and E. D. Barton, 2008: Summer circulation in the Mexican Tropical Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55 (5): 587-607. doi: 10.1016/j.dsr.2008.02.002.
- Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Velez, P. M. Kosro, and R. L. Smith, 1995: Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C10): 20649-20663.
- Trenberth, K. E., G. J. Olson, and W. H. Large, 1989: A global ocean wind stress climatology based on ECMWF analyses. NCAR/TN-338+STR, NCAR Technical Note, Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- UNESCO, 1991: Processing of oceanographic station data. JPOTS Ed. Unesco technical papers in marine science., 138 pp., Paris, France.
- Venegas, S. A., 2001: Statistical methods for signal detection in climate. Danish Center for Earth System Science, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark. 96 pp.
- Wyrtki, K., 1967: Circulation and water masses of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *International Journal of Oceanography and Limnology*, 1 117-147.
- Wyrtki, K. and L. Uchirich, 1982: On the Accuracy of Heat Storage Computations. *Journal of Physical Oceanography*, 12 (12): 1411-1416. doi: doi:10.1175/1520-0485(1982)012<1411:OTAOHS>2.0.CO;2.

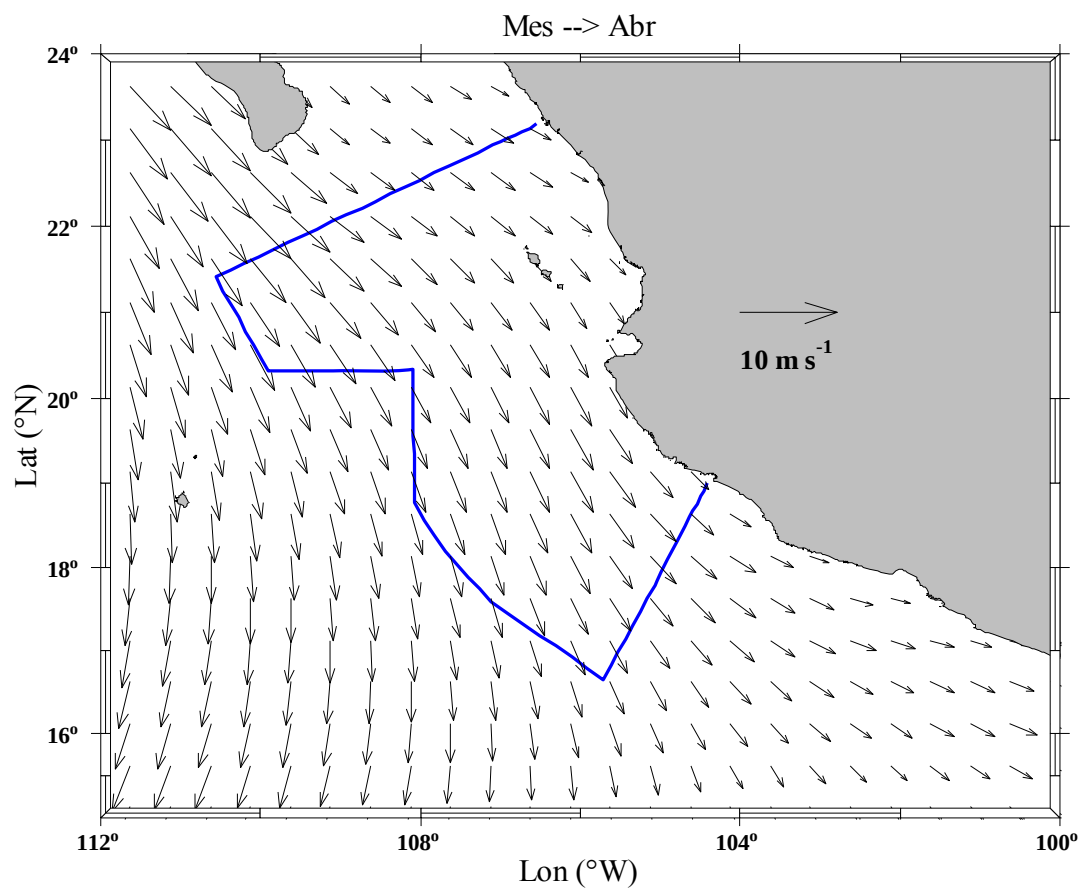
- Zamudio, L., A. P. Leonardi, S. D. Meyers, and J. J. O'Brien, 2001: ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28 (1): 13-16. doi: 10.1029/2000GL011814.
- Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, and C. E. Tilburg, 2007: Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 112 (C05048): doi: 10.1029/2006jc004018.
- Zuidema, P., C. Fairall, L. M. Hartten, J. E. Hare, and D. Wolfe, 2007: On air-sea interaction at the mouth of the Gulf of California. *Journal of Climate*, 20 (9): 1649-1661. doi: 10.1175/Jcl14089.1.

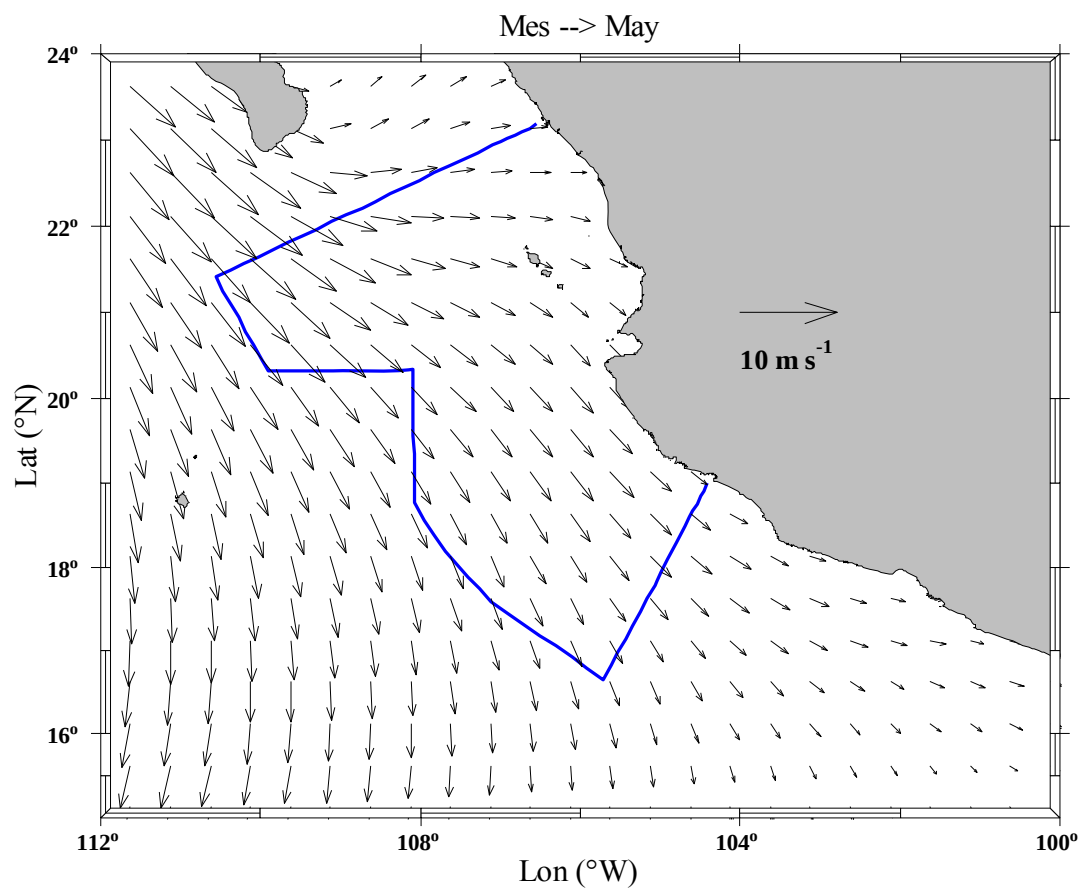
**V. APÉNDICE A: Promedios mensuales para los datos de viento CCMP
obtenidos del Jet Propulsion Laboratory.**

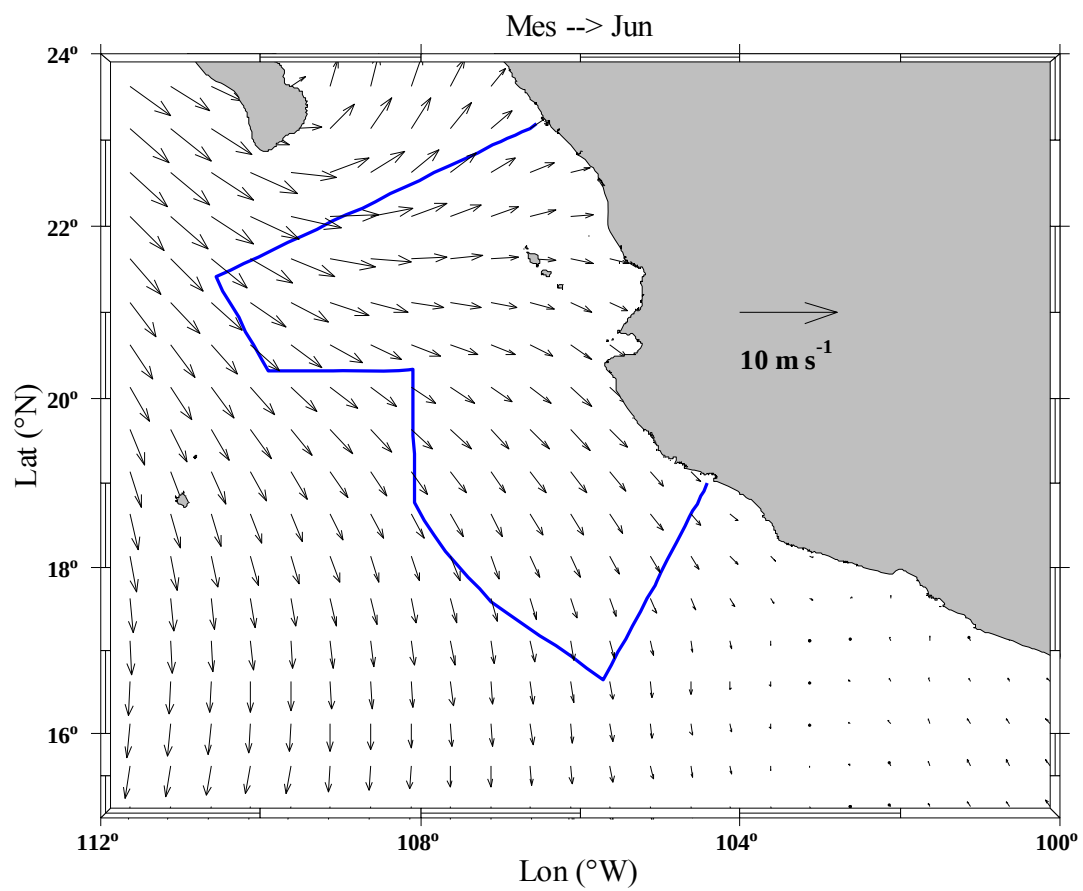


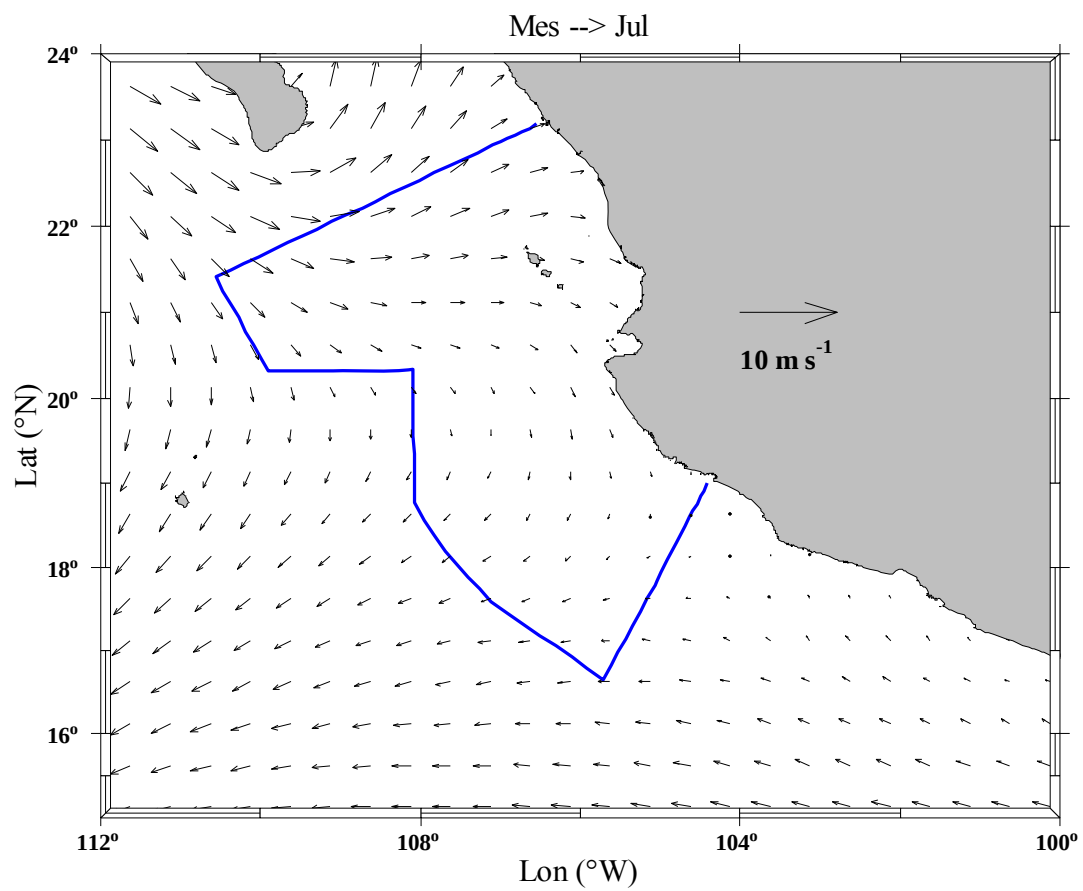


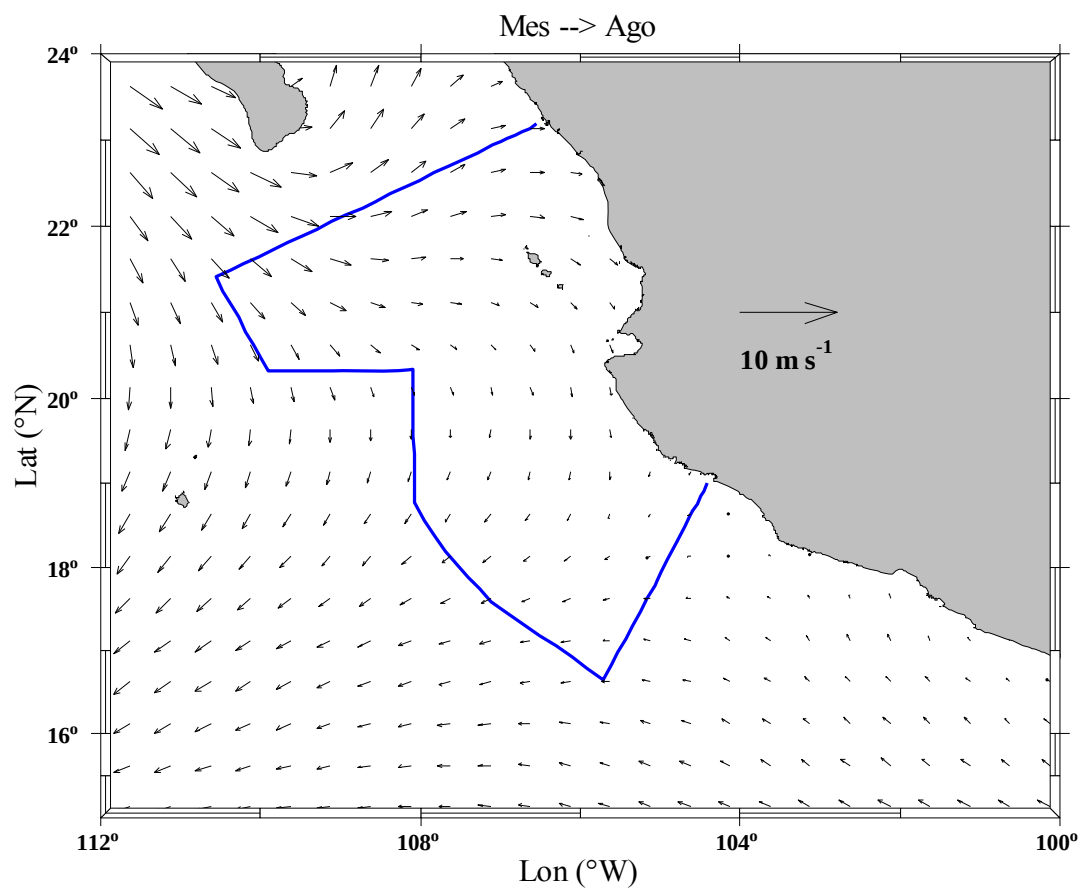


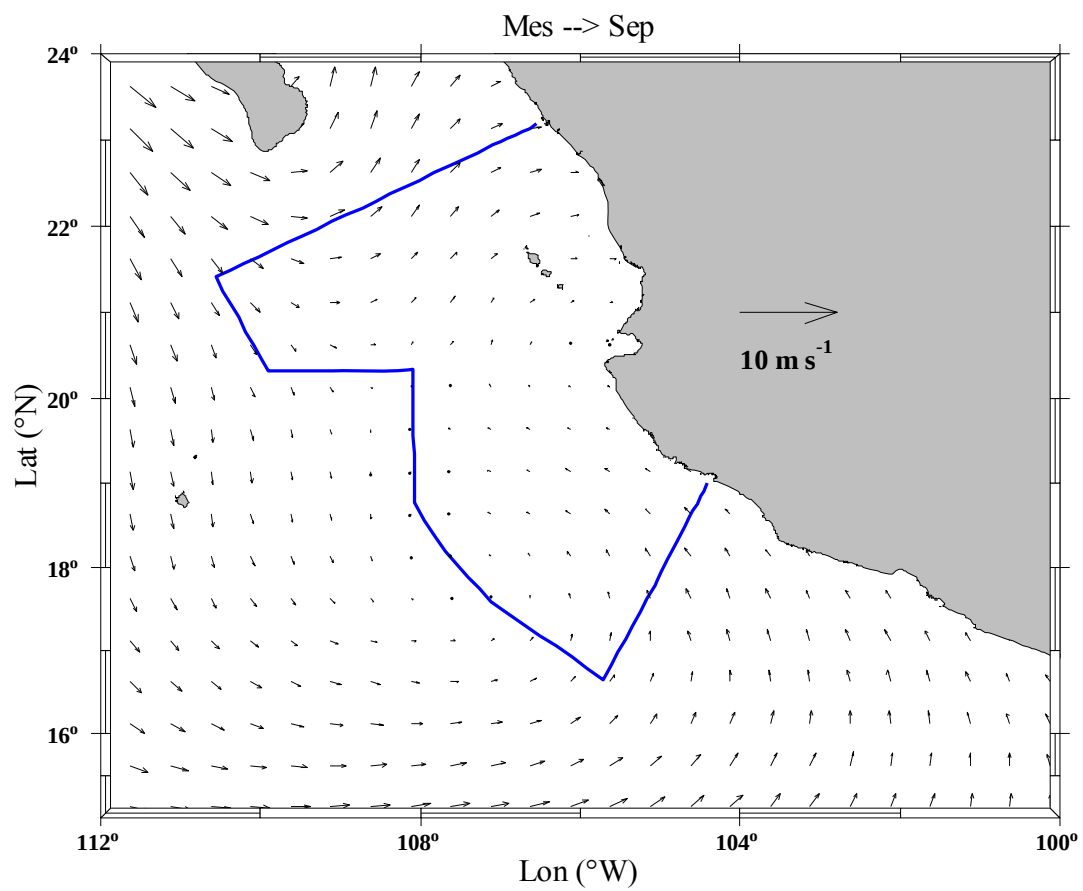


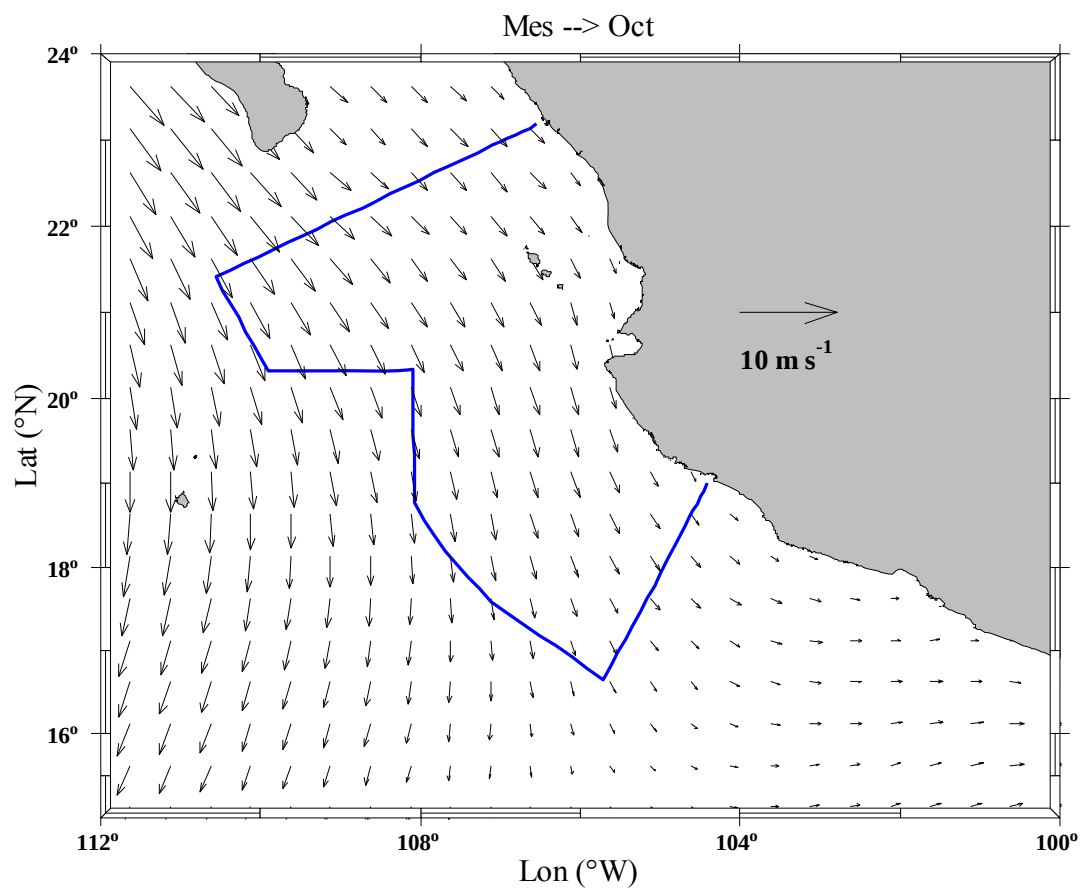


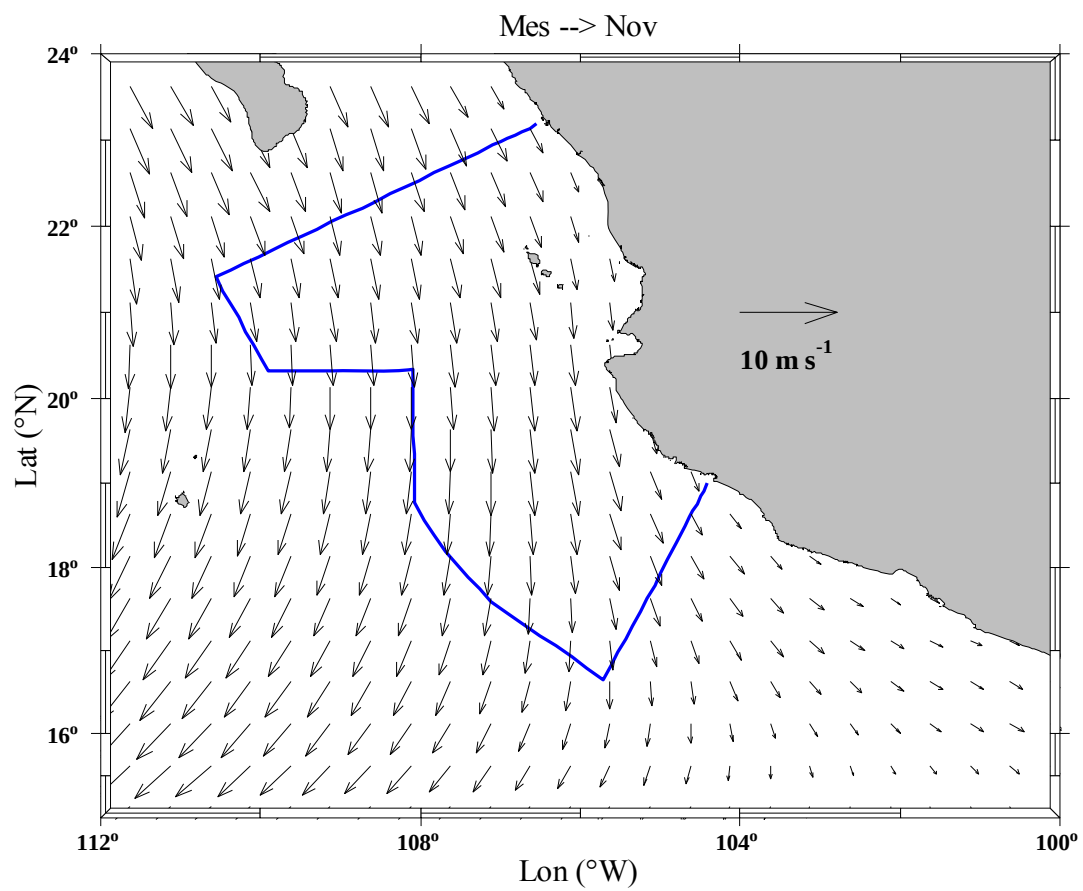


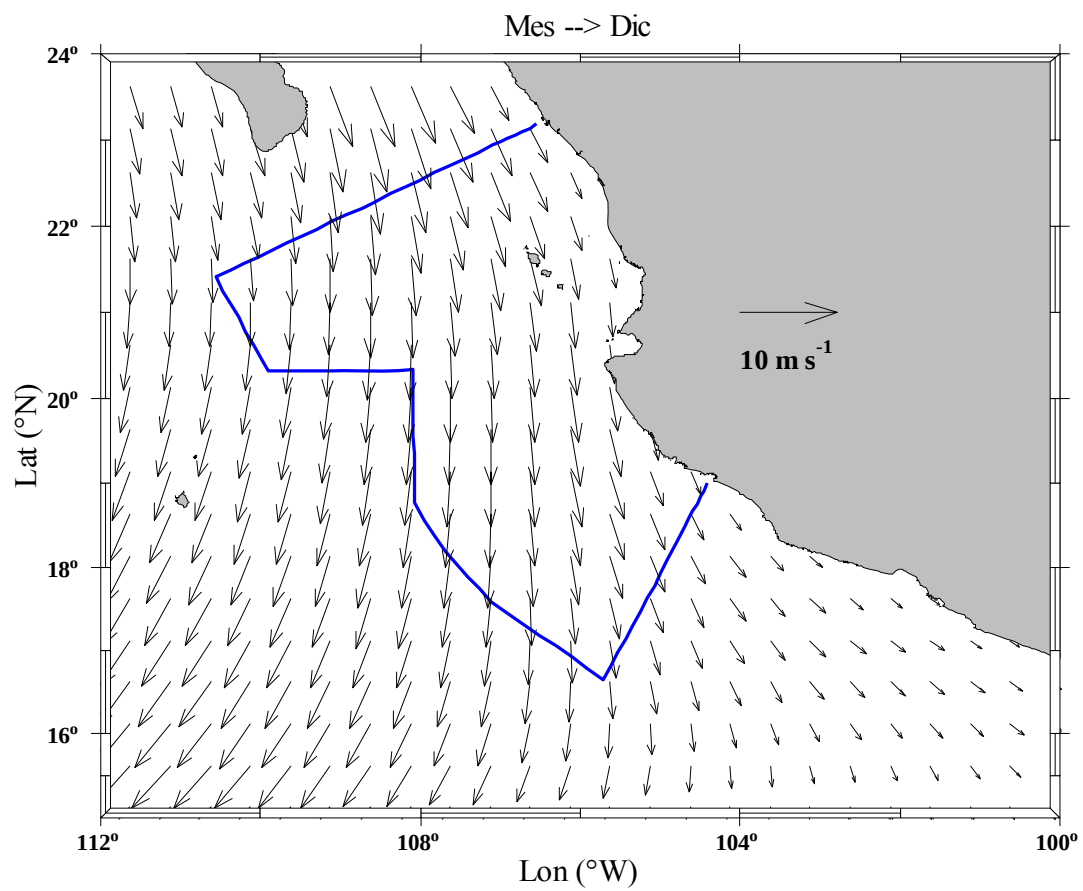












**VI. APÉNDICE B: Velocidad geostrófica e hidrografía mensual en el polígono
PROCOMEX.**

