

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Programa de Posgrado en Ciencias
en Oceanografía Física**

**Estacionalidad de la hidrografía y la circulación en el Pacífico
tropical frente a México y áreas adyacentes con énfasis en la
Corriente Costera Mexicana**

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Esther Portela Rodríguez

Ensenada, Baja California, México
2016
Tesis defendida por

Esther Portela Rodríguez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Emilio José Beier
Codirector de tesis

Dr. Eric Desmond Barton
Codirector de tesis

Dr. José Luis Ochoa de la Torre

Dr. Enric Pallàs Sanz

Dr. Rubén Castro Valdez



Dr. Francisco Javier Ocampo Torres
Coordinador del Posgrado en **Oceanografía Física**

Dra. Rufina Hernández Martínez
Director de Estudios de Posgrado

Esther Portela Rodríguez © 2016

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y del director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta **Esther Portela Rodríguez** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física

Estacionalidad de la hidrografía y la circulación en el Pacífico tropical frente a México y áreas adyacentes con énfasis en la Corriente Costera Mexicana

Resumen aprobado por:

Dr. Emilio José Beier
Codirector de tesis

Dr. Eric Desmond Barton
Codirector de tesis

En el presente estudio examinamos las variaciones estacionales y las interacciones de las masas de agua en el Pacífico Tropical frente a México Central (PTMC) y cuatro áreas aledañas con base en una nueva y ampliada base de datos hidrográficos. Redefinimos los límites de las masas de agua en términos de Salinidad Absoluta (S_A) y temperatura Conservativa (Θ) de acuerdo con TEOS – 10. Utilizando además el balance de agua dulce y altimetría satelital, investigamos el origen y estacionalidad de dos mínimos salinos. El mínimo salino somero se origina con el Sistema de la Corriente de California (SCC) y se saliniza a medida que el Agua de la Corriente de California se extiende hacia el suroeste y se mezcla con aguas tropicales subsuperficiales. El mínimo salino superficial se extiende desde el área Tropical hacia el norte en el PTMC durante el verano y otoño y se debe a una combinación entre el balance de agua dulce y la advección de aguas tropicales hacia el norte producida por la Corriente Costera Mexicana (CCM). Mediante un modelo analítico simple, se resolvió la ecuación de balance de sal y se estudió la contribución relativa del forzamiento atmosférico y la advección desde el noroeste del golfo de Tehuantepec hasta el sureste de Cabo Corrientes (Huatulco, Acapulco, Zihuatanejo y Manzanillo). Concluimos que la advección de sal en la escala anual, puede explicarse mediante la variación anual de la velocidad a lo largo de la costa (correspondiente a la CCM) y una salinidad media. En el ciclo anual, el término advectivo y el atmosférico, son del mismo orden de magnitud en los cuatro dominios del modelo. En Acapulco y Manzanillo son muy similares mientras que en Huatulco y Zihuatanejo el forzamiento atmosférico representa aproximadamente el 70% de la varianza. En los alrededores de Tehuantepec, debido al carácter local de la salinidad media, el modelo no representa bien las observaciones, mientras que en Manzanillo y Zihuatanejo la concordancia entre el modelo y las observaciones es buena tanto en su amplitud como en su fase. Las interacciones entre las masas de agua nos permitieron caracterizar la estacionalidad de la circulación de la CCM, el brazo tropical de la Corriente de California y los flujos a través de la boca del Golfo de California. La estacionalidad de la CCM, inferida a partir de la distribución de las masas de agua, coincide en gran medida con la circulación geostrofica reportada. El flujo hacia el polo de la CCM es el principal responsable de la advección de sal entre Acapulco y Manzanillo en la escala anual. Estos resultados resaltan el papel del PTMC como una región clave en este sistema de convergencia tropical-subtropical y la utilidad de una base de datos hidrográficos de alta resolución espacial y temporal para describir la estacionalidad de las masas de agua, la circulación regional y el balance de sal. Esta investigación actualiza el panorama para futuras investigaciones multidisciplinarias en el PTMC y áreas aledañas.

Palabras clave: masas de agua, salinidad, circulación, balance de sal, Corriente Costera Mexicana

Abstract of the thesis presented by **Esther Portela Rodríguez** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography

Seasonality of the hydrography and the circulation in the tropical Pacific off Mexico and surrounding areas with focus in the Mexican Coastal Current

Abstract approved by:

Dr. Emilio José Beier
Thesis Adviser

Dr. Eric Desmond Barton
Thesis Adviser

In this study, we investigated the seasonal variations and the interactions of the water masses in the tropical Pacific off central Mexico (TPCM) with those of four surrounding areas based on an extensive improved hydrographic database. We redefined the regional water masses in terms of Absolute Salinity (S_A) and Conservative Temperature (θ) according to TEOS-10. Complementing this database with the freshwater balance and altimetry data, we investigated the origin and seasonality of two salinity minima in the area. The shallow (50-100 m) salinity minimum originates with the California Current System and becomes saltier as the California Current Water extends southeastward and mixes with tropical subsurface waters. The surface salinity minimum extends from the Tropical area, further north in the TPCM in summer and fall. The latter is due, to a combination of the net precipitation and the northward advection of low-salinity tropical surface waters by the Mexican Coastal Current (MCC). By means of a simplified analytical model, we solve the salinity balance equation. We studied the relative contribution the forcing and the advection to the salinity balance from the northwest of the Tehuantepec gulf to the southeast of Cabo Corrientes (Huatulco, Acapulco, Zihuatanejo and Manzanillo). We concluded that the salt advection can be largely explained by the annual variations of the alongshore velocity (corresponding with the MCC) and an average salinity. In the annual scale both, the salt advection and the atmospheric forcing are of the same order in all four domains and they are also of the same magnitude in Acapulco and Manzanillo, while in Huatulco and Zihuatanejo the atmospheric freshwater forcing accounts for the 70% of the variance. Near Tehuantepec, due to the local feature of the salinity, the analytical model does not represent well the observations, while in Manzanillo and Zihuatanejo the agreement between the model and the observations is good in both amplitude and phase. The interactions between water masses allowed a characterization of the seasonal pattern of circulation of the MCC, the tropical branch of the California Current, and the flows through the entrance of the Gulf of California. The seasonality of the MCC inferred from the distribution of the water masses largely coincides with the geostrophic circulation forced by an annual Rossby wave. The poleward flow of the MCC is the main component responsible for the alongshore salt advection between Acapulco and Manzanillo in the annual scale. These results highlight the role of the TPCM as a key region in this tropical-subtropical convergence system and the usefulness of high-resolution hydrographic data as a tool to describe the seasonality of the water masses, the regional circulation and the salinity balance. This investigation updated the scenario for further multidisciplinary studies in the area of the TPCM.

Keywords: Water masses, circulation, salinity balance, advection, Mexican Coastal Current

Dedicatoria

A mi hija Noa, que me enseñó la relatividad del tiempo y el poder de las sonrisas

A Danielinho, compañero de camino

A mi madre, mi padre y mi hermana, que siempre están ahí cerca a pesar de estar tan lejos...

Agradecimientos

Al Dr. Emilio Beier por su apoyo, su paciencia y por el esfuerzo en estar presente en la distancia.

Al Dr. Miguel Lavín, quien me dio su confianza cuando más costaba hacerlo y al Dr. Gilberto Jerónimo quien antes de partir, me encaminó en el mundo de la oceanografía física.

A los miembros del comité de tesis que con sus aportaciones ayudaron a mejorar este trabajo.

Al CICESE y concretamente al Departamento de Oceanografía Física por confiar en mí y brindarme la oportunidad de cambiar de rumbo. Al personal de CICESE, Unidad La Paz, por su amabilidad al recibirme.

Al pueblo mexicano, quien a través de su trabajo hace posible que el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), financie investigaciones como esta tesis doctoral.

A Daniel y Andrés por regalarme el tiempo a costa del suyo.

A mis amigos, con los que compartí estos años... por aligerar la carga, por compartir los sueños, por reír conmigo.

Tabla de contenido:

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xii
1. Introducción.....	1
2. Área de estudio:.....	6
3. Masas de agua y circulación en el Pacífico tropical frente a México central y áreas aledañas.	8
3.1 Introducción	8
3.2 Métodos	10
3.2.1 Datos.....	10
3.2.2 Análisis de los datos.....	14
3.3 Resultados y Discusión:	19
3.3.1 Límites de las masas de agua.....	19
3.3.2 Masas de agua en la capa superior del océano	22
3.3.2.1 Áreas adyacentes al Pacífico tropical frente a México central	23
3.3.2.2 Pacífico tropical frente a México central	26
3.3.3 Masas de agua en las capas subsuperficial e intermedia de la columna de agua.....	28
3.3.4 Mínimo Salino Somero.....	30
3.3.5 Circulación en el PTMC y áreas adyacentes.....	32
4. Balance entre advección y el forzamiento atmosférico de agua dulce en la formación del mínimo salino superficial en el Pacífico tropical frente a México	37
4.1 Introducción:	37
4.2 Métodos	39
4.2.1 Datos.....	39

4.2.2	Análisis de los datos.....	43
4.3	Modelo Numérico-Analítico.....	43
4.3.1	Dominio y aproximaciones del modelo.....	44
4.3.2	Descripción del modelo.....	47
4.4	Resultados.....	50
4.4.1	Descripción General.....	50
4.4.2	Balance de sal: valor medio.....	54
4.4.3	Balance de sal: variaciones anuales.....	56
4.4.4	Validación del modelo.....	64
4.5	Discusión.....	66
4.5.1	Balance estacionario.....	66
4.5.2	Escala anual.....	68
4.5.3	Fuentes de error.....	74
4.5.4	Sumario.....	76
5.	Conclusiones.....	77
	Literatura citada.....	79
	Anexo.....	84
A1.	Advección total de sal a lo largo de la costa: Promedio + Señal Anual.....	84

Lista de Figuras

- Figura 1. Circulación esquemática en el PTO propuesta por Kessler (2006). Se mantuvieron las nomenclaturas originales para las corrientes al norte de 10°N (nuestra zona de estudio) traducidas al español, como se muestra a la derecha de la figura. El cuadro rojo corresponde con nuestra área de estudio. Figura adaptada a partir de la figura 5b de Kessler (2006).....2
- Figura 2. Área de estudio. Los puntos representan los lances totales de los datos hidrográficos disponibles una vez promediados espacialmente en celdas de 0.25 ° x 0.25°. Las cinco sub-áreas están indicadas en la leyenda con código de colores.6
- Figura 3. Ubicación de a) los lances históricos a partir de la base de datos WOD13 y b) los cruceros recientes recopilados para este estudio12
- Figura 4. Línea de tiempo del número de lances de la base de datos hidrográficos en cada sub-área. a) En función del año entre 1939 y 2015 y b) en función del mes climatológico. Las 5 sub-áreas están representadas en colores.13
- Figura 5. Porcentaje de lances con datos disponibles en relación a la profundidad en el TPCM y el conjunto de todas las áreas adyacentes. Los datos del termosalinógrafo no están incluidos en este cálculo15
- Figura 6. A) Ubicación de los 21 ríos considerados en este estudio. B) Volumen de descarga mensual promedio de los ríos en cada sub-área de este estudio.17
- Figura 7. Trimestres climatológicos de la distribución espacial de las masas de agua en superficie (promedio entre 0-10 m de profundidad). Los puntos representan los lances en superficie promediados en celdas de 0.25° x 0.25 °. A) invierno (enero – marzo), b) primavera (abril – junio), c) verano (julio – septiembre), d) otoño (octubre – diciembre).....20
- Figura 8. Trimestres climatológicos de los diagramas Θ (°C) –SA (g kg⁻¹) a partir de los datos hidrográficos en las regiones aledañas al PTMC. A) invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7. Las líneas gruesas (blanco, azul, verde y amarilla) representan los promedios espaciales a profundidades estándar (círculos negros) en cada sub-área (Tropical, SCC, Transición y Golfo de California respectivamente) y el círculo rojo corresponde con la profundidad de 50 m en cada sub-área. Las líneas representan los límites de las masas de agua. ATS: Agua Tropical Superficial; AGC: Agua del Golfo de California; ACC: Agua de la Corriente de California, AStSs: Agua Subtropical Subsuperficial y AIP: Agua Intermedia del Pacífico.22
- Figura 9. Climatología mensual de la tasa de flujo de volumen (m³s⁻¹) debido a la evaporación – (precipitación + descarga de ríos) en cada sub-área.24
- Figura 10. Trimestres climatológicos de los diagramas Θ (°C) –SA (g kg⁻¹) para el Pacífico tropical frente a México central (PTMC). A) invierno, b) primavera, c) verano, d) otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7. La línea gruesa representa el promedio espacial a profundidades estándar (círculos negros) y el círculo verde corresponde con las

- mediciones a 50 m de profundidad. Las líneas rectas representan los límites de las masas de agua.....27
- Figura 11. Trimestres climatológicos de los perfiles de SA promediados espacialmente en cada sub-área a profundidades estándar. A) invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7.28
- Figura 12. Mapas de: Θ ($^{\circ}\text{C}$) (izquierda), SA (g kg^{-1}) (centro) y profundidad (m) (derecha) sobre la isopícnica de 25 kg m^{-3} . A) – c): Invierno, d) – f): primavera, g) – i): verano y j) – l): otoño..31
- Figura 13. Señal anual de los mapas de ANM y su circulación geostrofica asociada en el área de estudio, excepto el Golfo de California. La circulación de los meses que no se muestran se puede deducir como la inversa de los meses mostrados en la figura. Los pares opuestos son: Octubre - Abril, Noviembre - Mayo, Diciembre - Junio, Enero - Julio, Febrero - Agosto y Marzo - Septiembre.....33
- Figura 14. Esquema de la circulación superficial (líneas sólidas) y subsuperficial (líneas punteadas) en el TPCM y áreas aledañas, obtenida a partir del análisis de las interacciones entre las masas de agua. A) Invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7.35
- Figura 15. Coeficiente de Correlación (línea roja) entre el nivel del mar medido por el mareógrafo de Manzanillo y la trayectoria número 143 de la órbita Topex/Jason, ambos separados 120 km. Las barras representan el porcentaje de datos no válidos en cada punto de la trayectoria 143 desde la costa hasta los 200 km hacia fuera de ella.41
- Figura 16. Comparación entre la amplitud y la fase anual de la elevación del nivel del mar medida por los mareógrafos de Mazatlán, Puerto Vallarta, Manzanillo, Acapulco y Puerto Ángel, y en los puntos situados a aproximadamente 30 km de la costa en cinco trayectorias satelitales de la órbita Topex/Jason. El error del ajuste de la señal anual está representado por las barras de error.42
- Figura 17. Representación esquemática del dominio en el que se aplicó el modelo numérico-analítico de balance de sal. Las trayectorias están etiquetados con el número que los define el satélite. Las líneas verdes representan los límites entre dominios en la dirección y'45
- Figura 18. Media y desviación estándar de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) promediada a lo largo de las trayectorias satelitales en relación a a) la trayectoria y b) el mes climatológico.....47
- Figura 19. Descripción esquemática de las variables implicadas en la estimación de la TDA. Obtenido de Rio et al.2013 (OSTST, Boulder 2013). Por sus siglas en inglés las variables representadas son SLA: anomalía del nivel del mar, MDT: topografía dinámica media, ADT: topografía dinámica absoluta, MSS: superficie media del mar, y SSH: elevación del nivel del mar.49
- Figura 20. Mapa ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$) de la salinidad (SA, g kg^{-1}) promedio de la capa de mezcla en el área de estudio obtenida a partir de los datos hidrográficos.....50

Figura 21. Ciclo anual de la anomalía de salinidad de la capa de mezcla. Se representan los meses entre julio y diciembre. La otra mitad del año se puede deducir como el opuesto de las anomalías mostradas en esta figura.	51
Figura 22. E-P (cm año ⁻¹) promedio en el área de estudio. Colores cálidos (fríos) indican un exceso de evaporación (precipitación)	52
Figura 23. Ciclo anual del balance E-P balance (cm año ⁻¹) en el área de estudio.	53
Figura 24. Señal anual de la componente de la velocidad geostrófica perpendicular a las trayectorias satelitales. Se muestran los meses entre julio y diciembre, el flujo entre enero y junio es el opuesto al mostrado en esta figura.	54
Figura 25. Valor medio de: a) el término del forzamiento de agua dulce (s ⁻¹), b) la variación de salinidad a lo largo de la costa (m ⁻¹) y c) la componente a lo largo de la costa de la velocidad media modelada (m s ⁻¹).....	55
Figura 26. Varianza explicada por las señales anuales de E-P, salinidad y TDA sobre las cinco trayectorias de la órbita Topex/Jason que corresponden con nuestra área de estudio, de sur a norte son: 193, 117, 41, 219 y 143.....	57
Figura 27. Producto de la señal de la velocidad (U') y del gradiente horizontal de salinidad (∇hS') en cada dominio del modelo.	58
Figura 28. Comparación entre los dos términos de la advección responsables de sus variaciones anuales. En color negro se muestra el producto del promedio de la componente normal de la velocidad modelada (v) con el gradiente horizontal de la salinidad anual (∇hS'). En verde se representa el producto de la velocidad anual (U') con el gradiente horizontal de la salinidad promedio (∇hS), en cada dominio del modelo.....	59
Figura 29. Varianza explicada por cada uno de los tres términos responsables de las perturbaciones al estado estacionario de la advección de sal en cada dominio del modelo.....	60
Figura 30. Componente a lo largo de la trayectoria del término CCM de la advección de sal. Los resultados de O(10 ⁻⁸) son un orden de magnitud menor que en la Figura 28 O(10 ⁻⁷).....	61
Figura 31. Balance de sal anual. Las barras negras representan la tasa de cambio de la salinidad (s ⁻¹) en cada dominio del modelo, calculado como la suma del término advectivo (barras verdes) y el forzamiento del balance de agua dulce (barras rojas).	63
Figura 32. Tasa de cambio de la salinidad anual modelada y observada, en los cinco dominios definidos en este trabajo.	65
Figura 33. Varianza explicada por la señal estacional de la serie de tiempo completa (1993 - 2014) de la TDA en malla.	73
Figura A1. Valor medio de la componente a lo largo de la costa (y') de la advección de sal. La velocidad media utilizada es la obtenida del modelo. La escala vertical se mantuvo igual a la de la figura A2 para facilitar la comparación de magnitudes.	84

Figura A2. Advección total de sal en su componente paralela a la costa como la suma entre la advección promedio y el término MCC, debido a la advección de una salinidad media por las variaciones anuales de la velocidad.85

Lista de Tablas

Tabla 1. Información sobre los 44 cruceros recopilados en este estudio para completar la base de datos hidrográficos históricos existente.	10
Tabla 2. Antiguos límites de las masas de agua en EOS-80 siguiendo a Castro et al. (2006) y Lavín et al. (2009) (basados en Torres Orozco (1993) y Castro et al. (2000)), los nuevos límites en TEOS-10 y su rango aproximado de profundidad media teniendo en cuenta todas las sub-área.....	19
Tabla 3. Promedio espacial y desviación estándar de la profundidad de la capa de mezcla en cada sub-área de estudio.....	23
Tabla 4. Varianza explicada por el forzamiento atmosférico de agua dulce y el término advectivo linealizado en la tasa de cambio de la salinidad escala anual en cada dominio del modelo.	64
Tabla 5. Amplitudes y fases del ajuste anual de la tasa de cambio de la salinidad observada y modelada. La fase se expresa en meses, centrados en el día 15 de cada mes iniciando en enero.	65

1. Introducción

Las principales características hidrográficas del Pacífico tropical Oriental (PTO) fueron esbozadas por Fiedler and Talley (2006). No obstante, la gran escala espacial considerada en su estudio dejó sin resolver procesos importantes a escala regional como la del Pacífico tropical frente a México Central (PTMC). Esta área, en la cual enfocamos principalmente nuestro estudio, está situada entre la costa y 110°W, y entre 17°N y 23°N, en el límite tropical-subtropical.

Kessler (2006), en su revisión acerca de la circulación en el PTO, dejó un signo de interrogación en la zona de Cabo Corrientes (Figura 1) a causa de la falta de información que existe en el PTMC, una de las regiones menos estudiadas en el PTO. Debido a la baja resolución espacial que Kessler (2006) manejó en su estudio (1° x 1° de latitud y longitud), los procesos costeros en esta área, aunque fueron esbozados, permanecieron relativamente irresolutos, como el mismo autor señala en su revisión.

El PTMC es una región con una dinámica compleja debido a la confluencia entre la extensión tropical de la Corriente de California (CC) que fluye hacia el ecuador (de aquí en adelante llamada brazo tropical de la CC), la Corriente Costera Mexicana (CCM) que fluye hacia el polo, y el flujo hacia el este asociado con el límite norte de la circulación anticiclónica en torno al Cuenco de Tehuantepec (Figura 1). Esta área está situada en la zona de transición tropical-subtropical, forma parte de la alberca cálida del Pacífico oriental (Kessler 2006) y corresponde con una región donde la llamada zona del mínimo de oxígeno es muy somera (Cepeda-Morales et al. 2013). Todas estas características, hacen del PTMC una región de elevado interés científico desde un punto de vista multidisciplinar.

Después del trabajo de Kessler (2006), permanecen muchos interrogantes en la zona del PTMC. Sin embargo, en los últimos años, se ha llevado a cabo una serie de estudios en esta área que relacionaron las propiedades físicas del agua de mar con sus características biológicas, como la abundancia y distribución de larvas de peces (León-Chávez et al. 2010, 2015), y biogeoquímicas, como el contenido de oxígeno de las masas de agua o los intercambios de CO₂ entre océano y atmósfera (Cepeda-Morales et al. 2013; Franco et al. 2014). Estos estudios, además de otros enfocados por completo en la oceanografía física de la región (Lavín et al. 2006; Godínez et al. 2010; Palacios-Hernández et al. 2009; Kurczyn et al. 2012), arrojaron cierta luz al conocimiento de la circulación, la hidrografía y la relación de las dos anteriores con las variables biogeoquímicas en el PTMC.

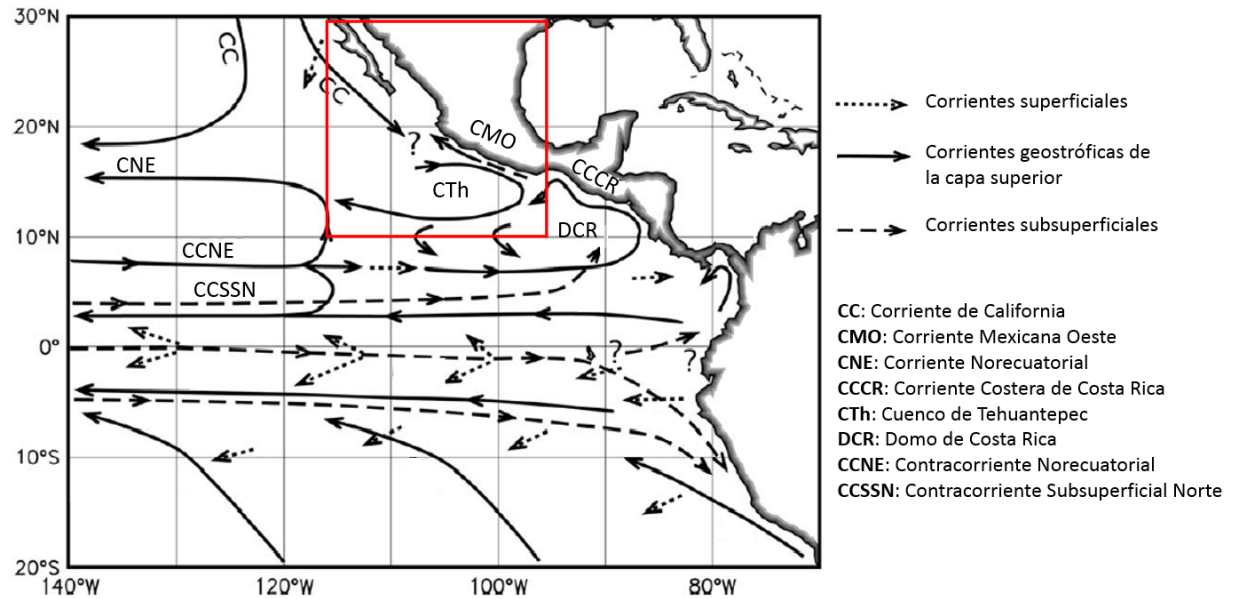


Figura 1. Circulación esquemática en el PTO propuesta por Kessler (2006). Se mantuvieron las nomenclaturas originales para las corrientes al norte de 10°N (nuestra zona de estudio) traducidas al español, como se muestra a la derecha de la figura. El cuadro rojo corresponde con nuestra área de estudio. Figura adaptada a partir de la figura 5b de Kessler (2006).

Producto de algunos de estos estudios llevados a cabo en los últimos años, ahora sabemos que la varianza total de la circulación superficial en el PTMC se divide en tres escalas que están igualmente representadas: la estacional, la interanual y la mesoescala (Godínez et al. 2010). A escala estacional, la circulación en el PTMC está dominada por la confluencia entre el brazo tropical de la CC y la CCM. Cerca de la punta de la península de Baja California, la CC se bifurca en dos ramas; una de ellas gira hacia el Oeste para alimentar a la Corriente Norecuatorial mientras que la otra se dirige ciclónicamente hacia el ecuador. Ésta última, es la que alcanza el PTMC en su valor medio y a la que *Godínez et al.* (2010) llamaron el brazo tropical de la CC.

La CCM ha sido históricamente considerada como una extensión de la Corriente Costera de Costa Rica que fluye hacia el polo desde América Central ligada a la costa del Pacífico frente a México hasta Cabo Corrientes durante los meses del verano boreal (Wyrtki 1966, 1967). Sin embargo, estudios más recientes han sugerido con modelos numéricos (Zamudio et al. 2007; Pantoja et al. 2012) y también con

observaciones (Lavín et al. 2006; Kessler 2006; Godínez et al. 2010), que estas dos corrientes parecen estar desconectadas tanto en el valor medio, como en la escala estacional. Trasviña and Barton (2008), durante un estudio realizado en el verano del año 2000, no encontraron ninguna evidencia del flujo hacia el polo de la CCM, ni en el golfo de Tehuantepec, ni al sur del mismo. Sin embargo, no existen estudios a escalas temporales más largas que hayan determinado a detalle el origen de la CCM, el cual es aún bastante incierto. A la fecha, con base en la información puntual que se tiene al respecto (Kessler 2006; Chapa-Balcorta et al. 2015; Trasviña and Barton 2008; Barton et al. 2009), parece poco probable que el origen de la CCM se remonte más hacia el sureste que el Golfo de Tehuantepec, pero tampoco está claro que éste se dé dentro del golfo o inmediatamente al noroeste del mismo.

El alcance de la CCM tampoco está del todo claro, se ha encontrado indicios de la presencia de esta corriente en la entrada del golfo de California (Lavín et al. 2006) y se ha sugerido con modelos numéricos a escala estacional que a nivel subsuperficial, la CCM alcanza el Sistema de la Corriente de California (SCC) (Gómez-Valdivia et al. 2015). Sin embargo, no hay observaciones directas que hayan encontrado evidencia de la CCM pasada la boca del Golfo de California o en el SCC ni en superficie ni por debajo de ella.

Godínez et al. (2010) encontraron que en el promedio, la CCM está generada localmente mediante el rotacional del esfuerzo del viento de acuerdo a la dinámica de Sverdrup, mientras que en la escala anual, la CCM está controlada por una onda larga de Rossby está forzada por las mismas ondas radiadas desde la costa y localmente por el rotacional del esfuerzo del viento. El flujo hacia el polo de la CCM se corresponde con la fase ciclónica de esta onda de Rossby. Estudios previos basados en modelos numéricos (Pantoja et al. 2012; Gómez-Valdivia et al. 2015) han investigado las interacciones de la CCM con el patrón de corrientes circundante, pero éstos no han sido validados todavía con observaciones. Lavín et al. (2006) describieron las principales características de la CCM a partir de datos hidrográficos obtenidos durante dos cruceros realizados durante el mes de junio de 2003 y 2005. Estos autores reportaron un flujo hacia el polo ligado a la costa de entre 90 y 180 km de ancho, 250 y 400 m de profundidad que transporta de 2.5 a 5 Sv con una velocidad de 0.14 a 0.3 m s⁻¹.

La mayor parte de la información que existe acerca de la CCM es respecto a su valor medio, o de escala temporal corta (basada en uno o pocos cruceros) y principalmente enfocada en la estación de verano. Hasta el momento, no hay estudios que hayan descrito el comportamiento de la CCM durante las otras

tres estaciones del año para completar su ciclo estacional, ni tampoco que hayan analizado su variación interanual en lo que respecta a su patrón de flujo, a su origen, a su extensión espacial, o a las masas de agua que transporta.

El área frente a Cabo Corrientes, en el PTMC, es una importante región de generación de remolinos, esto es debido a los cambios abruptos en la morfología costera y a la fuerte intensificación de las corrientes superficiales en algún punto del ciclo estacional (Kurczyn et al. 2012, 2013; Lavín et al. 2013; Collins et al. 2015; Zamudio et al. 2007)). Se ha sugerido que esta intensificación se debe al paso de ondas de Kelvin ecuatoriales cuya fase positiva de propagación refuerza el flujo subsuperficial de la CCM, principalmente a escala semianual (Gómez-Valdivia et al. 2015). Esta proliferación de remolinos que domina la mesoescala en el PTMC afecta la corriente costera y Lavín et al. (2006) sugirieron que además podría jugar un papel importante en el transporte de agua desde la CC hacia la costa en el PTMC.

El patrón de corrientes previamente descrito, unido a los intercambios continuos a través de la entrada del Golfo de California (Collins et al. 2015), gobiernan, junto al balance de agua dulce, la distribución y la variabilidad espacial y temporal de las masas de agua en el PTMC y dejan su huella en los principales rasgos de la distribución de salinidad de esta región, que hasta la fecha son bastante desconocidos.

La salinidad es una de las tres variables que determinan la densidad del agua de mar. Juega un papel importante en la circulación oceánica debido a su contribución a la estratificación de la columna de agua (Da-Allada et al. 2013). Las desviaciones de una relación promedio entre temperatura y salinidad pueden tener un efecto significativo sobre las variaciones de la altura dinámica incluso en regiones de aguas cálidas como el PTMC, donde la temperatura suele ser la variable más importante (Johnson et al. 2002). Lavín et al. (2006) mostraron que la salinidad tiene un efecto importante en la circulación cercana a la costa. En el caso del presente estudio, la salinidad absoluta, S_A , se usó como un trazador para la circulación regional y como una variable importante que determina la diferenciación de las masas de agua. Ésta, ha sido históricamente mucho menos muestreada que la temperatura, principalmente en capas subsuperficiales y profundas de la columna de agua. A nivel superficial las mediciones son más abundantes, sin embargo las limitaciones que existen para obtener una buena estimación de la salinidad superficial a través de sensores remotos, contribuye a seguir manteniendo esta tendencia a una menor disponibilidad de datos de salinidad a nivel global en comparación con los de temperatura, la cual es globalmente muestreada de forma satelital con una buena resolución. Tener disponible una base de

datos de salinidad de alta resolución en conjunto con la de temperatura es importante para mejorar la calidad de las estimaciones, principalmente en áreas costeras, donde las mediciones satelitales presentan grandes limitaciones en la resolución de procesos incluso de gran escala espacial.

De acuerdo con McDougall and Barker (2011), la salinidad absoluta (S_A) y la temperatura conservativa (Θ) correspondientes al estándar de “International Thermodynamic Equation of Seawater, 2010” (TEOS-10), deben usarse en publicaciones científicas en lugar de la antigua salinidad práctica (S_p) y temperatura potencial (θ), mientras que estas últimas deben seguir usándose en los registros de las bases de datos. La S_A (que tiene unidades de g kg^{-1}) toma en cuenta la variación espacial de la composición del agua de mar. Esto tiene un efecto en el gradiente de densidad horizontal y por tanto, en todos los cálculos derivados de esta cantidad como son la velocidad geostrófica o el transporte de calor, a través de la relación de viento térmico. La aproximación de TEOS-10 a la función de Gibbs permite calcular la energía interna, entropía, entalpía, entalpía potencial, los potenciales químicos del agua de mar, así como la temperatura de congelación y el calor latente de fusión y evaporación. Estas cantidades, que no estaban disponibles en el antiguo “1980 International Equation of State” (EOS-80), son esenciales para poder tomar en cuenta de forma precisa el contenido de calor en el océano. Debido a lo anterior, la temperatura conservativa, representa de forma más precisa el contenido de calor por unidad de masa de agua de mar que la temperatura potencial. Estas son algunas de las mejoras importantes de la nueva definición en TEOS – 10 en comparación a la predecesora de EOS – 80.

2. Área de estudio:

El área de estudio (Figura 2) está enmarcada en el norte del PTO e incluye regiones tropicales y subtropicales de la costa frente a México que están dinámicamente interconectadas. El área total fue subdividida en cinco sub-áreas, de la siguiente manera: área Tropical (10°N - 17°N y 115°W hasta la costa), PTMC (17°N - 23°N y 110°W hasta la costa), área de Transición (17°N - 23°N y 115°W - 110°W), Golfo de California (23°N - 28°N dentro del golfo), Sistema de la Corriente de California (SCC) (115°W hasta la costa y 23°N - 28°N). Cada una de ellas se distingue por sus características hidrográficas típicas

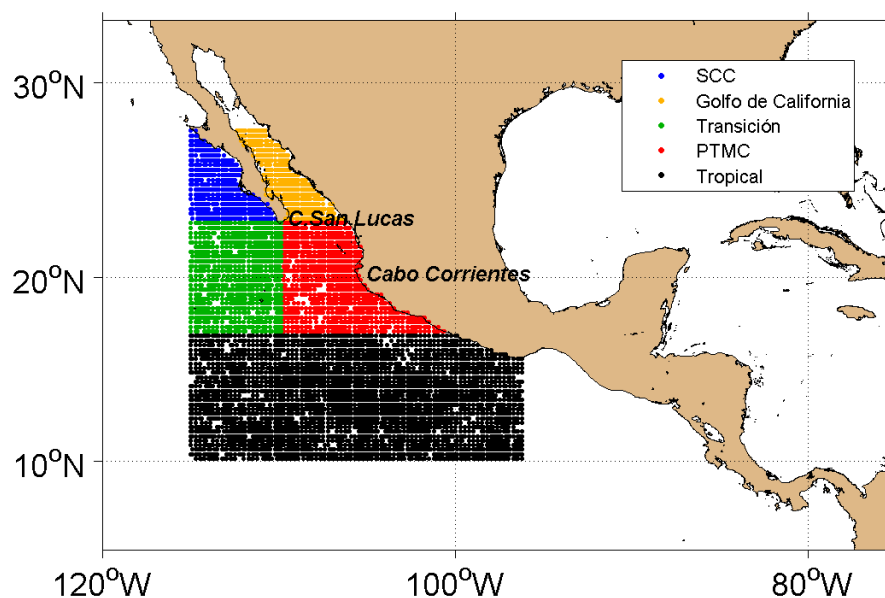


Figura 2. Área de estudio. Los puntos representan los lances totales de los datos hidrográficos disponibles una vez promediados espacialmente en celdas de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Las cinco sub-áreas están indicadas en la leyenda con código de colores.

Delimitamos el SCC, el Golfo de California y el área Tropical por ser fuentes finales de alguna de las masas de agua implicadas en este estudio, mientras que el área de Transición y del PTMC han sido típicamente descritas como regiones de confluencia entre las masas de agua circundantes. La presencia

de la costa (en contraste con el área de Transición) y la convergencia de tres regímenes de circulación que acarrear diferentes masas de agua, diferencian el PTMC como una región transicional distinta, merecedora de una designación separada del área de Transición. El mantener esta designación separada de acuerdo a otros trabajos previos recientes (Godínez et al. 2010; Cepeda-Morales et al. 2013; León-Chávez et al. 2010, 2015) permite una comparación más directa de los resultados, a la vez que sienta las bases para futuros estudios interdisciplinarios en el área del PTMC.

3. Masas de agua y circulación en el Pacífico tropical frente a México central y áreas aledañas.

3.1 Introducción

Las masas de agua presentes en los 1000 m superiores de la columna de agua del PTMC y las cuatro sub-áreas aledañas son: Agua Intermedia del Pacífico (AIP); Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) (también conocida como Subtropical Underwater (StUW) (O'Connor et al. 2002; Fiedler and Talley 2006)); agua de la Corriente de California (ACC); Agua del Golfo de California (AGC); y Agua Tropical Superficial (ATS) (Wyrтки 1966; Castro et al. 2006; Lavín et al. 2009; León-Chávez et al. 2010, 2015; Fiedler and Talley 2006). En este estudio, hemos decidido utilizar la nomenclatura AStSs sobre StUW para hacer hincapié en el origen de esta masa de agua que llega al PTMC desde el hemisferio Sur con características biogeoquímicas particulares como el contenido mínimo de oxígeno. En cambio, el StUW es un término más general que incluye a la AStSs pero se refiere a todas las aguas formadas por subducción en las proximidades de los giros subtropicales de los océanos Pacífico y Atlántico.

El área del PTMC está situada entre tres de los sistemas más estudiados del Océano Pacífico oriental: el SCC, el Golfo de California y el PTO. La comunicación entre el PTMC y el Golfo de California se produce a través de una entrada estrecha de alrededor de 200 km de ancho y 3500 m de profundidad (Castro et al. 2000). El intercambio de agua entre estas dos zonas se lleva a cabo principalmente mediante la intensa actividad de los remolinos que dominan la circulación en la boca del Golfo (Collins et al. 1997) y las corrientes que fluyen a través de la misma, a lo largo de la costa. Existe evidencia del importante papel que juega la advección en el balance de sal entre el Golfo de California y el PTMC (Beron-Vera and Ripa 2002; Lavín et al. 2009). Castro et al. (2000, 2006) informaron de la presencia de ATS en la entrada del Golfo en verano y otoño. Sin embargo, la posible presencia de aguas procedentes del Golfo de California en el PTMC no ha sido explorada todavía. Es necesario investigar más a fondo el intercambio de agua en ambos sentidos para comprender mejor los patrones temporales y espaciales del régimen de circulación entre estas dos regiones.

La conexión entre el SCC y el PTMC se lleva a cabo mediante el brazo tropical de la CC que transporta ACC hacia el PTMC (Godínez et al. 2010) y la entrada del Golfo de California (Castro et al. 2006). Cepeda-Morales et al. (2013) reportaron que el ACC más profunda se mezcla con el AStSs cuando ambas masas de agua se encuentran en torno a los 20°N - 23°N. Sin embargo, no hay mucha información acerca de la variación de las masas de agua en superficie en el SCC ni de la variabilidad del brazo tropical de la CC en el ciclo estacional.

La región considerada en este estudio incluye dos sub-áreas que pertenecen al PTO, estas son el área Tropical y el PTMC. Esta investigación está enfocada principalmente en esta última, que ha sido históricamente poco muestreada, y tiene un régimen dinámico complejo que necesita especial atención. Parte de los procesos que permanecen desconocidos en esta región se podrán resolver con el estudio de los mecanismos que conectan estas dos sub-áreas tropicales, ya que hasta el momento, no hay mucha información sobre el intercambio de agua entre ellas en el ciclo estacional completo.

La falta de datos en la PTMC, es aún más sorprendente si se compara con la cantidad disponible de datos históricos en sus áreas aledañas, sobre todo en el SCC y el Golfo de California. Esta escasez de datos había impedido la caracterización de la circulación y las masas de agua en esta región donde no existen estudios exhaustivos en escalas de tiempo largas y alta resolución espacial. Los estudios de menor escala temporal en estas regiones utilizaron datos hidrográficos que, o bien cubrieron solo áreas restringidas o resolvieron escalas temporales cortas (Roden 1972; Castro et al. 2000, 2006; Godínez et al. 2010; León-Chávez et al. 2010, 2015; Durazo 2015).

Basándonos en el ciclo estacional completo, hemos definido nuevos límites de las masas de agua y hemos revisado sus interacciones en el PTMC y cuatro áreas aledañas por primera vez bajo el estándar de TEOS – 10. A partir de la distribución de las masas de agua, hemos esbozado la circulación en el PTMC a la escala estacional. Los resultados de esta investigación, proporcionan un escenario actualizado para futuros estudios que involucren la distribución de propiedades y procesos biogeoquímicos.

3.2 Métodos

3.2.1 Datos

Elaboramos una extensa base de datos hidrográficos utilizando perfiles de CTDs (Conductividad, Temperatura y Presión), datos tomados con botella, y con boyas perfiladoras obtenidos de la World Ocean Database (WOD13; <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD13/data13geo.html>). Además añadimos a esta base de datos históricos, datos de CTD de 44 cruceros de diferentes fuentes (Tabla 1) llevadas a cabo entre 1992 y 2015.

Tabla 1. Información sobre los 44 cruceros recopilados en este estudio para completar la base de datos hidrográficos históricos existente

Proyecto	Institución	Barco	Fechas	Lances
PROCOMEX	CICESE	F. de Ulloa	Nov – 2000	88
			May – 2001	109
			Nov – 2001	144
			May – 2002	81
			Nov – 2002	85
			Jun – 2003	120
DTyPP	CICESE	F. de Ulloa	Jun – 2005	156
			Nov – 2005	158
			Ago – 2006	139
			Mar – 2007	159
NAME	CICESE	F. de Ulloa	Jun – 2004	174
			Ago – 2004	195
CONABIO	CICESE	F. de Ulloa	Feb – 2010	87
GOLCA	CICIMAR	F. de Ulloa	Jul – 2010	46
			Abr – 2012	68
ALIJOS	CICESE	F. de Ulloa	Jun – 2010	88
			May – 2012	95
			Mar – 2006	62
HCN	UDG	Don Emilio M. González	Jun – 2006	83
			Ene – 2007	83
			Nov – 2006	83
			Nov – 2007	88

			Mar – 2008	88
			May – 2008	88
PATOS	CICESE	Altair	May – 1992	81
			Jun – 1993	117
		F. de Ulloa	Ene – 1994	70
			Jun – 1998	25
			Mar – 2005	102
			DeSteiguer	May – 1992
NPS-IIO	Point Sur	Dic – 1992	19	
	F. de Ulloa	Feb – 1994	14	
	IIO	A. de Humboldt	Oct/Nov – 1994	20
PESCAR	FCM-CICESE	El Puma	Ago – 1995	21
	IIO – FCM	F. de Ulloa	Nov – 1997	21
	FCM	F. de Ulloa	May – 1998	20
			Ago – 1998	19
	IIO – FCM	F. de Ulloa	Feb – 1999	21
			Mar – 2002	62
			Oct – 2002	84
			May – 2004	19
	NPS	Point Sur	Nov – 2004	20
	STAR 2003 Cetacean Ecosystem Survey	NOAA	Star Jordan	Ago-Dic – 2003
Glider-Marias	CICESE	Alpha Helix	Jun – 2015	83

La Figura 3 muestra la distribución de los lances hidrográficos históricos (Figura 3a) y de los cruceros recientes (Figura 3b). Se puede apreciar cómo los 44 cruceros recientemente incorporados a la base de datos, mejoran sustancialmente la resolución espacial en el área costera correspondiente al PTMC. Estos 44 cruceros constituyen el 23% del total de 15936 lances pero representan hasta el 70% en el PTMC.

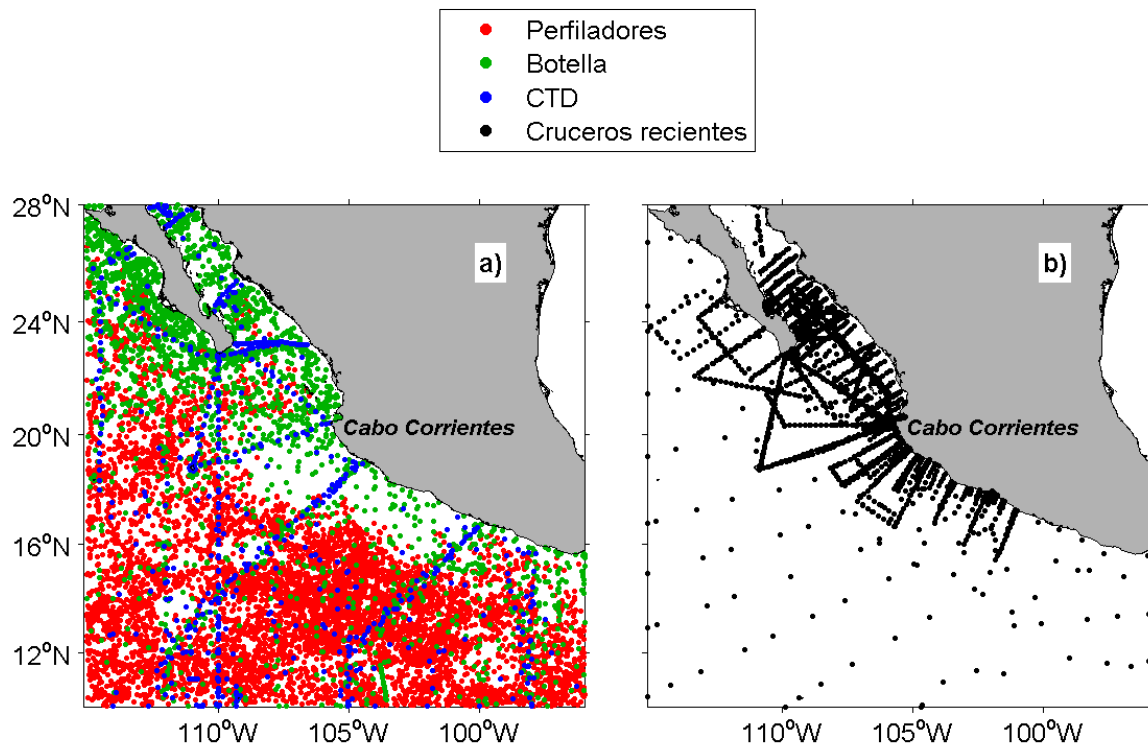


Figura 3. Ubicación de a) los lances históricos a partir de la base de datos WOD13 y b) los cruceros recientes recopilados para este estudio

La línea de tiempo del número de lances en cada sub-área (Figura 4) muestra que, aunque el número de mediciones ha incrementado en las últimas dos décadas, los datos están bastante uniformemente distribuidos a lo largo de todo el registro temporal en las cinco sub-áreas (Figura 4a). Asimismo, en todas ellas todos los meses climatológicos están bien muestreados (Figura 4b).

Para complementar la base de datos previamente descrita y hacer más robustos los resultados en la superficie, utilizamos datos de temperatura y salinidad superficial colectados con un termosalinógrafo y proporcionados por *NOAA Fisheries, Southwest Fisheries Science Center* según lo descrito por Philbrick et al. (2001). Estos datos están incluidos en los diagramas $\Theta - S_A$, sin embargo, se excluyeron del recuento en la Figura 3 y la Figura 4.

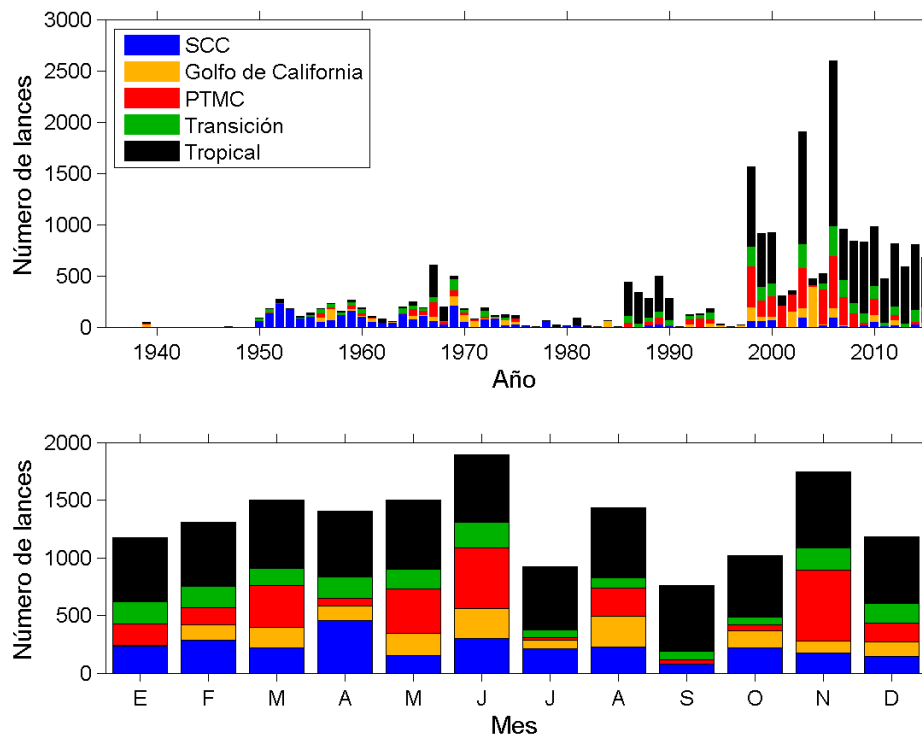


Figura 4. Línea de tiempo del número de lanzes de la base de datos hidrográficos en cada sub-área. a) En función del año entre 1939 y 2015 y b) en función del mes climatológico. Las 5 sub-áreas están representadas en colores.

Además de la base de datos hidrográficos se utilizaron datos atmosféricos de Evaporación – Precipitación ($E - P$) proporcionados por *NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), Research Data Archive (RDA) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR)* (<http://dx.doi.org/10.5065/D69K487J>). Se trata de datos de reanálisis generados entre 1979 y 2010 con paso de tiempo de 6 horas e interpolados a una malla con una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de latitud y longitud. Estos datos de alta resolución espacial y temporal, son ampliamente utilizados por la comunidad geofísica con fines tanto cualitativos como cuantitativos y son altamente confiables, ya que incluyen en el reanálisis todas las observaciones disponibles tanto in situ como satelitales. Dado que no es posible obtener la evaporación con datos únicamente observacionales, consideramos que los utilizados en el presente estudio son adecuados para nuestros propósitos.

Para complementar el balance total de agua dulce, obtuvimos la climatología mensual de los 21 ríos Mexicanos más importantes con descarga directa en el Océano Pacífico. Estos datos fueron proporcionados por *GRDC (2015): Long-Term Mean Monthly Discharges and Annual Characteristics of GRDC Stations / Online provided by the Global Runoff Data Centre of WMO. 2015 ed. Koblenz: Federal Institute of Hydrology (BfG).*

Para obtener las velocidades geostroficadas, se utilizaron mapas climatológicos de la anomalía del nivel del mar (ANM) obtenidos mediante altimetría satelital en toda el área de estudio. La malla de ANM tiene una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de latitud y longitud. El lapso utilizado para el cálculo de la climatología es de 21 años, entre 1993 y 2014. Estos productos de altimetría satelital fueron producidos por *Ssalto/Duacs* y distribuidos por *Aviso*, con apoyo de la *Cnes*.

3.2.2 Análisis de los datos

Para reducir los sesgos debidos a la heterogeneidad espacial del número de lances, promediamos todos los datos hidrográficos espacialmente en celdas de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de latitud y longitud y de 5 m de profundidad para todos los niveles de profundidad hasta los 1000 m. Dado que nuestra base de datos contiene aportaciones de diferentes fuentes procedimos a explorar el porcentaje lances con mediciones válidas para cada nivel de profundidad. Los niveles se definieron en intervalos promediando el número de datos existentes de 0 a 10 m, de 10 a 100 m y cada 100 m entre los 100 m y los 1000 m de profundidad (Figura 5). En general, como es habitual, el número de datos disponibles es mayor en la columna de agua superior. Este porcentaje alcanza casi el 100% respecto al total de lances en los primeros 10 m de la columna de agua tanto en el TPCM como en sus áreas adyacentes. En el TPCM se cuenta con más del 50% de los datos disponibles a todas las profundidades, y esta cantidad alcanza el 80% por encima de los 200 m. En sus áreas adyacentes más del 50% de los lances tienen datos por encima de los 500 m mientras que éstos alcanzan casi el 80% por encima de los 200 m. En ningún caso el número de lances con datos es menos del 40% del total. Hay que notar que estos cálculos no incluyen los datos superficiales tomados con el termosalinógrafo. A la luz de estos resultados consideramos que los promedios espaciales, aunque están hechos sobre diferente cantidad de datos, son confiables y no

presentan sesgos importantes en relación con la profundidad, ya que la base de datos está bien representada a todos los niveles.

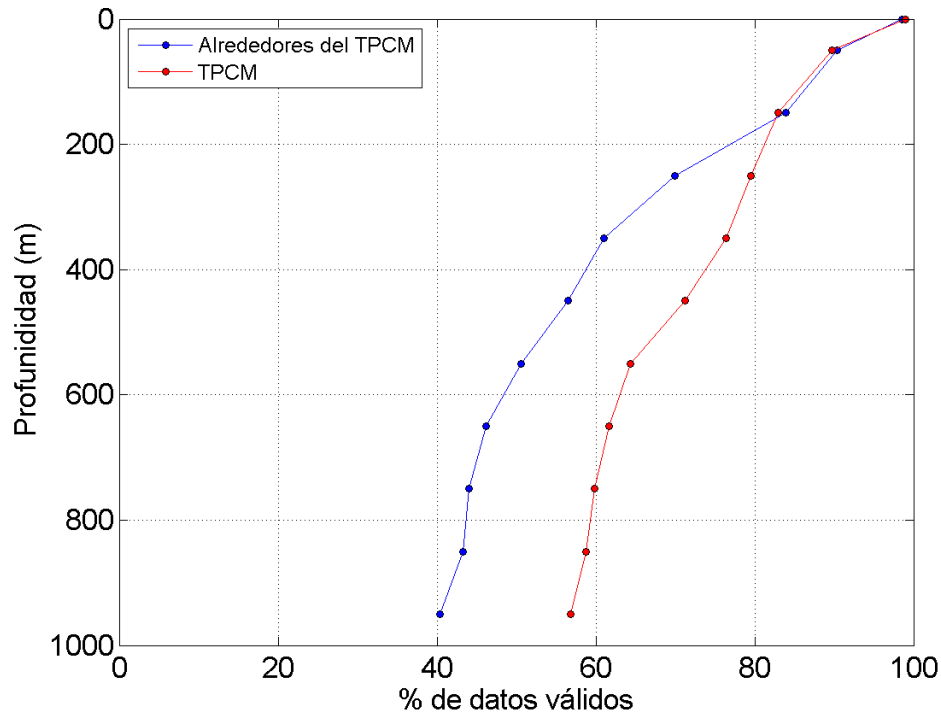


Figura 5. Porcentaje de lances con datos disponibles en relación a la profundidad en el TPCM y el conjunto de todas las áreas adyacentes. Los datos del termosalinógrafo no están incluidos en este cálculo

La temperatura potencial y la S_p se convirtieron a θ y S_A de acuerdo con TEOS – 10. Las variables observadas: S_p , temperatura y presión (p), junto con la longitud (φ) y la latitud (λ), se usaron para calcular primero S_A y después θ utilizando las rutinas oceanográficas GSW (<http://www.teos-10.org/>).

S_A se expresa en términos de S_p (loc et al. 2010):

$$S_A = S_R + \delta S_A(\varphi, \lambda, p) \quad (1)$$

$$S_R = (35.16504 \text{ gkg}^{-1} / 35) S_p \quad (2)$$

La salinidad de referencia (S_R) se corresponde con la fracción de masa de soluto en un agua de mar estándar con la misma conductividad que la muestra, y δS_A es la anomalía de S_A como función de la longitud, la latitud y la presión. Esta δS_A no es una cantidad observada sino que se estima utilizando un algoritmo que relaciona la densidad calculada a partir de la S_p con la densidad medida en el laboratorio a través de la relación entre δS_A y las concentraciones de silicatos de acuerdo al proceso detallado por McDougall et al. (2009).

La temperatura conservativa, Θ se define como la entalpía potencial dividida por la capacidad calorífica fija $c_p^0 = 3991.86795711963 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. La entalpía y su versión potencial pueden calcularse a partir de la temperatura *in situ*, la presión y la salinidad (McDougall et al. 2009).

Se calculó la climatología mensual de todos los conjuntos de datos. En el caso de los datos hidrográficos, agrupamos los meses climatológicos en trimestres de la siguiente manera: el invierno (enero – marzo), primavera (abril – junio), verano (julio – septiembre) y otoño (octubre – diciembre). A continuación, elaboramos las climatologías trimestrales de los diagramas $\Theta - S_A$ para cada sub-área y mapas de Θ , S_A y profundidad sobre la isopicna de 25 kg m^{-3} . La Figura 4b muestra que todos los meses están representados en todas las sub-áreas de estudio, excepto en el Golfo de California, que no fue muestreado en enero y septiembre. Sin embargo, al elaborarse los trimestres climatológicos, todas las estaciones están bien representadas en todas las sub-áreas.

La climatología de los datos de Evaporación – (Precipitación + Descarga de Ríos) ($E - (P + R)$) se promedió y multiplicó por la superficie total de cada sub-área para obtener la tasa de flujo de volumen ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$). Los ríos considerados en este estudio son aquellos que, estando disponibles en la base de datos del Global Runoff Data Centre of WMO, descargan directamente en el Océano Pacífico o el Mar de Cortés. Mostramos la ubicación de estos 21 ríos en la Figura 6a, mientras que la Figura 6b muestra su tasa de flujo de volumen mensual promedio en cada sub-área. No hay descarga de ríos en las áreas del SCC y de Transición.

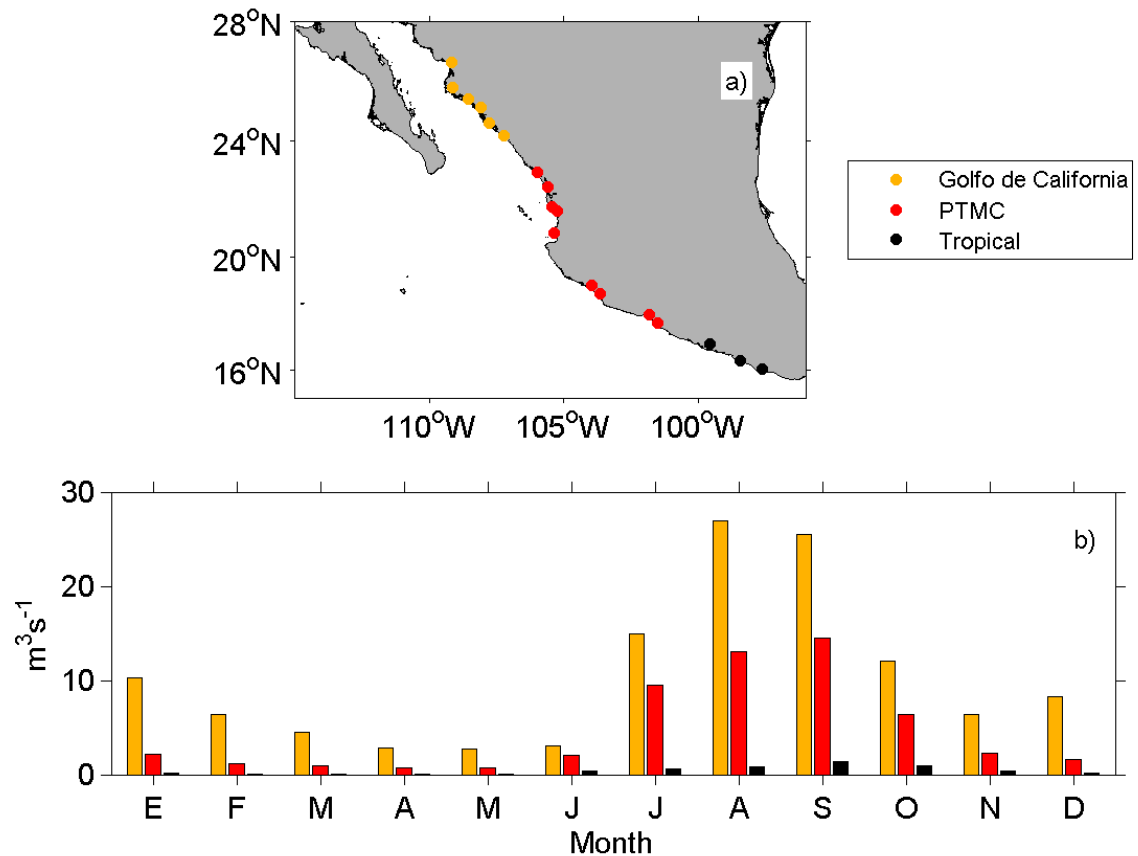


Figura 6. A) Ubicación de los 21 ríos considerados en este estudio. B) Volumen de descarga mensual promedio de los ríos en cada sub-área de este estudio.

La contribución relativa de la descarga de ríos (R) al balance total de agua dulce ($E - (P + R)$) en cada sub-área es de alrededor del 20% en el Golfo de California, del 6% en el PTMC y del 0,6% en el área Tropical. En las áreas Tropical y PTMC, la descarga es pequeña y va en el mismo sentido que el balance total de agua dulce $E - (P + R)$, pero en el Golfo de California, este 20% es suficiente para cambiar el sentido del balance en julio y agosto; de una pérdida a una entrada neta de agua dulce al océano. Por esta razón, decidimos mantener los datos de descarga de ríos como parte del balance total de agua dulce.

Utilizando la base de datos hidrográficos, calculamos la profundidad de la capa de mezcla en cada sub-área y para cada estación del año siguiendo el método de Kara et al. (2000). Para ello, determinamos la

variación de la densidad ($\Delta\sigma_t$) a partir del correspondiente criterio de incremento de temperatura conservativa ($\Delta\theta$) de 0.2°C en la ecuación de estado. Elegimos este criterio, en contraste con el de 0.8°C propuesto por los autores del método, para poder comparar nuestros resultados con la profundidad de la capa de mezcla que incluye CATDS (Centre Aval de Traitement des Données Smos) como información complementaria en su producto de salinidad (no mostrados) y que está disponible en International Pacific Research Center/Asia-Pacific Data-Research Center (IPRC/APDRC). Encontramos concordancia entre ambos tipos de datos.

A partir de los datos en malla de SLA estimamos las componentes zonal y meridional de las velocidades geostróficas:

$$u = -\frac{g\partial\eta}{f\partial y} \quad (3)$$

$$v = \frac{g\partial\eta}{f\partial x} \quad (4)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, η es la ANM dada por el satélite y ∂x y ∂y son las distancias hacia el este y hacia el norte respectivamente.

Una vez obtenida la velocidad geostrófica, se calculó su señal anual utilizando el método de ajuste por cuadrados mínimos de la siguiente manera:

$$(u, v)_a(\bar{X}, t) = A_a(\bar{X}) \cos(\omega t - \varphi_a(\bar{X})); \quad \bar{X}(x, y) \quad (5)$$

Donde A_a es la amplitud anual, φ_a es la fase anual, ω es la frecuencia anual en radianes y t es el tiempo en meses referido al comienzo del año y centrado en el día 15 de cada mes.

3.3 Resultados y Discusión:

3.3.1 Límites de las masas de agua

Realizamos la conversión de los límites de las masas de agua a TEOS-10 tomando el valor medio entre los resultados obtenidos a 0, 500 y 1000 m de profundidad para el caso de la salinidad, y calculando a partir de éstos, los límites para la Θ . Las diferencias entre la salinidad obtenida a estas tres profundidades no fue mayor a 0.01 g kg^{-1} . La conversión supuso un aumento de aproximadamente 0.2 g kg^{-1} en la S_A con respecto a la antigua S_p (en EOS-80), mientras que la temperatura conservativa, Θ fue 0.1°C mayor que su temperatura potencial correspondiente sólo en el caso del ATS (debido a su salinidad relativamente baja y alta temperatura) (Tabla 2).

Tabla 2. Antiguos límites de las masas de agua en EOS-80 siguiendo a Castro et al. (2006) y Lavín et al. (2009) (basados en Torres Orozco (1993) y Castro et al. (2000)), los nuevos límites en TEOS-10 y su rango aproximado de profundidad media teniendo en cuenta todas las sub-áreas.

	Temperatura ($^\circ\text{C}$)		Salinidad		Rango de profundidad media (m)
	EOS-80	TEOS-10	EOS-80	TEOS-10 (g kg ⁻¹)	
Agua de la Corriente de California	12 - 18	10 - 21	< 34.5	< 34.6	0 - 150
Agua Tropical Superficial	> 18	> 25.1	< 34.9	< 34.6	0 - 50
Agua del Golfo de California	> 12	> 12	> 34.9	> 35.1	0 - 150
Agua Subtropical Subsuperficial	9 - 18	9 - 18	34.5 - 35	34.6 - 35.1	75 - 400
Agua Intermedia del Pacífico	4 - 9	4 - 9	34.5 - 34.8	34.6 - 34.9	400 - 1000

Además de la conversión a TEOS-10, no hubo ningún cambio en la definición del AGC. Por el contrario, fue necesario disminuir los límites en la S_A del AIP en 0.1 g kg^{-1} para incluir en la definición al típico mínimo relativo de salinidad de $\sim 34.7 \text{ g kg}^{-1}$ (34.6 en la antigua EOS-80) que caracteriza a esta masa de agua. Con el fin de evitar la superposición entre la definición masas de agua y facilitar su diferenciación, también cambiamos ambos límites de la S_A del ASTs para que coincidan con los del AIP en su extremo inferior y con los del AGC en el superior.

Dada la extensión de nuestra base de datos, fuimos capaces de redefinir los límites de la ATS y el ACC (Tabla 2) para los cuales existían en la literatura diferentes definiciones. El patrón de corrientes estacionales en la región norte del PTO produce mezcla entre estas dos masas de agua (Figura 7) y por lo tanto, características transicionales que complican su definición en esta área.

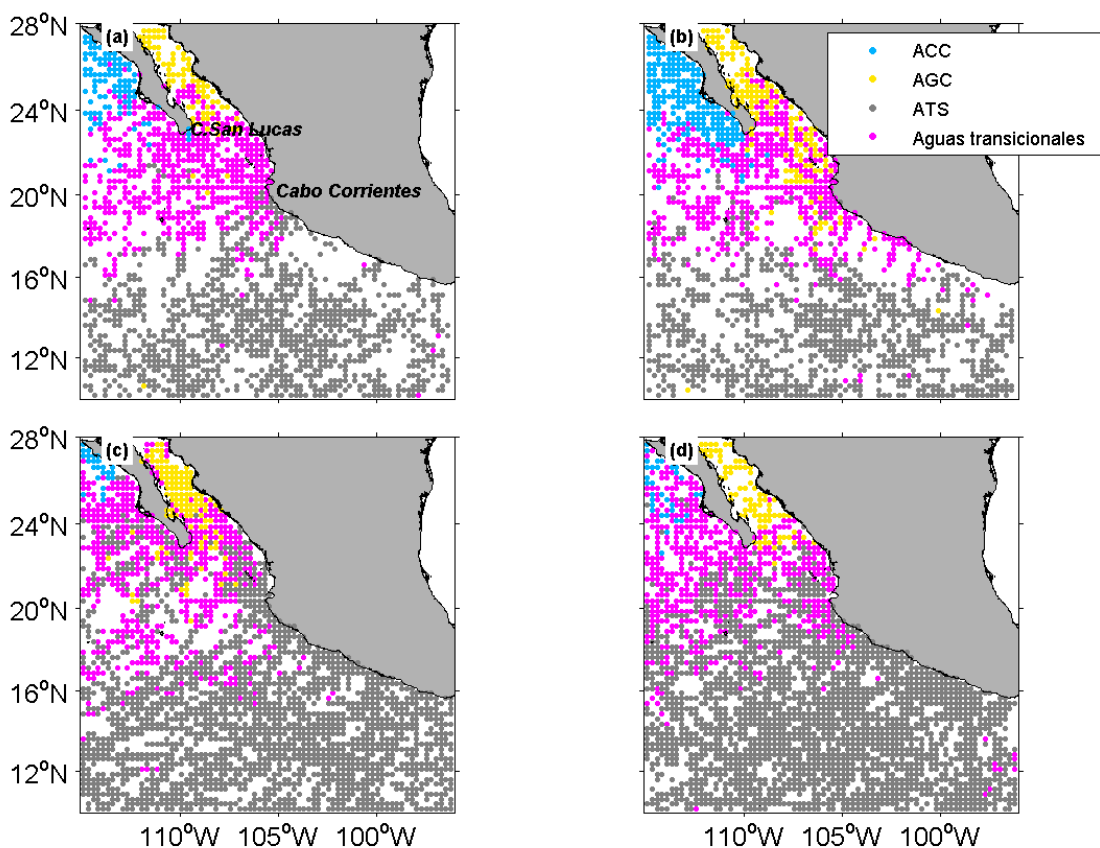


Figura 7. Trimestres climatológicos de la distribución espacial de las masas de agua en superficie (promedio entre 0-10 m de profundidad). Los puntos representan los lances en superficie promediados en celdas de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. A) invierno (enero – marzo), b) primavera (abril – junio), c) verano (julio – septiembre), d) otoño (octubre – diciembre).

Muchos de los estudios previos en el PTMC (Castro et al. 2006; Lavín et al. 2009; Cepeda-Morales et al. 2013) basaron su clasificación de estas masas de agua en el trabajo de Torres Orozco (1993). En su trabajo de tesis, llevado a cabo en el Golfo de California, este autor unificó diferentes criterios existentes (Wyrski 1967; Warsh et al. 1973; Álvarez-Borrego and Schwartzlose 1979; Bray 1988 y Robles and Marinone 1987 entre otros) para la definición de los límites de las masas de agua de la región, basándose en las características que éstas presentaron en el Golfo de California, en lugar de en sus áreas de origen. La resolución mejorada de nuestra base de datos, nos permitió utilizar las características de las masas de agua que fueron observadas en su área fuente final y considerar su ciclo estacional completo, para establecer sus límites. Los trimestres climatológicos de $\Theta - S_A$ y su promedio espacial a profundidades estándar en los alrededores del PTMC (Figura 8) muestran una rama unimodal de agua fría y de baja salinidad en el SCC que se corresponde con el ACC. Nuestros datos revelaron que los antiguos límites de esta masa de agua (Castro et al. 2006; Lavín et al. 2009; Torres Orozco 1993) eran demasiado estrechos para incluir el rango completo de observaciones en la columna de agua superior (0-150 m) del SCC, por lo tanto, ampliamos los límites de temperatura del ACC hasta un rango de 10 - 21°C (el límite superior de acuerdo a lo reportado por León-Chávez et al. (2010)).

También establecimos el límite de temperatura inferior de la ATS en 25.1°C de acuerdo con Fiedler and Talley (2006), quienes lo definieron en 25.1°C en el antiguo EOS – 80, y la S_A igual a la del ACC (Tabla 2). En consecuencia, a pesar de sus bajas salinidades, estas dos masas de agua están ahora bien diferenciadas por su temperatura (Figura 8). La antigua definición del ATS había hecho confusa esta distinción; algunos autores trataron las aguas de transición como ATS, lo que dio lugar a conclusiones engañosas que implicaban la llegada de las aguas tropicales de origen sureño hasta el SCC y el Golfo de California (Castro et al. 2006; Lavín et al. 2009). Aunque los resultados obtenidos por estos autores basándose en una definición confusa de los límites de las masas de agua podrían ser finalmente acertadas, es necesario revisar con cuidado las conclusiones obtenidas en estos trabajos, ya que tienen importantes implicaciones en la consiguiente deducción del patrón de circulación y las interacciones entre el PTMC y las zonas aledañas.

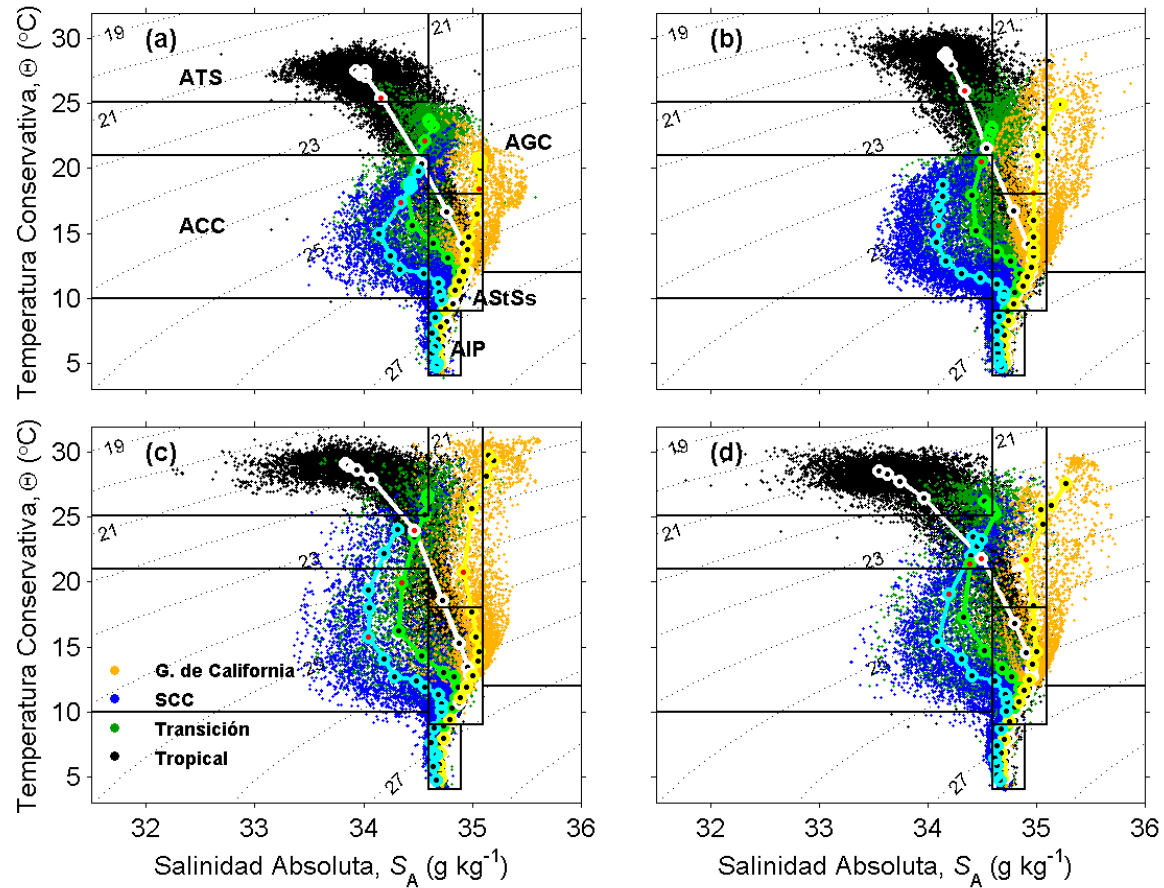


Figura 8. Trimestres climatológicos de los diagramas θ ($^{\circ}\text{C}$)– S_A (g kg^{-1}) a partir de los datos hidrográficos en las regiones aledañas al PTMC. A) invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7. Las líneas gruesas (blanco, azul, verde y amarillo) representan los promedios espaciales a profundidades estándar (círculos negros) en cada sub-área (Tropical, SCC, Transición y Golfo de California respectivamente) y el círculo rojo corresponde con la profundidad de 50 m en cada sub-área. Las líneas representan los límites de las masas de agua. ATS: Agua Tropical Superficial; AGC: Agua del Golfo de California; ACC: Agua de la Corriente de California, AStSs: Agua Subtropical Subsuperficial y AIP: Agua Intermedia del Pacífico.

3.3.2 Masas de agua en la capa superior del océano

En esta sección describiremos las masas de agua de la columna de agua superior que definimos como aquella que se encuentra entre la superficie y los ~ 50 m de profundidad. Se eligió este criterio, dado que

ésta es la profundidad máxima de la capa de mezcla en promedio, en el ciclo estacional, en el área de estudio (Tabla 3). Su contraparte, las masas de agua subsuperficiales e intermedias definidas como aquellas que se encuentran entre los ~50 m y los 1000 m de profundidad, se describe en la siguiente subsección. Consideramos masas de agua profundas, las que se encuentran por debajo de 1000 m de profundidad, pero éstas no son objeto de esta investigación.

Tabla 3. Promedio espacial y desviación estándar de la profundidad de la capa de mezcla en cada sub-área de estudio.

	Profundidad de la capa de mezcla (m)			
	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
SCC	45 ± 7	23 ± 10	18 ± 8	24 ± 10
Golfo de California	23 ± 7	13 ± 3	15 ± 4	20 ± 9
Transición	34 ± 17	23 ± 9	19 ± 8	26 ± 10
PTMC	25 ± 12	17 ± 7	19 ± 17	23 ± 10
Tropical	32 ± 14	24 ± 12	24 ± 10	25 ± 10

Dado que es en los primeros 50 m donde hemos observado la mayor parte de la variabilidad hidrográfica (Figura 8) y con el fin de hacer más clara la caracterización de las masas a estas profundidades, se describió primero la hidrografía de las regiones que rodean al PTMC y luego la del propio PTMC.

3.3.2.1 Áreas adyacentes al Pacífico tropical frente a México central

En el SCC, el perfil de $\Theta - S_A$ exhibe variaciones estacionales en los primeros 50 m de la columna de agua. La capa de mezcla presenta su máxima profundidad en todas las áreas durante el invierno, pero especialmente en el SCC donde alcanza ~45 m en promedio (Tabla 3). La climatología mensual de $E - (P + R)$ (Figura 9) muestra una elevada evaporación neta en el SCC desde el fin del otoño hasta finales de la primavera, lo que hace a las aguas que se encuentran en la capa mezclada (~0 - 50 m) sean relativamente saladas y frías.

Las mayores tasas de surgencias costera del SCC se producen durante la primavera (Kurczyn et al., 2012). Estas surgencias, combinadas con el flujo especialmente fuerte de la CC hacia el ecuador, puede explicar las menores temperatura y salinidad observadas del año (Figura 8a) y la presencia del ACC en superficie en toda el área del SCC (Figura 7b). En verano y otoño, la presencia superficial del ACC se limita a la parte norte del SCC, mientras que el sur está ocupado por las aguas de transición entre el ACC y el ATS con alguna contribución del AGC, principalmente durante el verano. La presencia, aunque escasa, de ATS en el SCC durante el verano es indicativa de advección de aguas de origen sureño hacia el polo (Figura 7c y Figura 8c).

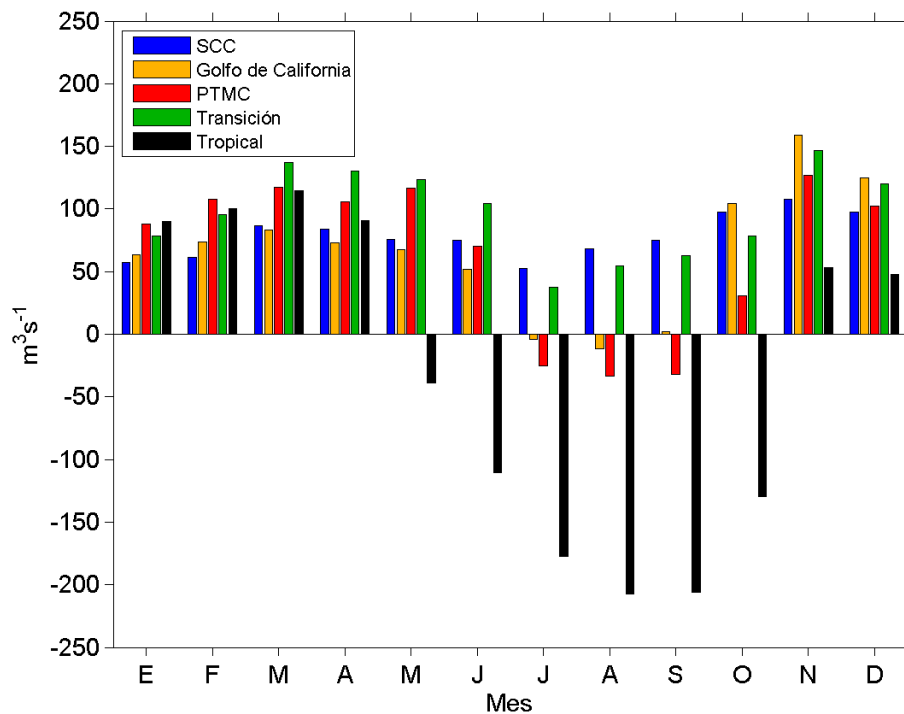


Figura 9. Climatología mensual de la tasa de flujo de volumen (m^3s^{-1}) debido a la evaporación – (precipitación + descarga de ríos) en cada sub-área.

El agua en el Golfo de California presenta dos ramas. Una de ellas contiene principalmente AGC, el agua más salina de la región norte del PTO ($S_A > 35.1 \text{ g kg}^{-1}$). La otra rama, presenta valores de salinidad

normalmente menores a 35.1 g kg^{-1} y representa la mezcla entre AGC, ACC y ATS. Ésta última refleja el carácter estacional de los intercambios a través de la entrada del Golfo de California. (Castro et al. 2000, 2006; Lavín et al. 2009; Collins et al. 2015). En invierno (Figura 8a), una baja salinidad y la menor temperatura del año (Lavín et al. 2009, su Figura 2) sugieren la existencia de mezcla entre ACC y AGC en las inmediaciones de la entrada del Golfo de California (Figura 7). Esta mezcla persiste hasta la primavera, cuando el flujo del brazo tropical de la CC alcanza el Golfo después de dejar atrás la punta de la península de Baja California. Esto concuerda con la forma que tiene la rama izquierda del diagrama $\Theta - S_A$ en el Golfo de California, la cual muestra trazas del mínimo salino somero, un rasgo de salinidad típico del ACC (Figura 8b). Durante la primavera, el AGC sale del Golfo a lo largo de su costa continental mientras que se observa una entrada de ACC por la costa peninsular (Figura 7b). En verano, se dan las mayores temperaturas y menores salinidades del año (Figura 8c). Éstas son indicativas de la presencia de aguas de transición entre ATS y AGC que entran al Golfo de California a lo largo de su costa este, mientras que AGC sale del Golfo por su costa peninsular (Figura 7c). La entrada neta de agua dulce al Golfo de California (Figura 9) se debe principalmente a la descarga de ríos (Figura 6b) y actúa reduciendo la salinidad de la capa de mezcla durante el verano. Sin embargo, la poca profundidad de la misma en esta área (Tabla 3), confina este efecto, cuando mucho, a los primeros 20 m de la columna de agua. Nuestros resultados, en contraste con Castro et al. (2006), no muestran la presencia de ATS en el Golfo de California durante el otoño (Figura 8d). Esta discrepancia se debe a la diferencia entre la definición del ATS en ambos estudios.

El área Tropical, en la superficie, está caracterizada por la presencia única de ATS, el agua menos salina en la región norte del PTO ($S_A \sim 33 \text{ g kg}^{-1}$ todo el año). En verano y otoño, cuando la precipitación excede en gran medida a la evaporación (Figura 9), la salinidad disminuye y se hace evidente la capa isotérmica superficial de $\sim 29^\circ\text{C}$, especialmente en el verano, en los primeros 30 m de la columna de agua (Figura 8c). Desde los 30 a los 50 m de profundidad, por debajo de la capa mezclada (Tabla 3), la salinidad aumenta y la temperatura desciende drásticamente. La evaporación neta vuelve al ATS relativamente más salina en el invierno y la primavera (Figura 8a y Figura 8b). Además, en primavera, se encontraron aguas de transición entre AGC y ATS (Figura 8b) a lo largo de la costa del área Tropical (Figura 7b), lo que sugiere la presencia de un flujo hacia el ecuador que trae aguas relativamente saladas hasta el área Tropical (Figura 8b).

El área de Transición recibe ACC desde el noroeste y aguas tropicales desde el sureste durante todo el año (Figura 7 y Figura 8); su mezcla caracteriza fuertemente esta área. Aunque Durazo (2015) reportó la presencia de la tibia y salina Agua Subtropical Superficial cerca de la costa del Pacífico frente a Baja California, en nuestro estudio no encontramos ningún signo claro de esta masa de agua, ni en el área de Transición, ni en el SCC, pero es posible que esta presencia se dé durante eventos interanuales fuertes como El Niño, cuando el flujo hacia el polo a lo largo del límite oriental del SCC se vuelve más intenso (Strub and James 2002). Por el contrario, la evaporación neta durante todo el año en el área de Transición podría explicar la naturaleza de sus aguas relativamente saladas en la superficie, en comparación con sus áreas de origen.

3.3.2.2 Pacífico tropical frente a México central

La confluencia de diversas corrientes (Lavín et al. 2006; Godínez et al. 2010) caracteriza al PTMC como una región con una gran proporción de aguas de transición entre ATS, ACC y AGC en la capa superficial que se extiende hasta los primeros 100 m de columna de agua. La importancia relativa de cada una de estas masas de agua varía dependiendo de la estación del año, como se infiere a partir de su distribución superficial en la Figura 7. Los diagramas $\Theta - S_A$ trimestrales en el PTMC (Figura 10) sugieren que se da una mezcla entre una proporción similar de ATS, ACC y la AGC (Figura 10a) durante el invierno. En esta estación se observa la mínima temperatura superficial del año, al igual que ocurre en el Golfo de California, el área de Transición y el área Tropical. Esto es indicativo de un enfriamiento estacional regional. A pesar de las bajas temperaturas, hay cierta presencia de la cálida ATS en la porción sureste del PTMC (Figura 7), sin embargo, esta presencia desaparece en el promedio espacial (Figura 10a) que muestra la mezcla homogénea mencionada anteriormente en los primeros 50 m de la columna de agua.

En primavera, la máxima salinidad superficial se produce cuando el AGC entra al PTMC (Figura 7b y Figura 10b) y la evaporación excede la precipitación (Figura 9). La presencia de ACC se ve aumentada en esta temporada entre ~30 y 150 m de profundidad (Figura 10). En verano, la precipitación neta (Figura 9) y la gran afluencia de ATS producen un pronunciado mínimo salino superficial acompañado de la temperatura más alta del año en los primeros 20 m de columna de agua en el PTMC (Figura 10). Esta es aproximadamente la profundidad de la capa de mezcla tanto en el PTMC como en el área Tropical (Tabla 3) lo que hace difícil separar la importancia relativa de advección y de entrada de agua dulce en la

presencia del mínimo salino en el PTMC. Este mínimo continúa presente, pero se debilita, durante el otoño cuando la presencia de ATS sigue siendo importante (Figura 7d y Figura 8d), pero la evaporación excede la precipitación (Figura 9).

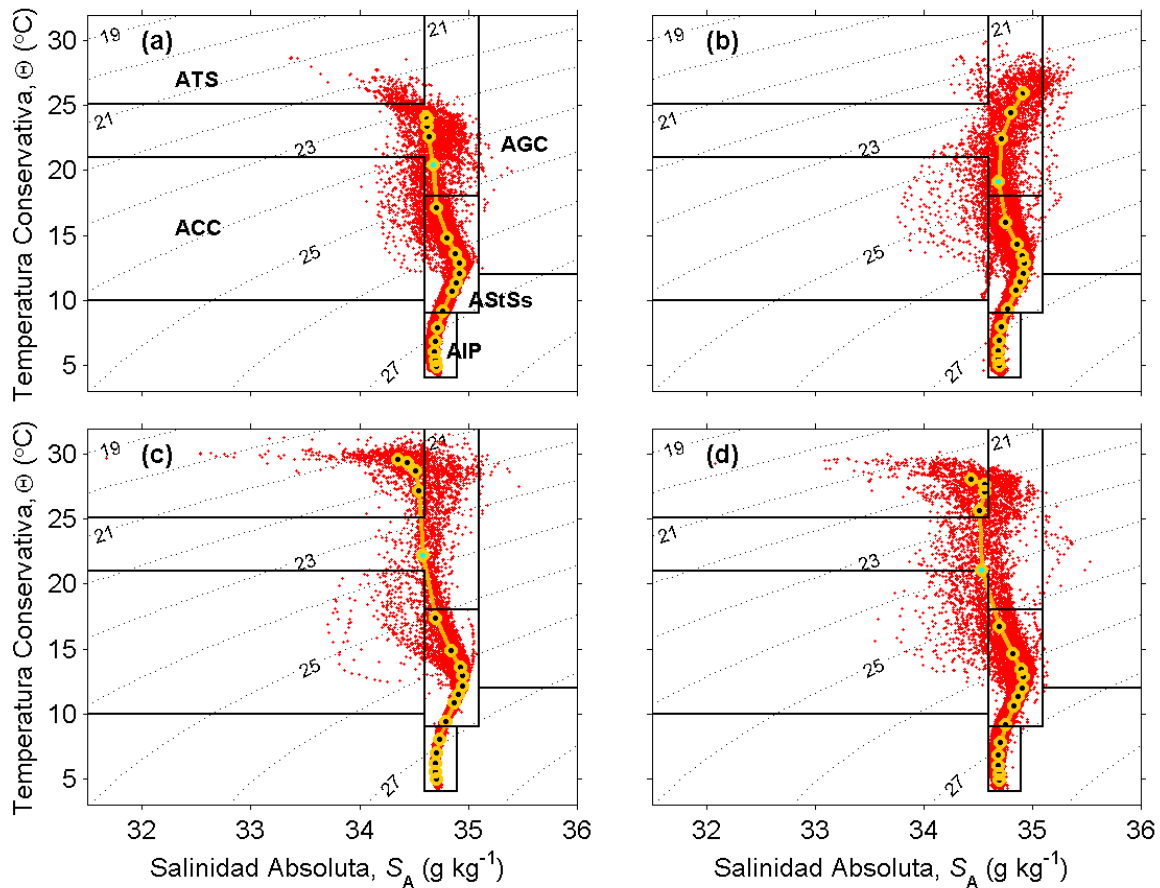


Figura 10. Trimestres climatológicos de los diagramas θ ($^{\circ}\text{C}$) $-S_A$ (g kg^{-1}) para el Pacífico tropical frente a México central (PTMC). A) invierno, b) primavera, c) verano, d) otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7. La línea gruesa representa el promedio espacial a profundidades estándar (círculos negros) y el círculo verde corresponde con las mediciones a 50 m de profundidad. Las líneas rectas representan los límites de las masas de agua.

3.3.3 Masas de agua en las capas subsuperficial e intermedia de la columna de agua

En las áreas de Transición, PTMC y Golfo de California, el agua entre 400 y 1000 m es totalmente AIP (Figura 8 y Figura 10). Los perfiles de salinidad a profundidades estándar para las cinco sub-áreas de estudio (Figura 11) muestran que el AIP es relativamente menos salina en el SCC y más salina en el área Tropical con respecto a las otras sub-áreas, lo que sugiere que existe la influencia del Agua Intermedia del Pacífico Norte en el AIP del SCC y del Agua Antártica Intermedia en el AIP del área Tropical, como las definieron Fiedler and Talley (2006).

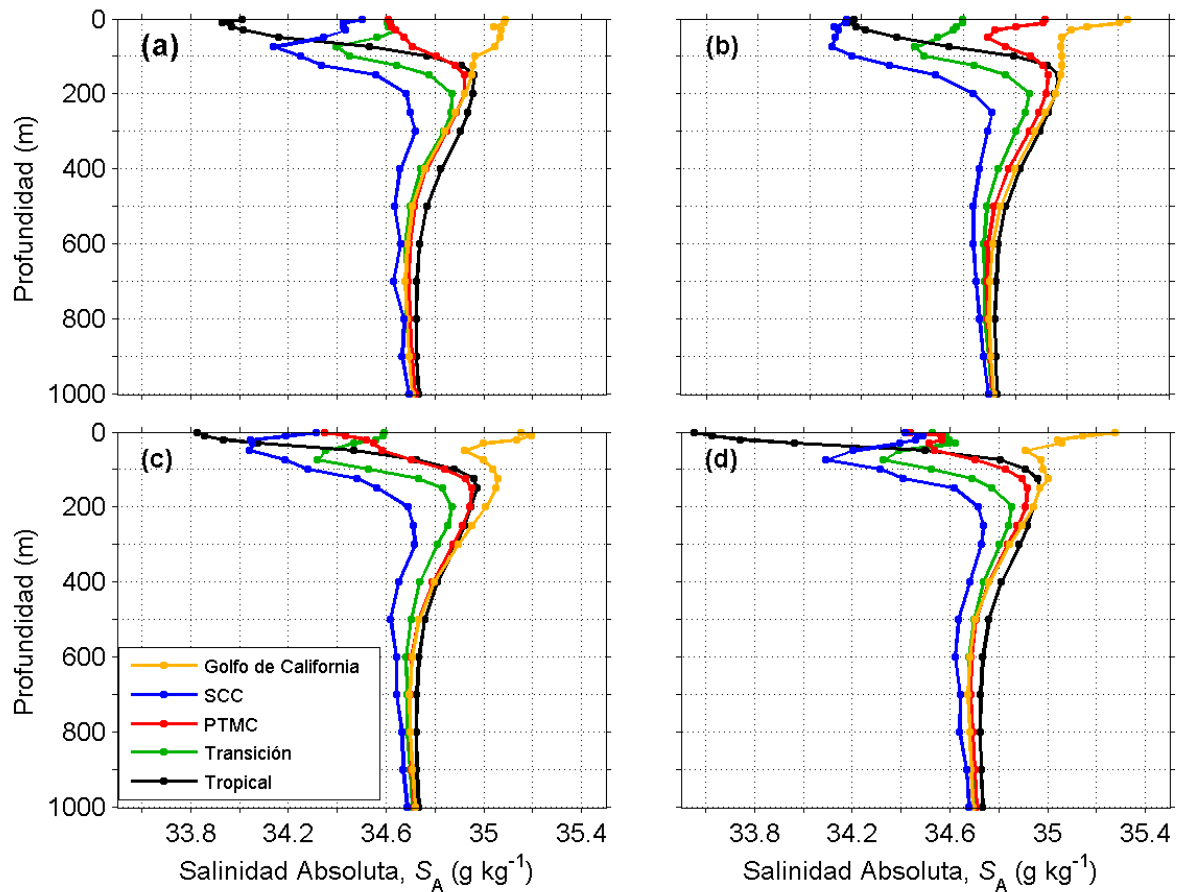


Figura 11. Trimestres climatológicos de los perfiles de S_A promediados espacialmente en cada sub-área a profundidades estándar. A) invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7.

El agua subsuperficial entre 75 y 400 m de profundidad (y aproximadamente las isopícnas de 25 y 27 kg m^{-3}) corresponde principalmente al AStSs (Tabla 2). Esta masa de agua es bastante invariable durante todo el año y se asocia con un máximo relativo de salinidad situado entre 150 y 250 m de profundidad (Figura 11). Este máximo salino es menos pronunciado y más profundo hacia el oeste: varía desde $\sim 34.7 \text{ g kg}^{-1}$ (250 m de profundidad) en el SCC, $\sim 34.85 \text{ g kg}^{-1}$ (200 m de profundidad) en el área de Transición, y $34.9 - 35 \text{ g kg}^{-1}$ (150 m de profundidad) en el área Tropical y el PTMC. En el Golfo de California, este máximo salino subsuperficial alcanza los 35 g kg^{-1} (a 150 m de profundidad) durante el invierno, primavera y otoño, mientras que en el verano incluso excede este valor y se hace más salino que en el resto de las sub-áreas.

El AStSs tiene su origen en el Océano Pacífico Sur y alcanza nuestra área de estudio desde el sureste, atravesando el ecuador. El máximo salino pronunciado que se observa en el Golfo de California es al menos de la misma magnitud e incluso mayor en el verano, que el correspondiente máximo en el área Tropical asociado al AStSs, y es siempre mayor al del PTMC. Estos resultados indican que el AStSs podría tener un origen local en el Golfo de California. Algunos autores (Lavín and Marinone 2003; Álvarez-Borrego and Schwartzlose 1979) ya habían mencionado la presencia de esta agua salada subsuperficial en el Golfo de California hipotetizando que podría formarse por subducción de aguas frías y salinas en el Alto Golfo de California durante el invierno. Nosotros encontramos que esta característica se da durante todo el año, especialmente durante el verano, cuando la intensa corriente hacia el polo que entra al Golfo por la superficie puede asociarse con un flujo subsuperficial correspondiente de salida particularmente intenso que traería esta agua salada hasta la región sureste del mismo.

En el SCC es donde se encuentra el AStSs a mayor profundidad (inicia a los $\sim 150 \text{ m}$), mientras que el ACC ocupa la mayor parte de la columna de agua por encima de los 150 m. El ACC está caracterizada por un mínimo salino somero de $\sim 33.5 \text{ g kg}^{-1}$ que se encuentra entre 50-75 m de profundidad (Figura 11) y está asociado con una anomalía de densidad potencial de 25 kg m^{-3} (Figura 8).

En contraste con la naturaleza mezclada de la columna de agua superior, el agua entre 100 y 200 m en el PTMC es en su mayoría de origen tropical como lo indica la similitud de los perfiles de salinidad en el área Tropical y el PTMC (Figura 11). En verano, esta similitud se extiende hasta $\sim 400 \text{ m}$ de profundidad (Figura 11c), pero el resto del año, aproximadamente por debajo de los 250 m el perfil de salinidad del

PTMC coincide con el del Golfo de California indicando que el intercambio de agua subsuperficial entre estas dos sub-áreas es principalmente desde salida del Golfo hacia el PTMC.

3.3.4 Mínimo Salino Somero

El mínimo salino somero asociado con las aguas poco Salinas del SCC fue mencionado por primera vez en los trabajos de Wyrski (1966, 1967). Desde (35°N, 124°W) este mínimo se saliniza y se hace más denso a medida que es transportado hacia el suroeste por la CC y encuentra aguas más saladas como el Agua Subtropical Superficial (Reid 1973). Nuestros datos muestran que en el SCC, la salinidad alcanza un mínimo de $\sim 33.5 \text{ g kg}^{-1}$ alrededor de la isopicna de 25 kg m^{-3} (Figura 8), entre los 50–100 m de profundidad durante todo el año (Figura 11).

La distribución estacional de Θ , S_A y la profundidad sobre la isopicna de 25 kg m^{-3} (Figura 12) muestra que cerca de la punta de la península de Baja California (23°N) el brazo tropical de la CC se vuelve hacia el sureste y pone al ACC en contacto con las aguas tropicales más saladas y cálidas. Esta convergencia tropical-subtropical (Roden 1972) produce durante todo el año un frente subsuperficial de temperatura y salinidad pronunciado que se extiende en la dirección a lo largo de la costa desde el SCC hacia el sureste (Figura 12, paneles izquierdos y centrales). El mínimo salino somero asociado al ACC es entonces transportado y modificado a través de este frente. Este mínimo se vuelve relativamente más salino (en promedio $S_A \sim 34.4 \text{ g kg}^{-1}$ en el área de Transición y $34.5\text{-}34.7 \text{ g kg}^{-1}$ en el PTMC) desde su área fuente hacia el sureste (Figura 11 y Figura 12, paneles centrales). Warsh et al. (1973) argumentaron que el mínimo salino somero que observaron en la entrada del Golfo de California era producto de la mezcla entre el ACC subsuperficial y ATS. Sin embargo, el ATS es demasiado somera (ver Tabla 2), y se encuentra sobre aguas de salinidad y densidad demasiado bajas como para modificar el mínimo salino de la manera observada (Figura 8).

Bajo el ATS, entre 50 y 100 m de profundidad, sobre la isopicna de 25 kg m^{-3} , encontramos aguas tropicales, más saladas (Figura 12, paneles centrales), pero más cálidas (Figura 12, izquierda) que el ACC.

Estas aguas subsuperficiales que modifican el mínimo salino, se componen de AStSs y aguas de transición, más cálidas que el AStSs y que se encuentran sobre ella en la columna de agua (Figura 8).

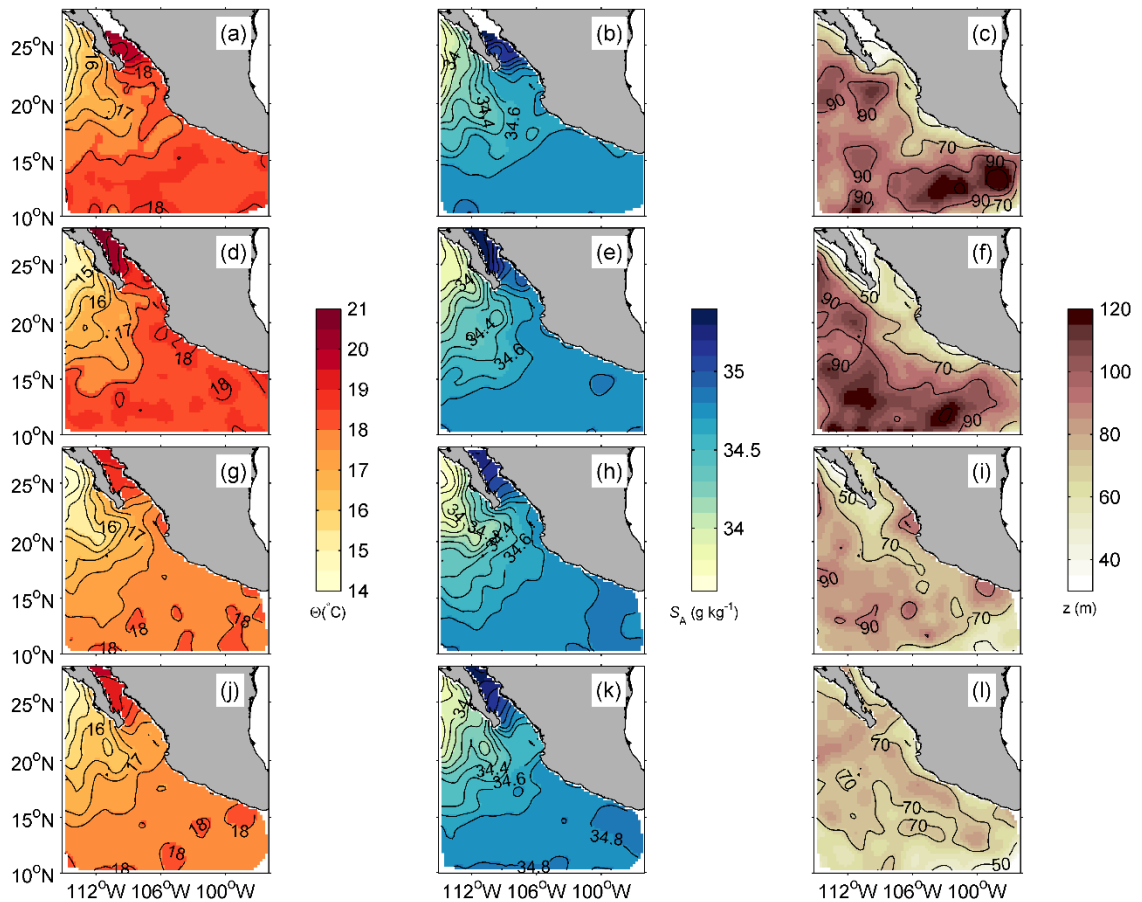


Figura 12. Mapas de: θ ($^{\circ}\text{C}$) (izquierda), S_A (g kg^{-1}) (centro) y profundidad (m) (derecha) sobre la isopícnica de 25 kg m^{-3} . A) – c): Invierno, d) – f): primavera, g) – i): verano y j) – l): otoño

En el PTMC, el mínimo salino somero se rige por la estacionalidad del brazo tropical de la CC y la CCM. En invierno, el mínimo se desvanece ya que la salinidad disminuye gradualmente desde su máximo a 150 m de profundidad hasta la superficie (Figura 11a). Desde la primavera hasta el otoño, el mínimo salino

superficial está presente, pero en verano, la gran afluencia de ATS lo convierte en un mínimo relativo apenas detectable (Figura 11c).

Lavín et al. (2009) encontraron que el mínimo salino somero se extiende hasta 25°N en el Golfo de California. Nuestras observaciones mostraron rastros del mismo en el Golfo durante el verano y otoño (Figura 11c y Figura 11d), lo que es indicativo de la llegada, especialmente intensa, de ACC subsuperficial (Figura 8 y Figura 12). Sin embargo, la presencia de este mínimo asociado con una de las ramas que presentan las aguas del Golfo también es evidente en invierno y sobre todo en primavera (Figura 8a y Figura 8b). Esto es indicativo del continuo intercambio de agua que se da entre el SCC y el Golfo de California. En el área Tropical, el mínimo salino somero está ausente (Figura 11) debido a que la ACC nunca llega tan al sur (Figura 12, paneles centrales).

3.3.5 Circulación en el PTMC y áreas adyacentes

Con base en la distribución de las masas de agua que llegan desde las zonas circundantes, pudimos describir la estacionalidad del patrón de circulación en el PTMC. La advección de ATS y aguas de transición entre ACC y AGC hacia el PTMC es indicativa de las variaciones estacionales de la CCM y del brazo tropical de la CC.

La señal anual de la climatología de la velocidad geostrófica superficial en el área de estudio se muestra en la Figura 13 para el período de abril a septiembre. Por ser un armónico, la circulación de octubre a diciembre se puede deducir como la opuesta a la de la Figura 13, la señal anual de la circulación en esta zona costera representa alrededor del 80% de la varianza explicada.

Entre enero y junio (invierno y primavera), el patrón de circulación desde el noroeste a través de la PTMC es hacia el ecuador. Éste, se invierte entre julio y diciembre (verano y otoño) cuando la corriente ligada a la costa fluye hacia el polo a través del PTMC Figura 13. Este patrón de circulación coincide con la llegada de aguas superficiales de transición entre el ACC y el AGC desde el noroeste hasta el PTMC, durante el

invierno y la primavera (Figura 7a y Figura 7b) y con la llegada de ATS precedente del área Tropical en verano y otoño (Figura 7c y Figura 7d).

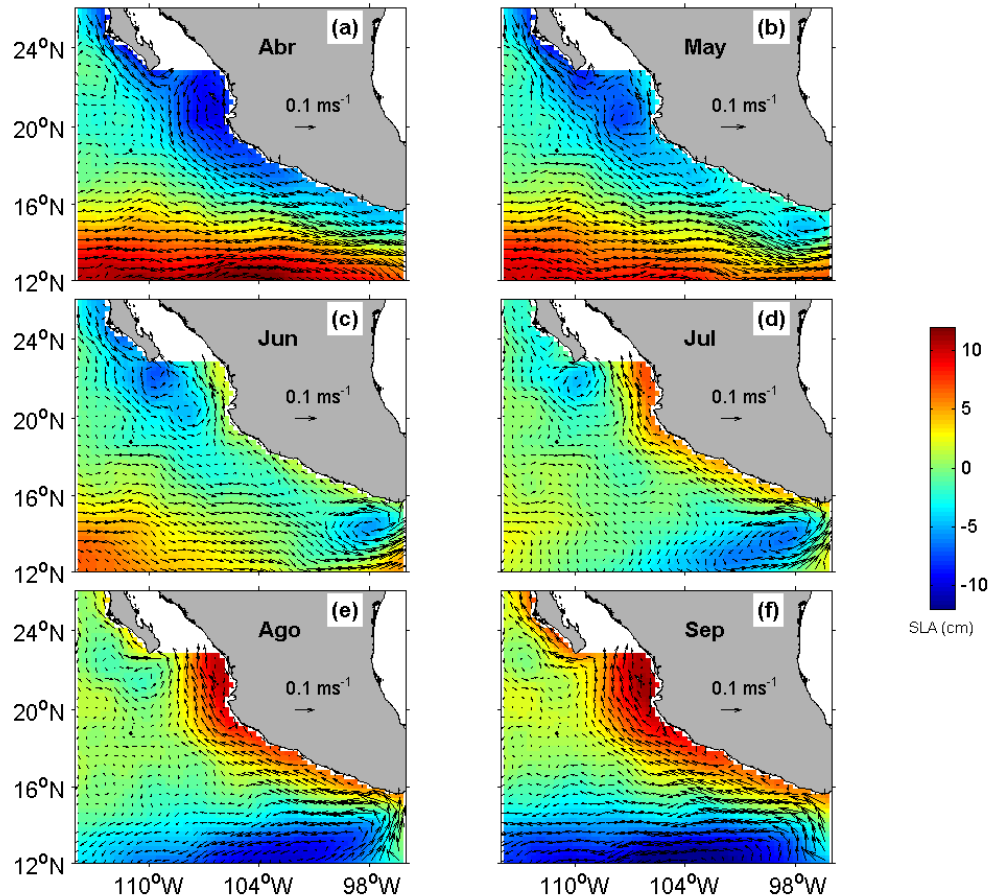


Figura 13. Señal anual de los mapas de ANM y su circulación geostrófica asociada en el área de estudio, excepto el Golfo de California. La circulación de los meses que no se muestran se puede deducir como la inversa de los meses mostrados en la figura. Los pares opuestos son: octubre - abril, noviembre - mayo, diciembre - junio, enero - julio, febrero - agosto y marzo - septiembre.

Estudios previos (Kessler 2006; Godínez et al. 2010, ver su figura 12) encontraron que los mecanismos físicos que fuerzan este patrón de circulación son el rotacional del esfuerzo del viento que genera una onda de Rossby localmente forzada y una onda larga de Rossby radiada desde la costa. El flujo hacia el

polo de la CCM se superpone con la fase anticiclónica de esta onda de Rossby. En verano y otoño la CCM fluye hacia el polo a través del área Tropical y el PTMC hasta la entrada del Golfo de California (Figura 7c and Figura 8c).

El flujo a través de la entrada del Golfo de California se produce de forma continua y domina la variabilidad de mesoescala en esta área (Godínez et al. 2010); sin embargo, al menos en la superficie, observamos también un patrón estacional. La circulación en el interior del estrecho Golfo de California es difícil de resolver con los datos de altimetría debido a las dificultades intrínsecas que afectan a las correcciones que se aplican a los datos cerca de la costa (Saraceno et al. 2008). Por esta razón consideramos que la circulación obtenida a partir de la altimetría satelital no es lo suficientemente fiable en el interior del Golfo, y por ese motivo omitimos esta área en la Figura 13. Sin embargo, hay algunas características acerca de la circulación a través de la boca del Golfo de California, que se pueden inferir a partir del análisis de las masas de agua. En primavera, hay un fuerte flujo hacia el ecuador que transporta agua desde el Golfo de California a través del PTMC hacia el sureste. La Figura 7b sugiere que este flujo hacia el ecuador, está ligado a la costa. Este flujo de salida se produce a lo largo de la costa continental del Golfo, mientras que paralelamente, un flujo de entrada procedente del SCC tiene lugar por la costa peninsular (Figura 7b). En verano, en cambio, la salida de AGC hacia el SCC, se produce por la costa peninsular del Golfo, mientras que la parte continental recibe la entrada de la CCM procedente del PTMC (Figura 7c).

Bajo la superficie, la coincidencia entre los perfiles de salinidad del Golfo de California y el PTMC a lo largo del año (Figura 11), sugiere una salida permanente de agua desde el Golfo de California hasta la PTMC bajo los 250 m de profundidad (400 m de profundidad en verano). Sin embargo, nuestros resultados al respecto, no son concluyentes, y sería necesario realizar análisis más exhaustivos para determinar de forma inequívoca el patrón de la circulación subsuperficial y profunda a través de la entrada del Golfo de California en la escala estacional.

Junto con la CCM y los intercambios a través de la entrada del Golfo de California, el brazo tropical de la CC también llega al PTMC; este flujo hacia el sureste está presente en la circulación media de la escala anual. El agua con baja Θ y S_A características del ACC, se extiende desde el SCC, a través del área de Transición hasta el PTMC durante todo el año (Figura 12). Con base en la presencia de ACC en el PTMC

(Figura 10), se sugiere que el brazo tropical de la CC es más intenso en primavera y otoño. Esto coincide con lo reportado por Cepeda-Morales et al. (2013) a partir de datos de oxígeno disuelto.

Las características generales de la circulación general superficial y subsuperficial en el TPCM y sus áreas adyacentes que se acaban de describir, se encuentran esquematizadas en la Figura 14. Para elaborar dicha figura tuvimos en cuenta los resultados obtenidos a partir del análisis del ciclo estacional de las masas de agua y sus interacciones entre las 5 sub-áreas definidas en este estudio, así como la información previamente reportada que pudo ser corroborada en este trabajo.

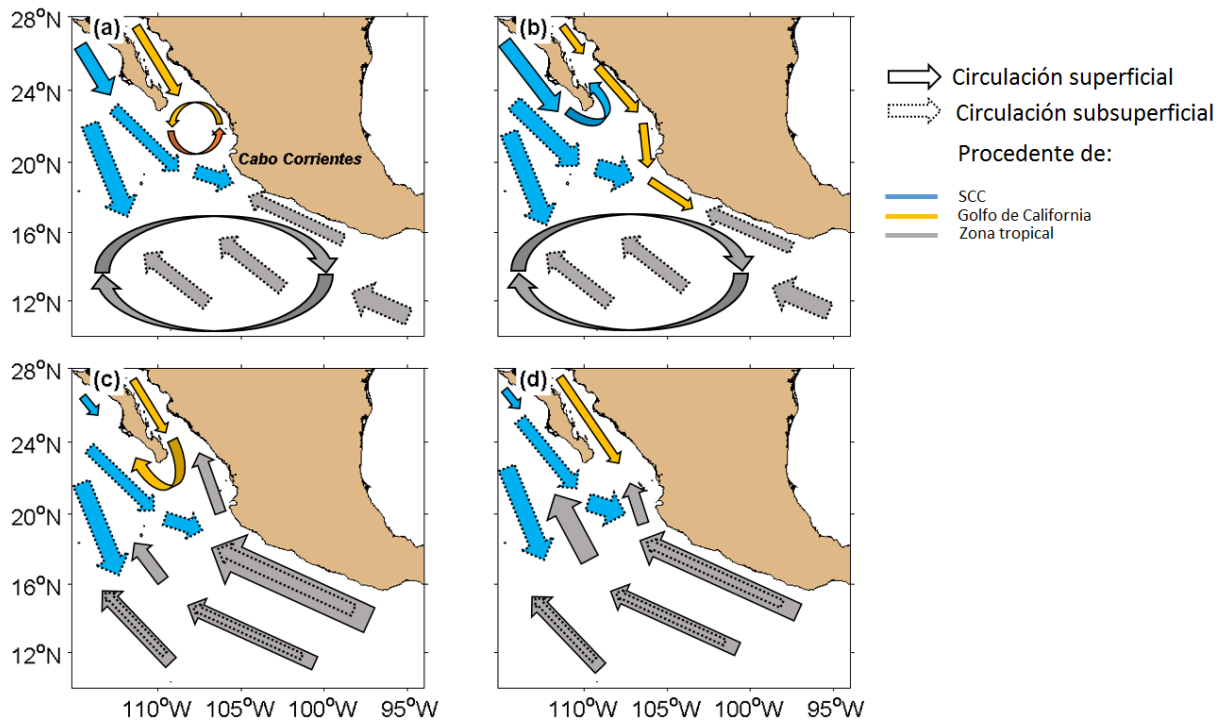


Figura 14. Esquema de la circulación superficial (líneas sólidas) y subsuperficial (líneas punteadas) en el TPCM y áreas aledañas, obtenida a partir del análisis de las interacciones entre las masas de agua. A) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño. Las estaciones están definidas como en la Figura 7.

La profundidad de la isopícnica de 25 kg m^{-3} (Figura 12, derecha) refleja algunas de las características típicas del patrón de circulación en toda el área de estudio. En invierno y primavera, la profundización de

la isopicna en el área Tropical coincide con la intensificación de la circulación anticiclónica en torno al Cuenco de Tehuantepec. Además, el límite norte del intenso remolino ciclónico alrededor del Domo de Costa Rica en verano y otoño (Kessler 2006), produce la somerización de la isopicna en la esquina sureste del área Tropical (Figura 12i y Figura 12l). Esta disminución de la profundidad de la isopicna a lo largo de la costa del PTMC en invierno y primavera (Figura 12c y Figura 12f) se explica mediante la intensificación de los eventos de surgencia cerca de Cabo Corrientes durante la primera mitad del año. Por el contrario, la mayor generación de remolinos anticiclónicos durante el verano (Kurczyn et al. 2012) produce una ligera tendencia a los procesos de hundimiento frente a Cabo Corrientes que se refleja en el aumento local de la profundidad de la isopicna de 25 kg m^{-3} en esta región (Figura 12c). El efecto de esta advección vertical refuerza los otros procesos que afectan a la distribución de masas de agua en el PTMC (advección y $E - (P + R)$). Todos ellos producen un aumento de la temperatura y una disminución de la salinidad en la superficie durante el verano y el efecto contrario durante el invierno y la primavera, como se muestra en la Figura 10.

La costa del Pacífico frente a la península de Baja California es una región de surgencias permanentes (Durazo 2015) que alcanza su máximo en primavera (Kurczyn et al. 2012). Esta característica se ve reflejada en la presencia de un fuerte gradiente en la profundidad de la isopicna de 25 kg m^{-3} en dirección perpendicular a la costa en el SCC (Figura 12, derecha).

4. Balance entre advección y el forzamiento atmosférico de agua dulce en la formación del mínimo salino superficial en el Pacífico tropical frente a México

4.1 Introducción:

En el capítulo anterior identificamos la presencia de un mínimo salino superficial que se extiende desde la zona Tropical hasta el PTMC durante verano y otoño (Portela et al. 2016). Este mínimo se observó en los primeros 30 m de la columna de agua que aproximadamente se corresponden con la profundidad de la capa de mezcla en las áreas Tropical y del PTMC. Nuestros resultados anteriores sugieren que éste mínimo está producido por la combinación entre una entrada neta de agua dulce al océano (exceso de descarga de ríos + precipitación respecto a la evaporación), y la advección de aguas de baja salinidad desde el área Tropical hacia el noroeste.

En este segundo capítulo, estudiamos la importancia relativa del forzamiento por entrada de agua dulce desde la atmósfera y la advección de sal en el balance de salinidad promedio y su señal anual, entre Tehuantepec y Cabo Corrientes e investigamos el papel que juega la CCM en dicha advección de sal.

La salinidad del agua de mar es en general importante para un gran número de campos de estudio dentro de la oceanografía. Juega un papel importante en el clima tropical debido a los efectos que tiene sobre la estratificación de la columna de agua superior (Foltz and McPhaden 2008; Da-Allada et al. 2013), además, interviene en la solubilidad del CO₂ en el agua (Franco et al. 2014) y tiene un efecto sobre la densidad del agua de mar y por tanto sobre la circulación sobre todo en áreas costeras (Lavín et al. 2006). Por tanto es una variable que condiciona la distribución de las especies en la columna de agua tanto directa como indirectamente

El balance de sal ha sido abordado en la literatura desde distintas perspectivas que incluyen los modelos numéricos (Da-Allada et al. 2013), los datos observacionales in situ (Cronin and McPhaden 1998; Delcroix et al. 1996; Johnson et al. 2002) y satelitales, o una combinación de los anteriores (Foltz and McPhaden 2008). En el Océano Pacífico, se han realizado en los últimos años una serie de estudios observacionales de grandes escalas espaciales centrados en la salinidad (Delcroix et al. 2005; Delcroix and Henin 1994) y

en el balance de sal (Cronin and McPhaden 1998; Delcroix et al. 1996; Johnson et al. 2002), tanto en el valor medio como a escala estacional. Estos autores resolvieron de forma general el comportamiento del balance $E - P$ y de la advección como los principales factores que intervienen en el balance de sal a escalas espaciales que abarcan todo el océano. Todos estos estudios, junto con la amplia base de datos de salinidad elaborada por Delcroix et al. (2011), tienen, sin embargo, una resolución espacial demasiado baja como para resolver los procesos costeros. A escala regional, Beron-Vera and Ripa (2002) y Montes et al. (2015) estudiaron el balance estacional de sal en el Golfo de California, donde la gran cantidad de datos disponibles tuvo la resolución suficiente como para resolver este mar semicerrado. Beron-Vera and Ripa (2002) concluyeron que el balance estacional del promedio espacial de la salinidad está gobernado en gran parte por la advección desde el Océano Pacífico.

Mientras que el Golfo de California ha sido una región históricamente muy muestreada, esta es la primera vez que hay suficientes datos hidrográficos en la región entre Tehuantepec y Cabo Corrientes para resolver el balance de sal en el promedio y en la escala anual.

Este problema de la disponibilidad limitada de mediciones directas, se puede abordar mediante el uso de modelos numéricos. Da-Allada et al. (2013), utilizaron un modelo de salinidad en la capa de mezcla mediante la combinación de productos satelitales, datos atmosféricos de reanálisis, salidas de modelos numéricos y observaciones, para investigar los factores del ciclo estacional de la salinidad de la capa superficial de la columna de agua en el Océano Atlántico tropical. Esta combinación de diferentes tipos de datos es una herramienta eficaz que les permitió aumentar la resolución y calcular el balance con un modelo complejo que tiene en cuenta un gran número de variables como el abordamiento ('*entrainment*') y la difusión de sal que son difíciles de calcular con precisión suficiente utilizando sólo los datos observacionales.

La importancia del balance de agua dulce como principal forzamiento en el balance de sal varía entre diferentes regiones y océanos. Delcroix et al. (1996) encontraron una alta correlación negativa entre la salinidad superficial y la precipitación en el Pacífico tropical central y oriental, mientras que no hubo correlación entre estas variables en el Pacífico ecuatorial occidental. La precipitación afecta la salinidad en la capa de mezcla, y la relación entre ellas es uno de los principales componentes del sistema acoplado océano-atmósfera. En el caso del Pacífico tropical frente a México hemos sugerido que existe una correlación entre precipitación y salinidad (Portela et al. 2016), sin embargo es necesario determinar

la magnitud de la misma. Hasta el momento, no existen estudios que hayan explorado esta relación en nuestra área de estudio.

El trabajo de Johnson et al. (2002) mostró que, en promedio, la advección de sal tiene una magnitud y patrones espaciales que coinciden con los del balance $E - P$ en la capa de mezcla en varias regiones de los distintos océanos. Sin embargo, en otras regiones, parece no haber relación entre estos dos términos, lo que sugiere la existencia de errores en los cálculos de los forzamientos que varían de una región a otra del océano. La falta de datos de salinidad de alta resolución espacial y temporal es la principal limitación que estos autores mencionan como causa del error en el desarrollo de los cálculos para la resolución del modelo de advección de sal.

La extensa base de datos con una ampliada resolución espacial y temporal de que disponemos en este estudio, nos permitió resolver la ecuación de balance de sal mediante un modelo numérico-analítico simple, por primera vez en el dominio regional costero del Pacífico tropical frente a México, que está situado entre el Golfo de Tehuantepec y Cabo Corrientes.

4.2 Métodos

4.2.1 Datos

En la segunda parte de este estudio utilizamos la misma base de datos hidrográficos y del balance de $E - P$ que se describe en el capítulo uno (sección 3.2). Como se mencionó en el primer capítulo, sólo hubo descarga de ríos en tres de las cinco áreas de estudio y ésta fue importante únicamente en el Golfo de California. Los dominios en los que se analiza el balance de sal incluyen solo partes del PTMC y del área Tropical, donde la contribución relativa de la descarga de ríos al balance total de agua dulce fue menor que el 6%. Además, la interpolación del valor puntual de la descarga de ríos a lo largo de las trayectorias satelitales, introduciría incertidumbres derivadas de la elección de la distancia de influencia de dichas descargas hacia fuera de la costa. Por estas razones, en esta segunda sección, no utilizamos los datos de descarga de ríos como parte del balance de agua dulce.

Además del conjunto de datos descrito anteriormente, utilizamos datos de Topografía Dinámica Absoluta (TDA) de cinco pases (de ahora en adelante los llamaremos "tracks") ascendentes de la órbita de los satélites Topex/Jason proporcionados por *Center of Topographic Studies of the Ocean and Hydrosphere (CTOH/LEGOS), Francia*

Las cinco trayectorias utilizadas corresponden a los números 193, 117, 41, 219 and 143 de sur a norte. La serie de tiempo completa a partir de la cual se calcula la climatología mensual va de 1993 a 2014. La TDA se obtiene mediante la suma de la Topografía Dinámica Media (TDM) y la ANM. Aunque por lo general, los datos de altimetría satelital presentan elevadas incertidumbres cerca de la costa, este producto está procesado con correcciones específicas que mejoran la calidad de los datos en las zonas costeras con respecto a los de altimetría satelital comunes. Entre otras ventajas, la franja del alto porcentaje de los datos no válidos es más estrecha que la de los productos a lo largo de la trayectoria del satélite comunes distribuidos por AVISO. Este procesamiento incluye correcciones mejoradas de marea, viento y presión, entre otras. Se usaron únicamente datos de las trayectorias ascendentes debido a que en nuestra área van de mar a tierra y son las que presentan una mejor calidad de los datos cerca de la costa. Las trayectorias descendentes van de tierra a mar y los primeros ~50 km de mediciones en el océano suelen ser datos no válidos porque el satélite tarda en detectar el cambio de superficie.

Con el fin de validar los datos de altimetría satelital, utilizamos las series de tiempo de cinco mareógrafos (Puerto Ángel, Acapulco, Manzanillo, Puerto Vallarta y Mazatlán) proporcionados por la *Secretaría de Marina de México* y procesados y distribuidos por el *Centro del nivel del mar de la Universidad de Hawai: <http://uhsic.soest.hawaii.edu/>*). La Figura 15 muestra la correlación entre la trayectoria 143 y el mareógrafo de Manzanillo y la variación del porcentaje de datos satelitales no válidos con la distancia a la costa. Estas dos series de tiempo fueron las únicas que compartieron el lapso en que fueron tomadas las mediciones y que al mismo tiempo pertenecen a lugares cercanos entre sí. Podemos ver que la correlación entre los datos de satélite y el mareógrafo es alta (máximo de ~0.8) y bastante constante en los primeros 50 km de la costa. Además, el porcentaje de datos no válidos es muy bajo (<10%) a partir de aproximadamente 15-20 km desde la costa. El parámetro "datos no válidos" funciona como un indicador típico de la calidad de los datos en la altimetría por satélite (Saraceno et al. 2008).

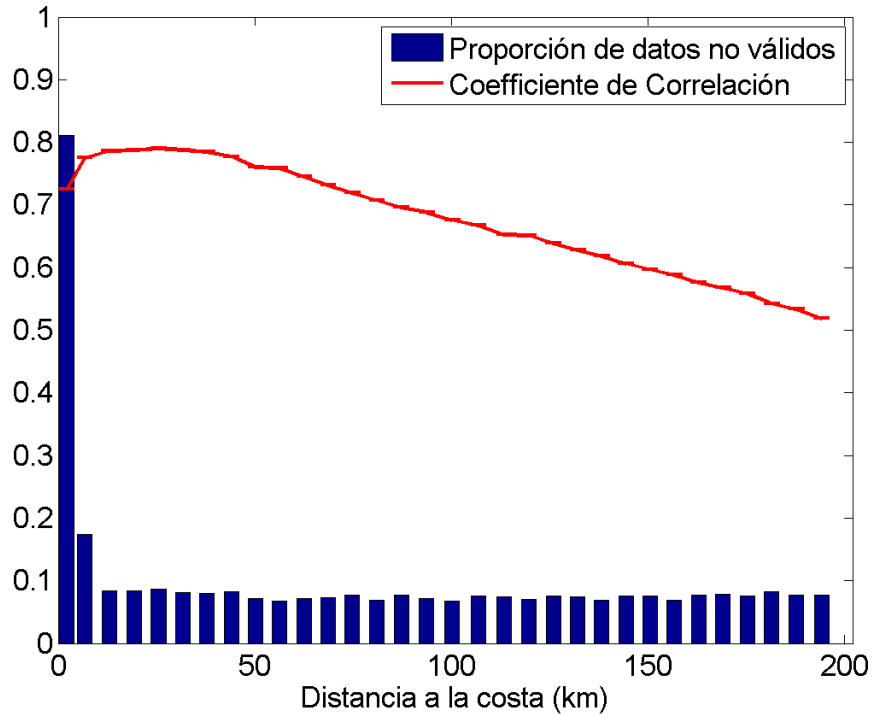


Figura 15. Coeficiente de Correlación (línea roja) entre el nivel del mar medido por el mareógrafo de Manzanillo y la trayectoria número 143 de la órbita Topex/Jason, ambos separados 120 km. Las barras representan el porcentaje de datos no válidos en cada punto de la trayectoria 143 desde la costa hasta los 200 km hacia fuera de ella.

Cada mareógrafo tiene un registro de tiempo diferente que no necesariamente coincide con los demás o con el lapso de los datos de satélite. Sin embargo, todos ellos son lo suficientemente largos como para obtener su señal anual y llevar a cabo la comparación entre ambos conjuntos de datos en términos de su amplitud y fase como se muestra en la Figura 16. Los errores en la estimación de la señal anual fueron pequeños como se puede deducir a partir del tamaño de las barras de error en cada punto de la Figura 16.

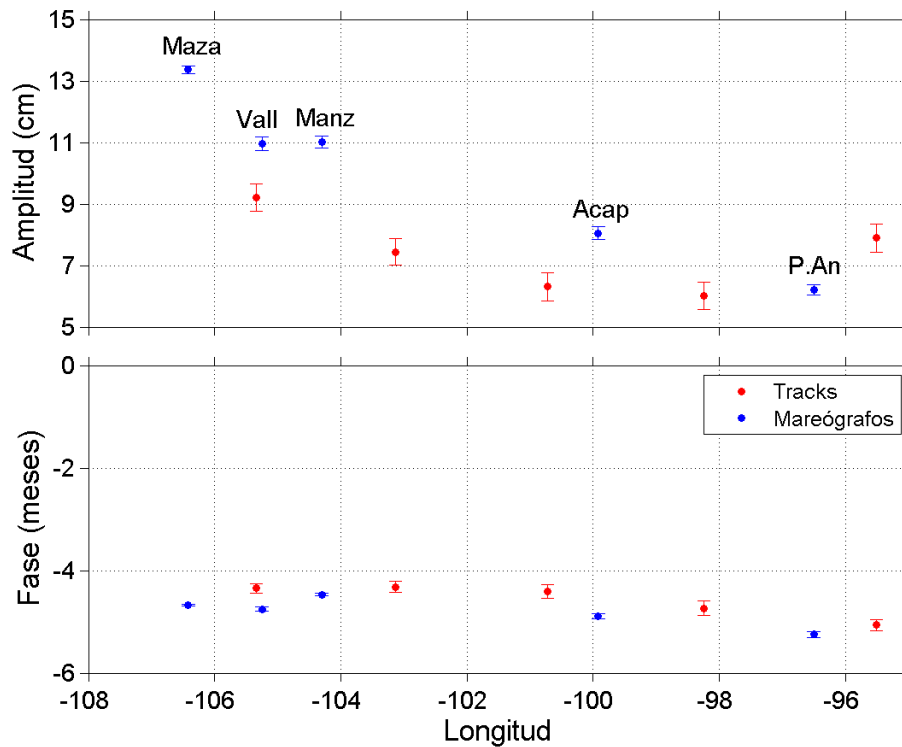


Figura 16. Comparación entre la amplitud y la fase anual de la elevación del nivel del mar medida por los mareógrafos de Mazatlán, Puerto Vallarta, Manzanillo, Acapulco y Puerto Ángel, y en los puntos situados a aproximadamente 30 km de la costa en cinco trayectorias satelitales de la órbita Topex/Jason. El error del ajuste de la señal anual está representado por las barras de error.

Si bien la concordancia en la fase de los datos de altimetría satelital y de mareógrafos es buena, los últimos presentan una mayor amplitud con respecto a los datos de satélite. Sin embargo, esto puede deberse a la distancia entre el punto que se eligió de la trayectoria satelital y el mareógrafo, que es de 20 km en promedio. Esto se hizo para evitar los primeros puntos costeros que muestran una mayor proporción de datos no válidos, como se muestra en la Figura 15. Dicho esto, ambos conjuntos de datos muestran una tendencia similar de aumento del nivel del mar hacia el noroeste y consideramos que el acuerdo entre ellos es lo suficientemente bueno como para confiar en los datos de altimetría de nuestra área de estudio.

4.2.2 Análisis de los datos

Al igual que en el apartado anterior, elaboramos la climatología mensual de todos los conjuntos de datos. Usando el programa DIVA, el cual utiliza el método de interpolación objetiva de una forma mejorada al tener en cuenta la costa, interpolamos las climatologías mensuales de los datos de salinidad y de profundidad de la capa de mezcla, obtenidos a partir de la base de datos hidrográficos a una malla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de latitud y longitud. La escala de correlación utilizada fue de $2^\circ \times 2^\circ$, con una relación ruido/señal de 0.5.

Obtuvimos la salinidad en la capa de mezcla promediando todas las mediciones disponibles hasta la profundidad de dicha capa en cada celda de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ donde hubo datos. En este cálculo se incluyeron los datos superficiales tomados con el termosalinógrafo. Después interpolamos esta malla de salinidad, profundidad de la capa de mezcla, y $E - P$ a las posiciones de las trayectorias satelitales en sus 200 primeros km desde la costa. Calculamos una profundidad de la capa de mezcla de referencia H_0 y una salinidad de referencia S_0 como la media espacial y temporal de cada una de las variables en todo el dominio donde fue aplicado el modelo. Se estimó la señal anual de la salinidad, del balance $E - P$ y del TDA a lo largo de las trayectorias como se indica en la Ecuación (3) que se encuentra en el capítulo 1, sección 3.2.

Se obtuvo la componente de la velocidad geostrofica (v) perpendicular a las trayectorias (de ahora en adelante componente normal) a partir de la señal anual de la TDA a través de la relación del viento térmico como se indica en la Ecuación (5) del capítulo 1. Ésta es la única componente del campo de velocidades que se puede obtener directamente a partir de los datos a lo largo de la trayectoria. Sin embargo, la componente de velocidad paralela a las trayectorias (u) (aproximadamente perpendicular a la costa) se puede estimar a través del principio de no divergencia para un fluido incompresible, como explicaremos en la siguiente subsección.

4.3 Modelo Numérico-Analítico

Para describir la contribución relativa de la entrada de agua dulce y la advección de sal a la tasa de cambio de salinidad, usamos un modelo numérico-analítico lineal e inhomogéneo en dos dimensiones, en una capa de mezcla constante.

4.3.1 Dominio y aproximaciones del modelo

El modelo analítico se aplicó en un esquema de cuatro dominios delimitados por las cinco trayectorias de la órbita Topex/Jason como se describió en la sección previa. Las trayectorias satelitales representan el límite entre los dominios, así como la frontera sureste y noroeste del área completa donde se estudió el balance de sal (Figura 17).

Cada una de las cajas mide aproximadamente 200 km de ancho x 285 km de largo. Aunque sus respectivas dimensiones no son exactamente iguales, consideramos que sus diferencias son mínimas y no tendrán ningún efecto en los resultados. Hay que tener en cuenta que no estamos integrando el modelo en los 4 dominios, si no realizando cálculos discretos. Para ello, hicimos promedios a lo largo de las trayectorias satelitales para cada uno de los conjuntos de datos, de modo que las cantidades resultantes del proceso de diferenciación realizado durante los cálculos del modelo (tasa de cambio de la salinidad, advección y balance de agua dulce) están situadas en el centro de cada caja, como se indica mediante un punto negro en la Figura 17. De este modo, obtenemos un solo valor para cada dominio y para cada mes climatológico del ciclo anual.

Dado que parte del objetivo de este trabajo es identificar el papel que juega la CCM en la advección de sal, limitamos la extensión del estudio a una distancia de 200 km desde la costa a lo largo de las trayectorias. Lo anterior, debido a que éste es el ancho aproximado que ha sido reportado para la CCM en trabajos previos basados tanto en observaciones (Lavín et al. 2006), como en modelos numéricos (Pantoja et al. 2012). Incluir una distancia mayor, daría lugar a un aumento en las fuentes de variabilidad más allá de la anual, por lo que elaborar los promedios a lo largo de las trayectorias complicaría el obtener conclusiones inequívocas en relación a la CCM.

En este esquema de cuatro dominios, definimos el sistema de coordenadas siendo x' la componente paralela a las trayectorias satelitales y y' la componente perpendicular a cada trayectoria, éstas son positivas hacia la costa y hacia el noreste respectivamente (Figura 17).

Es importante señalar que las cinco trayectorias satelitales no son completamente paralelas sino que existe una diferencia entre la dirección de cada una de ellas que hace que la definición de los ejes varíe de un dominio a otro. Sin embargo, estas diferencias son muy pequeñas, y asumimos que no cambian

nuestros resultados. Las componentes de la velocidad asociadas a los ejes x' y y' representan aproximadamente el flujo perpendicular y paralelo a la costa, respectivamente.

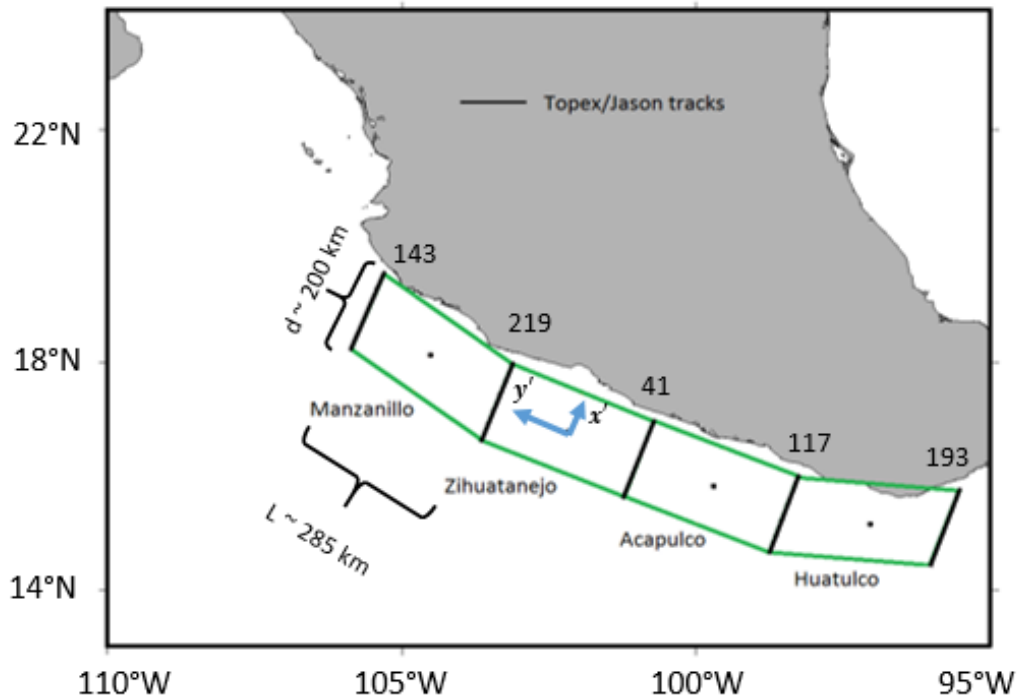


Figura 17. Representación esquemática del dominio en el que se aplicó el modelo numérico-analítico de balance de sal. Las trayectorias están etiquetados con el número que los define el satélite. Las líneas verdes representan los límites entre dominios en la dirección y' .

Mientras que la componente de la velocidad normal a las trayectorias (v) puede calcularse directamente a partir de los datos de ANM como se indica en la Ecuación (5) del primer capítulo, la componente paralela a las trayectorias (u) tuvo que ser estimada mediante la ecuación de continuidad de un fluido incompresible en dos dimensiones, suponiendo no divergencia y velocidades verticales constantes para todo z (gradientes de velocidad vertical nulos):

$$\frac{\partial u}{\partial x'} + \frac{\partial v}{\partial y'} = 0 \quad (6)$$

En nuestros cálculos, discretizamos esta ecuación, por lo tanto en un único dominio, asumiendo que no puede haber flujo a través de la costa ($u_{d=0} = 0$) entonces:

$$u_{d \sim 200} = \frac{v_{n+1} - v_n}{L} d \quad (7)$$

Donde n indica la posición de la trayectoria satelital empezando desde el sureste, L es la distancia entre dos trayectorias consecutivas, y d es la distancia desde la costa, a lo largo de la trayectoria (Figura 17).

En este estudio estamos haciendo aproximaciones que podrían tener un efecto en el balance de sal. Algunas de ellas ya fueron mencionadas y justificadas suponiendo que no cambiarían en gran medida los resultados. Otras, en particular, la elección de un enfoque bidimensional que no toma en cuenta los procesos verticales como las surgencias o los abordamientos, han demostrado ser importantes en el área de estudio, sobre todo frente y al sur de Cabo Corrientes, en la primera mitad del año (Kurczyn et al. 2012). Estos aspectos se discutirán más adelante una vez analizados los resultados obtenidos con el modelo.

La elección de una profundidad constante de la capa de mezcla agrava esta anulación de los procesos verticales al limitar los intercambios tanto diabáticos como adiabáticos a través de la base de dicha capa. Sin embargo, hemos tomado esta decisión después de realizar los cálculos de las medias y desviaciones típicas de esta profundidad de la capa de mezcla en los cuatro dominios y observar que sus diferencias con respecto tanto al dominio como al mes del año son pequeñas (Figura 18). Esto coincide con lo reportado por Fiedler and Talley (2006). El valor final de H_0 fue de $20.6 \pm 2.4 m$ por tanto podemos asumir que la profundidad de la capa de mezcla es prácticamente constante en los cuatro dominios y que esta aproximación no tendrá mayores consecuencias en los resultados.

El abordamiento, el transporte de Ekman, la difusión de sal, y las escalas espaciales y temporales que no hemos resuelto son factores que podrían ser considerados en futuros estudios enfocados en realizar cálculos más precisos del balance de sal. En nuestro caso, sin embargo, el aumento de la complejidad del modelo numérico-analítico podría complicar nuestras conclusiones en vez de ayudarnos a resolver la pregunta concreta que estamos tratando de resolver en forma cualitativa, que es la del papel que juega la CCM en la advección de la sal y a su vez la contribución relativa de ésta en relación con el aporte de agua dulce en la formación del mínimo salino superficial entre Tehuantepec y Cabo Corrientes.

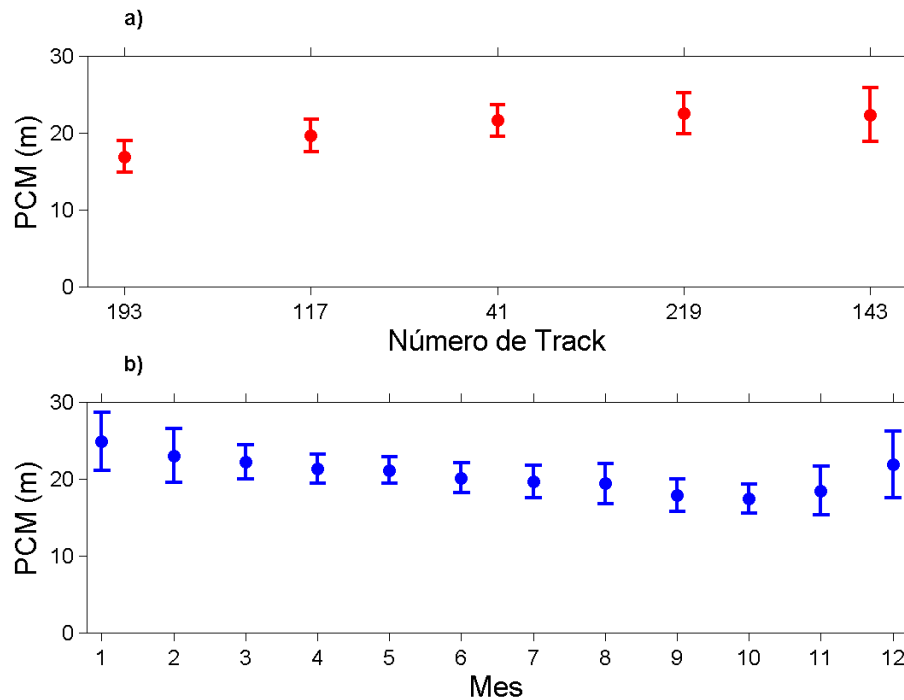


Figura 18. Media y desviación estándar de la profundidad de la capa de mezcla (PCM) promediada a lo largo de las trayectorias satelitales en relación a a) la trayectoria y b) el mes climatológico.

4.3.2 Descripción del modelo

Utilizamos un modelo bidimensional de advección de sal adaptado de los trabajos de Delcroix et al. (1996) y Johnson et al. (2002). En este estudio consideramos que las variaciones de la salinidad (S) en el tiempo responden a un balance entre un forzamiento atmosférico de agua dulce ($E - P$) y la advección de sal ($U \cdot \nabla_h S$) en una capa de mezcla constante.

$$\frac{\partial S'}{\partial t} = \frac{S_o}{H_o} [(\overline{E - P}) + (E - P)'] - [(\overline{U} + U') \cdot \nabla_h (\overline{S} + S')] \quad (8)$$

Las barras superiores denotan los promedios temporales mientras que las primas denotan las perturbaciones al estado estacionario dependientes del tiempo. S_o es la salinidad de referencia, H_o es la profundidad media de la capa de mezcla, $U = (u, v)$ y ∇_h denota el gradiente horizontal, $\nabla_h = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$.

Aunque las perturbaciones al estado estacionario contienen todas las escalas temporales, aquí incluimos únicamente la señal anual de la climatología, ya que en nuestra área de estudio esta señal explica la mayor parte de la varianza en áreas cercanas a la costa (Godínez et al. 2010).

Para el análisis del estado estacionario, utilizamos el promedio temporal de cada variable. Los cálculos del balance $E - P$ y de la salinidad promedio son directos, sin embargo, hay que tener cuidado con la velocidad promedio obtenida de los datos de altimetría satelital. Como se describió en la sección anterior, la TDA se obtiene como la suma de la Topografía Dinámica Media (TDM) con la ANM. Mientras la última es una cantidad observada, medida por el satélite, la TDM es el componente faltante que permite la estimación de la TDA y las correspondientes corrientes geostroficas superficiales derivadas de la misma. La TDM es por tanto una cantidad estimada (no observada). A escalas espaciales grandes, la primera estimación de la TDM se obtiene directamente como la resta entre la elevación media del nivel del mar y el geode. Después se combina, mediante análisis objetivo multivariado, con el producto de anomalías altimétricas y datos *in situ* obtenidos a escalas espaciales menores, el resultado es una TDM de mayor resolución. La relación entre todas estas variables se resume en la Figura 19.

Aunque este producto está sujeto a procesos de mejoramiento continuo y a gran escala funciona relativamente bien, la confiabilidad de la estimación a escala regional depende de la calidad y disponibilidad de los datos *in situ*. En el caso de nuestra área de estudio, la TDM no resulta muy confiable, ya que se trata de un área muy costera donde los datos satelitales tienen peor calidad y los datos *in situ* son escasos como mostramos en la Figura 3. Además, los resultados preliminares obtenidos por nuestro grupo de trabajo mostraron falta de concordancia entre los valores de la velocidad media obtenidos por éste método y los medidos *in situ* durante muestreos puntuales.

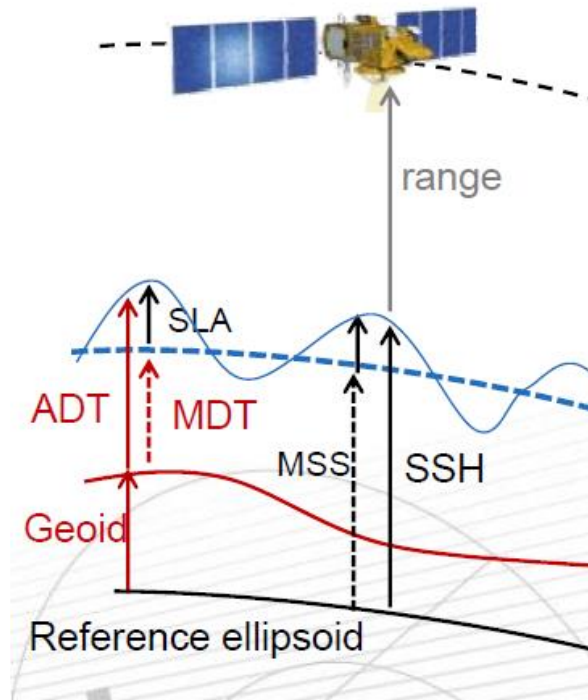


Figura 19. Descripción esquemática de las variables implicadas en la estimación de la TDA. Obtenido de Rio et al.2013 (OSTST, Boulder 2013). Por sus siglas en inglés las variables representadas son SLA: anomalía del nivel del mar, MDT: topografía dinámica media, ADT: topografía dinámica absoluta, MSS: superficie media del mar, y SSH: elevación del nivel del mar.

Dado que decidimos no utilizar la velocidad geostrofica media obtenida de los datos de satélite, como alternativa, y como una aproximación, procedimos a estimar su componente normal, v a partir del modelo de advección de sal asumiendo que $\bar{U} = (\sim 0, \bar{v})$ como se indica en las Ecuaciones (9) y (10).

$$0 = \frac{S_0}{H_0} (\overline{E - P}) - \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} \quad (9)$$

$$\bar{v} = \frac{\frac{S_0}{H_0} (\overline{E - P})}{\frac{\partial \bar{S}}{\partial y}} \quad (10)$$

4.4 Resultados

4.4.1 Descripción General

Las tres variables implicadas en el balance de sal planteado en este estudio son: la salinidad absoluta, el balance $E - P$, y la velocidad. Antes de la interpolación de cada conjunto de datos a la posición de las trayectorias, exploramos la distribución espacial de estas variables en el valor medio y en la escala anual para tener una idea general de su comportamiento en el área de estudio.

El mapa de salinidad promedio en la capa de mezcla obtenido a partir de la climatología de los datos hidrográficos se muestra en la Figura 20. La mayor salinidad media del área de estudio se encuentra en el Golfo de California, donde excede los 34.9 g kg^{-1} . Fuera del Golfo, la S_A disminuye hacia el sureste donde alcanza un mínimo de $34,8 \text{ g kg}^{-1}$. La excepción a esta tendencia, es el incremento local de la salinidad observada en el Golfo de Tehuantepec y al noroeste del mismo.

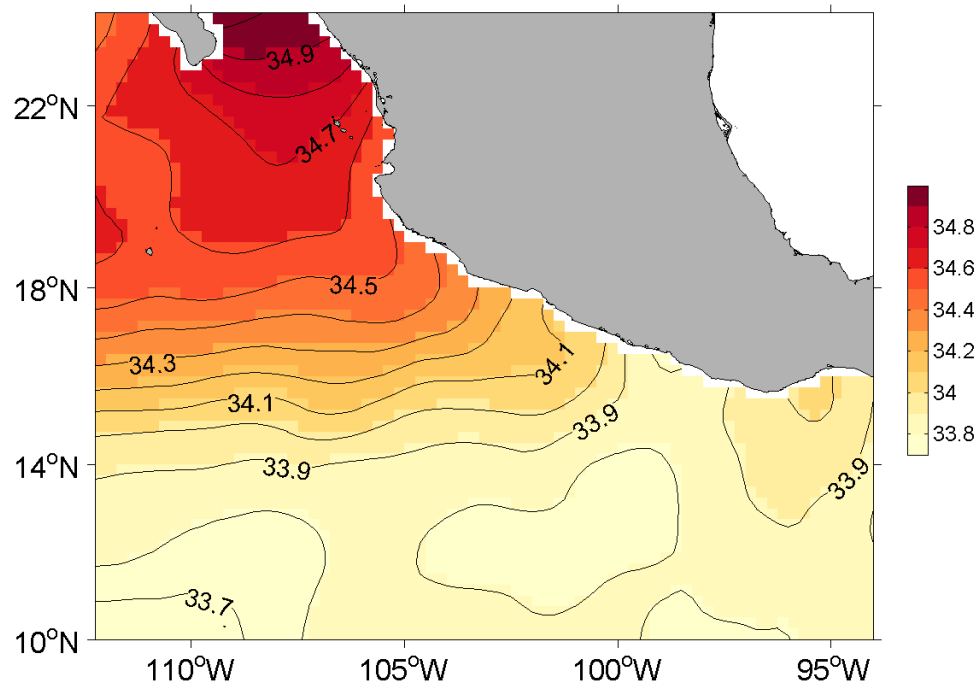


Figura 20. Mapa ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) de la salinidad (S_A , g kg^{-1}) promedio de la capa de mezcla en el área de estudio obtenida a partir de los datos hidrográficos.

Aproximadamente entre 14°N y 18°N hay un frente latitudinal de salinidad que se corresponde con un gradiente de aproximadamente 0.6 g kg^{-1} causado por la confluencia de aguas superficiales de baja salinidad procedentes del área Tropical (ATS como se define en el primer capítulo) con aguas más saladas procedentes del Golfo de California y en menor medida de la CC. Este gradiente de salinidad se localiza casi en su totalidad en el área del PTMC.

La Figura 21 muestra el ciclo anual de la climatología de las anomalías salinidad en la capa de mezcla entre julio y diciembre, la otra mitad del año se puede deducir como lo opuesto a esta figura.

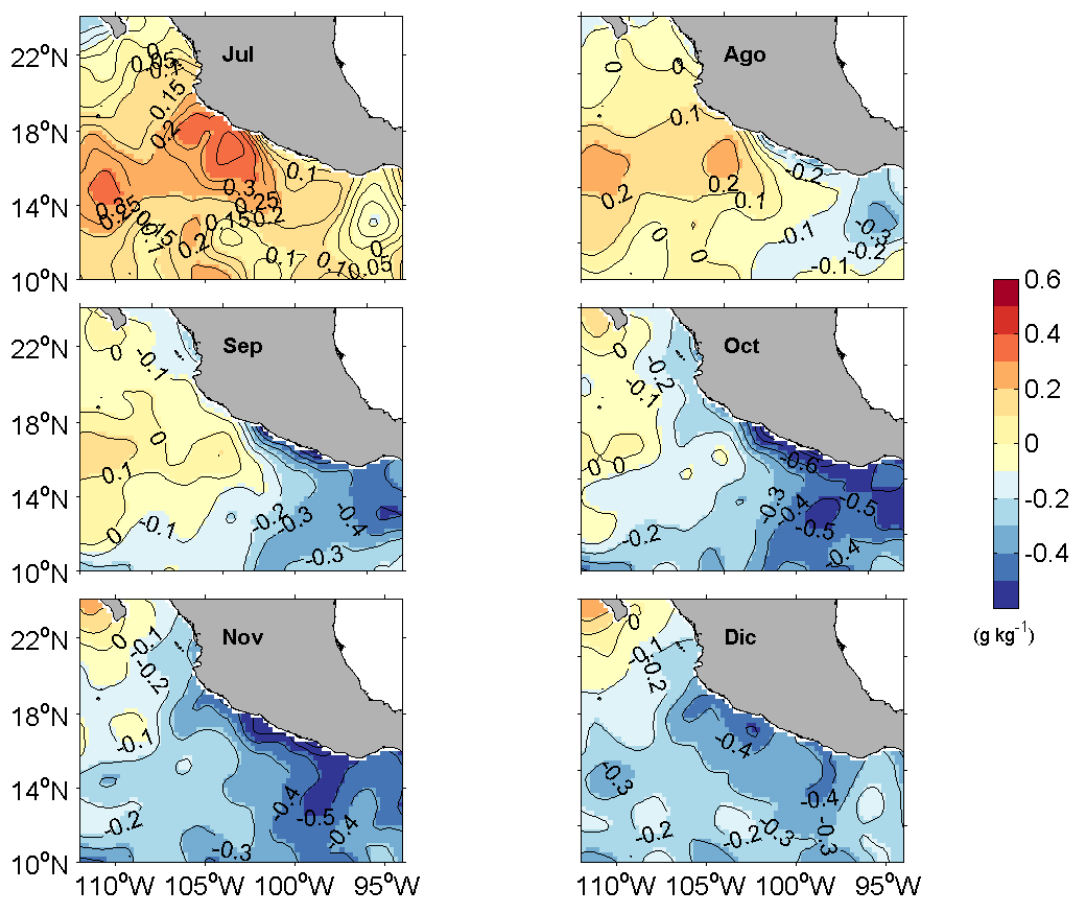


Figura 21. Ciclo anual de la anomalía de salinidad de la capa de mezcla. Se representan los meses entre julio y diciembre. La otra mitad del año se puede deducir como el opuesto de las anomalías mostradas en esta figura.

El lapso de anomalías negativas de salinidad en la franja costera coincidente con los cuatro dominios de nuestro estudio se da entre agosto y enero. El mínimo (máximo) de salinidad ocurre entre octubre y

noviembre (abril y mayo) en el área correspondiente al dominio de Huatulco (noroeste de Tehuantepec), mientras que en el dominio de Manzanillo (al sur de Cabo Corrientes), éste se da entre noviembre y diciembre (máximo entre mayo y junio). Por tanto la diferencia de fase entre los picos de salinidad en los dos extremos de nuestro dominio total es aproximadamente un mes.

El valor medio de la climatología de $E - P$ (Figura 22) muestra que en términos generales, el área de estudio es un área de evaporación. Son excepciones la región de exceso de precipitación que yace bajo el límite norte de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y el área de ligera precipitación neta que está situada hacia el noroeste del Golfo de Tehuantepec y que corresponde aproximadamente con nuestro dominio de Acapulco.

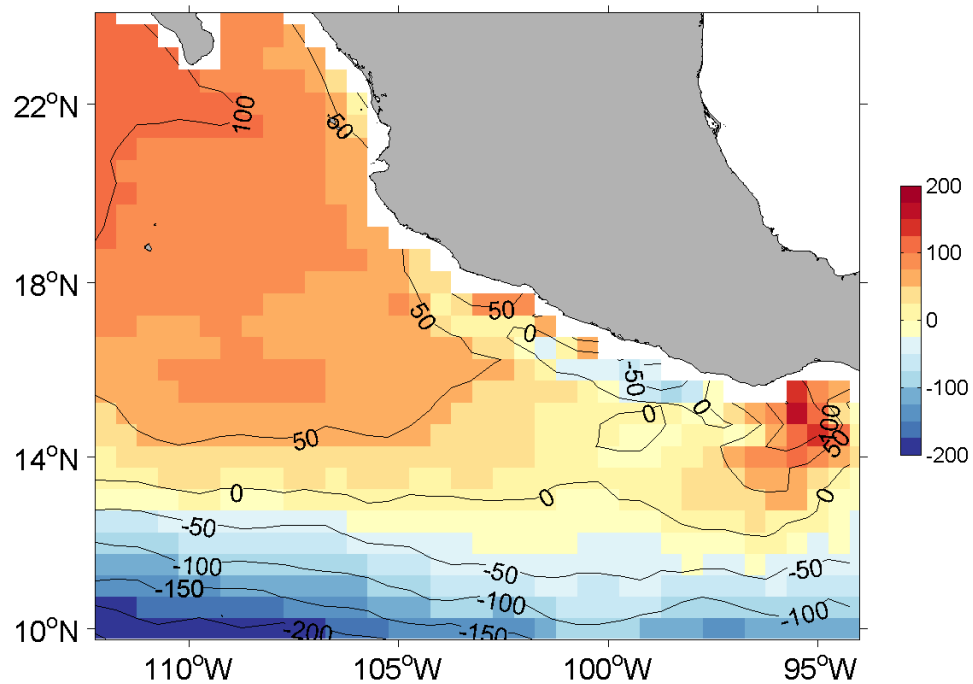


Figura 22. $E - P$ (cm año^{-1}) promedio en el área de estudio. Colores cálidos (fríos) indican un exceso de evaporación (precipitación)

El ciclo anual del balance $E - P$ en el área de estudio se muestra en la Figura 23. Las anomalías negativas del balance de agua dulce que se observan entre junio y octubre, representan un exceso de la precipitación sobre la evaporación con respecto al promedio anual. Se puede notar que hay un

incremento de la precipitación en la franja costera con respecto al área total. En noviembre y mayo el balance se aproxima a cero y entre junio y septiembre domina la evaporación. La precipitación máxima en la franja costera ocurre entre agosto y septiembre.

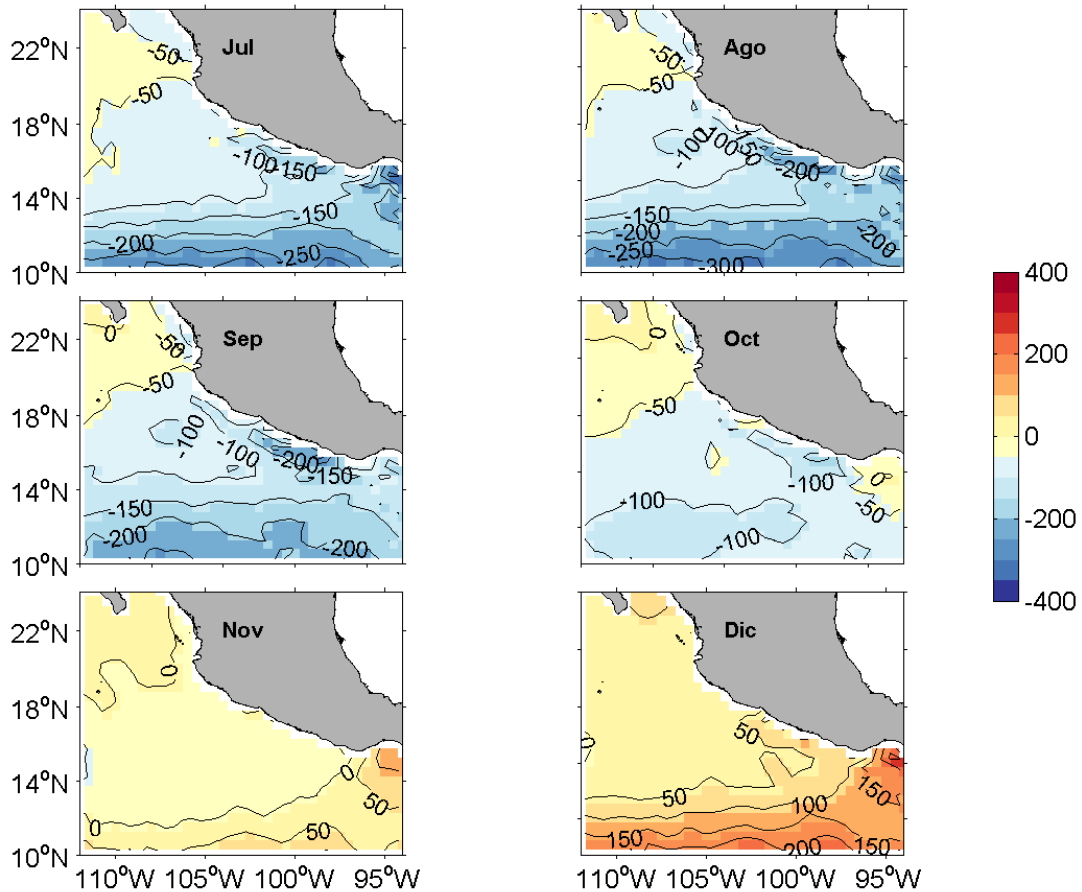


Figura 23. Ciclo anual del balance $E - P$ balance (cm a^{-1}) en el área de estudio.

La señal anual de la componente normal de la velocidad geostrofica en los primeros 200 km desde la costa (Figura 24), muestra que entre mayo y octubre tiene lugar un flujo hacia el polo a lo largo de la costa, con velocidades máximas entre julio y agosto (notar que la flecha de referencia no representa la misma magnitud en cada figura). La punta de la flecha indica el sentido del flujo, pero no debe

confundirse con la representación de un vector, ya que como se mencionó anteriormente, en la Figura 24 se muestra sólo una de las componentes de la velocidad.

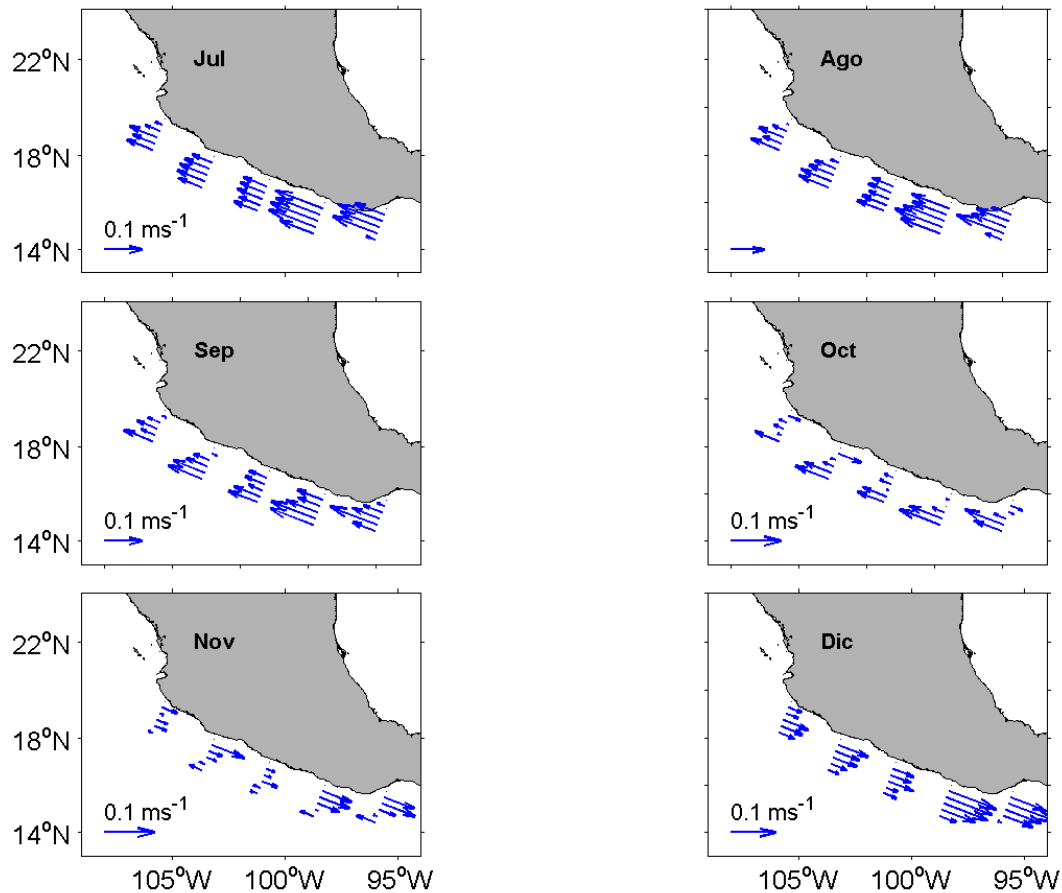


Figura 24. Señal anual de la componente de la velocidad geostrófica perpendicular a las trayectorias satelitales. Se muestran los meses entre julio y diciembre, el flujo entre enero y junio es el opuesto al mostrado en esta figura.

4.4.2 Balance de sal: valor medio

Como una primera aproximación al balance de sal, analizamos el estado estacionario. La Figura 25 muestra el valor medio del forzamiento de agua dulce (Figura 25a), del cambio de la salinidad a lo largo de la costa (Figura 25b), y de la componente normal de la velocidad media (v) (Figura 25c) estimada a partir de las dos anteriores, como se indica en la Ecuación (10). En el balance estacionario, el producto

entre la derivada de la salinidad en la Figura 25b de $O(10^{-6})$ y la velocidad en Figura 25c, de $O(10^{-2})$, es igual al forzamiento atmosférico de agua dulce en la Figura 25a, de $O(10^{-8})$.

En promedio, la evaporación excede la precipitación en Huatulco, Zihuatanejo y Manzanillo (Figura 25a), mientras que Acapulco se ubica dentro de la región costera con un régimen local de exceso de precipitación como se observa en la Figura 22.

La salinidad promedio aumenta hacia el noroeste, desde Acapulco hasta Manzanillo (Figura 25b) mientras que en Huatulco desciende en esta misma dirección. Esto se debe a la elevada salinidad que se observa localmente en el Golfo de Tehuantepec y al noroeste del mismo (Figura 20) y que coincide con el límite sur del dominio de Huatulco. Esta salinidad alta a nivel local, se debe a la elevada evaporación media que tiene lugar en la región de Tehuantepec (Figura 22) y que está causada por los intensos vientos que soplan a través del Istmo (Barton et al. 2009).

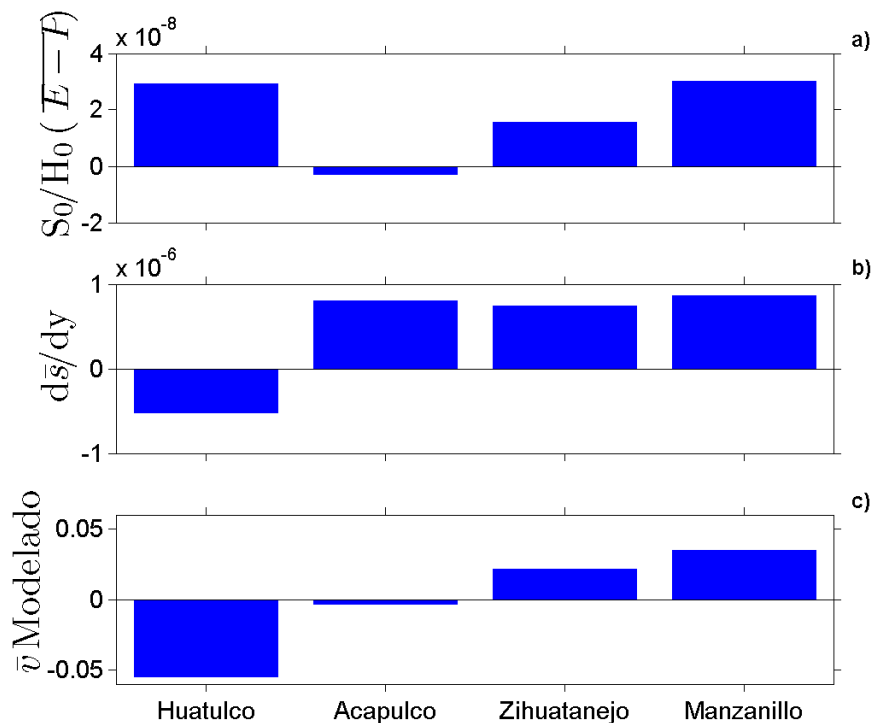


Figura 25. Valor medio de: a) el término del forzamiento de agua dulce (s^{-1}), b) la variación de salinidad a lo largo de la costa (m^{-1}) y c) la componente a lo largo de la costa de la velocidad media modelada ($m s^{-1}$).

La velocidad estimada para alcanzar el equilibrio entre la advección de sal y el forzamiento de agua dulce es hacia el polo en Zihuatanejo y Manzanillo mientras que en Huatulco, la disminución de salinidad hacia el noroeste necesita un flujo medio hacia el ecuador para lograr el balance de sal en el estado estacionario.

4.4.3 Balance de sal: variaciones anuales

La subsección anterior fue importante como base para identificar el comportamiento de la variación de la salinidad a lo largo de la costa y del forzamiento de agua dulce en el balance de sal estacionario en cada uno de los cuatro dominios del área de estudio. Pero con el análisis del ciclo anual podemos resolver además las cuestiones centrales de esta sección, es decir, la contribución relativa del forzamiento y de la advección de sal en la formación del mínimo salino superficial y sobre el papel que juega la CCM en dicha advección. Estas preguntas hacen parte del objetivo principal de este estudio.

La varianza explicada por la señal anual del balance $E - P$, salinidad y TDA (usado para derivar la velocidad geostrófica) sobre las cinco trayectorias satelitales se muestra en la Figura 26. En general, los tres conjuntos de datos tienen fuertes ciclos anuales en el dominio total del modelo, sin embargo podemos identificar algunas tendencias con respecto a las trayectorias y la distancia de la costa. La señal anual de la TDA en las tres trayectorias situadas más al sur (193, 117 y 41) es más importante cerca de la costa y disminuye a partir de aproximadamente 90 km desde la misma, mientras que en las dos trayectorias del norte (219 y 143) que delimitan el dominio de Manzanillo, la tendencia es la contraria. Este comportamiento en las trayectorias 219 y 143 también se da en la salinidad, que presenta un aumento de la varianza explicada desde la costa hasta los 200 km mar adentro. En cuanto al balance $E - P$, no encontramos ninguna tendencia en particular. Dado que la señal anual de la velocidad geostrófica está representada por la CCM, estos resultados podrían explicarse por la CCM anual que fluye inicialmente ligada a la costa, pero se despega de ella a medida que se va acercando a Cabo Corrientes. Esta descripción coincide con el patrón de corrientes observado en la Figura 13.

Los ciclos anuales de todas las variables representan entre el 60% y el 90% de la varianza (Figura 26) por lo que consideramos que ésta es una buena primera aproximación, ya que gran parte de la variabilidad temporal del balance de sal puede explicarse a través de esta escala temporal.

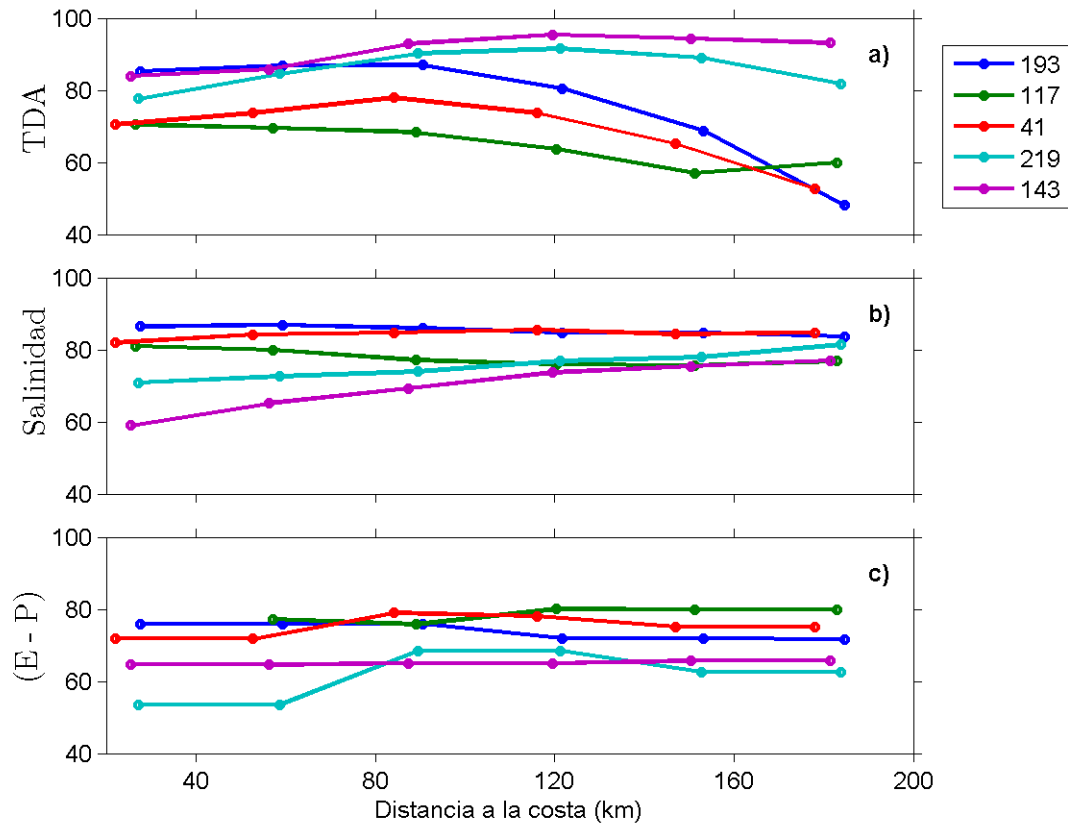


Figura 26. Varianza explicada por las señales anuales de $E - P$, salinidad y TDA sobre las cinco trayectorias de la órbita Topex/Jason que corresponden con nuestra área de estudio, de sur a norte son: 193, 117, 41, 219 y 143.

Si bien el ciclo anual del balance de agua dulce se obtiene de forma directa, la no linealidad del término de advección sal debe ser analizada con más cuidado. En primer lugar, se procedió a separar el término advectivo en sus cuatro componentes resultantes de la división de la variabilidad total en el valor medio y las perturbaciones anuales:

$$U \cdot \nabla_h S = (\bar{U} + U') \cdot \nabla_h (\bar{S} + S') \quad (11)$$

$$U \cdot \nabla_h S = \underbrace{\bar{U} \cdot \nabla_h \bar{S}}_{(I)} + \underbrace{U' \cdot \nabla_h S'}_{(II)} + \underbrace{\bar{U} \cdot \nabla_h S'}_{(III)} + \underbrace{U' \cdot \nabla_h \bar{S}}_{(IV)} \quad (12)$$

En lo que sigue, se analiza la contribución relativa de estos cuatro términos al total de la advección de sal. El primer término del lado derecho de la Ecuación (12), (I) es el producto de los promedios de la velocidad y el gradiente de salinidad y por tanto, representa el valor medio que ya se discutió en el apartado anterior. El segundo término (II), representa la advección de las fluctuaciones de salinidad por el flujo perturbado, cuyo resultado es la suma entre un valor medio y una señal semianual (Figura 27).

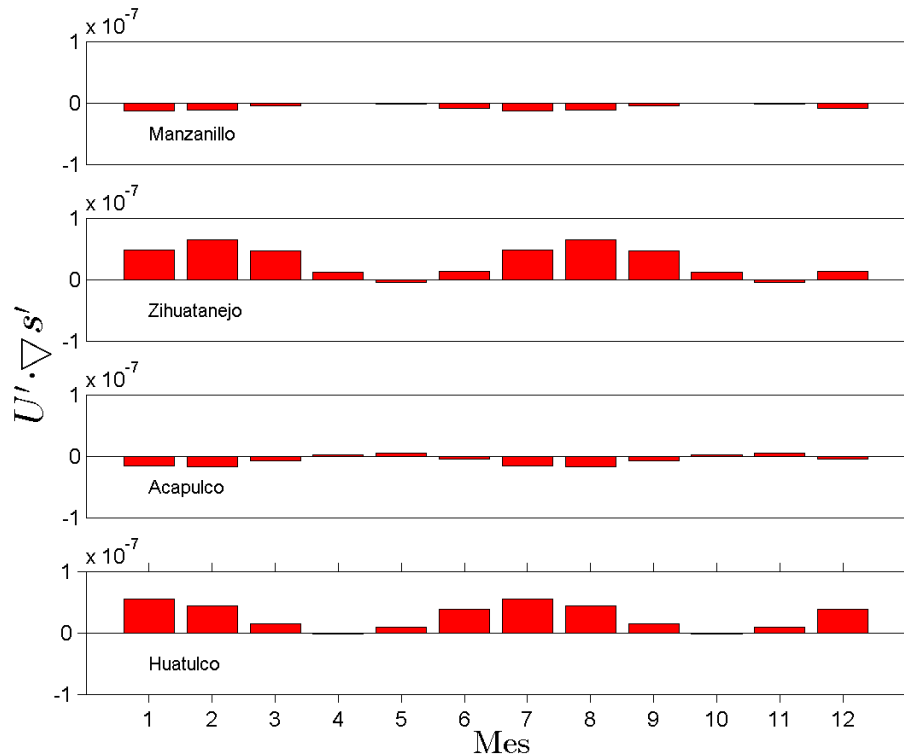


Figura 27. Producto de la señal de la velocidad (U') y del gradiente horizontal de salinidad ($\nabla_h S'$) en cada dominio del modelo.

Dado que en este estudio hemos definido las perturbaciones del estado estacionario como la señal anual únicamente, se excluyó este término semianual de nuestros cálculos. Sin embargo, éste podría ser localmente importante como se sugiere en la Figura 27 en los dominios de Zihuatanejo y Huatulco.

Los dos términos restantes de la Ecuación (12) representan la advección de la fluctuación anual de la salinidad por una velocidad media (III) y la advección de la salinidad media por la fluctuación anual de la

velocidad (IV). Hay que señalar que la velocidad promedio, cuando estuvo implicada en los cálculos, fue introducida como la velocidad modelada perpendicular a las trayectorias (v) (Ecuación 10).

La comparación entre estos dos últimos términos de los cuatro implicados en la advección de sal (Figura 28) muestra que el término (III) de la Ecuación (12, color negro) tiene una magnitud de aproximadamente la mitad que la del término (IV) (color verde) en Huatulco y Zihuatanejo, mientras que es prácticamente nulo en Acapulco y Manzanillo.

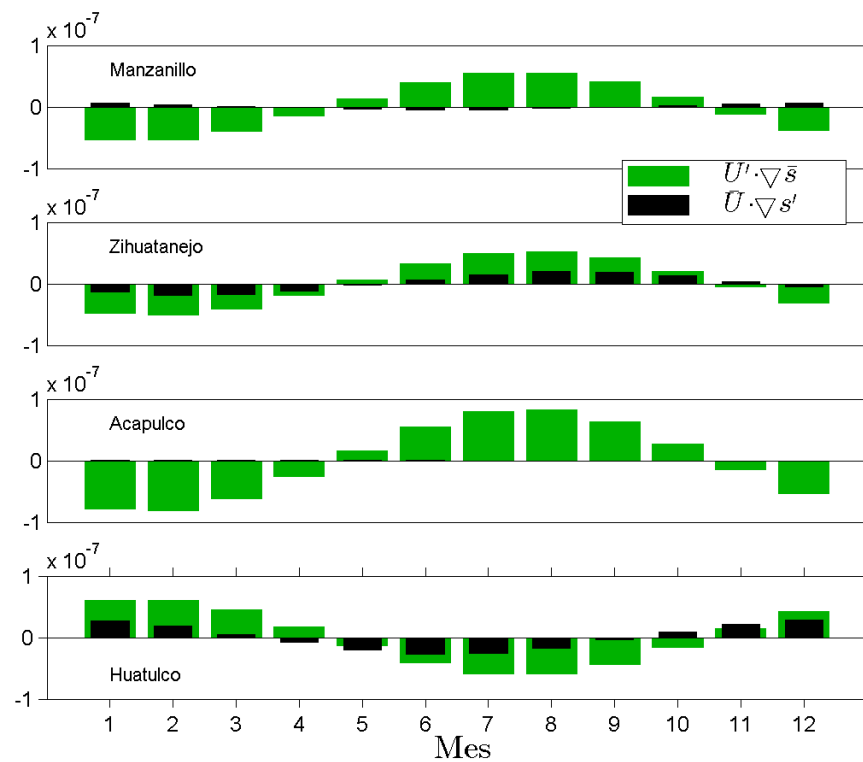


Figura 28. Comparación entre los dos términos de la advección responsables de sus variaciones anuales. En color negro se muestra el producto del promedio de la componente normal de la velocidad modelada (\bar{v}) con el gradiente horizontal de la salinidad anual ($\nabla_h S'$). En verde se representa el producto de la velocidad anual (U') con el gradiente horizontal de la salinidad promedio ($\nabla_h \bar{S}$), en cada dominio del modelo.

Uno de los principales énfasis de este estudio es la caracterización de la CCM, la cual representa en gran medida las variaciones anuales de la velocidad a lo largo de la costa aproximadamente entre Tehuantepec y Cabo Corrientes (Portela et al. 2016). Para ello, con la intención de aislar las conclusiones acerca del papel que juega la CCM en la formación del mínimo salino superficial a través de la advección de sal en el PTMC y el área Tropical, decidimos conservar únicamente el término (IV) por ser el más importante, al cual de ahora en adelante llamaremos el término CCM. Éste indica una advección de sal hacia el polo entre mayo y octubre entre Manzanillo y Acapulco, mientras que en Huatulco la advección en estos meses es hacia el ecuador. En general, este término contribuye con más del 60% de la varianza a la advección de sal total (Figura 29).

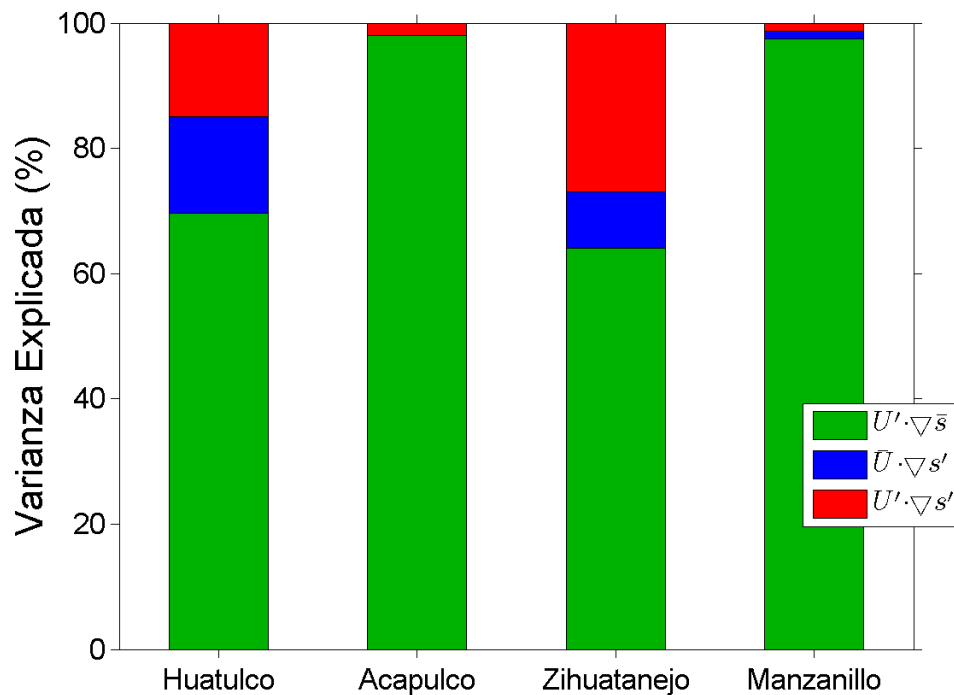


Figura 29. Varianza explicada por cada uno de los tres términos responsables de las perturbaciones al estado estacionario de la advección de sal en cada dominio del modelo.

En concreto, domina completamente en Acapulco y Manzanillo, donde representa más del 95% del total de la varianza explicada, mientras que en Huatulco y Zihuatanejo explica sobre el 70% y 65% respectivamente. Esta disminución de la importancia relativa del término CCM va acompañada por un respectivo aumento de la importancia relativa del término semianual.

Para explorar más a fondo los procesos involucrados en la advección de sal, calculamos la componente a lo largo de la trayectoria (u) del término CCM (Figura 30) y lo comparamos con la suma de ambos componentes, u y v , mostrados en la Figura 28 (barras verdes).

Observamos que el flujo perpendicular a la costa aproximado mediante u es de un orden de magnitud menor que el flujo a lo largo de la costa (notar la diferencia en la escala del eje y entre la Figura 28 y la Figura 30) y que por tanto, es despreciable. Este resultado refuerza la hipótesis de que la CCM es la principal responsable de la advección de sal entre Huatulco y Manzanillo.

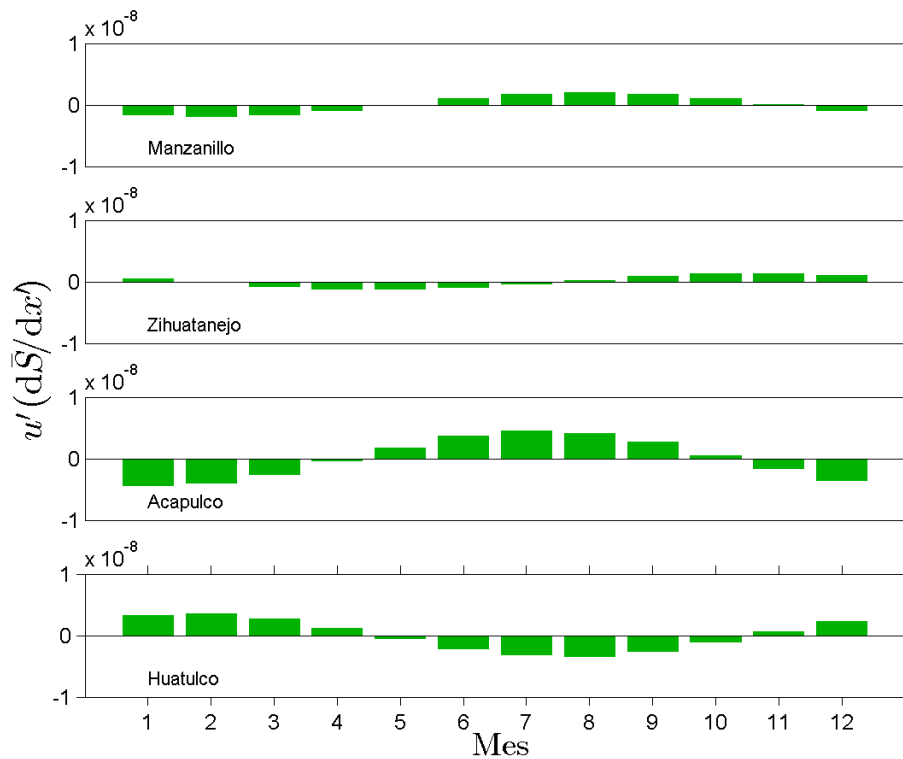


Figura 30. Componente a lo largo de la trayectoria del término CCM de la advección de sal. Los resultados de $O(10^{-8})$ son un orden de magnitud menor que en la Figura 28 $O(10^{-7})$.

Después del análisis y la subsecuente linealización del término advectivo y de suponer despreciable el término de la advección de sal perpendicular a la costa, hemos demostrado que el ciclo anual del balance de sal puede expresarse principalmente de la siguiente manera:

$$\frac{\partial S'}{\partial t} = \frac{S_0}{H_0} (E - P)' - v' \frac{\partial \bar{S}}{\partial y'} \quad (13)$$

Este modelo simple, explica la mayor parte de la variabilidad anual del balance de sal en la región cercana a la costa que fue considerada en este estudio, y permite la identificación inequívoca de los principales procesos involucrados en el mismo.

La magnitud y la dirección del término del forzamiento atmosférico de agua dulce y de la advección de sal, junto con la tasa de cambio local de la salinidad que resulta de la suma de los anteriores, se presentan en la Figura 31. Valores negativos en el forzamiento representan un exceso de precipitación, mientras que en el término advectivo representan advección de sal hacia el polo.

Los resultados muestran una continuidad espacial en Acapulco, Zihuatanejo y Manzanillo (en adelante la región AM), estos tres dominios parecen estar dominados por una dinámica similar. El forzamiento atmosférico de agua dulce y la advección de sal en la región AM están en fase, por lo que contribuyen en el mismo sentido a la tasa de cambio de la salinidad en el ciclo anual completo.

La advección de sal hacia los polos (hacia el ecuador) se produce en la región AM entre mayo y octubre (noviembre a abril), con el máximo entre julio y agosto (enero y febrero) y se da precipitación (evaporación) neta entre junio y noviembre (diciembre y mayo), con el máximo entre agosto y septiembre (febrero y marzo). Resultado de la suma de estos dos términos, obtuvimos que la región AM pierde (gana) salinidad entre junio y octubre (diciembre y abril), mientras que en mayo y noviembre el balance se aproxima a cero. La máxima pérdida (ganancia) de salinidad se produce en agosto (febrero).

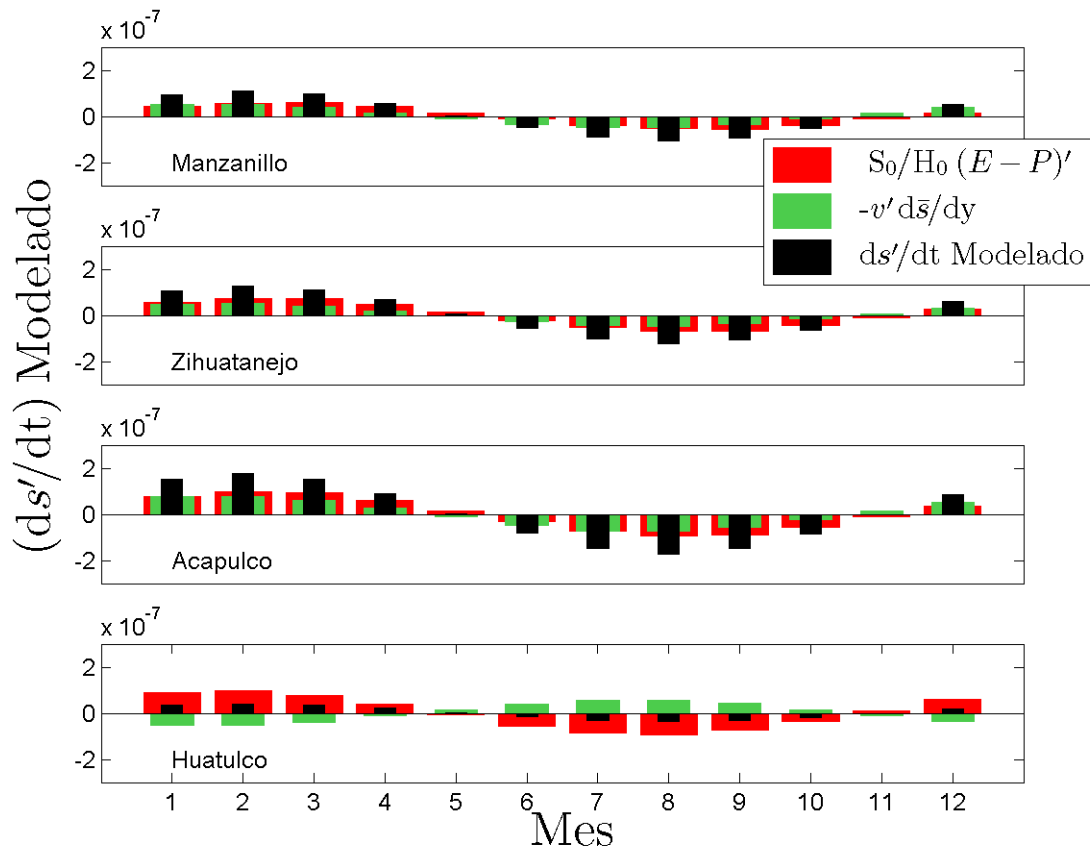


Figura 31. Balance de sal anual. Las barras negras representan la tasa de cambio de la salinidad (s^{-1}) en cada dominio del modelo, calculado como la suma del término advectivo (barras verdes) y el forzamiento del balance de agua dulce (barras rojas).

Basándonos en la comparación de estos resultados con los obtenidos en la primera parte de este estudio (Figura 8 y Figura 10) podemos afirmar que el modelo reproduce bien la formación del mínimo salino superficial en el PTMC y el área Tropical.

En Huatulco, la señal anual del forzamiento de agua dulce está en fase con la de la región AM; sin embargo, la advección de sal se tiene un comportamiento completamente distinto. Ésta es hacia el polo (ecuador) entre noviembre y abril (mayo y octubre) en Huatulco. En este dominio, los dos términos implicados en el balance de sal tienen fases opuestas y magnitudes similares, lo que resulta en una tasa de cambio de la salinidad cercana a cero. La Figura 31 muestra que, en general, la contribución relativa de la advección de sal y el forzamiento atmosférico de agua dulce a la tasa de cambio de la salinidad es del mismo orden de magnitud. Si nos fijamos en cada dominio por separado, se observa que mientras

que en Acapulco y Manzanillo ambos tienen el mismo peso, en Huatulco y Zihuatanejo el forzamiento contribuye con casi el 70% de la varianza, mientras que la advección representa sobre el 30% (Tabla 4).

Tabla 4. Varianza explicada por el forzamiento atmosférico de agua dulce y el término advectivo linealizado en la tasa de cambio de la salinidad escala anual en cada dominio del modelo.

	Varianza Explicada			
	Huatulco	Acapulco	Zihuatanejo	Manzanillo
$\frac{S_o}{H_o} (E - P)'$	68%	50%	69%	54%
$-v' \frac{\partial \bar{S}}{\partial y'}$	32%	50%	31%	46%

Las dos últimas regiones son también las regiones en las que el término CCM explicó una fracción menor de la varianza en la advección total de sal, y la señal semianual aumentó su importancia relativa.

4.4.4 Validación del modelo

Con el fin de validar la precisión del modelo con todas las simplificaciones que hicimos y ver en qué medida representa la realidad, se comparó la tasa de cambio de la salinidad observada, calculada directamente de nuestros datos, con aquella obtenida del modelo numérico-analítico como la suma del forzamiento atmosférico de agua dulce y la advección de sal (Figura 32).

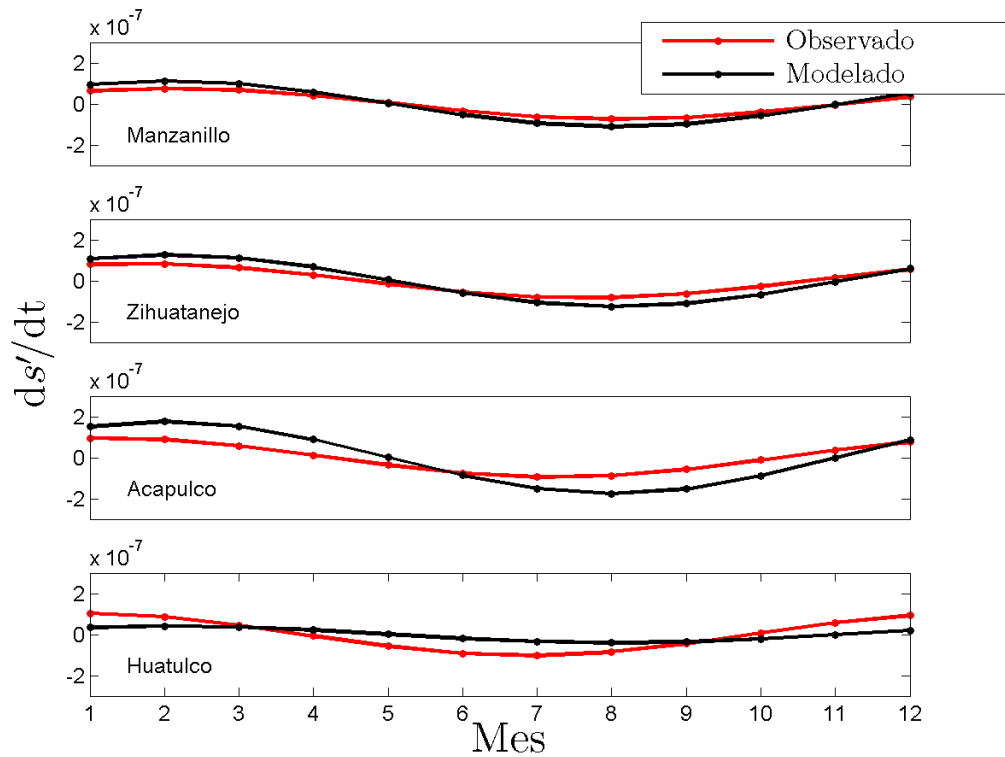


Figura 32. Tasa de cambio de la salinidad anual modelada y observada, en los cinco dominios definidos en este trabajo.

En general, el modelo representa cualitativamente bien, pero cuantitativamente sobreestima las observaciones en la región AM, sin embargo, su precisión varía de un lugar a otro. Las amplitudes y fases del ajuste anual para el modelo y las observaciones, se muestran en la Tabla 5

Tabla 5. Amplitudes y fases del ajuste anual de la tasa de cambio de la salinidad observada y modelada. La fase se expresa en meses, centrados en el día 15 de cada mes iniciando en enero

	Amplitud		Fase (mes)	
	Observada	Modelada	Observada	Modelada
Manzanillo	1.0 e-07	1.1 e-07	1.6	1.5
Zihuatanejo	1 e-07	1.3 e-07	0.9	1.6
Acapulco	0.8 e-07	1.8 e-07	0.7	1.5
Huatulco	0.7 e-07	0.4 e-07	0.4	1.6

En Manzanillo la concordancia entre la tasa de cambio de la salinidad observada y modelada es casi completa tanto en la amplitud (el modelo sobreestima en un 10% las observaciones) como en la fase mientras que en Zihuatanejo la amplitud modelada sobreestima en un 30% la observada y la fase modelada está 15 días adelantada. En estos dos dominios las máximas amplitudes se observan a mediados de febrero en Manzanillo y a finales de enero en Zihuatanejo mientras que las mínimas (máximo cambio negativo) se dan a mediados de agosto y finales de julio respectivamente. En Acapulco, el modelo sobreestima las observaciones en un 56%, y el desfase entre ambas señales es de 24 días (Tabla 5). En Huatulco, el modelo subestima la amplitud de la tasa de cambio de la salinidad en un 42%, además la diferencia de fase entre modelo y observaciones es de más de un mes; el máximo observado se produce alrededor del 10 de enero mientras que el máximo modelado se da a mediados de febrero. La característica principal de la estimación del modelo en este dominio de Huatulco es que, debido a la fase opuesta que tienen los dos términos involucrados, la tasa de cambio de la salinidad, es muy baja en la escala anual.

4.5 Discusión

En esta sección, analizamos el valor medio y la señal anual del balance de sal en cuatro dominios entre el Golfo de Tehuantepec y Cabo Corrientes, teniendo en cuenta que la escala anual es la escala de tiempo principal de las perturbaciones al estado de equilibrio para los tres conjuntos de datos implicados en el balance. La Figura 26 corrobora este fuerte comportamiento anual de las climatologías que ha sido reportado previamente para la velocidad geostrófica derivada de satélite (Godínez et al. 2010), la salinidad (Delcroix et al. 2005) y el balance $E - P$ (Beron-Vera and Ripa 2002) en, o cerca de, nuestra área de estudio.

4.5.1 Balance estacionario

En el estado estacionario, el forzamiento de agua dulce muestra que Huatulco, Zihuatanejo y Manzanillo presentan en promedio una evaporación neta (Figura 25) que coincide con el comportamiento general de toda el área de estudio (Figura 22). La precipitación neta que se observa en Acapulco (Figura 25), y que no ocurre en ninguno de los otros dominios, puede parecer una característica aislada, pero corresponde con el extremo norte de una franja costera de elevada precipitación (resultados

preliminares, no mostrados) que inicia en el Golfo de Panamá, pero que por lo general no se ha resuelto en los estudios a gran escala en el PTO (Fiedler 1992; Amador et al. 2006). La continuidad espacial de esta característica de la distribución del balance $E - P$ a lo largo de la costa solamente se interrumpe en las proximidades de los golfos de Tehuantepec y Papagayo, ya que la influencia de los fuertes vientos semipermanentes que soplan a través de estos golfos, produce una elevada evaporación neta a nivel local (Amador et al. 2006) (Figura 22), y un subsecuente aumento de la salinidad (Figura 20).

En la región AM el cambio de salinidad a lo largo de la costa es positivo, lo que indica que la salinidad aumenta hacia el polo, mientras que en Huatulco es negativo (Figura 25). El dominio de Huatulco se encuentra entre el Golfo de Tehuantepec y Acapulco (Figura 17), por lo que se ve afectado por dos rasgos particulares: una salinidad relativamente mayor en su margen sureste influenciada por las características locales de la región de Tehuantepec, y una salinidad menor hacia su noroeste (Figura 20) que está asociada con el exceso de precipitación que tiene lugar en el entorno de Acapulco (Figura 22). Estos dos regímenes diferentes en ambos extremos del dominio de Huatulco explican la disminución de la salinidad media hacia el polo allí observada, en contraste con la tendencia de los otros tres dominios.

La componente de la velocidad media perpendicular a las trayectorias que se estimó a partir del forzamiento atmosférico del balance de agua dulce y del gradiente de salinidad a lo largo de la costa, es hacia el ecuador en Huatulco, se aproxima a cero en Acapulco, y es hacia el polo en Zihuatanejo y Manzanillo. Este resultado representa el valor que la velocidad debe tener para que la advección de sal a lo largo de la costa equilibre al balance $E - P$ en el estado estacionario. A pesar de que esta velocidad es una aproximación que podría cambiar si se tienen en cuenta más variables como parte del balance de sal, ésta coincide con la reportada en estudios previos. *Godínez et al.* (2010) mostraron que en el valor medio, la circulación superficial frente a Cabo Corrientes y al sur de éste, que se explica mediante la dinámica de Sverdrup, es hacia el polo y está unida a la costa entre aproximadamente los 17°N y 20°N, lo que corresponde con los dominios de Manzanillo y Zihuatanejo. Al sur de esa circulación ciclónica, su figura 3e, muestra una región con velocidades muy bajas, que coincide con nuestro dominio de Acapulco. Por último, entre aproximadamente 96°W - 98°W y 15°N - 16°N, la circulación promedio cercana a la costa coincidente con el dominio de Huatulco es hacia el ecuador, ya que está influenciada por el límite norte de la circulación anticiclónica ligada al Cuenco de Tehuantepec (Kessler 2006).

Godínez et al. (2010) relacionaron la circulación promedio frente a Cabo Corrientes con el valor medio de la CCM, por tanto el dominio de Acapulco actuaría como una zona de transición entre dos regímenes de circulación distintos: el flujo medio hacia el polo de la CCM al sureste de Cabo Corrientes, y el remolino anticiclónico asociado al hundimiento de la termoclina que se sitúa al oeste del Golfo de Tehuantepec (Cuenco de Tehuantepec)(*Kessler*, 2006, ver su figura 2) y que produce una circulación media hacia el ecuador cerca de la costa.

Estos resultados muestran que en el valor medio, los dos extremos de nuestra región de estudio están dominados por diferentes regímenes acoplados océano-atmósfera, ambos de escalas espaciales locales, e indican que, la CCM promedio está desacoplada de la región de Tehuantepec (dominio de Huatulco). Esto último es lo que dio origen (desde el punto de vista de la dinámica) a que la CCM en su valor medio es un fenómeno físico distinto al que ocurre desde el ecuador hacia Tehuantepec y por tanto debe tener un nombre distinto. Nuestra velocidad media a lo largo de la costa obtenida del modelo reproduce el sentido de la circulación regional previamente reportada.

La circulación general promedio en los cuatro dominios de este estudio, coincide en gran medida con la dinámica regional reportada previamente y por tanto, el balance obtenido mediante el presente modelo simple, entre el forzamiento por balance de agua dulce y la advección de sal en el estado estacionario es una buena aproximación. Sin embargo, sería interesante calcular en futuros estudios una velocidad media observada, con el fin poder calcular la eficacia del modelo en el estado estacionario de una forma más precisa.

4.5.2 Escala anual

A pesar de la simplicidad del modelo numérico-analítico, en la región AM se encontró una alta concordancia entre las predicciones del modelo y la tasa de cambio de la salinidad observada en el ciclo anual como se describe en la Ecuación (5). En Manzanillo y Zihuatanejo, el modelo reproduce fielmente las observaciones, tanto en la amplitud como en la fase, mientras que en Acapulco, éste aproxima la fase, pero sobreestima en un 56% (Tabla 5) la amplitud de las observaciones (Figura 32). La precisión del modelo es particularmente buena en Manzanillo donde la diferencia de fase con las observaciones es de aproximadamente 3 días y la sobreestimación de la amplitud es del 10%. Este

resultado indica que en esta región los procesos advectivos y el forzamiento atmosférico de agua dulce dominan en gran medida el balance de sal en la escala anual y que los procesos verticales tienen poca importancia en esta región.

La región AM muestra una fuerte continuidad espacial entre sus tres dominios en la escala anual. El forzamiento atmosférico de agua dulce y el término advectivo están en fase y sus amplitudes son muy similares en los tres dominios, por tanto la tasa de cambio de la salinidad resultante tiene el mismo comportamiento entre Acapulco y Manzanillo (Figura 31). La salinidad disminuye entre junio y octubre, producto de la suma entre una precipitación neta y la advección de sal hacia el polo. Teniendo en cuenta las aproximaciones del modelo detalladas previamente, esto quiere decir que existe una advección de aguas tropicales hacia el noroeste causada por la CCM, que representa las fluctuaciones de la velocidad en la escala anual. Esta corriente fluye paralela a la costa principalmente durante los meses de verano. La otra mitad del año, la anomalía anual de la advección de sal es hacia el ecuador, desde, al menos, el PTMC hacia el sureste alcanzando el área Tropical definida en la Figura 2. Esta anomalía advectiva tiene una amplitud mayor a la del promedio (Figura A1, anexo 1). El resultado de la suma entre ambos términos refuerza la advección hacia el polo en los meses de verano en la región AM y en el caso concreto de Manzanillo, produce una advección total de sal hacia el polo durante la mayor parte del año (Figura A2, anexo 1).

Estos resultados coinciden con el mínimo salino superficial observado durante verano y otoño en el PTMC (Figura 10) y en el área Tropical (Figura 8), y con la salinización de las masas de agua encontradas en estas dos áreas en invierno y primavera, cuando la salina AGC llega al PTMC y al área Tropical en la forma de aguas modificadas transicionales (Portela et al. 2016). Durante el otoño, nuestros resultados muestran presencia del mínimo salino superficial, aunque menos pronunciado que en el verano (Figura 8), mientras que el modelo muestra advección hacia el polo únicamente en octubre, se aproxima a cero en noviembre y es hacia el ecuador en diciembre (Figura 31). Esta aparente discrepancia entre ambos resultados, se debe a que una vez que las condiciones de advección de sal y balance de agua dulce se invierten, toma cierto tiempo al sistema responder a dicho cambio y que este se manifieste en un aumento de la salinidad. Delcroix et al. (1996) reportaron que se dan desfases de hasta 2 y 3 meses entre la ocurrencia de la máxima precipitación y la de la mínima salinidad en el sur del Pacífico tropical. Este comportamiento se ha observado sobre todo cuando la advección horizontal está implicada en la distribución de sal (Johnson et al. 2002), como ocurre en el caso de este estudio. El desfase teórico en

nuestro caso es difícil de calcular, pues la tasa de cambio de la salinidad responde tanto al forzamiento atmosférico de agua dulce, que podríamos considerar de efecto local, como a la advección de sal de forma remota. Ésta, a su vez, se produce progresivamente en todo el recorrido de la corriente costera entre Huatulco y Manzanillo. La información obtenida a partir de las observaciones muestra un desfase de entre 1 y 2 meses entre el cambio de fase del forzamiento y de la advección de sal anual obtenidos con el modelo y su respuesta observada en el cambio de la salinidad.

Este modelo explicó la formación del mínimo salino superficial a escala anual como una contribución del mismo orden de magnitud de la advección de sal a lo largo de la costa y el forzamiento del balance de agua dulce en la región AM. Sin embargo, encontramos que, mientras que en Manzanillo y Acapulco la importancia relativa de los dos términos es similar, en Zihuatanejo y Huatulco el forzamiento atmosférico es responsable de aproximadamente el 70% de la variabilidad (Tabla 4). Las áreas donde el forzamiento es más importante que el término advectivo, coinciden con aquellas en las que la varianza explicada por el término CCM fue menor. En este sentido, hay que tener en cuenta que el número de aproximaciones del modelo, en lo que respecta al término advectivo es importante.

La amplitud observada de la tasa de cambio de la salinidad anual (Figura 32, línea roja) es similar en los cuatro dominios, mientras que la fase cambia progresivamente: el máximo se da primero en Huatulco y Acapulco y aproximadamente un mes después en Zihuatanejo y Manzanillo. En Huatulco, el modelo no representa bien las observaciones, ni en la amplitud ni en la fase, la tasa de cambio de la salinidad modelada en este dominio tiene una amplitud notablemente menor que la observada, y una diferencia de fase de aproximadamente dos meses.

Al analizar cada término por separado, observamos que el forzamiento atmosférico tiene un patrón similar en los cuatro dominios. Sin embargo, no ocurre lo mismo con el término de advección de sal; en Huatulco, éste indica una advección hacia el polo entre noviembre y abril, mientras que en la región AM es hacia el ecuador durante estos meses.

Esta oposición de la fase entre la advección en Huatulco y la región AM sugiere una discontinuidad entre los procesos dinámicos dominantes en estos dominios de manera análoga a lo que se describió para el estado estacionario. Sin embargo, esta desconexión no está apoyada por las observaciones que

muestran una transición gradual entre los regímenes de tasa de cambio de la salinidad entre los cuatro dominios, en vez de la abrupta discontinuidad dada por el término advectivo como sugiere el modelo.

De las dos variables implicadas en la advección de sal, la componente normal de la velocidad, muestra total coherencia entre los cuatro dominios en la escala anual (Figura 24). Sin embargo, la naturaleza local de la derivada de la salinidad media a lo largo de la costa que es negativa en Huatulco pero positiva en la región AM (Figura 25), es lo que produce el cambio de fase del término advectivo en Huatulco y por tanto, la falta de concordancia entre este dominio y la región AM, así como entre el modelo y las observaciones.

Este resultado muestra que no hay razón para sugerir que la CCM esté desconectada de Tehuantepec en la escala anual como podría pensarse en un principio, por el contrario, las velocidades geostróficas sugieren una conexión entre ambos regímenes. Los resultados también indican que el modelo está altamente condicionado por la elección de la ubicación de los límites entre los dominios, y que el balance anual de sal parece estar gobernado por una dinámica de escala espacial más regional que local.

A pesar de que hay varias evidencias del paso de la CCM a través del PTMC y de su llegada hasta la entrada del Golfo de California durante el verano (Lavín et al. 2006; Godínez et al. 2010; Gómez-Valdivia et al. 2015) , hasta la fecha, no hay estudios concretos acerca de su origen. Kessler (2006), con las limitaciones en la resolución espacial que tenía su base de datos, sugirió que la CCM podría iniciar como un rasgo subsuperficial cerca de Tehuantepec en el verano, cuando la circulación asociada al Cuenco de Tehuantepec se debilita. Chapa-Balcorta et al. (2015) encontraron una corriente subsuperficial hacia el polo que se daba al oeste de Tehuantepec en primavera. Sin embargo la escala temporal sinóptica de este estudio no es suficientemente concluyente como para asegurar si este flujo es una corriente permanente o un rasgo de mesoescala asociado a los remolinos ciclónicos que se forman en esta área durante los episodios de vientos intensos. Barton et al. (2009) encontraron un flujo similar hacia el polo en el invierno, durante la relajación de los vientos Tehuanos, pero este flujo fue variable y no llegó mucho más al norte de su área de origen. Trasviña and Barton, (2008) reportaron que la circulación en el Golfo de Tehuantepec y al oeste del mismo, en el verano, está dominada por remolinos de mesoescala y estos autores no encontraron ninguna señal de la CCM hacia el polo ni en el golfo ni al oeste del mismo.

Todos estos trabajos, con excepción del de Kessler (2006), están basados en un corto periodo de observaciones y no concuerdan completamente entre ellos. La comparación de estos estudios con el nuestro, por tanto, se hace difícil debido a las diferencias en la escala de tiempo considerada (sinóptica en algunos casos, anual en el nuestro). Esta investigación, considerando la variabilidad estacional de las masas de agua y del balance de sal medio y anual muestra que en el promedio, la CCM está desconectada de la región de Tehuantepec (dominio de Huatulco) y que parece iniciar al noroeste de la región de transición donde se sitúa nuestro dominio de Acapulco. En la escala anual, las velocidades geostroficas obtenidas a partir de los datos de satélite parecen indicar que el origen de la CCM se prolonga hasta al menos el oeste del Golfo de Tehuantepec y alcanza al menos la entrada del Golfo de California. No tenemos evidencias de un posible origen de la CCM más al sureste de lo mencionado.

Estos resultados dejan sin resolver la cuestión de si la CCM en la escala anual podría superponerse con la extensión de la Corriente Costera de Costa Rica, la cual en junio alcanza Cabo Corrientes de acuerdo a Wyrcki (1966, 1967), y cuya señal podría enmascarse en las inmediaciones del Golfo de Tehuantepec por los mismos procesos locales de mesoescala que afectaron la continuidad del modelo de balance de sal.

La naturaleza subsuperficial del origen de la CCM mencionada por Kessler (2006) y Chapa-Balcorta *et al.* (2015) ha sido también sugerida por modelos numéricos (Gómez-Valdivia *et al.* 2015). Esto concuerda con los resultados obtenidos en este estudio a partir de la distribución de las masas de agua que muestra presencia de aguas del área Tropical en el PTMC entre 100 y 250 m de profundidad durante todo el año (Portela *et al.* 2016). Sin embargo, a profundidades mayores, los perfiles de salinidad del Golfo de California y el PTMC coinciden, lo que sugiere que la circulación a través del PTMC parece ser en sentido opuesto (Portela *et al.* 2016). Esto limitaría a la CCM a una profundidad máxima de aproximadamente 250 m (400 m en el verano), lo que concuerda con las observaciones de Lavín *et al.* (2006).

Con base en los estudios previos y en nuestros propios resultados, parece probable que incluso aunque la CCM aparece en la región oeste de Tehuantepec en la escala anual (Figura 24) ésta parece tener implícita una fuerte componente de mesoescala. Aunque podría parecer contradictorio porque la varianza explicada por la TDA (de la que se deriva la velocidad geostrofica) es alta en los cuatro dominios (Figura 26), el proceso de elaboración de los promedios temporales implicado en la climatología mensual, enmascara la presencia de otras escalas temporales como la interanual y la mesoescala. La

última, se ha reportado como dominante en las inmediaciones del Golfo de Tehuantepec (Barton et al. 2009; Trasviña et al. 1995; Trasviña and Barton 2008; Chapa-Balcorta et al. 2015). En el trabajo de Godínez et al. (2010) (su figura 5), aunque su área de estudio no incluye ni la región de Tehuantepec ni el equivalente a nuestro dominio de Huatulco, los autores sugieren que la variabilidad de mesoescala aumenta rápidamente hacia el sureste, a medida que la variabilidad estacional disminuye.

Para completar la información de los estudios previos y que no incluyeron el sureste de nuestra región de estudio en sus análisis, calculamos la varianza explicada por la señal estacional de la TDA a partir de la serie de tiempo completa (en contraste con la obtenida de la climatología) (Figura 33).

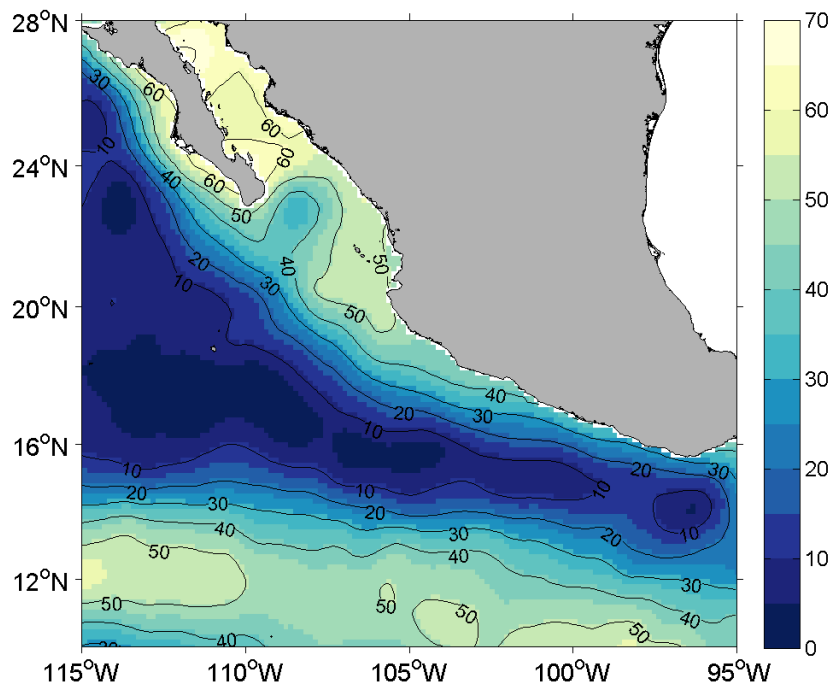


Figura 33. Varianza explicada por la señal estacional de la serie de tiempo completa (1993 - 2014) de la TDA en malla.

Esta figura muestra que el patrón sugerido en el trabajo de (Godínez et al. 2010) efectivamente continúa hacia el sureste. En el área costera al noroeste de Tehuantepec que corresponde con el dominio de Huatulco, la señal estacional explica solo el 10% - 30% de la varianza, mientras que, con base en los reportes previos, la mesoescala cobra importancia en esta región.

Esta variabilidad de mesoescala en las inmediaciones de Tehuantepec está inducida por los fuertes vientos, que dejan su huella principalmente en la circulación anticiclónica asociada al Cuenco de Tehuantepec (Kessler 2006).

4.5.3 Fuentes de error

En general el modelo representa bien las observaciones, pero sobreestima la magnitud de la tasa de cambio de la salinidad en la escala anual y tiene importantes discrepancias con las observaciones en Huatulco.

En el caso específico de Huatulco, hemos sugerido que el fallo del modelo en representar bien las observaciones se debe al carácter local de la distribución de salinidad en la región de Tehuantepec, exagerado por la elección de la ubicación de los dominios, pero en un sentido general, los procesos que no incluimos en nuestro modelo simple de balance de sal, así como las escalas de tiempo que no consideramos, son las principales fuentes de error en las estimaciones.

Estos procesos varían entre los distintos dominios. En Huatulco, el transporte de Ekman debe jugar un papel importante en la advección de sal, ya que está directamente relacionado con el esfuerzo del viento el cual es fuerte en esta área (Kessler, 2006). Hay estudios que muestran la presencia de un fuerte bombeo de Ekman en las inmediaciones de Tehuantepec (Chapa-Balcorta et al. 2015), lo que indica la importante contribución de los procesos regidos por el viento en esta región. El abordamiento es otro de los procesos que puede ser importante en este dominio, ya que la termoclina, al oeste de Tehuantepec, se hace más profunda con el desarrollo de remolinos asociados con el Cuenco de Tehuantepec (Trasviña et al. 1995). Además, se ha reportado que en esta región al oeste de Tehuantepec también es importante la ocurrencia de surgencias (Kessler 2006; Chapa-Balcorta et al. 2015).

El dominio de Manzanillo también está probablemente afectado por la región de surgencias relativamente intensas que se da alrededor de Cabo Corrientes, sobre todo en la primera mitad del año (Kurczyn et al. 2012). Sin embargo, en esta época entre invierno y primavera, las diferencias entre la salinidad superficial y la de capas más profundas no es tan pronunciada como en verano y otoño en el PTMC (Figura 10) y por tanto, la omisión de este proceso en el modelo de balance de sal, no introduce

demasiado error, como se refleja en la concordancia entre observaciones y modelo en el dominio de Manzanillo en la Figura 32.

En los dominios de Acapulco y Zihuatanejo, suponemos que el abordamiento no debería ser especialmente importante en el balance de sal, ya que las variaciones temporales en la profundidad de la capa de mezcla son pequeñas (Figura 18) y no hay reportes previos que sugieran su presencia. Además, tampoco hay reportes de eventos recurrentes de surgencias en estos dos dominios. Sin embargo, no hay información bibliográfica disponible de resolución suficiente como para resolver las escalas consideradas en este estudio en estos dos dominios.

Además de estos procesos que no se consideraron en nuestra aproximación del modelo de balance de sal, los errores intrínsecos asociados a las estimaciones, interpolaciones y elaboración de promedios espaciales y temporales, podrían ser los responsables de la sobreestimación general del modelo con respecto a las observaciones. Además, hemos considerado solamente la señal anual como la principal escala de tiempo de las perturbaciones al estado estacionario. Ya hemos probado que esta es la mayor escala de variabilidad en todo el dominio, sin embargo, hay una componente semianual de la advección que parece ser localmente importante (Figura 27) ya que explica casi el 20% y 30% de la varianza del término advectivo en Huatulco y Zihuatanejo respectivamente (Figura 29). Esta escala temporal debería ser tomada en cuenta en futuros estudios sobre la variabilidad estacional del balance de sal en la zona.

Aunque la concordancia entre la fase observada y modelada de la tasa de cambio de la salinidad fue buena en general, se encontraron desfases de uno y dos meses en Acapulco y Huatulco respectivamente. En este modelo, estamos considerando un balance instantáneo entre el forzamiento y la advección, lo que significa que el forzamiento de agua dulce y la advección de sal producen una respuesta inmediata en la tasa de cambio de la salinidad. Sin embargo, como mencionamos previamente, este proceso no ocurre de esta forma en la realidad. Se ha reportado que hay un cierto desfase entre la ocurrencia de la máxima precipitación y la salinidad mínima en el Pacífico tropical (Delcroix et al. 1996). Nuestros resultados (Figura 21 y Figura 23) también muestran que hay un desfase de aproximadamente un mes entre las máximas amplitudes de ambas variables. Es razonable pensar que este desfase se debe principalmente al tiempo que tardan los procesos advectivos (y otros procesos dinámicos) en la redistribución y mezcla entre el agua de regiones aledañas.

4.5.4 Sumario

El uso de modelos simples similares al que aplicamos en este estudio, ha probado ser bastante efectivo en explicar el balance de sal de una forma general en escalas espaciales grandes (Cronin and McPhaden 1998; Delcroix et al. 1996; Johnson et al. 2002) y también en dominios regionales como el Golfo de California (Montes et al. 2015; Beron-Vera and Ripa 2002). Estos estudios, llevados a cabo en áreas que incluyen el PTO (Delcroix et al. 1996; Johnson et al. 2002) cubrieron escalas espaciales y temporales grandes usando una baja resolución y por tanto, no resolvieron las áreas costeras.

La escasez de datos principalmente de salinidad, por lo general ha limitado la resolución y la precisión de los modelos de balance de sal sobre todo en las regiones costeras, donde los datos de satélite son menos fiables, y a escala regional, que puede estar limitada por la resolución espacial y temporal de los datos disponibles. Por esta razón, estos estudios regionales pueden llevarse a cabo sólo en áreas típicamente bien muestreadas por ser de gran interés científico como el Golfo de California (Beron-Vera and Ripa 2002). Esta es la primera vez que la cantidad de datos es suficiente para llevar a cabo una caracterización regional del balance de sal entre Tehuantepec y Cabo Corrientes.

Usando un modelo lineal simple, bidimensional, en la capa de mezcla, pudimos describir los principales procesos que intervienen en el balance sal cerca de la costa entre Acapulco y Manzanillo. Además, pudimos identificar las limitaciones que tiene el modelo para describir adecuadamente las observaciones en Huatulco, una región afectada por un régimen local de salinidad en su valor medio, que está relacionado con la dinámica típica del Golfo de Tehuantepec.

En general encontramos una conexión a lo largo de la costa entre Acapulco y Manzanillo. Sin embargo, la región de Huatulco parece no estar gobernada por los mismos procesos que las otras tres regiones, ni en el promedio ni en la escala anual.

5. Conclusiones

Debido a la amplia base de datos hidrográficos que tenemos disponibles en este estudio con una ampliada resolución espacial y temporal, hemos sido capaces de describir por primera vez las variaciones estacionales de las masas de agua en el PTMC y las áreas adyacentes, así como el promedio y el ciclo anual del balance de sal en cuatro dominios ubicados entre Tehuantepec y Cabo Corrientes.

No hay formación de masas de agua en el PTMC, por lo que sus características hidrográficas dependen de la interacción de las masas de agua que rodean esta área y proporcionan información del patrón de corrientes en el esquema de circulación regional. En la columna de agua superior, el PTMC recibe ACC todo el año, AGC en primavera y ATS principalmente en verano y otoño. Entre 100 y 200 m de profundidad el PTMC parece recibir principalmente aguas de origen tropical, mientras que por debajo de 250 m de profundidad (400 m en verano), esta área muestra las mismas características que el Golfo de California (Figure 6), sugiriendo un flujo subsuperficial hacia el ecuador.

Encontramos dos importantes características hidrográficas que demuestran la importancia de la salinidad como trazador de la circulación. El primero es el mínimo salino somero detectado en el SCC, que se saliniza a medida que el brazo tropical de la CC transporta ACC hacia el sureste y ésta se mezcla con aguas subsuperficiales tropicales. El segundo, es el mínimo salino superficial asociado con el ATS que está presente en el PTMC y el área Tropical durante el verano y el otoño.

Usando un modelo simple de balance de sal en la capa de mezcla, identificamos la contribución relativa del forzamiento atmosférico de agua dulce y la advección de sal en la formación de este mínimo salino superficial. En la escala anual, ambos términos son de la misma magnitud en Manzanillo y Zihuatanejo, mientras que el forzamiento contribuyó con un 70% en Acapulco. En Huatulco, el modelo no reprodujo bien las observaciones debido principalmente a la influencia del régimen particular de salinidad, relacionado con la dinámica local del área de Tehuantepec.

Encontramos que el flujo hacia el polo de la CCM es el principal responsable de la advección de sal entre Huatulco y Manzanillo. En la escala anual, ésta advecta el mínimo salino desde el área Tropical a través del PTMC hasta, al menos, la entrada del Golfo de California durante el verano y el otoño. La desaparición del mínimo salino superficial en invierno y primavera es consistente con el debilitamiento y

posterior inversión de la CCM y proporciona nuevas evidencias de su carácter estacional. En el promedio, sin embargo, la CCM está desconectada de la región de Tehuantepec, y aparece como un flujo hacia el polo entre Zihuatanejo y Manzanillo.

La presente investigación representa una mejora de fondo y asienta las bases hidrográficas para futuros estudios interdisciplinarios en esta región. Además, proporciona información nueva sobre la interacción y la estacionalidad de los flujos que llegan al PTMC desde las áreas aledañas. Estos resultados ponen de manifiesto el papel del PTMC como una región clave en este sistema de convergencia tropical-subtropical y la utilidad de los datos hidrográficos de alta resolución como una herramienta esencial para la descripción de la circulación regional y las características principales responsables del balance de sal en esta zona costera.

Literatura citada

- Álvarez-Borrego, S., and R. A. Schwartzlose, 1979: Water masses of the Gulf of California. *Ciencias Mar.*, **6**.
- Amador, J. a., E. J. Alfaro, O. G. Lizano, and V. O. Magaña, 2006: Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 101–142, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.007.
- Barton, E. D., M. F. Lavín, and A. Trasviña, 2009: Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.*, **29**, 485–500, doi:10.1016/j.csr.2008.12.003.
- Beron-Vera, F. J., and P. Ripa, 2002: Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1–15.
- Bray, N. A., 1988: Water Mass Formation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **93**, 9223–9240.
- Castro, R., A. Mascarenhas, R. Durazo, and C. A. Collins, 2000: Seasonal Variation of the Temperature and Salinity at the Entrance to the Gulf of California. *Ciencias Mar.*, **26**, 561–583.
- Castro, R., R. Durazo, A. Mascarenhas, C. A. Collins, and A. Trasviña, 2006: Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep. Res. I*, **53**, 188–200, doi:10.1016/j.dsr.2005.09.010.
- Cepeda-Morales, J., G. Gaxiola-Castro, E. Beier, and V. M. Godínez, 2013: The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. *Deep. Res. I*, **76**, 1–12.
- Chapa-Balcorta, C., J. M. Hernandez-Ayon, R. Durazo, E. Beier, S. R. Alin, and A. López-Pérez, 2015: Influence of post-Tehuano oceanographic processes in the dynamics of the CO₂ system in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **120**, 7752–7770, doi:10.1002/2015JC011249.
- Collins, C. A., N. Garfield, A. S. Mascarenhas, M. G. Spearman, and T. A. Rago, 1997: Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20927–20936, doi:10.1029/97JC01302. //a1997xx06100003.
- Collins, C. A., R. Castro, and A. Mascarenhas, 2015: Properties of an upper ocean front associated with water mass boundaries at the entrance to the Gulf of California, November 2004. *Deep. Res. II*, **119**, 48–60, doi:10.1016/j.dsr2.2014.06.002.
- Cronin, M. F., and M. J. McPhaden, 1998: Upper ocean salinity balance in the western equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27567–27587, doi:10.1029/98JC02605.
- Da-Allada, C. Y., G. Alory, Y. Penhoat, E. Kestenare, F. Durand, and N. M. Hounkonnou, 2013: Seasonal mixed-layer salinity balance in the tropical Atlantic Ocean : Mean state and seasonal cycle. *J.*

Geophys. Res. Ocean., **118**, 332–345, doi:10.1029/2012JC008357.

Delcroix, T., and C. Henin, 1994: Seasonal and Interannual Variations of Sea Surface Salinity in the Tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **96**, 135–150.

—, C. Henin, V. Porte, and P. Arkin, 1996: Precipitation and sea-surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Deep Sea Res. I*, **43**, 1123–1141.

—, M. J. McPhaden, A. Dessier, and Y. Gouriou, 2005: Time and space scales for sea surface salinity in the tropical oceans. *Deep Sea Res. I*, **52**, 787–813, doi:10.1016/j.dsr.2004.11.012.

Delcroix, T., G. Alory, S. Cravatte, T. Corregge, and M. J. McPhaden, 2011: A gridded sea surface salinity data set for the tropical Pacific with sample applications (1950 – 2008). *Deep Sea Res. I*, **58**, 38–48, doi:10.1016/j.dsr.2010.11.002.

Durazo, R., 2015: Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **120**, 1173–1196, doi:10.1002/2014JC010405.

Fiedler, P. C., 1992: *Seasonal climatologies and variability of Eastern Tropical Pacific surface waters*. 65 pp.

Fiedler, P. C., and L. D. Talley, 2006: Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 143–180, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.008.

Foltz, G. R., and M. J. McPhaden, 2008: Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **113**, 1–14, doi:10.1029/2007JC004178.

Franco, A. C., and Coauthors, 2014: Air-sea CO₂ fluxes above the stratified oxygen minimum zone in the coastal region off Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **119**, 1–15, doi:10.1002/2013JC009337. Received.

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. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **115**, 1–15, doi:10.1029/2009JC005705.

Gómez-Valdivia, F., A. Parés-Sierra, and A. L. Flores-Morales, 2015: The Mexican Coastal Current : A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. *Cont. Shelf Res.*, **110**, 100–107, doi:10.1016/j.csr.2015.10.010. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2015.10.010>.

loc, Scor, and Iapso, 2010: The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. *Intergov. Oceanogr. Comm. Manuals Guid. No. 56*, 196.

Johnson, E. S., G. S. E. Lagerloef, J. T. Gunn, and F. Bonjean, 2002: Surface salinity advection in the tropical oceans compared with atmospheric freshwater forcing : A trial balance. *J. Coast. Res.*, **107**, 1–11, doi:10.1029/2001JC001122.

- Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt, 2000: An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.*, **105**, 16803, doi:10.1029/2000JC900072.
- Kessler, W. S., 2006: The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 181–217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Kurczyn, J. A., E. Beier, M. F. Lavín, and A. Chaigneau, 2012: Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **117**, 1–17, doi:10.1029/2012JC007970.
- , —, —, —, and V. M. Godínez, 2013: Anatomy and evolution of a cyclonic mesoscale eddy observed in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **118**, 5931–5950, doi:10.1002/2013JC20437.
- Lavín, M. F., and S. G. Marinone, 2003: An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. *Nonlinear Process. Geophys. Fluid Dyn.*, 173–204, doi:10.1029/RG021i005p01105.
- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez, and J. García, 2006: On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 5–8, doi:10.1029/2005GL024686.
- , R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador, and P. Guest, 2009: SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.*, **114**, 1–22, doi:10.1029/2008JC004896.
- , —, —, and V. M. Godínez, 2013: Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **118**, 1367–1381, doi:10.1002/jgrc.20132.
- León-Chávez, C. A., L. Sánchez-Velasco, E. Beier, M. F. Lavín, V. M. Godínez, and J. Fárber-Lorda, 2010: Larval fish assemblages and circulation in the Eastern Tropical Pacific in Autumn and Winter. *J. Plankton Res.*, **32**, 397–410, doi:10.1093/plankt/fbp138.
- , E. Beier, L. Sánchez-Velasco, E. D. Barton, and V. Godínez, 2015: Role of circulation scales and water mass distributions on larval fish habitats in the Eastern Tropical Pacific off Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.*, doi:10.1002/2014JC010289.
- McDougall, T. J., and P. M. Barker, 2011: *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. SCOR/IAPSO WG127, Ed. 28 pp.
- , D. R. Jackett, and F. J. Millero, 2009: An algorithm for estimating Absolute Salinity in the global ocean. *Ocean Sci. Discuss.*, **6**, 215–242, doi:10.5194/osd-6-215-2009.
- Montes, J. M., M. F. Lavín, and A. Parés-Sierra, 2015: Seasonal heat and salt balance in the Upper Gulf of California. *J. Coast. Res.*, **0**, 000–000, doi:10.2112/JCOASTRES-D-14-00192.1.
- O'Connor, B. M., R. A. Fine, K. A. Maillet, and D. B. Olson, 2002: Formation rates of subtropical

underwater in the Pacific Ocean. *Deep. Res. I*, **49**, 1571–1590.

- Palacios-Hernández, E., L. E. Carrillo, A. Filonov, L. Brito-Castillo, and C. E. Cabrera-Ramos, 2009: Seasonality and anomalies of sea surface temperature off the coast of Nayarit, Mexico. *Ocean Dyn.*, **60**, 81–91, doi:10.1007/s10236-009-0244-z.
- Pantoja, D., S. G. Marinone, A. Parés-Sierra, and F. G. Valdivia, 2012: Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific. *Ciencias Mar.*, **38**, 363–379, doi:10.7773/cm.v38i2.2007.
- Philbrick, V. A., P. C. Fiedler, J. T. Fluty, and S. B. Reilly, 2001: *Report of Oceanographic Studies conducted during the 2000 Eastern Tropical Pacific Ocean Survey on the research vessels David Starr Jordan, and McArthur*. 30 pp.
- Portela, E., and Coauthors, 2016: Water masses and circulation in the tropical Pacific off central Mexico and surrounding areas. *J. Phys. Oceanogr.*, doi:10.1175/JPO-D-16-0068.1.
- Reid, J. L., 1973: The shallow salinity minima of the Pacific Ocean. *Deep. Res.*, **20**, 51–68, doi:10.1016/0011-7471(73)90042-9.
- Robles, J. M., and S. G. Marinone, 1987: Seasonal and interannual thermohaline variability. *Cont. Shelf Res.*, **7**, 715–733.
- Roden, G. I., 1972: Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in Revillagigedo Island region. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 177–183.
- Saraceno, M., P. T. Strub, and P. M. Kosro, 2008: Estimates of sea surface height and near-surface alongshore coastal currents from combinations of altimeters and tide gauges. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **113**, 1–20, doi:10.1029/2008JC004756.
- Strub, P. T., and C. James, 2002: The 1997-1998 oceanic El Niño signal along the southeast and northeast Pacific boundaries - An altimetric view. *Prog. Oceanogr.*, **54**, 439–458, doi:10.1016/S0079-6611(02)00063-0.
- Torres Orozco, E., 1993: *Análisis Volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 80 pp.
- Trasviña, A., and E. D. Barton, 2008: Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, **55**, 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: Te asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.*, **100**, 649–663.
- Warsh, C. E., K. L. Warsh, and R. C. Staley, 1973: Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. *Deep. Res.*, **20**, 561–570.

Wyrski, K., 1966: Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, **4**, 33–68.

—, 1967: Circulation and Water Masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. Limnol.*, **1**, 117–147.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, and C. E. Tilburg, 2007: Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. *J. Geophys. Res. Ocean.*, **112**, 1–17, doi:10.1029/2006JC004018.

Anexo

A1. Advección total de sal a lo largo de la costa: Promedio + Señal Anual

El mínimo salino superficial que se encuentra en el área Tropical y el TPCM mostrados en las Figuras 8 y 10 se explica en gran medida mediante el modelo numérico-analítico que resuelve la advección de una salinidad media por la anomalía anual de la velocidad representada por la CCM. La Figura A1, muestra la suma de la señal anual y el promedio de la advección de sal y representa con mayor claridad como el sentido de la advección se invierte, lo que hace que el modelo concuerde con las observaciones

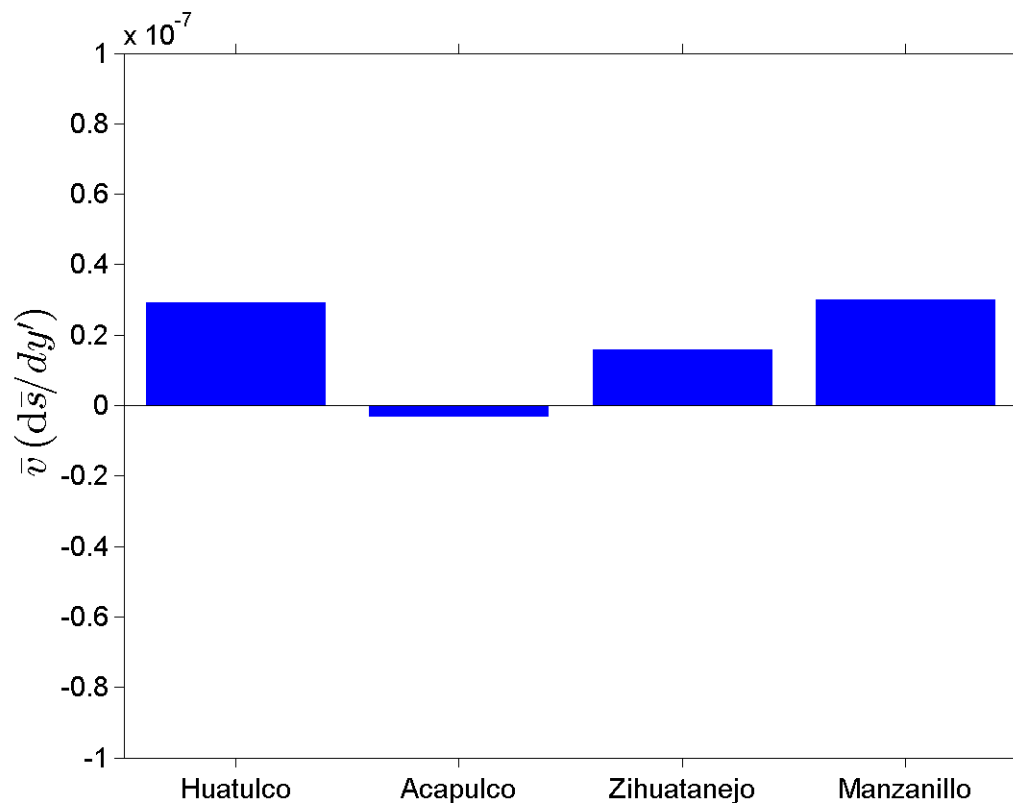


Figura A1. Valor medio de la componente a lo largo de la costa (y') de la advección de sal. La velocidad media utilizada es la obtenida del modelo. La escala vertical se mantuvo igual a la de la figura A2 para facilitar la comparación de magnitudes.

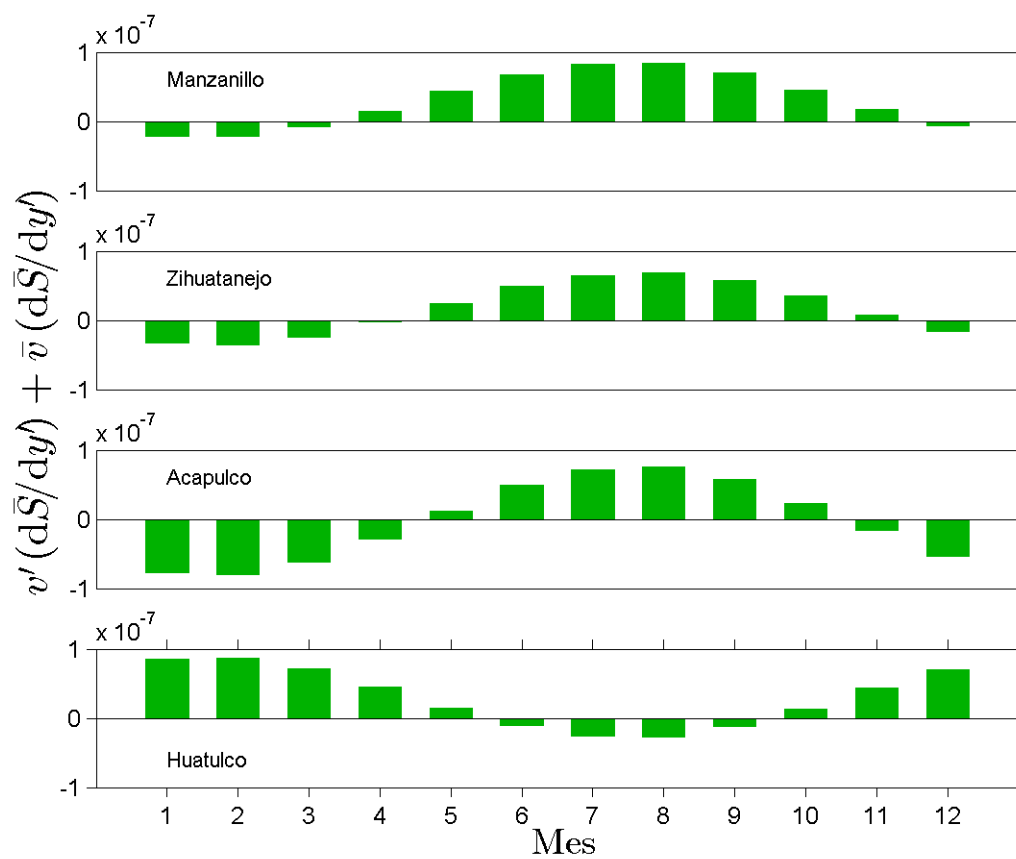


Figura A2. Advección total de sal en su componente paralela a la costa como la suma entre la advección promedio y el término MCC, debido a la advección de una salinidad media por las variaciones anuales de la velocidad.