



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales

**I.M.A., M.I., Mauricio Andrés Ruiz-Ochoa**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Minas  
Escuela de Geociencias y Medio Ambiente  
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos  
Medellín, Colombia  
2011

# Variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada con El Niño-Oscilación del Sur, vientos Alisios y procesos locales

I.M.A., M.I., Mauricio Andrés Ruiz-Ochoa

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:  
**Doctor en Ingeniería – Recursos Hidráulicos**

Directora:

Doctora Gladys Bernal Franco

Co-director:

Doctor Emilio Beier

Línea de Investigación en Oceanografía

Grupo de Investigación en Oceanografía e Ingeniería de Costas de la Universidad Nacional  
(OCEANICOS)

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas

Escuela de Geociencias y Medio Ambiente

Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Medellín, Colombia

2011

# Nota de aceptación

Tesis aprobada

---

---

---

**Presidente del jurado**

Doctor Oscar José Mesa Sánchez

**Jurado**

Doctor Eric Desmond Barton

**Jurado**

Doctor Carlos David Hoyos

**Jurado**

Medellín, 27 de mayo de 2011

**A mi mamá**

# Agradecimientos

Doy gracias a Dios por la vida, la salud y la motivación para alcanzar esta nueva meta. Reconozco que los aspectos positivos y negativos fueron fundamentales en este proceso formativo, y considero que esto no hubiera sido posible sin el respaldo de personas e instituciones que me brindaron todo su apoyo. Gracias a todos.

Para mis directores la Doctora Gladys Bernal Franco y el Doctor Emilio Beier, expreso mis sinceros reconocimientos de afectos, amistad, respeto y cariño.

A los Doctores Eric Desmond Barton, Oscar José Sánchez Mesa y Carlos David Hoyos, agradezco los comentarios, sugerencias y recomendaciones realizadas a esta tesis. También muchas gracias al comité asesor de mi proyecto de tesis, Doctores Nancy Villegas, Jaime Ignacio Vélez y Emilio Beier, porque sus orientaciones fueron muy valiosas.

Mis más sinceros agradecimientos al Grupo Red de Cooperación para la Investigación del Agua en Colombia (GRECIA), quienes dentro del proyecto “Programa de Investigación sobre la Gestión del Agua en Colombia”, subproyecto “Procesos de Interacción Atmósfera-Océano-Tierra en el Caribe colombiano”, me concedieron una beca con la cual pude realizar parte de mi doctorado. Igualmente, doy las gracias a todos los integrantes del Grupo de Investigación (OCEANICOS) en especial a su director, el Doctor Andrés Osorio por el apoyo brindado y por la oportunidad de ser parte del grupo.

Con las instituciones que aportaron recursos económicos para realizar esta tesis, también estoy agradecido, estas fueron: el Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología (COLCIENCIAS), el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) de México, la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín y la Fundación para la Promoción de la Investigación y la Tecnología del Banco de la República de Colombia. Asimismo, la pasantía doctoral fue posible gracias al Programa de Cooperación Científica Internacional Intercambio de Investigadores Colombia – México 2007, convenio COLCIENCIAS – CONACYT.

En una región con escasez de información *in situ* o con restricciones de uso, las fuentes de datos internacionales disponibles en internet, son de gran valor. Agradezco entonces a los equipos de trabajo de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), el *National Oceanographic Data Center* (NODC), el *National Data Buoy Center* (NDBC), la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), el *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) y el *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data* (AVISO), por que sin sus contribuciones esta tesis no hubiera sido posible.

Agradezco a la Armada Nacional de Colombia a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) por los datos del crucero “Caribe”. Asimismo resalto la colaboración de investigadores que facilitaron sus datos a la luz de una simple comunicación personal, ellos son la Doctora Robin Tokmakian (Naval Postgraduate School, Monterey, CA, USA), quien me facilitó los datos del modelo Parallel Ocean Circulation Model (POCM-4C); y los Doctores Yusuke Yokoyama (Universidad de Tokio) y José Ignacio Martínez (Universidad EAFIT), quienes me compartieron las series de tiempo dos termógrafos ubicados en el Parque Nacional Isla del Rosario.

Con la Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín estaré siempre agradecido porque me permitió estar en sus espacios gran parte de mi tiempo. Además durante mi proceso formativo, resalto el aprecio y los consejos de los Directores de la Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, la profesora María Victoria Vélez y el profesor Jaime Ignacio Vélez. Igualmente a cada uno de los profesores del posgrado en Aprovechamiento en Recursos Hidráulicos les agradezco por sus enseñanzas y consejos. A Diana en el centro de documentación, quien siempre me ayudó a la hora de una consulta. Gracias también a Gloria y a Mónica por todas las gestiones realizadas.

A cada uno de alumnos del posgrado agradezco sus gestos de amabilidad y confianza. Sin embargo, quiero resaltar el aprecio recibido con quienes compartí más que una oficina, son ellos: Marcela, Mario, Carlos, Julián y Joanny. Gracias también a quienes me brindaron sus ayudas en mis inicios en MatLab, Cristian y Hugo.

En México, país con quien quedo eternamente agradecido también expreso mis sinceros reconocimientos. En primer lugar agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Unidad La Paz, en cabeza de su coordinador Doctor Luis Farfán porque durante mi estancia sentí la hospitalidad de todos. Pero resalto la oportunidad brindada por el Doctor Emilio Beier, el apoyo y el aprecio de Laura, Ramón, Juan, Toledo, Lalo, Miguel, Nando, Hugo y Sergio. Y el respeto de los investigadores Armando, Roberto, Eduardo y Guillermo. Creo que fue una grata experiencia.

En La Paz, B.C.S., creo que hice varias familias. Es por eso que con mis compañeros de casa Martha, Emilio Inda, Adriana, Andrea, Juan Carlos, Homero e Iván, tuve una buena convivencia y aprendí mucho de todos ustedes. Por otro lado, con quienes compartí oficina también tengo mis más profundos agradecimientos, porque en más de una ocasión sus ideas me ayudaban a avanzar, gracias Martha, Cristina, Fito, Mario, Cristian y Sandra.

También puedo decir que en la ciudad de La Paz, fueron muchas las noches en que disfrute de la hospitalidad de su gente. Así que en buena medida la pasé muy bien. Gracias a todos los amigos y amigas que quedan por siempre. Muchas gracias al verano científico 2010, Laura, Gisela, Arturo, José Luis, Adalberto, Homero e Iván, de verdad valoro mucho su amistad. Y destaco al compa Homero.

En el CICESE en Ensenada, agradezco el apoyo brindado por un colega y amigo, Vladimir Toro, gracias por las gestiones y la hospitalidad. Gracias también a Víctor por las rutinas de MatLab y por las orientaciones en caso de alguna duda.

En lo personal doy las gracias a mi mamá, Elina Ochoa, quien es mi motivo de vida. A mi abuela Ligia Paba, por sus constantes bendiciones para que todo llegara a un final feliz. A mi hermano José Fernando, su esposa Carlota y mis sobrinos Fernando José, Lina María Fernanda y María del Pilar, porque son parte fundamental de mi lucha diaria. Igualmente agradezco a mis familias Ruiz, Ochoa, Pérez, Caballero, Miranda, Rincón, Ponce, De Luque y Herrera, de todos me siento muy orgulloso y comparto este nuevo logro. No quiero dejar pasar por alto un especial reconocimiento a un ser querido que ya no nos acompaña en este mundo, pero para mí fue ejemplo de lucha y sacrificio, tío Ramiro Ochoa Paba, te recuerdo a diario. A mi linda Carolina Pino, a quien le entrego mi corazón y a su familia que me han acogido con especial cariño. Muchas gracias a todos.

Resalto la amistad con el profesor Ramiro Marbello, quien siempre me motivó a seguir adelante. Y agradezco también a Susan, quien me revisaba los manuscritos y me daba sus acertadas observaciones. A mis amigos de Expedición Estuarina, de verdad que conocerlos y compartir distintos espacios fue muy placentero, por eso mis sinceros agradecimientos para Cata, Eli, Juan David, Lucho, Kathleen, Edgar, Eliana, José Luis y Juanes. Agradecimientos también para todos los profes de ese gran grupo de trabajo. Gracias.

Como todo tiene un límite, doy mis excusas a quienes no aparecen en estas letras. Sin embargo, quiero decirles que el hecho de no ser nombrados no significa que los haya olvidado, es que se acabó el espacio, jajaja. Pero eso sí, les aseguro que están en las páginas de mi memoria las cuales no tienen fin, gracias a todos de verdad. Aunque el camino recorrido fue largo, al final es muy satisfactorio, no se imaginan lo que significó para mí todo el apoyo recibido.



## Resumen

Se aplicó la división en escalas de variabilidad mediante el análisis armónico y las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs), a los registros diarios de temperatura superficial del mar (TSM) obtenidos del *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Asimismo, teniendo en cuenta datos de la hidrografía de Levitus y de perfiladores tipo *Autonomous Lagrangian Circulation Explorer* (ALACE) del *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), se analizó la variabilidad estacional e interanual de las masas de agua superficiales, así como, la estructura vertical de la Contracorriente Panamá-Colombia (CCPC) con los datos del POCM-4C. Igualmente se analizaron los patrones de variabilidad estacional e interanual de las anomalías del nivel del mar (ANM) del *Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanography* (AVISO) y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento. La descomposición de la TSM en modos de oscilación ortogonales entre sí no sólo permitió relacionar cada patrón de variación con su principal forzamiento sino evaluar la varianza explicada local. En La Guajira la TSM explica más de 75% de la variabilidad estacional, mientras que en el Golfo de los Mosquitos es del 40%. Se identificó el Agua Superficial de la Contracorriente Panamá-Colombia (ASCCPC) producto de la descarga de los ríos, y el Agua Superficial de La Guajira (ASLG) debida a las surgencias y el bombeo de Ekman. La CCPC en 73.6°W se convierte en la Contracorriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC) y en La Guajira se localiza a 200 m de profundidad. La variabilidad de la circulación y las masas de agua mostraron un acoplamiento semestral. La disminución (aumento) de los aportes de agua de los ríos durante los eventos El Niño (La Niña) permitiría una menor (mayor) dilución del ASCCPC y del ASLG. Asimismo, en El Niño la Corriente del Caribe (CC) se intensifica y las corrientes en dirección Este (CCPC y CSCC) sólo se intensifican en JJA. En La Niña, las corrientes en dirección Este se debilitan y la CC permanece cercana al valor medio, excepto en JJA cuando se intensifica. Las anomalías del nivel del mar (ANM) en la escala anual muestran dos máximos de la misma intensidad uno en octubre sobre La Guajira y otro en febrero que cubre toda la región central a los 12°N. En la escala semianual ocurre un solo máximo en La Guajira de la misma intensidad que los máximos anuales pero en octubre-noviembre. La varianza explicada por la escala estacional de las ANM es en promedio para toda la cuenca del 40%.

**Palabras clave:** TSM, Anomalías del nivel del mar, POCM-4C, Rotacional del esfuerzo del viento, Estructura vertical, SSM, Cuenca Colombia.



## Abstract

Using harmonic analysis and Empirical Orthogonal Function (EOF), the splitting scale was applied to the daily records of sea surface temperature (SST) obtained from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). On the other hand, taking into account hydrographic data of the Levitus and the profilers type Autonomous Lagrangian Circulation Explorer (ALACE) of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE), we analyzed the seasonal and interannual variability of water surface masses, as well as the vertical structure of the Panama-Colombia Countercurrent (PCC) with information from POCM-4C. Also we analyzed the patterns of seasonal and interannual variability of sea level anomalies (SLA) from the Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanography (AVISO) and the relationship with the wind stress curl. The decomposition of the SST oscillation orthogonal modes between each other, not only allowed to match each pattern of variation with its main force but to assess the local variance explained. In La Guajira SST explained 75% of seasonal variability, while in the Mosquito Gulf is 40%. It was identified the Countercurrent Panama-Colombia Surface Water (PCCSW) as a product of river discharge, and also the La Guajira Surface Water (LGSW) due to upwelling and Ekman pumping. The PCC in 73.6°W becomes the Caribbean Coastal Undercurrent (CCU) and in La Guajira is located 200 m of depth. The variability of the circulation and the surface water masses show a seasonal coupling. The down (up) of the water discharge river during the events El Niño (La Niña) allowed a lower (higher) dilution of PCCSW and LGSW. Also, in El Niño the Caribbean Current (CC) is intensified and eastward currents (CPC and CCU) will only intensify in JJA. In La Niña, the flows eastward are weakened and the CC remains close to average, except in JJA when it intensifies. The sea level anomalies (SLA) in the annual scale show two peaks of equal intensity one in October for La Guajira and another in February that covers the all central region at 12°N. In the semiannual scale occur single peaks in La Guajira to the same annual maximum intensity but in October-November. The explained variance by the seasonal scale of SLA is in average for the all basin of 40%.

**Keywords:** SST, Sea level anomaly, POCM-4C, Wind stress curl, Vertical structure, SSS, Colombian Basin.



# Contenido

	Pág.
Resumen.....	xi
Abstract.....	xiii
Lista de figuras.....	xix
Lista de tablas.....	xxiii
Lista de acrónimos.....	xxv
Introducción.....	1
<b>1. Capítulo 1: Variabilidad de la temperatura superficial del mar en la Cuenca Colombia, mar Caribe.....</b>	<b>7</b>
1.1 Resumen.....	7
1.2 Introducción.....	8
1.3 Área de estudio.....	9
1.4 Materiales y métodos.....	10
1.5 Resultados.....	12
1.5.1 Valor medio y desviación estándar.....	12
1.5.2 Variabilidad estacional.....	13
1.5.3 Variabilidad no estacional.....	19
1.5.4 Varianza explicada total.....	25

---

1.6	Discusión.....	25
<b>2.</b>	<b>Capítulo 2: Variabilidad estacional e interanual de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa.....</b>	<b>29</b>
2.1	Resumen.....	29
2.2	Introducción.....	30
2.3	Datos y métodos.....	33
2.3.1	Climatología de Levitus y perfiladores ALACE.....	33
2.3.2	Modelo POCM-4C.....	33
2.3.3	Caudales.....	35
2.3.4	Análisis de la variabilidad estacional.....	35
2.3.5	Análisis de la variabilidad interanual.....	36
2.4	Resultados.....	36
2.4.1	Variabilidad estacional de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa.....	36
2.4.2	Variabilidad interanual de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa.....	46
2.5	Discusión.....	52
<b>3.</b>	<b>Capítulo 3: Variabilidad estacional e interanual de las anomalías del nivel del mar en la Cuenca Colombia y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento.....</b>	<b>59</b>
3.1	Resumen.....	57
3.2	Introducción.....	58
3.3	Materiales y métodos.....	61
3.3.1	Datos de altimetría.....	61
3.3.2	Rotacional del esfuerzo del viento.....	61

---

3.3.3	Análisis de la variabilidad estacional.....	62
3.3.4	Análisis de la variabilidad interanual.....	63
3.4	Resultados.....	63
3.4.1	Variabilidad estacional de las ANM de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento.....	63
3.4.2	Análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales conjuntas.....	74
3.4.3	Varianza explicada por el ajuste estacional.....	76
3.5	Discusión.....	76
<b>4.</b>	<b>Conclusiones.....</b>	<b>79</b>
	<b>Bibliografía.....</b>	<b>85</b>
<b>A.</b>	<b>Anexo: Validación cualitativa del nivel del mar del POCM-4C.....</b>	<b>103</b>
<b>B.</b>	<b>Anexo: Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe.....</b>	<b>111</b>
<b>C.</b>	<b>Anexo: Variabilidad estacional e interanual océano-atmósfera en la Cuenca Colombia.....</b>	<b>127</b>
<b>D.</b>	<b>Anexo: Variación estacional e interanual de los campos de temperatura superficial de la cuenca Colombia, mar Caribe.....</b>	<b>167</b>
<b>E.</b>	<b>Anexo: La salinidad en la Cuenca Colombia, mar Caribe.....</b>	<b>179</b>



## Lista de figuras

	Pág.
<b>Figura 1-1:</b> Localización del área de estudio. El círculo relleno marca la ubicación del termógrafo desplegado a 10 m de profundidad en el Parque Nacional Islas del Rosario (10° 11' 12.7"N–75° 44' 6.1"W). Las líneas sólidas (negras) son la ubicación geográfica de los perfiles latitudinales (hasta 14.25°N). Las abreviaturas son CR, Costa Rica; AR, Arboletes.....	10
<b>Figura 1-2:</b> a) Valor medio, b) Desviación estándar de la TSM [°C] del AVHRR sobre la Cuenca Colombia entre 1985–2009.....	12
<b>Figura 1-3:</b> a) Comparación de los datos diarios de TSM [°C], para el periodo marzo 28/2003 y agosto 9/2005, entre la TSM del AVHRR y un termógrafo localizado en el Parque Nacional Islas de Rosario, b) Regresión lineal entre ambos conjuntos de datos.....	13
<b>Figura 1-4:</b> Distribución espacial de la TSM [°C] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.....	16
<b>Figura 1-5:</b> Distribución espacial del esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] y superimpuesto el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.....	17
<b>Figura 1-6:</b> Evolución temporal de la TSM [°C] con el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] y el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] proyectado sobre el transecto AA' localizado en la zona costera de La Guajira.....	18
<b>Figura 1-7:</b> Distribución espacial de las anomalías de TSM [°C], el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] y el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] localizado en la zona costera de La Guajira durante marzo de 2004.....	19
<b>Figura 1-8:</b> Descomposición de los FEOs de TSM [°C] para la Cuenca Colombia.	

<p>Estructura espacial (parte superior) y su correspondiente serie de tiempo (parte inferior): a) Primera FEO. Serie de tiempo (línea roja) e índice NTA (línea negra), b) Segunda FEO (color) y superimpuesto el rotacional del esfuerzo del viento [<math>10^{-7}</math> N m<sup>-3</sup>, contornos]. Serie de tiempo (línea roja) y segundo modo temporal del rotacional del esfuerzo del viento (línea negra), y c) Tercera FEO (color) y superimpuesta la divergencia del viento superficial [<math>10^{-5}</math> s<sup>-1</sup>, contornos]. Serie de tiempo (línea roja) y primer modo temporal de la divergencia del viento superficial (línea negra). La abreviatura VE es varianza explicada.....</p>	21
<p><b>Figura 1-9:</b> Distribución espacial de la divergencia superficial del viento [s<sup>-1</sup>] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.....</p>	24
<p><b>Figura 1-10:</b> Distribución de la varianza explicada [%] por cada escala: a) Estacional, b) Primera FEO, c) Segunda FEO, d) Tercera FEO, y d) Suma de todos los componentes. VE es la varianza explicada.....</p>	26
<p><b>Figura 2-1:</b> Dinámica superficial del mar Caribe obtenida a partir de los resultados de velocidad del <i>Parallel Oceanic Circulation Model</i>. Las abreviaturas son CG, Corriente de Guayana; CC, Corriente del Caribe; CSCC, Contracorriente Subsuperficial Costera del Caribe; CCPC, Contracorriente Panamá-Colombia; GPC, Giro Panamá-Colombia; CY, Corriente de Yucatán.....</p>	31
<p><b>Figura 2-2:</b> Ubicación espacial de los perfiladores ALACE para el periodo comprendido entre mayo/2000 y agosto/2001, y localización geográfica de los ríos que desembocan en la Cuenca Colombia (las siglas se explican en las Tablas 2-2 y 2-3). Las estrellas gris (negras) representan los puntos de los años 2000 (2001).....</p>	34
<p><b>Figura 2-3:</b> Masas de agua identificadas en la Cuenca Colombia: a) Perfiles verticales de temperatura y salinidad de Levitus, b) Valor medio de la hidrografía de Levitus, c) Trimestres climáticos de todos los puntos de la hidrografía de Levitus, d) Todos los puntos de los perfiladores ALACE para el periodo 2000–2001.....</p>	38
<p><b>Figura 2-4:</b> Variabilidad estacional de la TSM [°C] de los registros hidrográficos de Levitus: a) DEF, b) MAM, c) JJA y d) SON.....</p>	39
<p><b>Figura 2-5:</b> Variabilidad estacional de la SSM de los registros hidrográficos de</p>	

	Levitus: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. La región costera sombreada corresponde a valores de salinidad menores que 35.3.....	39
<b>Figura 2-6:</b>	Ciclo estacional de los ríos en las regiones definidas para la Cuenca Colombia: a) Región 1, b) Región 2, c) Región 3, y d) Región 4. La línea punteada corresponde al ajuste estacional.....	43
<b>Figura 2-7:</b>	Variabilidad estacional de la salinidad en el perfil 78.625°W (Panamá) durante: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. Superimpuesta la velocidad geostrófica calculada con la hidrografía de Levitus. Valores negativos indican flujo hacia el Este.....	44
<b>Figura 2-8:</b>	Variabilidad estacional de la salinidad en el perfil 72.125°W (La Guajira) durante: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. Superimpuesta la velocidad geostrófica calculada con la hidrografía de Levitus. Valores negativos indican flujo hacia el Este.....	45
<b>Figura 2-9:</b>	Series de tiempo de los caudales de los ríos a) Magdalena y b) Atrato. La serie punteada corresponde al ONI.....	47
<b>Figura 2-10:</b>	Comparación entre los perfiles de temperatura [°C] y salinidad del POCM con el crucero “Caribe” de la Armada Colombiana, localizado en 11.98°N–75.10°W y realizado el 22 de octubre/1997.....	48
<b>Figura 2-11:</b>	Comportamiento medio estacional de la temperatura [°C] y salinidad del POCM-4C durante eventos: a) El Niño y b) La Niña, a 12.5 m de profundidad. Superimpuesta circulación media temporal [cm s <sup>-1</sup> ].....	49
<b>Figura 2-12:</b>	Perfiles verticales de la velocidad zonal [cm s <sup>-1</sup> ] del POCM-4C durante: a) anual, b) El Niño, y c) La Niña en los trimestres climáticos de Colombia. Los valores negativos indican flujo hacia el Oeste.....	50
<b>Figura 2-13:</b>	Perfiles verticales de temperatura [°C] para los períodos trimestrales: a) Anual, b) El Niño, y c) La Niña.....	51
<b>Figura 2-14:</b>	Perfiles verticales de salinidad para los períodos trimestrales: a) Anual, b) El Niño, y c) La Niña.....	52
<b>Figura 2-15:</b>	Número total de observaciones de Levitus tenidas en cuenta para los datos de: a) Temperatura y b) Salinidad. c) Grados de libertad de la variable salinidad.....	53

<b>Figura 2-16:</b> Ciclo estacional de los 31 ríos utilizados para calcular el aporte de agua dulce sobre la Cuenca Colombia.....	55
<b>Figura 3-1:</b> Variación climatológica de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.....	64
<b>Figura 3-2:</b> Ajuste anual de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, a) Febrero, c) Marzo, d) Abril, e) Mayo, y f) Junio. Este patrón estacional se invierte el resto del año.....	65
<b>Figura 3-3:</b> Ajuste semianual de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, b) Febrero, y c) Marzo. Este patrón estacional se invierte durante los tres meses siguientes.....	66
<b>Figura 3-4:</b> Parámetros del ajuste estacional de las ANM de AVISO: a) Amplitud anual [cm], b) Amplitud semianual [cm], c) Fase anual [meses], y d) Fase semianual [meses].....	67
<b>Figura 3-5:</b> Variación climatológica del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ] durante: a) Enero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.....	68
<b>Figura 3-6:</b> Ajuste anual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ] durante: a) Enero, b) Febrero, c) Marzo, d) Abril, e) Mayo, y f) Junio. Este patrón estacional se invierte el resto del año.....	69
<b>Figura 3-7:</b> Ajuste semianual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ] durante: a) Enero, b) Febrero, y c) Marzo. Este patrón estacional se invierte durante los tres meses siguientes.....	70
<b>Figura 3-8:</b> Parámetros del ajuste estacional del rotacional del esfuerzo del viento: a) Amplitud anual [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ], b) Amplitud semianual [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ], c) Fase anual [meses], y d) Fase semianual [meses].....	71
<b>Figura 3-9:</b> FEOs conjuntos y su respectiva serie de tiempo (líneas rojas) entre las ANM de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento para el período 1993–2008: a) primer modo, y b) segundo modo. Los índices ONI (primer modo) y AMO (segundo modo) son representados por las líneas azules. La abreviatura VE es la varianza explicada.....	74
<b>Figura 3-10:</b> Varianza explicada [%] por el ajuste estacional para: a) ANM de AVISO y b) rotacional del esfuerzo del viento.....	76

## Lista de tablas

Pág.

<b>Tabla 1-1:</b>	Parámetros del ajuste estacional de la TSM [°C], el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ] y del esfuerzo [N m <sup>-2</sup> ] zonal y meridional en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son $TSM_o$ , media de la TSM [°C]; $TSM_a$ , amplitud anual de la TSM [°C]; $TSM_s$ , amplitud semianual de la TSM [°C]; $Rot_o$ , media del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ]; $Rot_a$ , amplitud anual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ]; $Rot_s$ , amplitud semianual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$ N m <sup>-3</sup> ]; $\tau_o^x$ , media del esfuerzo zonal del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\tau_a^x$ , amplitud anual del esfuerzo zonal del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\tau_s^x$ , amplitud semianual del esfuerzo zonal del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\tau_o^y$ , media del esfuerzo meridional del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\tau_a^y$ , amplitud anual del esfuerzo meridional del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\tau_s^y$ , amplitud semianual del esfuerzo meridional del viento [N m <sup>-2</sup> ]; $\varphi_a$ , fase anual [meses]; $\varphi_s$ , es la fase semianual [meses]; VE, varianza explicada [%].....	14
<b>Tabla 2-1:</b>	Masas de agua en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son T, temperatura; S, salinidad.....	37
<b>Tabla 2-2:</b>	Promedio anual de los ríos colombianos que descargan en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son ID, identificador; Lat, latitud; Lon, longitud.....	41
<b>Tabla 2-3:</b>	Promedio anual de los ríos centroamericanos que descargan en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son ID, identificador; Lat, latitud; Lon, longitud; N/D, no disponible.....	42

<b>Tabla 2-4:</b>	Estadísticos usados en la comparación de los datos del POCM-4C con el crucero “Caribe” de la Armada Colombiana, localizado en 11.98°N–75.10°W y realizado el 22 de octubre/1997.....	48
-------------------	--	----

## Lista de acrónimos

ACAS	Agua Central del Atlántico Sur
ACAT	Agua Central del Atlántico Tropical
ACIMAR	Asociación Colombiana de Investigadores en Ciencias del Mar
AIA	Agua Intermedia Antártica
ALACE	<i>Autonomous Lagrangian Circulation Explorer</i>
AMO	Oscilación Multidecadal del Atlántico
ANM	Anomalías del Nivel del Mar
APAN	Agua Profunda del Atlántico Norte
ASAN	Alto de Presión Subtropical del Atlántico Norte
ASAT	Agua Superficial del Atlántico Tropical
ASC	Agua Superficial del Caribe
ASCCPC	Agua Superficial de la Contracorriente Panamá-Colombia
ASLG	Agua Superficial de La Guajira
ASS	Agua Subsuperficial Subtropical
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanography</i>
CC	Corriente del Caribe
CCMP	<i>Cross-Calibrated Multi-Platform</i>

---

CCPC	Contracorriente Panamá-Colombia
CECIMAR	Centro de Estudios en Ciencias del Mar
CG	Corriente de Guayana
CIOH	Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas
CICESE	Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada
COLCIENCIAS	Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología
CONACYT	Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México
CSCT	Chorro Superficial del Caribe Tropical
CSCC	Corriente Subsuperficial Costera del Caribe
CY	Corriente de Yucatán.
DEF	Diciembre-enero-febrero
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENSO	El Niño-Oscilación del Sur
ETESA	Empresa de Transmisión Eléctrica S.A. de Panamá
FEOs	Funciones empíricas ortogonales
GPC	Giro Panamá-Colombia
GRECIA	Grupo Red de Cooperación para la Investigación del Agua en Colombia
IAS-POM	<i>Princeton Ocean Model</i> implementado para los mares Intra-Americanos
ICOADS	<i>International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia
INVEMAR	Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives De Andrés”
JJA	Junio-julio-agosto

---

MAM	Marzo–abril–mayo
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP/NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research</i>
NDBC	<i>National Data Buoy Center</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NODC	<i>National Oceanographic Data Center</i>
NTA	Índice del Atlántico Tropical Norte
OCEANICOS	Grupo de Investigación en Oceanografía e Ingeniería de Costas
ONI	Índice Oceánico de El Niño
OPA	<i>Océan Parallélisé</i>
POCM-4C	<i>Parallel Oceanic Circulation Model</i>
SENALMAR	Seminario Nacional de Ciencias del Mar
S	Salinidad
SOI	Índice de Oscilación del Sur
SON	Septiembre–octubre–noviembre
SSM	Salinidad superficial del mar
T	Temperatura;
TSM	Temperatura superficial del mar
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical

# Introducción

El sistema climático global está dominado principalmente por dos forzadores, la radiación solar y la gravedad. La variabilidad climática puede ser expresada en términos de dos modos básicos: las variaciones forzadas que son la respuesta del sistema climático ante los cambios del forzamiento externo y las variaciones libres debido a las inestabilidades y a las retroalimentaciones del sistema (Peixoto y Oort, 1992; Bigg, 1996). Dentro de un amplio rango de escalas espacio-temporales, las variaciones en la interacción océano-atmósfera que ocurren en los trópicos afectan el sistema climático global (Sutton *et al.* 2000; Xie y Carton, 2004; Poveda, 2004; Polo, 2008). En estas regiones, las aguas superficiales son más cálidas y se presenta convección atmosférica profunda (Tompkins, 2001), la cual es altamente sensible a las pequeñas variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM, Webster, 1981; Peixoto y Oort, 1992; Tomczak y Godfrey, 1994; Carton *et al.*, 1996; Lumpkin y Garzoli, 2005; Chang *et al.*, 2006; Stewart, 2008), que es el parámetro oceánico más importante que conecta el sistema océano-atmósfera (Tomczak y Godfrey, 1994; Rodríguez-Fonseca *et al.*, 2006; Polo, 2008).

Un buen ejemplo del sistema acoplado océano-atmósfera en la escala interanual es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, Rasmusson y Carpenter, 1982; Ropelewsky y Halpert, 1987), el cual influye en la atmósfera global y se desarrolla en el Pacífico tropical (Zhang *et al.*, 1997; Wanner *et al.*, 2001). Klein *et al.* (1999) y Penland y Matrosova (1998) encontraron una alta correlación positiva entre el ENSO del Pacífico y las anomalías de TSM del Atlántico Tropical Norte, con rezago de 6 meses. Sin embargo, Trenberth y Stepaniak (2001) mencionan que la fase cálida del ENSO no es homogénea a lo largo del Océano Pacífico ecuatorial, si no que por el contrario se distinguen dos regiones: El Niño de la Lengua Fría (correspondiente a la definición convencional), con las mayores anomalías de TSM localizadas en Pacífico oriental y propagadas hacia el Pacífico central; y El Niño de la Piscina Cálida con anomalías de TSM más grandes en el Pacífico central. Luego, las variaciones en las anomalías de TSM en estas dos regiones deben influenciar de manera diferente en la Cuenca Colombia.

Por otro lado, en el Atlántico tropical también ocurre un calentamiento tipo El Niño pero mucho más débil (Latif y Grötzner, 2000; Chiang y Vimont, 2004; Kayano *et al.*, 2005; Wang, 2005; Handoh *et al.*, 2006a; Okumura y Xie, 2006), y con una señal cuasi-

bienal (Tourre *et al.*, 1999; Latif y Grötzner, 2000; Mo y Häkkinen, 2001). Según Kayano *et al.* (2005), la TSM en el Atlántico tropical está dominada por cinco modos de variabilidad: a) modo Atlántico Tropical Norte (Handoh *et al.*, 2006a), b) modo Atlántico Tropical Sur (Handoh *et al.*, 2006b), c) modo ecuatorial (Zebiak, 1993; Latif y Grötzner, 2000; Chiang y Vimont, 2004; Polo *et al.*, 2004; Polo, 2008), d) modo dipolo (Chang *et al.*, 1997; Penland y Matrosova, 1998; Sutton *et al.* 2000; Okumura *et al.*, 2001; Polo *et al.*, 2004; Xie y Carton, 2004; Polo, 2008), y e) modo gradiente de las anomalías ecuatoriales de la TSM (Carton *et al.*, 1996; Wang, 2005; Okumura y Xie, 2006). En el modo ecuatorial domina la variabilidad interanual, mientras que en los modos dipolo y gradiente de las anomalías ecuatoriales de la TSM, la variabilidad decadal es más fuerte (Chang *et al.*, 1997; Okumura *et al.*, 2001; Kayano *et al.*, 2005).

Autores como Houghton y Tourre (1992), Enfield y Alfaro (1999), Tourre *et al.* (1999), Mo y Häkkinen (2001) y Handoh *et al.* (2006a) no reconocen la existencia de un modo dipolo entre las TSM al norte y al sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el Atlántico, debido a que las dos regiones no están anti-correlacionadas y la existencia de este modo puede estar relacionada con la selección de los vectores propios que se usan al momento de aplicar las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Por otro lado, Enfield y Mayer (1997) y Enfield *et al.* (1999) sólo reconocen que durante la primavera boreal se desarrolla un débil comportamiento antisimétrico “dipolo”, localizado en una pequeña región al oeste de Angola.

Los efectos del ENSO sobre el mar Caribe con rezago entre 4 a 6 meses, han sido descritos por diferentes autores, p.e. Enfield y Meyer (1997), Poveda y Mesa (1997) y Alexander y Scott (2002), encontraron correlación positiva entre los fenómenos ENSO y las anomalías de TSM, que a su vez se refleja en la precipitación en Centroamérica (Chen y Taylor, 2002; Taylor *et al.*, 2002; Muñoz *et al.*, 2010; Wu y Kirtman, 2010). De acuerdo con Enfield y Meyer (1997), entre 50 y 80% de la variabilidad en las anomalías de TSM, están asociadas con el ENSO del Pacífico tropical y con el calentamiento del Atlántico tropical. Giannini *et al.* (2000), demostraron que la variabilidad climática interanual está a su vez afectada por la interacción entre la ZCIT en relación con el Pacífico tropical y la Alta de Presión Subtropical del Atlántico Norte (ASAN). De manera que, al norte del Caribe y en el Golfo de México se presentan condiciones húmedas durante eventos El Niño, mientras que al sur del Caribe y en la costa Suramericana se presentan condiciones secas (Muñoz *et al.*, 2010; Wu y Kirtman, 2010).

En Colombia el patrón climático descrito por Muñoz *et al.* (2010) y Wu y Kirtman (2010), se ha evidenciado en variables como precipitación, caudales medios, humedad del suelo y actividad vegetal (Mesa *et al.*, 1997; Poveda y Mesa, 1997; Poveda *et al.*, 1998, 2001, 2006, 2010; Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004; Waylen y Poveda, 2002; Poveda, 2004; Tootle *et al.*, 2008). De manera que, durante El Niño se presenta una disminución de la

precipitación, de los caudales medios mensuales, de la humedad del suelo y de la actividad vegetal; mientras que la ocurrencia del evento La Niña trae como consecuencias anomalías contrarias, es decir, precipitaciones muy intensas, crecidas de ríos, inundaciones de planicies aluviales, avalanchas y derrumbes. Sin embargo, los estudios anteriores se enfocan al área continental del país y no hacen referencia a la Cuenca Colombia, por lo que, frente a la ocurrencia de un fenómeno ENSO todavía hay aspectos de esta variabilidad que necesitan ser entendidos, para así precisar la respuesta específica de la región.

En la escala estacional, las variaciones del sistema acoplado océano-atmósfera son debidas a los forzamientos astronómicos (Gill, 1982; Peixoto y Oort, 1992; Poveda, 2004). En la Cuenca Colombia, la variabilidad océano-atmósfera está determinada por la acción de los procesos globales, regionales y locales en distintas escalas temporales. Dentro de los procesos globales se destaca el fenómeno ENSO, y dentro de los procesos regionales y locales, los vientos Alisios y las descargas de los ríos andinos (del orden de  $10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , Restrepo y Kjerfve, 2004; Restrepo y López, 2008), que a su vez están estrechamente relacionados con las migraciones meridionales de la ZCIT y le imprimen características propias a la región. Sin embargo, tanto los procesos regionales como los locales, tienen una variabilidad estacional afectada por la ocurrencia de los fenómenos ENSO (Sutton *et al.*, 2000). De esta manera, con el conocimiento de los procesos de variabilidad oceánica y climática en la Cuenca Colombia, se mejora el entendimiento de los procesos físicos que actúan en la región, y su respuesta ante la variabilidad estacional e interanual.

Teniendo en cuenta lo anterior, esta tesis tiene como objetivo general “Entender la variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe) asociada al ENSO, los vientos Alisios y las descargas de los ríos andinos colombianos, a partir del análisis de los vientos, la temperatura, la salinidad y el nivel del mar”. Se formularon cuatro preguntas de investigación dirigidas a conseguir este objetivo: ¿Cómo es la variabilidad espacial de la estacionalidad de las variables océano-atmósfera en la región y cómo es afectada por el ENSO?, ¿Cuál es el papel de los vientos en los patrones de variabilidad de TSM y salinidad superficial del mar (SSM)?, ¿Cómo es la variabilidad espacio-temporal de la TSM, la SSM y el nivel del mar en el noreste y suroeste de la Cuenca Colombia? y ¿Con qué factores climáticos se relaciona la distribución y variabilidad del nivel del mar?.

La variabilidad espacio temporal de los vientos sobre la Cuenca Colombia está dominada por la acción del Chorro Superficial del Caribe Tropical (CSCT, Wang, 2007; Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008; Andrade y Barton, 2009; Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009; Cook y Vizy, 2010), también conocido como Corriente de Chorro de Bajo Nivel en los Alisios del Este (Amador, 1998), Chorro Superficial de San Andrés (Poveda, 1998; Poveda y Mesa, 1999; Rendón, 2001), Corriente de Chorro de Bajo Nivel en el Oeste del Caribe (Mora y Amador, 2000), Chorro de Bajo Nivel de los Mares Intra-Americanos

(Amador, 2008), y/o Chorro de Viento de Panamá (Rodríguez-Rubio y Stuardo, 2002; Rodríguez-Rubio *et al.*, 2003), cuyo núcleo se localiza en 15°N y 75°W. De acuerdo con Andrade (2000) y Andrade y Barton (2009), el CSCT en superficie hace parte de una celda de circulación atmosférica tipo Walker, que además está compuesta por la fuerte actividad convectiva frente a las montañas de Centroamérica (movimiento ascendente), los vientos opuestos a 200 mb y la subsidencia en el Noreste de la Cuenca Colombia. Por otro lado, el rotacional del esfuerzo del viento es considerado como uno de los factores más influyentes en la circulación superficial y en la generación de giros (Chu *et al.*, 1998; Milliff y Morzel, 2001; Metzger, 2003). Sin embargo, los trabajos sobre el análisis de esta variable en la Cuenca Colombia son escasos, desconociéndose los efectos del mismo sobre la TSM (Capítulo 1) y el nivel del mar (Capítulo 3).

En los primeros estudios de la dinámica superficial de la circulación oceánica en el Caribe se aplicó el método geostrófico (Gordon, 1967), y posteriormente se utilizaron botellas de deriva (Brucks, 1971; Murphy *et al.*, 1975; Duncan *et al.*, 1977), así como boyas seguidas por satélite (Molinari *et al.*, 1981; Heburn *et al.*, 1982; Kinder, 1983; Richardson, 2005; Chérubin y Richardson, 2007). Sin embargo, estos métodos presentaban limitaciones tanto espaciales como temporales, por lo que con la utilización de datos de altimetría (Andrade, 1991, 2000; Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009) y modelos numéricos (Johns *et al.*, 2002; Sheng y Tang, 2003; Oey *et al.*, 2003; Canals, 2005; Guerrero, 2005; Jouanno, 2007; Mancilla, 2007; Jouanno *et al.*, 2008, 2009; Lin, 2010) se han superado estas limitaciones e incluso se pudo estudiar la actividad de mesoescala en los diferentes océanos del mundo. De este modo, las investigaciones sobre la variabilidad oceánica en la Cuenca Colombia se han concentrado en la mesoescala (Roemmich, 1981; Carton y Chao, 1999; Johns *et al.*, 1999; Murphy *et al.*, 1999; Andrade *et al.*, 2003; Centurioni y Niiler, 2003; Oey *et al.*, 2003; Corredor *et al.*, 2004) y se ha analizado muy poco la variabilidad estacional e interanual de la misma.

Además de la actividad de mesoescala, el mar Caribe también está influenciado por las plumas de agua dulce de los ríos Amazonas y Orinoco (Dessier y Donguy, 1994; Hellweger y Gordon, 2002; Corredor *et al.* 2004; Chérubin y Richardson, 2007). Estos ríos aunque descargan en el Atlántico tropical, advectan agua dentro del mar Caribe por acción de la Corriente del Norte de Brasil (Hellweger y Gordon, 2002; Chérubin y Richardson, 2007). Según Dessier y Donguy (1994), la SSM es un indicador de la intensidad y la localización de los intercambios de agua en la interfase océano-atmósfera. Pero, las observaciones de salinidad en la Cuenca Colombia, son muy escasas y son pocas las fuentes de información sobre esta variable. De otro lado, la mayor parte de los ríos que drenan los Andes colombianos llevan sus aguas al mar Caribe y generan amplios gradientes de salinidad entre la costa y la zona oceánica, situación que no se ha estudiado en el contexto espacio-temporal (Restrepo y Kjerfve, 2000; Ercilla *et al.*, 2002; Cañón y

Santamaría-del-Ángel, 2003; Restrepo *et al.*, 2006; Thomas *et al.*, 2006; Restrepo y López, 2008) ni de su importancia en la formación de masas de agua (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2010).

La motivación de la tesis se fundamentó en dar respuesta a cada una de las preguntas planteadas, y por ello se trabajó con la hipótesis: “El ENSO, los vientos Alisios y las descargas de los ríos provenientes de los Andes colombianos en distintas escalas temporales controlan la variabilidad de la Cuenca Colombia (mar Caribe), hecho que se ve reflejado en las variables vientos, nivel del mar, TSM y salinidad”. Para demostrar la hipótesis y alcanzar el objetivo general se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- 1) Entender las variaciones espaciales de la TSM en la escala estacional y cómo estas son influenciadas por los fenómenos ENSO, además de su relación con el rotacional del esfuerzo del viento.
- 2) Examinar las masas de agua que interactúan en la Cuenca Colombia en términos de su variabilidad estacional e interanual.
- 3) Entender mejor las variaciones estacionales e interanuales de la circulación en la Cuenca Colombia y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento.

Debido a que la región en estudio presenta escasez de información *in situ* o con restricciones de uso, para las variables temperatura, salinidad, nivel del mar y vientos se utilizaron fuentes de datos internacionales de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), del *National Oceanographic Data Center* (NODC), del *National Data Buoy Center* (NDBC), de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), del *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS), del *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data* (AVISO), del *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) y del modelo *Parallel Oceanic Circulation Model* (POCM-4C, Tokmakian, 1998). Asimismo, se usaron series de tiempo de caudales del Catálogo de Estaciones del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), de la Empresa de Transmisión Eléctrica S.A. de Panamá (ETESA), del Boletín Hidrológico No. 21 del Instituto Costarricense de Electricidad y del *River Discharge Database Version 2.0*. Igualmente, para comparar la información de algunas de las bases de datos internacionales, se emplearon datos del crucero “Caribe” de la Armada Nacional de Colombia obtenidos a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), y registros de temperatura de un termógrafo ubicado a 10 m de profundidad en el Parque Nacional Islas del Rosario.

Las variaciones estacionales fueron analizadas mediante ajuste de armónicos por mínimos cuadrados (Ripa, 2002), mientras que para la variabilidad interanual se utilizaron las FEOs (Venegas, 2001). Por otro lado, se calcularon los ciclos anuales y los trimestres climáticos definidos por Mesa *et al.* (1997). Teniendo en cuenta las preguntas

de investigación y los objetivos específicos, la tesis fue estructurada por capítulos y cada uno de ellos corresponde a un artículo para ser sometido a publicación. En el Capítulo 1 se analiza la variabilidad estacional e interanual de los datos de TSM (objetivo 1) provenientes del satélite *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) del *Pathfinder*, y su relación con el rotacional del esfuerzo del viento. El Capítulo 2 se refiere al estudio de la variabilidad estacional e interanual de las masas de agua superficiales obtenidas con la hidrografía de Levitus y con los perfiladores tipo *Autonomous Lagrangian Circulation Explorer* (ALACE) del WOCE, pero a su vez se usaron los resultados de velocidad, temperatura y salinidad del POCM-4C para analizar la distribución interanual de las masas de agua y de las corrientes cerca de la costa (objetivo 2). En el Capítulo 3 se presenta el análisis estacional e interanual de la variabilidad conjunta de las anomalías del nivel del mar (ANM) de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento (objetivo 3).

Al final del documento se presentan juntas las conclusiones de todos los capítulos (Capítulo 4), así como las referencias bibliográficas utilizadas en la tesis. Por último se anexan otras actividades complementarias que ayudaron alcanzar los objetivos planteados. De este modo se incluyen: una validación cualitativa del nivel del mar del POCM-4C, un artículo científico titulado “Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la Cuenca Colombia, mar Caribe”, un capítulo de libro titulado “Variabilidad estacional e interanual océano-atmósfera en la Cuenca Colombia” y dos resúmenes extensos cuyos títulos son “Variación estacional e interanual de los campos de temperatura superficial de la cuenca Colombia, mar Caribe” y “La salinidad en la Cuenca Colombia, mar Caribe”.

La información generada por esta tesis tendrá aplicación en la modelación hidrodinámica, la pesca, la navegación, el aprovechamiento de recursos marinos, y la protección de ecosistemas, ya que para una mayor precisión y eficiencia de estas aplicaciones, la información a escala regional y local es de vital importancia. Asimismo, la contribución de este trabajo radica en el entendimiento de los procesos que gobiernan la variabilidad de la Cuenca Colombia y en precisar las respuestas del clima en la región.

# 1. Capítulo 1

## Variabilidad de la temperatura superficial del mar en la Cuenca Colombia, mar Caribe

### 1.1 Resumen

A partir de los datos diarios (entre 1985–2009) de temperatura superficial del mar (TSM) obtenidos del *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) con resolución espacial ~4 km, se realizó la división en escalas de variabilidad mediante análisis armónico y Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Los datos fueron comparados con observaciones de un termógrafo ubicado en el Parque Nacional Islas del Rosario (entre marzo 28/2003 y agosto 9/2005). Los contrastes climatológicos mostraron cuatro áreas: la zona costera de La Guajira, el Golfo del Darién, el Golfo de los Mosquitos y la región central. En La Guajira, las aguas son más frías y con mayores oscilaciones intra-anales, mientras que en el Golfo del Darién, y el Golfo de los Mosquitos las aguas son más cálidas y con oscilaciones intra-anales menores. Las variaciones estacionales de la surgencia en La Guajira se pueden explicar con el esfuerzo del viento (surgencias costeras) y con los valores ciclónicos del rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman fuera de la costa). Las aguas cálidas del Golfo del Darién y el Golfo de los Mosquitos se deben a las descargas de los ríos que propician una termohalina superficial que inhibe la mezcla vertical y la absorción de radiación solar se presenta en una capa superficial muy delgada. Más de la mitad de la varianza de las oscilaciones no-estacionales de TSM están contenidas en su primera FEO, representado por un modo global relacionado con las variaciones interanuales del Atlántico Norte. Un tercio de la varianza se puede explicar con las variaciones en la misma escala del rotacional del esfuerzo del viento que en su fase ciclónica produce un bombeo de Ekman trayendo agua fría desde las capas subsuperficiales. Finalmente, una fracción pequeña de la varianza parece estar asociada a una celda de circulación atmosférica local tipo Walker que crea una región de convergencia superficial de los vientos en el Golfo de los Mosquitos.

**Palabras clave:** TSM, separación por escalas de variabilidad, Cuenca Colombia.

## 1.2 Introducción

La temperatura superficial del mar (TSM) es el parámetro oceánico más importante que conecta la variabilidad acoplada océano-atmósfera (Tomczak y Godfrey, 1994; Casey y Cornillon, 1999; Stewart, 2008). Sin embargo, las técnicas de medición empleadas inicialmente como boyas y barcos en ruta, entre otras, presentaban coberturas espaciales irregulares sobre todo en las regiones tropicales (Khan *et al.*, 2004). Por lo que recientemente, la disponibilidad de información de satélites ambientales de órbita polar, ofrecen la posibilidad de obtener datos a diversas escalas espacio temporales (Mehta, 1998; Al-Rashidi *et al.*, 2009). Por ejemplo, el *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR, Kumar *et al.*, 2000) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) que pertenece a este tipo de satélites, se ha usado para: extraer las características superficiales de la plataforma continental (Tseng *et al.*, 2000), derivar el área y el índice de intensidad de las piscinas de agua cálidas (Li *et al.*, 2007), examinar la variabilidad estacional e interanual (Soto-Mardones *et al.*, 1999; Luis y Kawamura, 2000; Espinosa-Carreón *et al.*, 2004; Palacios-Hernández *et al.*, 2009), estudiar el acoplamiento océano-atmósfera (Luis y Kawamura, 2003; Sánchez *et al.*, 2007), asimilar las ecuaciones primitivas de un modelo realista de circulación de mesoescala (Testut *et al.*, 2003), estimar las tendencias de TSM en las aguas costeras (Khan *et al.*, 2004; Al-Rashidi *et al.*, 2009), generar datos del análisis objetivo de los flujos aire-mar (Yu *et al.*, 2006) y diseñar estrategias de muestreo (Brenes *et al.*, 2008; Lavín *et al.*, 2009), entre otros.

Aunque en los trabajos de Andrade *et al.* (2003), Andrade y Barton (2005), Petus *et al.* (2007) y Lonin *et al.* (2010) sólo se menciona que el esfuerzo del viento y la orientación relativa a la línea de costa es el responsable de la surgencia. Con el análisis de la dependencia de la TSM respecto al rotacional del esfuerzo del viento podremos mejorar el entendimiento del fenómeno de surgencia costera, especialmente cuando su influencia se extiende mar adentro más allá del radio de deformación que caracteriza este fenómeno. Asimismo, el rotacional del esfuerzo del viento es considerado uno de los agentes forzantes más influyentes en la circulación superficial y en la generación de giros (Chu *et al.*, 1998; Milliff y Morzel, 2001; Metzger, 2003; Chelton *et al.*, 2004).

Por otro lado, en Centroamérica (por los lados del Atlántico) y en los mares Intra-Americanos la TSM media es mayor que 27°C, lo cual favorece la convección atmosférica (Tompkins, 2001), sin embargo en estos dos sectores la precipitación es mínima comparado con el Pacífico Centroamericano (Magaña *et al.*, 1999; Small *et al.*, 2007). Según Small *et al.* (2007), las variaciones locales de la TSM debidas a la influencia orográfica continental y a los movimientos divergentes asociados a la circulación atmosférica de gran escala, pueden ayudar a determinar la cantidad de precipitación en la región, lo cual debe tener un efecto importante sobre la TSM aún no abordado.

Precisamente en esta región, el trabajo pionero de Andrade (2000) mostró una celda de circulación atmosférica tipo Walker, que está compuesta por el Chorro Superficial del Caribe Tropical (CSCT) en superficie, la fuerte actividad convectiva frente a las montañas de Centroamérica (movimiento ascendente), los vientos opuestos a 200 mb y la subsidencia en el Noreste de la Cuenca Colombia. Lo anterior también fue presentado por Andrade y Barton (2009), y mencionado por Poveda y Mesa (2000) y Martis *et al.* (2002) quienes finalmente no presentan los resultados y no lo explican en detalle. Por otro lado, Andrade (2000) y Andrade y Barton (2009) mencionan que la celda de circulación atmosférica es una característica permanente, con muy poca variabilidad estacional. Asimismo, Gamble y Curtis (2008) a partir de los estudios más recientes encontraron que dentro de un modelo conceptual para entender la variabilidad bimodal de la precipitación anual y el “veranillo” a escala regional, se deben incluir cinco componentes que interactúan los unos con los otros, así se intensifica y expande la Alta de Presión Subtropical del Atlántico Norte (ASAN), se intensifica el CSCT, se incrementa la cizalladura vertical del viento en la región, se disminuye la actividad convectiva en Centroamérica y se incrementa la presión superficial y la divergencia superficial del viento cerca a Jamaica.

Por otro lado, en el Atlántico Tropical también ocurre un calentamiento tipo El Niño, pero mucho más débil (Chiang y Vimont, 2004; Kayano *et al.*, 2005; Wang, 2005; Handoh *et al.*, 2006a; Okumura y Xie, 2006) y con una señal cuasi-bienal (Tourre *et al.*, 1999; Latif y Grötzner, 2000; Mo y Häkkinen, 2001). Asimismo, Penland y Matrosova (1998) desarrollaron el Índice del Atlántico Tropical Norte (NTA por sus iniciales en inglés), el cual refleja las anomalías de TSM en el Caribe y en el Atlántico Norte tropical debidas a los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENSO por sus iniciales en inglés). Este índice fue utilizado para determinar la dependencia lineal de las series temporales de la variabilidad no estacional de la TSM.

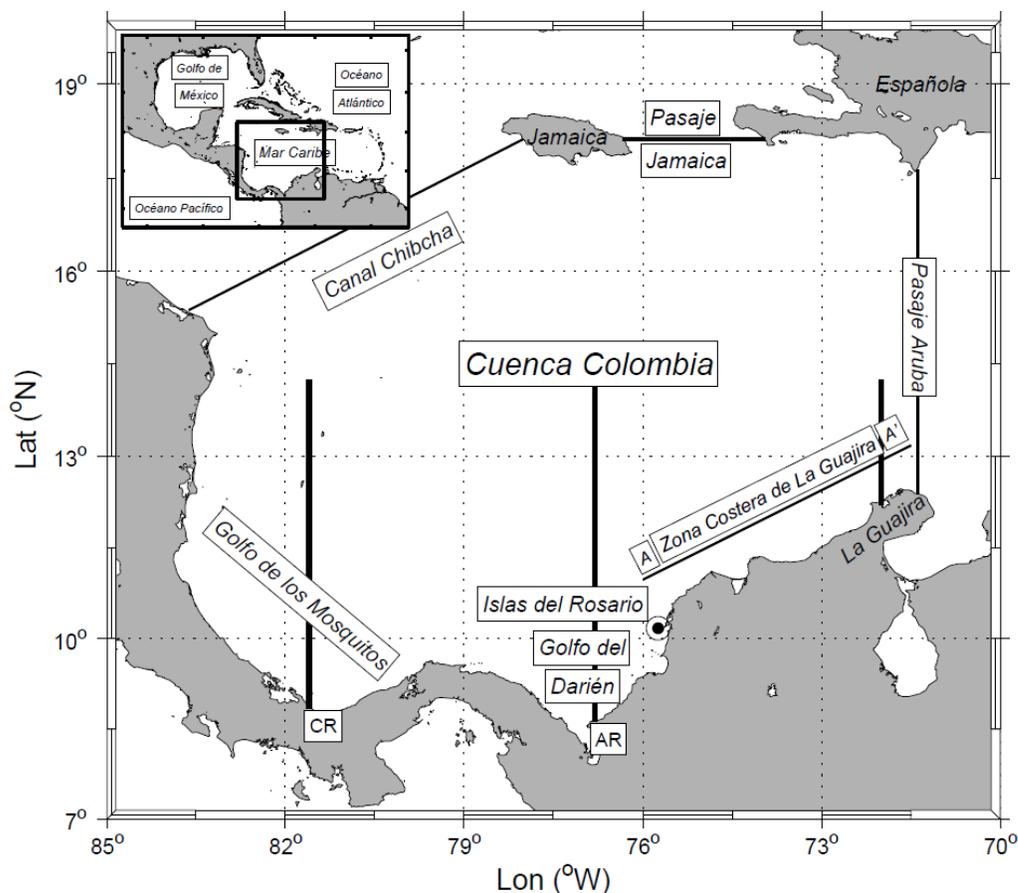
Para entender las variaciones espaciales de la temperatura en la escala estacional y cómo estas son influenciadas por los fenómenos ENSO, se aplicó la división en escalas de variabilidad a los datos diarios de TSM obtenidos del AVHRR, mediante el análisis armónico y las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs). Adicionalmente se analizó la dependencia lineal de la TSM respecto al rotacional del esfuerzo del viento.

### 1.3 Área de estudio

La Cuenca Colombia (Figura 1-1) tiene en promedio 4000 m de profundidad y está comunicada con el Océano Atlántico por el Pasaje Jamaica; con la Cuenca Venezuela por el Pasaje Aruba; y con la Cuenca Caimán por el Canal Chibcha; todos con umbrales de profundidad inferiores a 2000 m (Tomczak y Godfrey, 1994). La cuenca limita al Norte

con las islas Jamaica y la Española (Haití y República Dominicana), al Sur con los bordes continentales de Centro y Suramérica, al Este con el Pasaje Aruba y al Oeste con la elevación Centroamericana y el Canal Chibcha. El área de estudio se localiza entre 8°–20°N y 85°–70°W, lo que significa extensiones Sur–Norte del orden de 1320 km y Este–Oeste de casi 1650 km.

**Figura 1-1:** Localización del área de estudio. El círculo relleno marca la ubicación del termógrafo desplegado a 10 m de profundidad en el Parque Nacional Islas del Rosario (10° 11' 12.7"N–75° 44' 6.1"W). Las líneas sólidas (negras) son la ubicación geográfica de los perfiles latitudinales (hasta 14.25°N). Las abreviaturas son CR, Costa Rica; AR, Arboletes.



## 1.4 Materiales y métodos

Se descargaron los datos diarios de TSM para el período 1985–2009 (25 años), con resolución espacial de ~4 km, pertenecientes al proyecto NOAA/NASA *Oceans Pathfinder* AVHRR versión 5 (<ftp://data.nodc.noaa.gov/pub/data.nodc/pathfinder>, Vázquez-Cuervo

*et al.*, 2010). Los datos fueron comparados con observaciones diarias (entre marzo 28/2003 y agosto 9/2005) de un termógrafo, desplegado a 10 m de profundidad en el Parque Nacional Islas del Rosario (10° 11' 12.7"N–75° 44' 6.1"W Figura 1-1), cuyas referencias técnicas corresponden a *U22-001 Pro v2 Water Temp Logger* (<http://www.onsetcomp.com/specs.php?n=2331>).

El índice climático utilizado para analizar la dependencia interanual de la primera FEO, fue el NTA. Este índice se obtuvo de las series de tiempo mensuales de la atmósfera y el océano de la NOAA, y es calculado a partir de las anomalías promedio de TSM en las región 60°–20°W y 6°–18°N. Para el cálculo se usaron inicialmente los datos del *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (ICOADS) para el período 1951–1991, y después los del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Las anomalías fueron calculadas respecto a la climatología del período 1951–2000, suavizadas mediante media móvil de tres meses y proyectada sobre las 20 principales FEOs (Penland y Matrosova, 1998, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list>).

Para el cálculo del rotacional del esfuerzo del viento se utilizaron los datos diarios durante 15 años (enero/1993–diciembre/2007), de las componentes zonal ( $u$ ) y meridional ( $v$ ) del viento del “*A Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorological and Oceanographic Applications*”, el cual contiene una malla de los campos vectoriales del viento en el océano, calculados mediante el método de análisis variacional (Atlas *et al.*, 1996, 2008, 2009). Los datos son producidos a partir de toda la información disponible por el radiómetro de microondas, combinados con el *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) *Scatterer* y el *SeaWinds on QuikSCAT/ADEOS - II*, con información disponible de barcos y boyas; así como información del reanálisis del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). La resolución espacial de los datos es de 1/4° de grado y fueron obtenidos de la página [http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA\\_CATALOG/ccmpinfo.html](http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/ccmpinfo.html).

Para la estimación del rotacional del esfuerzo del viento, se calculó el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ], y sus componentes ( $\tau^y, \tau^x$ ) fueron obtenidos mediante las fórmulas aerodinámicas de masa,

$$\tau = (\tau^x, \tau^y) = \rho_a C_D \sqrt{(u^2 + v^2)}(u, v), \quad (1.1)$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo del viento,  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $u$  y  $v$  son respectivamente las componentes zonal y meridional del viento, y  $C_D$  es el coeficiente adimensional de arrastre. El  $C_D$  se estimó mediante las técnicas descritas en Large y Pond (1981), modificadas por Trenberth *et al.* (1990).

El rotacional del esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-3}$ ] se calculó mediante

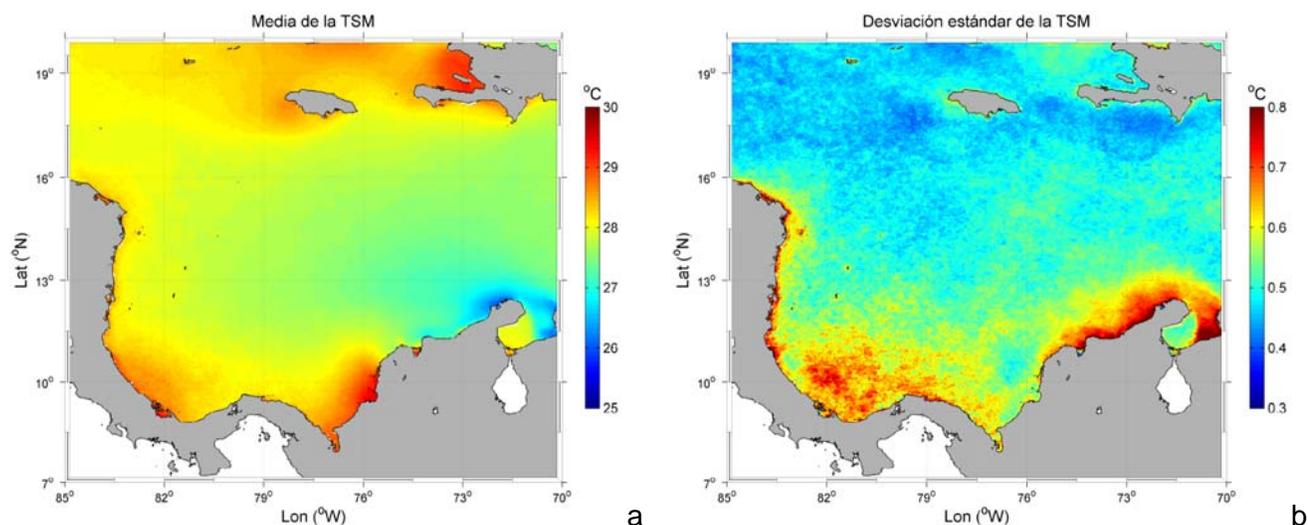
$$rot = \left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right). \quad (1.2)$$

## 1.5 Resultados

### 1.5.1 Valor medio y desviación estándar

El valor medio de la TSM (Figura 1-2a) muestra importantes gradientes horizontales en la Cuenca Colombia, con valores mínimos en la zona costera de La Guajira (Figura 1-1, transecto AA') y valores máximos en el Golfo del Darién y el Golfo de los Mosquitos. Las aguas moderadamente cálidas en el centro de la cuenca parecen ser una extensión de aguas frías de la zona costera de La Guajira. La desviación estándar media de la TSM (Figura 1-2b) demuestra que la variabilidad de la TSM es significativamente alta en dos regiones: la zona costera de La Guajira, y el Golfo de los Mosquitos. Por otro lado, la variabilidad de la TSM en la cuenca central es menor cuando se compara con el resto de la cuenca.

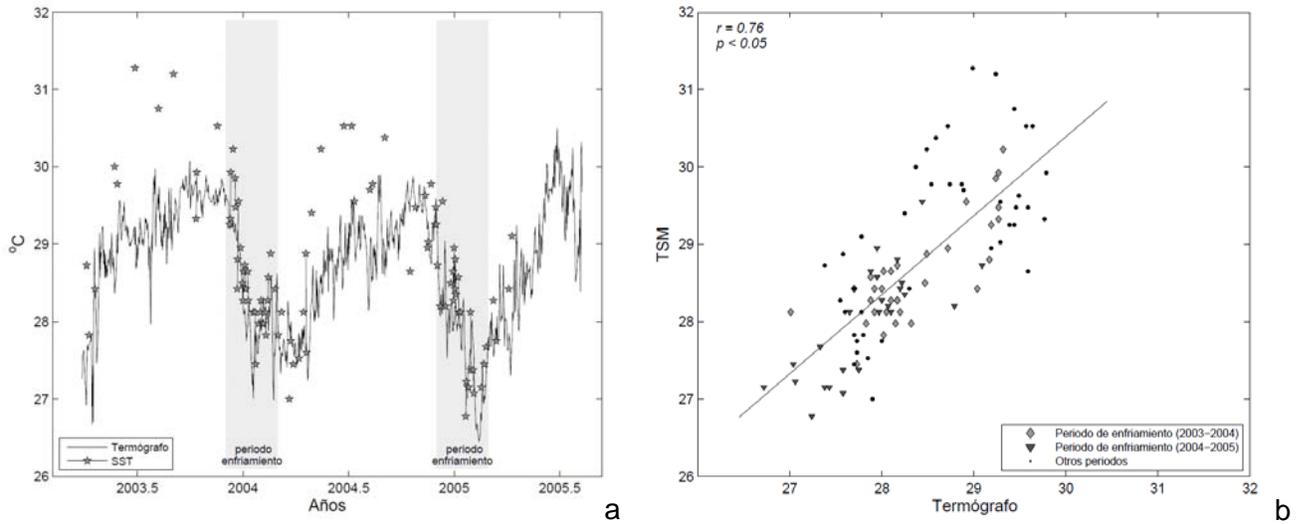
**Figura 1-2:** a) Valor medio, b) Desviación estándar de la TSM [ $^{\circ}\text{C}$ ] del AVHRR sobre la Cuenca Colombia entre 1985–2009.



En la Figura 1-3a se compara la temperatura a una profundidad de 10 m ( $T_{10}$ ) en el Parque Nacional Islas del Rosario (Figura 1-1) y la TSM del AVHRR en el mismo lugar, desde marzo de 2003 hasta agosto de 2005. Los datos de  $T_{10}$  presentan una desviación estándar del mismo orden de magnitud que la TSM del AVHRR, con valores de  $1.2^{\circ}$  y  $1.0^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Ambas series de tiempo muestran una evolución temporal similar,

con valores de TSM del AVHRR mayores que  $T_{10}$  de junio a octubre, pero la diferencia es menor de diciembre a febrero, identificados como los períodos de enfriamiento en la Figura 1-3a. El coeficiente de correlación entre ambos conjuntos de datos (Figura 1-3b) es  $r = 0.76$  (con tendencia) y  $r = 0.71$  (sin tendencia), significativo a un nivel de confianza del  $p$ -valor  $< 0.05$ , pero se incrementa considerablemente hasta  $r = 0.83$  (con tendencia) y  $r = 0.74$  (sin tendencia), con el mismo nivel de confianza, cuando la correlación se calcula sólo con las observaciones contenidas dentro de los períodos de enfriamiento (Figura 1-3b).

**Figura 1-3:** a) Comparación de los datos diarios de TSM [ $^{\circ}\text{C}$ ], para el período marzo 28/2003 y agosto 9/2005, entre la TSM del AVHRR y un termógrafo localizado en el Parque Nacional Islas de Rosario, b) Regresión lineal entre ambos conjuntos de datos.



## 1.5.2 Variabilidad estacional

Para separar las escalas de variabilidad de la TSM, primero se calculó la media temporal ( $TSM_o$ ) y se obtuvo la señal estacional ( $TSM_{estac}$ ) mediante un modelo de ajuste de los armónicos anual y semianual para las series de tiempo diarias de los 25 años de TSM,

$$TSM_{estac} = TSM_o + TSM_a \cos(\omega t - \phi_a) + TSM_s \cos(2\omega t - \phi_s), \quad (1.3)$$

donde  $TSM_a$ , y  $TSM_s$  son las amplitudes anual y semianual de cada serie de tiempo, respectivamente;  $\omega = 2\pi / 365.25$  días es la frecuencia anual en radianes;  $\phi_a$  y  $\phi_s$  son las fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y  $t$  es el tiempo. Los parámetros del ajuste estacional son presentados en la Tabla 1-1. La zona costera de La Guajira tiene la  $TSM_o$  más baja y las más altas amplitudes anual y semianual, con fase a mediados de septiembre y finales de octubre para los armónicos anual y semianual,

respectivamente. El Golfo de los Mosquitos tiene  $TSM_o$  más alta y los valores más bajos de las amplitudes anual y semianual, con fase a mediados de agosto y finales de octubre, respectivamente. La variabilidad estacional explica más de 75% de la variabilidad total en La Guajira, un valor alto comparado con el 40% en el Golfo de los Mosquitos.

**Tabla 1-1:** Parámetros del ajuste estacional de la TSM [°C], el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$  N m<sup>-3</sup>] y del esfuerzo [N m<sup>-2</sup>] zonal y meridional en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son  $TSM_o$ , media de la TSM [°C];  $TSM_a$ , amplitud anual de la TSM [°C];  $TSM_s$ , amplitud semianual de la TSM [°C];  $rot_o$ , media del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$  N m<sup>-3</sup>];  $rot_a$ , amplitud anual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$  N m<sup>-3</sup>];  $rot_s$ , amplitud semianual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$  N m<sup>-3</sup>];  $\tau_o^x$ , media del esfuerzo zonal del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\tau_a^x$ , amplitud anual del esfuerzo zonal del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\tau_s^x$ , amplitud semianual del esfuerzo zonal del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\tau_o^y$ , media del esfuerzo meridional del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\tau_a^y$ , amplitud anual del esfuerzo meridional del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\tau_s^y$ , amplitud semianual del esfuerzo meridional del viento [N m<sup>-2</sup>];  $\varphi_a$ , fase anual [meses];  $\varphi_s$ , fase semianual [meses]; VE, varianza explicada [%].

Regiones	TSM					
	$TSM_o$	$TSM_a$	$TSM_s$	$\varphi_a$	$\varphi_s$	VE (%)
Encima de 14°N	27.8	1.1	0.4	Mediados de septiembre	Finales de octubre	70
Zona costera de La Guajira	27.2	1.4	0.7	Mediados de septiembre	Finales de octubre	75
Golfo del Darién	28.8	1.1	0.3	Finales de agosto	Finales de noviembre	60
Golfo de los Mosquitos	28.4	0.7	0.4	Mediados de agosto	Finales de octubre	40
	Rotacional del esfuerzo del viento					
	$rot_o$	$rot_a$	$rot_s$			
Encima de 14°N	0	0.5	0.5	Mediados de septiembre	Mediados de noviembre	30
Zona costera de La Guajira	4	1.5	1.3	Mediados de abril	Mediados de enero	35
Golfo del Darién	1	0.8	0.5	Mediados de febrero	Finales de enero	70
Golfo de los Mosquitos	1	0.5	0.5	Finales de julio	Finales de diciembre	60

**Tabla 1-1:** (Continuación).

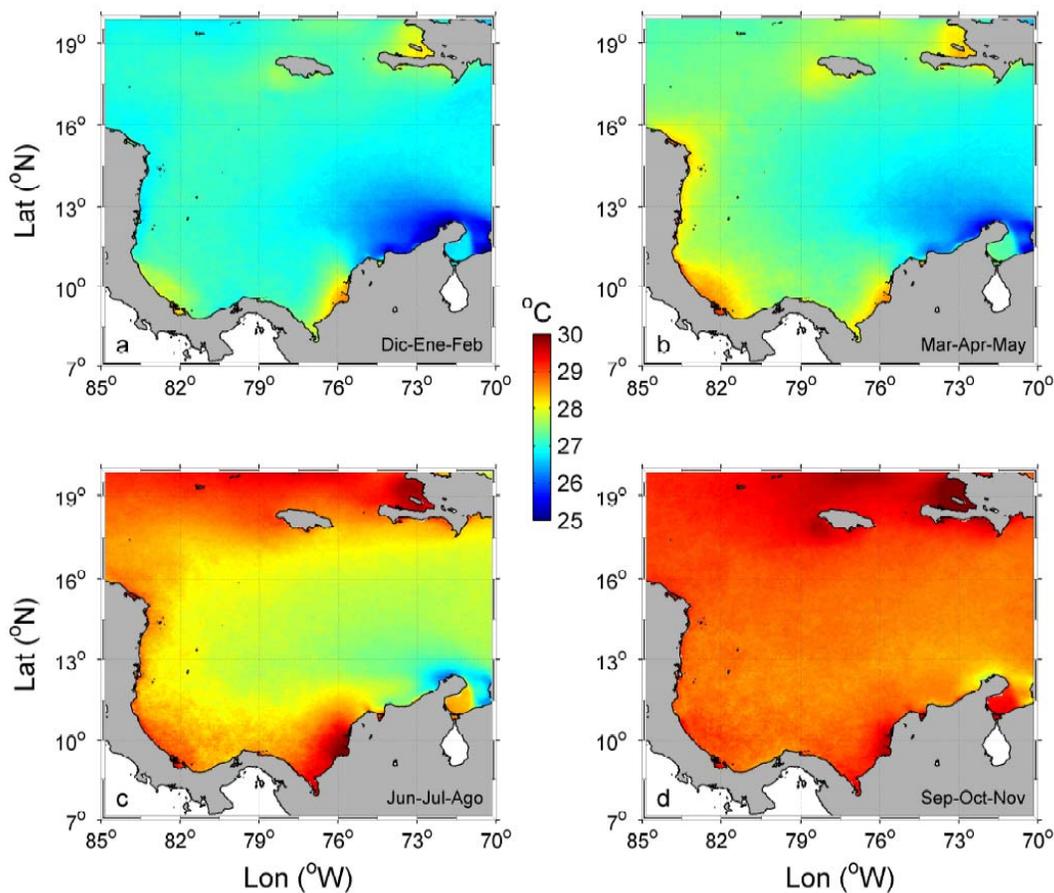
Regiones	Esfuerzo zonal del viento					
	$\tau_o^x$	$\tau_a^x$	$\tau_s^x$	$\varphi_a$	$\varphi_s$	VE (%)
Encima de 14°N	-0.06	0.01	0.02	Mediados de noviembre	Mediados de octubre	40
Zona costera de La Guajira	-0.08	0.02	0.025	Finales de septiembre	Mediados de octubre	45
Golfo del Darién	-0.01	0.005	0.005	Finales de agosto	Mediados de octubre	50
Golfo de los Mosquitos	-0.015	0.005	0.075	Mediados de octubre	Finales de octubre	40
	Esfuerzo meridional del viento					
	$\tau_o^y$	$\tau_a^y$	$\tau_s^y$			
Encima de 14°N	-0.005	0.01	0.005	Finales de julio	Mediados de octubre	60
Zona costera de La Guajira	-0.015	0.015	0.005	Mediados de agosto	Finales de septiembre	45
Golfo del Darién	-0.01	0.015	0.075	Mediados de agosto	Mediados de noviembre	75
Golfo de los Mosquitos	-0.013	0.01	0.005	Finales de julio	Mediados de octubre	60

Usando una ecuación equivalente a la Ecuación (1.3), se calculó la variabilidad estacional del rotacional del esfuerzo del viento,  $(rot_{estac})$ , y del esfuerzo zonal y meridional del viento,  $(\tau^x, \tau^y)_{estac}$ , los parámetros estacionales del rotacional del esfuerzo del viento y del esfuerzo del viento son presentados en la Tabla 1-1. En la zona costera de La Guajira se presentan los valores más altos del  $rot_o$  y los valores absolutos de  $(\tau_o^x, \tau_o^y)$ . También en esta área se encuentran las variaciones más importantes anuales y semianuales del rotacional del esfuerzo del viento y del esfuerzo del viento en la Cuenca Colombia. Los errores del ajuste de las amplitudes y las fases de las tres variables fueron calculados de acuerdo con Beron-Vera y Ripa (2002), y se encontró que fueron muy bajos. Así, por ejemplo, los errores de las amplitudes del rotacional del esfuerzo del viento, y del esfuerzo zonal y meridional corresponden a 0.112 [N m<sup>-3</sup>], 0.001 y 0.0003 [N m<sup>-2</sup>], respectivamente.

La evolución temporal de la  $TSM_{estac}$  puede ser vista en la Figura 1-4, para los trimestres climáticos de Colombia, diciembre a febrero (DEF, Figura 1-4a), marzo a mayo (MAM, Figura 1-4b), junio a agosto (JJA, Figura 1-4c) y septiembre a noviembre (SON, Figura 1-4d). La característica más distintiva de la  $TSM_{estac}$  se localiza en la zona costera

de La Guajira (Figura 1-1), donde la TSM muestra valores mínimos durante DEF y progresivamente se incrementa hasta SON. Aunque con menor contraste estacional, el Golfo del Darién y el Golfo de los Mosquitos también incrementan gradualmente su TSM, desde el primero hasta el último trimestre. Excepto en SON, donde  $TSM_{estac}$  es relativamente homogénea en toda la Cuenca Colombia, el resto de los trimestres muestra un importante gradiente horizontal de la TSM similar a los resultados del valor medio de la TSM (Figura 1-2a).

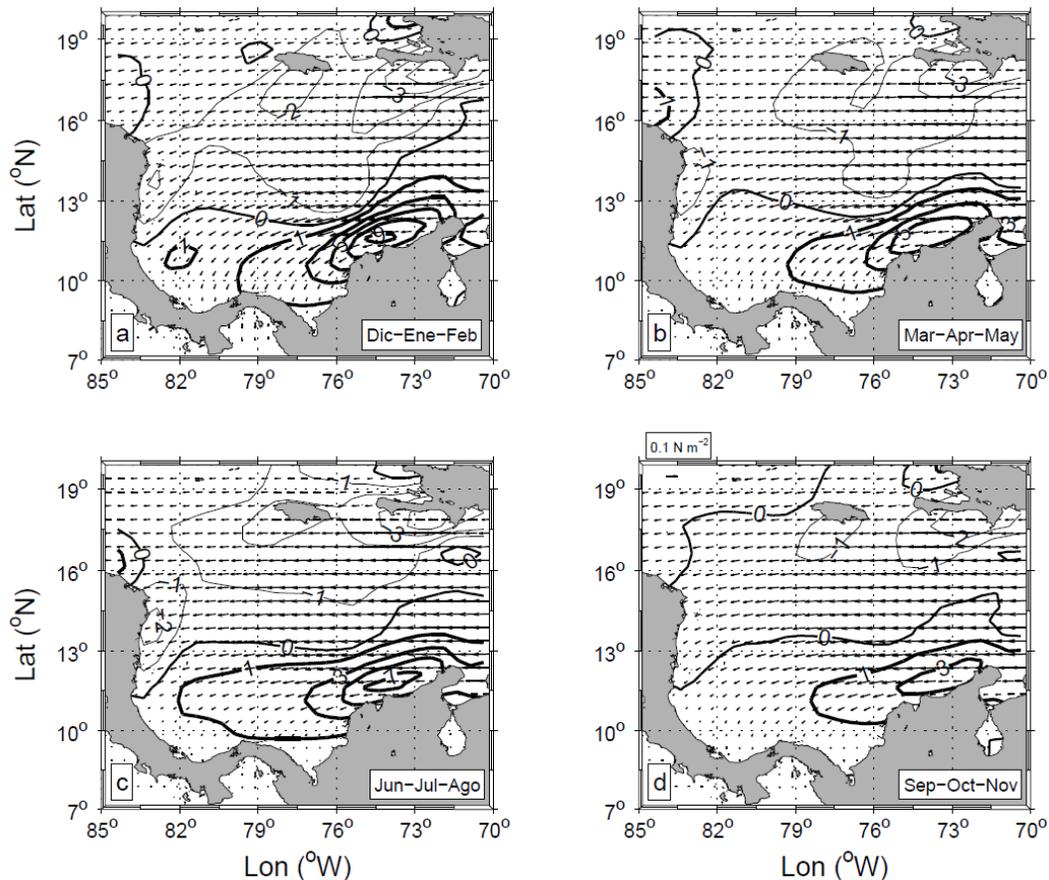
**Figura 1-4:** Distribución espacial de la TSM [ $^{\circ}\text{C}$ ] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.



La variabilidad estacional de  $Rot_{estac}$  y  $(\tau^x, \tau^y)_{estac}$  es mostrada en la Figura 1-5 en los mismos trimestres climáticos de la TSM (Figura 1-4). Encima de  $14^{\circ}\text{N}$ , prácticamente todo el año los vientos soplan hacia el Oeste, pero se recurvan hacia el Suroeste en el Sur de la Cuenca Colombia. El  $Rot_{estac}$  muestra valores máximos del orden de  $9 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  en DEF en la zona costera de La Guajira, y mínimos en SON. Asimismo, en DEF otro máximo del rotacional del esfuerzo del viento, se localizan cerca del Parque Nacional Islas

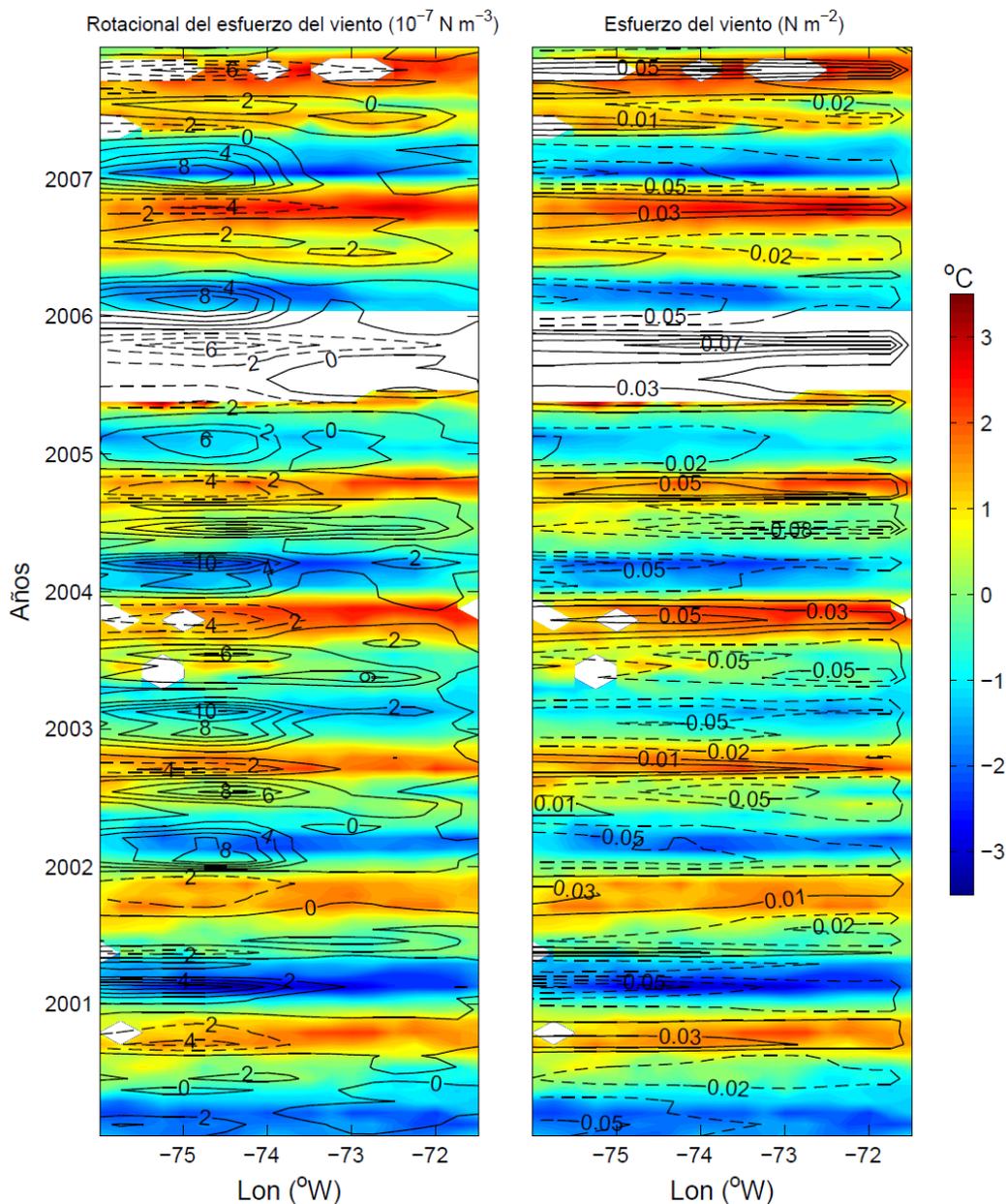
del Rosario (Figura 1-1), mientras que la envolvente del rotacional mayor a  $1 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  se mueve gradualmente hacia el Noreste hasta SON donde se localiza cerca de la Península de La Guajira (Figura 1-1). El movimiento estacional hacia el Noreste del núcleo del rotacional del esfuerzo del viento con valores máximos en la zona costera de La Guajira, parece estar relacionado con los movimientos estacionales del núcleo de TSM con valores mínimos en la misma área (Figura 1-4).

**Figura 1-5:** Distribución espacial del esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] y superimpuesto el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.



La evolución temporal de la TSM con el rotacional del esfuerzo del viento y el esfuerzo del viento proyectado sobre el transecto AA' localizado en la zona costera de La Guajira (Figura 1-1) es mostrada en la Figura 1-6. Como el transecto AA' es paralelo a la costa, valores negativos (positivos) del rotacional del esfuerzo del viento son favorables para producir bombeo de Ekman positivo (negativo), mientras que valores negativos (positivos) del esfuerzo del viento favorecen la surgencia (hundimiento). En gran medida, un rotacional del esfuerzo del viento positivo y un esfuerzo del viento negativo (Figura 1-6) están fuertemente correlacionados con anomalías negativas de la TSM.

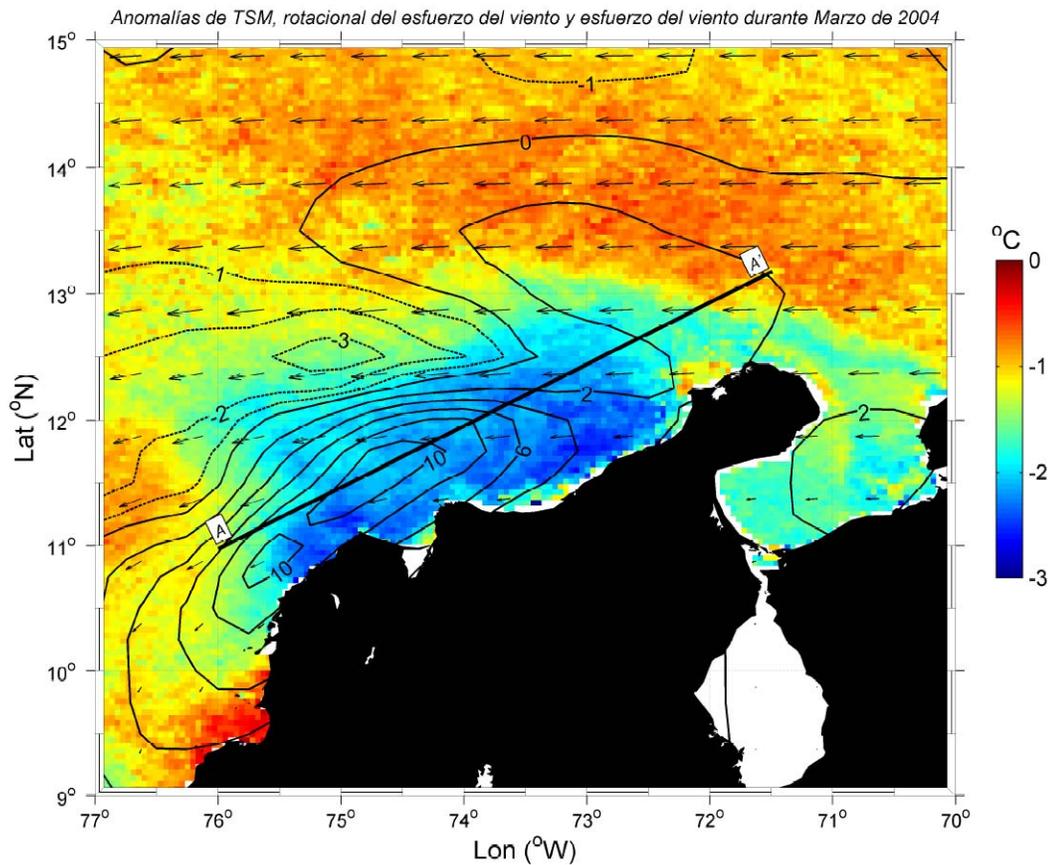
**Figura 1-6:** Evolución temporal de la TSM [ $^{\circ}\text{C}$ ] con el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] y el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] proyectado sobre el transecto AA' localizado en la zona costera de La Guajira.



Por ejemplo, cerca de marzo de 2004 el rotacional del esfuerzo del viento parece estar más relacionado con anomalías negativas de la TSM que el esfuerzo del viento, porque coincide mejor la relación entre el rotacional del esfuerzo del viento y las anomalías de la TSM que entre el esfuerzo del viento y las anomalías de la TSM. Una relación similar entre las tres variables también puede apreciarse durante enero de 2007 y febrero de 2006,

lo cual refuerza la idea de que el rotacional del esfuerzo del viento podría favorecer la surgencia en la región. La distribución espacial de las tres variables durante marzo de 2004 puede ser vista en la Figura 1-7, se encontró que la distribución espacial de las anomalías de TSM siguen los contornos del rotacional del esfuerzo del viento más que la intensidad del esfuerzo del viento. Además las anomalías negativas de TSM se extienden hasta 200 km afuera de la costa.

**Figura 1-7:** Distribución espacial de las anomalías de TSM [ $^{\circ}\text{C}$ ], el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] y el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] localizado en la zona costera de La Guajira durante marzo de 2004.



### 1.5.3 Variabilidad no estacional

La variabilidad no estacional residual fue descompuesta en un conjunto de  $N$  funciones ortogonales no correlacionadas, usando las FEOs (Venegas, 2001). Esto es,

$$TSM_{res} = TSM - TSM_{estac} = \sum_{n=1}^N F_n(x, y) f_n(t), \quad (1.4)$$

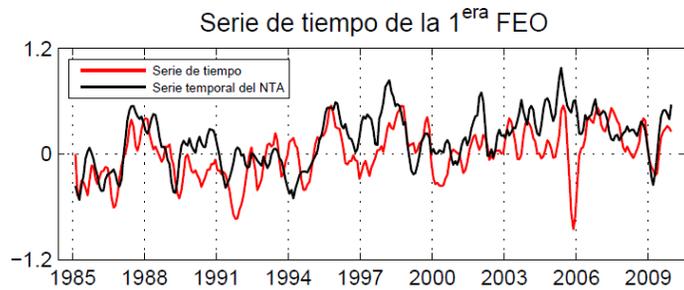
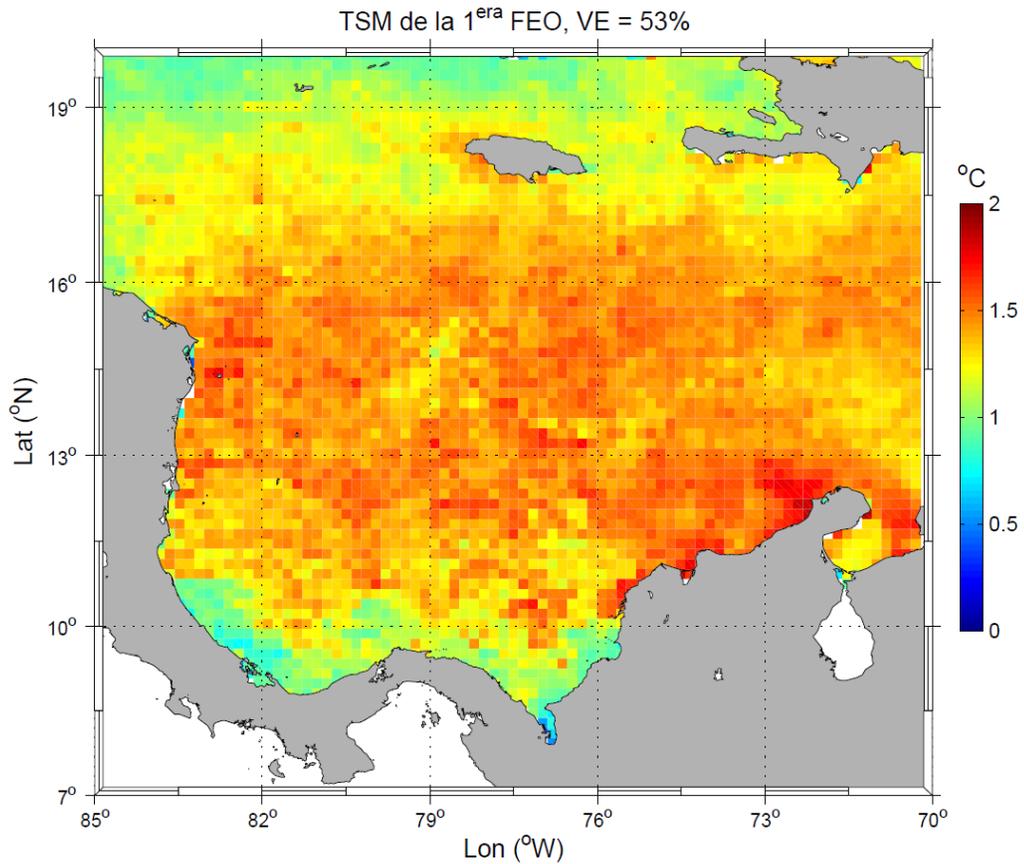
donde  $F_n(x, y)$  es el patrón espacial de la  $n$ -ésima FEO y  $f_n(t)$  es la correspondiente serie de tiempo de la FEO. Sólo se trabajaron los tres primeros modos de las FEOs, los cuales explican 63% de la varianza total global de la variabilidad no estacional.

El primer modo de las FEOs (Figura 1-8a) contiene 53% de la variabilidad no estacional, representada sobre todo por un modo a escala de toda la cuenca, más que un modo regional, el cual puede ser visto espacialmente en la Figura 1-8a (parte superior). En este modo de variabilidad toda la Cuenca Colombia aumenta (disminuye) la TSM al mismo tiempo para valores positivos (negativos) de la correspondiente serie de tiempo de la FEO (Figura 1-8a, parte inferior). La Figura 1-8a (parte inferior) muestra alta correlación ( $r = 0.53$ , con tendencia y  $r = 0.42$ , sin tendencia) entre la serie de tiempo del primer modo de las FEOs de  $TSM_{res}$  y el índice NTA,  $p\text{-valor} < 0.05$ .

El segundo modo de las FEOs (Figura 1-8b) contiene 7% de la variabilidad no estacional, y representa un modo regional el cual muestra un contraste entre la TSM de la zona costera de La Guajira y las TSM de las aguas tropicales hacia el Noroeste de la Cuenca Colombia. Superimpuesto a este modo de variabilidad (Figura 1-8b, parte superior, colores), se dibujaron los contornos del segundo modo espacial de las FEOs de la variabilidad no estacional de las anomalías del rotacional del esfuerzo del viento. La correspondiente serie de tiempo de los segundos modos de variabilidad de  $TSM_{res}$  y el rotacional del esfuerzo del viento son mostradas en la Figura 1-8b (parte inferior). La correlación entre ambas series de tiempo es  $r = -0.43$  (con tendencia) y  $r = -0.42$  (sin tendencia),  $p\text{-valor} < 0.05$ . Sin embargo, para el mismo nivel de confianza ( $p\text{-valor} < 0.05$ ), la máxima correlación se presenta con un mes de rezago con valor de  $r = -0.46$  (con tendencia) y  $r = -0.47$  (sin tendencia), donde el rotacional del esfuerzo del viento antecede la TSM. La interpretación de este modo regional es que los eventos positivos de un modo de variabilidad de las anomalías no estacionales del rotacional del esfuerzo del viento están correlacionados con valores negativos del  $TSM_{res}$  en el Sur de la Cuenca Colombia, debido al bombeo de Ekman producido por el rotacional del esfuerzo del viento. Los valores ciclónicos del rotacional del esfuerzo del viento se asocian con el esfuerzo del viento favorable a la surgencia cerca de la zona costera de La Guajira, como puede ser visto en las Figuras 1-6 y 1-7, lo cual significa que un fuerte enfriamiento cerca de La Guajira podría deberse más al esfuerzo del viento que al rotacional del esfuerzo del viento, pero el enfriamiento hacia el interior de la Cuenca Colombia sólo puede ser explicado por el rotacional del esfuerzo del viento.

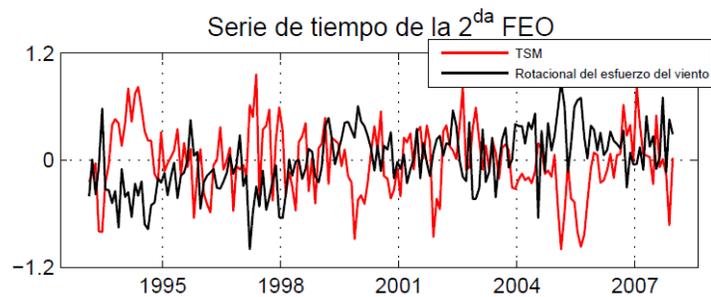
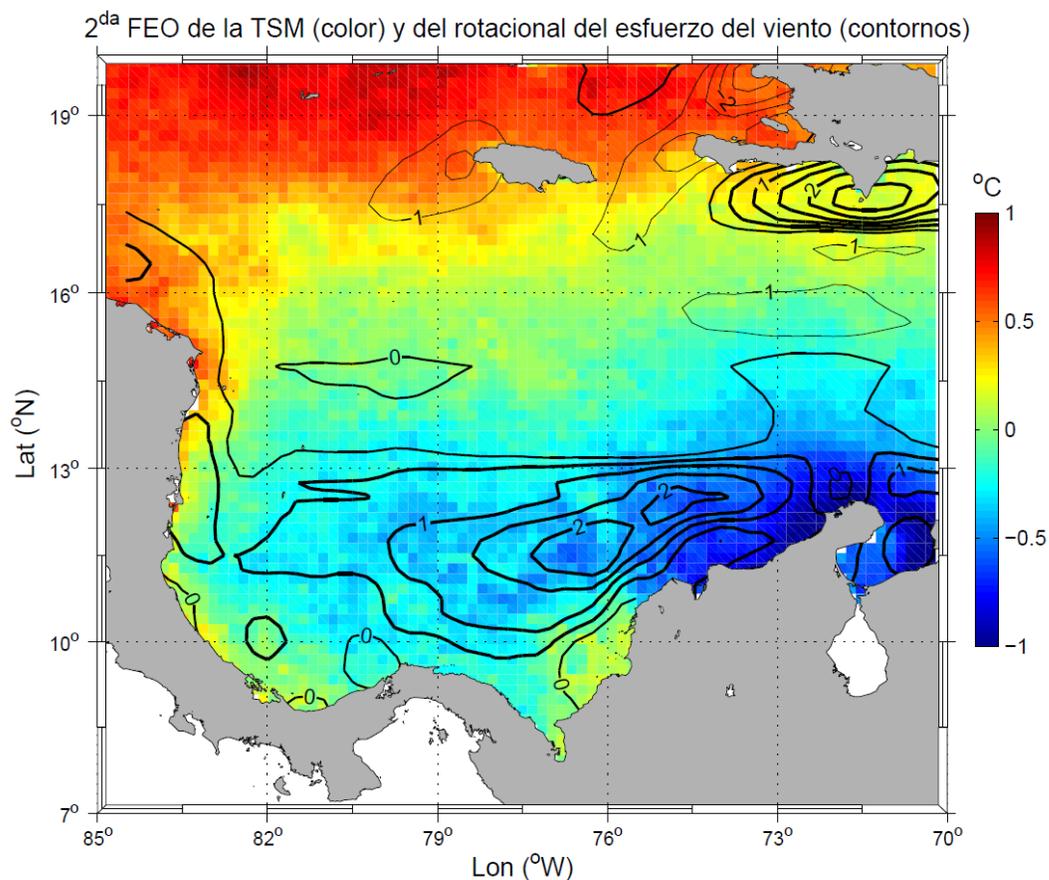
**Figura 1-8:** Descomposición de los FEOs de TSM [°C] para la Cuenca Colombia. Estructura espacial (parte superior) y su correspondiente serie de tiempo (parte inferior): a) Primera FEO. Serie de tiempo (línea roja) e índice NTA (línea negra), b) Segunda FEO (color) y superimpuesto el rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7}$  N m<sup>-3</sup>, contornos].

Serie de tiempo (línea roja) y segundo modo temporal del rotacional del esfuerzo del viento (línea negra), y c) Tercera FEO (color) y superimpuesta la divergencia del viento superficial [ $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , contornos]. Serie de tiempo (línea roja) y primer modo temporal de la divergencia del viento superficial (línea negra). La abreviatura VE es la varianza explicada.



a

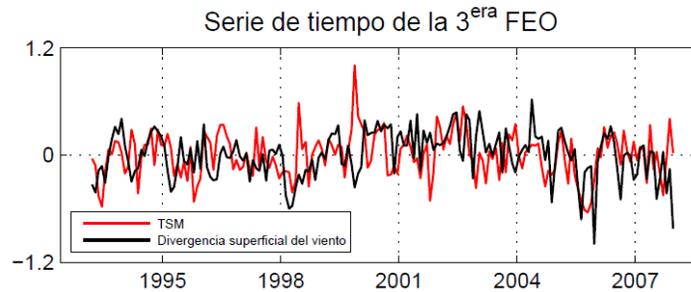
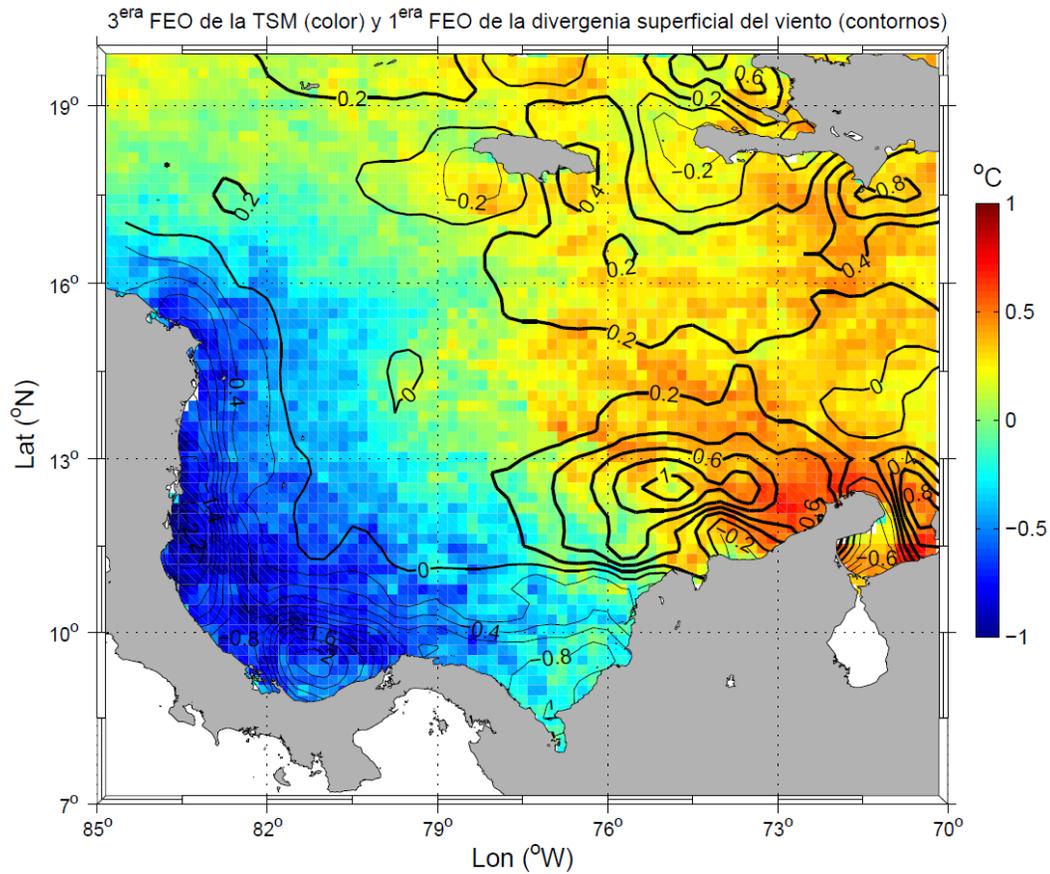
Figura 1-8: (Continuación).



b

El tercer modo de las FEOs (Figura 1-8c) contiene sólo 3% de la variabilidad no estacional, y está asociado a la variabilidad de la TSM en el Golfo de los Mosquitos, como puede ser visto en el modo espacial de la Figura 1-8c (color, parte superior). Las correspondientes series de tiempo (Figura 1-8c, parte inferior) están compuestas principalmente por la variabilidad de mesoescala con periodos alrededor de 5 meses.

**Figura 1-8:** (Continuación).



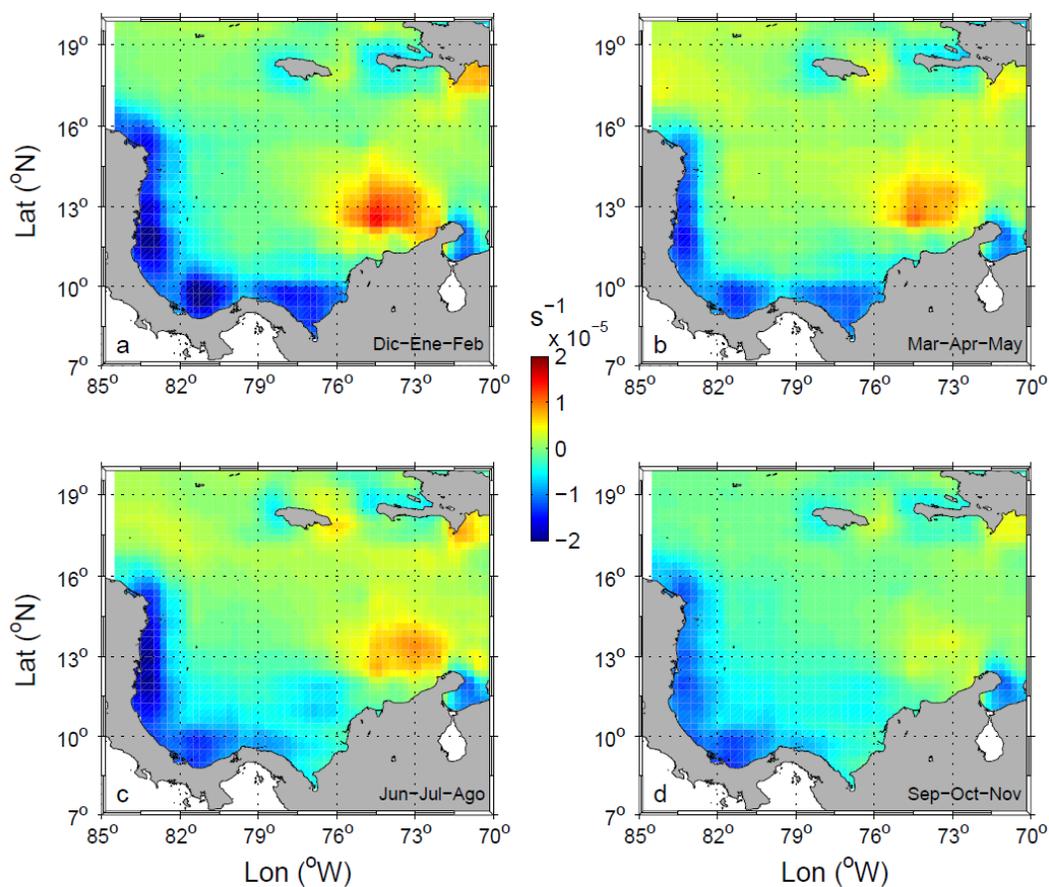
**c**

Para los propósitos de este capítulo, se realizó una descomposición de la divergencia superficial del viento (calculada a partir de las velocidades zonal y meridional del viento), como se muestra en las Ecuaciones (1.3) y (1.4). El primer modo de las FEOs de la divergencia superficial del viento es mostrado en la Figura 1-8c, superpuesta al tercer modo de variabilidad de la TSM. El modo espacial (contornos de la Figura 1-8c, parte superior) mostró valores máximos de convergencia en la misma área de anomalías negativas de TSM y la correspondiente serie de tiempo de la FEO (Figura 1-8c, parte inferior) con correlación  $r = 0.24$  (sin tendencia) pero estadísticamente significativa ( $p$ -

*valor*  $< 0.05$ ), pero la máxima correlación se presenta con dos meses de rezago  $r = 0.25$  (sin tendencia,  $p$ -*valor*  $< 0.05$ ). La relación entre ambas variables es la siguiente: cuando ocurre la convergencia sobre Centroamérica, el movimiento ascendente induce favorablemente la formación de nubes, reduce la radiación solar sobre el océano, y aumenta la precipitación y la descarga de los ríos, lo cual aumenta la TSM sobre esta región.

En la Figura 1-9 se presenta la distribución espacial de la divergencia superficial del viento a lo largo del año. Se encontró una separación Noreste-Suroeste, en donde al Noreste aparece un núcleo divergente todo el año, que es más intenso en DEF y se va debilitando hasta SON. Este núcleo es en gran parte responsable del clima semiárido que se presenta frente a La Guajira. En cuanto al Suroeste, siempre está presente una zona de convergencia con variaciones estacionales durante el año.

**Figura 1-9:** Distribución espacial de la divergencia superficial del viento [ $s^{-1}$ ] en los cuatro trimestres climáticos de Colombia: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.



### 1.5.4 Varianza explicada total

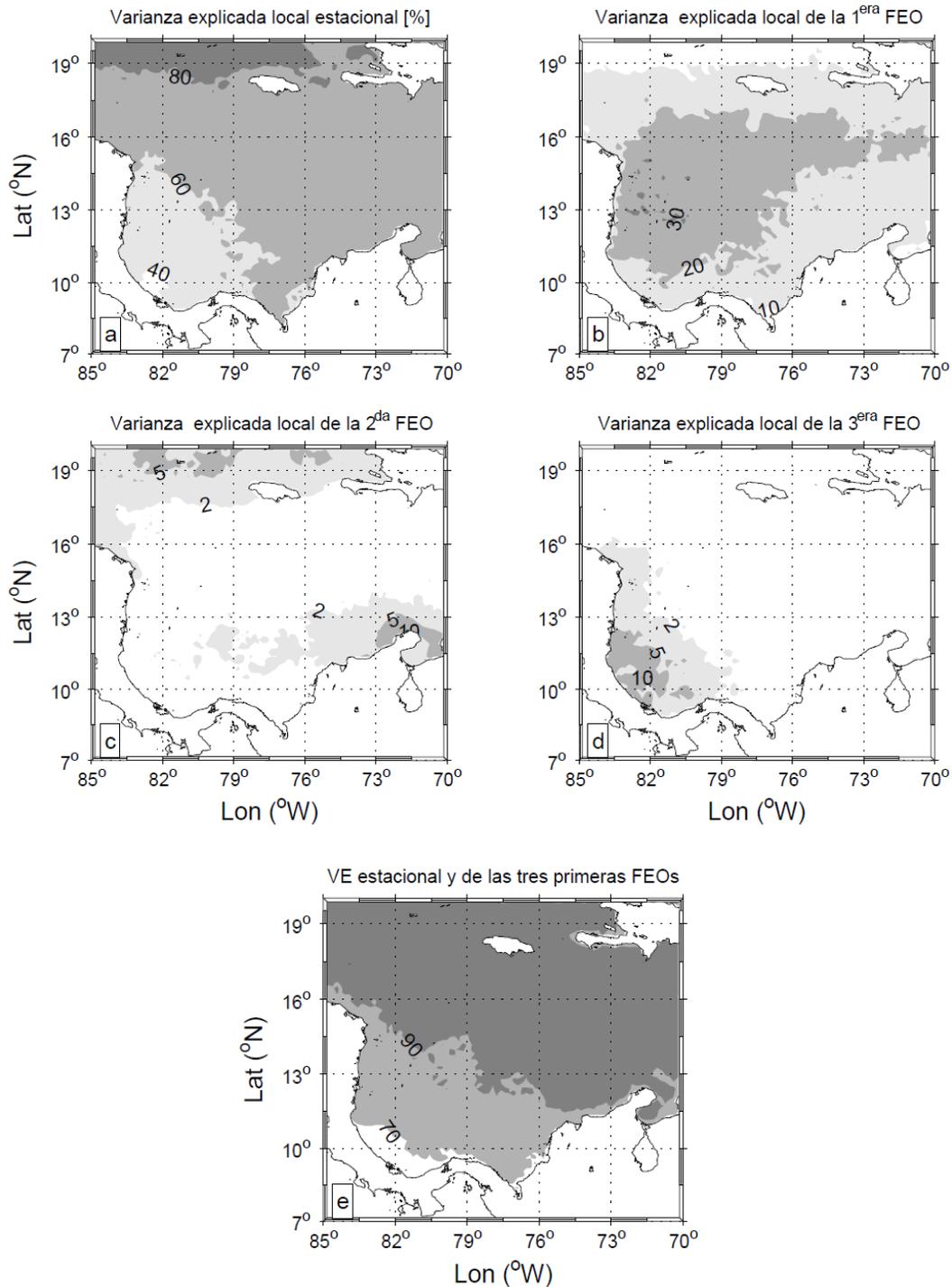
Usando el análisis armónico y las FEOs, se expresó la variabilidad de la TSM como la suma de la componente estacional y las tres primeras FEOs. En el primer modo de las FEOs domina principalmente la variabilidad interanual, y en el segundo y tercer modo las variaciones intra-anales. Cada uno de los modos no correlacionados explica parte de la varianza local, así la distribución de la varianza local explicada por cada escala se muestra en la Figura 1-10. La varianza estacional local (Figura 1-10a) es dominante en toda la Cuenca Colombia, excepto en el Golfo de los Mosquitos. La primera FEO (principalmente interanual) explica 30% de la variabilidad de la TSM en toda la Cuenca Colombia (resultado no mostrado); la varianza local del segundo modo (Figura 1-10b) es importante con valores de hasta 10% en la zona costera de La Guajira; y la varianza local del tercer modo (Figura 1-10c) es importante en el Golfo de los Mosquito con valores alrededor de 10%. La varianza local explicada por la suma de todos los componentes (estacional y las tres primeras FEOs) puede ser vista en la Figura 1-10d. Se encontró que en el Noreste de la Cuenca Colombia, la varianza local explica cerca del 100% de la variabilidad de la TSM pero disminuye hacia el Suroeste (costas del Golfo de los Mosquitos) hasta 70%.

## 1.6 Discusión

En este capítulo se usaron datos diarios satelitales de TSM obtenidos del AVHRR, y aunque los datos son de reconocimiento mundial, el satélite presenta algunas limitaciones en la captura de la radiación emitida por la superficie del mar, las cuales están referidas a la nubosidad, el vapor de agua y los aerosoles (Vázquez-Cuervo *et al.*, 2010). Sin embargo, en el algoritmo de análisis de los datos de TSM, estos son corregidos mediante factores de calidad. Otra de las limitaciones de esta base de datos es que existen vacíos de información en algunos periodos de tiempo, como por ejemplo durante el año 2005 (Figura 1-6).

Por otro lado, también se usaron vientos diarios del “*A Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Product for Meteorological and Oceanographic Applications*”. Para este caso, hace falta una comparación específica en la Cuenca Colombia, aunque un problema adicional son las escasas mediciones *in situ* en la región. Pero, es de resaltar que en la construcción de esta base de datos se utilizan registros de diferentes instrumentos (satélites, boyas, reanálisis), por lo que el proceso de asimilación garantiza que la información suministrada es una muy buena.

**Figura 1-10:** Distribución de la varianza explicada local [%] por cada escala: a) Estacional, b) Primera FEO, c) Segunda FEO, d) Tercera FEO, y e) Suma de todos los componentes. VE es la varianza explicada.



Las observaciones satelitales de la TSM durante 25 años, en la Cuenca Colombia, muestran que los principales contrastes climatológicos se pueden clasificar en cuatro áreas: la zona costera de La Guajira; el Golfo del Darién; el Golfo de los Mosquitos; y una región central. En su valor medio, La Guajira es la región más fría y tiene las mayores oscilaciones intra-anales, mientras que el Golfo del Darién, y el Golfo de los Mosquitos son las regiones más cálidas y comparativamente con oscilaciones intra-anales menores. La región central muestra oscilaciones estacionales mucho menores en magnitud.

Si definimos la estacionalidad de la TSM como aquella compuesta por la suma del valor medio más los armónicos anuales y semianuales, resulta que la estacionalidad explica más del 75% de toda la variabilidad en La Guajira, el 60% en Golfo del Darién y sólo el 40% en el Golfo de los Mosquitos. La característica más importante de la descomposición de la TSM en los armónicos anuales y semianuales en La Guajira es su relación de amplitudes (casi del mismo orden de magnitud, ver Tabla 1-1) lo cual no es común en otras cuencas oceánicas donde la componente semianual sólo es una fracción pequeña de la anual dominada por efectos de la radiación solar (Palacios-Hernández *et al.*, 2009). La importante variabilidad estacional en La Guajira se puede explicar con la variabilidad estacional del esfuerzo de viento y su rotacional en esta escala (ver Tabla 1-1), los cuales muestran una relación similar entre las amplitudes anuales y semianuales (ver Tabla 1-1). El mecanismo que proponemos para explicar las variaciones estacionales en La Guajira es el de las surgencias costeras producidas por un viento a lo largo de la línea de costa sumado al bombeo de Ekman (advección vertical) fuera de la costa y producido por valores ciclónicos de la vorticidad del esfuerzo del viento. Sólo la inclusión del rotacional del esfuerzo del viento con máximos hacia fuera de la costa de La Guajira nos permite explicar la extensión del agua fría costera hacia el interior de la Cuenca Colombia.

Las aguas costeras y calientes del Golfo del Darién y el Golfo de los Mosquitos que también muestran variaciones importantes anuales y semianuales con máximos en el último trimestre del año se pueden explicar con base en las importantes descargas de ríos en la región Sur de la Cuenca Colombia (ver Capítulo 2). La descarga de los ríos es máxima de agosto a noviembre produciendo en esa época un agua de muy baja densidad superficial que propicia la generación de una termohalina superficial que inhibe la mezcla vertical y por tanto la absorción de radiación solar se presenta en una capa muy delgada. Posiblemente las altas (bajas) correlaciones encontradas entre la temperatura  $T_{10}$  y las obtenidas con el satélite AVHRR, en los periodos secos (húmedos), sean debidas a la temperatura homogénea que se presenta a lo largo de la capa de mezcla durante los periodos de enfriamiento (cobertura de nubes).

Más de la mitad de la varianza de las oscilaciones no-estacionales de TSM se pueden explicar por medio de su primera FEO, la cual representa un modo global relacionado con

las variaciones interanuales del Atlántico Norte. El carácter de gran escala de este modo de oscilación queda reflejado en el hecho de que toda la cuenca responde en forma homogénea incrementando o disminuyendo su temperatura al mismo tiempo (ver Figura 1-8 a). Un tercio de la varianza contenida en las variaciones no-estacionales (ver Figura 1-8 b) se puede explicar con las variaciones en la misma escala del rotacional del esfuerzo del viento que en su fase ciclónica produce un bombeo de Ekman trayendo agua fría desde las capas subsuperficiales. Finalmente una fracción pequeña de la varianza no-estacional de la TSM parece estar asociada a una celda de circulación atmosférica local tipo Walker que crea una región de convergencia superficial de los vientos en el Golfo de los Mosquitos (Gamble y Curtis, 2008).

El contraste Noreste-Sureste que se presenta en modo espacial de la tercera FEO, compuesta principalmente por la variabilidad de mesoescala con periodos alrededor de 5 meses, sugiere una correlación con la divergencia superficial del viento en la cuenca. Trabajos previos de Andrade (2000) y Andrade y Barton (2009) muestran una celda de circulación atmosférica tipo Walker sobre el mar Caribe; la celda ha sido descrita en superficie como un área de divergencia hacia el Noreste del mar Caribe con valores máximos cercanos a  $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , localizado en  $14^\circ\text{N}$ ,  $72^\circ\text{W}$ , y una zona de convergencia al Suroeste sobre Centroamérica con valores de  $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  cerca a  $10^\circ\text{N}$ ,  $82^\circ\text{W}$ . Una descripción exhaustiva de la celda de circulación atmosférica tipo Walker sobre el mar Caribe esta fuera de los alcances de esta tesis, pero puede ser consultada en Andrade (2000).

La descomposición de la TSM en modos de oscilación ortogonales entre sí no solo nos ha permitido relacionar cada patrón de variación con su principal forzamiento, si no evaluar la varianza local explicada por la suma de todos los componentes (estacional y las tres primeras FEOs). El resultado final (Figura 1-10) muestra que excepto de la región muy costera del Golfo de los Mosquitos, donde la varianza local explicada es cercana al 70%, en el resto de la cuenca es cercana al 100%, una proporción satisfactoria de la varianza local total.

## 2. Capítulo 2

# Variabilidad estacional e interanual de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa

### 2.1 Resumen

Se examinó la variabilidad estacional e interanual de las masas de agua superficiales que interactúan en la Cuenca Colombia y de las corrientes cerca de la costa. En la identificación de las masas de agua se usó la hidrografía de Levitus y los perfiladores tipo *Autonomous Lagrangian Circulation Explorer* (ALACE) del *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), y en la distribución interanual se utilizaron los resultados de velocidad, temperatura y salinidad del *Parallel Oceanic Circulation Model* (POCM-4C). La cantidad de agua extra ( $11700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) que aportan los ríos Andinos modifica las propiedades del Agua Superficial del Caribe (ASC) y generan dos nuevas masas de agua. El Agua Superficial de la Contracorriente Panamá-Colombia (ASCCPC, descarga de los ríos), y el Agua Superficial de La Guajira (ASLG, surgencias y bombeo de Ekman). El ASCCPC es más abundante en septiembre-noviembre (SON) y el ASLG en diciembre-febrero (DEF) y marzo-mayo (MAM). Cerca de la costa se presenta la Contracorriente Panamá-Colombia (CCPC) hacia el Este y la Corriente del Caribe (CC) hacia el Oeste. Con las observaciones de caudal se estableció que durante El Niño (La Niña) la presencia del ASCCPC está relacionada con la disminución (aumento) de los aportes de agua dulce, asimismo las aguas más (menos) saladas favorecen la formación de ASLG. A pesar de las limitaciones del POCM-4C se encontró que durante El Niño el modelo difiere de las observaciones en una anomalía de caudales que se presenta en JJA cerca de  $75^\circ\text{W}$  (Barranquilla). En los eventos La Niña a excepción de MAM, el modelo es coherente con las observaciones representadas por la disminución de la salinidad y el aumento tanto de la cantidad de agua dulce como de la abundancia del ASCCPC cerca de la costa.

**Palabras clave:** Estructura vertical, POCM-4C, SSM, TSM, Levitus, Cuenca Colombia.

## 2.2 Introducción

Con la temperatura, la salinidad determina las masas de agua del océano e influye en la dinámica y en las corrientes oceánicas (Maes, 1999). En la Cuenca Colombia las fuentes de información hidrográficas son escasas y los datos *in situ* disponibles a la comunidad son pocos. A nivel internacional se cuenta con registros históricos como la base de datos del *National Oceanographic Data Center* (NODC, <http://www.nodc.noaa.gov/>), la cual almacena información de barcos comerciales y cruceros oceanográficos históricos. Esta base de datos es la utilizada para construir la climatología de datos hidrográficos de Levitus (Levitus *et al.*, 1994) utilizada mundialmente.

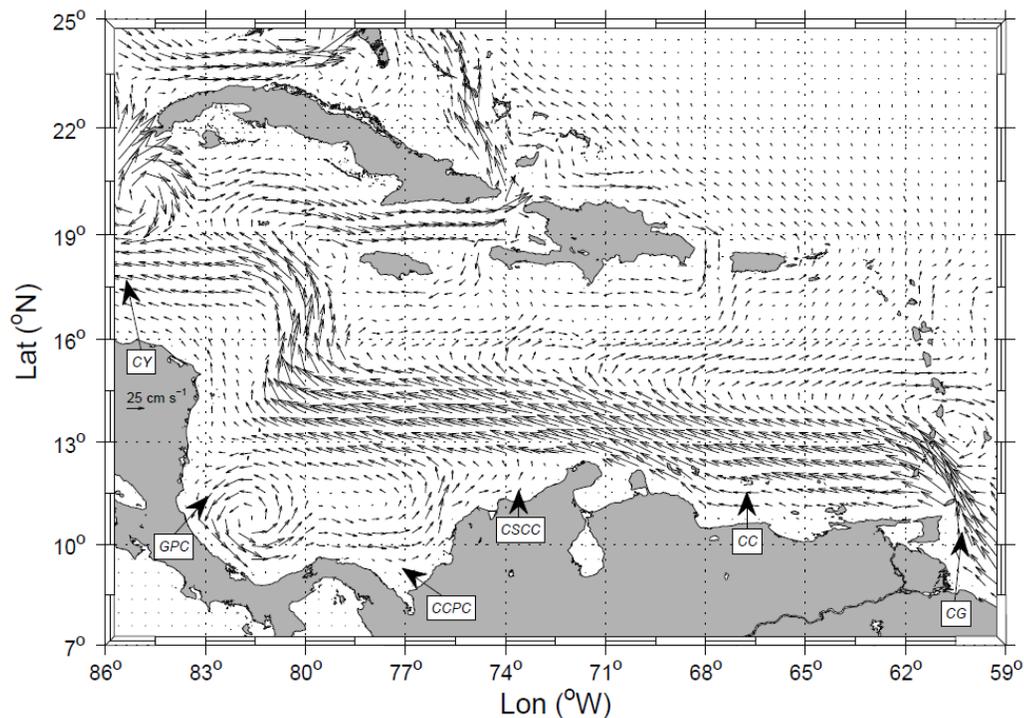
La Cuenca Colombia recibe grandes aportes de agua de los ríos andinos colombianos, esta situación genera amplios gradientes de salinidad entre la costa y la zona oceánica, lo cual no se ha estudiado en el contexto espacio-temporal (Restrepo y Kjerfve, 2000; Ercilla *et al.*, 2002; Cañón y Santamaría-del-Ángel, 2003; Restrepo *et al.*, 2006; Restrepo y López, 2008), ni en su importancia en la formación de masas de agua (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2010). De este modo, las masas de agua que ingresan al mar Caribe a través de los pasos y canales de las Antillas Mayores y Menores, son movidas por la Corriente del Caribe (CC) y modificadas en la Cuenca Colombia por procesos locales y la afluencia de agua dulce.

En las cinco cuencas del mar Caribe (Granada, Venezuela, Colombia, Caimán y Yucatán; Tomczak y Godfrey, 1994; Gallegos y Czitrom, 1997; Cetina, 2004; Canals, 2005), la CC (Figura 2-1), parte integral del Giro Subtropical Noratlántico, es la característica más dominante de la circulación (Duncan *et al.*, 1977; Schmitz y McCartney, 1993; Tomczak y Godfrey, 1994; Carton y Chao, 1999; Fratantoni, 2001). Esta corriente es un flujo potente y persistente en dirección Oeste que transporta agua relativamente cálida (Gordon, 1967; Mooers y Maul, 1998; Cetina, 2004; Richardson, 2005; Chérubin y Richardson, 2007; Jouanno *et al.*, 2008; Lin, 2010), además de masas de agua y calor oceánico del trópico hacia latitudes medias, lo cual trae como consecuencia la modulación del clima atmosférico en el Océano Atlántico (Gallegos y Czitrom, 1997; Schmitz y McCartney, 1993). La velocidad promedio de la CC es  $25 \text{ cm s}^{-1}$  (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005; Chérubin y Richardson, 2007), y decrece a tan solo  $5 \text{ cm s}^{-1}$  a los 1500 m de profundidad (Mancilla, 2007).

De acuerdo con el modelo numérico Océan Parallélisé (OPA) versión 9.0 (Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2008) y las observaciones iniciales de Morrison y Nowlin (1982), Centurioni y Niiler (2003) y Richardson (2005), el flujo medio de la CC en la Cuenca Venezuela se divide en dos chorros intensos a lo largo de las fronteras Norte (Corriente Norte del Caribe) y Sur (Corriente Sur del Caribe). La Corriente Norte del Caribe ingresa a la Cuenca Venezuela a través del Pasaje Mona, ubicado entre las islas Española y Puerto Rico. Los dos flujos anteriores se unen en el centro de la Cuenca Colombia ( $78^\circ\text{W}$ ,

15°N). La CC es más intensa entre mayo y agosto (Andrade, 1991; Johns *et al.*, 2002) y está mejor definida (Gordon, 1967), mientras que entre septiembre y febrero presenta velocidades mínimas (Andrade, 1991; Johns *et al.*, 2002) y queda enmascarada por diversos procesos de mesoescala (Gallegos y Czitrom, 1997). Por su parte, Colón (1963), encontró que de abril a octubre la CC es divergente y exporta agua caliente al Golfo de México, y de octubre a abril es convergente y en consecuencia importa calor al mar Caribe.

**Figura 2-1:** Dinámica media superficial del mar Caribe obtenida a partir de los resultados de velocidad [ $\text{cm s}^{-1}$ ] del *Parallel Oceanic Circulation Model*. Las abreviaturas son CG, Corriente de Guayana; CC, Corriente del Caribe; CSCC, Contracorriente Subsuperficial Costera del Caribe; CCPC, Contracorriente Panamá-Colombia; GPC, Giro Panamá-Colombia; CY, Corriente de Yucatán.



En los trabajos de Mooers y Maul (1998), Johns *et al.* (1999), Johns *et al.* (2002) y Centurioni y Niiler (2003), aunque se menciona el Giro Panamá-Colombia (GPC), no se hace referencia a la Contracorriente Panamá-Colombia (CCPC, Andrade *et al.*, 2003), también conocida como la Contracorriente del Darién (Pujos *et al.*, 1986; Sheimbaum *et al.*, 1997). La CCPC es una corriente hacia el Este que se forma al Suroeste de la Cuenca Colombia, y llega hasta La Guajira e incluso Venezuela en septiembre-noviembre (SON, Gordon, 1967; Pujos *et al.* 1986). Según Andrade *et al.* (2003), la CCPC es evidente en superficie hasta 79°W, pero Richardson (2005) y Jouanno *et al.* (2008) la describen hasta

los 75°W, donde la mayor parte del flujo recircula en el GPC y otra parte continúa fluyendo hacia el Este como la Contracorriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC, Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2008). De acuerdo con Sheimbaum *et al.* (1997), la variabilidad estacional de la CCPC está asociada con el GPC, así, es relativamente débil durante los meses de diciembre a marzo y se intensifica durante el “veranillo de San Juan” (junio a agosto).

Por otro lado, mediante fuente de datos estacionales no explicados (Pujos *et al.*; 1986) y con el *Princeton Ocean Model* implementado para los mares Intra-Americanos (IAS-POM, Andrade *et al.*, 2003) se encontraron evidencias de la CCPC al frente de Cartagena. Sin embargo, Andrade *et al.* (2003) no realizaron un análisis estacional y tampoco especifican la temporalidad de la gráfica del modelo. De hecho, el patrón estacional descrito por Pujos *et al.* (1986), ha sido el referente más usado dentro de los estudios biológicos (Álvarez-León *et al.*, 1995; Melo, 2002; García *et al.*, 2007; Doncel y Paramo, 2010) y/o ecológicos (Palacios, 1994; Flórez y Etter, 2003) en la región. En cuanto a los trabajos sobre la CSCC (Andrade *et al.*, 2003; Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2008), se menciona que es parte de la circulación de la celda ciclónica del Atlántico Tropical Norte, pero tampoco se describe su variabilidad estacional o interanual.

Una primera aproximación de la estructura y del transporte geostrófico de la CCPC a lo largo de la margen continental de Suramérica (desde Panamá hasta Venezuela), fue realizado por Andrade *et al.* (2003) con datos de corrientes medidos *in situ*, cálculos de velocidad geostrófica, y campos de velocidad del IAS-POM. Se encontró que la velocidad geostrófica y el transporte de la CCPC decrecen hacia el Este, así, la velocidad (transporte) en Panamá es 70 cm s<sup>-1</sup> (6 Sv, 1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>), mientras que en La Guajira es 10 cm s<sup>-1</sup> (~1 Sv).

El objetivo del presente trabajo es examinar la variabilidad estacional e interanual de las masas de agua que interactúan en la Cuenca Colombia y de las corrientes cerca de la costa (CCPC y CC). Así, para la identificación de las masas de agua se usaron datos de la hidrografía de Levitus y de los perfiladores tipo *Autonomous Lagrangian Circulation Explorer* (ALACE) del *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE); pero para la distribución interanual de las masas de agua y de las corrientes fueron utilizados los resultados de velocidad, temperatura y salinidad del *Parallel Oceanic Circulation Model* (POCM-4C).

## 2.3 Datos y métodos

### 2.3.1 Climatología de Levitus y perfiladores tipo ALACE

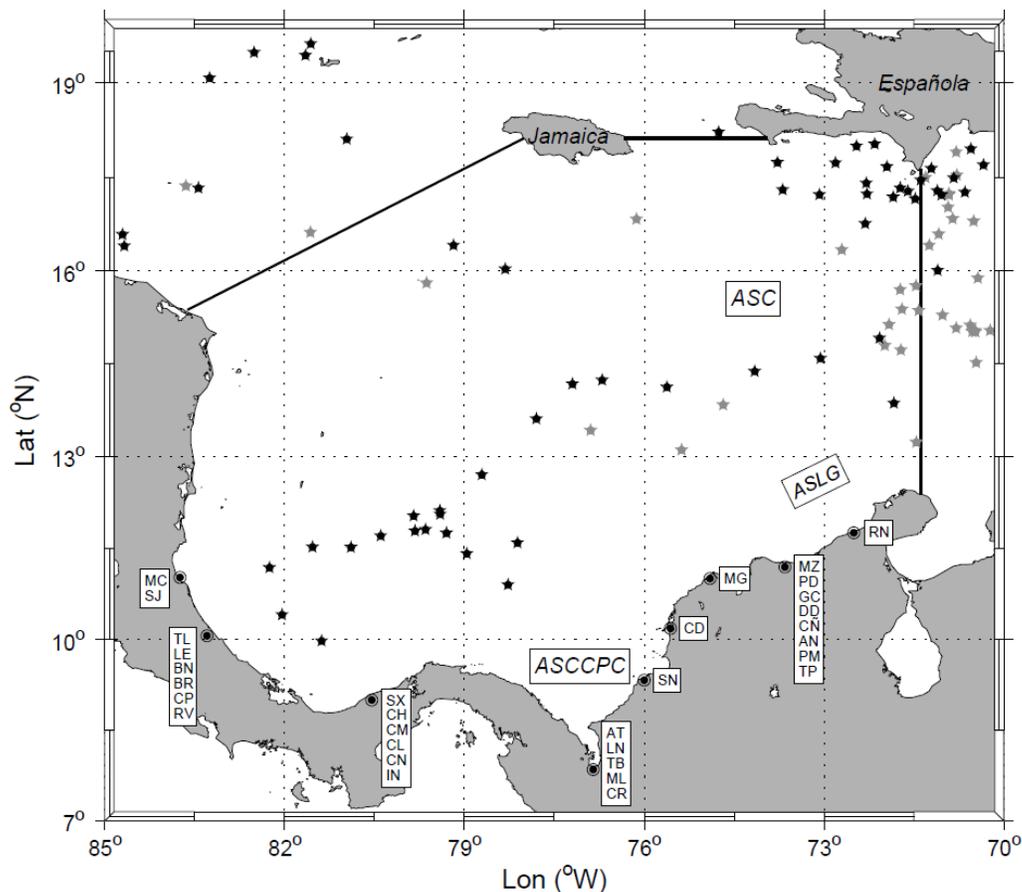
A partir de los registros climatológicos hidrográficos de Levitus (Levitus *et al.*, 1994) y los perfiladores tipo ALACE, pertenecientes al WOCE (WOCE Data Products Committee, 2002), se identificaron las masas de agua presentes en la Cuenca Colombia mediante diagramas  $(\theta, S)$ , donde  $\theta$  representa la temperatura potencial [°C] y  $S$  la salinidad. Los registros climatológicos hidrográficos de Levitus, tienen resolución espacial de  $1/4^\circ$  y hasta 1500 m de profundidad (Levitus *et al.*, 1994; Levitus y Boyer, 1994, [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd\\_ts01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd_ts01.html)). A partir de los registros de salinidad y temperatura mediante el paquete SEAWATER de MATLAB (<http://www.marine.csiro.au/~morgan/seawater/>), se calcularon las velocidades geostróficas referidas a una isopicna de  $27 \text{ kg m}^{-3}$  ( $\sim 500$  dbar), en dos perfiles latitudinales  $78.625^\circ\text{W}$  (Panamá) y  $72.125^\circ\text{W}$  (La Guajira).

Los perfiladores tipo ALACE del WOCE fueron compilados por el *Marine Environmental Data Service of Canada, Version 3.0* ([http://woce.nodc.noaa.gov/woce\\_v3/wocedata\\_1/pfloat/welcome.htm](http://woce.nodc.noaa.gov/woce_v3/wocedata_1/pfloat/welcome.htm)). Esta base de datos contiene mediciones de perfiles de presión, temperatura y salinidad, con resolución de 10 m e intervalos temporales de  $\sim 10$  días. Los datos son aportados por diferentes investigadores (WOCE Data Products Committee, 2002). Para este estudio se usaron los registros de Schmitt, que contienen información entre julio/1997 y agosto/2001, dentro de los cuales parte de las mediciones realizadas entre mayo/2000 y agosto/2001 se localizan dentro de la Cuenca Colombia (Figura 2-2).

### 2.3.2 Modelo POCM-4C

Para inicializar el modelo se usaron los registros climatológicos hidrográficos de Levitus (Levitus *et al.*, 1994). El modelo con resolución espacial de  $1/4^\circ$  y 20 niveles de profundidad, fue corrido para un período de 19 años (1979 a 1998). De 1979 a 1994 se forzó con datos atmosféricos diarios derivados del reanálisis *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, Tokmakian y Challenor, 1999). Las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos se pueden ver en Semtner y Chervin (1992) y Stammer *et al.* (1996). Por su parte, los valores de los aportes de ríos fueron obtenidos del documento caudales de algunos ríos del mundo (Unesco, 1974). Para este trabajo se usaron los resultados de la velocidad zonal [ $\text{cm s}^{-1}$ ], temperatura [°C] y salinidad para el período enero/1980 y diciembre/1998.

**Figura 2-2:** Ubicación espacial de los perfiladores ALACE para el periodo comprendido entre mayo/2000 y agosto/2001, y localización geográfica de los ríos que desembocan en la Cuenca Colombia (las siglas se explican en las Tablas 2-2 y 2-3). Las estrellas gris (negras) representan los puntos de los años 2000 (2001).



Los resultados de temperatura y salinidad del modelo fueron comparadas con los datos de la Estación 10 (11.98°N-75.10°W), del crucero “Caribe” desarrollado por la Armada Nacional de Colombia, medida el 22 de octubre/1997 (datos obtenidos a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), Colombia). Para lo anterior se usó análisis gráfico y estadístico (media, desviación estándar, máximo, mínimo, intervalo), así como el índice de eficiencia de *Nash-Sutcliffe* (Nash y Sutcliffe, 1970; McCuen *et al.*, 2006). Los datos del POCM-4C para la región sirvieron para entender la variabilidad interanual de la salinidad, la temperatura y la circulación en todo el dominio de la cuenca.

### 2.3.3 Caudales

Con registros mensuales en largos periodos, y con registros climatológicos en otros se contabilizaron los aportes de 31 ríos que desembocan en la Cuenca Colombia. 17 ríos del Catálogo de Estaciones del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), 6 ríos de los datos históricos de la Empresa de Transmisión Eléctrica S.A. de Panamá (ETESA, [http://www.hidromet.com.pa/hidro\\_historicos.php](http://www.hidromet.com.pa/hidro_historicos.php)), 6 ríos del Boletín Hidrológico No. 21 del Instituto Costarricense de Electricidad (Grant *et al.*, 2004) y 2 ríos del *River Discharge Database Version 2.0*, para Nicaragua (Tabla 2-3, [http://www.sage.wisc.edu/riverdata/scripts/world\\_map\\_med.php?qual=256&newxy=?221,178](http://www.sage.wisc.edu/riverdata/scripts/world_map_med.php?qual=256&newxy=?221,178)).

A partir de los ciclos anuales de los caudales y la ubicación espacial de los ríos (Figura 2-2) se realizó una regionalización y se definieron cuatro sectores. En la región 1 se incluyeron los ríos de Centroamérica (Tabla 2-3). En las regiones 2 a 4 se agruparon los ríos colombianos (Tabla 2-2), así, en la región 2 los ríos pertenecientes a los departamentos de Chocó, Antioquia y Córdoba, en la región 3 los ríos del departamento de Bolívar, y en la región 4 los ríos de los departamentos del Magdalena y La Guajira.

### 2.3.4 Análisis de la variabilidad estacional

De acuerdo con Mesa *et al.* (1997), la climatología en Colombia se puede describir en cuatro trimestres: diciembre-febrero (DEF, estación seca principal), marzo-mayo (MAM, húmeda menor), junio-julio (JJA, “veranillo”) y SON (húmeda principal). Teniendo en cuenta estos trimestres climáticos se analizó la distribución espacial horizontal de la temperatura superficial del mar (TSM), la salinidad superficial del mar (SSM) y las velocidades geostróficas en Panamá y La Guajira.

En cada una de las cuatro sectores anteriormente definidos, se sumaron los aportes de los respectivos ríos y a las series de tiempo resultantes se les aplicó el modelo de ajuste de armónicos por mínimos cuadrados (Ripa, 2002),

$$F(t) = A_o + A_a \cos(\omega t - \varphi_a) + A_s \cos(2\omega t - \varphi_s) + res, \quad (2.1)$$

donde  $A_o$ ,  $A_a$ , y  $A_s$  corresponden a la media temporal y las amplitudes anual y semianual de la serie de tiempo, respectivamente;  $\omega = 2\pi / 365.25 \text{días}$  es la frecuencia anual en radianes;  $\varphi_a$  y  $\varphi_s$  son la fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y  $t$  es el tiempo;  $res$  contiene la variabilidad interanual y de mesoescala. La variabilidad anual (semianual) fue calculada como la suma de los valores medios y la componente anual (semianual) del ajuste.

### 2.3.5 Análisis de la variabilidad interanual

Las fases de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO por sus iniciales en inglés), fueron diferenciadas mediante el Índice Oceánico de El Niño (ONI por sus iniciales en inglés, [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)). Y con el término *res* de la Ecuación (2.1), aplicada a las series de tiempo de los ríos Magdalena y Atrato, por ser estos los que más agua aportan a la Cuenca Colombia, se calculó la dependencia lineal de los caudales respecto a los fenómenos ENSO.

Asimismo, mediante el comportamiento medio estacional durante eventos El Niño y La Niña, se analizó la variabilidad de la temperatura, la salinidad y de las corrientes cerca de la costa en: tres perfiles verticales longitudinales (81.6°, 76.8° y 72°W) hasta 14.5°N (Figura 1-1) y 1000 m de profundidad; y en superficie a 12.5 m de profundidad.

## 2.4 Resultados

### 2.4.1 Variabilidad estacional de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa

En la identificación de las masas de agua se tuvo en cuenta el perfil promedio de los diagramas ( $\theta, S$ ), obtenidos de los datos hidrográficos de Levitus y su desviación estándar (Figura 2-3a). En este diagrama se identifican principalmente cuatro masas de agua ya detectadas en trabajos previos y que se muestran en la Tabla 2-1 por sus rangos de variabilidad. Así, por orden descendente en profundidad estas son: Agua Superficial del Caribe (ASC, 0-80 m), Agua Subsuperficial Subtropical (ASS, 80-180 m), Agua Central del Atlántico Tropical (ACAT, 180-550 m), y Agua Intermedia Antártica (AIA, 550-890 m).

El ASC se caracteriza por bajas salinidades y altas temperaturas. Según Morrison y Nowlin (1982) y Chérubin y Richardson (2007), esta masa de agua está influenciada por las aguas de los ríos Amazonas y Orinoco. Debajo del ASC se presenta el máximo subsuperficial de salinidad (ASS), con valor de 37, ubicado al Noreste de la Cuenca Colombia a una profundidad de 150 m (Andrade, 2000). Esta masa de agua proviene de las aguas superficiales del Atlántico Subtropical Central (Mooers y Maul, 1998), donde la evaporación excede a la precipitación (Gallegos y Czitrom, 1997), e ingresa al Caribe por el Noreste de las Antillas Menores (Morrison y Nowlin, 1982). El ACAT se identifica por su mínima concentración de oxígeno disuelto (2.4-2.8 mg L<sup>-1</sup>), además separa el estrato subyacente de mínima salinidad (AIA), del estrato suprayacente de máxima salinidad (ASS, Morrison y Smith, 1990). El AIA presenta baja temperatura y mínimo de salinidad, y se propaga hacia el Norte al entrar al mar Caribe por el Sureste de las Antillas Menores

(Morrison y Nowlin, 1982). En la Cuenca Colombia, Andrade (2000) encontró el AIA localizada entre 300 y 800 m de profundidad, con salinidad mínima de 34.7. Por otro lado, Morrison y Smith (1990) mencionan que las variaciones estacionales superficiales que inciden sobre el Caribe, tienen muy poco efecto en la distribución del AIA.

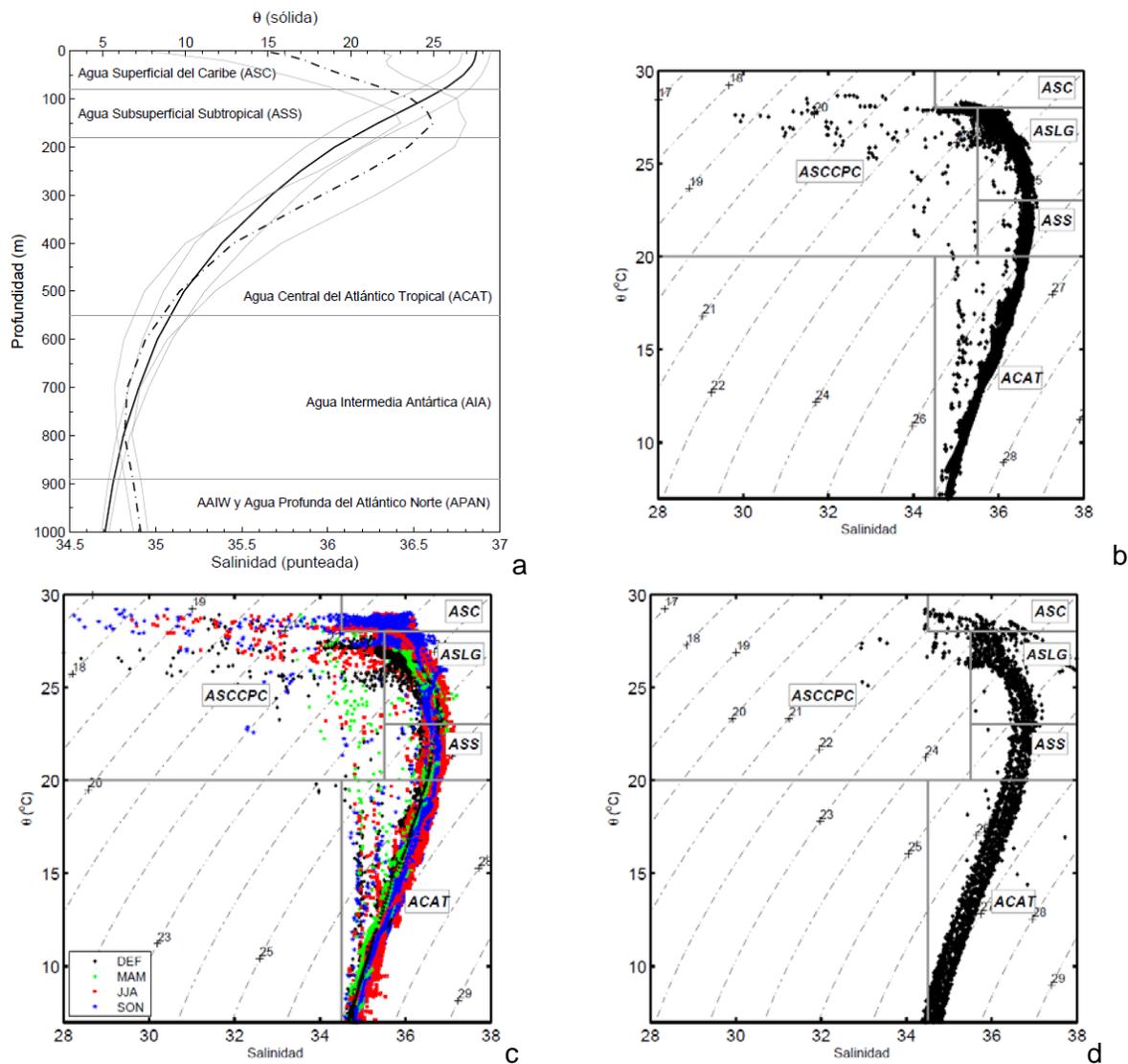
**Tabla 2-1:** Masas de agua en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son T, temperatura; S, salinidad.

Masas de agua	T(°C)	S	Referencias
ASC	28-30	34.5-36	Morrison y Nowlin (1982), Morrison y Smith (1990), Tomczak y Godfrey (1994), Mooers y Maul (1998), Stramma y Schott (1999), Andrade (2000), Hernández-Guerra y Joyce (2000), Rhein <i>et al.</i> (2005)
ASS	21-23	36.6-37	Morrison y Nowlin (1982), Morrison y Smith (1990), Mooers y Maul (1998), Andrade (2000), Hernández-Guerra y Joyce (2000), Rhein <i>et al.</i> (2005), Mancilla, (2007)
ACAT	7-20	35-36.7	Morrison y Nowlin (1982), Morrison y Smith (1990), Urbano (1993), Mooers y Maul (1998), Stramma y Schott (1999), Andrade (2000), Rhein <i>et al.</i> (2005), Mancilla (2007)
AIA	2-6	33.8-34.8	Morrison y Nowlin (1982), Morrison y Smith (1990), Urbano (1993), Mooers y Maul (1998), Stramma y Schott (1999), Andrade (2000), Rhein <i>et al.</i> (2005), Mancilla (2007)

Como se puede observar en la Figura 2-3a, la desviación estándar alrededor del valor medio muestra valores bajos y altos de la salinidad fuera del rango de 34.6-36 del ASC, y que corresponden a aguas costeras bajo los efectos de la dilución por descarga de ríos en el Golfo de Darién y en el Golfo de los Mosquitos (Tablas 2-2 y 2-3) y al efecto de salinización por las surgencias en la región de La Guajira. De acuerdo con nuestro análisis, en la Cuenca Colombia, aparte de la ASC (Figura 2-3d, Tabla 2-1), se identificaron dos nuevas masas de agua superficiales (Figura 2-3b). La primera la hemos denominado el Agua Superficial de la Contracorriente Panamá-Colombia (ASCCPC) que se localiza al Suroeste (Figura 2-5), y corresponde a un agua de baja salinidad (28-35.5) y de temperatura variable (20-30°C), producto de la descarga de los ríos (la cual es cerca de 11700 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> al año, equivalente al 38% del caudal medio del río Orinoco). La segunda, el Agua Superficial de La Guajira (ASLG) con salinidades más altas (35.5-38) y aguas frías (24-28°C), se debe al efecto de las surgencias costeras (esfuerzo del viento) y el bombeo de Ekman (rotacional del esfuerzo del viento). Asimismo, el ASLG también está influenciada por la advección de agua dulce desde el Oeste debido a la dinámica del GPC y de la CCPC. Por otro lado, se encontró que ambas masas de agua (ASCCPC y ASLG) se presentan durante todo el año (Figura 2-3c), pero en MAM son más saladas (Figura 2-

5b). Estos resultados fueron igualmente evidentes con los datos de los perfiladores tipo ALACE del WOCE (Figura 2-3d).

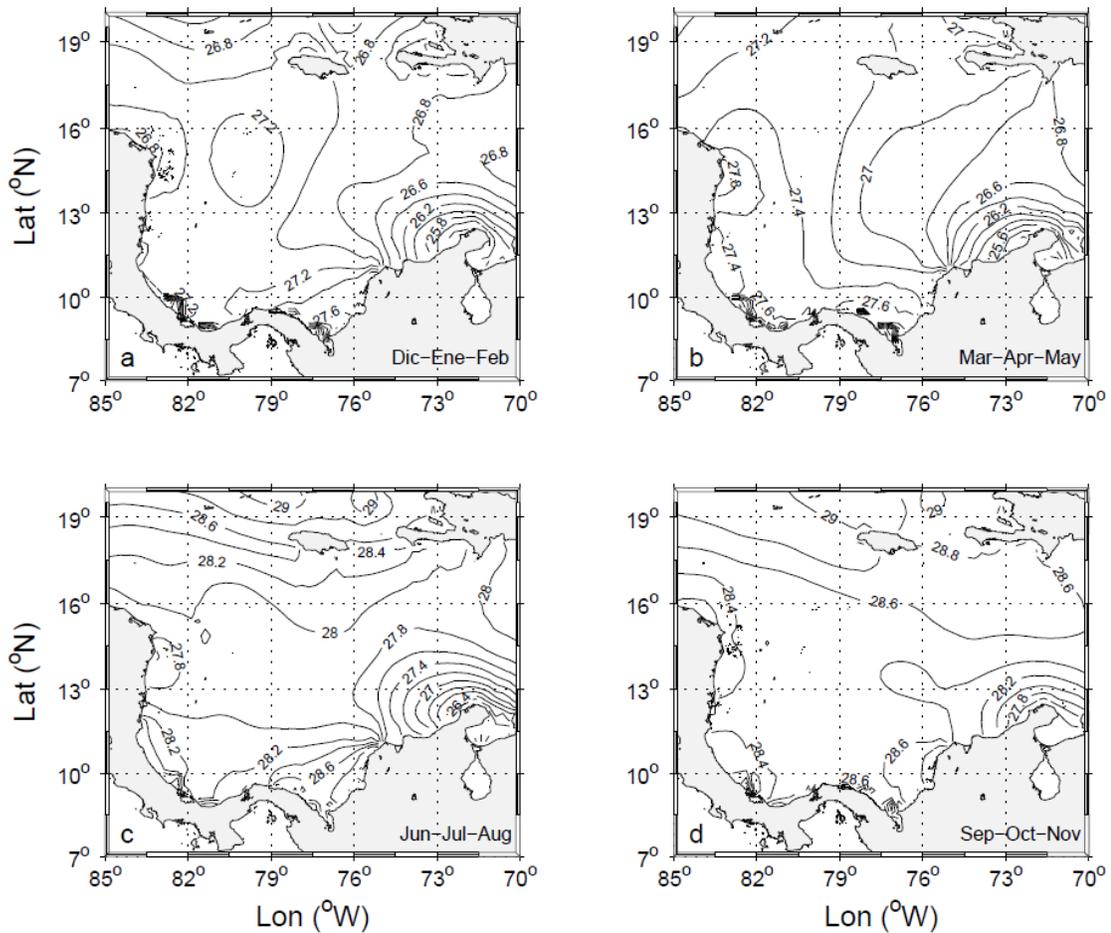
**Figura 2-3:** Masas de agua identificadas en la Cuenca Colombia: a) Perfiles verticales de temperatura y salinidad de Levitus, b) Valor medio de la hidrografía de Levitus, c) Trimestres climáticos de todos los puntos de la hidrografía de Levitus, d) Todos los puntos de los perfiladores ALACE para el periodo 2000-2001.



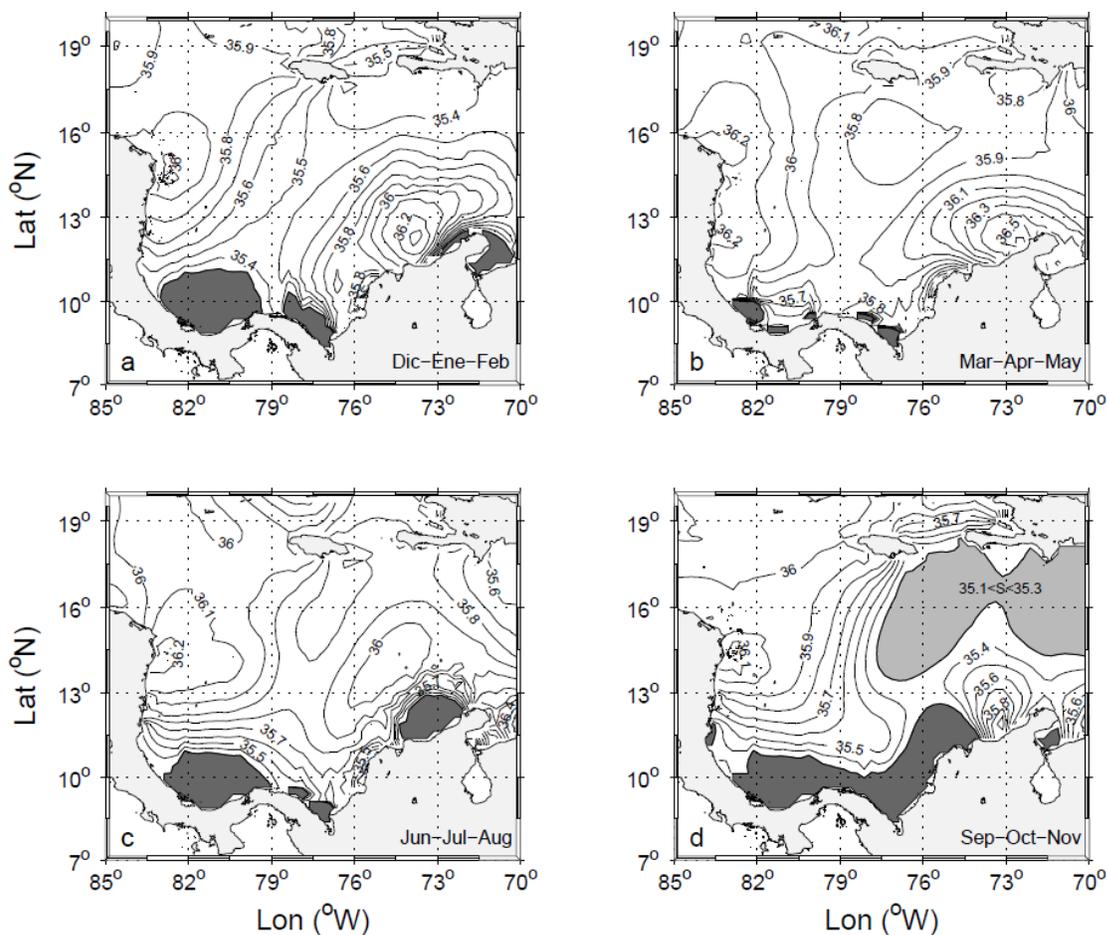
La temperatura superficial del mar (TSM, Figura 2-4) y principalmente la salinidad superficial del mar (SSM, Figura 2-5) permitieron delimitar espacialmente las dos nuevas masas de agua. La distribución espacial de ambas masas de agua se encuentra asociada con la variabilidad estacional de los caudales de los ríos y los vientos. Así, el ASCCP es

menos abundante en los meses siguientes al período seco principal, es decir MAM, y más abundante y extendida en la época húmeda principal (SON), incluso llegando hasta Santa Marta. Precisamente, durante SON es cuando se observa el ASC en la parte Norte de la cuenca (Figura 2-5d). Por su parte, el ASLG fue más evidente en el primer semestre del año (DEF y MAM), coincidente con los valores máximos de la intensidad del Chorro Superficial del Caribe Tropical (CSCT) y el rotacional del esfuerzo del viento (Figura 1-5), los cuales ocurren en DEF.

**Figura 2-4:** Variabilidad estacional de la TSM [°C] de los registros hidrográficos de Levitus: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON.



**Figura 2-5:** Variabilidad estacional de la SSM de los registros hidrográficos de Levitus: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. La región costera sombreada corresponde a valores de salinidad menores que 35.3.



Los efectos de dilución debido a los aportes de agua dulce a lo largo de la zona costera de la Cuenca Colombia (Figura 2-6), que anualmente en Centroamérica son más de  $1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 2-3), y en Colombia más de  $10000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 2-2), regulan la presencia y distribución espacial del ASCCPC y el ASLG. De este modo, en las regiones 1 y 2 el ASCCPC es controlada por los aportes promedio de los ríos San Juan (localizado entre los límites de Nicaragua y Costa Rica, con más de  $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), Atrato (con más de  $2400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), y Sinú (con cerca de  $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Mientras que en las otras regiones principalmente las aguas del río Magdalena (con más de  $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) son las responsables de la formación del ASCCPC, de la disminución de la SSM del ASLG y de los cambios en las propiedades del ASC.

**Tabla 2-2:** Promedio anual de los ríos colombianos que descargan en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son ID, identificador; Lat, latitud; Lon, longitud.

ID	Ríos	Nombre de la estación	Departamento	Localización Geográfica		Periodo de registro		Caudal (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
				Lat (°N)	Lon (°N)	Periodo	Años	
AT	Atrato	Bellavista	Chocó	7.72	77.15	1965-2002	38	2420.80
LN	León	Villarteaga	Antioquia	7.28	76.39	1990-2002	13	14.55
TB	Turbo	Dos El	Antioquia	8.08	76.42	1987-2002	16	3.26
ML	Mulatos	Pueblo Bello	Antioquia	8.12	76.32	1977-2002	26	4.57
CR	Currulao	Currulao	Antioquia	8.00	76.37	1979-2002	24	8.00
SN	Sinú	Cotoca Abajo	Córdoba	9.13	75.51	1965-2005	41	394.25
CD	Canal del Dique	Km 107	Bolívar	10.14	75.31	1984-1986	3	132.03
MG	Magdalena	Calamar	Bolívar	10.25	74.90	1940-2004	65	7078.97
MZ	Manzanares	Bocatoma	Magdalena	11.15	74.08	1980-2005	26	1.86
PD	Piedras	Revuelta La	Magdalena	11.17	73.56	1974-2004	31	5.02
GC	Guachaca	Guachaca	Magdalena	11.15	73.52	1965-2005	41	22.35
DD	Don Diego	Pte Carretera	Magdalena	11.15	73.42	1965-2004	40	39.12
CÑ	Cañas	Mingueo	La Guajira	11.13	73.26	1990-2004	15	8.56
AN	Ancho	Ancho	La Guajira	11.14	73.28	1965-2005	32	14.52
PM	Palomino	Pte Carretera	La Guajira	11.16	73.34	1965-2004	40	24.95
TP	Tapias	Pte Bomba	La Guajira	11.18	73.10	1976-2004	29	16.72
RN	Ranchería	Cuestecita	La Guajira	11.59	72.30	1990-2006	17	8.76
Total =								10198.29

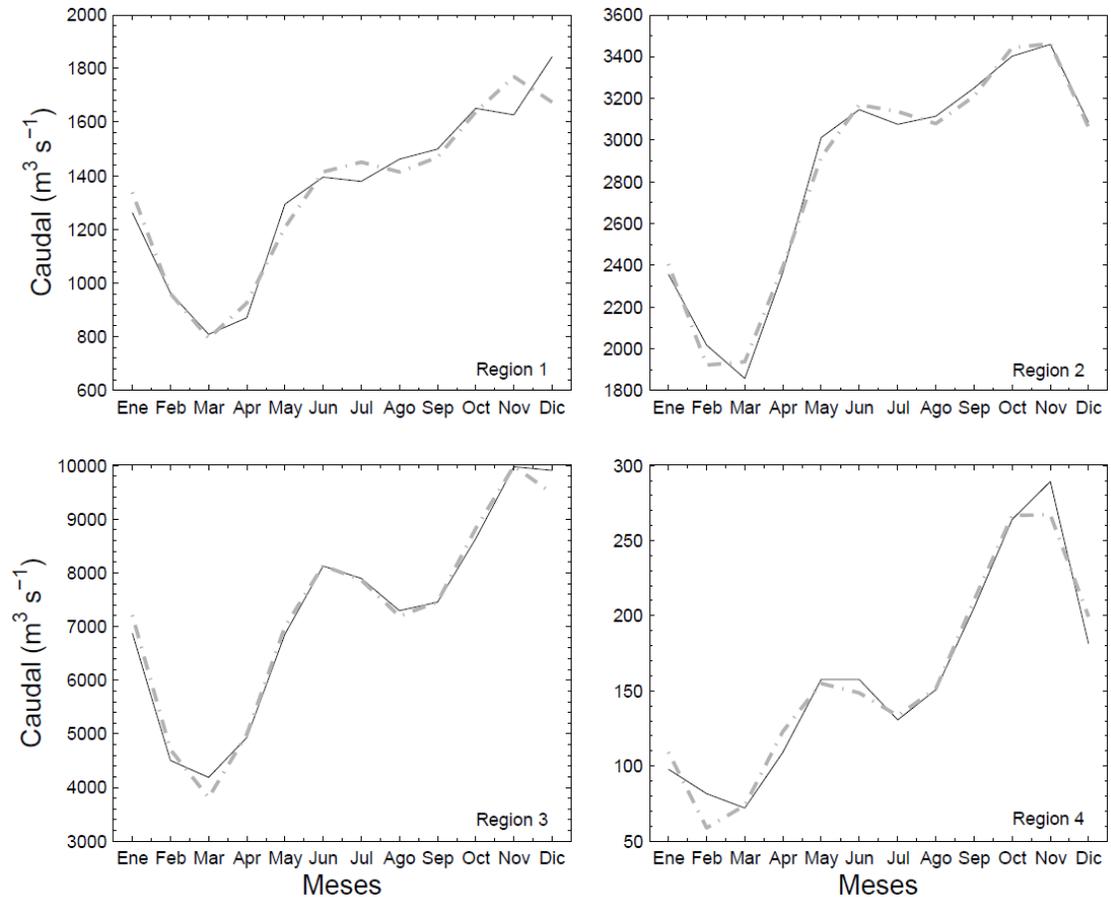
Por otra parte, a excepción de la región 1 (ríos de Centroamérica), los caudales presentan un ciclo bimodal, con valores máximos (mínimos) en mayo-junio y octubre-noviembre (febrero-marzo y julio-agosto). Sin embargo, en todas las regiones los caudales mínimos y máximos ocurren en marzo y noviembre, respectivamente (Figura 2-6). Por ejemplo, en noviembre la Cuenca Colombia recibe del río Magdalena cerca de 10000 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, mientras que en marzo sólo alcanza el 40% de estos aportes. De este modo, la disminución de los aportes de agua dulce que se presentan en marzo (Figura 2-6), se reflejan en un aumento en la SSM (Figura 2-5).

**Tabla 2-3:** Promedio anual de los ríos centroamericanos que descargan en la Cuenca Colombia. Las abreviaturas son ID, identificador; Lat, latitud; Lon, longitud; N/D, no disponible.

ID	Ríos	Número de la estación	País	Localización Geográfica		Periodo de registro		Caudal (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
				Lat (°N)	Lon (°N)	Periodo	Años	
SX	Sixaola	87-01-01	Panamá	9.50	82.62	1972-2000	28	260.6
CH	Changuinola	91-01-02	Panamá	9.28	82.53	1971-2009	39	165.6
CM	Cricamola	95-01-01	Panamá	8.85	81.82	1975-2009	35	100.0
CL	Calovébora	97-01-01	Panamá	8.78	81.22	1976-2009	34	62.6
CN	Coclé del Norte	105-01-01	Panamá	8.93	80.55	1958-1986	28	55.0
IN	Indio	111-01-02	Panamá	8.97	80.18	1979-2002	23	25.2
TL	Telire	87-01-01	Costa Rica	9.56	82.88	N/D	N/D	172.0
LE	La Estrella	85-02-02	Costa Rica	9.81	82.90	N/D	N/D	41.1
BN	Banano	83-03-03	Costa Rica	9.93	83.00	N/D	N/D	24.9
BR	Barbilla	79-06-02	Costa Rica	10.06	83.30	N/D	N/D	24.4
CP	Chirripó	79-06-06	Costa Rica	10.05	83.26	N/D	N/D	121.0
RV	Reventazón	75-09-12	Costa Rica	10.28	83.40	N/D	N/D	135.0
MC	Mico	1061	Nicaragua	12.07	84.54	1976-1979	4	39.6
SJ	San Juan	256	Nicaragua	11.02	84.42	1969-1978	10	416.6
Total =								1643.63

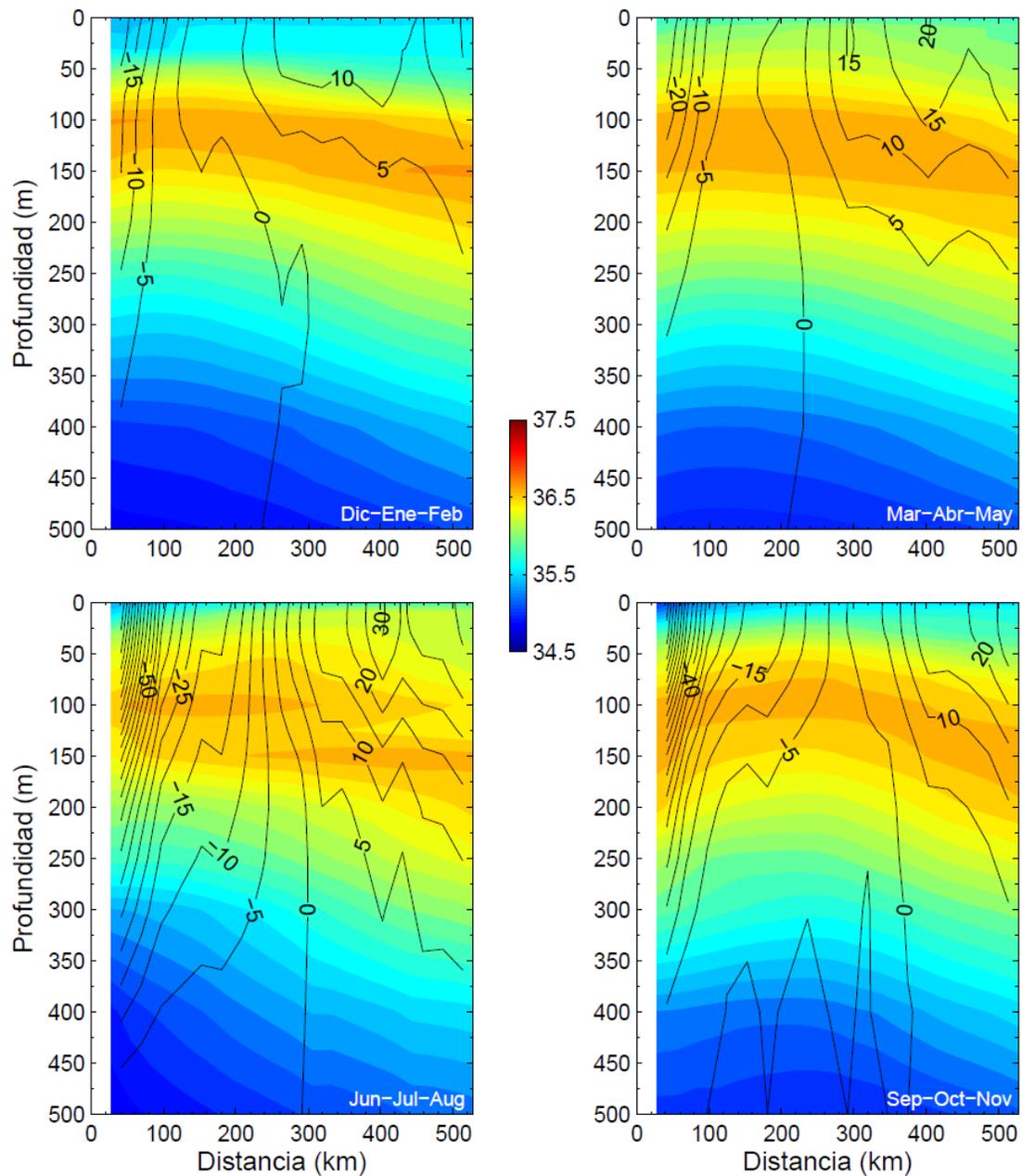
La estructura vertical media de las masas de agua a partir de la salinidad frente a Panamá (Figura 2-7), indica que hay aguas menos saladas en los primeros 50 m (ASCCPC), un núcleo con altas salinidades (mayor que 36.5) limitado a 150 m (ASS) y debajo de esta última capa hasta los 500 m, aguas con salinidades intermedias coincidentes con el ACAT. Estas masas de agua varían estacionalmente, así el ASCCPC es más abundante durante el segundo semestre del año, mientras que el ASS (ACAT) presentan núcleos más intensos de salinidad en el primer semestre del año. En cuanto a la velocidad geostrofica, fueron evidentes dos flujos, uno hacia el Este cercano a la costa (CCPC) y otro hacia el Oeste (CC). La CCPC tiene un comportamiento semestral con flujos más intensos entre junio y noviembre, los cuales podrían ayudar en la distribución de la mayor abundancia del ASCCPC encontrada en el segundo semestre del año. De otro lado, sobre la CC se presenta una mezcla entre la variabilidad semestral y trimestral, con valores mínimos en DEF, máximos en JJA y medios en MAM y SON.

**Figura 2-6:** Ciclo estacional de los ríos en las regiones definidas para la Cuenca Colombia: a) Región 1, b) Región 2, c) Región 3, y d) Región 4. La línea punteada corresponde al ajuste estacional.

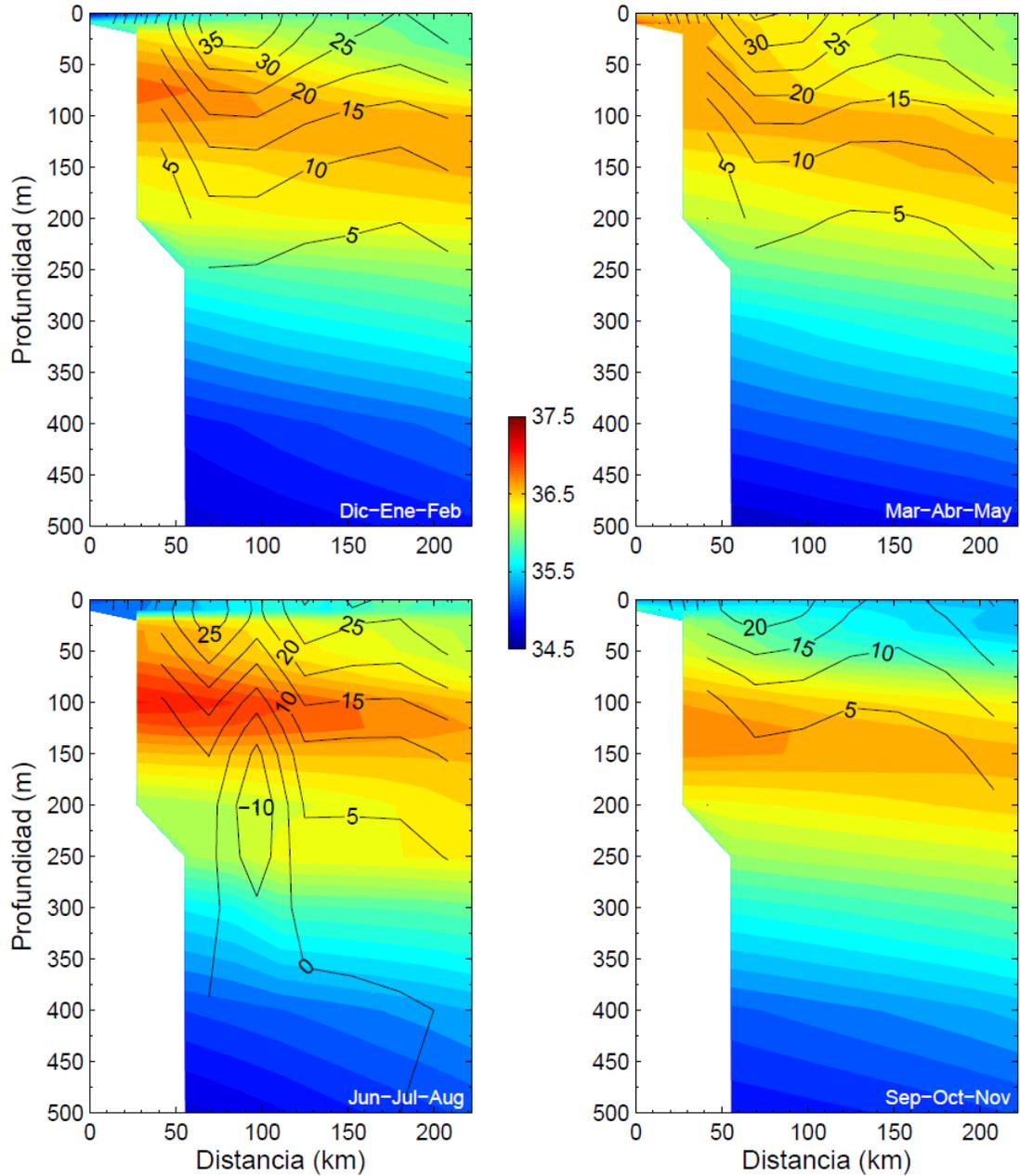


Por su parte, frente a La Guajira el comportamiento medio de las masas de agua a partir de la salinidad (Figura 2-8) mostró que en los primeros 25 m, durante todo el año domina en ASLG (~35.5) a excepción de MAM, época en la cual el ASS aflora en superficie. Debajo de esta capa y hasta 200 m los valores de salinidad son cercanos a 37.5 y coinciden con el ASS. Entre 200 y 500 m, las salinidades varían ente 34.5-35.5. El ASS presentó los valores más altos de salinidad en DEF y JJA. La velocidad geostrofica también mostró dos flujos todo el año. El flujo hacia el Oeste corresponde a la CC, el cual es más intenso durante el primer semestre del año, mientras que el flujo hacia el Este coincidente con la CSCC sólo fue evidente en JJA con valor de 10 cm s<sup>-1</sup>.

**Figura 2-7:** Variabilidad estacional de la salinidad en el perfil 78.625°W (Panamá) durante: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. Superimpuesta la velocidad geostrófica [cm s<sup>-1</sup>] calculada con la hidrografía de Levitus. Valores negativos indican flujo hacia el Este.



**Figura 2-8:** Variabilidad estacional de la salinidad en el perfil 72.125°W (La Guajira) durante: a) DEF, b) MAM, c) JJA, y d) SON. Superimpuesta la velocidad geostrofica calculada con la hidrografía de Levitus. Valores negativos indican flujo hacia el Este.

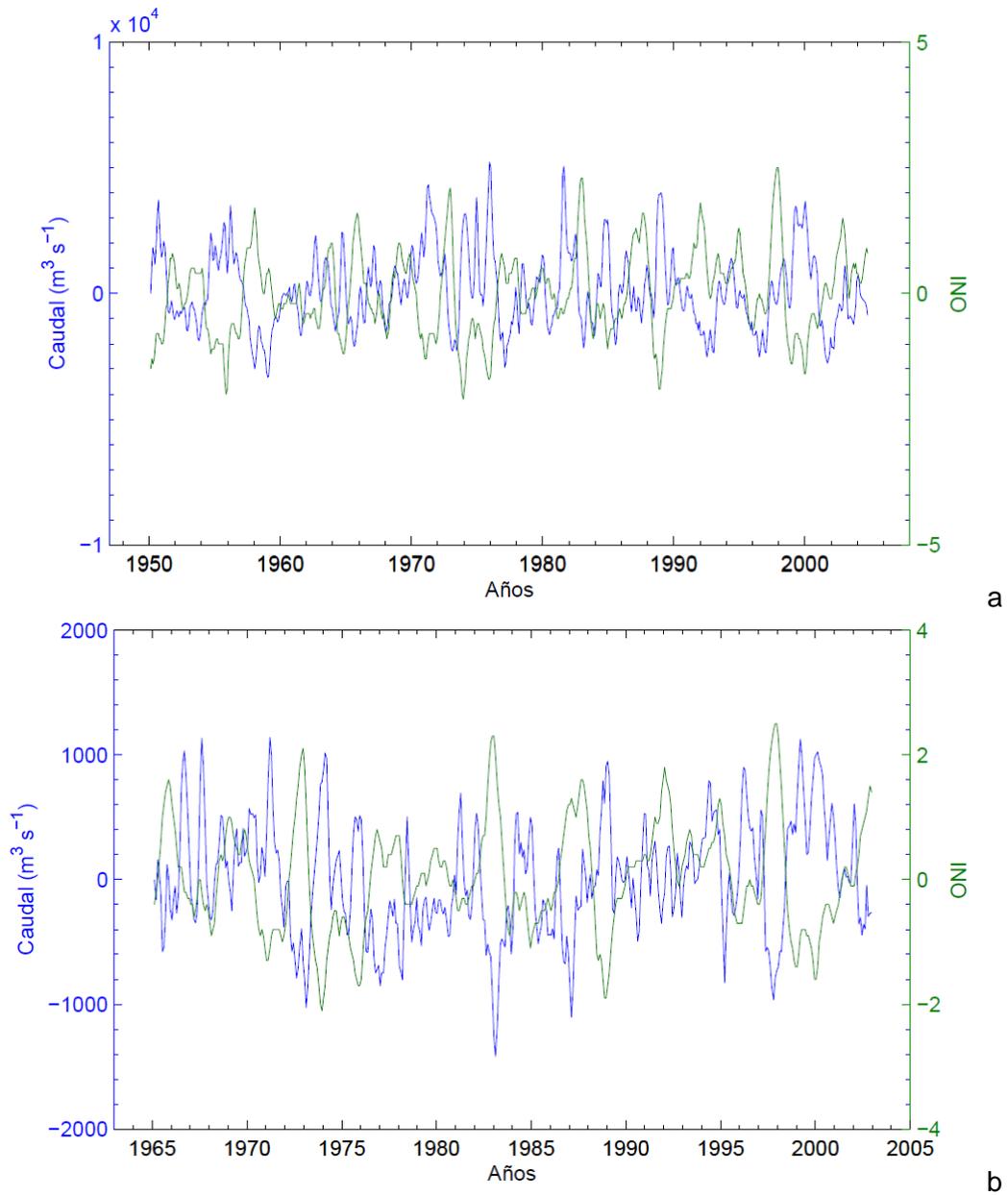


## 2.4.2 Variabilidad interanual de las masas de agua superficiales y de las corrientes cerca de la costa

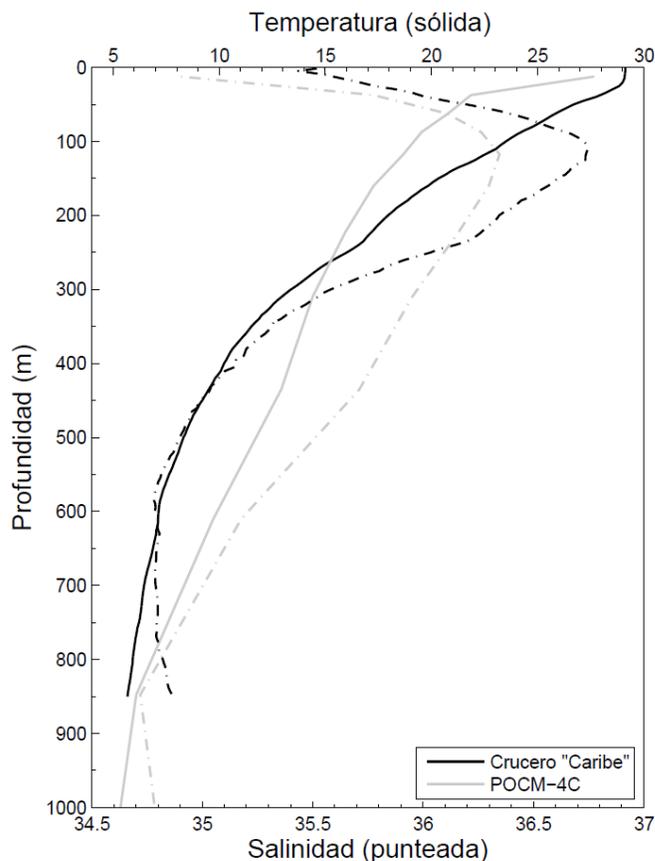
Con los resultados anteriores queda demostrado que estacionalmente los aportes de los ríos influyen en la salinidad, y esta última sobre las masas de agua. Por lo tanto, la influencia directa de los fenómenos ENSO sobre la disminución (El Niño) y/o aumento (La Niña) de los aportes de agua en la región controlan la formación de las masas de agua superficiales (ASCCPC y ASLG), las cuales fueron analizadas indirectamente a partir de los residuos de las series de tiempo de los ríos Magdalena (Figura 2-9a) y Atrato (Figura 2-9b). Se encontró que en ambas series de tiempo existe una dependencia lineal ante la ocurrencia de los fenómenos ENSO (representado por el ONI), con rezagos de tres meses para el río Magdalena ( $r = -0.52$ , con tendencia y sin tendencia;  $p\text{-valor} < 0.05$ ), y de un mes para el río Atrato ( $r = -0.56$ , con tendencia, y  $r = -0.55$ , sin tendencia;  $p\text{-valor} < 0.05$ ). De acuerdo con lo anterior, la escasez (abundancia) de agua dulce durante El Niño (La Niña) desfavorecen (favorecen) la presencia del ASCCPC, asimismo, aguas más (menos) saladas combinadas con los forzadores atmosféricos del viento influyen en la formación del ASLG. De otra parte, la varianza explicada por el ajuste estacional para las series de tiempo de los ríos Magdalena y Atrato fue 53 y 29%, respectivamente.

La información proporcionada por el POCM-4C (desarrollado para predecir los fenómenos ENSO) presenta algunas discrepancias en la Cuenca Colombia (Figura 2-10), sin embargo, en términos de la comparación gráfica en la Figura 2-10 (POCM-4C *vs.* crucero “Caribe” para el día 22 de octubre/1997), de los resultados del índice de eficiencia de *Nash-Sutcliffe* (valores de 0.81 para temperatura y 0.99 para salinidad), y de los estadísticos aplicados mostrados en la Tabla 2-4 (pocas diferencias y magnitudes del mismo orden), los resultados del modelo son aceptables y fueron usados para analizar la variabilidad interanual de las masas de agua y de las corrientes cerca de la costa. Es de resaltar, que aunque el modelo utilizó como condiciones de frontera los aportes de los ríos obtenidos de un documento de la Unesco del año 1974, los resultados en las costas de TSM y SSM (Figura 2-11) responden a las observaciones de caudal (Figura 2-9), por lo que el fenómeno de las aguas dulces está presente y es muy fuerte.

**Figura 2-9:** Series de tiempo de los residuos del ajuste de los caudales de los ríos: a) Magdalena y b) Atrato. La serie punteada corresponde al ONI.



**Figura 2-10:** Comparación entre los perfiles de temperatura [°C] y salinidad del POCM con el crucero “Caribe” de la Armada Colombiana, localizado en 11.98°N-75.10°W y realizado el 22 de octubre/1997.



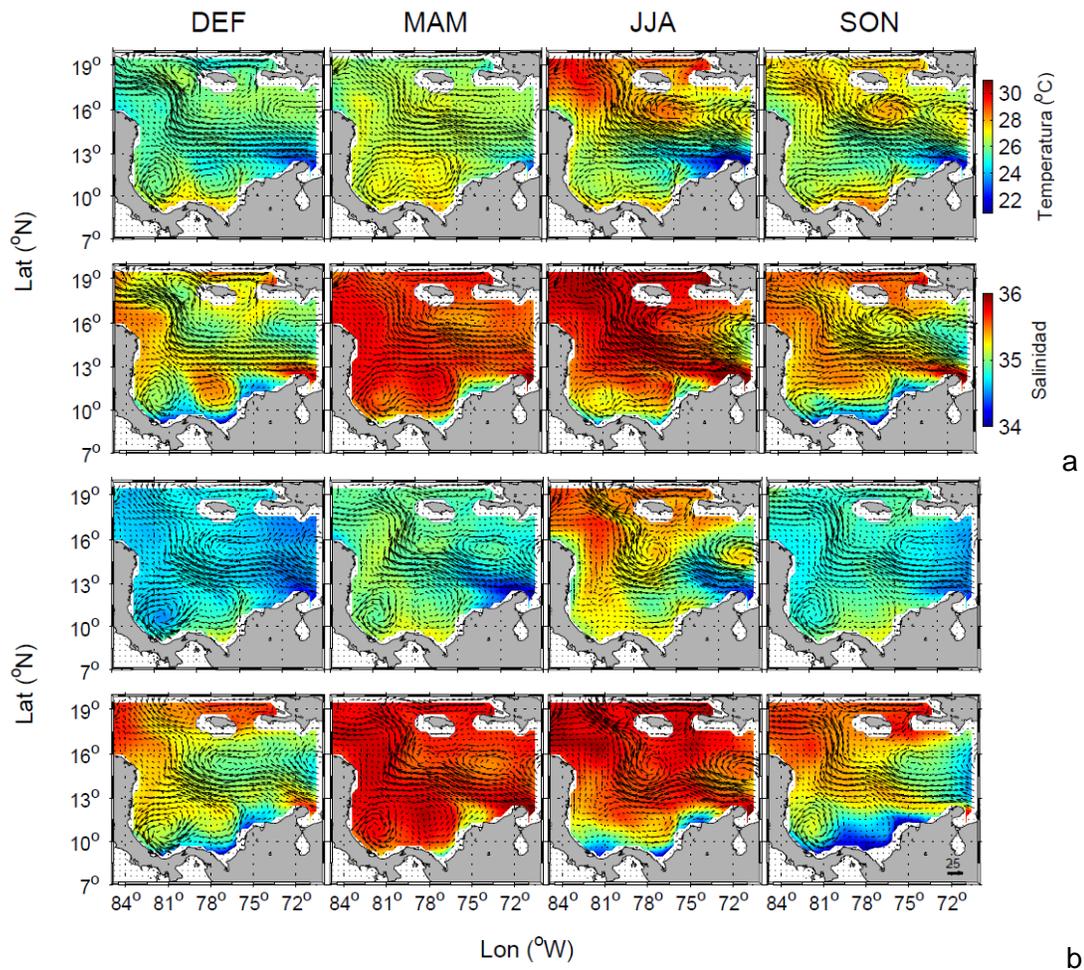
**Tabla 2-4:** Estadísticos usados en la comparación de los datos del POCM-4C con el crucero “Caribe” de la Armada Colombiana, localizado en 11.98°N-75.10°W y realizado el 22 de octubre/1997.

Variable	Fuente	Estadísticos			
		Media±desviación	Máximo	Mínimo	Intervalo
Temperatura	Crucero “Caribe”	12.69±7.08	29.13	5.68	23.45
	POCM-4C	12.31±7.85	27.66	3.96	23.70
Salinidad	Crucero “Caribe”	35.40±0.69	36.75	34.78	1.97
	POCM-4C	35.47±0.62	36.35	34.72	1.63

En la Figura 2-11 se presenta el comportamiento medio estacional a 12.5 m de profundidad durante eventos El Niño y La Niña de la TSM y la SSM obtenido del POCM-4C. A partir de esta información se infirieron las distribuciones espaciales de las dos nuevas masas de agua. Se encontró que durante El Niño el modelo difiere de las

observaciones (Figura 2-9) en una anomalía de caudales que se presenta en JJA cerca de 75°W (Barranquilla), la cual se refleja en la SSM. Mientras que en los eventos La Niña a excepción de MAM, el modelo es coherente con las observaciones representado por la disminución de la SSM y el aumento tanto la cantidad de agua dulce como de la abundancia del ASCCPC cerca de la costa.

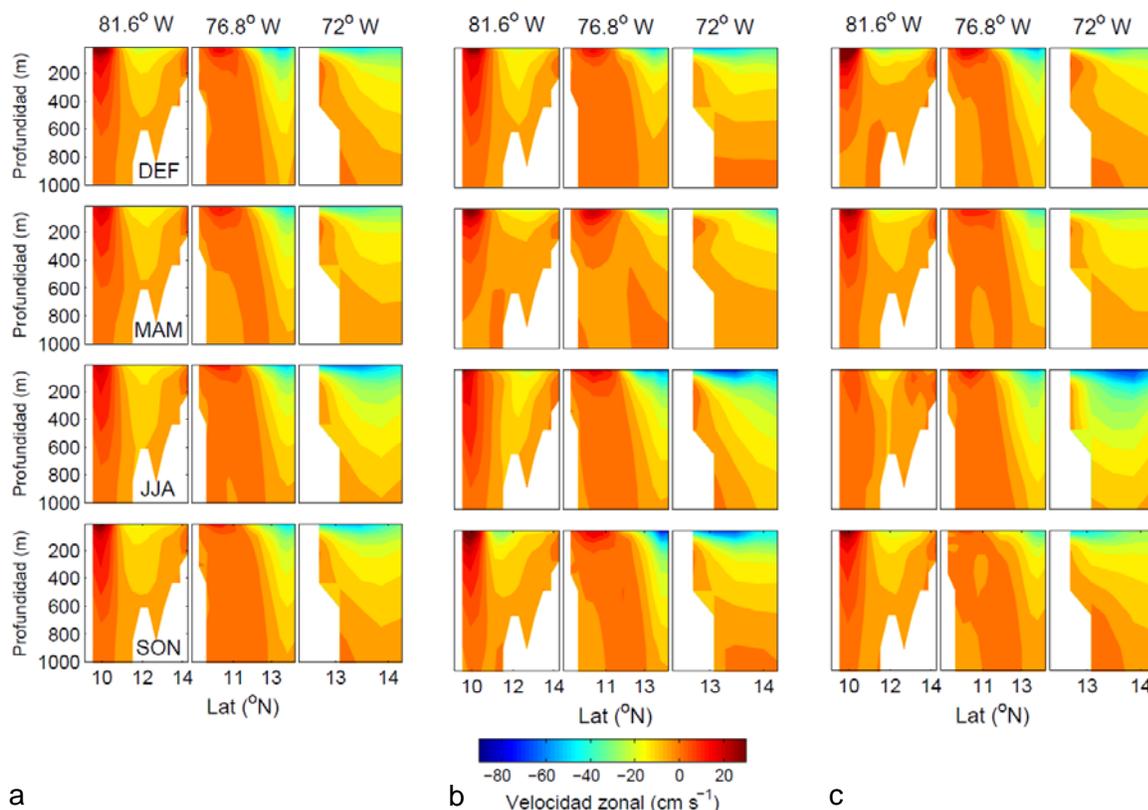
**Figura 2-11:** Comportamiento medio estacional de la temperatura [°C] y salinidad del POCM-4C durante eventos: a) El Niño y b) La Niña, a 12.5 m de profundidad. Superimpuesta circulación media temporal [cm s<sup>-1</sup>].



En cuanto a la variabilidad interanual de la estructura vertical de las corrientes cerca de la costa, se encontró que durante El Niño entre diciembre y mayo la CCPC y la CSCC son más débiles que la media anual, mientras que en el segundo semestre del año ocurre lo contrario. En tanto que, la CC en La Guajira se intensifica todo el año (Figura 2-12b). Durante La Niña (Figura 2-12c) la CCPC es más intensa en DEF y más débil en el

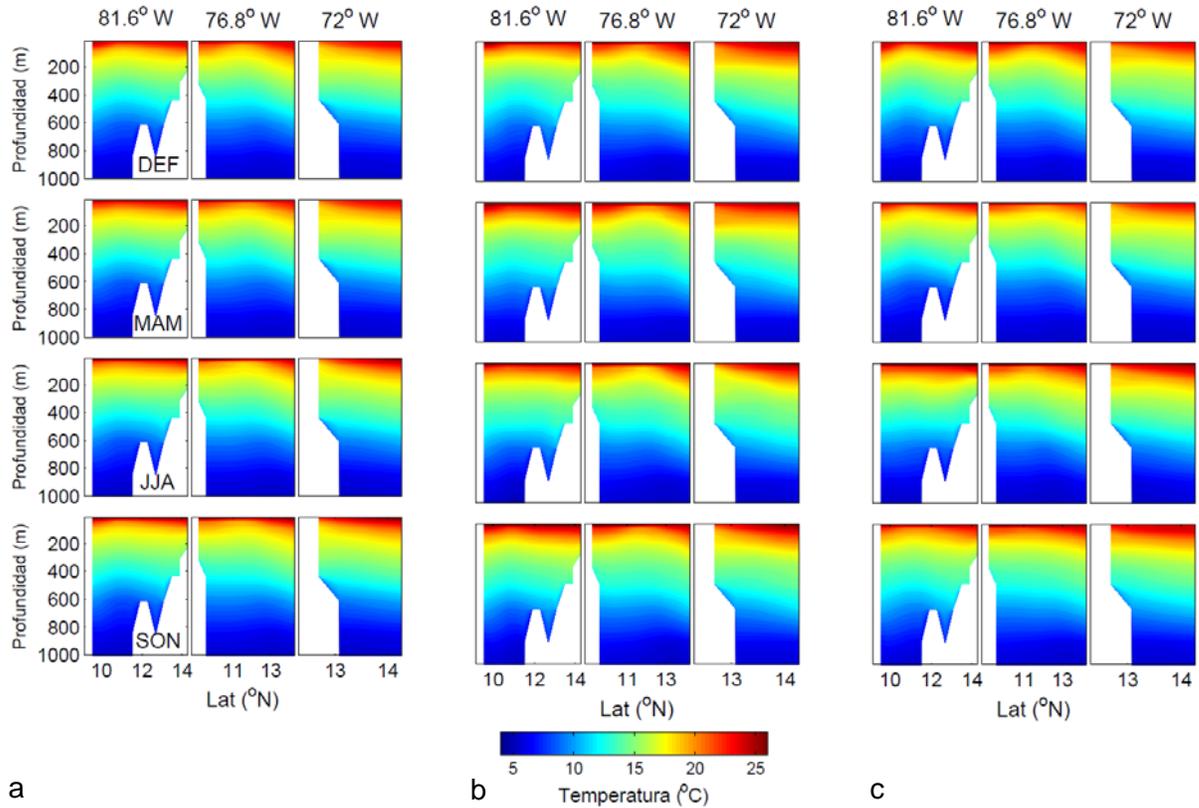
segundo semestre del año, mientras que en MAM se presentan pocas diferencias. Por su parte, la CSCC todo el año es más débil y la CC en La Guajira sólo se intensifica en JJA.

**Figura 2-12:** Perfiles verticales de la velocidad zonal [ $\text{cm s}^{-1}$ ] del POCM-4C durante: a) Anual, b) El Niño, y c) La Niña en los trimestres climáticos de Colombia. Los valores negativos indican flujo hacia el Oeste.



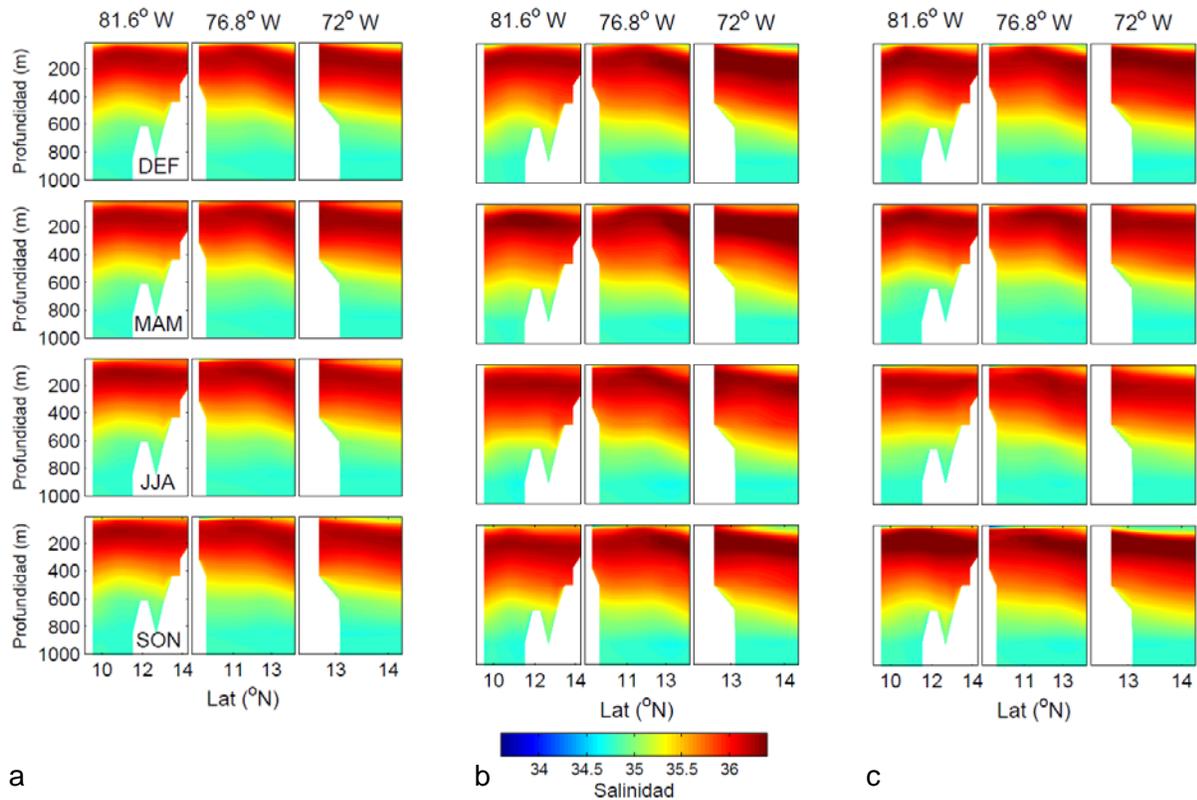
Asimismo, la variabilidad interanual de la estructura vertical de la temperatura en los trimestres climáticos de Colombia, muestran que durante El Niño toda la capa superficial es más caliente y las temperaturas más altas se registran en SON (Figura 2-13). Mientras que en La Niña ocurre lo contrario y las aguas superficiales exhiben temperaturas más bajas que el promedio anual. Sin embargo, en profundidad, no se observan variaciones estacionales ante la ocurrencia de ambos eventos interanuales. Por otro lado, en  $76.8^{\circ}\text{W}$  (Arboletes) entre  $11.5^{\circ}$  y  $12.5^{\circ}\text{N}$ , se evidencia un ascenso de las isoterms que no se manifiesta en superficie (Figura 2-11). Este ascenso durante los eventos El Niño se intensifica, especialmente en el trimestre JJA, mientras que durante La Niña tiende a desaparecer y sólo es evidente en DEF.

**Figura 2-13:** Perfiles verticales de temperatura [°C] para los períodos trimestrales: a) Anual, b) El Niño, y c) La Niña.



Respecto a la variabilidad interanual de la estructura vertical de la salinidad (Figura 2-14), ésta muestra que durante El Niño el ASS es más intensa en el primer semestre del año en todos los perfiles. En 72°W (La Guajira) durante DEF y SON aumenta la presencia del ASC. Mientras que son poco evidentes las variaciones del ASCPC en 81.8°W (Costa Rica) y 76.8°W (Arboletes). Durante La Niña, entre Costa Rica y Arboletes aumenta la presencia del ASCPC. En La Guajira, durante SON el estrato superior del perfil está dominado por completo por el ASC y el ASLG. Por su parte, el ascenso observado en las isotermas (Figura 2-13) trae consigo el ascenso de ASS.

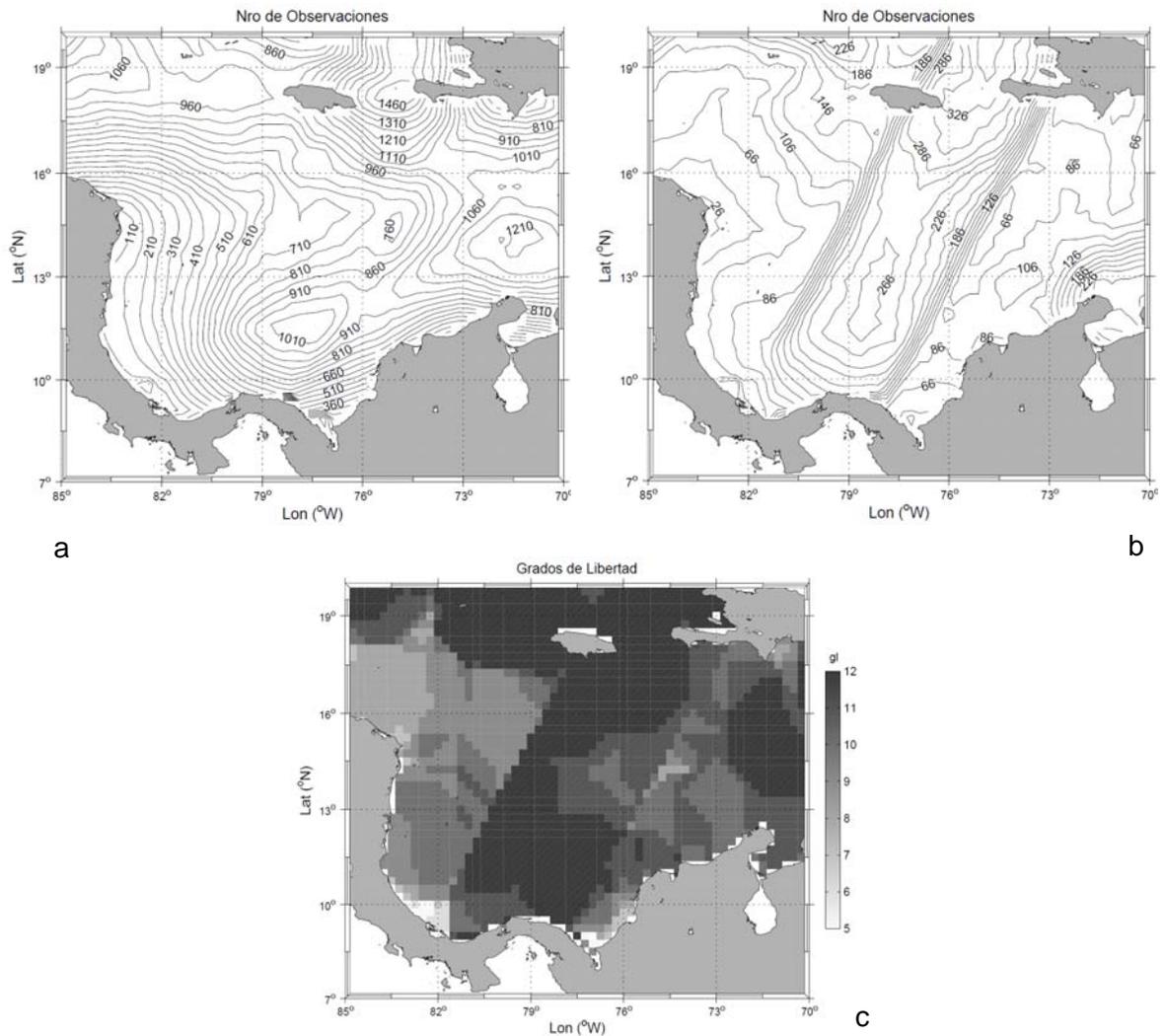
**Figura 2-14:** Perfiles verticales de salinidad para los períodos trimestrales: a) anual, b) El Niño, y c) La Niña.



## 2.5 Discusión

La principal limitación de los datos hidrológicos de Levitus es que sólo contienen información climatológica, por lo cual no es posible analizar la variabilidad interanual. En todo caso, esta base de datos es confiable y en la Cuenca Colombia fue comprobada mediante el análisis del número de observaciones de temperatura y salinidad, tenidas en cuenta al momento de integrar la información climatológica hasta una resolución espacial de  $1/4^\circ$  de grado ([http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd\\_ts01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd_ts01.html)). Así como a través de los grados de libertad de la variable salinidad. Los resultados del análisis mostraron que el número de observaciones usadas para generar las climatologías de temperatura y salinidad son adecuadas (Figura 2-15), y los grados de libertad mayores que cinco permitieron demostrar que tiene sentido utilizar la información climatológica dentro del ajuste de armónicos por mínimos cuadrados.

**Figura 2-15:** Número total de observaciones de Levitus tenidas en cuenta para los datos de: a) Temperatura y b) Salinidad. c) Grados de libertad de la variable salinidad.



Para superar las limitaciones de la información climatológica de Levitus respecto al análisis interanual de las masas de agua y de las corrientes cerca de la costa, se usaron los resultados del POCM-4C que a su vez están condicionados al periodo de registro 1980-1998. Aunque en términos estadísticos el modelo es confiable, todavía hay discrepancias con datos puntuales medidos (Figura 2-10, Tabla 2-4). De esta manera, para validar los resultados se necesita una mejor calibración de los resultados del modelo, a partir de una mayor cantidad de datos *in situ* y de registros adecuados de caudal. Sin embargo, el POCM-4C en el Océano Índico ha mostrado buenas correspondencias al ser comparado con las observaciones *in situ* (Matano *et al.*, 2002, 2008). Ahora, para los alcances de este capítulo la información del modelo fue aceptada, dado que en general la dinámica de las corrientes es coherente con las descripciones realizadas por Andrade *et al.* (2003), Oey *et*

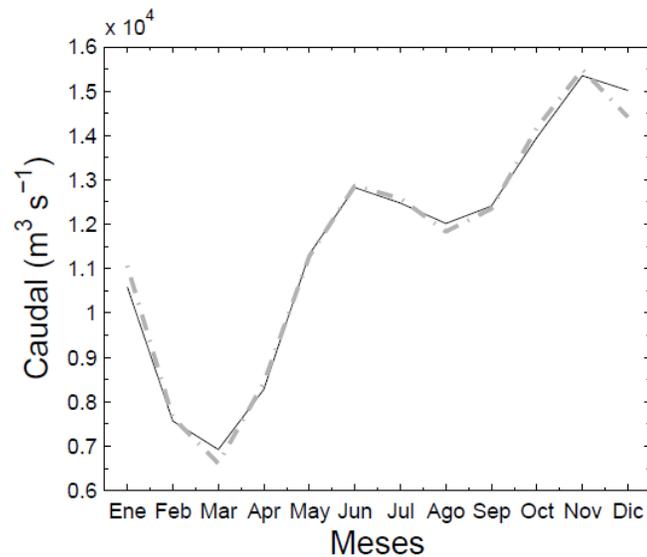
*al.* (2003), Chérubin y Richardson (2007), Jouanno *et al.* (2008) y Lin (2010). Y los resultados de TSM y SSM en las costas se corresponden a las observaciones de caudal.

Con los diagramas  $(\theta, S)$  se identificaron cuatro masas de agua (ASC, ASS, ACAT y AIA) de las cinco que se presentan en el Caribe (Morrison y Nowlin, 1982; Morrison y Smith, 1990; Andrade, 2000; Kameo, 2002; Rhein *et al.*, 2005). En Urbano (1993) no identifica el ASS y se menciona que las aguas que afloran en La Guajira corresponden a la masa de Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN). Pero aunque Morrison y Nowlin (1982) describen que el APAN entra a la Cuenca Colombia a través del Pasaje Jamaica, esta masa de agua no fue identificada en los resultados de este estudio. La ausencia del APAN puede estar asociada a que los datos climatológicos de Levitus sólo tienen información hasta 1500 m de profundidad, y según Andrade (2000), el APAN se encuentra por debajo de 2000 m de profundidad. Lo que implica que la surgencia es de aguas más someras que 1500 m, tal como puede observarse en los perfiles de velocidad geostrofica de la hidrografía de Levitus (Figura 2-8).

El ASC se origina como resultado de diversos procesos que modulan las propiedades físicas y biogeoquímicas del Agua Superficial del Atlántico Tropical (ASAT). En gran medida, esto se debe a la influencia de la circulación atmosférica sobre el régimen hidrológico de las aguas continentales (Corredor y Morell, 2001). Así, la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), asociada con la dinámica de los vientos Alisios, controlados por la Alta de Presión Subtropical del Atlántico Norte (ASAN), domina la precipitación estacional e indirectamente la cantidad de agua que llega al océano (Tomczak y Godfrey, 1994). El movimiento estacional de la ZCIT se observa en el pico máximo de precipitación sobre los ríos Amazonas (mayo-junio) y Orinoco (agosto-septiembre), sin embargo las aguas del río Amazonas se reflejan en el centro del Caribe entre tres y cuatro meses después del respectivo máximo (Müller-Karger *et al.*, 1988; Corredor y Morell, 2001; Chérubin y Richardson, 2007). El flujo de las aguas del río Amazonas está fuertemente influenciado por el patrón estacional de la retroflexión de la Corriente del Norte de Brasil, así durante el primer semestre del año la retroflexión se debilita y las aguas se dispersan hacia el Noroeste (Müller-Karger *et al.*, 1988). De este modo, de enero a abril la pluma fluye dentro de una banda estrecha adyacente a la plataforma continental de Suramérica, y sólo entre abril y julio entra al mar Caribe (Molleri *et al.*, 2010). De agosto a diciembre la retroflexión es fuerte y direcciona las aguas hacia África, transportadas por la Contracorriente Norecuatorial (Müller-Karger *et al.*, 1988; Molleri *et al.*, 2010).

Por otro lado, el caudal medio del río Orinoco es ~15% del caudal del río Amazonas y juntos contabilizan más del 25% de los aportes de agua dulce que a nivel mundial llega al océano (Corredor y Morell, 2001). Las aguas del río Orinoco ingresan al mar Caribe a partir del mes de agosto y a finales de noviembre se mezclan con la pluma de agua del río

Amazonas y dominan gran parte de esta área (Dessier y Donguy, 1994; Hellweger y Gordon, 2002; Corredor *et al.*, 2004; Hu *et al.*, 2004; Chérubin y Richardson, 2007). Según Andrade (2000) toda la capa superior de la Cuenca Colombia está dominada por el ASC, y los efectos de dilución que actúan sobre ésta masa de agua, comprobados mediante el valor medio de la salinidad ( $35.46 \pm 0.6$ ), sólo han sido atribuidos a los ríos Amazonas y Orinoco (Corredor y Morell, 2001). Sin embargo, teniendo en cuenta que dentro del comportamiento estacional de mayo a noviembre aumenta la precipitación (Enfield y Alfaro, 1999; Poveda y Mesa, 1999; Poveda *et al.*, 2001, 2010; Taylor *et al.*, 2002; Magaña *et al.*, 2003; Montealegre, 2009) así como los aporte de agua de los ríos Andinos (Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004; Restrepo *et al.*, 2006; Restrepo y López, 2008); entonces la cuenca recibe una cantidad de agua extra que supera los  $11700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Figura 2-16, correspondiente al 38% del caudal medio del río Orinoco), con lo que se modifican las propiedades del ASC y localmente se generan dos nuevas masas de agua (ASCCPC y ASLG).



**Figura 2-16:** Ciclo estacional de los 31 ríos utilizados para calcular el aporte de agua dulce sobre la Cuenca Colombia.

El ASCPC y el ASLG no habían sido reportadas, aunque el ASCPC (con salinidad 28-35.5) puede ser inferida de las observaciones de Corredor (1981) y de las simulaciones realizadas por Lonin *et al.* (2010), quienes encontraron que la extensión de la surgencia costera hacia el Sur que normalmente alcanza los  $10.5^\circ\text{N}$ , fue bloqueada por aguas cálidas y de baja salinidad procedente del GPC. Pero, estos autores no proporcionan los intervalos de temperatura y salinidad para saber si por sus características hidrográficas se trata del ASCPC.

La variabilidad estacional del ASCCPC está controlada por las migraciones estacionales de la ZCIT (Enfield y Alfaro, 1999; Poveda y Mesa, 1999; Poveda *et al.*, 2001, 2010; Taylor *et al.*, 2002; Magaña *et al.*, 2003; Montealegre, 2009), mientras que el ASLG (con salinidad 35.5-38) es más evidente en DEF cuando ocurre la máxima intensidad del CSCT, del rotacional del esfuerzo del viento y de las surgencias costeras y oceánicas. En esta misma época (DEF), los valores de evaporación son importantes y se registran las mayores ganancias netas de calor en superficie. Asimismo, en superficie, la salinidad está dominada por la circulación de la CC, la cual transporta aguas con valores relativamente altos (Ruiz-Ochoa *et al.*, 2010) favorecidos por la intensa evaporación (estimulada por los vientos) y una escasa nubosidad (Gallegos y Czitrom, 1997). Así, entre el Pasaje Aruba (por donde entra la CC) y la plataforma Centroamericana (por donde sale la CC), se presentan salinidades mayores a 35.8, mientras que al Sur de la cuenca, la circulación semicerrada del GPC advecta aguas de bajas salinidades hacia el Este que son producto de la descarga fluvial (Lonin *et al.*, 2010).

Cerca de la costa se identificaron dos flujos continuos, un flujo hacia el Este (CCPC) y otro hacia el Oeste (CC). En La Guajira la CC es más intensa durante el primer semestre del año, mientras que en Panamá ocurre lo contrario. Asimismo, la CCPC en Panamá se presenta todo el año y es más intensa durante el segundo semestre. La variabilidad estacional de la CC puede ser explicado por lo descrito por Andrade (1991), Fratantoni (2001), Johns *et al.* (2002), Richardson (2005) y Cherubin y Richardson (2007) quienes mencionan que entre mayo y agosto es más intensa, mientras que entre septiembre y febrero presenta las mínimas velocidades mínimas. En cuanto a la CCPC la variabilidad estacional es coincidente con Sheimbaum *et al.* (1997) y Andrade *et al.* (2003) quienes manifiestan que es más débil entre diciembre y marzo, y más intensa durante el “veranillo”. Por su parte, la CSCC en La Guajira sólo fue evidente en JJA.

De otro lado, la variabilidad interanual de los caudales se refleja en la distribución de las masas de agua superficiales. En Colombia durante El Niño se presenta una disminución de la precipitación, de los caudales medios mensuales, de la humedad del suelo y de la actividad vegetal; mientras que la ocurrencia del evento La Niña trae como consecuencias anomalías contrarias, es decir, precipitaciones muy intensas, crecidas de ríos, inundaciones de planicies aluviales, avalanchas y derrumbes (Mesa *et al.*, 1997; Poveda y Mesa, 1997; Poveda *et al.*, 1998, 2001, 2006, 2010; Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004; Waylen y Poveda, 2002; Poveda, 2004; Tootle *et al.*, 2008). Durante El Niño el ASC aumenta su presencia en La Guajira entre septiembre y febrero, mientras que el ASCCPC es más evidente en SON. En La Niña, el ASCCPC es más evidente entre Costa Rica y Arboletes, y existe mayor presencia de la masa de agua ASC durante el segundo semestre, principalmente en SON.

La disminución (aumento) de los aportes de agua de los ríos durante los eventos El Niño (La Niña) controla la distribución del ASC, el ASCPC y el ASLG. Igualmente, las variaciones interanuales de los caudales de los ríos Magdalena y Atrato, están más relacionadas con el acoplamiento océano-atmósfera del Pacífico Ecuatorial Oriental (representado por el ONI) que con las variaciones interanuales del Atlántico Tropical Norte (Toole *et al.*, 2008). Asimismo, se evaluó la relación interanual entre los caudales del río Magdalena (Figura 2-9a) y las anomalías de TSM obtenidas del *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Las series sin tendencia correlacionaron significativamente con dos meses de rezago ( $r = 0.14$ ,  $p\text{-valor} = 0.16$ ), mientras que las series con tendencia mostraron correlación de  $r = 0.45$ ,  $p\text{-valor} < 0.05$  y rezago de un mes, lo que anterior significa que la variabilidad estacional de los caudales sobre la TSM es muy importante, más no la variabilidad interanual de los mismos.

Las variaciones interanuales de temperatura mostraron que durante El Niño sólo el agua superficial se calienta, mientras que durante La Niña las aguas superficiales exhiben temperaturas más bajas que el promedio anual. Asimismo, la ocurrencia de los fenómenos ENSO en ninguna de sus fases afecta la temperatura en profundidad. Las variaciones en la temperatura superficial puede ser causadas por las oscilaciones interanuales del esfuerzo meridional del viento (Andrade, 2000). Asimismo, Andrade (2000) entre junio y noviembre de 1997 (fase inicial de El Niño), a través de cinco perfiles oceanográficos (frente a las costas de Colombia, al Norte, en la Elevación Centroamericana, en el Golfo de los Mosquitos y en Golfo del Darién) detectó muy pocas diferencias de temperatura y salinidad por debajo de los 600 m de profundidad.

La variabilidad de las corrientes cerca de la costa no presenta un patrón semestral interanual. Así, durante El Niño las corrientes costeras en dirección Este (CCPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña las corrientes en dirección Este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica. En cuanto a la variabilidad interanual de la CC Alvera-Azcárate *et al.* (2009) encontraron que está relacionada con cambios en la intensidad del viento hacia el Oeste y el rotacional del esfuerzo del viento sobre el mar Caribe ( $r = -0.6$ ) y con el Índice de Oscilación del Sur (SOI por sus iniciales en inglés,  $r = 0.7$ ).

## 3. Capítulo 3

# Variabilidad estacional e interanual de las anomalías del nivel del mar en la Cuenca Colombia y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento

### 3.1 Resumen

Se analizaron los patrones de variabilidad estacional e interanual de las observaciones satelitales de las anomalías del nivel del mar (ANM) en la Cuenca Colombia y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento. La variabilidad estacional está dominada por el flujo a través del Pasaje Aruba y por el forzamiento local debido a la acción del viento sobre la cuenca. Las ANM en la escala anual muestran dos máximos de la misma intensidad uno en octubre sobre La Guajira y otro en febrero que cubre toda la región central a los 12°N. En la escala semianual ocurre un solo máximo en La Guajira de la misma intensidad que los máximos anuales pero en octubre-noviembre. Estos máximos están asociados directamente al rotacional del esfuerzo del viento que fuerza el nivel del mar mediante el bombeo de Ekman. Valores positivos (negativos) del rotacional generan ANM negativas (positivas) de circulación ciclónica (anticiclónica). La varianza explicada por la escala estacional de las ANM es en promedio para toda la cuenca del 40%. Las anomalías no estacionales del nivel del mar, correlacionadas con el rotacional del esfuerzo del viento en la misma escala, se explican mediante los dos primeros modos de la descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) con 32% de la varianza global. El patrón espacial del rotacional en cada modo varía en toda la cuenca y sólo cambian de signo con la latitud (ascensos y descensos del nivel del mar). La correlación de las series temporales de ambos modos con índices climáticos permite asociar estas variaciones con la circulación general (oceánica y atmosférica) de gran escala.

**Palabras clave:** ANM, rotacional del esfuerzo del viento, circulación, Cuenca Colombia.

## 3.2 Introducción

La dinámica superficial de la Cuenca Colombia está controlada principalmente por la Corriente del Caribe (CC, Centurioni y Niiler, 2003), el Giro Panamá-Colombia (GPC, Mooers y Maul, 1998; Richardson, 2005) y por el sistema de surgencias de La Guajira (Andrade, 2000; Andrade y Barton, 2005). A través de la modelación numérica Mooers y Maul (1998) demostraron que el GPC es una estructura compleja formada por un intenso ciclón, más anticiclones y ciclones adyacentes, los cuales están embebidos dentro de una circulación ciclónica más grande pero más débil (Sheng y Tang, 2003). En el Suroeste de la cuenca y cerca de la costa, se forma un corriente superficial hacia el Este, conocida como la Contracorriente Panamá-Colombia (CCPC, Andrade *et al.*, 2003) y/o la Contracorriente del Darién (Pujos *et al.*, 1986; Sheimbaum *et al.*, 1997), que según Andrade *et al.* (2003) es evidente en superficie hasta 79°W, pero que Richardson (2005), Jouanno *et al.* (2008) y Bernal *et al.* (2011) encontraron hasta los 75°W (Figura 2-1). En este punto, la mayor parte del flujo recircula en el GPC y la otra parte continúa fluyendo hacia el Este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC, Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2008). Por otro lado, al frente de La Guajira, en 72°W, las condiciones oceanográficas son controladas principalmente por un fenómeno de surgencia (Gordon, 1967; Fajardo, 1979; Gallegos y Czitrom, 1997; Sheimbaum *et al.*, 1997; Andrade y Barton, 2005; Petus *et al.*, 2007; Lonin *et al.*, 2010). La dinámica de todo este sistema de corrientes incluyendo la surgencia oscila en las escalas estacional e interanual (Alvera-Azcárate *et al.*, 2009), que a su vez se relaciona con los forzamientos atmosféricos locales y remotos globales.

Entre los primeros estudios sobre la circulación oceánica en el Caribe se encuentra el trabajo de Gordon (1967), quien analizó la dinámica superficial en esta zona del mundo mediante la aplicación del método geostrofico en varios perfiles latitudinales entre el mar Caribe y el estrecho de Yucatán. Aunque los resultados de este trabajo reflejan la existencia de corrientes principalmente zonales asociadas a variaciones estacionales, el análisis está limitado tanto espacial como temporalmente. Por lo anterior, hoy en día la utilización de datos de altimetría ha permitido corregir estos problemas e incluso se ha podido medir la actividad de mesoescala en los diferentes océanos del mundo. Por otro lado, en el análisis de la circulación del mar Caribe (Figura 2-1) también se han aplicado métodos lagrangianos tales como boyas y flotadores (Molinari *et al.*, 1981; Kinder, 1983; Centurioni y Niiler, 2003; Richardson, 2005), así como simulaciones numéricas dentro de las que se incluye el uso de modelos de alta resolución (Mooers y Maul, 1998; Carton y Chao, 1999; Oey *et al.*, 2003; Chérubin y Richardson, 2007; Mancilla, 2007; Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2008, 2009; Lin, 2010).

Según Molinari *et al.* (1981), Heburn *et al.* (1982), Sheinbaum *et al.* (1997), Church *et al.* (1998), Mooers y Maul (1998), Andrade y Barton (2000), Jouanno *et al.* (2009) y Alvera-Azcárate *et al.* (2009), la generación y modificación de los remolinos ciclónicos y anticiclónicos que se presentan en el Caribe está asociada con la topografía. Aunque también puede deberse a uno o varios de los siguientes factores: a) las estructuras anticiclónicas de la retroflexión de la Corriente del Norte de Brasil (Johns *et al.*, 1990; Fratantoni *et al.*, 1995; Carton y Chao, 1999; Murphy *et al.*, 1999; Richardson, 2005; Jouanno, 2007; Jouanno *et al.*, 2009; Mertens *et al.*, 2009), b) el rotacional del esfuerzo del viento (Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000; Oey *et al.*, 2003; Richardson, 2005; Jouanno *et al.*, 2009), y c) las inestabilidades de la CC (Heburn *et al.*, 1982; Murphy *et al.*, 1999; Andrade *et al.*, 2003; Chérubin y Richardson, 2007; Jouanno, 2007; Mancilla, 2007; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009; Jouanno *et al.*, 2009). Sin embargo, aún faltan observaciones *in situ* (Corredor *et al.*, 2004; Richardson, 2005) para entender mejor esta escala de variabilidad temporal.

La circulación en el Caribe está dominada por los vientos Alisios y los campos del rotacional del esfuerzo del viento que responden a la migración estacional hacia el Norte o hacia el Sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, Mayer y Weisburg, 1993). Alvera-Azcárate *et al.* (2009) resaltaron que la característica más dominante de la variabilidad de la altura del nivel del mar en el Caribe es la propagación hacia el Este de los remolinos y filamentos. Aunque esta variabilidad también está afectada por el ciclo anual, debido principalmente al efecto estérico (p.e. la respuesta homogénea de la altura del nivel del mar al calentamiento/enfriamiento de los flujos en la superficie) y a las variaciones interanuales, las cuales afectan el transporte geostrofico. Sin embargo, existen pocos estudios acerca de la variabilidad estacional de las anomalías del nivel del mar (ANM) en el mar Caribe y en la Cuenca Colombia, por lo que algunos aspectos importantes de su variabilidad de baja frecuencia permanecen sin explorar, tales como el efecto estérico y/o su relación con el rotacional del esfuerzo del viento.

En algunas partes del mundo los datos de altimetría se han usado para estudiar la variabilidad estacional de las ANM, p.e. en la región de retroflexión de Agulhas (Matano *et al.*, 1998), en el Sur del mar de China (Liu *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2001a; Wu y Chang, 2005), y en el mar Negro (Kara *et al.*, 2008); así como la altura del nivel del mar, p.e. en la región de la corriente del Golfo (Kelly *et al.*, 1999), en el Sur del mar de China (Ho *et al.*, 2000) y en el Norte del Océano Atlántico (Ferry *et al.*, 2000). Por su parte, el rotacional del esfuerzo del viento ha sido considerado como la principal fuerza impulsora de la circulación en toda la cuenca Sur del mar de China, excepto cerca del estrecho de Luzón (Metzger, 2003 y referencias adentro). En esta misma región, Sur del mar de China, Liu *et al.* (2001b) demostraron que la variabilidad estacional del esfuerzo del viento domina la variabilidad estacional de la altura del nivel del mar.

En este trabajo, con el fin de entender mejor las variaciones estacionales de la circulación en la Cuenca Colombia (Figura 1-1) y sus forzadores, se estudió la variabilidad estacional e interanual de las ANM de AVISO, y su correlación con el rotacional del esfuerzo del viento.

### 3.3 Materiales y métodos

#### 3.3.1 Datos de altimetría

Los datos de ANM para un periodo de 16 años fueron obtenidos del proyecto AVISO, como parte del segmento de procesamiento Ssalto. Esta base de datos recoge información de las misiones TOPEX-POSEIDON, JASON-1, GFO, ENVISAT y ERS-1 (página: [http://argonautica.jason.oceanobs.com/html/donnees/welcome\\_uk.html](http://argonautica.jason.oceanobs.com/html/donnees/welcome_uk.html)). La resolución temporal de los datos es de siete días, y mediante interpolación óptima se ubican en una malla de  $1/3^\circ$  de grado. El periodo de registro utilizado fue entre enero/1993 y diciembre/2008.

#### 3.3.2 Rotacional del esfuerzo del viento

Tanto la base de datos como la estimación del rotacional del esfuerzo del viento son las mismas descritas en materiales y métodos del “Capítulo 1. Variabilidad de la temperatura superficial del mar en la Cuenca Colombia, mar Caribe”.

#### 3.3.3 Análisis de la variabilidad estacional

Para el análisis de la variabilidad estacional de las ANM de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento, se utilizó un modelo de ajuste de armónicos por mínimos cuadrados (Ripa, 2002; Beron-Vera y Ripa, 2002),

$$\eta(\bar{x}, t) = \eta_o(\bar{x}) + \eta_a(\bar{x}) \cos(\omega t - \varphi_a) + \eta_s(\bar{x}) \cos(2\omega t - \varphi_s) + \eta_{res}(\bar{x}), \quad (3.1)$$

donde  $\eta_o$ ,  $\eta_a$ , y  $\eta_s$  corresponden a la media temporal y las amplitudes anual y semianual de cada serie de tiempo respectivamente;  $\omega = 2\pi / 365.25$  es la frecuencia anual en radianes;  $\varphi_a$  y  $\varphi_s$  son la fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y  $t$  es el tiempo;  $\eta_{res}$  contiene la variabilidad interanual y de mesoescala. Para cada una de las variables inicialmente mencionadas se analizó la amplitud, la fase y la varianza explicada por los ajustes estacionales anual y semianual.

### 3.3.4 Análisis de la variabilidad interanual

Entre las ANM de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento, se analizó la variabilidad interanual mediante la aplicación de Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) conjuntas (Venegas, 2001), debido a que con este método el ruido de pequeña escala de los datos se reduce y sólo las características dominantes de mayor escala se conservan. Dentro de los resultados sólo se presentan los dos primeros modos de los FEOs que son los que explican el mayor porcentaje de la variabilidad de los datos.

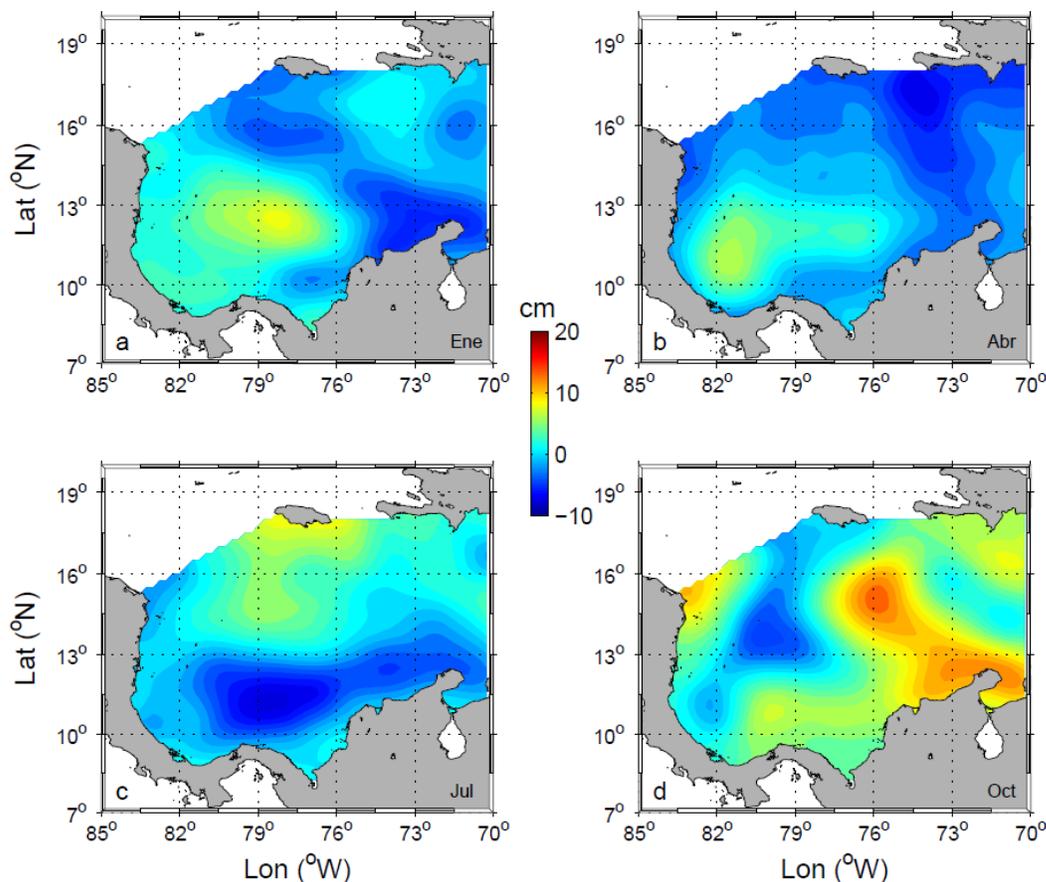
Finalmente, para entender los fenómenos físicos que controlan la variabilidad conjunta se usaron dos índices climáticos producidos por la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA): el Índice Oceánico de El Niño (ONI por sus iniciales en inglés) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO por sus iniciales en inglés, Enfield *et al.*, 2001), disponibles en la página <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>. El ONI se obtiene mediante promedios corridos de tres meses de las anomalías de temperatura superficial del mar (TSM) en la región Niño 3.4 (5°N–5°S, 120°–170°W), basado en el periodo 1971–2000. Las series de tiempo de la AMO se calculan a partir de la base de datos de las TSM de Kaplan y son actualizados cada mes. Este índice representa las TSM del Atlántico Norte y las series de tiempo son creadas en dos versiones, suavizadas y sin suavizar. Para este trabajo se usaron las series suavizadas.

## 3.4 Resultados

### 3.4.1 Variabilidad estacional de las ANM de AVISO y el rotacional del esfuerzo del viento

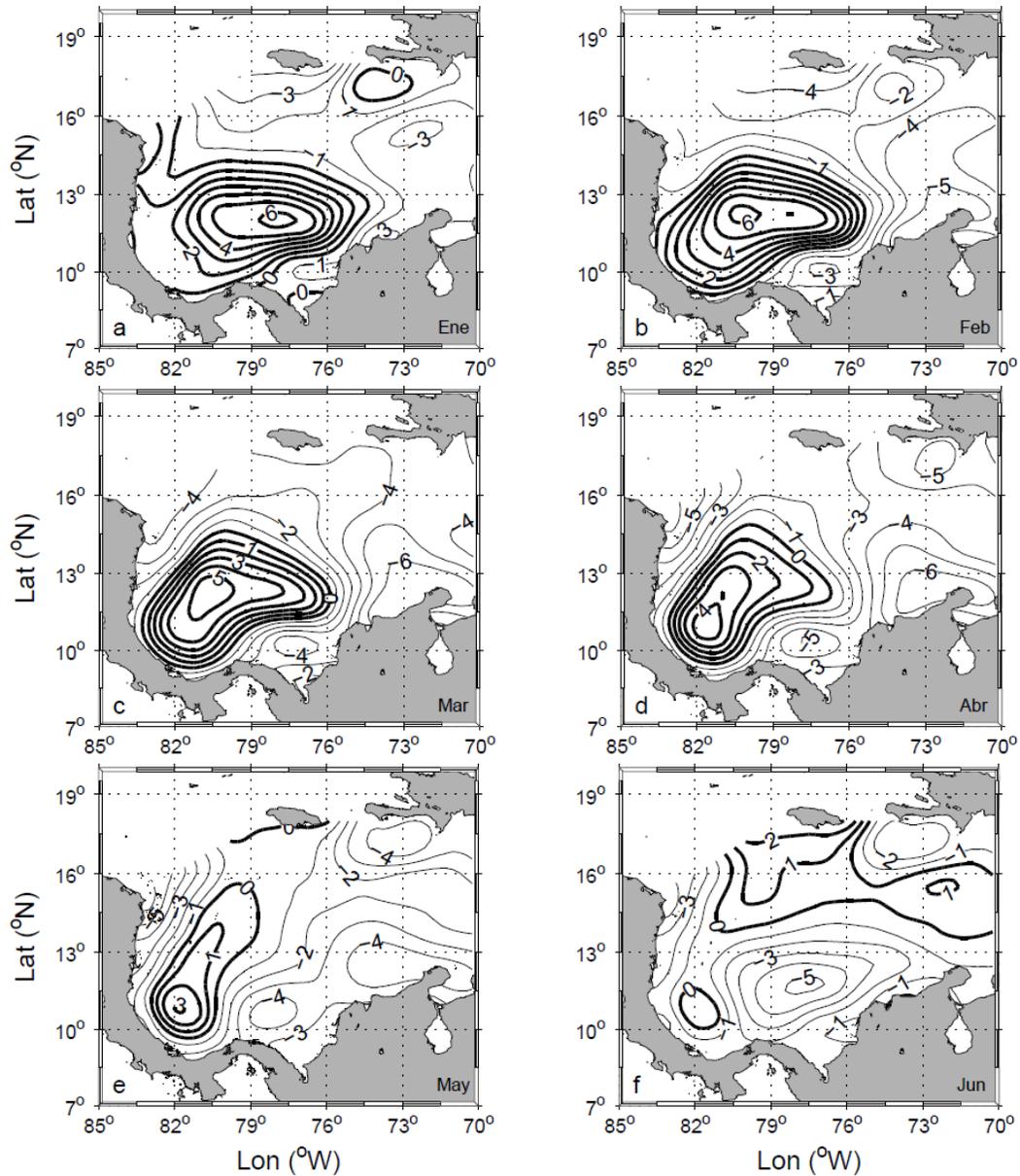
Los campos espaciales de las ANM en meses seleccionados son mostrados en la Figura 3-1. Las ANM positivas se encuentran localizadas en la parte central de la cuenca en enero (invierno) y se mueven hacia el borde occidental en primavera. En enero, importantes anomalías negativas de La Guajira con circulación ciclónica se extienden hacia el Oeste contra la costa de Colombia y producen un flujo hacia el Este que coincide con la CCPC a partir de 79°W. La extensión hacia el Este de las ANM es hasta 75°W en enero y alcanzan su máximo en julio, cuando las ANM en el GPC cambian a ciclónicas con una depresión de 10 cm en su parte central. Las ANM en la costa durante este mes se extienden hasta 73°W. En octubre (mitad de época húmeda), las ANM ciclónicas se contraen y se mueven hacia el Noroeste. En frente de La Guajira, las ANM son negativas en enero, abril y parte de julio.

**Figura 3-1:** Variación climatológica de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.



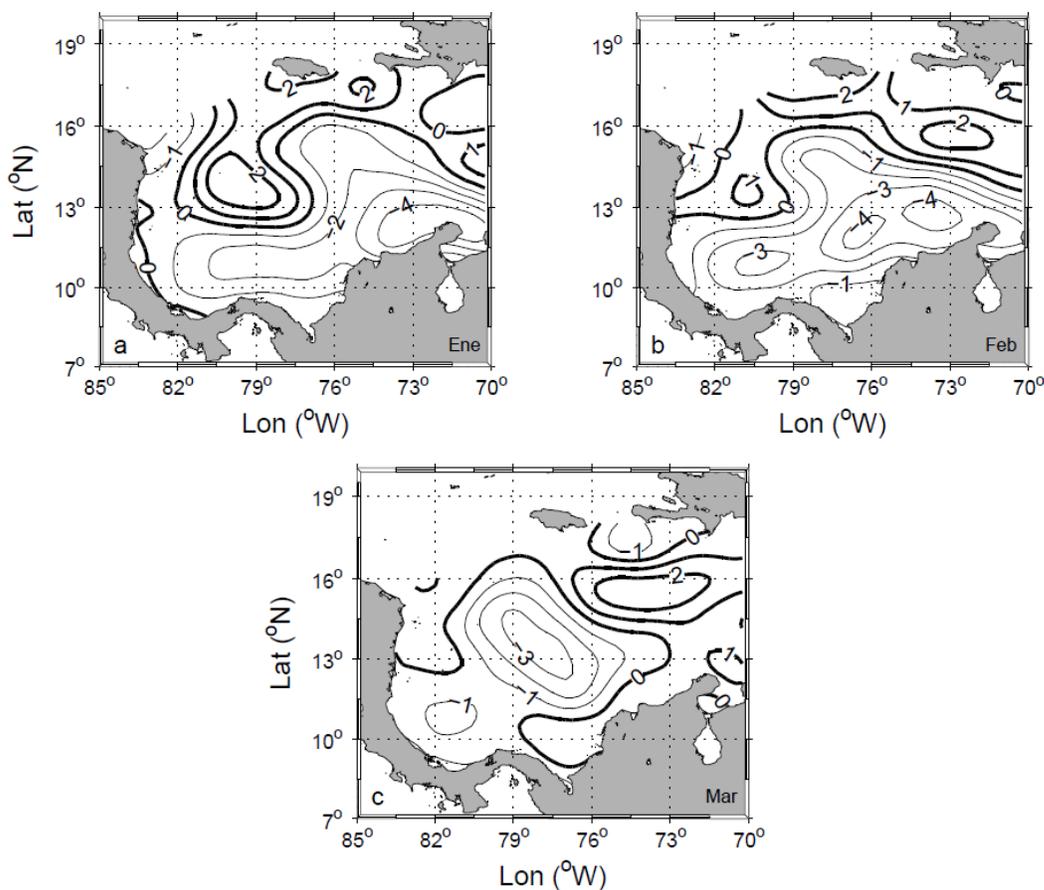
De acuerdo con el ajuste anual de las ANM de AVISO (Figura 3-2), las elevaciones anticiclónicas se inician en diciembre (opuesto de junio) con un núcleo en la cuenca central, el cual avanza hacia la costa Suroccidental hasta mayo. Si bien el movimiento es hacia el Suroeste, su magnitud disminuye y anomalías ciclónicas aparecen desde el Este. En junio, las ANM ciclónicas dominan la superficie de la cuenca repitiéndose las elevaciones de diciembre pero con signo opuesto. Nótese que en marzo y abril existen dos máximos de similar amplitud: uno en la región de La Guajira y otro en la región central extendiéndose hacia el Oeste.

**Figura 3-2:** Ajuste anual de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, b) Febrero, c) Marzo, d) Abril, e) Mayo, y f) Junio. Este patrón estacional se invierte el resto del año.



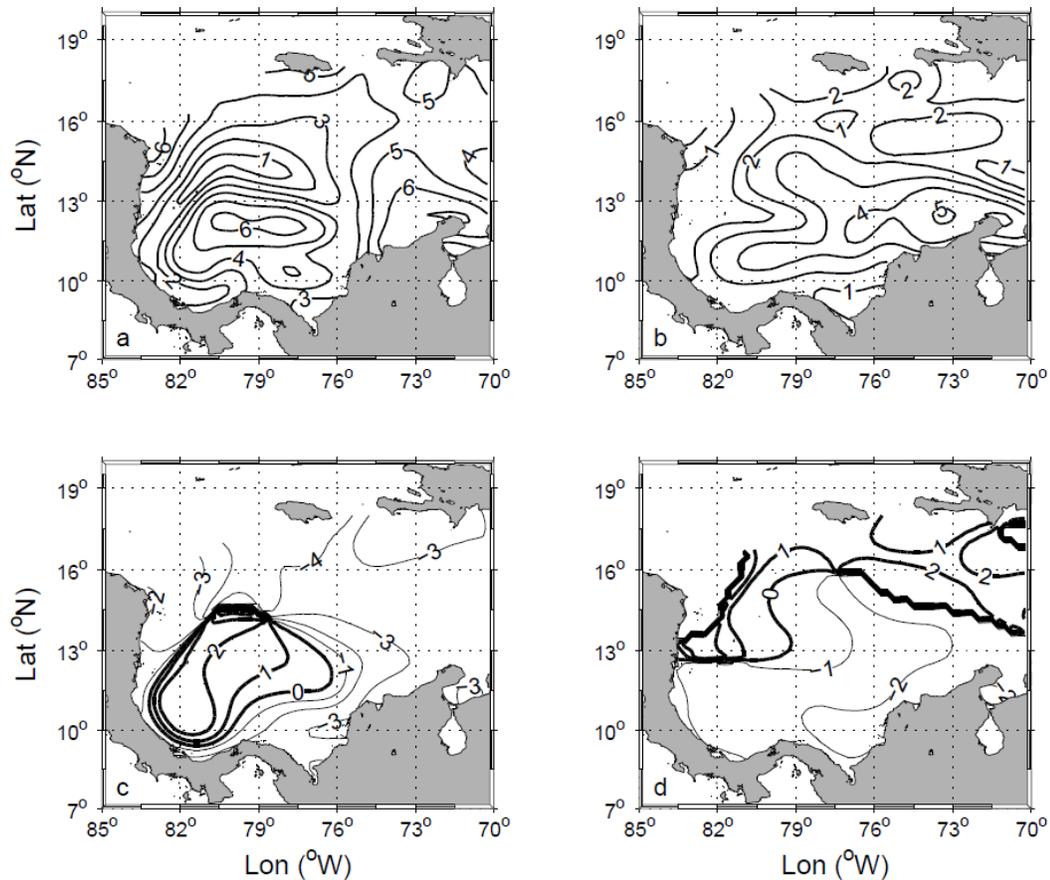
En el ajuste semianual de las ANM de AVISO (Figura 3-3), se aprecia que los tres primeros meses de cada semestre aparece una anomalía ciclónica, a partir de un núcleo al frente de La Guajira. Esta anomalía migra hacia el Suroeste y finalmente se extiende sobre la cuenca en febrero y marzo (agosto y septiembre). En los próximos tres meses y los tres últimos del año la componente semianual se invierte, y domina una anomalía anticiclónica.

**Figura 3-3:** Ajuste semianual de las ANM [cm] de AVISO durante: a) Enero, b) Febrero, y c) Marzo. Este patrón estacional se invierte durante los tres meses siguientes.



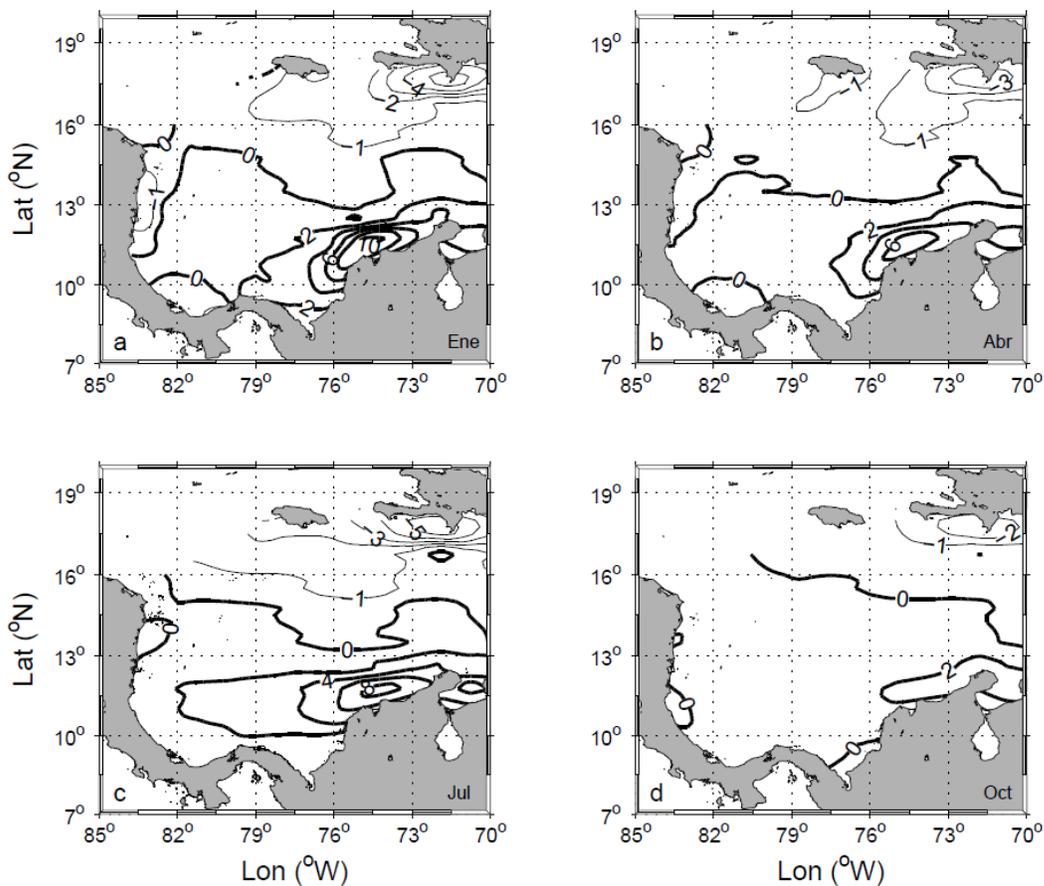
La amplitud máxima del ajuste anual de las ANM de AVISO (Figura 3-4), se produce en el GPC y en La Guajira, con valores de  $6 \pm 0.9$  cm. Lo anterior ocurre a principios de marzo en el GPC, y a finales de septiembre en La Guajira. Por otro lado, la amplitud máxima del ajuste semianual se presenta en La Guajira, con valores de  $5 \pm 0.4$  cm a finales de abril y octubre.

**Figura 3-4:** Parámetros del ajuste estacional de las ANM de AVISO: a) Amplitud anual [cm], b) Amplitud semianual [cm], c) Fase anual [meses], y d) Fase semianual [meses].



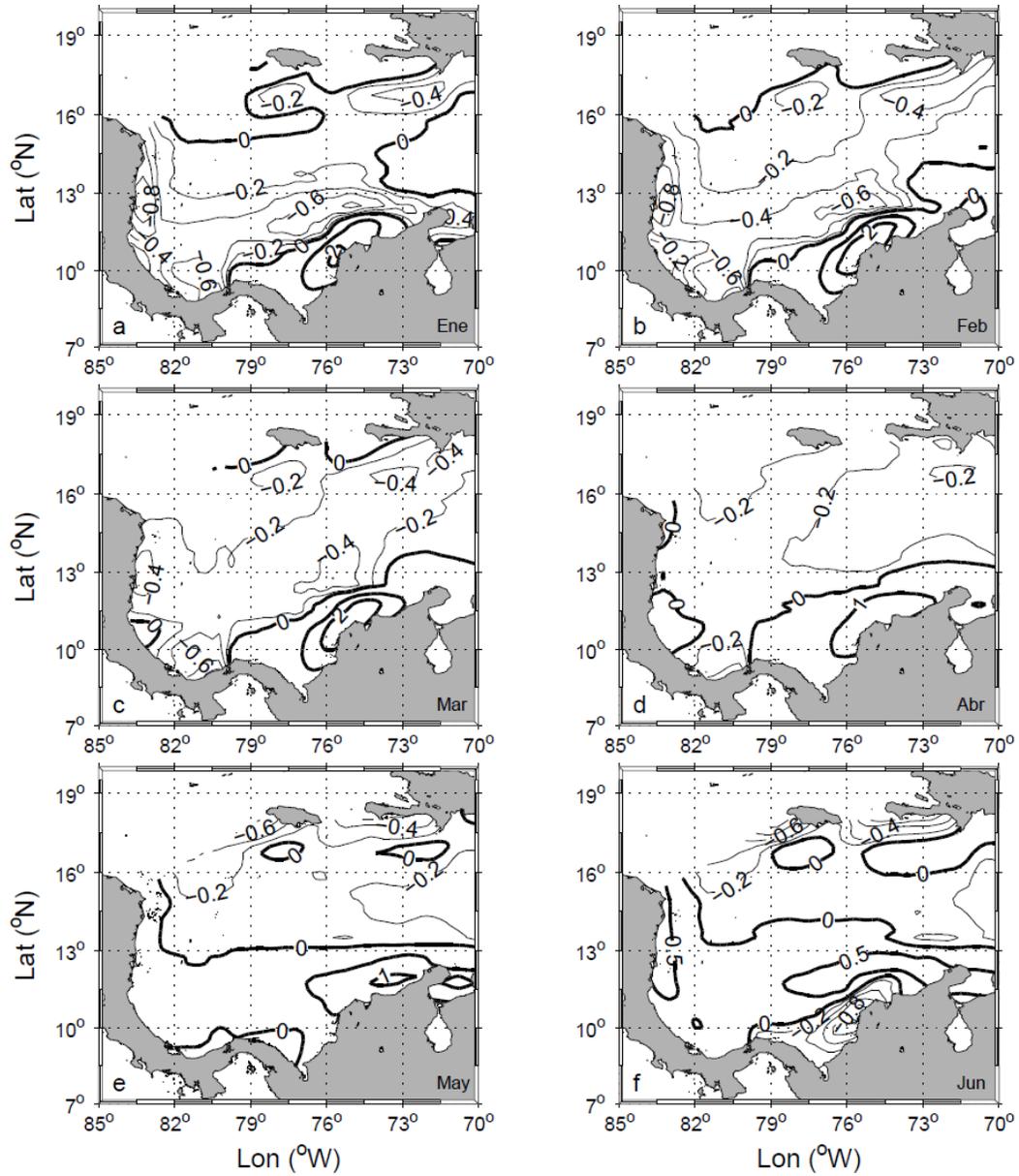
El rotacional del esfuerzo del viento (Figura 3-5), mostró una separación Norte–Sur y una zona central a lo largo del núcleo del Chorro Superficial del Caribe Tropical (CSCT) indicados en la Figura 3-5 por la isolínea de de  $0 \text{ N m}^{-3}$ . Al Norte los valores son negativos y varían a lo largo del año, siendo más altos entre enero y julio (hasta  $-5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ) y más bajos en octubre (hasta  $-2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ). En esta región el rotacional del esfuerzo del viento negativo es máximo en julio. Al Sur el rotacional del esfuerzo del viento es positivo con valores máximos en enero y julio (hasta  $10 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ , un valor extremadamente alto en comparación con otras cuencas oceánicas, comparables a los de Tehuantepec, México) en las costas orientales de Colombia y La Guajira, y valores más bajos en octubre (hasta  $2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ). Hacia el Suroeste de la cuenca, los valores del rotacional del esfuerzo del viento disminuyen y la máxima cobertura espacial se presenta en los meses de enero y julio.

**Figura 3-5:** Variación climatológica del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] durante: a) Enero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.



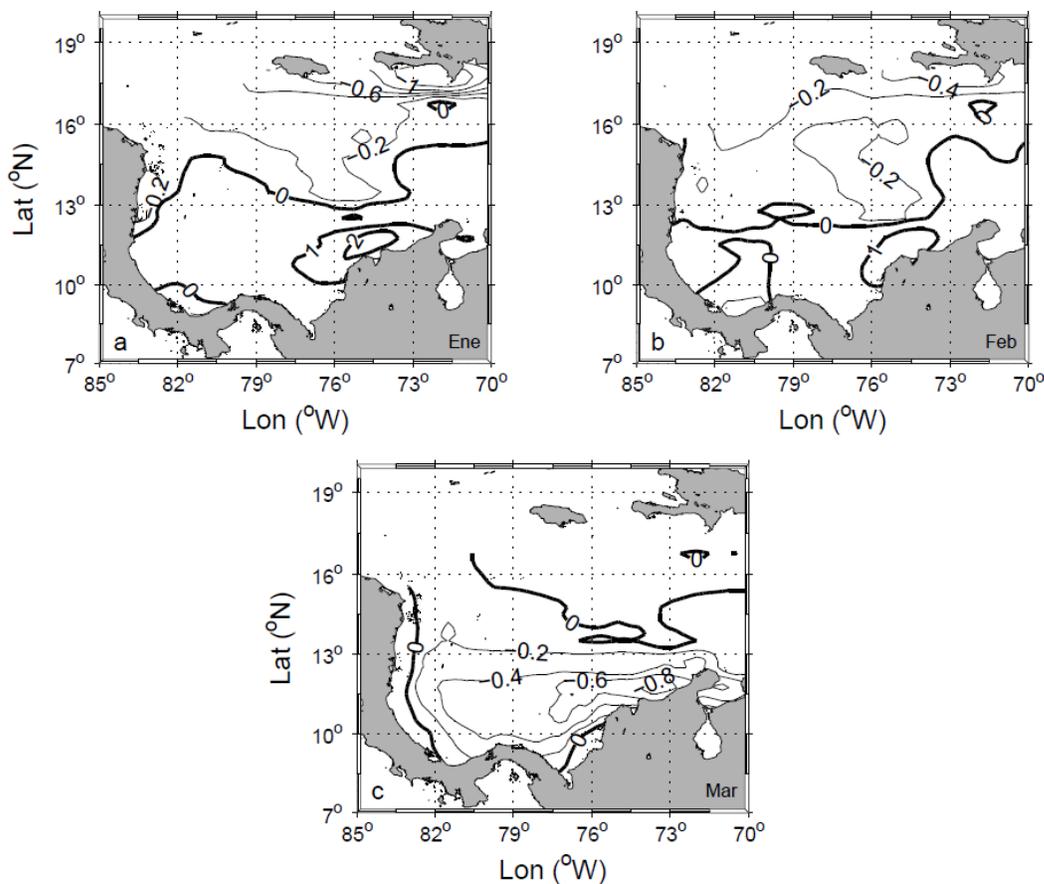
A lo largo de las costas de Colombia y Panamá, el ajuste anual del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 3-6) presenta valores positivos (negativos) entre diciembre y mayo (junio y noviembre), mientras que al Norte de la cuenca ocurre lo contrario, valores negativos (positivos) entre diciembre y mayo (junio y noviembre).

**Figura 3-6:** Ajuste anual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] durante: a) Enero, b) Febrero, c) Marzo, d) Abril, e) Mayo, y f) Junio. Este patrón se invierte el resto del año.



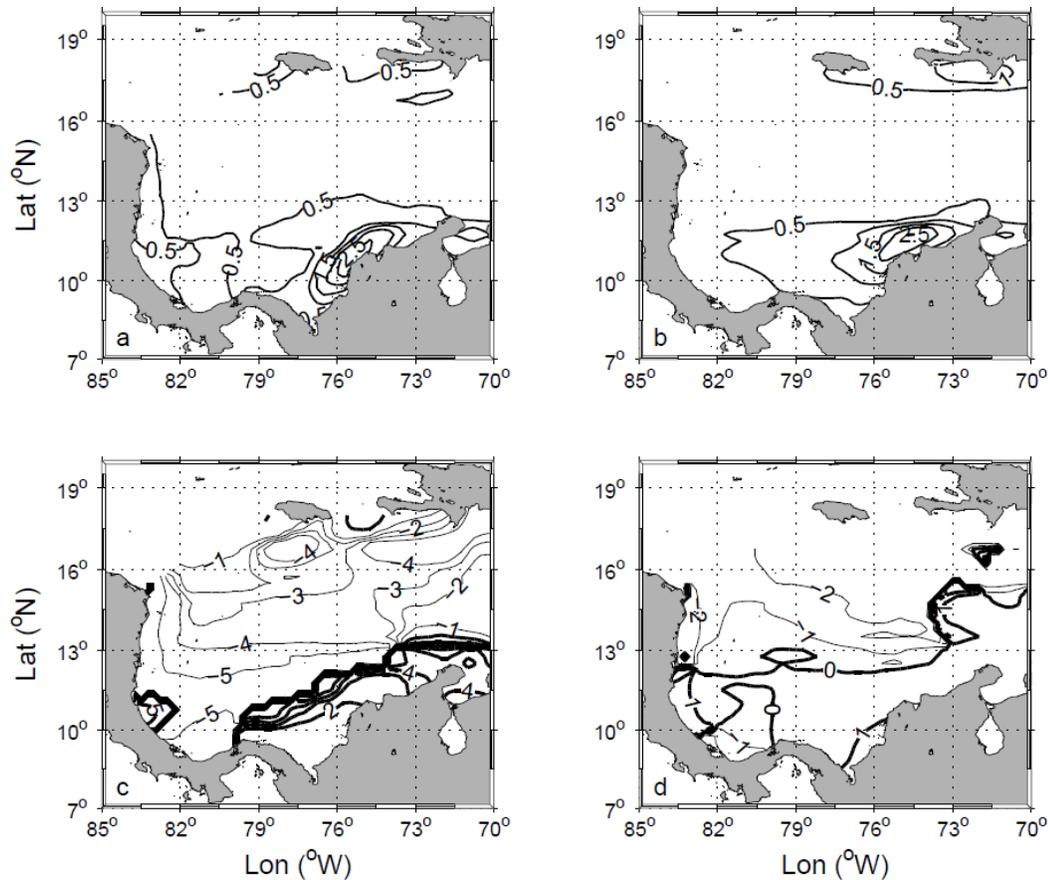
Por medio del ajuste semianual del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 3-7), se distinguen dos regiones, Norte (negativa) y Sur (positiva), las cuales se alternan cada tres meses.

**Figura 3-7:** Ajuste semianual del rotacional del esfuerzo del viento [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ] durante: a) Enero, b) Febrero, y c) Marzo. Este patrón estacional se invierte durante los tres meses siguientes.



La amplitud máxima del ajuste anual del rotacional del esfuerzo del viento (Figura 3-8), se localiza en la costa de Colombia con valores de  $2.5 \pm 0.3 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  a principios de marzo. Por su parte, la amplitud máxima del ajuste semianual presenta dos núcleos, al Norte con valores de  $1 \pm 0.2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  a finales de octubre y al Sur con valores de  $2 \pm 0.3 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  a principios de febrero.

**Figura 3-8:** Parámetros del ajuste estacional del rotacional del esfuerzo del viento: a) Amplitud anual [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ], b) Amplitud semianual [ $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ ], c) Fase anual [meses], y d) Fase semianual [meses].



La Figura 3-3 hasta la Figura 3-9 corresponden a una descomposición de la ANM y del rotacional del esfuerzo del viento en los armónicos estacionales, su propósito es tratar de correlacionar de una manera sencilla el forzamiento del rotacional con las ANM. El rotacional del esfuerzo del viento puede forzar la capa superficial del océano mediante el mecanismo del bombeo de Ekman. Éste mecanismo se expresa en un océano muy estratificado como la Cuenca Colombia, mediante el desplazamiento de las isopícnas de su posición de reposo hacia la superficie (fondo) cuando el rotacional tiene signo positivo (negativo). Para escalas sub-inerciales como las estacionales, este desplazamiento de las isopícnas (del orden de 30 m) se manifiesta en la superficie como centímetros (del orden de 10 cm) para un rotacional del orden de  $10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$  dependiendo de la estratificación.

La teoría lineal de la dinámica oceánica (Pond y Pickard, 1983) nos dice que en la escala estacional el rotacional del esfuerzo del viento puede generar ondas largas y cortas de Rossby. Las ondas largas se propagan hacia el Oeste como ondas no dispersivas y en sus reflexiones en las costas Occidentales pueden generar ondas cortas de Rossby. En

general, la Cuenca Colombia permite la generación de ondas largas en toda la región Oriental, que se propagan hacia la costa Oeste de la cuenca donde se reflejan y dan origen a ondas cortas de Rossby. Las ondas cortas son muy lentas y normalmente se disipan cerca de las costas. Otra fuente de variabilidad son las ondas largas de Rossby que ingresan desde el Este por el Pasaje Aruba aunque por las propias observaciones de las anomalías en esa región (ver Figura 3-2) estas tienen un peso menor en la variabilidad en el interior de la cuenca.

En la Figura 3-4 de amplitudes y fases de la escala anual y semianual de las ANM, podemos ver que ambas escalas tienen puntos anfifrómicos, cercanos a  $14^{\circ}\text{N}$ ,  $79^{\circ}\text{W}$  para la componente anual y  $16^{\circ}\text{N}$ ,  $77^{\circ}\text{W}$  para la componente semianual. Alrededor de estos dos puntos anfifrómicos, las fases evolucionan de Este a Oeste desde el mes -3 (15 de octubre) hasta el mes dos (15 de marzo) para la componente anual y desde el mes -2.5 (1 de noviembre) hasta enero para la componente semianual. Mientras que para la componente anual las fases evolucionan de Este a Oeste hasta el mes 2 (febrero) a partir de la cual la propagación es estacionaria y tiene en sentido inverso es decir de Oeste a Este muy contra la costa occidental; para la componente semianual hay un solo sentido de propagación y es hacia el Oeste. Es decir, en la componente anual, el diagrama de fases estaría de acuerdo (al Sur de los puntos anfifrómicos) con una posible propagación de ondas largas de Rossby (hacia el Oeste) hasta los  $82^{\circ}\text{W}$  a partir de la cual es cuasi-estacionaria y con propagación de Oeste a Este hasta alcanzar la costa (unos 100 km aproximadamente).

Las amplitudes de la componente anual tienen sus máximos alrededor de La Guajira y sobre los  $12^{\circ}\text{N}$  y  $79^{\circ}\text{W}$ , pero también muestran amplitudes relativamente importantes de 4 cm a la entrada Este de la Cuenca Colombia en el Pasaje Aruba. La componente semianual tiene un solo máximo de 5 cm en La Guajira, y valores relativamente muy bajos (del orden de 1 cm) en el Pasaje Aruba.

En la Figura 3-8 de amplitudes y fases del rotacional del esfuerzo del viento, podemos ver que en la escala anual, el rotacional tiene sus máximos en La Guajira ambos de  $2.5 \times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$  aunque, mientras que en la componente anual los valores relativamente altos de  $2.5 \times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$  se extienden en toda la Cuenca Colombia y al Sur de los  $13^{\circ}\text{N}$  en la componente semianual estos están restringidos hacia el Este de la Cuenca Colombia. No existen valores del rotacional de esfuerzo del viento significativos en el Pasaje Aruba en las dos escalas temporales. Las fases de los máximos del rotacional del esfuerzo del viento son alrededor del mes 3 (abril) para la componente anual y alrededor de enero para la componente semianual. Con estos valores, el rotacional del esfuerzo del viento puede generar ondas largas de Rossby forzadas en La Guajira en las dos escalas, ya que estos máximos generarían depresiones máximas sobre la costa en abril y enero para la escala

anual y semianual respectivamente, lo cual puede verse en la Figura 3-3 durante abril y en la Figura 3-3 durante enero.

De acuerdo con la teoría lineal de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento (Pond y Pickard, 1983), las ondas tendrían que propagarse desde La Guajira hacia el Oeste mientras decaen en regiones donde el rotacional del esfuerzo decae, contribuye negativamente por tener otra fase, o simplemente por fricción. Una forma sencilla de evaluar los desplazamientos del nivel del mar debido a ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional es la siguiente (Kessler, 2006),

$$\eta = \frac{g'}{g_c} \int_{x_e}^x e^{-\frac{R(x-x')}{c_r}} \text{rot} \left[ \tau(x', t) \frac{x-x'}{C_r} / f \rho \right] dx' \quad (3.2)$$

donde  $\eta$  es la altura de la superficie del mar producida por el rotacional del esfuerzo del viento,  $\rho$  es la densidad del agua,  $R$  es el tiempo de decaimiento con valores típicos entre 6 y 9 meses (Kessler, 2006),  $g$  y  $g'$  es la gravedad y la gravedad reducida respectivamente,  $c$  es la velocidad de ondas internas de gravedad de  $200 \text{ cm s}^{-1}$ ,  $c_r = \beta c^2 / f^2$ , es la velocidad de las ondas largas de Rossby,  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $\beta$  es la derivada del parámetro de Coriolis con la latitud, y  $x_e$  es el límite inferior de integración (la costa de La Guajira). Como la integración es hacia el Oeste,  $dx$  es negativo.

A lo largo de los  $11.5^\circ\text{N}$  se evaluó la Ecuación (3.2) por dos razones, una es que a esa latitud se registran los dos máximos en la escala anual, uno en La Guajira y otro al Oeste sobre la región central de la Cuenca Colombia. La otra porque el rotacional del esfuerzo del viento a lo largo de esa latitud es prácticamente constante y con fase 4 desde la costa de La Guajira hasta la línea anfdrómica, donde cambia a una fase de -5 y constante hasta la costa Oeste, lo cual facilita los cálculos en la ecuación anterior. Al evaluar la Ecuación (3.4) a lo largo de los  $11.5^\circ\text{N}$ , en los primeros 250 km de costa, desde La Guajira hasta la línea anfdrómica, con un valor constante del rotacional de  $2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  durante el mes marzo (ver Figura 3-9, amplitudes anuales del rotacional del esfuerzo del viento) resulta en una elevación del nivel del mar de  $\eta = -5.9 \text{ cm}$  durante el mes 3 (marzo), muy similar a los valores de la Figura 3-4 (amplitudes y fases anuales) con valor de -6 cm durante ese mes.

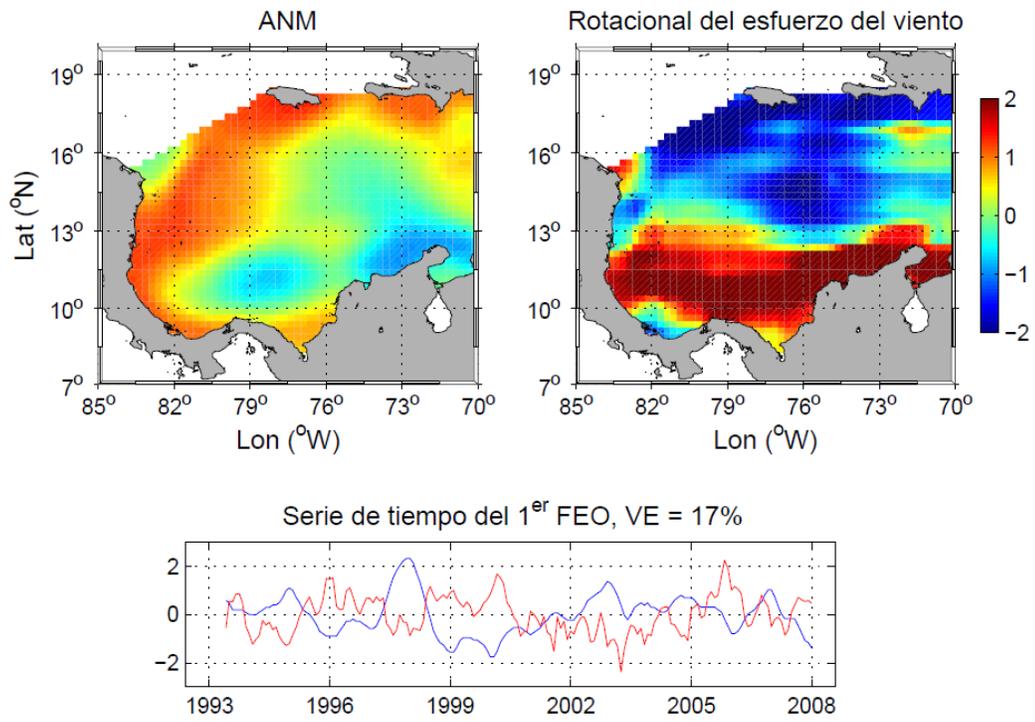
Luego de viajar 550 km (la distancia desde la línea anfdrómica hasta los  $79^\circ\text{W}$ ), amortiguándose por fricción de acuerdo con la Ecuación 3.2 su amplitud se reduce en un 20% y su fase cambia 4.4 meses, lo que resulta en una elevación del nivel del mar de  $\eta = -2.2 \text{ cm}$  en el mes de julio/agosto. Si tomamos un rotacional del esfuerzo del viento de  $0.5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  durante agosto desde la línea anfdrómica hasta los  $79^\circ\text{W}$  siempre por los

11.5°N, la Ecuación (3.2), resulta en un valor de  $\eta = -3.7$  cm en ese mes. Sumando ambas contribuciones de  $\eta$  durante agosto (la generada por el rotacional local más la que se vino propagando desde La Guajira) resulta en un valor de  $\eta = -5.9$  cm, muy próximo a el valor de -6 cm a los 79°W durante ese mes. A partir de los 79°W la onda seguiría propagándose hacia el Oeste mientras se va amortiguando, pero la Ecuación (3.2) no se puede utilizar ya que podría haber reflexiones. Contra la costa Oeste de la Cuenca Colombia, las amplitudes del ANM permanecen estacionarias (no hay propagación de la fase), con máximos (mínimos) en febrero (agosto) lo cual podría ser un efecto de la reflexión de las ondas largas contra el continente en forma de ondas cortas de Rossby que viajan muy lento y que normalmente se disipan muy cerca de la costa.

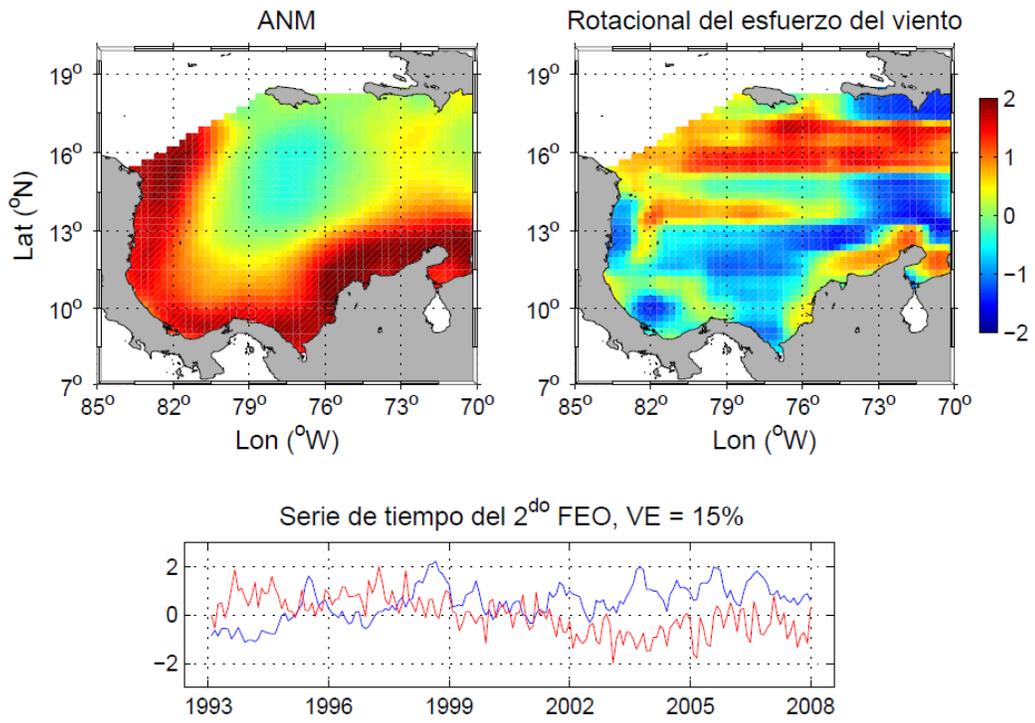
### 3.4.2 Funciones Empíricas Ortogonales conjuntas

El patrón espacial de los dos primeros modos de los FEOs conjuntos entre ANM de AVISO y rotacional del esfuerzo del viento, así como su correspondiente serie de tiempo son presentados en la Figura 3-9. Un rotacional del esfuerzo del viento positivo (negativo) genera ANM negativas (positivas). Los dos primeros modos explican hasta 32% de la varianza total. El primer modo de la variabilidad conjunta (17% de la varianza total), está correlacionado con el índice ONI ( $r = -0.40$ ,  $p$ -valor  $< 0.05$ ). Sobre el GPC (Figura 3-9a), el rotacional del esfuerzo del viento positivo, inducen una circulación ciclónica y una depresión en las ANM. El segundo modo (15% de la varianza total) tiene una fuerte señal del Atlántico Norte y correlaciona con el índice AMO ( $r = -0.38$ ,  $p$ -valor  $< 0.05$ ). El rotacional del esfuerzo del viento negativo, induce a una circulación anticiclónica en el GPC y ANM más altas (Figura 3-9b).

**Figura 3-9:** FEOs conjuntas y su respectiva serie de tiempo (líneas rojas) entre las ANM y el rotacional del esfuerzo del viento para el periodo 1993–2008: a) primero modo y b) segundo modo. Los índices ONI (primero modo) y AMO (segundo modo) son representados por las líneas azules. VE es la varianza explicada.



a

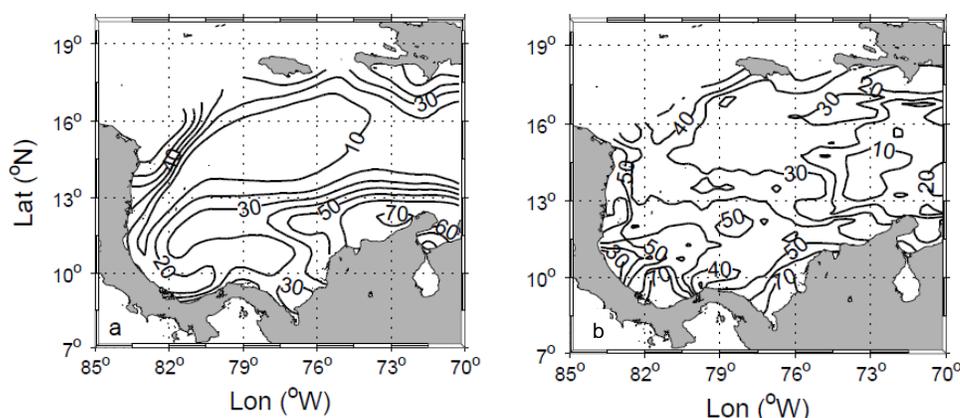


b

### 3.4.3 Varianza explicada por el ajuste estacional

La varianza explicada por el ajuste estacional de las ANM y por el rotacional del esfuerzo del viento se presenta en la Figura 3-10. En general, el ajuste estacional de las ANM de AVISO explica muy poco de la variabilidad en la mayor parte de la cuenca, es decir entre 10 y 30%, con excepción de La Guajira, con 70%. Mientras que, la variabilidad del rotacional del esfuerzo del viento es explicada por el ajuste estacional principalmente sobre las costas de Nicaragua y Colombia (50–70%), pero sobre el resto de la cuenca es muy poco explicada, especialmente a lo largo de la CC.

**Figura 3-10:** Varianza explicada [%] por el ajuste estacional para: a) ANM de AVISO y b) rotacional del esfuerzo del viento.



## 3.5 Discusión

En este capítulo hemos relacionado las observaciones satelitales de las ANM en la Cuenca Colombia con el rotacional del esfuerzo del viento. Las ANM representan las variaciones de la circulación geostrófica en una capa superficial de los primeros 500 m del océano y por consecuencia la que más afecta el clima regional y las especies biológicas algunas con importancia comercial.

Las ANM en la escala anual muestran dos máximos de la misma intensidad uno en octubre sobre La Guajira y otro que cubre toda la región central de la Cuenca Colombia a los 12°N, durante febrero. Los dos máximos están asociados directamente al rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman), que tiene un máximo en La Guajira durante febrero y valores relativamente altos en la región central de la cuenca durante septiembre. Valores positivos del rotacional generan ANM negativas con circulación ciclónica mientras que valores negativos generan anomalías positivas con circulación anticiclónica. Este

contraste de los valores del rotacional del esfuerzo del viento entre La Guajira y la región central produce que cada región muestre circulaciones opuestas en gran parte del año en esta escala, como podemos ver en la Figura 3-3 desde febrero hasta abril, y desde agosto hasta octubre.

Las ANM en la escala semianual muestran un solo máximo en La Guajira de la misma intensidad que los máximos anuales pero durante octubre-noviembre. Este máximo está también asociado al rotacional del esfuerzo del viento en esta escala que muestra mínimos en este periodo. Por ser una onda de frecuencia semianual, el mismo máximo se repite seis meses más tarde. Hacia el Oeste de La Guajira el rotacional del esfuerzo del viento en esta escala temporal disminuye pero mantiene la misma fase (ver Figura 3-9), y es por esta razón que las ANM se extienden más allá del máximo costero de La Guajira hasta los  $77^{\circ}\text{W}$  sobre los  $13^{\circ}\text{N}$ .

El fenómeno físico asociado al bombeo de Ekman en escalas sub-inerciales es las ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento. Esto último corresponde a la teoría lineal, la cual es muy simplificada pero igualmente nos permite identificar y asociar forzamientos con la variabilidad. En el océano real los efectos no lineales son también importantes y deberían ser tomados en cuenta en un estudio cuantitativo y no cualitativo como el presente trabajo.

Las anomalías no estacionales del nivel del mar las hemos correlacionado con el rotacional del esfuerzo del viento mediante un análisis conjunto de ambas y con la técnica de descomposición en modos ortogonales FEOs (conjuntos). Los dos primeros modos totalizan muy poco de la varianza global (32%). Los modos temporales de esta descomposición son estacionarios por construcción, lo cual no nos permite ver propagación. Pero si observamos en la Figura 3-9 los patrones espaciales del rotacional en cada modo notamos que estos varían en toda la cuenca y sólo cambian de signo con la latitud, esto nos permite pensar que más que propagaciones de ondas (de largo periodos en este caso) lo que ocurre son ascensos y descensos del nivel del mar en toda la cuenca y al mismo tiempo (oscilaciones homogéneas). La correlación de las series temporales de ambos modos con índices climáticos que se generan fuera de la Cuenca Colombia nos permite asociar estas variaciones con la circulación general (oceánica y atmosférica) de gran escala y sus variaciones interanuales.

La varianza explicada por la escala estacional de las ANM es en promedio para toda la cuenca del 40%. El 60% restante de la variabilidad total la hemos explicado en un 32% mediante la descomposición en modos ortogonales. En total este trabajo logra explicar el 59% de la variabilidad total del nivel del mar en la Cuenca Colombia. Otras escalas sin estudiar corresponden a mesoescala y principalmente remolinos. Estos no tienen por qué estar asociados al rotacional del esfuerzo del viento y en general corresponden a la

dinámica no lineal del océano. Pero es indudable que esta escala involucra una gran parte de la varianza total que queda por estudiar. Un estudio de la variancia explicada localmente (no mostrado) nos indica que la variabilidad de mesoescala es muy importante en la mitad Oeste de la Cuenca Colombia y de mucho menos peso en la cuenca Este.

El estudio de las ANM y su relación con el rotacional del esfuerzo del viento es ampliamente utilizado en otras regiones oceánicas como el Pacífico Nororiental Tropical (Kessler, 2006), la razón es que las ondas largas de Rossby tienen su origen en el término temporal de la ecuación de continuidad y por tanto producen convergencias o divergencias de la capa superficial del océano, lo cual se traduce finalmente en elevaciones o depresiones del nivel del mar y en grandes variaciones de la energía potencial.

## 4. Conclusiones

En la Cuenca Colombia las fuentes de información hidrográficas son escasas y los datos *in situ* disponibles a la comunidad son pocos, por lo tanto se usaron fuentes de datos internacionales las cuales en varios de los casos cuentan con reconocimiento mundial. Sin embargo, existen limitaciones en los datos los cuales están referidos a vacíos de información en algunos periodos de tiempo, validación mediante comparaciones específicas en diferentes puntos de la cuenca (aunque la falta de mediciones *in situ* dificulta este propósito), realización de análisis interanual (climatologías), discrepancias entre datos observados y modelados, entre otros. Es de resaltar que a pesar de las limitaciones en información los resultados son robustos y coherentes con las descripciones realizadas por diferentes autores para esta área de estudio.

Con el valor medio de TSM y la desviación estándar, se observó un gradiente horizontal a partir del cual se identificaron cuatro regiones con contrastes climatológicos importantes: la zona costera de La Guajira; el Golfo de Darién; el Golfo de los Mosquitos; y una región central. En la zona costera de La Guajira se presentan aguas más fría, mayores oscilaciones intra-anales y variabilidad estacional mayor que 75%, mientras que en el Suroeste (Golfo de Darién y Golfo de los Mosquitos) las aguas son más cálidas, las oscilaciones intra-anales son menores y la variabilidad estacional en el Golfo de los Mosquitos es sólo del 40%, un valor bajo al ser comparado con la zona costera de La Guajira.

La característica más importante la estacionalidad (definida como aquella compuesta por la suma del valor medio más los armónicos anuales y semianuales) de la TSM en La Guajira es su relación de amplitudes, lo cual no es común en otras cuencas oceánicas donde la componente semianual sólo es una fracción pequeña de la anual dominada por efectos de la radiación solar. El sistema de surgencias en La Guajira fuera de la costa se puede explicar por el bombeo de Ekman producido por el rotacional del esfuerzo del viento. De este modo, las surgencias costeras que producen en La Guajira responden a un viento a lo largo de la línea de costa, mientras hacia fuera de la costa este fenómeno es controlado principalmente por los valores ciclónicos de la vorticidad del esfuerzo del viento sumado al bombeo de Ekman (advección vertical).

Las aguas cálidas del Suroeste (Golfo de Darién y Golfo de los Mosquitos) también muestran variaciones importantes anuales y semianuales de TSM con máximos en SON. Estas aguas se encuentran influenciadas por descarga de los ríos en la región (más de  $10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), la cual es máxima de agosto a noviembre y produce un agua de muy baja densidad superficial que propicia la generación de una termohalina superficial que inhibe la mezcla vertical y por tanto la absorción de radiación solar se presenta en una capa muy delgada. Posiblemente las correlaciones más bajas encontradas entre la temperatura  $T_{10}$  y las obtenidas con el satélite AVHRR en las épocas húmedas se deba a los efectos de esta capa, mientras que en los periodos secos homogeneidad en la temperatura que se presenta en la capa de mezcla sea la responsable de las altas correlaciones encontradas en ésta época del año.

La descomposición de la TSM en modos de oscilación ortogonales entre sí no solo nos ha permitido relacionar cada patrón de variación con su principal forzamiento evaluar la varianza local explicada por la suma de todos los componentes (estacional y los tres primeros FEOs). Se encontró que con excepción de una región muy costera del Golfo de los Mosquitos la varianza local explicada es cercana al 70%. Aunque en el Noreste de la cuenca es mayor a 90%, una proporción satisfactoria de la varianza local total. En el primer modo de las FEOs domina la variabilidad interanual, y en el segundo y tercero modo las variaciones intra-anales. El carácter de gran escala del primer modo queda reflejado en que toda la cuenca responde en forma homogénea incrementando o disminuyendo su temperatura al mismo tiempo. Un tercio de la varianza no-estacional contenida en el modo dos se puede explicar con las variaciones en la misma escala del rotacional del esfuerzo del viento que en su fase ciclónica produce un bombeo de Ekman trayendo agua fría desde las capas sub-superficiales. En el modo tres parece estar asociada a una celda de circulación atmosférica local del tipo Walker que crea una región de convergencia de los vientos en la superficie del mar en el Golfo de los Mosquitos.

Las masas de agua superficiales en la Cuenca Colombia se pueden explicar con el forzamiento relativo de: la descarga de los ríos y el bombeo de Ekman producido por el rotacional del esfuerzo del viento. Los efectos de dilución de los aportes de los ríos sobre la Cuenca Colombia son del mismo orden de magnitud del caudal medio del río Orinoco. Estos efectos actúan sobre el ASC aparte de los ríos Amazonas y Orinoco, son modificadas por los aportes de los ríos Andinos que de mayo a noviembre descargan ~46% del caudal medio del río Orinoco. Esta cantidad extra de agua a nivel de la cuenca modifica las propiedades del ASC y localmente genera dos nuevas masas de agua (ASCCPC y ASLG) igualmente identificadas con los datos hidrográficos de Levitus y los perfiladores ALACE (periodo 2000–2001). Otro hecho que confirma la existencia de estas dos nuevas masas de agua en la Cuenca Colombia, es que a pesar de que la evaporación excede a la precipitación y que los ríos aportan un gran volumen de agua dulce, no se tiene una

cuenca de concentración o de dilución, si no que por el contrario responde más a una cuenca intermedia, permitiendo con esto la formación de masas de aguas locales.

La TSM y principalmente la SSM se delimitaron espacialmente estas dos nuevas masas de agua superficiales. En superficie la salinidad está dominada por la circulación de la CC, la cual transporta aguas con valores de salinidad relativamente altas, favorecidos por la intensa evaporación (estimulada por los vientos) y una escasa nubosidad. La variabilidad estacional del ASCCPC está controlada por las migraciones estacionales de la ZCIT, mientras que el ASLG es más evidente en DEF cuando ocurre la máxima intensidad del CSCCT, del rotacional del esfuerzo del viento y de la surgencia costera y oceánica. El ASCCPC se localiza principalmente al Suroeste y es un agua de baja salinidad (28–35.5) y cálida (20–30°C) producto de la descarga de los ríos. El ASLG con salinidades más altas (35.5–38) y frías (24–30°C), debida a los efectos combinados de las surgencias y el bombeo de Ekman, dominado por la acción del esfuerzo y su rotacional. Por otra parte, quedó demostrado que debido a que la surgencia en el Noreste de la Cuenca Colombia se presenta en aguas más someras que 1500 m, no pueden aflorar el APAN.

La variabilidad estacional de los vientos (esfuerzo y su rotacional) asociados con las migraciones de la ZCIT, ayudan a explicar el acoplamiento semestral encontrado entre la circulación y las masas de agua, de modo que durante el primer semestre del año la CCPC es más débil y el ASLG tiene su máxima extensión, mientras que durante el segundo semestre la CCPC se intensifica y el ASCCPC llega hasta La Guajira. En La Guajira la CC es más intensa durante el primer semestre del año, mientras que en Panamá ocurre lo contrario. Asimismo, las variaciones estacionales que ocurren en los primeros 200 m de profundidad son importantes para las corrientes superficiales (CC y CCPC) y subsuperficiales (CSCC).

La variabilidad interanual de la temperatura y las corrientes costeras mostró que durante El Niño el agua superficial se calienta y las corrientes en dirección Este (CCPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras que la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña la TSM es más baja que el promedio anual y las corrientes en dirección Este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica. Asimismo, la ocurrencia de los fenómenos ENSO en ninguna de sus fases afecta la temperatura en profundidad.

La variabilidad interanual de los caudales están más relacionadas con el acoplamiento océano-atmósfera del Pacífico Ecuatorial Oriental (representado por el ONI) que con las variaciones interanuales del Atlántico Tropical Norte, con rezagos de tres meses para el río Magdalena ( $r = -0.52$ , con tendencia y sin tendencia;  $p\text{-valor} < 0.05$ ), y un mes para el

río Atrato ( $r = -0.56$ , con tendencia, y  $r = -0.55$ , sin tendencia;  $p\text{-valor} < 0.05$ ). Lo anterior se refleja en la distribución de las masas de agua superficiales. La disminución (aumento) de los aportes de agua de los ríos durante los eventos El Niño (La Niña) controla la distribución del ASC, el ASCCPC y el ASLG. Durante El Niño el ASC aumenta su presencia en La Guajira entre septiembre y febrero, mientras que el ASCCPC es más evidente en SON. En La Niña, el ASCCPC es más evidente entre Costa Rica y Arboletes, y existe mayor presencia de la masa de agua ASC durante el segundo semestre, principalmente en SON. Por otro lado, la influencia de la variabilidad estacional de los caudales sobre la TSM es muy importante, más no la variabilidad interanual de los mismos.

De acuerdo con las ANM de AVISO, la altura del nivel del mar del POCM-4C y el rotacional del esfuerzo del viento, la Cuenca Colombia espacialmente se divide en tres regiones: Norte (por encima de  $14^{\circ}\text{N}$ ), GPC (Oeste de  $75^{\circ}\text{W}$  y por debajo de  $14^{\circ}\text{N}$ ) y las costas de La Guajira (al Este de  $75^{\circ}\text{W}$  y por debajo de  $14^{\circ}\text{N}$ ). El nivel del mar en la estacionalidad se puede explicar por la propagación hacia el Oeste de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento. En la Cuenca Colombia en toda la región Oriental se podrían generar ondas largas que se propagarían hacia la costa Oeste, donde al reflejarse darían origen a ondas cortas de Rossby. Otra fuente de variabilidad serían las ondas largas de Rossby que ingresan desde el Este por el Pasaje Aruba aunque por las propias observaciones de las anomalías en esa región estas tendrían un peso menor en la variabilidad en el interior de la cuenca.

En la Cuenca Colombia el rotacional del esfuerzo del viento tiene una gran influencia a escala estacional sobre la circulación del GPC y en las costas de La Guajira. Por encima de  $14^{\circ}\text{N}$ , es más importante la actividad de mesoescala. Estos resultados fueron confirmados por la varianza explicada por el ajuste estacional al Sur de la CC (hasta 90% de varianza explicada), mientras que al Norte la variabilidad estacional es menor (máximo 40%).

Las ANM en la escala anual muestran dos máximos de la misma intensidad uno en octubre sobre La Guajira y otro en febrero que cubre toda la región central a los  $12^{\circ}\text{N}$ . En la escala semianual ocurre un solo máximo en La Guajira de la misma intensidad que los máximos anuales pero en octubre-noviembre. Estos máximos están asociados directamente al rotacional del esfuerzo del viento que fuerza el nivel del mar mediante el bombeo de Ekman. Valores positivos (negativos) del rotacional generan ANM negativas (positivas) de circulación ciclónica (anticiclónica).

Las anomalías no estacionales del nivel del mar, correlacionadas con el rotacional del esfuerzo del viento en la misma escala, se explican mediante los dos primeros modos de la

---

descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) con 32% de la varianza global. El patrón espacial del rotacional en cada modo varía en toda la cuenca y sólo cambian de signo con la latitud (ascensos y descensos del nivel del mar).

## 6. Bibliografía

- Alexander, M. y J. Scott. 2002. The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophysical Research Letter*, **29**(14): 1701. doi:10.1029/2001GL014347.
- Al-Rashidi, T.; El-Gamily, H.; Amos, C. y K. Rakha. 2009. Sea surface temperature trends in Kuwait Bay, Arabian Gulf. *Natural Hazards*, **50**:73–82.
- Álvarez-León, R.; Aguilera-Quiñonez, J.; Andrade-Amaya, C. y P. Nowak. 1995. Caracterización general de la zona de surgencia en La Guajira colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **19**(75): 679–694.
- Alvera-Azcárate, A.; Barth, A. y R.H. Weisberg. 2009. The surface circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as inferred from satellite altimetry. *Journal of Physical Oceanography*, **39**: 640–657.
- Amador, J.A. 1998. A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, **5**(2): 91–102.
- Amador, J.A. 2008. The Intra-Americas Sea Low-Level Jet: Overview and future research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **1146**(1): 153–188, doi:10.1196/annals.1446.012.
- Andrade, C.A. 1991. Mesoscale variability of the Caribbean Sea from GEOSAT. M.Sc. Thesis. Naval Postgraduate School. USA. 66 p.
- Andrade, C.A. 2000. Circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. Ph.D. Thesis. University of Wales. UK. 223 p.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, **115**(C11): 26,191–26,201.
- Andrade, C.A.; Barton, E.D. y C.N.K. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean coast. *Journal of Geophysical Research*, **108**(C6): 3185. doi:10.1029/2002JC001549.

- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2005. The Guajira upwelling system. *Continental Shelf Research*, **25**: 1003–1022.
- Andrade, C.A. y E.D. Barton. 2009. The atmospheric Low Level Jet and the surface mesoscale circulation of the Caribbean Sea. *GEOS*, **29**(1): 85.
- Atlas, R.; Hoffman, R.N.; Bloom, S.C.; Jusem, J.C. y J. Ardizzone. 1996. A multiyear global surface wind velocity dataset using SSM/I wind observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**(5) 869–882.
- Atlas, R.; Ardizzone, J. y R.N. Hoffman. 2008. Application of satellite surface wind data to ocean wind analysis. *Proceedings of SPIE*, **7087**: 70870B. doi:10.1117/12.795371.
- Atlas, R.; Hoffman, R.N., Ardizzone, J.; Leidner, M. y J.C. Jusem. 2009. Development of a new Cross-Calibrated, Multi-Platform (CCMP) ocean surface wind product. AMS 13<sup>th</sup> Conference on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface (IOAS-AOLS).
- Beron-Vera, F.J. y P. Ripa. 2002. Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, **107**(C8): 3100. doi:10.1029/2000JC000769.
- Bigg, G. 1996. The oceans and climate. First published. Cambridge University Press. Great Britain. 266 p.
- Brenes, C.; Lavín, M.F. y A.S. Mascarenhas Jr. 2008. Geostrophic circulation between the Costa Rica Dome and Central America. *Deep-Sea Research Part II*, **55**: 608–629.
- Brucks, J.T. 1971. Currents of the Caribbean and adjacent regions as deduced from drift – bottle studies. *Bulletin of Marine Science*, **21**(2): 455–465.
- Canals, M.F. 2005. On the three-dimensional structure of Caribbean mesoscale eddies. M.Sc. Thesis. University of Puerto Rico. Mayagüez. 90 p.
- Cañón, M. y E. Santamaría-del-Ángel. 2003. Influencia de la pluma del río Magdalena en el Caribe colombiano. *Boletín Científico del CIOH*, **21**: 66–84.
- Carton, J.A.; Cao, X.; Giese, B.S. y A.M. da Silva. 1996. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **26**: 1165–1175.
- Carton, J.A. y Y. Chao. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C4): 7746–7752.

- Casey, K.S. y P. Cornillon. 1999. A comparison of satellite and *in situ*-based sea surface temperature climatologies. *Journal of Climate*, **12**: 1848–1863.
- Centurioni, L.R. y P.P. Niiler. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophysical Research Letter*, **30**(6): 1279. doi:10.1029/2002GL016231.
- Cetina, P. 2004. Circulación a lo largo del Caribe Mexicano. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada. 99 p.
- Chang, P.; Link, J.I. y L. Hong. 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, **38**: 516–518.
- Chang, P.; Yamagata, T.; Schopf, P.; Behera, S.K.; Carton, J.; Kessler, W.S.; Meyers, G.; Qu, T.; Schott, F.; Shetye, S. y S.-P. Xie. 2006. Climate fluctuations of tropical coupled systems – the role of ocean dynamics. *Journal of Climate*, **19**: 5122–5174.
- Chelton, D.B.; Schlax, M.G.; Freilich, M.H. y R.F. Milliff. 2004. Ocean winds satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, **303**: 978. doi:10.1126/science.1091901.
- Chen, A.A. y M.A. Taylor. 2002. Investigating the link between early season Caribbean rainfall and the El Niño+1 year. *International Journal of Climatology*, **22**: 87–106. doi:10.1002/joc.711.
- Chérubin, L.M. y P.M. Richardson. 2007. Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep-Sea Research I*, **54**: 1451–1473.
- Chiang, J.C.H. y D.J. Vimont. 2004. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *Journal of Climate*, **17**: 4143–4158.
- Chu, P.C.; Fan, C.; Lozano, C.J. y J.L. Kerling. 1998. An airborne expendable bathythermography survey of the South China Sea, May 1995. *Journal of Geophysical Research*, **103**(C10): 21,637–21,625.
- Church, J.A.; Bethoux, J.P. y A. Theocharis. 1998. Semiencloded seas, islands and Australia coastal segment(s). In: Robinson, A.R. y K.H. Brink (eds.). *The Sea*. Vol. 11. John Wiley and Sons, Inc. New York. pp. 79–101.
- Cook, K.H. y E.K. Vizy. 2010. Hydrodynamics of the Caribbean Low-Level Jet and its relationship to precipitation. *Journal of Climate*, **23**: 1477–1494.

- Colón, J.A. 1963. Seasonal variations in heat flux from the sea surface to the atmosphere over the Caribbean Sea, *Journal of Geophysical Research*, **68**(5): 1421–1430. doi:10.1029/JZ068i005p01421.
- Corredor, J.E. 1981. Apuntes sobre la circulación costera en el Caribe noroccidental colombiano. *Boletín Científico del CIOH*, **3**: 3–8.
- Corredor, J.E. y J.M. Morell. 2001. Seasonal variation of physical and biogeochemical features in eastern Caribbean Surface Water. *Journal of Geophysical Research*, **106**(C3): 4517–4527.
- Corredor, J.E.; Morell, J.M.; Lopez, J.M.; Capella, J.E. y R.A. Armstrong. 2004. Cyclonic eddy entrains Orinoco River plume in eastern Caribbean. *EOS*, **85**(20): 197–208. doi:10.1029/2004EO200001.
- Dessier, A. y J.R. Donguy. 1994. The sea surface salinity in the tropical Atlantic between 10°S and 30°N – Seasonal and interannual variations (1977–1989). *Deep-Sea Research I*, **41**(1): 81–100.
- Doncel, O. y J. Paramo. 2010. Hábitos alimenticios del pargo rayado, *Lutjanus synagris* (Perciformes: Lutjanidae), en la zona Norte del Caribe colombiano. *Latin American Journal Aquatic Research*, **38**(3): 413–426. doi:10.3856/vol38-issue3-fulltext-6.
- Duncan, C.P.; Atwood, D.K.; Duncan, J.R. y P.N. Froelich. 1977. Drift bottle returns from the Caribbean. *Bulletin of Marine Science*, **27**(3): 580–586.
- Enfield, D.B. y D. Mayer. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, **102**(C1): 929–945.
- Enfield, D.B. y E. Alfaro. 1999. The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *Journal of Climate*, **12**: 2093–2103.
- Enfield, D.B.; Mestas-Nuñez, A.M.; Mayer, D.A. y L. Cid-Serrano. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C4): 7841–7848.
- Enfield, D.B.; Mestas-Nunez, A.M. y P.J. Trimble. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, **28**: 2077–2080.
- Ercilla, G.; Alonso, B.; Estrada, F.; Chiocci, F.; Baraza, J. y M. Farran. 2002. The Magdalena turbidite system (Caribbean Sea): present – day morphology and architecture model. *Marine Geology*, **185**: 303–318.

- Espinosa-Carreón, T.L.; Strub, P.T.; Beier, E.; Ocampo-Torres, F. y G. Gaxiola-Castro. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *Journal of Geophysical Research*, **109**(C03039). doi:10.1029/2003JC002105.
- Fajardo, G. 1979. Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de La Guajira. *Boletín Científico del CIOH*, **2**: 7–19.
- Ferry, N.; Reverdin, G. y A. Oschlies. 2000. Seasonal sea surface height variability in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **105**(C3): 6307–6326.
- Flórez, C. y A. Etter. 2003. Caracterización Ecológica de las Islas Múcura y Tintipán, Archipiélago de San Bernardo, Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **27**(104): 343–356.
- Fratantoni, D.M.; Johns, W.E. y T.L. Townsend. 1995. Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. *Journal of Geophysical Research*, **100**(C6): 10,633–10,654.
- Fratantoni, D.M. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research*, **106**(C10): 22,067–22,093.
- Gallegos, A. y S. Czitrom. 1997. Aspectos de la oceanografía física regional del mar Caribe. En: Lavín, M. (ed.). Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana. pp. 225–242.
- Gamble, D.W.; y S. Curtis. 2008. Caribbean precipitation: review, model and prospect. *Progress in Physical Geography*, **32**(3): 265–276.
- García, C.B.; Duarte, L.O.; Altamar, J. y L.M. Manjarrés. 2007. Demersal fish density in the upwelling ecosystem off Colombia, Caribbean Sea: Historic outlook. *Fisheries Research*, **85**: 68–73.
- Giannini, A.; Kushnir, Y. y M.A. Cane. 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **13**: 297–311.
- Gill, A. 1982. Atmosphere-ocean dynamics. Academic press. International Geophysics Series. San Diego. California. 662 p.
- Gordon, A. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, **72**(24): 6207–6223.

- Grant, A.; Oreamuno, R.; Serrano, A. y O. Vargas. 2004. Comisión sobre la problemática de inundaciones en la vertiente Atlántica. Colegio Federado de Ingenieros y de Arquitectos de Costa Rica. 44 p.
- Guerrero, L. 2005. Identificación y seguimiento de remolinos en el mar Caribe. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada. 99 p.
- Handoh, I.C.; Matthews, A.J.; Bigg, G.R. y D.P. Stevens. 2006a. Interannual variability of the tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part I. The North tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, **26**: 1937–1956. doi:10.1002/joc.1343.
- Handoh, I.C.; Bigg, G.R.; Matthews, A.J.; y D.P. Stevens. 2006b. Interannual variability of the tropical Atlantic independent of and associated with ENSO: Part II. The South tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, **26**: 1957–1976. doi:10.1002/joc.1342.
- Heburn, G.W.; Kinder, T.H.; Allender, J.H. y H.E. Hurlburt. 1982. A numerical model of eddy generation in the southern Caribbean Sea. In: Nihoul J.C.J. (ed.). The hydrodynamics of semi-enclosed seas. Elsevier Science. New York. pp. 299–328.
- Hellweger, F.L. y A.L. Gordon. 2002. Tracing Amazon River water into the Caribbean Sea. *Journal of Marine Research*, **60**(4): 537–549.
- Hernández-Guerra, A. y T.M. Joyce. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letter*, **27**(21): 3497–3500. doi:10.1029/1999GL011230.
- Ho, C.-R.; Zheng, Q.; Soong, Y.; Kuo, N.-J. y J.-H. Hu. 2000. Seasonal variability of sea surface height in the South China Sea observed with TOPEX/Poseidon altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, **105**(C6): 13,981–13,990.
- Houghton, R.W. y Y.M. Turre. 1992. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, **5**: 765–771.
- Hu, C.; Montgomery, E.T.; Schmitt, R.W. y F.E. Muller-Karger. 2004. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep-Sea Research II*, **51**: 1151–1171.
- Johns, E., Wilson, W.D. y R.L. Molinari. 1999. Direct observations of velocity and transport in the passages between the Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984–1996. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C11): 25,805–25,280.

- Johns, W.E.; Lee, T.N.; Schott, F.A.; Zantopp, R.J. y R.H. Evans. 1990. The North Brazil Current retroflection: Seasonal structure and eddy variability. *Journal of Geophysical Research*, **95**(C12): 22,103–22,120.
- Johns, W.E.; Townsend, T.L.; Fratantoni, D.M. y W.D. Wilson. 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research I*, **49**: 211–243.
- Jouanno, J. 2007. Fuentes de energía y características de la variabilidad de mesoescala en el mar Caribe. Tesis Ph.D. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada. 141 p.
- Jouanno, J.; Sheinbaum, J.; Barnier, B.; Molines, J.-M.; Debreu, L. y F. Lemarié. 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Modelling*, **23**: 82–101.
- Jouanno, J.; Sheinbaum, J.; Barnier, B. y J.-M. Molines. 2009. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II: Energy sources. *Ocean Modelling*, **26**: 226–239.
- Kameo, K. 2002. Late Pliocene Caribbean surface water dynamics and climatic changes based on calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**: 211–226.
- Kara, A.B.; Barron, C.N.; Wallcraft, A.J. y T. Oguz. 2008. Interannual Variability of Sea Surface Height over the Black Sea: Relation to Climatic Patterns. *Earth Interactions*, **12**(10): 1–11.
- Kayano, M.T.; Rao, B.V. y R.V. Andreoli. 2005. A review of short-term climate variability mechanisms. *Advances in Space Research*, **35**: 843–851.
- Kelly, K.A.; Singh, S. y R.X. Huang. 1999. Seasonal Variations of Sea Surface Height in the Gulf Stream Region. *Journal of Geophysical Research*, **29**: 313–327.
- Kessler, W. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, **69**: 181–217.
- Khan, T.M.A.; Quadir, D.A.; Murty, T. y M.A. Sarker. 2004. Seasonal and interannual sea surface temperature variability in the coastal cities of Arabian Sea and Bay of Bengal. *Natural Hazards*, **31**: 549–560.
- Kinder, T.H. 1983. Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters. *Bulletin of Marine Science*, **33**(2): 239–246.

- Klein, S.A.; Soden, B.J. y N.-C. Lau. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, **12**: 917–932.
- Kumar, A.; Minnett, P.; Podestá, G.; Evans, R. y K. Kilpatrick. 2000. Analysis of Pathfinder SST algorithm for global and regional conditions. *Journal of Earth System Science*, **109**(4): 395–405. doi:10.1007/BF02708327.
- Large, W.G. y S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, **11**: 324–336.
- Latif, M. y A. Grötzner. 2000. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, **16**: 213–218.
- Lavín, M.F.; Castro, R.; Beier, E.; Godínez, V.M.; Amador, A. y P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*, **114**, C02025. doi:10.1029/2008JC004896.
- Levitus, S. y T. Boyer. 1994. World Ocean Atlas 1994. Vol. 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 117 p.
- Levitus, S.; Burgett, R. y T. Boyer. 1994. World Ocean Atlas 1994. Vol. 3: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 3. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 99 p.
- Li, N.; Shang, S.P.; Shang, S.L. y C.Y. Zhang. 2007. On the consistency in variations of the South China Sea Warm Pool as revealed by three sea surface temperature datasets. *Remote Sensing of Environment*, **109**: 118–125.
- Lin, Y. 2010. Circulation and associated variability in the Intra-Americas Sea: The role of Loop Current intrusion and Caribbean eddies. Ph.D. Thesis. Dalhousie University. Nova Scotia. 154 p.
- Liu, Q.; Jia, Y.; Wang X. y H. Yang. 2001a. On the annual cycle characteristics of the sea surface height in South China Sea. *Advances in Atmospheric Sciences*, **18**(4): 612–622. doi:10.1007/s00376-001-0049-6.
- Liu, Q.; Jia, Y.; Liu, P.; Wang Q. y P.C. Chu. 2001b. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea. *Geophysical Research Letters*, **28**(23): 4467–4470.
- Liu, Z.; Yang, H. y Q. Liu. 2001. Regional dynamics of seasonal variability in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **31**: 272–284.

- Lonin, S.A.; Hernández, J.L. y D.M. Palacios. 2010. Atmospheric events disrupting coastal upwelling in the southwestern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **115**(C06030). doi:10.1029/2008JC005100.
- Lumpkin, R. y S.L. Garzoli. 2005. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I*, **52**: 495–518.
- Luis, A.J. y H. Kawamura. 2000. Wintertime wind forcing and sea surface cooling near the South India tip observed using NSCAT and AVHRR. *Remote Sensing of Environment*, **73**: 55–64.
- Luis, A.J. y H. Kawamura. 2003. Seasonal SST patterns along the West India shelf inferred from AVHRR. *Remote Sensing of Environment*, **86**: 206–215.
- Maes, C. 1999. A note on the vertical scales of temperature and salinity and their signature in dynamic height in the western Pacific Ocean: Implications for data assimilation. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C5): 11,037–11,048.
- Magaña, V.O.; Amador, J.A. y S. Medina. The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, **12**: 1577–1588.
- Magaña, V.O.; Vázquez, J.L.; Pérez, J.L. y J.B. Pérez. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, **42**(3): 313–330.
- Mancilla, M. 2007. Validación de una simulación del modelo ROMS en el Golfo de México y mar Caribe. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Ensenada. 97 p.
- Martis, A.; van Oldenborgh, G.J. y G. Burgers. 2002. Predicting rainfall in the Dutch Caribbean — more than El Niño?. *International Journal of Climatology*, **22**: 1219–1234. doi:10.1002/joc.779.
- Matano, R.P.; Simionato, C.G.; de Ruijter, W.P.; van Leeuwen, P.J.; Strub, P.T.; Chelton, D.B. y M.G. Schlax. 1998. Seasonal Variability in the Agulhas Retroflection Region. *Geophysical Research Letter*, **25**(23): 4361–4364.
- Matano, R.P.; Beier, E.; Strub, P.T. y R. Tokmakian. 2002. Large Scale Forcing of the Agulhas Variability: The Seasonal Cycle. *Journal of Physical Oceanography*, **32**: 1228–1241.
- Matano, R.P.; Beier, E. y P.T. Strub. 2008. The seasonal variability of the circulation in the south Indian Ocean: Model and observations. *Journal of Marine Systems*, **74**: 315–328.

- McCuen, R.; Knight, Z. y G. Knight. 2006. Evaluation of the Nash–Sutcliffe Efficiency Index. *Journal of Hydrologic Engineering*, **11**(6): 597–602.
- Mayer, D.A. y R.H. Weisburg. 1993. A description of COADS surface meteorological field and the implied Sverdrup transport for the Atlantic Ocean from 30°S to 60°N. *Journal of Geophysical Research*, **23**: 2201–2221.
- Mehta, V.M. 1998. Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal–multidecadal timescales. Part I: The Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **11**: 2351–2375.
- Melo, J. 2002. Seguimiento y análisis de los procesos físicos y biológicos en las áreas marítimas colombianas con uso de sensores remotos localizados en satélites. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, D.C. 145 p.
- Mertens, C.; Rhein, M.; Walter, M. y K. Kirchner. 2009. Modulation of the inflow into the Caribbean Sea by North Brazil Current rings. *Deep-Sea Research I*, **56**: 1057–1076.
- Mesa, O.; Poveda, G. y L. Carvajal. 1997. Introducción al clima de Colombia. 1<sup>era</sup> edición. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 390 p.
- Metzger, E.J. 2003. Upper ocean sensitivity to wind forcing in the South China Sea. *Journal of Oceanography*, **59**: 783–798.
- Milliff, R.F. y J. Morzel. 2001. The global distribution of the time-average wind stress curl from NSCAT. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**(2): 109–131.
- Mo, K. y S. Häkkinen. 2001. Interannual variability in the tropical Atlantic and linkages to the Pacific. *Journal of Climate*, **14**: 2740–2762.
- Molinari, R.L.; Spillane, M.; Books, I.; Atwood, D. y C. Duckett. 1981. Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 6537–6542.
- Montealegre, J.E. 2009. Estudio de la variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada a procesos oceánicos y atmosféricos de meso y gran escala. Informe Final. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Subdirección de Meteorología. Bogotá, D.C. 54 p.
- Mooers, C.N.K. y G.A. Maul. 1998. Intra-Americas Sea circulation. In: Robinson, A.R. y K.H. Brink (eds.). *The Sea*. Vol. 11. John Wiley and Sons, Inc. New York. pp. 183–208.

- Mora, I. y J.A. Amador. 2000. EL ENOS, el IOS y la corriente en Chorro de Bajo Nivel en el Oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, **7**(1): 27–39.
- Molleri, G.S.F.; Novo, E.M.L. de M. y M. Kampel. 2010. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research*, **30**: 342–352.
- Morrison, J.M. y W.D. Nowlin Jr. 1982. General distribution of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973, *Journal of Geophysical Research*, **87**(C6): 4207–4229. doi:10.1029/JC087iC06p04207.
- Morrison, J.M. y O.P. Smith. 1990. Geostrophic transport variability along the Aves Ridge in the Eastern Caribbean Sea during 1985-1986. *Journal of Geophysical Research*, **95**(C1): 699–710.
- Müller-Karger, F.E.; McClain, C.R. y P.L. Richardson. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, **333**: 56–59. doi:10.1038/333056a0.
- Muñoz, E.; Busalacchi, A.J.; Nigam, S. y A. Ruiz-Barradas. 2008. Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level Jet. *Journal of Climate*, **21**: 1260–1276.
- Muñoz, E.; Wang, C. y D. Enfield. 2010. The Intra-Americas springtime sea surface temperature anomaly dipole as fingerprint of remote influences. *Journal of Climate*, **23**: 43–56. doi: 10.1175/2009JCLI3006.1.
- Murphy, S.J.; Hurlburt, H.E. y J.J. O'Brien. 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **104**(C1): 1431–1453.
- Nash, J.E. y J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**(3): 282–290.
- Nystuen, J.A. y C.A. Andrade. 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using GEOSAT altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **98**(C5): 8389–8394.
- Oey, L.-Y.; Lee, H.-C. y W. Schmitz Jr. 2003. Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study. *Journal of Geophysical Research*, **108**(C10): 3324. doi:10.1029/2002JC001698.
- Okumura, Y.; Xie, S.-P.; Numaguti, A. y Y. Tanimoto. 2001. Tropical Atlantic air-sea interaction and its influence on the NAO. *Geophysical Research Letters*, **28**(8): 1507–1510.

- Okumura, Y. y S.-P. Xie. 2006. Some overlooked features of tropical Atlantic climate leading to a new Niño – Like phenomenon. *Journal of Climate*, **19**: 5859–5874.
- Palacios, D. 1994. Estatus poblacional y notas sobre la ecología reproductiva de las pelecaniformes del Parque Nacional Natural los Corales del Rosario, Caribe colombiano. Trabajo de Grado. Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano. Bogotá D.C. 79 p.
- Palacios-Hernández, E.; Carrillo, L.E.; Filonov, A.; Brito-Castillo, L. y C.E. Cabrera-Ramos. 2009. Seasonality and anomalies of sea surface temperature off the coast of Nayarit, Mexico. *Ocean Dynamics*, **60**:81–91.
- Peixoto, J. y A. Oort. 1992. Physics of climate. American Institute of Physics. New York. 520 p.
- Penland, C. y L. Matrosova. 1998. Prediction of tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling. *Journal of Climate*, **11**: 483–496.
- Petus, C.; García-Valencia, C.; Thomas, Y.-F. y M. Cesaracio. 2007. Étude de la variabilité saisonnière et interanuelle de la résurgence de La Guajira (Colombie) par analyse de données satellitaires AMI-Wind, seawinds et AVHRR. *Revue Télédétection*, **7**(1–2–3–4): 143–156.
- Polo, I.; Losada, T. y B. Rodríguez-Fonseca. 2004. La variabilidad del Atlántico tropical y su teleconexión extra-tropical. *Física de la Tierra*, **16**: 37–47.
- Polo, I. 2008. Variabilidad del Atlántico tropical: Interacciones océano-atmósfera e impactos en el clima. Tesis Ph.D. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 235 p.
- Pond, S. y G.L. Pickard. 1978. Introductory Dynamic Oceanography. 2<sup>nd</sup> Edition. Pergamon Press. New York. 241 p.
- Poveda, G. y O. Mesa. 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena. *Journal of Climate*, **10**: 2690–2702.
- Poveda, G. 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la hidrología colombiana. Tesis Ph.D. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín.
- Poveda, G.; Gil, M.M. y N. Quiceno. 1998. El ciclo anual de la hidrología de Colombia en relación con el ENSO y la NAO. *Bulletin Instute Francaise d'Études Andines*, **27**(3): 721–731.

- Poveda, G. y O. Mesa. 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste (“DEL CHOCÓ”) y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **23**(89): 517–528.
- Poveda, G. y O. Mesa. 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): Enhance Ocean-Land-Atmosphere interaction by a Low-Level Jet. *Geophysical Research Letter*, **27**(11): 1675–1678.
- Poveda, G.; Jaramillo, A.; Gil, M.M.; Quiceno, N. y R.I. Mantilla. 2001. Seasonality in ENSO – related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resources Research*, **37**(8): 2169–2178.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **28**(107): 201–222.
- Poveda, G.; Waylen, P. y R. Pulwarty. 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **234**: 3–27.
- Poveda, G.; Álvarez, D.M. y O.A. Rueda. 2010. Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth’s most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-010-0931-y.
- Pujos, M.; Pagliardini, J.-L.; Steer, R.; Vernet, G. y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente Norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: Su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Boletín Científico del CIOH*, **6**: 3–15.
- Rasmusson, E.M. y T.H. Carpenter. 1982. Variations in tropical SST and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, **110**: 354–380.
- Rendón, A. 2001. Influencia de tres corrientes de chorro sobre la hidrología colombiana. Trabajo dirigido de grado. Ingeniería Civil. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín. Sección 2. p. 2.18–2.24.
- Restrepo, J.D. y B. Kjerfve. 2000. Magdalena River: Interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, **235**: 137–149.

- Restrepo, J.D. y B. Kjerfve. 2004. The Pacific and Caribbean Rivers of Colombia: Water discharge, sediment transport and dissolved loads. In: Lacerda, L.; Santelli, R.; Duursma, E. y J. Abrao (eds.). *Environmental geochemistry in tropical and subtropical environments*. Springer Verlag. Berlin. pp. 169–187.
- Restrepo, J.D.; Zapata, P.; Díaz, J.; Garzón-Ferreira, J. y C. García. 2006. Fluvial fluxes into the Caribbean Sea and their impact on coastal ecosystems: The Magdalena River, Colombia. *Global and Planetary Change*, **50**: 33–49.
- Restrepo, J.D. y S. López. 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 1–21. doi:10.1016/j.jsames.2007.09.002.
- Rhein, M.; Kirchner, K.; Mertens, C.; Steinfeldt, R.; Walter, M. y U. Fleischmann-Wischnath. 2005. Transport of South Atlantic water through the passages south of Guadeloupe and across 16°N, 2000–2004. *Deep-Sea Research I*, **52**: 2234–2249.
- Richardson, P.L. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II*, **52**: 429–463.
- Ripa, P. 2002. Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Ciencias Marinas*, **28**(1): 79–105.
- Rodríguez-Fonseca, B.; Polo, I.; Serrano, E. y M. Castro. 2006. Evaluation of the north Atlantic SST forcing on the European and northern African winter climate. *International Journal of Climatology*, **26**: 179–191.
- Rodríguez-Rubio, E. y J. Stuardo. 2002. Variability of photosynthetic pigments in the Colombian Pacific Ocean and its relationship with the wind field using ADEOS-I data. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, **111**(3): 227–236.
- Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider y R. Abarca del Río. 2003. On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophysical Research Letter*, **30**(7): 1410. doi:10.1029/2002GL016794.
- Roemmich, D. 1981. Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *Journal of Geophysical Research*, **86**(C9): 7993–8005.
- Ropelewsky, C.F. y M.F. Halpert. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**: 1606–1626.

- Ruiz-Ochoa, M. y G. Bernal. 2009. Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, **20**: 7–20.
- Ruiz-Ochoa, M.; Bernal, G.; Beier, E. y A. Osorio. 2010. La salinidad en la Cuenca Colombia, mar Caribe. pp. 39–45. En: INVEMAR-ACIMAR (eds.). Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR). Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21. Santa Marta. 578 p.
- Sánchez, R.F.; Relvas, P. y M. Delgado. 2007. Coupled ocean wind and sea surface temperature patterns off the western Iberian Peninsula. *Journal of Marine Systems*, **68**: 103–127.
- Schmitz Jr., W. y M.S. McCartney. 1993. On the North Atlantic circulation. *Reviews of Geophysics*, **31**(1): 29–49.
- Semtner, A.J. y R.M. Chervin. 1992. Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 5493–5550.
- Sheimbaum, J.; Zavala, J. y J. Candela. 1997. Modelación numérica del Golfo de México y mar Caribe. En: Lavín, M. (ed.). Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana. pp. 243–264.
- Sheng, J. y L. Tang. 2003. A numerical study of circulation in the western Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **33**: 2049–2069.
- Small, R.J.O.; de Szoeko, S.P.; Xie, S.-P. 2007. The Central American midsummer drought: Regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*, **20**: 4853–4873.
- Soto-Mardones, L.; Marinone, S.G. y A. Parés-Sierra. 1999. Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, **25**(1): 1–30.
- Stammer, D.; Tokmakian, R.; Semtner, A. y C. Wunsch. 1996. How well does a  $1/4^\circ$  global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *Journal of Geophysical Research*, **101**(C10): 25,779–25,811.
- Stewart, R. 2008. Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography. Texas A & M University. 345 p.
- Stramma, L. y F. Schott. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, **46**: 279–303.

- Sutton, R.T.; Jewson, S.P. y D.P. Rowell. 2000. The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *Journal of Climate*, **13**: 3261–3284.
- Taylor, M.A.; Enfield, D.B. y A.A. Chen. 2002. Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 107(C9): 3127. doi:10.1029/2001JC001097.
- Testut, C.-E.; Brasseur, P.; Brankart, J.-M. y J. Verron. 2003. Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems*, **40–41**: 291–316.
- Thomas, Y.-F.; Ménanteau, L.; Kunesch, S.; Cesaraccio, M.; Andrade, C.A.; Lonin, S. y C. Parra. 2006. Le delta du canal du Dique (baie de Carthagène des Indes, Colombie). Modélisation géomorphologique et sédimentologique. Interactions Nature – Société, analyse et modèles. UMR6554 LETG. La Baule. Francia. pp. 1–7.
- Tokmakian, R. 1998. A high resolution Ocean model with variable forcing of wind, heat, and freshwater: Initial evaluation. *International WOCE Newsletter*, **32**: 26–28.
- Tokmakian, R. y P.G. Challenor. 1999. On the joint estimation of model and satellite sea surface height anomaly errors. *Ocean Model*, **1**: 39–52.
- Tomczak, M. y J. Godfrey. 1994. Regional Oceanography: An introduction. First Edition. Pergamon. Oxford. UK. 422 p.
- Tompkins, A.M. 2001. On the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *Journal of Climate*, **14**: 633–637.
- Tootle, G.A.; Piechota, T.C. y F. Gutiérrez. 2008. The relationships between Pacific and Atlantic Ocean sea surface temperatures and Colombian streamflow variability. *Journal of Hydrology*, **349**: 268–276.
- Tourre, Y.M.; Rajagopalan, B. y Y. Kushnir. 1999. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 Years. *Journal of Climate*, **12**: 2285–2299.
- Trenberth, K.E.; Large, W.G. y J.G. Olson. 1990. The mean annual cycle in global ocean wind stress. *Journal of Physical Oceanography*, **20**: 1742–1760.
- Trenberth, K.E. y D.P. Stepaniak. 2001. Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, **14**: 1697–1701.

- Tseng, C.; Lin, C.; Chen, S. y C. Shyu. 2000. Temporal and spatial variations of sea surface temperature in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, **20**: 373–387.
- Unesco. 1974. Caudales de algunos ríos del mundo. Vol. 3, Parte 2. Caudales mensuales medios y caudales extremos (1969-1972). Editorial de la Unesco. Paris. 121 p.
- Urbano, J.E. 1993. Masas de aguas del Caribe colombiano. *Boletín Científico del CIOH*, **14**: 3–30.
- Vázquez-Cuervo, J.; Armstrong, A.M.; Casey, K.S.; Evans, R. y K. Kilpatrick. 2010. Comparison between the Pathfinder Versions 5.0 and 4.1 Sea Surface Temperature Datasets: A Case Study for High Resolution. *Journal of Climate*, **23**: 1047–1059.
- Venegas, S.A. 2001. Statistical methods for signal detection in climate. Dan. Cent. for Earth Syst. Sci. Niels Bohr Inst. for Astron. Phys. and Geophy. University of Copenhagen. Copenhagen.
- Wang, C. 2005. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In: Diaz, H.F. y R.S. Bradley (eds.). *The Hadley Circulation: Present, past and future*. Kluwer Academic Publishers. Netherlands. pp. 173–202.
- Wang, C. 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, **29**: 411–422. doi:10.1007/s00382-007-0243-z.
- Wanner, H.; Brönnimann, S.; Casty, C.; Gyalistras, D.; Luterbacher, J.; Schmutz, C.; Stephenson, D.B. y E. Xoplaki. 2001. North Atlantic Oscillation – concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, **22**: 321–381.
- Waylen, P. y G. Poveda. 2002. El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South American hydro-climatology. *Hydrological Processes*, **16**: 1247–1260.
- Webster, P.J. 1981. Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**: 554–571.
- Whyte, F.S.; Taylor, M.A.; Stephenson, T.S. y J.D. Campbell. 2008. Features of the Caribbean Low Level Jet. *International Journal of Climatology*, **28**: 119–128.
- WOCE Data Products Committee. 2002. WOCE Global Data: Profiling Float Data, Version 3.0, WOCE International Project Office, WOCE Report No. 180/02, Southampton, UK.
- Wu, C.-R. y C.-W. Chang. 2005. Interannual variability of the South China Sea in a data assimilation model. *Geophysical Research Letters*, **32**. doi:10.1029/2005GL023798.

- Wu, R. y B.P. Kirtman. 2010. Caribbean Sea rainfall variability during the rainy season and relationship to the equatorial Pacific and tropical Atlantic SST. *Climate Dynamics*. doi: 10.1007/s00382-010-0927-7.
- Xie, S.-P. y J.A. Carton. 2004. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. In: Wang, C.; Xie, S.-P. y J.A. Carton (eds.). *Earth climate: The ocean-atmosphere interaction*. Geophysical Monograph. AGU. Washington, D.C. pp. 1–17.
- Yu, L.; Jin, X. y R.A. Weller. 2006. Role of net surface heat flux in seasonal variations of sea surface temperature in the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **19**: 6153–6169.
- Zebiak, S.E. 1993. Air-sea interaction in the Equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, **6**: 1567–1586.
- Zhang, Y.; Wallace, J.M. y D.S. Battisti. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *Journal of Climate*, **10**: 1004–1020.

## **A. Anexo: Validación cualitativa del POCM-4C**

En este anexo se presenta una validación cualitativa de las alturas del nivel del mar y de la circulación superficial del *Parallel Oceanic Circulation Model* (POCM-4C), lo cual respalda su uso dentro del capítulo 2 de la tesis.



## Introducción

En algunas partes del mundo los datos de altimetría se han usado para mostrar evidencias de la variabilidad estacional de: las anomalías del nivel del mar (ANM), p.e. en la región de retroflexión de Agulhas (Matano *et al.*, 1998), en el sur del mar de China (Liu *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2001a; Wu y Chang, 2005), y en el mar Negro (Kara *et al.*, 2008); y la altura del nivel del mar, p.e. en la región de la corriente del Golfo (Kelly *et al.*, 1999), en el sur del mar de China (Ho *et al.*, 2000) y en el norte del Océano Atlántico (Ferry *et al.*, 2000). Asimismo, se han encontrado buenas correlaciones entre las ANM de AVISO y la altura del nivel del mar del *Parallel Oceanic Circulation Model* (POCM-4C), p.e. en el Océano Índico (Matano *et al.*, 2002; Matano y Beier, 2003; Matano *et al.*, 2008), en el sur del mar de China (Liu *et al.*, 2001b) y en la corriente de Kuroshio (Jia y Liu 2004). De igual manera, Saenko (2008) utilizó los resultados del POCM-4C para estudiar la variabilidad estacional de las corrientes oceánicas globales.

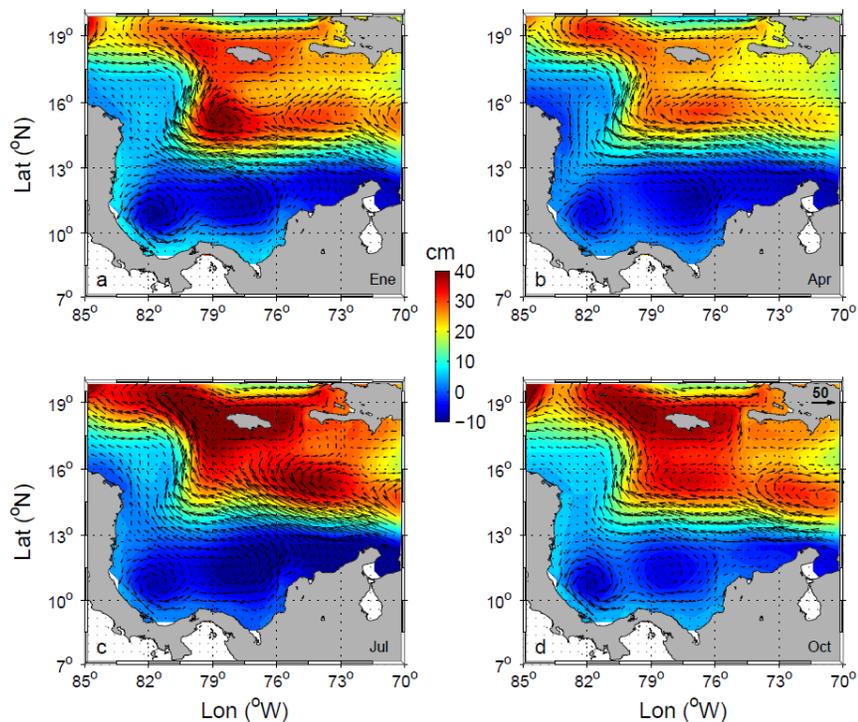
## Descripción del modelo

Se usaron los resultados de velocidad y nivel del mar del POCM-4C desarrollado por la Doctora R. Tokmakian (Tokmakian, 1998; Tokmakian y Challenor, 1999). El modelo fue corrido para un período de 19 años (1979 a 1998) y resuelve las ecuaciones primitivas en una malla de Mercator, con espaciamiento horizontal de  $1/4^\circ$  de grado y 20 niveles en profundidad. Una descripción detallada de las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos se encuentran en Stammer *et al.* (1996 y referencias en el texto). De 1979 a 1994, el modelo fue forzado con flujos atmosféricos derivados del reanálisis *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF); después de ese período, el forzamiento de los flujos fue reemplazado por datos predichos de experimentos operacionales (Matano *et al.*, 2002; 2008). Los valores de los aportes de ríos fueron obtenidos del documento caudales de algunos ríos del mundo (Unesco, 1974). El periodo de registro del modelo es de un dato cada tres días entre enero/1980 y diciembre/1998.

## Variabilidad estacional de la altura del nivel del mar del POCM-4C

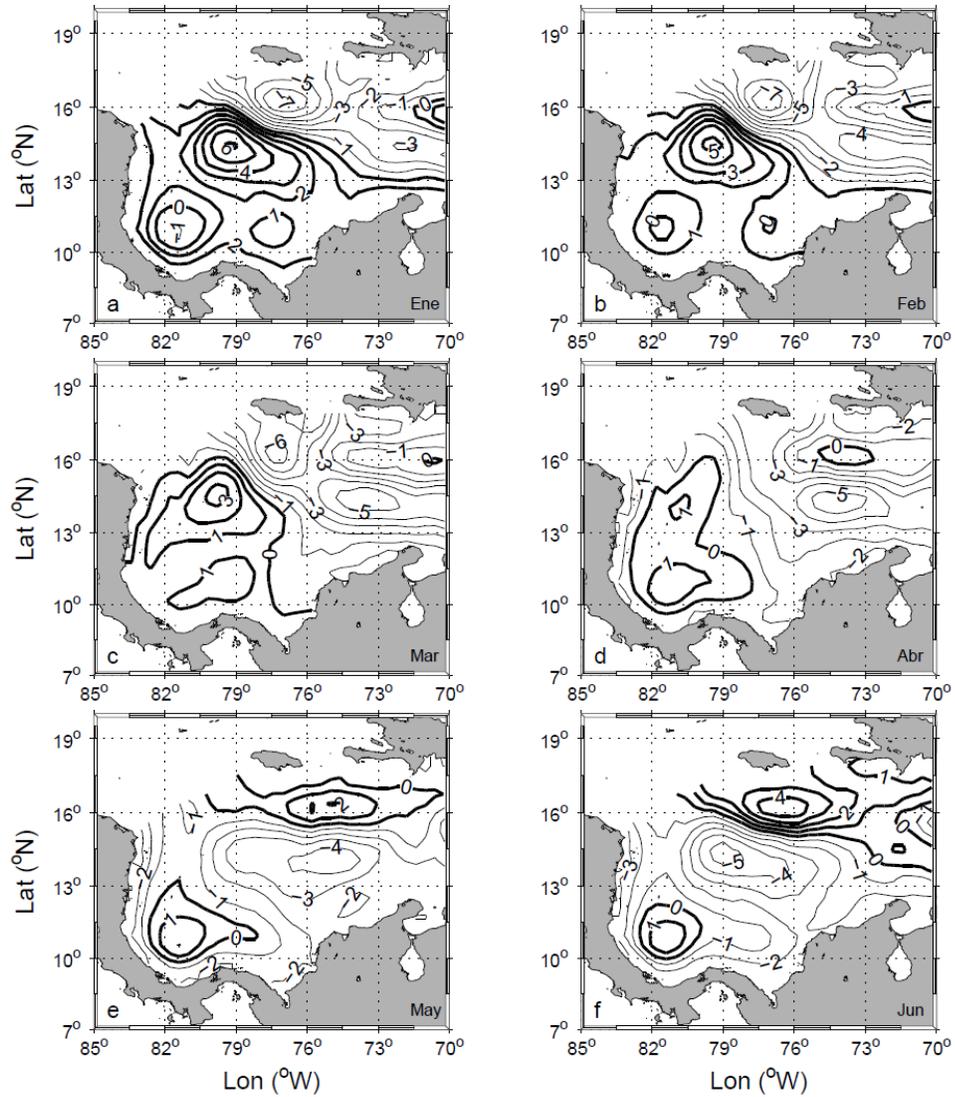
La altura del nivel del mar y las velocidades de POCM-4C se presentan en la Figura A-1. Durante todo el año la cuenca registra una clara diferencia norte-sur, separada por la CC. El nivel del mar es más alto al norte (por encima de 40 cm), dominado por una circulación anticiclónica. Al sur el nivel del mar es más bajo (depresión de -5 cm). La circulación ciclónica del GPC presenta dos núcleos a lo largo del año que se unen en julio. La CC se muestra más fuerte en julio y más débil en octubre. Al sur del GPC se presenta la CCPC, pero su variabilidad estacional no es clara. Por otro lado, El POCM-4C no muestra variación del nivel del mar al frente de La Guajira.

**Figura A-1:** Variación climatológica del nivel del mar [cm] del POCM-4C durante: a) Enero, b) Abril, c) Julio, y d) Octubre.

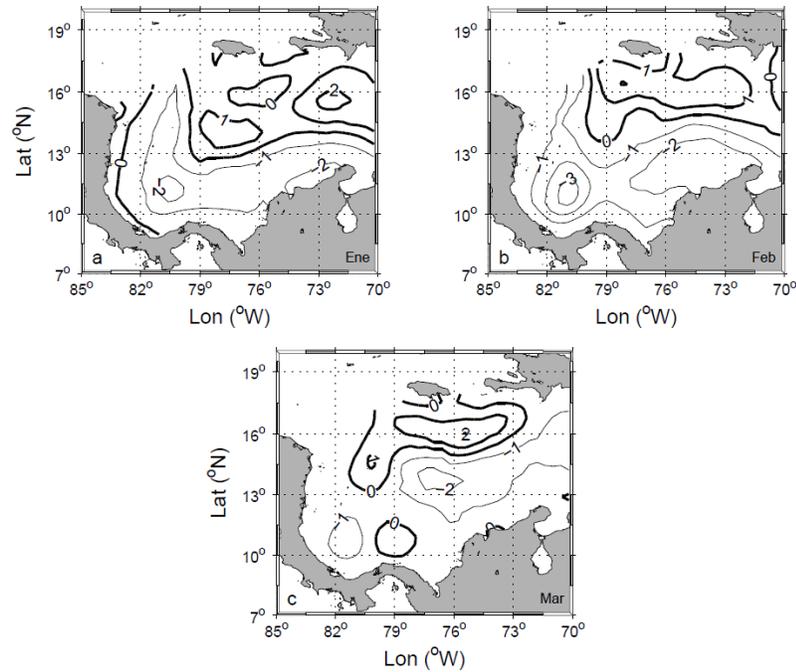


El ajuste anual del nivel del mar del POCM-4C (Figura A-2), presenta un giro anticiclónico en el suroeste de la cuenca durante el primer semestre del año, y un giro ciclónico del resto del año. El ajuste semianual (Figura A-3) muestra núcleos permanentes ciclónicos y anticiclónicos alternantes cada tres meses.

**Figura A-2:** Ajuste anual del nivel del mar [cm] del POCM-4C durante: a) Enero, b) Febrero, c) Marzo, d) Abril, e) Mayo, y f) Junio. Este patrón se invierte el resto del año.

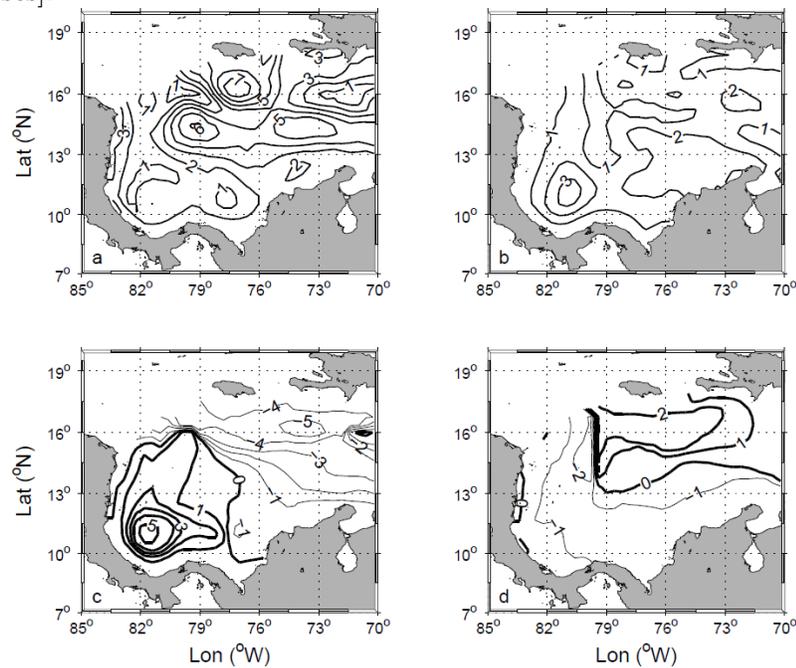


**Figura A-3:** Ajuste semianual del nivel del mar [cm] del POCM-4C durante: a) Enero, b) Febrero, y c) Marzo. Este patrón estacional se invierte durante los tres meses siguientes.



La amplitud máxima del ajuste anual del nivel del mar del POCM-4C (Figura A-4), en el norte registra valores de  $7 \pm 2.2$  cm a finales de agosto. La amplitud máxima del ajuste semianual mostró valores de  $3 \pm 0.2$  y  $2.5 \pm 0.3$  cm sobre el GPC y La Guajira, respectivamente. Lo cual ocurre en ambas localidades a finales de noviembre.

**Figura A-4:** Parámetros del ajuste estacional del nivel del mar del POCM-4C: a) Amplitud anual [cm], b) Amplitud semianual [cm], c) Fase anual [meses], y d) Fase semianual [meses].



## Referencias

- Ferry, N.; Reverdin, G. y A. Oschlies. 2000. Seasonal sea surface height variability in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **105**(C3): 6307–6326.
- Ho, C.-R.; Zheng, Q.; Soong, Y.; Kuo, N.-J. y J.-H. Hu. 2000. Seasonal variability of sea surface height in the South China Sea observed with TOPEX/Poseidon altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, **105**(C6): 13,981–13,990.
- Jia, Y. y Q. Liu. 2004. Eddy Shedding from the Kuroshio Bend at Luzon Strait. *Journal of Oceanography*, **60**: 1063–1069.
- Kara, A.B.; Barron, C.N.; Wallcraft, A.J. y T. Oguz. 2008. Interannual Variability of Sea Surface Height over the Black Sea: Relation to Climatic Patterns. *Earth Interactions*, **12**(10): 1–11.
- Kelly, K.A.; Singh, S. y R.X. Huang. 1999. Seasonal Variations of Sea Surface Height in the Gulf Stream Region. *Journal of Geophysical Research*, **29**: 313–327.
- Liu, Q.; Jia, Y.; Wang X. y H. Yang. 2001a. On the annual cycle characteristics of the sea surface height in South China Sea. *Advances in Atmospheric Sciences*, **18**(4): 612–622. doi:10.1007/s00376-001-0049-6.
- Liu, Q.; Jia, Y.; Liu, P.; Wang Q. y P.C. Chu. 2001b. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea. *Geophysical Research Letters*, **28**(23): 4467–4470.
- Liu, Z.; Yang, H. y Q. Liu. 2001. Regional dynamics of seasonal variability in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **31**: 272–284.
- Matano, R.P.; Simionato, C.G.; de Ruijter, W.P.; van Leeuwen, P.J.; Strub, P.T.; Chelton, D.B. y M.G. Schlax. 1998. Seasonal Variability in the Agulhas Retroflexion Region. *Geophysical Research Letter*, **25**(23): 4361–4364.
- Matano, R.P.; Beier, E.; Strub, P.T. y R. Tokmakian. 2002. Large Scale Forcing of the Agulhas Variability: The Seasonal Cycle. *Journal of Physical Oceanography*, **32**: 1228–1241.
- Matano, R.P. y E. Beier. 2003. A kinematics analysis of the Indian/Atlantic Inter-Ocean Exchange. *Deep-Sea Research II*, **50**: 229–249.
- Matano, R.P.; Beier, E. y P.T. Strub. 2008. The seasonal variability of the circulation in the south Indian Ocean: Model and observations. *Journal of Marine Systems*, **74**: 315–328.

- Saenko, O.A. 2008. On the strong seasonal currents in the deep ocean. *Journal of Climate*, **21**: 5642–5656.
- Stammer, D.; Tokmakian, R.; Semtner, A. y C. Wunsch. 1996. How well does a  $1/4^\circ$  global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *Journal of Geophysical Research*, **101**(C10): 25,779–25,811.
- Tokmakian, R. 1998. A high resolution Ocean model with variable forcing of wind, heat, and freshwater: Initial evaluation. *International WOCE Newsletter*, **32**: 26–28.
- Tokmakian, R. y P.G. Challenor. 1999. On the joint estimation of model and satellite sea surface height anomaly errors. *Ocean Model*, **1**: 39–52.
- Unesco. 1974. Caudales de algunos ríos del mundo. Vol. 3, Parte 2. Caudales mensuales medios y caudales extremos (1969-1972). Editorial de la Unesco. Paris. 121 p.
- Wu, C.-R. y C.-W. Chang. 2005. Interannual variability of the South China Sea in a data assimilation model. *Geophysical Research Letters*, **32**. doi:10.1029/2005GL023798.

## **B. Anexo: Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe**

Este anexo contiene el artículo de su mismo nombre, desarrollado como otra de las actividades académicas de la tesis. El artículo fue publicado en la revista *Avances en Recursos Hidráulicos* (ISSN: 0121-5701), que es una publicación semestral del Posgrado en Recursos Hidráulicos, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente de la Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. La revista está dedicada a la investigación básica y aplicada sobre asuntos relacionados con el recurso agua y dentro del catálogo de COLCIENCIAS se ubica en la categoría C. De esta manera, se adjunta la versión publicada de la siguiente referencia:

**Ruiz-Ochoa, M.** y G. Bernal. 2009. Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, **20**: 7-20.

# Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe

## Seasonal and interannual wind variability into the NCEP/NCAR reanalysis data on the Colombian basin, Caribbean sea

**Mauricio A. Ruiz-Ochoa<sup>1</sup> & Gladys Bernal Franco<sup>2</sup>**

1. Mg. en Ingeniería - Recursos Hidráulicos, Est. Doctorado en Ingeniería Recursos - Hidráulicos,

2. Dra. en Ciencias en Ecología Marina, Profesora Asistente,

Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín  
gbernal@unal.edu.co

*Recibido para evaluación: 25 de Agosto de 2009 / Aceptación: 18 de Septiembre de 2009 / Versión Final: 30 de Septiembre de 2009*

### Resumen

Se realizó un estudio de los vientos superficiales en los datos del reanálisis NCEP/NCAR sobre la cuenca Colombia. Para verificar la información, los datos se compararon con fuentes directas (ICOADS y boya Caribe central 42085) en una localidad costera y otra oceánica. Se encontró que el reanálisis suaviza los vientos y los datos se ajustan mejor en la localidad oceánica. Se analizó la variabilidad estacional e interanual de la cuenca. La variabilidad espacio temporal de los vientos está dominada por la acción del chorro tropical superficial del Caribe. Se delimitaron espacialmente cuatro regiones: sur (esquina Urabá-Morrosquillo), occidental (San Andrés y Providencia), central (chorro tropical superficial del Caribe), y norte. El chorro intensifica las velocidades y la cobertura espacial en DEF (diciembre-febrero) y las disminuye en SON (septiembre-noviembre). JJA (junio-agosto) registra las mayores velocidades del núcleo del chorro ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ), pero su cobertura espacial se reduce. En DEF y MAM (marzo-mayo) la velocidad del núcleo del chorro respecto a la media es menor durante El Niño (aumentan las frecuencias de vientos débiles), mientras que en JJA y SON la velocidad es mayor (aumentan las frecuencias de vientos fuertes). En La Niña ocurre lo contrario. La variabilidad estacional e interanual del chorro responde a los gradientes de presión y temperatura superficial de la región, así como a la influencia del Pacífico tropical y el Atlántico Norte.

**Palabras Clave:** Viento, Reanálisis NCEP/NCAR, Chorro tropical superficial del Caribe, Cuenca Colombia.

### Abstract

A study of surface winds into the NCEP/NCAR reanalysis data on the Colombian Basin was performed. To verify the information, the data were compared with direct sources (ICOADS and Central Caribbean buoy 42085) in a coastal and an oceanic site. It was found that the reanalysis smoothes the winds and the data fit better in the oceanic locality. The seasonal and interannual variability of the basin was analyzed. The spatial and temporal variability of the winds is dominated by the Caribbean low level jet. Four regions were spatially delimited: South (Urabá-Morrosquillo corner), West (San Andres y Providencia), Central (Caribbean low level jet) and North. The speed and spatial extent of the jet is intensified in DJF (December-February) and decreases in SON (September-November). JJA (June-August) records the highest velocities in the core jet ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ), but the spatial extent is reduced. During El Niño, in DJF and MAM (March-May) the velocity of the core jet is lower compared to the average (the frequencies of weak winds increase), while in JJA and SON the speed is higher (the frequencies of strong winds increase). In La Niña the opposite occurs. Seasonal and interannual variability of the jet responds to pressure gradients and surface temperature of the region as well as to the influence of the tropical Pacific and the North Atlantic.

**Key Words:** Wind, NCEP/NCAR Reanalysis, Caribbean low level jet, Colombian Basin.

## 1. Introducción

El sistema océano-atmósfera es controlado por la radiación solar, que hace a los trópicos más calientes que los polos e induce la dinámica de la atmósfera y el océano (Gill, 1982; Peixoto y Oort, 1992). Este forzamiento produce gradientes de presión que a su vez generan los vientos (Gill, 1982). Sobre el océano, los vientos transfieren momentum a la superficie para producir corrientes u olas, además la acción de los vientos se relaciona con otras variables oceánicas como la temperatura superficial y el nivel del mar (Powell et al., 2003).

A lo largo de la historia, los vientos se han estudiado a partir de tres fuentes de información: boyas y plataformas, modelos numéricos y satélites (McIntosh y Hubbert, 1992), siendo estas dos últimas de creciente interés. Aunque las boyas son continuas en el tiempo no ocurre lo mismo en el espacio y los barcos registran datos esparcidos tanto en tiempo como en espacio (Stewart, 2008). Sin embargo, la calidad de los datos in situ (boyas y plataformas) sirven como fuentes de calibración para la información obtenida de los modelos y los satélites.

El reanálisis climático del Centro Nacional para la Predicción Ambiental/Centro Nacional para las Investigaciones Atmosféricas (NCEP/NCAR, por sus iniciales en inglés) de Estados Unidos (Kalnay et al., 1996), ha producido registros globales atmosféricos por más de 60 años con el fin de apoyar las necesidades investigativas de la comunidad científica, utilizando un modelo de dinámica de asimilación de datos con variadas resoluciones espaciales y temporales a diferentes niveles atmosféricos en todo el mundo, apoyado en una red de más de 18,000 puntos para las variables: viento, temperatura y presión, entre otras. Por su parte, la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA, por sus iniciales en inglés) de Estados Unidos, por más de un siglo ha colectado, editado y digitalizado millones de datos obtenidos de boyas, plataformas y observaciones de barcos mercantiles (Woodruff et al., 1987; Worley et al., 2005). El resultado de este trabajo es el Conjunto de Datos Internacional Integrado sobre los Océanos y la Atmósfera (ICOADS, por sus iniciales en inglés), con el cual se ha estudiado el forzamiento atmosférico sobre el océano (Stewart, 2008).

Sobre la cuenca Colombia, los únicos registros instrumentales de viento disponibles son dos boyas oceánicas y algunas estaciones meteorológicas en las costas (aeropuertos); así que la información oceánica debe ser obtenida de modelos de reanálisis atmosféricos globales como NCEP/NCAR (Magaña et al., 1999; Wang, 2007; Whyte et al., 2008) y ERA-40 (Muñoz et al., 2008); y de satélites (Andrade, 1993; Amador, 2008). Los primeros trabajos sobre los vientos en la cuenca Colombia (Pujos, 1986; Andrade, 1993), analizan la distribución espacial de la velocidad del viento para las épocas climáticas seca (diciembre-febrero, DEF) y húmeda (septiembre-noviembre, SON) en relación con los vientos Alisios. Entre otros reportan que durante la época húmeda los vientos Alisios del suroeste son fuertes y atraviesan el istmo de Panamá hacia el centro de la cuenca Colombia, pero esta incursión directa desde el Pacífico no aparece registrada en los estudios recientes que han utilizado como fuentes de datos el satélite QuikScat (Amador et al., 2006; Amador, 2008) y el reanálisis NCEP/NCAR (Poveda y Mesa, 1999; Andrade, 2000; Mora y Amador, 2000; Wang, 2007; Amador, 2008; Whyte et al., 2008).

En la atmósfera la existencia de chorros atmosféricos ha sido observada a diferentes niveles, en distintas épocas climáticas y en muchas regiones alrededor del mundo (Stensrud, 1996), p.e., Norte y Sur América, África, Australia, Asia y la Antártica (Whyte et al., 2008 y referencias adentro). La cuenca Colombia está influenciada directamente por el chorro tropical superficial del Caribe (también conocido como chorro de bajo nivel de los mares Intra-Americanos, chorro tropical superficial de San Andrés y/o chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe) cuyo núcleo se localiza en 15°N, 75°W (Amador, 1998; Poveda, 1998) y es responsable del clima seco sobre La Guajira debido a la alta divergencia de humedad asociada a la dinámica del mismo (Poveda y Mesa, 1999; Andrade, 2000). Sin embargo, hasta los trabajos de Wang (2007), Amador (2008), Muñoz et al. (2008) y Whyte et al. (2008), la literatura sobre este chorro era escasa.

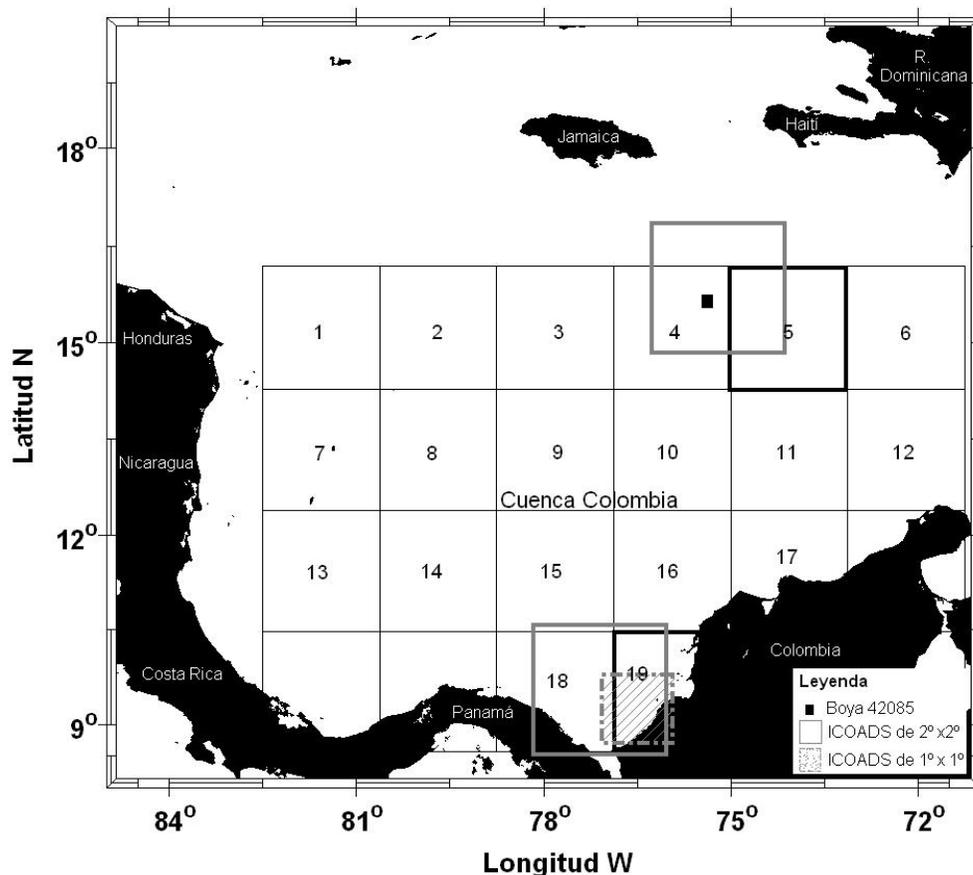
Los trabajos anteriores se concentran en la acción del chorro, su estructura vertical y su variabilidad temporal; otros trabajos regionales sobre el clima del mar Caribe no contienen detalles de la cuenca Colombia (Amador et al., 2006; Curtis y Gamble, 2007). El efecto de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus iniciales en inglés) sobre la climatología de la región también se

ha estudiado en variables relacionadas como temperatura superficial del mar (Alexander y Scott, 2002; Bernal *et al.*, 2006), precipitación (Amador, 1998; Curtis y Gamble, 2007) y caudales (Poveda, 2004; Poveda *et al.*, 2006). En este trabajo se hace un estudio de la variabilidad espacio temporal del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR sobre la cuenca Colombia, dado que ésta es una de las bases de datos más usadas (Mora y Amador, 2000; Amador *et al.*, 2006) y es continua en tiempo y espacio. El objetivo principal es verificar los datos del reanálisis a partir de la información *in situ* más confiable disponible y entender la variabilidad estacional e interanual de los vientos superficiales sobre toda la cuenca a una escala apropiada, teniendo en cuenta las oscilaciones de la velocidad y dirección del viento. Se presentan resultados de las medias trimestrales

sobre rosas de viento en cuadrantes de  $1.88^\circ \times 1.905^\circ$  y la comparación de las medias de años El Niño, normales y La Niña.

## 2. Materiales y métodos

La cuenca Colombia es una de las cinco cuencas del mar Caribe que con el Golfo de México forman el mar Mediterráneo Americano (Tomczak y Godfrey, 1994). Limita al norte con Jamaica, Haití y República Dominicana, al sur con el margen continental de Colombia, Panamá y Costa Rica, al este con la elevación Beata y al oeste con la elevación centroamericana. El área de estudio se ubica entre las latitudes  $8^\circ - 16^\circ\text{N}$  y las longitudes  $83^\circ - 71^\circ\text{W}$  (Fig. 1).



**Figura 1.** Área de estudio y ubicación de los datos del reanálisis NCEP/NCAR, del ICOADS y de la boya Caribe central (42085). Los cuadrantes enumerados corresponden a los datos del reanálisis y los utilizados en la comparación fueron resaltados (5, localidad oceánica; 19, localidad costera).

Para el Caribe colombiano, se obtuvieron datos de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento a 10 m de altura del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), con periodo de registro entre Ene/1948 y Dic/2006, resolución espacial de  $1.88^\circ \times 1.905^\circ$  y resolución temporal mensual (NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, Web: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>). Para la comparación con otros registros, también se usaron los datos mensuales de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento a 10 m de altura de dos localidades, una costera y otra oceánica provenientes del ICOADS (Worley et al., 2005), para dos resoluciones espaciales: de  $2^\circ \times 2^\circ$  con registro entre Ene/1800 y Dic/2006; y de  $1^\circ \times 1^\circ$  con registro entre Ene/1960 y Dic/2006 (NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, Web: <http://icoads.noaa.gov/data.icoads.html>). En la localidad oceánica, además se obtuvieron datos de dirección y velocidad del viento de la boya Caribe central (42085), localizada en  $15.093N - 75.064W$  con registro mensual entre Jun/2005 y Dic/2006, provenientes de la NOAA, Centro Nacional de Datos de Boyas (NDBC, por sus iniciales en inglés) (Web: [www.ndbc.noaa.gov/](http://www.ndbc.noaa.gov/)).

En la comparación de los datos del reanálisis NCEP/NCAR, del ICOADS y de la boya Caribe central (42085), se calcularon diagramas de la distribución de frecuencias por direcciones (rosas de viento) de las tres fuentes completas, y se examinó el grado de dependencia lineal durante el periodo en común. Así, en la localidad costera, se correlacionaron las series de tiempo entre Ene/1948 y Dic/2006 y en la localidad oceánica entre Jun/2005 y Dic/2006. La confiabilidad en estas estimaciones fue determinada para un nivel de significancia estadística del 95%.

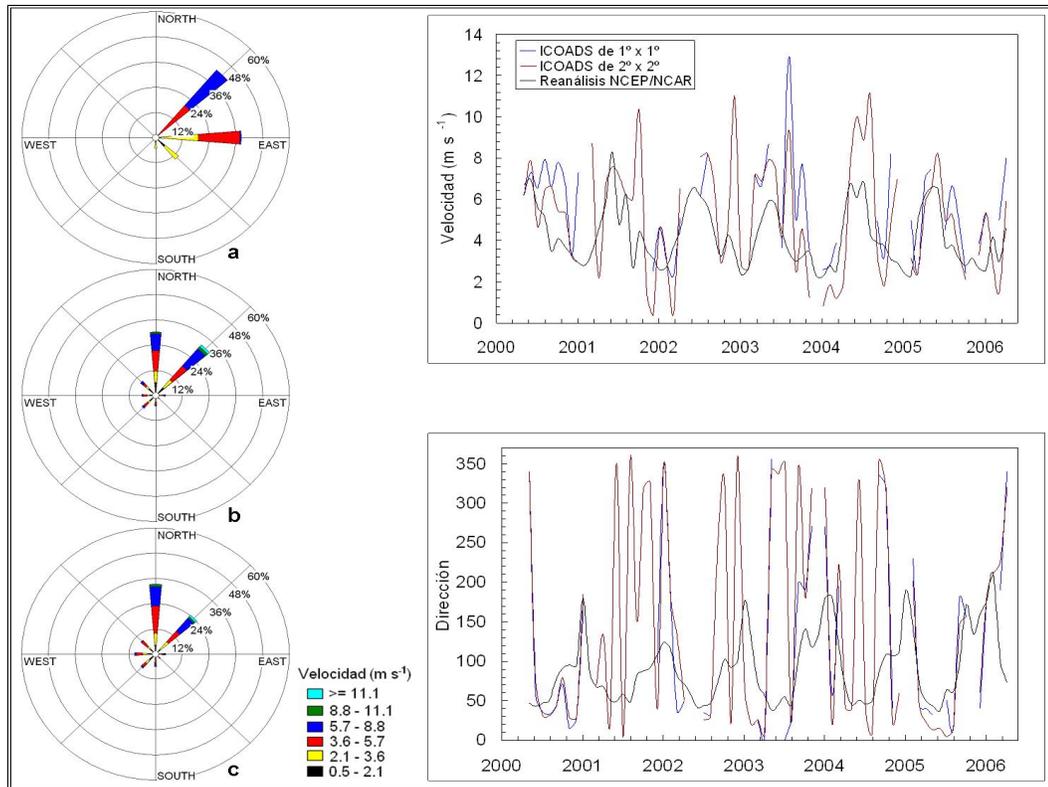
A partir de las series de tiempo del reanálisis NCEP/NCAR (cuadrantes enumerados, Fig. 1), se calcularon los valores estadísticos descriptivos, los ciclos anuales y las rosas de viento. Estos valores fueron representados espacialmente para los cuatro trimestres del año y para los años El Niño y La Niña. Con estas gráficas se analizó la variabilidad estacional del viento en la cuenca y su comportamiento durante los eventos ENSO en cada uno de los trimestres que representan el clima de Colombia (Mesa et al., 1997; DEF, MAM marzo-mayo, JJA junio-agosto y SON). Los años El Niño y La Niña fueron diferenciados de un año normal, con ayuda del Índice Oceánico de El Niño (ONI, por sus iniciales en inglés), Web: [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml).

Para los cálculos de los valores estadísticos descriptivos, ciclos anuales y análisis de correlación se utilizó el software Matlab® 2007 y para las rosas de vientos el software libre WRPLOT View™ - Lake Environmental Software, versión 5.9.

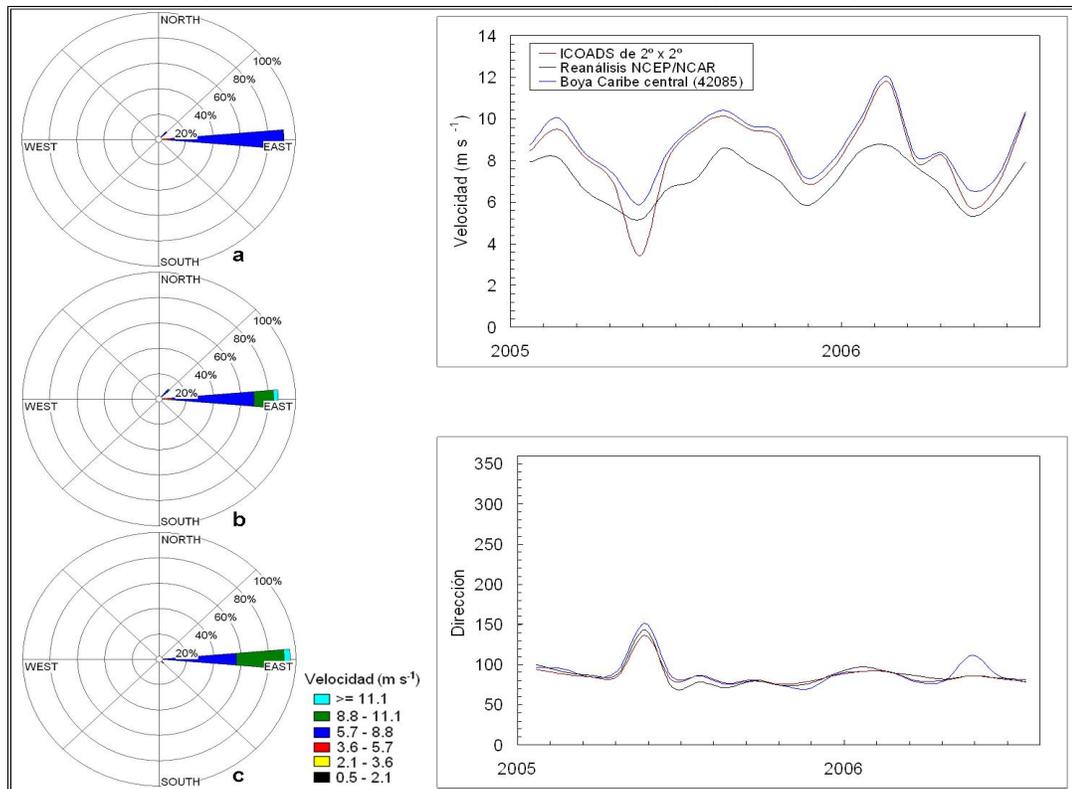
### 3. Resultados

En la Figura 2 se presenta la comparación de las rosas de vientos y las series de tiempo de dirección y velocidad del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR e ICOADS en la localidad costera. Los datos del reanálisis mostraron una frecuencia de 42% de vientos del noreste (velocidades entre  $3.6$  y  $8.8 \text{ m s}^{-1}$ ), y 39% de vientos del este (velocidades entre  $2.1$  y  $5.7 \text{ m s}^{-1}$ ), mientras que en los datos de ICOADS dominaron vientos tanto del norte (34-35% con velocidades entre  $0.5$  y  $11.1 \text{ m s}^{-1}$ ), como del noreste (24-34% con velocidades entre  $2.1$  y mayores a  $11.1 \text{ m s}^{-1}$ ). Reanálisis suaviza las velocidades pero conserva la variabilidad general, mientras que hay diferencias marcadas en cuanto a la dirección. Efectivamente, los coeficientes de correlación entre las bases de datos del reanálisis e ICOADS son de  $0.22$  a  $0.25$  para la dirección y de  $0.4$  a  $0.42$  para la velocidad. Estos valores son bajos pero estadísticamente significativos.

En la localidad oceánica, en cambio, las tres fuentes de datos mostraron que la frecuencia predominante del viento fue la componente este (Fig. 3), en un 90% para el reanálisis con velocidades entre  $3.6$  y  $8.8 \text{ m s}^{-1}$ ; en un 85% para el ICOADS de  $2^\circ \times 2^\circ$  con velocidades entre  $3.6$  y mayores a  $11.1 \text{ m s}^{-1}$ ; y en un 95% para la boya Caribe central (42085) con velocidades entre  $5.7$  y mayores a  $11.1 \text{ m s}^{-1}$ . Las series de tiempo de la dirección del viento para las tres fuentes de datos también mostraron un buen ajuste. Para la velocidad se encontró que los datos del reanálisis están subestimados, mientras que los del ICOADS de  $2^\circ \times 2^\circ$  se ajustan a los resultados de la boya Caribe central (42085). Los coeficientes de correlación entre la boya Caribe central (42085), el reanálisis y el ICOADS de  $2^\circ \times 2^\circ$  se presentan en la Tabla 1. Los coeficientes encontrados fueron altos y estadísticamente significativos. La base de datos de reanálisis tiene una alta correlación con los datos de la boya ( $0.9$  y  $0.92$  para dirección y velocidad, respectivamente) pero más baja con los datos de ICOADS de  $2^\circ \times 2^\circ$  ( $0.61$  y  $0.72$ ).



**Figura 2.** Comparación de la información de las bases de datos en la localidad costera. Izquierda: frecuencias por direcciones del viento de (a) reanálisis NCEP/NCAR, (b) ICOADS de 2° x 2°, y (c) ICOADS de 1° x 1°. Derecha: velocidad del viento (panel superior) y dirección del viento (panel inferior).



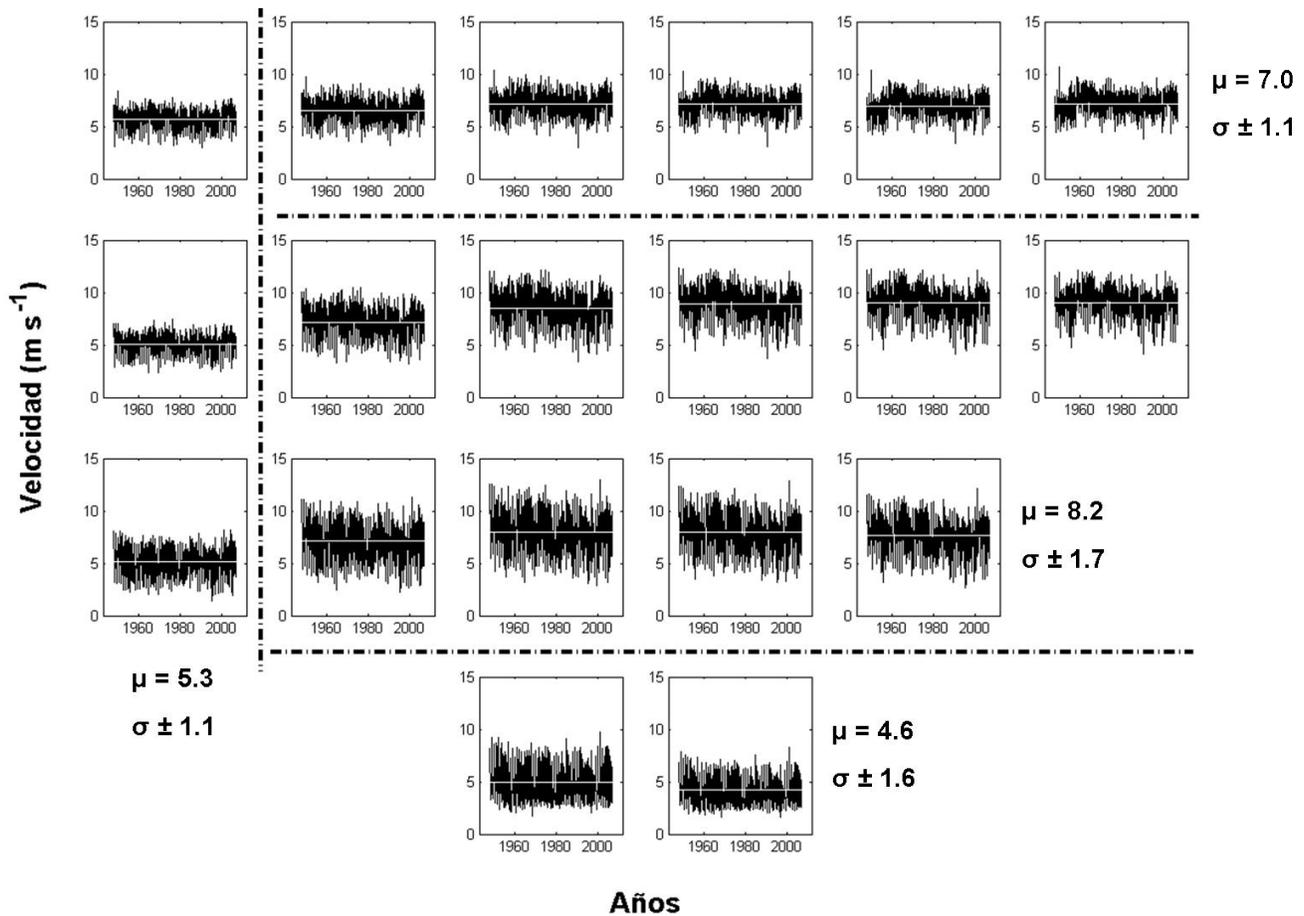
**Figura 3.** Comparación de la información de las bases de datos en la localidad oceánica. Izquierda: frecuencias por direcciones del viento de (a) reanálisis NCEP/NCAR, (b) ICOADS de 2° x 2°, y (c) boya Caribe central (42085). Derecha: velocidad del viento (panel superior) y dirección del viento (panel inferior).

**Tabla 1.** Coeficientes de correlación del viento en la localidad oceánica entre la boya Caribe central (42085), el reanálisis NCEP/NCAR y el ICOADS de 2° x 2°.

	Coeficiente de correlación ( <i>r</i> )		
	Boya Caribe central (42085) – reanálisis NCEP/NCAR	Boya Caribe central (42085) – ICOADS de 2° x 2°	Reanálisis NCEP/NCAR – ICOADS de 2° x 2°
Dirección	0.90	0.93	0.61
<i>p</i> -valor	0.000	0.000	0.000
Velocidad (m s <sup>-1</sup> )	0.92	0.97	0.72
<i>p</i> -valor	0.000	0.000	0.000

La distribución espacial de las series de tiempo de la velocidad del viento sobre la cuenca Colombia para los datos del reanálisis NCEP/NCAR (Fig. 4), permitieron identificar cuatro regiones: sur (esquina Urabá-Morrosquillo), con velocidad media de 4.6 m s<sup>-1</sup>; occidental (San Andrés y Providencia), con velocidad media

de 5.3 m s<sup>-1</sup>; central (chorro tropical superficial del Caribe), con velocidad media de 8.2 m s<sup>-1</sup>; y norte con velocidad media de 7.0 m s<sup>-1</sup>. Las mayores oscilaciones de los vientos ocurren en las regiones central y sur, con valores de ± 1.6 y 1.7 m s<sup>-1</sup>. Las otras regiones presentaron oscilaciones de ± 1.1 m s<sup>-1</sup>.



**Figura 4.** Distribución espacial de las series de tiempo de la velocidad del viento sobre la cuenca Colombia (valor medio resaltado).  $\mu$  y  $\sigma$  corresponden al promedio y a la desviación estándar por región en m s<sup>-1</sup>.

El promedio mensual de la velocidad del viento evidenció la presencia del chorro tropical superficial del Caribe y su variabilidad estacional (Fig. 5). El chorro se intensifica (en velocidad y cobertura espacial) en DEF con velocidades mayores a  $8 \text{ m s}^{-1}$  y disminuye en SON con velocidades cercanas a  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Las mayores velocidades ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ) se presentan en el trimestre JJA cuando la componente zonal del chorro es dominante y el núcleo reduce su cobertura espacial. Los ciclos anuales de la velocidad del viento sobre la cuenca (no mostrados) son bimodales, mostrando la variabilidad trimestral indicada

anteriormente. En la región central los ciclos anuales son más amplios que en las otras regiones ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ) y los vientos medios mensuales durante el verano (JJA) son más fuertes que durante la época seca principal (DEF). En la región sur (esquina Urabá-Morrosquillo) los vientos durante el verano son menos intensos que durante la época seca principal, mientras que en la región norte y occidental la intensidad de los vientos en las dos épocas secas es similar. La menor amplitud del ciclo anual ( $2 \text{ m s}^{-1}$ ) ocurre en la región occidental (San Andrés y Providencia).

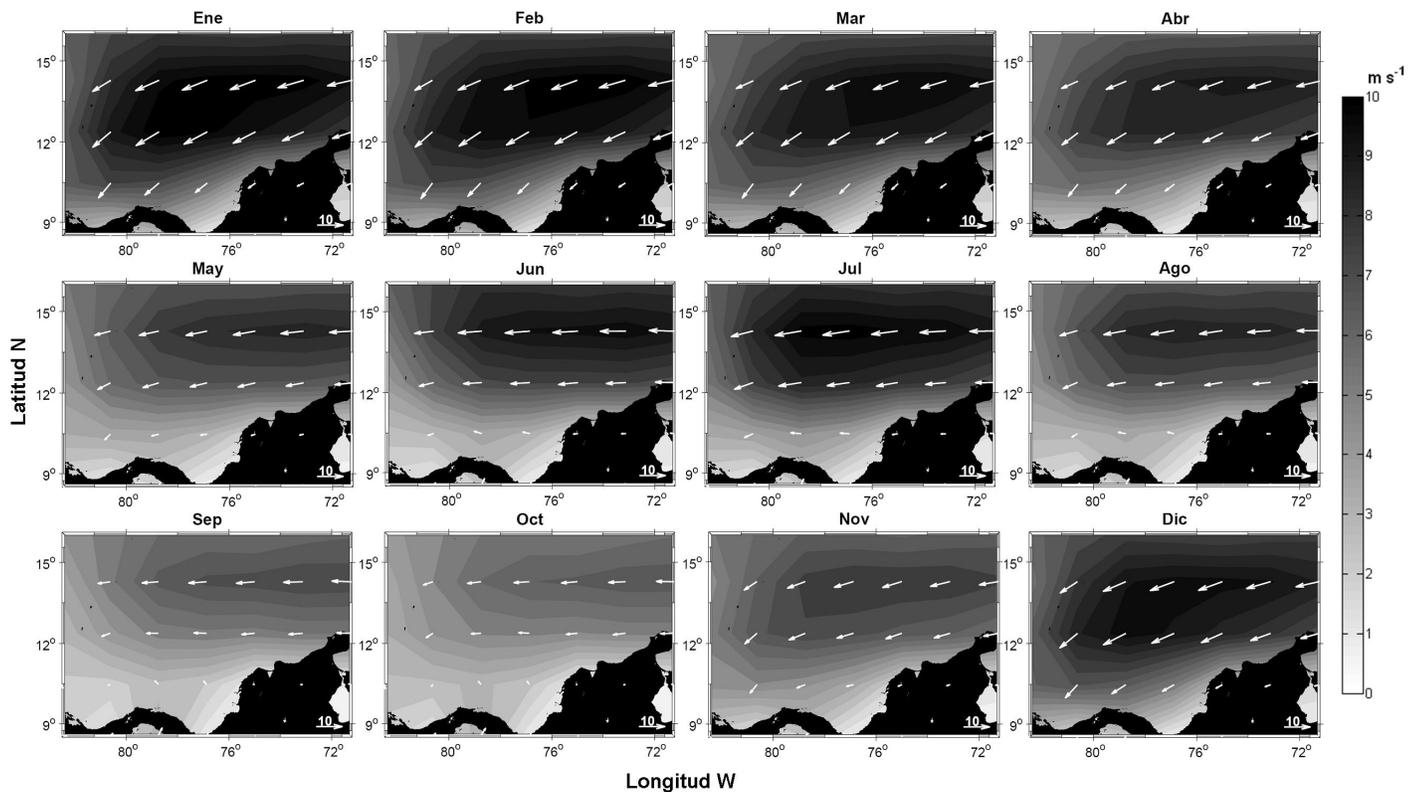
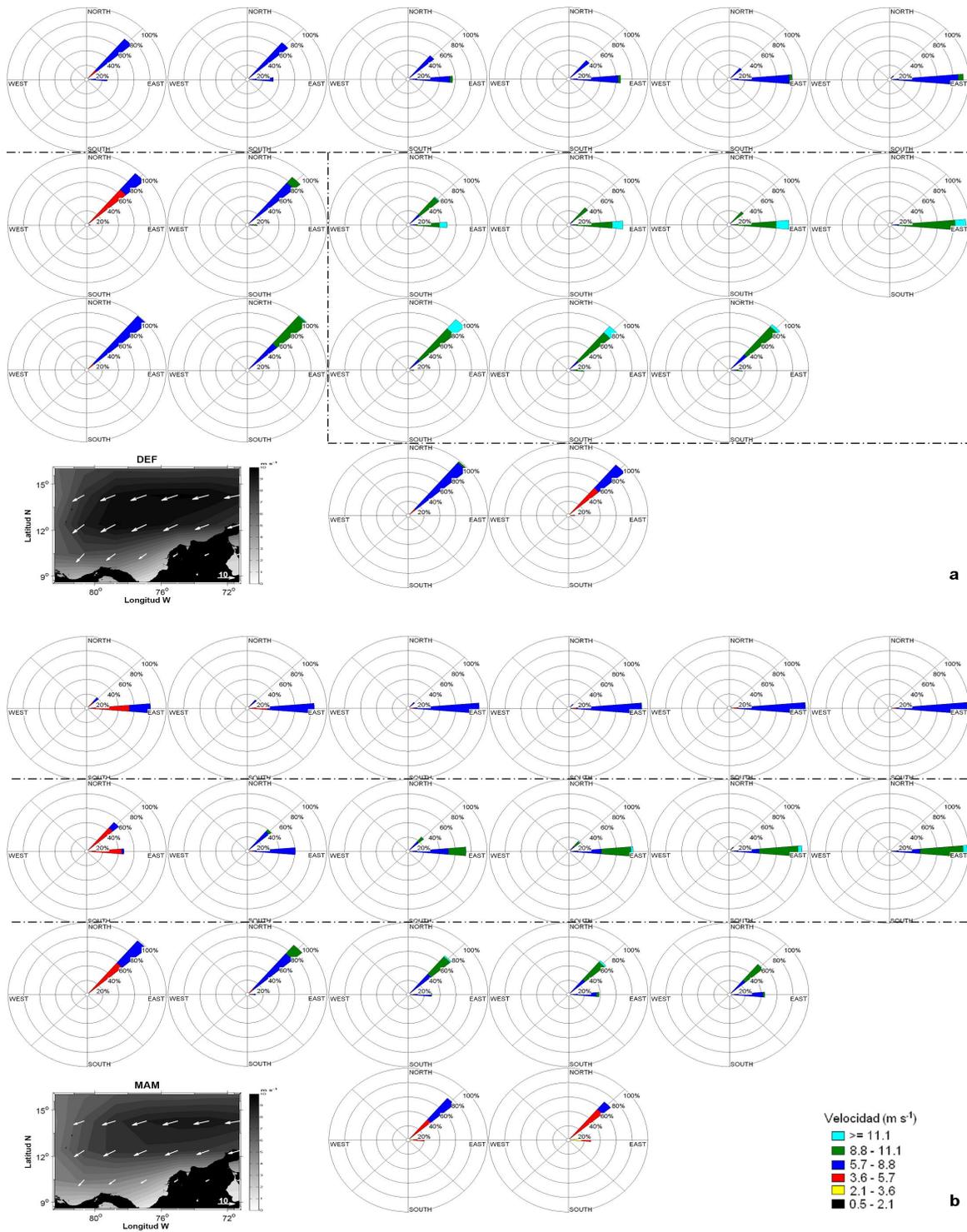


Figura 5. Ciclo anual de la velocidad media del viento sobre la cuenca Colombia.

En la Figura 6 se presentan las rosas de viento para DEF y MAM. Para estos trimestres se diferenciaron tres regiones. DEF (Fig. 6a): región sur-occidental con un dominio entre 85 y 100% de vientos del noreste (velocidad  $3.6 - 11.1 \text{ m s}^{-1}$ ); región central con 25 a 97% de vientos del noreste, y 8 a 98% de vientos del este, ambos con velocidades entre  $5.7$  y mayores a  $11.1 \text{ m s}^{-1}$ ; y región norte con vientos del este entre 25 y 97% del tiempo (velocidad  $5.7 - 11.1 \text{ m s}^{-1}$ ), y vientos del noreste entre 5 y 78%

(velocidad  $3.6 - 8.8 \text{ m s}^{-1}$ ). MAM (Fig. 6b): región sur con vientos del noreste entre 58 y 100% (velocidad  $2.1 - 11.1 \text{ m s}^{-1}$ ), y vientos del este entre 8 y 42% (velocidad  $2.1 - 8.8 \text{ m s}^{-1}$ ); región central con dominio de vientos del este entre 48 y 100% (velocidad  $3.6 - 11.1 \text{ m s}^{-1}$ ); y región norte con vientos del este en un 80 y 100% (velocidad  $3.6 - 8.8 \text{ m s}^{-1}$ ).



**Figura 6.** Distribución de las frecuencias por dirección del viento sobre la cuenca Colombia para (a) Diciembre- Febrero y (b) Marzo -Mayo.

Las direcciones e intensidades de los vientos para JJA (Fig. 7a) mostraron tres regiones donde domina la dirección del este en más del 70% pero con velocidades diferentes y una zona puntual al occidente con dirección dominante del noreste. La región sur

presentó velocidades entre 2.1 y 5.7 m s<sup>-1</sup>; la región central entre 3.6 m s<sup>-1</sup> y mayores a 11.1 m s<sup>-1</sup>; la región norte entre 3.6 y 11.1 m s<sup>-1</sup>; y la localidad puntual occidental entre 2.1 y 8.8 m s<sup>-1</sup>. Para el trimestre SON (Fig. 7b) se encontraron cuatro regiones: sur

con frecuencias tanto del este y como del sureste entre 37 y 40% (velocidad 2.1 - 5.7 m s<sup>-1</sup>); occidental con vientos del noreste entre 40 y 80% del tiempo (velocidad 2.1 - 8.8 m s<sup>-1</sup>); central

con dominio de vientos del este entre 78 y 98% (velocidad 3.6 - 11.1 m s<sup>-1</sup>); y la región norte dominada por vientos del este entre 59 y 97% (velocidad 3.6 - 8.8 m s<sup>-1</sup>).

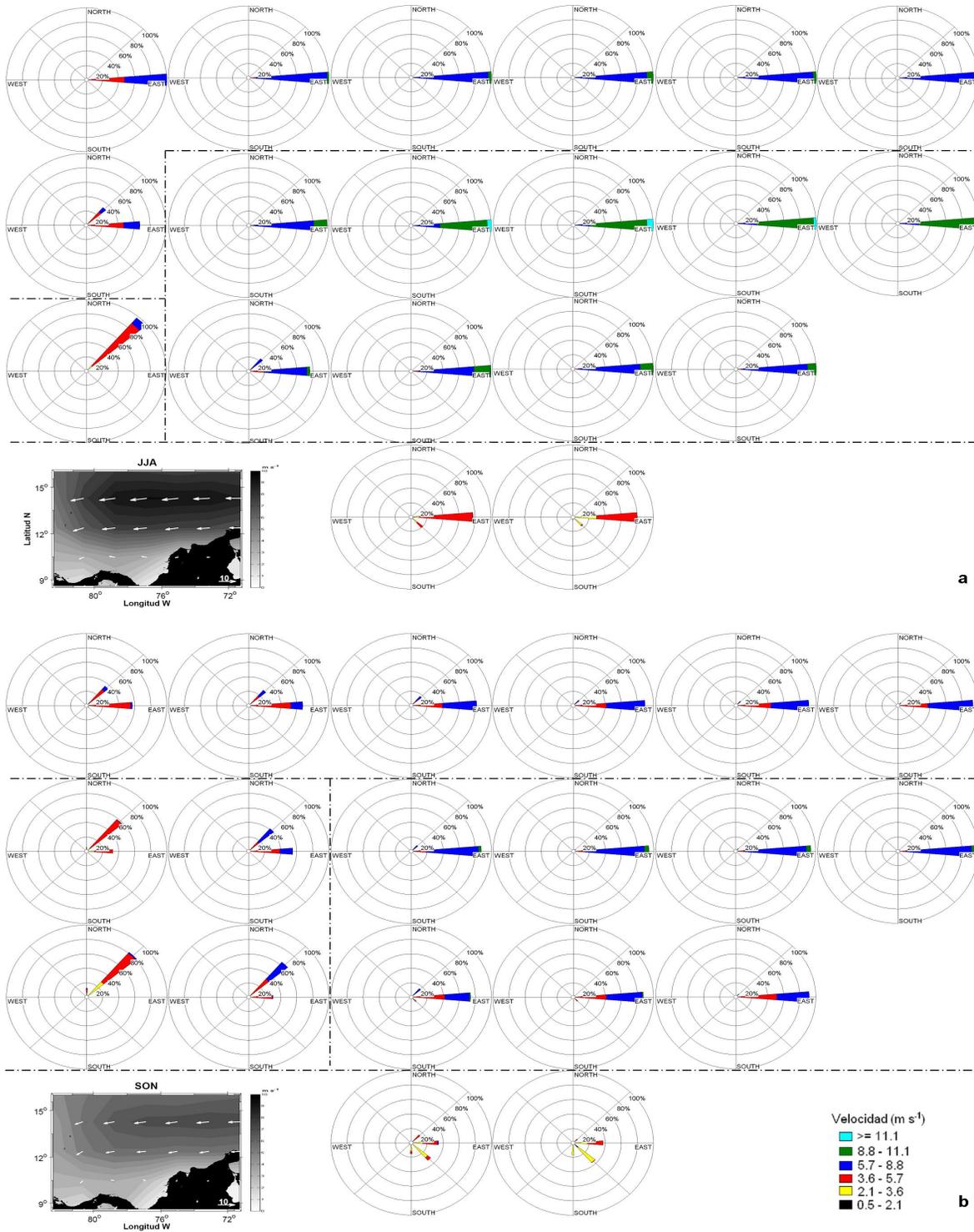
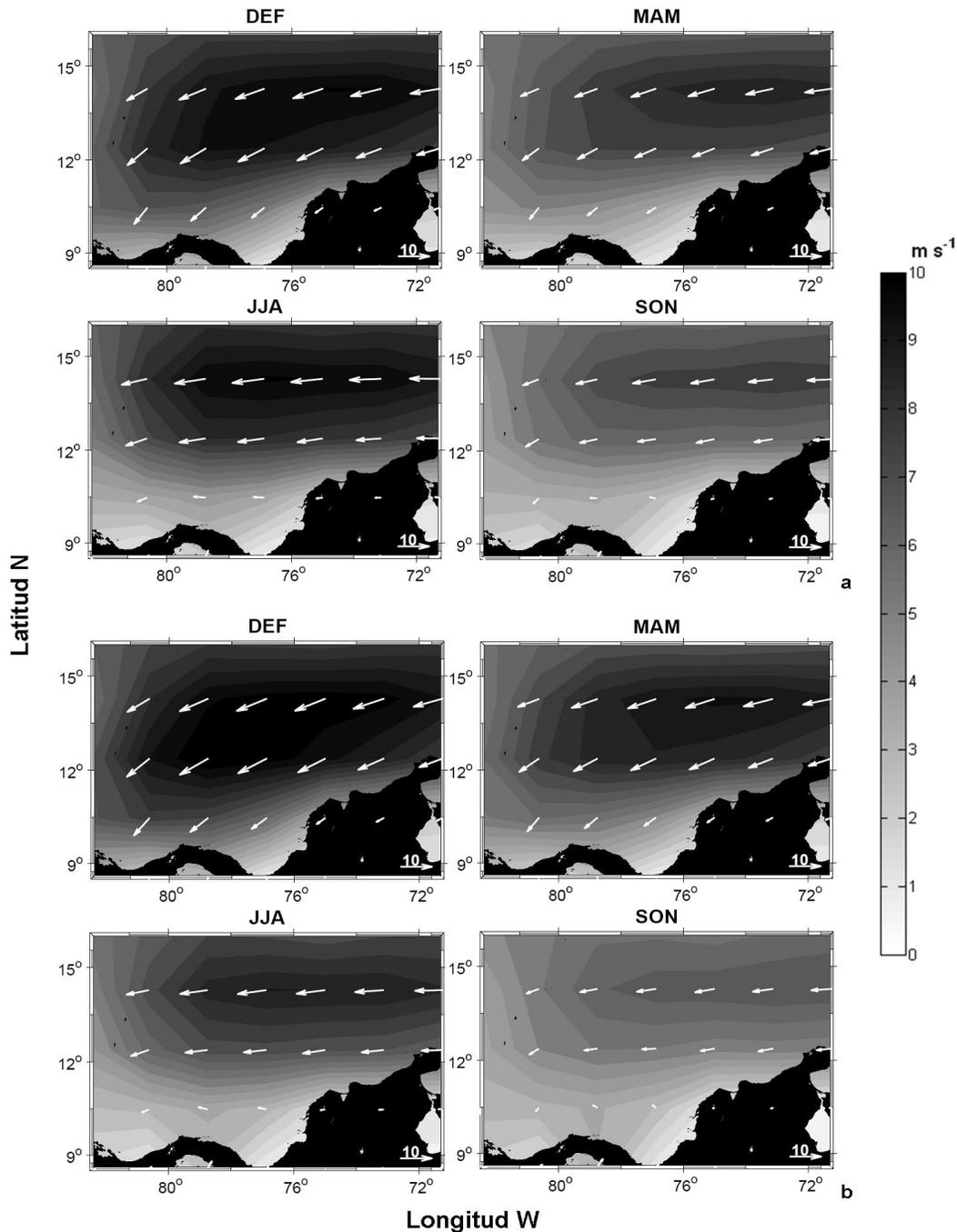


Figura 7. Distribución de las frecuencias por dirección del viento sobre la cuenca Colombia para (a) Junio-Agosto y (b) Septiembre-Noviembre.

La distribución espacial de la velocidad media del viento por trimestres durante los eventos ENSO se presenta en la Figura 8. Se encontró que el ciclo anual de los vientos sobre la cuenca Colombia cambia con este evento macroclimático. Durante los trimestres DEF y MAM la velocidad del núcleo del chorro es

menor durante eventos El Niño y mayor durante eventos La Niña respecto a la media, mientras que para los periodos JJA y SON ocurre lo contrario (intensificación de la velocidad en periodos El Niño y disminución en periodos La Niña).



**Figura 8.** Distribución espacial trimestral de la velocidad media del viento durante los eventos ENSO, (a) El Niño y (b) La Niña, sobre la cuenca Colombia.

En el análisis interanual de las rosas de viento (figuras no mostradas), se encontró que durante El Niño las direcciones no cambian, sólo en el trimestre SON se intensifica la dirección noreste en la región occidental. En los trimestres DEF y MAM, aumentan las frecuencias de vientos débiles, mientras que para JJA y SON las frecuencias que aumentan son las de vientos fuertes. Durante La Niña se presenta todo lo contrario, pero para el trimestre SON aparecen direcciones del norte y sureste que no se presentan durante los años normal y/o El Niño.

## 4. Discusión

La comparación de los datos de viento mensuales del reanálisis NCEP/NCAR sobre la cuenca Colombia con otras fuentes de datos de la región mostró que el reanálisis en general suaviza los campos de velocidad del viento, tal como se ha descrito antes para esta fuente de información (Magaña et al., 1999; Caires et al., 2004; Amador, 2008). También los vientos del reanálisis se ajustan mejor a los datos medidos in situ en la localidad oceánica que en la costera. En esta última mostraron dominancia las direcciones del noreste y del este, en tanto que para los datos del ICOADS, dominan vientos del noreste y del norte. La componente norte no aparece registrada en los datos de reanálisis, como tampoco lo hace la componente este en los datos del ICOADS. En cambio, para la localidad oceánica, las tres fuentes de datos mostraron vientos predominantes del este. Estas diferencias entre localidades posiblemente se deben a la influencia de la orografía local, tal como lo demuestran Leal y Lavín (2002) en la comparación del viento costero y marino de la región norte del Golfo de California, quienes reportan que el viento costero está dominado por el régimen de brisas, mientras que el viento marino no. Por tanto los datos de viento de reanálisis no serían adecuados para estudios locales en la zona costera y en la siguiente discusión se debe tener en cuenta tanto la escala trabajada (mensual) como la incertidumbre de los datos cerca de la costa.

Se encontró que los vientos superficiales sobre la cuenca Colombia delimitan espacialmente cuatro regiones: sur, occidental, central y norte. La región central, que coincide con el chorro tropical superficial del Caribe, presenta las mayores velocidades (media de  $8.2 \text{ m s}^{-1}$ ) y oscilaciones ( $\pm 1.7 \text{ m s}^{-1}$ ) del viento, ciclos anuales

más amplios ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ) y direcciones dominantes del este. La región sur presenta los vientos más débiles (media de  $4.6 \text{ m s}^{-1}$ ) y variables en velocidad y dirección (sin embargo, es una región costera y estos resultados no son conclusivos); aquí los vientos durante el veranillo son menos intensos que durante la época seca principal. Las regiones norte y occidental son menos variables que las anteriores ( $\pm 1.1 \text{ m s}^{-1}$ ); en la región norte dominan vientos del este más intensos (media de  $7.0 \text{ m s}^{-1}$ ) y en la occidental vientos del noreste menos intensos (media de  $5.3 \text{ m s}^{-1}$ ). El ciclo anual en la región occidental presenta la menor amplitud en la cuenca ( $2 \text{ m s}^{-1}$ ).

El chorro tropical superficial del Caribe intensifica las velocidades y la cobertura espacial en DEF y las disminuye en SON; durante el veranillo (JJA) se registran las mayores velocidades en el núcleo ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ), pero la menor cobertura espacial. La variabilidad espacial del viento por trimestres climáticos mostró que durante DEF y MAM la velocidad del núcleo del chorro respecto a la media es menor durante El Niño (aumentan las frecuencias de vientos débiles) y mayor durante La Niña (aumentan las frecuencias de vientos fuertes). En DEF la cuenca Colombia está dominada por vientos del noreste y del este y no se encontraron diferencias en las direcciones entre años normales, El Niño y La Niña. En MAM gran parte de la cuenca está dominada por vientos del este y sólo la región sur presenta vientos del noreste. En los periodos JJA y SON la velocidad del núcleo del chorro se intensifica durante El Niño (aumentan las frecuencias de vientos fuertes) y disminuye durante La Niña (aumentan las frecuencias de vientos débiles), pero la dirección este del viento sigue dominando en la cuenca. En SON aparecen frecuencias del noreste y sureste que no se presentan durante años normal y/o El Niño.

Es evidente que la variabilidad espacio temporal de los vientos sobre la cuenca Colombia está dominada por la acción del chorro tropical superficial del Caribe. La variabilidad temporal de este chorro ha sido objeto de varias investigaciones (Poveda, 1998; Amador, 1998, 2008; Poveda y Mesa, 1999; Wang, 2007; Muñoz et al., 2008; Whyte et al., 2008), que coinciden con este trabajo en la descripción de su comportamiento estacional e interanual. La variabilidad estacional del chorro y su carácter semianual han sido relacionados con los gradientes meridionales de presión atmosférica y temperatura superficial del mar en la región (Muñoz

et al., 2008; Whyte et al., 2008), en una retroalimentación positiva (Wang, 2007): por un lado, estos gradientes producen el chorro y por otro el chorro produce un rotacional del viento positivo al norte del núcleo y uno negativo al sur (Andrade, 2000), los cuales tienden a calentar el norte y enfriar el sur, manteniendo el gradiente. La variabilidad semianual también ha sido relacionada con el alto de presión subtropical del Atlántico Norte o de las Azores (Wang, 2007; Muñoz et al., 2008; Amador, 2008): el alto del Atlántico Norte es más fuerte y se ubica hacia el occidente durante el trimestre JJA; en SON se debilita y se mueve hacia el este; en DEF nuevamente se desplaza al oeste y se conecta con el alto de presión de Norte América; en MAM se desarrolla el monzón norteamericano y el alto del Atlántico Norte vuelve a su posición este. El chorro tropical superficial del Caribe se refuerza cuando el alto del Atlántico Norte es más fuerte y está en posición hacia el occidente.

La variabilidad interanual del chorro tropical superficial del Caribe está controlada por el gradiente meridional de temperatura y presión sobre el nivel del mar (Muñoz et al., 2008; Whyte et al., 2008). El aumento y/o disminución de la intensidad del chorro durante eventos ENSO responde al calentamiento del Pacífico tropical y al enfriamiento del Atlántico tropical, lo cual modifica las circulaciones meridionales y zonales que llegan a los mares Intra-Americanos (Muñoz et al., 2008). Según Amador (2008) en la región central, durante El Niño los vientos son más fuertes que un año normal. Pero los resultados encontrados permiten concluir que lo anterior se cumple sólo para los periodos JJA y SON. Por tanto, es importante resaltar que hay una respuesta diferente entre las estaciones climáticas. Tal como lo indica Wang (2007), la correlación del chorro con el ENSO depende de la estación del año ya que las teleconexiones del ENSO son diferentes en DEF y JJA. Anomalías cálidas en el Pacífico tropical en DEF debilitan el chorro, pero durante JJA lo intensifican, debido a que el ENSO induce anomalías de presión en el alto del Atlántico Norte negativas en DEF y positivas en JJA. Wang (2007) también demostró que el chorro tropical superficial del Caribe varía en frecuencias más altas que el ENSO (1.25 y 2.3 años), lo que supone que no es sólo el forzamiento remoto del ENSO quien domina la variabilidad interanual del chorro.

La estacionalidad del chorro del Caribe también ha sido relacionada con la ciclogénesis en la región (Wang, 2007; Amador,

2008), la cual es máxima en SON cuando el chorro es más débil y mínima en JJA cuando el chorro presenta su máximo de velocidad. Un posible mecanismo de esta relación puede ser que los vientos del este del chorro tropical superficial del Caribe incrementan la divergencia del flujo de humedad, haciendo que se suprima la convección, decrezca la precipitación y se suprima la formación de ciclones tropicales. Si este mecanismo es llevado al comportamiento interanual, se podría explicar por qué durante años El Niño los huracanes son menos frecuentes en el Caribe, ya que durante estos eventos, en el trimestre de máxima ciclogénesis, SON, la velocidad del chorro se intensifica, disminuyendo la convección.

## 5. Conclusiones

Los datos del reanálisis NCEP/NCAR suavizan los campos de vientos y se ajustan mejor a los datos medidos in situ en la localidad oceánica que en la costera. En la localidad costera dominan los vientos del noreste y del este, en tanto que en la localidad oceánica predominan los vientos del este en más de un 85%. Las diferencias pueden deberse a efectos de la orografía en la zona costera, donde se observaron fluctuaciones en las direcciones de los vientos y discrepancias entre las direcciones del reanálisis y de los datos del ICOADS.

Se identificaron cuatro regiones en la cuenca Colombia según los vientos en superficie: sur (esquina Urabá-Morrosquillo), occidental (San Andrés y Providencia), central (chorro tropical superficial del Caribe), y norte. Estas regiones se distinguen en la distribución general de las frecuencias por dirección del viento para los cuatro trimestres climáticos del año, aunque existen variaciones dependiendo principalmente de la intensificación y/o disminución de la región central, dominada por el chorro tropical superficial del Caribe.

La variabilidad espacio temporal de los vientos sobre la cuenca Colombia está dominada por la acción del chorro tropical superficial del Caribe. Este se intensifica (en velocidad y cobertura espacial) en DEF y disminuye en SON. Durante el veranillo (JJA) se registran las mayores velocidades en el núcleo, pero la menor cobertura espacial (el núcleo se concentra a lo largo del eje). El

ciclo anual del chorro está asociado con los gradientes meridionales de presión atmosférica y de temperatura superficial del mar en la región, así como con el alto de presión subtropical del Atlántico Norte.

El ciclo anual de los vientos sobre la cuenca Colombia cambia con la ocurrencia de los eventos ENSO. En DEF y MAM la velocidad del núcleo del chorro respecto a la media es menor durante El Niño (aumentan las frecuencias de vientos débiles) y mayor durante La Niña (aumentan las frecuencias de vientos fuertes). En cambio, en los periodos JJA y SON la velocidad del núcleo del chorro se intensifica durante El Niño (aumentan las frecuencias de vientos fuertes) y disminuye durante La Niña (aumentan las frecuencias de vientos débiles). Esto se debe a que el chorro obedece al forzamiento conjunto de las anomalías cálidas en el Pacífico oriental tropical y de las anomalías de presión en el alto del Atlántico Norte (teleconexiones).

## Agradecimientos

Esta investigación fue posible gracias al apoyo del Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología, Francisco José de Caldas (COLCIENCIAS), programa de investigación sobre la gestión del agua en Colombia, del Grupo Red de Cooperación para la Investigación del Agua en Colombia (GRECIA), del cual es parte la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, la Universidad de Antioquia y el IDEAM. Igualmente, se agradece a los proyectos NCEP/NCAR e ICOADS por proveer los datos de las componentes zonal (u) y meridional (v) del viento a 10 m de altura, datos pertenecientes a la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, Web: <http://www.cdc.noaa.gov/>. Y al Centro Nacional de Datos de Boyas por la información de dirección y velocidad del viento de la boya Caribe central (42085).

## Bibliografía

- Alexander, M. y Scott, J., 2002. The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29(14), DOI: 10.1029/2001GL014347.
- Amador, J., 1998. A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5 (2), pp. 91-102.
- Amador, J., Alfaro, E., Lizano, O. and Magaña, O., 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, pp. 101-142.
- Amador, J., 2008. The Intra-Americas Sea Low-level Jet: Overview and Future Research. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146(1), pp. 153-188, DOI: 10.1196/annals.1446.012.
- Andrade, C., 1993. Análisis de la velocidad del viento en el mar Caribe. *Boletín Científico del CIOH*, 13, pp. 33-43.
- Andrade, C., 2000. The circulation and variability of the Colombian basin in the Caribbean Sea. Thesis submitted in accordance with the requirements of the University of Wales for the Degree of Doctor of Philosophy. School of Ocean Sciences. University of Wales. 225 P.
- Bernal, G., Poveda, G., Roldán, P. y Andrade, C., 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 30(115), pp. 195-208.
- Caires, S., Sterl, A., Bidlot, J.-R., Graham, N. and Swail, V., 2004. Intercomparison of Different Wind-Wave Reanalyses. *Journal of Climate*, 17(10), pp. 1893-1913.
- Curtis, S. and Gamble, W., 2007. Regional variations of the Caribbean mid-summer drought. *Theoretical and Applied Climatology*, 94, 25-34, DOI: 10.1007/s00704-007-0342-0.
- Gill, A., 1982. *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic press. International Geophysics Series. San Diego. California. 662 P.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, pp. 437-471.
- Leal, J. y Lavín, M., 2002. Comparación del viento costero y marino de la región norte del Golfo de California durante el invierno de 1994. *GEOS*, 22(1), pp. 12-17.
- Magaña, V., Amador, J. and Medina, S., 1999. The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12, pp. 1577-1588.
- Mesa, O., Poveda, G. y Carvajal, L., 1997. *Introducción al clima de Colombia*. 1era edición. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 390 p.
- McIntosh, P. and Hubbert, G., 1992. Ocean winds for marine modelling. *Australian Meteorological Magazine*, 40, pp. 61-69.

- Mora, I. y Amador, J., 2000. El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7(1), pp. 27-39.
- Muñoz, E., Busalacchi, A., Nigam, S. and Ruiz-Barradas, A., 2008. Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level Jet. *Journal of Climate*, 21, pp. 1260-1276.
- Peixoto, J. and Oort, A., 1992. *Physics of climate*. American Institute of Physics. New York. 520 p.
- Poveda, G. y Mesa, O., 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste ("Del Chocó") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 23(89), pp. 517-528.
- Poveda, G., 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la hidrología colombiana. *Disertación Ph.D. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos*. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín. Sección 2.3.
- Poveda, G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 28(107), pp. 201-222.
- Poveda, G., Waylen, P. and Pulwarty, R., 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, pp. 3-27.
- Powell, M., Vickery, P. and Reinhold, T., 2003. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422, pp. 279-283.
- Pujos, M., Pagliardini, J., Steer, R., Vernet, G. y Weber, O., 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental; su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Boletín Científico del CIOH*, 6, pp. 3-15.
- Stensrud, D., 1996. Importance of low level jets to climate: a review. *Journal of Climate*, 9, pp. 1698-1711.
- Stewart, R., 2008. *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography. Texas A & M University. 345 P.
- Tomczak, M. y Godfrey, J., 1994. *Regional Oceanography: an introduction*. 1st Edition. Pergamon. 422 P.
- Wang, C., 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Climate Dynamics*, 29, pp. 411-422, DOI: 10.1007/s00382-007-0243-z.
- Whyte, F., Taylor, M., Stephenson, T. and Campbell, J., 2008. Features of the Caribbean low level jet. *International Journal of Climatology*, 28, pp. 119-128.
- Woodruff, S., Slutz, R., Jenne, R. and Steurer, P., 1987. A comprehensive ocean-atmosphere data set. *Bulletin American Meteorological Society*, 68, pp. 1239-1250.
- Worley, S., Woodruff, S., Reynolds, R., Lubker, S. and Lott, N., 2005. ICOADS Release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology (CLIMAR-II Special Issue)*, 25, pp. 823-842, DOI: 10.1002/joc.1166.

## **C. Anexo: Variabilidad estacional e interanual océano-atmósfera en la Cuenca Colombia**

Este anexo contiene un capítulo de su mismo nombre, desarrollado como otra de las actividades académicas de la tesis. El capítulo se encuentra en prensa para ser publicado en el libro, producto del taller realizado en San Andrés Islas en el mes de diciembre de 2009, el “Taller del Centro de Estudios en Ciencias del Mar – CECIMAR (Sede Caribe): La investigación en Ciencias del Mar de la Universidad Nacional de Colombia – 30 años de la Biología Marina”. De esta manera, se adjunta la versión aprobada:

Bernal, G.; **Ruiz-Ochoa, M.** y E. Beier. *En prensa*. Variabilidad estacional e interanual océano-atmósfera en la Cuenca Colombia. En: Taller del Centro de Estudios en Ciencias del Mar – CECIMAR (Sede Caribe): La investigación en Ciencias del Mar de la Universidad Nacional de Colombia – 30 años de la Biología Marina.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
SEDE CARIBE  
CENTRO DE ESTUDIOS EN CIENCIAS DEL MAR - CECIMAR

**CEC- 049**

Santa Marta, 27 de julio de 2010

Profesora  
**GADYS BERNAL**  
Universidad Nacional de Colombia  
Medellín

E. S. D.

Apreciada Profesora.

Anexo a la presente le estamos haciendo llegar la(s) evaluación(es) del manuscrito sometidos por Usted para ser publicado en el libro, producto del taller realizó en el mes de diciembre pasado, el "Taller del Centro de Estudios en Ciencias del Mar – CECIMAR (Sede Caribe): La investigación en Ciencias del Mar de la Universidad Nacional de Colombia – 30 años de la Biología Marina".

Agradecemos la realización de las correcciones que considere pertinentes y el envío de la justificación para aquellas no tenidas en cuenta. La fecha fijada de recibo de la nueva versión del documento es el 20 de agosto del año en curso.

Con un atento saludo,

Prof. Néstor Hernando Campos

Prof. Arturo Acero P.

CECIMAR  
Universidad Nacional de Colombia, Sede Caribe.

**200** COLOMBIA  
AÑOS DE IDENTIDAD •1810-2010•

**CENTRO DE ESTUDIOS EN CIENCIAS DEL MAR - CECIMAR**

Telefax: (57-5) 4328600 Ext. 276 - 277 - 278

Correo electrónico: [cecimar\\_nal@unal.edu.co](mailto:cecimar_nal@unal.edu.co) / Punta de Betín, Santa Marta, Colombia, Sur América

ciencia y tecnología para el país

**VARIABILIDAD ESTACIONAL E INTERANUAL OCÉANO-ATMÓSFERA EN LA CUENCA  
COLOMBIA**

Gladys Bernal<sup>1</sup>; Mauricio Ruiz-Ochoa<sup>1</sup> y Emilio Beier<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Cra. 80 No.65-223, AA 1027, Medellín, Colombia. gbernal@unal.edu.co;  
maruizo@unal.edu.co.

<sup>2</sup> Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada – Unidad La Paz. Miraflores No. 334 e/Mulegé y La Paz, CP 23050, La Paz, Baja California Sur, México. ebeier@cicese.mx.

## RESUMEN

La investigación sobre la variabilidad océano-atmósfera en el Caribe se ha concentrado en la mesoescala y no analiza en detalle la zona del Caribe colombiano. Para entender mejor la variabilidad estacional de la cuenca Colombia asociada con El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), se analizaron campos de vientos del reanálisis NCEP/NCAR, anomalías del nivel del mar de AVISO, y salidas de nivel del mar y velocidad del modelo de circulación global POCM-4C. Se analizaron los ciclos anuales medios y de años ENSO distribuidos espacialmente, un ajuste estacional basado en cuadrados mínimos para las anomalías del nivel del mar y vientos, y la estructura vertical del océano en ocho perfiles a lo largo de la costa colombiana. La variabilidad estacional del viento está dominada por la acción del Chorro Tropical Superficial del Caribe (ChTSC). Durante El Niño, de diciembre a mayo la velocidad del núcleo del chorro es menor, mientras que de junio a noviembre es mayor. El viento sobre la cuenca Colombia genera una dinámica superficial dada por la Corriente del Caribe (CC) y el Giro Panamá-Colombia (GPC). Se encontró que, aunque en su valor medio el GPC es de circulación ciclónica, las anomalías estacionales de esta circulación son ciclónicas entre julio y octubre y anticiclónicas entre enero y mayo. El análisis indicó que al sur de 14°N, la cuenca Colombia está dominada por la estacionalidad, y al norte por variabilidad de otras frecuencias como los remolinos y la actividad de mesoescala. La estructura vertical cerca de la costa suramericana muestra que la Contracorriente Panamá-Colombia (CPC) puede llegar hasta Barranquilla (75°W) donde una parte continúa al este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC). Durante El Niño, las corrientes costeras en dirección este (CPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC en la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña, las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC en la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica.

*Palabras claves:* Vientos, Nivel del mar, Estructura vertical, Cuenca Colombia.

## ABSTRACT

**Seasonal and interannual ocean-atmosphere variability in the Colombian Basin.** Research on ocean-atmosphere variability in the Caribbean has focused on the mesoscale and did not analyze the Colombian Caribbean area specifically. To better understand the seasonal variability of the Colombian Basin associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO), wind fields from NCEP/NCAR reanalysis; sea level anomalies from AVISO; and sea level and speed of global circulation model POCM-4C were analyzed. The average annual cycles and ENSO year's cycles spatially distributed, a least squares seasonal fitting for anomalies in sea level and winds, and vertical structure of the ocean in eight profiles along the Colombian coast was studied. The seasonal variability of wind is dominated by the action of the Caribbean Low-Level Jet (CL-LJ). During El Niño, from December to May the jet core speed is lower, while from June to November is greater. The wind on the Colombian Basin generates a surface dynamic given by the Caribbean Current (CC) and the Panama-Colombia Gyre (PCG). Although the average circulation in the PCG is cyclonic, the seasonal anomalies of this movement can be explained as cyclonic (anticyclonic) from July to October (January to May). The analysis showed that south of 14°N the Colombian Basin is dominated by seasonality, and to the north by variability of other frequencies such as eddies and mesoscale activity. The vertical structure near the South American coast show that the Panama-Colombia Countercurrent (PCC) can reach up Barranquilla (75°W) where part of it continues eastward as the Coastal Caribbean Undercurrent (CCU). During El Niño, the coastal currents eastward (PCC and CCU) weaken all over the year except in June-August when they intensify, while the CC in La Guajira offshore intensifies during all year. During La Niña, eastward currents weaken even in June-August, while the CC in La Guajira offshore remains near its quarterly mean, except in June-August when it strengthen.

*Key words:* Winds, Sea level, Vertical structure, Colombian Basin.

## INTRODUCCIÓN

El clima atmosférico marino del mar Caribe es el resultado integral de los procesos de advección y difusión de masa, calor y momento en el océano y de la transferencia de masa (evaporación y precipitación), energía (absorción y emisión de radiación) y momento (esfuerzo del viento) en la interface océano-atmósfera sobre un rango amplio de escalas de espacio y tiempo (Gallegos y Czitrom, 1997). Así, en la cuenca Colombia la variabilidad océano-atmósfera está determinada por procesos regionales y locales relacionados con las migraciones de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) como son la ubicación de los centros de presión atmosférica, los vientos Alisios y las descargas de los ríos que provienen de los Andes colombianos, y por procesos de ocurrencia global de corto periodo como El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus iniciales en inglés) (Poveda, 2004; Poveda *et al.* 2005). A su vez, la interacción entre el océano y la atmósfera determina aspectos oceanográficos fundamentales como la circulación y la temperatura superficial del mar. La variabilidad a escala estacional es fundamental en los procesos océano-atmósfera, sin embargo, todavía hace falta entender aspectos importantes de ésta en el Caribe colombiano, como su respuesta a procesos interanuales.

Entre los primeros estudios sobre la circulación oceánica en el Caribe se encuentra el trabajo de Gordon (1967), quien para estudiar la dinámica superficial en esta zona aplicó el método geostrófico en varios perfiles latitudinales entre el mar Caribe y el estrecho de Yucatán. Encontró que las corrientes son principalmente zonales con variaciones estacionales. Así, la Corriente del Caribe (CC) con velocidad media mayor de  $25 \text{ cm s}^{-1}$  (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005), es más débil en octubre que en abril, tal como lo demuestran Johns *et al.* (2002), quienes para describir los patrones de circulación y transporte entre el océano Atlántico y el mar Caribe usaron datos observados comparados con un modelo numérico.

Al suroeste de la cuenca Colombia se presenta el Giro Panamá-Colombia (GPC), descrito como ciclónico por Andrade (2000), Fratantoni (2001), Andrade *et al.* (2003), Centurioni y Niiler (2003) y Richardson (2005), con velocidad media superior a  $60 \text{ cm s}^{-1}$  (Fratantoni, 2001; Centurioni y Niiler, 2003)

y más de 200 km de ancho (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005). Andrade *et al.* (2003), por medio de cálculos geostroáficos y mediciones de corrientes y Richardson (2005), a través de un análisis de rutas de satélite y trayectorias de boyas disponibles hasta ese momento, mostraron que este giro consiste de dos núcleos ciclónicos pero no se refieren a su variabilidad estacional. Centurioni y Niiler (2003), mediante observaciones de velocidad obtenidas de boyas, sugirieron que la parte oeste del giro es persistente a lo largo del año, mientras que hacia el este del mismo, se incrementa la variabilidad, y así la extensión espacial y la intensidad del lado este del giro varía con la estacionalidad.

De acuerdo con Sheng y Tang (2003), quienes estudiaron la circulación y la variabilidad estacional del mar Caribe occidental mediante un modelo tridimensional de circulación oceánica, el GPC en febrero está compuesto por un fuerte ciclón sobre la plataforma continental de Costa Rica y Panamá, mientras que en agosto se forman varios núcleos ciclónicos de similar tamaño, los cuales están embebidos dentro de una circulación ciclónica más grande pero más débil. Resultados similares fueron obtenidos con datos de altimetría de satélite (Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000; Andrade *et al.*, 2003) y boyas de derivas (Fratantoni, 2001; Richardson, 2005) para la zona en estudio.

En los trabajos de Johns *et al.* (1999), Johns *et al.* (2002) y Centurioni y Niiler (2003) no se hace referencia a la Contracorriente Panamá-Colombia (CPC, Andrade *et al.*, 2003), definida por Gordon (1967) y Pujos *et al.* (1986), como una corriente hacia el este que se forma al suroccidente de la cuenca Colombia. La CPC es también conocida como la Contracorriente del Darién (Pujos *et al.*, 1986) y según Andrade *et al.* (2003) llega hasta 79°W donde la mayor parte del flujo se recircula en el GPC y otra parte continúa fluyendo hacia el este como la Corriente Subsuperficial Costera del Caribe (CSCC), también explicada en Jouanno *et al.* (2008). Se sabe que la CPC tiene una variabilidad estacional importante (Andrade *et al.*, 2003), sin embargo, las únicas descripciones de su estacionalidad hasta el momento son las de Corredor (1981) y Pujos *et al.* (1986), quienes afirman que entre diciembre y febrero (época seca) alcanza sólo hasta el golfo de Urabá (77°W) y de septiembre a noviembre (época húmeda) se manifiesta hasta la península de La Guajira (72°W) e incluso hasta las costas venezolanas.

Al frente de la península de La Guajira, en 72°W, ocurre un fenómeno de surgencia (Gordon, 1967), que fue analizado en detalle por Fajardo (1979) mediante una red de observaciones oceanográficas durante septiembre y por Andrade y Barton (2005) a través de bases de datos históricos, sensores remotos y tres cruceros oceanográficos. Se encontró que la surgencia está controlada por la variabilidad estacional de los vientos Alisios, siendo más fuerte en época seca y prácticamente desapareciendo durante la época húmeda (Corredor, 1981; Cabrera y Donoso, 1993; Petus *et al.*, 2007).

La variabilidad espacio temporal de los vientos sobre la cuenca Colombia, está dominada por la acción del Chorro Tropical Superficial del Caribe (ChTSC; Wang, 2007; Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008), también conocido como Chorro de Bajo Nivel de los Mares Intra-Americanos (Amador, 2008), Chorro Tropical Superficial de San Andrés (Poveda, 1998) y/o Chorro de Bajo Nivel en el Oeste del Caribe (Mora y Amador, 2000), cuyo núcleo se localiza en 15°N y 75°W, y es responsable del clima seco sobre La Guajira debido a la alta divergencia de humedad asociada a la dinámica del mismo (Poveda y Mesa, 1999; Andrade, 2000). El chorro intensifica las velocidades y la cobertura espacial en diciembre-febrero (DEF) y las disminuye en septiembre-noviembre (SON). Entre junio-agosto (JJA) se registran las mayores velocidades del núcleo del chorro, pero su cobertura espacial se reduce (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009).

De otro lado, Alvera-Azcárate *et al.* (2009) estudiaron la circulación superficial del mar Caribe y el golfo de México usando 13 años de datos de altimetría satelital y encontraron que la altura del nivel del mar varía en distintas escalas temporales; en la mesoescala, la variabilidad está dominada por remolinos debidos a inestabilidades baroclínicas; en la escala estacional por el efecto estérico y en la escala interanual por los vientos y el ENSO. En lo interanual, los trabajos de Enfield y Meyer (1997), Alfaro (2000), Giannini *et al.* (2000, 2001a, 2001b, 2001c) y Alexander y Scott (2002) tratan sobre los efectos del ENSO sobre el mar Caribe.

Giannini *et al.* (2000) demostraron que la variabilidad climática interanual del Caribe está afectada por la interacción entre la ZCIT en relación con el Pacífico ecuatorial oriental, y el Alto de

Presión Subtropical del Atlántico Norte (ASAN), de manera que al norte del Caribe y en el golfo de México se presentan condiciones húmedas durante eventos El Niño, mientras que al sur del Caribe y en la costa suramericana se presentan condiciones secas. Giannini *et al.* (2001a) estudiaron las teleconexiones del ENSO con la región Caribe y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, por sus iniciales en inglés). Encontraron que la influencia del ENSO sobre el Caribe está relacionada con cambios que ocurren en el sector del Atlántico Norte, lo que supone una no estacionalidad de la teleconexión del ENSO en el Caribe en la escala de tiempo interdecadal, que puede explicarse en gran medida en términos de la interacción de los efectos independientes de la NAO y el ENSO en el clima del Caribe.

Puede decirse que la investigación sobre la variabilidad océano-atmósfera en el Caribe se ha concentrado en la mesoescala (Molinari *et al.*, 1981; Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Murphy *et al.*, 1999; Andrade y Barton, 2000; Richardson, 2005). Se ha descrito que superpuesta a la CC existe una intensa actividad de mesoescala (tres meses) dada por un corredor de remolinos anticiclónicos desde el Atlántico hacia el golfo de México (Molinari *et al.*, 1981; Carton y Chao, 1999) que transitan entre los 14° y 15°N (Murphy *et al.*, 1999). El radio de deformación de estos remolinos es desde 10 a 700 km (Molinari *et al.*, 1981; Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000), con velocidades de 20 a 30  $\text{cm s}^{-1}$  (Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Murphy *et al.*, 1999). Richardson (2005) sugiere que estos remolinos pueden formarse como remanentes anticiclónicos de los anillos de la Corriente del Norte de Brasil. Asimismo, en lo espacial, las investigaciones realizadas son muy regionales y no analizan en detalle la zona del Caribe colombiano (Johns *et al.*, 1999; Johns *et al.*, 2002; Centurioni y Niiler, 2003; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009).

Por tanto, todavía hace falta entender la variabilidad anual e interanual océano-atmósfera de la cuenca Colombia, especialmente en su sector suroccidental, que comprende el GPC y su componente costera, la CPC. El conocimiento de los procesos físicos que gobiernan esta región del país es necesario para explicar el comportamiento marino costero de las interacciones eco-biológicas que ocurren en el área. En este trabajo se analiza la variabilidad espacio temporal de las variables vientos y nivel del mar en la

cuenca Colombia, así como la estructura oceánica vertical hacia la costa sur, con el fin de entender la estacionalidad y las respuestas al ENSO del GPC y la CPC.

## **ÁREA DE ESTUDIO**

Lo que se conoce como Caribe colombiano corresponde morfológicamente a la cuenca Colombia y su dinámica superficial está conformada principalmente por la CC y por el GPC. La cuenca tiene una profundidad promedio de 4000 m, se separa de las cuencas Venezuela y Caimán por las elevaciones Beata y Centroamericana, respectivamente, con pasajes de profundidades menores a 2000 m (Tomczak y Godfrey, 1994).

La cuenca Colombia limita al norte con las islas de Jamaica y La Española (Haití y República Dominicana), al sur con el margen continental de Colombia, Panamá y Costa Rica, al este con la elevación Beata y al oeste con la elevación Centroamericana. El área de estudio se enmarca entre las latitudes  $8^{\circ} 00'$  -  $18^{\circ} 30'$  N y los meridianos  $85^{\circ} 30'$  -  $70^{\circ} 15'$  W (Fig. 1).

## **DATOS Y MÉTODOS**

### **Fuente de datos**

Para las variables vientos [ $\text{m s}^{-1}$ ] y nivel del mar [cm] con resolución temporal mensual se adquirieron bases de datos internacionales como: la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS, Worley *et al.*, 2005) y el proyecto Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data (AVISO). Además se usó información de las salidas del modelo Parallel Ocean Climate Model versión 4C (POCM-4C).

### **Reanálisis NCEP/NCAR**

Se descargaron los datos de las componentes zonal y meridional del viento a 10 m de altura (Kalnay *et al.*, 1996), con periodo de registro entre ene/1948 y dic/2006 y resolución espacial de  $1.88^\circ \times 1.905^\circ$  (NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, Web: <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>). Con el fin de validar los datos para el Caribe colombiano, éstos fueron comparados con otros registros (ICOADS y la boya Caribe Central 42085 de la NOAA) en una localidad costera y otra oceánica (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009). La confiabilidad en la base de datos es mayor para la zona oceánica que la costera. Las correlaciones de la velocidad en la zona oceánica fueron 0.7 con ICOADS y 0.9 con la boya, mientras que en la zona costera fue 0.4 con ICOADS.

A partir de las componentes zonal y meridional del viento se calculó el rotacional del esfuerzo del viento para el periodo ene/1948 a dic/2006. Los datos fueron llevados a la misma resolución espacial de los datos de anomalías de nivel de mar de AVISO mediante interpolación lineal. Para la estimación del rotacional del esfuerzo del viento, se calculó el esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-2}$ ] y sus componentes  $(\tau^x, \tau^y)$  mediante las fórmulas aerodinámicas de masa:

$$\tau = (\tau^x, \tau^y) = \rho_a C_D \sqrt{(u^2 + v^2)} (u, v) \quad (1)$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo del viento,  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional del viento, respectivamente, y  $C_D$  es el coeficiente adimensional de arrastre.  $C_D$  se estimó mediante las técnicas descritas en Large y Pond (1981), modificadas por Trenberth *et al.* (1990). Para el cálculo del rotacional del esfuerzo del viento [ $\text{N m}^{-3}$ ] se usó la ecuación:

$$\text{rotacional} = \left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (2)$$

## AVISO

Los datos de anomalía del nivel del mar fueron obtenidos del proyecto AVISO, que recoge información de las misiones TOPEX-POSEIDON, JASON-1, GFO, ENVISAT y ERS-1 (Web:

[http://argonautica.jason.oceanobs.com/html/donnees/welcome\\_uk.html](http://argonautica.jason.oceanobs.com/html/donnees/welcome_uk.html)). La resolución temporal de los datos es de siete días y la espacial de 1/4° de grado. El periodo de registro utilizado fue entre ene/1993 y dic/2008.

## **POCM**

El acceso a los datos del modelo POCM-4C se hizo a través de comunicación personal con la Doctora Robin Tokmakian (Naval Postgraduate School, Monterey, CA, USA). Este modelo con resolución espacial de 1/4° y 20 niveles de profundidad, fue corrido para un periodo de 19 años (1979 a 1998). De 1979 a 1994 fue forzado con datos atmosféricos diarios derivados del European Center for Medium-Range Weather Forecast reanalysis (ECMWF). Las ecuaciones del modelo y los algoritmos numéricos se pueden ver en detalle en Stammer *et al.* (1996). Para este artículo se usaron las salidas de las variables nivel del mar y velocidad zonal del modelo para el periodo ene/1980 y dic/1998. Con los datos de velocidad zonal se analizó la variabilidad estacional e interanual de la estructura vertical en ocho perfiles (limitados a 14.25°N), separados cada 1.5° (entre 82.5° y 72°W, Fig. 1) y hasta 1000 m de profundidad.

Para validar las salidas del modelo, se usó información de la Estación 10 (11.98°N - 75.10°W) realizada el 22 de Jun/1997 dentro del crucero “Caribe” desarrollado por la Armada Nacional de Colombia a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH). Los perfiles de temperatura y salinidad del modelo coincidieron bastante bien con la medición (el índice de eficiencia del modelo de Nash-Sutcliffe fue de 0.81 y 0.99 para cada variable, respectivamente).

### **Análisis estacional**

De acuerdo con Mesa *et al.* (1997), la climatología en Colombia se puede describir en cuatro periodos que corresponden a los trimestres: DEF (estación seca principal), MAM (marzo-mayo, húmeda menor), JJA (veranillo) y SON (húmeda principal). Así, para las variables de los vientos, el nivel del mar

y los perfiles de velocidad zonal del POCM-4C, se analizaron los ciclos anuales y los trimestres climáticos.

Para el nivel del mar y el rotacional del viento se implementó un modelo de ajuste de armónicos por cuadrados mínimos (Ripa, 2002; Espinosa-Carreón *et al.*, 2004):

$$T(x,t) = A_o + A_a \cos(\omega t - \varphi_a) + A_s \cos(2\omega t - \varphi_s) + res. \quad (3)$$

donde  $A_o$ ,  $A_a$ , y  $A_s$  corresponden a la media temporal, la amplitud anual y semianual de cada serie de tiempo, respectivamente;  $\omega = 2\pi/365.25$  es la frecuencia anual en radianes;  $\varphi_a$  y  $\varphi_s$  son la fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente; y  $t$  es el tiempo (como año-mes); *res* recoge la variabilidad interanual y de mesoescala. La variabilidad anual (semianual) fue calculada como la suma de los valores medios y la componente anual (semianual) del ajuste. Se analizó la varianza explicada por el ajuste para cada una de las series de tiempo.

### **Análisis interanual**

Se analizó la variabilidad interanual del viento y de los perfiles de velocidad zonal del modelo POCM-4C en la cuenca Colombia, mediante las medias trimestrales de años El Niño y La Niña. Los años El Niño y La Niña fueron diferenciados de un año normal, con ayuda del Oceanic Niño Index (ONI, Web: [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)).

## **RESULTADOS**

### **Análisis estacional**

Los ciclos anuales de la velocidad del viento sobre la cuenca son bimodales (Fig. 2). Se identificaron cuatro regiones: sur (esquina Urabá-Morrosquillo, velocidad media de  $4.6 \text{ m s}^{-1}$ ), occidental (San Andrés y Providencia, velocidad media de  $5.3 \text{ m s}^{-1}$ ), central (ChTSC, velocidad media de  $8.2 \text{ m s}^{-1}$ ) y norte (velocidad media de  $7.0 \text{ m s}^{-1}$ ). Las mayores oscilaciones ocurren en las regiones central y sur, con

valores de  $\pm 1.7$  y  $1.6 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente. Las dos regiones restantes presentaron oscilaciones de  $\pm 1.1 \text{ m s}^{-1}$ . En la región central los ciclos anuales son más amplios que en las otras tres regiones ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ) y la menor amplitud del ciclo anual ( $2 \text{ m s}^{-1}$ ) ocurre en la región occidental (San Andrés y Providencia). En la región sur (esquina Urabá-Morrosquillo), los vientos durante el veranillo son menos intensos que durante la época seca principal, mientras que en las demás regiones la intensidad de los vientos en las dos épocas secas es similar. En la región central, sin embargo, hay una leve disminución de la intensidad relativa del viento en el veranillo hacia el sector del sur.

El promedio mensual de la velocidad del viento evidenció la presencia del ChTSC y su variabilidad estacional (Fig. 3). El chorro se intensifica (en velocidad y cobertura espacial) en enero con velocidades mayores a  $8 \text{ m s}^{-1}$  y disminuye en octubre con velocidades cercanas a  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Las mayores velocidades ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ) se presentan en julio cuando la componente zonal del chorro es dominante y el núcleo reduce su cobertura espacial.

El rotacional del esfuerzo del viento (Fig. 4) mostró una separación norte – sur, con una zona central a lo largo del núcleo del ChTSC con valores alrededor de  $0 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ . Al norte los valores son negativos y varían a lo largo del año con valores menores a  $-2 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  entre enero y julio y mayores a  $-5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  en octubre. En esta región el rotacional negativo es máximo en julio. En la zona sur el rotacional del esfuerzo del viento es positivo con valores mayores a  $3 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  entre enero y julio, y menores a  $1.5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  en octubre. Hacia el borde occidental de la cuenca disminuye el rotacional del esfuerzo del viento y la máxima cobertura espacial se presenta en los meses de enero y julio.

En la Figura 5 se muestran las salidas de altura del nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C. Durante todo el año se presenta una diferencia norte – sur, separada por la CC que coincide con la latitud del ChTSC ( $14^\circ\text{N}$ ). El nivel del mar es más alto al norte de la cuenca (valores superiores a  $40 \text{ cm}$ ) con dominio de una circulación anticiclónica. En el sur de la cuenca el nivel del mar es más bajo (valores menores que  $-5 \text{ cm}$ ) y aparecen dos núcleos a lo largo de todo el año que marcan la circulación ciclónica

del GPC. Estacionalmente, la estructura superficial no cambia significativamente, aunque la CC y el GPC son más fuertes en julio y más débiles en octubre.

Por su parte, los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO (Fig. 6), mostraron que en el suroeste de la cuenca (GPC) en los dos primeros trimestres del año hidrológico (diciembre a mayo) se registran valores positivos (8 cm) con dominio de una anomalía anticiclónica, cuyo núcleo se desplaza desde el centro de la cuenca en enero hacia su borde occidental en abril. En esta época, hacia el sur, en el golfo del Darién (cerca de las costas de Panamá y Colombia) las anomalías revelan un flujo hacia el este, a favor de la CPC. En julio las anomalías del nivel del mar coinciden con la circulación ciclónica que domina el GPC, con una depresión de 10 cm, mientras que la anomalía en la costa del Darién continúa a favor de la CPC. En octubre la circulación ciclónica de las anomalías se contrae y se mueve hacia el norte, dejando hacia la costa una anomalía anticiclónica débil en contra del GPC. En La Guajira, las anomalías del nivel del mar son negativas durante la mayor parte del año, pero en octubre (mediados de la época húmeda) son positivas en dos núcleos anticiclónicos que se ubican al frente de la península y hacia el noroeste de la misma.

Los resultados del ajuste estacional de las anomalías del nivel del mar (Fig. 7) confirman el comportamiento anticlónico/ciclónico que se presenta a lo largo de todo el año en la región. De este modo, entre diciembre y mayo se presenta un núcleo en el centro de la cuenca dominado por anomalías anticiclónicas, que disminuye en extensión a medida que se mueve hacia el suroccidente y aparece una anomalía ciclónica desde el este. La anomalía ciclónica domina la cuenca en el periodo julio a noviembre y también disminuye en extensión cuando se mueve hacia el suroccidente, mientras se desarrolla una anomalía anticiclónica desde el este.

Un resumen por regiones de la varianza explicada por el modelo de ajuste estacional para las anomalías del nivel del mar de AVISO, nivel del mar del POCM-4C y rotacional del esfuerzo del viento se presenta en la Tabla 1. Se encontró que al norte de 14°N la variabilidad estacional explica menos del 40% de las tres variables consideradas. Al sur la variabilidad estacional explica entre el 30 y el 90% de las

mismas. En esta zona el nivel del mar es la variable mejor explicada por el modelo estacional, entre 80 y 90%, seguida del rotacional del viento, entre 40 y 60%. En cambio, la variabilidad estacional de las anomalías de nivel del mar sólo explica el 30% de la varianza en el GPC, pero el 70% al frente de La Guajira.

En la Figura 8, se presentan tres perfiles latitudinales ( $81^\circ$ ,  $76.5^\circ$  y  $72^\circ\text{W}$ ) que se consideran representativos de la variación espacial de la estructura vertical de la región al sur de  $14.25^\circ\text{N}$ . Estos mostraron un flujo continuo hacia el este cercano a la costa (CPC) y otro hacia el oeste, en  $14^\circ\text{N}$  (CC), con variaciones estacionales. La CPC se manifiesta en superficie entre  $82.5^\circ$  (Costa Rica) y  $75^\circ\text{W}$  (Barranquilla). Al oeste de Panamá ( $78^\circ\text{W}$ ) la CPC es muy constante a lo largo del año. Entre  $78^\circ$  y  $73.5^\circ\text{W}$  es más intensa en los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo). A partir de  $73.5^\circ\text{W}$  (Sierra Nevada de Santa Marta) el flujo costero hacia el este tiene un núcleo subsuperficial (CSCC). En  $72^\circ\text{W}$  (Alta Guajira) la corriente superficial es hacia el oeste (CC) y la CSCC se localiza aproximadamente a 200 m de profundidad. La CSCC es más intensa en los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo) cuando el flujo hacia el oeste (CC) es más débil.

### **Análisis interanual**

La distribución espacial de la velocidad media del viento por trimestres durante los eventos ENSO se presenta en la Figura 9. Se encontró que el ciclo anual de los vientos sobre la cuenca Colombia cambia con este evento macroclimático. Durante los dos primeros trimestres del año (diciembre a mayo) la velocidad del núcleo del chorro es menor durante eventos El Niño y mayor durante eventos La Niña, mientras que entre junio y noviembre ocurre lo contrario (intensificación de la velocidad en períodos El Niño y disminución en períodos La Niña).

El análisis de los perfiles de velocidad zonal del modelo POCM-4C en los trimestres climáticos de Colombia durante los eventos El Niño (Fig. 10), mostró que la CPC y la CSCC se debilitan durante todo el

año respecto a su ciclo medio, excepto de junio a agosto, cuando se intensifican, mientras que la CC a la altura de La Guajira se intensifica todo el año.

Durante los eventos La Niña (Fig. 11), se encontró que la CPC se intensifica de diciembre a febrero y se debilita de junio a noviembre. En cambio la CSCC todo el año es más débil que su valor medio. La CC a la altura de La Guajira presenta pocas las variaciones y sólo durante el trimestre JJA se intensifica.

## DISCUSIÓN

Los datos utilizados en este estudio provienen de diferentes fuentes (reanálisis, satélites y modelos). Aunque cada fuente tiene sus limitaciones, los datos trabajados constituyen la mejor información disponible para una zona con muy pocas mediciones directas. Sin embargo, la validación de los datos de reanálisis indicó que hay que tener cuidado con la interpretación de éstos en la zona costera. Los datos de altura del nivel del mar del modelo POCM-4C se han validado con observaciones de campo (Stammer *et al.*, 1996), mostrando una buena correspondencia, así por ejemplo en el Océano Índico, Matano *et al.* (2002) analizaron la estructura espacial y temporal de las anomalías del transporte y no encontraron diferencias significativas entre las desviaciones estándar calculadas por el modelo y de los valores observados. Asimismo, Matano *et al.* (2008) mostraron que la estructura de la variabilidad estacional deducida del modelo es muy similar a la obtenida de datos satelitales. Para este trabajo la validación realizada mediante la comparación con datos medidos en un crucero oceanográfico indicó que los resultados del modelo son confiables.

Es evidente que la variabilidad estacional de los vientos sobre la cuenca Colombia está dominada por la acción del ChTSC que tiene mayor velocidad y cobertura espacial en DEF y menor en SON; durante el veranillo las velocidades en el núcleo son máximas en el año ( $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$ ), pero la cobertura espacial es menor que en DEF. La descripción de la variabilidad estacional del ChTSC ha sido objeto de

varias investigaciones (Poveda, 1998; Amador, 1998, 2008; Poveda y Mesa, 1999; Bernal *et al.*, 2006; Wang, 2007; Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008; Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009). Esta variabilidad y su carácter semianual han sido relacionados con los gradientes meridionales de presión atmosférica y temperatura superficial del mar en la región (Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008), en una retroalimentación positiva (Wang, 2007): por un lado, estos gradientes producen el chorro y por otro el chorro produce un rotacional del viento negativo al norte del núcleo y uno positivo al sur (Sverdrup, 1947), los cuales tienden a calentar el norte y enfriar el sur, manteniendo el gradiente. La variabilidad semianual también ha sido relacionada con el ASAN o de las Azores (Giannini *et al.*, 2000; Wang, 2007; Amador, 2008; Muñoz *et al.*, 2008): el ASAN es más fuerte y se ubica hacia el oeste durante el trimestre JJA; en SON se debilita y se mueve hacia el este; en DEF nuevamente se desplaza al oeste y se conecta con el alto de presión de Norte América; en MAM se desarrolla el monzón norteamericano y el ASAN vuelve a su posición este. El ChTSC se refuerza cuando el ASAN es más fuerte y está en posición hacia el oeste (DEF y JJA).

El rotacional del esfuerzo del viento es considerado como uno de los factores más influyentes en la circulación superficial y en la generación de giros (Chu *et al.*, 1998; Liu *et al.*, 2001; Milliff y Morzel, 2001; Metzger, 2003). En la cuenca Colombia se presenta una separación norte (valores negativos) – sur (valores positivos) y una zona central coincidente con el ChTSC (14°N), resultados igualmente encontrados por Murphy *et al.* (1999), Wajsowicz (2002) y Alvera-Azcárate *et al.* (2009). Richardson (2005) también encontró que al norte de 14°N la cuenca está dominada por una circulación anticiclónica caracterizada por remolinos provenientes del Atlántico (Molinari *et al.*, 1981; Carton y Chao, 1999) que transitan entre los 14° y 15°N (Murphy *et al.*, 1999; Andrade y Barton, 2000) y que pueden formarse como remanentes de los anillos de la Corriente del Norte de Brasil (Richardson, 2005). Por su parte, Andrade y Barton (2000) mostraron que al sur de 15°N también se presentan remolinos pero de sentido ciclónico que se originan en este sector y no están asociados con la CC sino con el GPC. Estos remolinos ciclónicos, según los autores, serían más abundantes en la época húmeda del año. Hay que resaltar que los remolinos

relacionados con inestabilidad de la CC o advectados desde el Atlántico al norte (anticiclónicos) y los formados por el rotacional del esfuerzo del viento y la precipitación al sur (cyclónicos) hacen parte de la variabilidad de mesoescala. Al respecto, Roemmich (1981) mostró que la variabilidad de mesoescala sobre la CC disminuye a medida que aumenta la distancia desde los respectivos pasajes de entrada al mar Caribe.

En la cuenca Colombia, las salidas de altura del nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C durante todo el año, presentaron la diferencia norte (valores superiores a 40 cm) – sur (valores menores que -5 cm), separada por la CC (14°N). Al norte dominó una circulación anticiclónica y al sur aparecen los dos núcleos a lo largo de todo el año que marcan la circulación ciclónica del GPC (Andrade *et al.*, 2003; Richardson, 2005). En julio la CC y el GPC son más fuertes y en octubre más débiles, tal como lo manifiestan Johns *et al.* (2002).

Los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO mostraron que en el suroeste de la cuenca (GPC) de diciembre a mayo se registran valores positivos (8 cm) con dominio de anomalías anticiclónicas. Sin embargo la circulación anticiclónica en el GPC no se describe en los estudios de Mooers y Maul (1998), Carton y Chao (1999), Andrade (2000), Fratantoni (2001), Johns *et al.* (2002), Andrade *et al.* (2003), Centurioni y Niiler (2003), Oey *et al.* (2003), Sheng y Tang (2003), Richardson (2005) o Jouanno *et al.* (2008). Aunque es de resaltar que estos estudios no se enfocan en la variabilidad estacional.

Como puede inferirse de la varianza explicada por el modelo estacional, en la zona el rotacional del esfuerzo del viento y el nivel del mar tienen mayor influencia de la escala estacional al sur de la CC (hasta 90% de varianza explicada), mientras que al norte la variabilidad estacional es menor (máximo 40%). Lo anterior indica que el rotacional del esfuerzo del viento estacionalmente afecta el nivel del mar y la circulación al sur de la cuenca pero no al norte de 14°N donde otras escalas temporales son dominantes (Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999; Andrade y Barton, 2000; Alvera-Azcárate *et al.*, 2009).

Sobre la estructura vertical cerca de la costa suramericana, los resultados encontrados permiten entender la variabilidad estacional espacial de la CPC de una manera más detallada que la descrita en trabajos anteriores (Pujos *et al.*, 1986; Andrade *et al.*, 2003). Se encontró que la CPC está muy bien definida hasta 75° (Barranquilla) pero puede llegar hasta la Sierra Nevada de Santa Marta (73.5°W), cuando se convierte en la CSCC, y que entre 78° y 73.5°W es más intensa de diciembre a mayo, al igual que la CSCC. Pujos *et al.* (1986) propusieron que la CPC llega hasta la Guajira e incluso Venezuela en la época húmeda principal. Sin embargo, no explica la fuente de los datos estacionales (sólo indica que esta información proviene de “pilot charts”). Por su parte, Andrade *et al.* (2003) encontraron la CPC al frente de Cartagena y en con el Princeton Ocean Model implementado para los mares Intra-Americanos (IAS-POM), la reproducen hasta 72°W, pero no hacen un análisis estacional y no especifican la temporalidad de la gráfica del modelo. Por su parte, los dos trabajos que hablan sobre la CSCC (Andrade *et al.*, 2003; Jouanno *et al.*, 2008) la explican como parte de la circulación de la celda ciclónica del Atlántico Norte tropical, pero no describen su variabilidad estacional o interanual.

Para resumir los resultados sobre la variabilidad estacional vista, se detectaron dos patrones: el primero se corresponde con las épocas secas y húmedas del año (DEF-JJA y MAM-SON), el segundo con los semestres del año (DEF-MAM y JJA-SON). La variabilidad del ChTSC, del rotacional del viento y del GPC responden a las épocas seca y húmeda, mientras que el ajuste de las anomalías de nivel del mar y la estructura vertical de las corrientes cerca de la costa responden a los dos semestres del año. Estos dos patrones pueden explicarse por la influencia combinada de la migración de la ZCIT (semestral) y del ASAN que se intensifica en DEF y JJA, tal y como lo explican Giannini *et al.* (2000) y Wang (2007).

La variabilidad interanual del ChTSC está controlada por el gradiente meridional de temperatura y presión sobre el nivel del mar (Muñoz *et al.*, 2008; Whyte *et al.*, 2008). El aumento y/o disminución de la intensidad del chorro durante eventos ENSO responde al calentamiento del Pacífico tropical y al enfriamiento del Atlántico tropical, lo cual modifica las circulaciones meridionales y zonales que llegan a los mares Intra-Americanos (Muñoz *et al.*, 2008). Según Amador (2008) en la región central (Fig. 2),

durante El Niño los vientos son más fuertes que un año normal. Pero los resultados encontrados permiten concluir que lo anterior se cumple sólo para los periodos JJA y SON de los años El Niño. Por tanto, es importante resaltar que hay una respuesta diferente entre los semestres del año.

Aunque los vientos presentan un patrón semestral de anomalías interanuales, la variabilidad de las corrientes cerca de la costa no. Durante El Niño las corrientes costeras en dirección este (CPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica.

Como lo indica Wang (2007), las teleconexiones del ENSO son diferentes en DEF y JJA. Anomalías cálidas en el Pacífico tropical en DEF debilitan el ChTSC, pero durante JJA lo intensifican, debido a que el ENSO induce anomalías de presión en el ASAN negativas en DEF y positivas en JJA. Wang (2007) también demostró que el ChTSC varía en frecuencias más altas que el ENSO (1.25 y 2.3 años), lo que supone que no es sólo el forzamiento remoto del ENSO quien domina la variabilidad interanual en la región. Por tanto la respuesta de las variables estudiadas a los eventos ENSO, dependiente de las estaciones, y no opuesta entre años El Niño y La Niña, es compleja, y requiere un análisis de otros fenómenos globales y locales.

## **CONCLUSIONES**

El rotacional del esfuerzo del viento presentó una separación norte (valores negativos) – sur (valores positivos) y una zona central coincidente con el ChTSC (14°N), que también se observó en las salidas del modelo POCM-4C durante todo el año, con valores mayores que 40 cm al norte (circulación anticiclónica) y menores que -5 cm al sur (circulación ciclónica). En el suroeste de la cuenca (GPC) los campos superficiales de las anomalías del nivel del mar de AVISO de diciembre a mayo registraron

valores positivos (8 cm) con dominio de anomalías anticiclónicas, mientras que de junio a noviembre las anomalías ciclónicas se hacen presentes (valores de -10 cm). En esta zona el rotacional del esfuerzo del viento y el nivel del mar tienen mayor influencia de la escala estacional (hasta 90% de varianza explicada). Por su parte, al norte la variabilidad estacional es menor (máximo 40%).

La estructura vertical cerca de la costa suramericana muestra que la CPC puede llegar hasta Barranquilla (75°W) cuando alimenta la CSCC. En la Alta Guajira la corriente superficial es hacia el oeste (CC) y la CSCC se localiza aproximadamente a 200 m de profundidad.

Se detectaron dos patrones de variabilidad estacional: el primero se corresponde con las épocas secas y húmedas del año (DEF-JJA y MAM-SON), el segundo con los semestres del año (DEF-MAM y JJA-SON). La variabilidad del ChTSC, del rotacional del viento y del GPC responde a las épocas seca y húmeda, mientras que el ajuste de las anomalías de nivel del mar y la estructura vertical de las corrientes cerca de la costa responden a los dos semestres del año.

Aunque los vientos presentan un patrón semestral de anomalías interanuales (se debilitan de diciembre a mayo y se intensifican de junio a noviembre durante El Niño), la variabilidad de las corrientes cerca de la costa no. Durante El Niño las corrientes costeras en dirección este (CPC y CSCC) se debilitan todo el año excepto en JJA cuando se intensifican, mientras la CC al frente de la Guajira se intensifica todo el año. Durante La Niña las corrientes en dirección este se debilitan incluso en JJA, mientras que la CC frente a la Guajira permanece cercana a su media trimestral, excepto en JJA cuando se intensifica. Esta respuesta dependiente de las estaciones y no opuesta entre años El Niño y La Niña es compleja y requiere un análisis de otros fenómenos globales y locales.

## **AGRADECIMIENTOS**

Esta investigación fue posible gracias a la financiación otorgada por el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación, Francisco José de Caldas (COLCIENCIAS) al

Programa de Investigación sobre la Gestión del Agua en Colombia, del Grupo Red de Cooperación para la Investigación del Agua en Colombia (GRECIA), del cual hicieron parte la Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, la Universidad de Antioquia y el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM). Se agradece a la Doctora Robin Tokmakian de la Naval Postgraduate School (Monterey, CA, USA) por suministrar las salidas de nivel del mar y velocidad del modelo POCM-4C. A los proyectos internacionales NCEP/NCAR (por los datos de las componentes zonal y meridional del viento a 10 m de altura) y AVISO (por los datos de anomalías del nivel del mar). Así como a la Armada Nacional de Colombia a través del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) por los datos de dos estaciones del crucero “Caribe” y a la National Data Buoy Center de la NOAA por la información de dirección y velocidad del viento de la boya Caribe central (42085).

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Alexander, M. y J. Scott. 2002. The influence of ENSO on air-sea interaction in the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14): 1701, doi:10.1029/2001GL014347.
- Alfaro, E. 2000. Eventos cálidos y fríos en el Atlántico tropical norte. *Atmósfera*, 13(2): 109-119.
- Alvera-Azcárate, A., A. Barth y R. Weisberg. 2009. The surface circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico as inferred from satellite altimetry. *J. Phys. Oceanogr.*, 39: 640-657.
- Amador, J. 1998. A climatic feature of tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 5(2): 91-102.
- Amador, J. 2008. The Intra-Americas Sea Low-Level Jet: Overview and future research. *Ann. NY. Acad. Sci.*, 1146(1): 153-188, doi:10.1196/annals.1446.012.
- Andrade, C. 2000. Circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. Ph.D. Thesis. University of Wales. 223 p.

- Andrade, C. y E. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 115(C11): 26,191-26,201.
- Andrade, C., E. Barton y C. Mooers. 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean coast. *J. Geophys. Res.*, 108(C6): 3185, doi:10.1029/2002JC001549.
- Andrade, C. y E. Barton. 2005. The Guajira upwelling system. *Cont. Shelf Res.*, 25: 1003-1022.
- Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C. Andrade. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 30(115): 195-208.
- Cabrera, E. y M. Donoso. 1993. Estudio de las características oceanográficas del Caribe colombiano, Región III, Zona 1, PDCTM. *Bol. Cient. CIOH*, 13: 19-32.
- Carton, J. y Y. Chao. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4): 7746-7752.
- Centurioni, L. y P. Niiler. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 30(6): 1279, doi:10.1029/2002GL016231.
- Chu, P., C. Fan, C. Lozano y J. Kerling. 1998. An airborne expandable bathythermograph survey of the South China Sea, May 1995. *J. Geophys. Res.*, 103: 21,637-21,652.
- Corredor, J. 1981. Apuntes sobre la circulación costera en el Caribe noroccidental colombiano. *Bol. Cient. CIOH*, 3: 3-8.
- Enfield, D. y D. Mayer. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 102(C1): 929-945.
- Espinosa-Carreón, T., P. Strub, E. Beier, F. Ocampo-Torres y G. Gaxiola-Castro. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.*, 109(C03039), doi:10.1029/2003JC002105.
- Fajardo, G. 1979. Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de La Guajira. *Bol. Cient. CIOH*, 2: 7-19.

- Fratantoni, D. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, 106(C10): 22,067-22,093.
- Gallegos, A. y S. Czitrom. 1997. Aspectos de la oceanografía física regional del mar Caribe. En: M. Lavín (ed.). *Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana.* p. 225-242.
- Giannini, A., Y. Kushnir y M. Cane. 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 13: 297-311.
- Giannini, A., M. Cane y Y. Kushnir. 2001a. Interdecadal change in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, 14: 2867-2879.
- Giannini, A., J. Chiang, M. Cane, Y. Kushnir y R. Seager. 2001b. The ENSO teleconnection to the tropical Atlantic Ocean: Contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the tropical American. *J. Clim.*, 14: 4530-4544.
- Giannini, A., Y. Kushnir y M. Cane. 2001c. Seasonality in the impact of ENSO and the North Atlantic high on Caribbean rainfall. *Phys. Chem. Earth (B)*, 26(2): 143-147.
- Gordon, A. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 72(24): 6207-6223.
- Johns, E., W. Wilson y R. Molinari. 1999. Direct observations of velocity and transport in the passages between the Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984 -1996. *J. Geophys. Res.*, 104(C11): 25,805-25,280.
- Johns, W., T. Townsend, D. Fratantoni y W. Wilson. 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Res. Pt. I*, 49: 211-243.
- Jouanno, J., J. Sheinbaum, B. Barnier, J.-M. Molines, L. Debreu y F. Lemarié. 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Model.*, 23: 82-101.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. Mo, C. Ropelewski, J.

- Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne y D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77: 437-471.
- Large, W. y S. Pond. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11: 324-336.
- Liu, Q., Y. Jia, P. Liu, Q. Wang y P. Chu. 2001. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 28(23): 4467-4470.
- Matano, R., E. Beier, P. Strub y R. Tokmakian. 2002. Large scale forcing of the Agulhas variability: The seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 1228-1241.
- Matano, R., E. Beier y P. Strub. 2008. The seasonal variability of the circulation in the south Indian Ocean: Model and observations. *J. Marine Syst.*, 74: 315-328.
- Mesa, O., G. Poveda y L. Carvajal. 1997. Introducción al clima de Colombia. 1<sup>era</sup> edición. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 390 p.
- Metzger, E. 2003. Upper ocean sensitivity to wind forcing in the South China Sea. *J. Oceanogr.*, 59: 783-798.
- Milliff, R. y J. Morzel. 2001. The global distribution of the time-average wind stress curl from NSCAT. *J. Atmos. Sci.*, 58(2): 109-131.
- Molinari, R., M. Spillane, I. Books, D. Atwood y C. Duckett. 1981. Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations. *J. Geophys. Res.*, 86: 6537-6542.
- Mooers, C. y G. Maul. 1998. Intra-Americas Sea circulation. In: *The Sea*. Brink, H. and A. Robinson (eds.). Wiley, New Cork. 1062 p.
- Mora, I. y J. Amador. 2000. EL ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7(1): 27-39.
- Muñoz, E., A. Busalacchi, S. Nigam y A. Ruiz-Barradas. 2008. Winter and summer structure of the Caribbean Low-Level Jet. *J. Clim.*, 21: 1260-1276.

- Murphy, S., H. Hurlburt y J. O'Brien. 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C1): 1431-1453.
- Nystuen, J. y C. Andrade. 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 98(C5): 8389-8394.
- Oey, L.-Y., H.-C. Lee y W. Schmitz, Jr. 2003. Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study. *J. Geophys. Res.*, 108(C10): 3324, doi:10.1029/2002JC001698.
- Petus, C., C. García-Valencia, Y. Thomas y M. Cesaracio. 2007. Étude de la variabilité saisonnière et interannuelle de la résurgence de La Guajira (Colombie) par analyse de données satellitaires AMI-Wind, seawinds et AVHRR. *Rev. Télédétection*, 7(1-2-3-4): 143-156.
- Poveda, G. 1998. Retroalimentación dinámica entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur y la hidrología colombiana. Tesis Ph.D. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín. Medellín.
- Poveda, G. y O. Mesa. 1999. La corriente de chorro superficial del Oeste ("DEL CHOCÓ") y otras dos corrientes de chorro en Colombia: Climatología y variabilidad durante las fases del ENSO. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 23(89): 517-528.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 28(107): 201-222.
- Poveda, G., O. Mesa, L. Salazar, P. Arias, H. Moreno, S. Vieira, P. Agudelo, V. Toro y F. Álvarez. 2005. The diurnal cycle of precipitation in the Tropical Andes of Colombia. *Mon. Weather Rev.*, 133: 228-240.
- Pujos, M., J.-L. Pagliardini, R. Steer, G. Vernet y O. Weber. 1986. Influencia de la contracorriente norte colombiana para la circulación de las aguas en la plataforma continental: Su acción sobre la dispersión de los efluentes en suspensión del río Magdalena. *Bol. Cient. CIOH*, 6: 3-15.
- Richardson, P. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 52: 429-463.

- Ripa, P. 2002. Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Cienc. Mar.*, 28(1): 79-105.
- Roemmich, D. 1981. Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *J. Geophys. Res.*, 86(C9): 7993-8005.
- Ruiz-Ochoa, M. y G. Bernal. 2009. Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 20: 7-20.
- Sheng, J. y L. Tang. 2003. A numerical study of circulation in the Western Caribbean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 33: 2049-2069.
- Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner y C. Wunsch. 1996. How well does a 1/4° global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *J. Geophys. Res.*, 101(C10): 25,779-25,811, doi:10.1029/96JC01754.
- Sverdrup, H. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 33: 318-326.
- Tomczak, M. y J. Godfrey. 1994. *Regional Oceanography: An introduction*. First Edition. Pergamon. Oxford. UK. 422 p.
- Trenberth, K., W. Large y J. Olson. 1990. The mean annual cycle in global ocean wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, 20: 1742-1760.
- Wajsowicz, R. 2002. A modified Sverdrup model of the Atlantic and Caribbean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 973-993.
- Wang, C. 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. *Clim. Dynam.*, 29: 411-422, doi:10.1007/s00382-007-0243-z.
- Whyte, F., M. Taylor, T. Stephenson y J. Campbell. 2008. Features of the Caribbean Low Level Jet. *Int. J. Climatol.*, 28: 119-128.
- Worley, S., S. Woodruff, R. Reynolds, S. Lubker y N. Lott. 2005. ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.* ([CLIMAR-II Special Issue](#)), 25: 823-842, doi:10.1002/joc.1166.

## Lista de Figuras

**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio con su respectiva batimetría. Las líneas blancas con orientación latitudinal hasta  $14.25^{\circ}\text{N}$  representan la localización espacial de los ocho perfiles realizados. La información batimétrica fue obtenida del World Data Center for Geophysics and Marine Geology, Boulder. 2006. 2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2).

**Figura 2.** Variabilidad espacial de los ciclos anuales de la velocidad del viento en la cuenca Colombia.  $\mu$  y  $\sigma$  corresponden al promedio y a la desviación estándar por región en  $\text{m s}^{-1}$ , respectivamente.

**Figura 3.** Campos superficiales de la velocidad media del viento [ $\text{m s}^{-1}$ ] en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.

**Figura 4.** Campos superficiales del rotacional del viento [ $\text{N m}^{-3}$ ] en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.

**Figura 5.** Campos superficiales del nivel del mar [ $\text{cm}$ ] del modelo POCM-4C en los meses intermedios de los trimestres climatológicos. Los vectores representan velocidad superficial.

**Figura 6.** Campos superficiales de anomalías del nivel del mar [ $\text{cm}$ ] de AVISO en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.

**Figura 7.** Ajuste estacional anual de las anomalías de nivel del mar en los meses intermedios de los trimestres climatológicos.

**Figura 8.** Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [ $\text{cm s}^{-1}$ ] del modelo POCM-4C durante los trimestres climatológicos en la cuenca Colombia sobre  $81^{\circ}$ ,  $76.5^{\circ}$  y  $72^{\circ}\text{W}$ , limitados hasta  $14.25^{\circ}\text{N}$ .

**Figura 9.** Campo superficial de la velocidad del viento [ $\text{m s}^{-1}$ ] en los trimestres de la climatología colombiana durante los eventos El Niño y La Niña.

**Figura 10.** Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [ $\text{cm s}^{-1}$ ] del modelo POCM-4C durante los eventos El Niño sobre  $81^{\circ}$ ,  $76.5^{\circ}$  y  $72^{\circ}\text{W}$ , limitados hasta  $14.25^{\circ}\text{N}$ .

**Figura 11.** Perfiles latitudinales de la velocidad zonal de las corrientes [ $\text{cm s}^{-1}$ ] del modelo POCM-4C durante los eventos La Niña sobre  $81^\circ$ ,  $76.5^\circ$  y  $72^\circ\text{W}$ , limitados hasta  $14.25^\circ\text{N}$ .

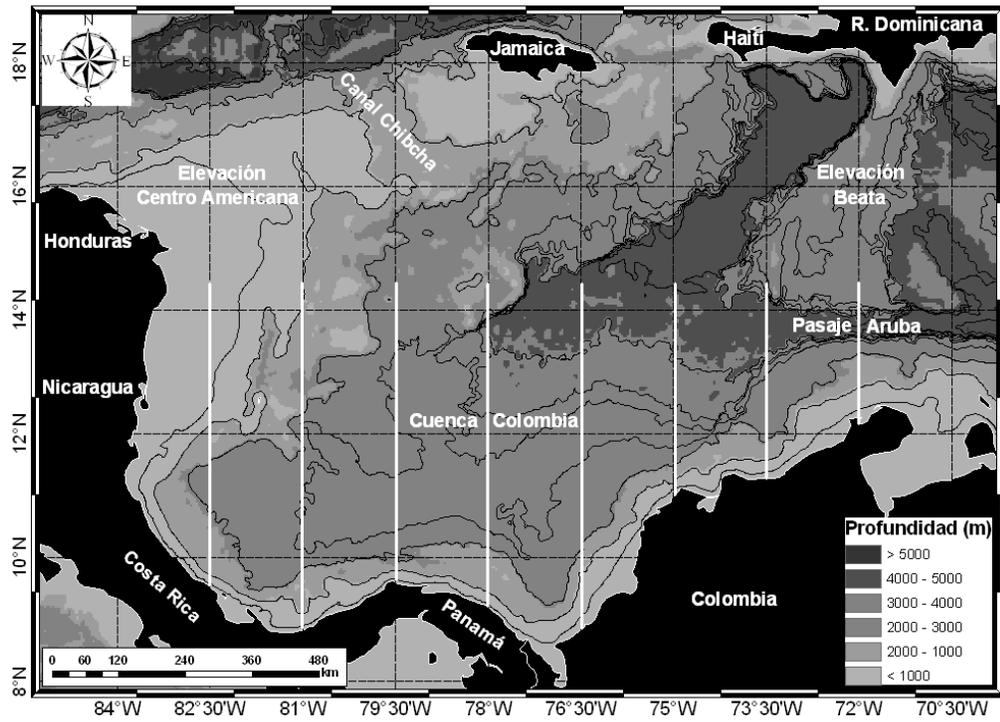


Figura 1

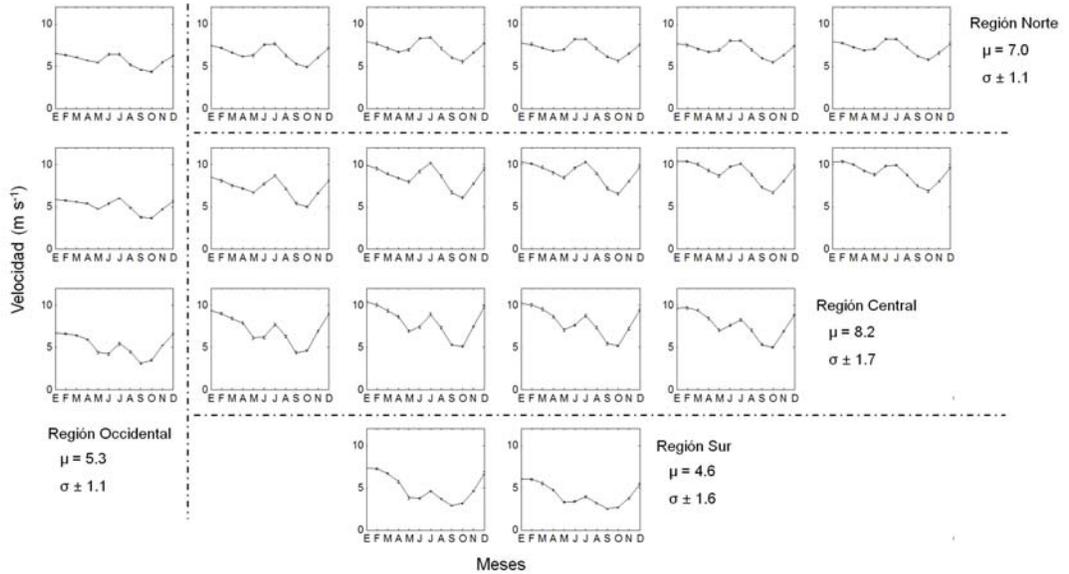


Figura 2

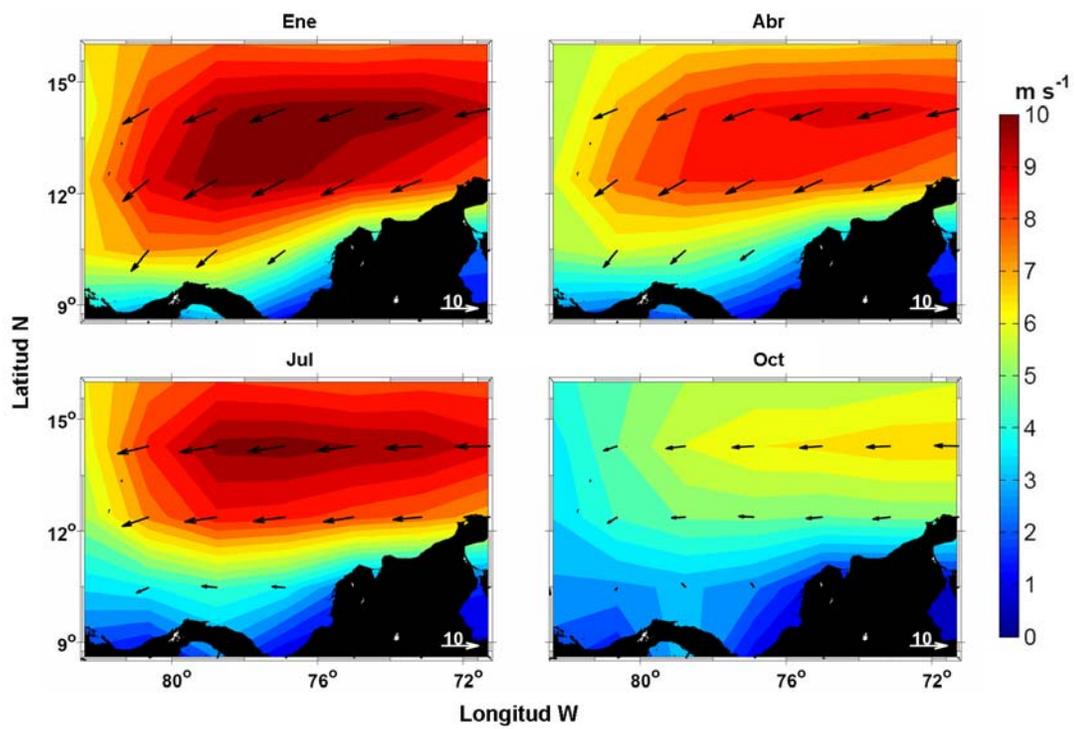


Figura 3

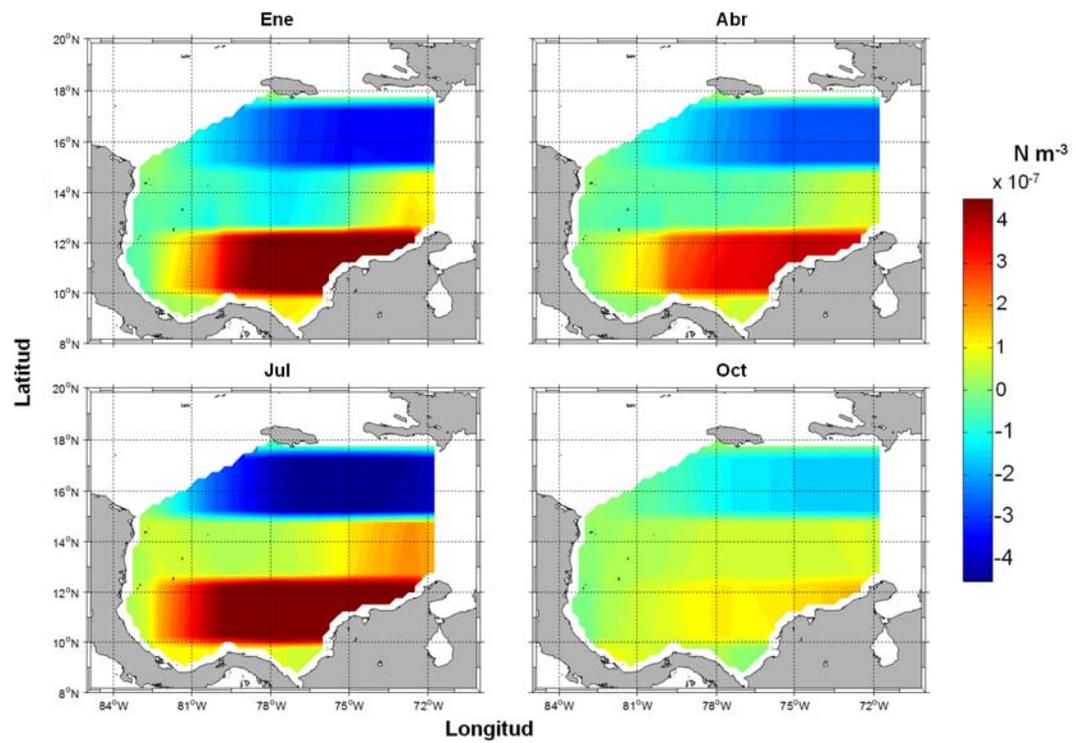


Figura 4

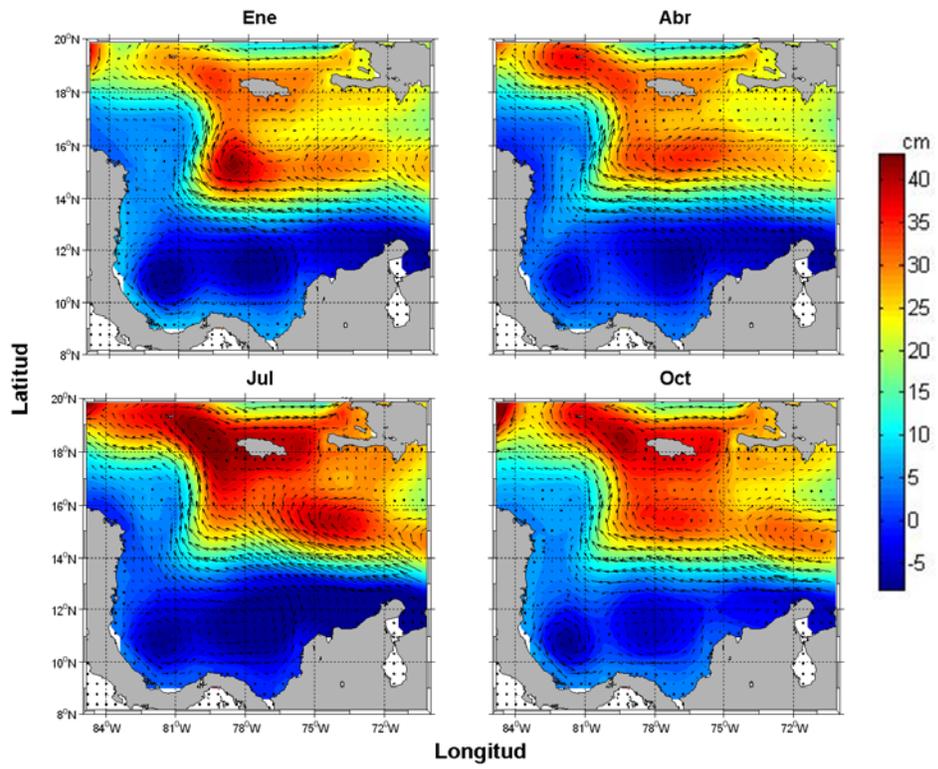


Figura 5

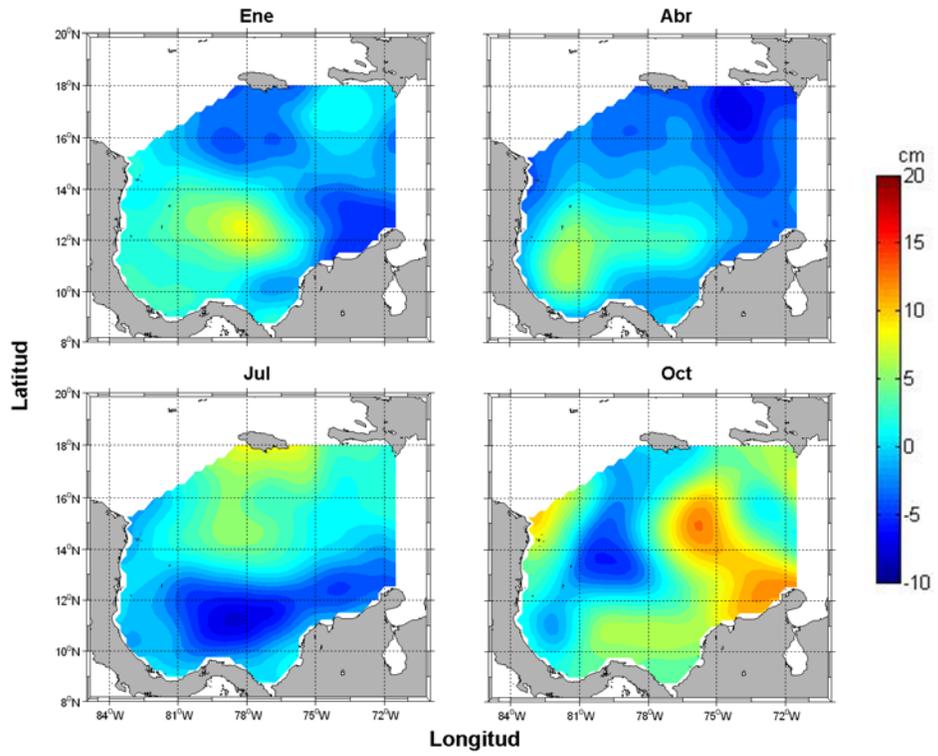
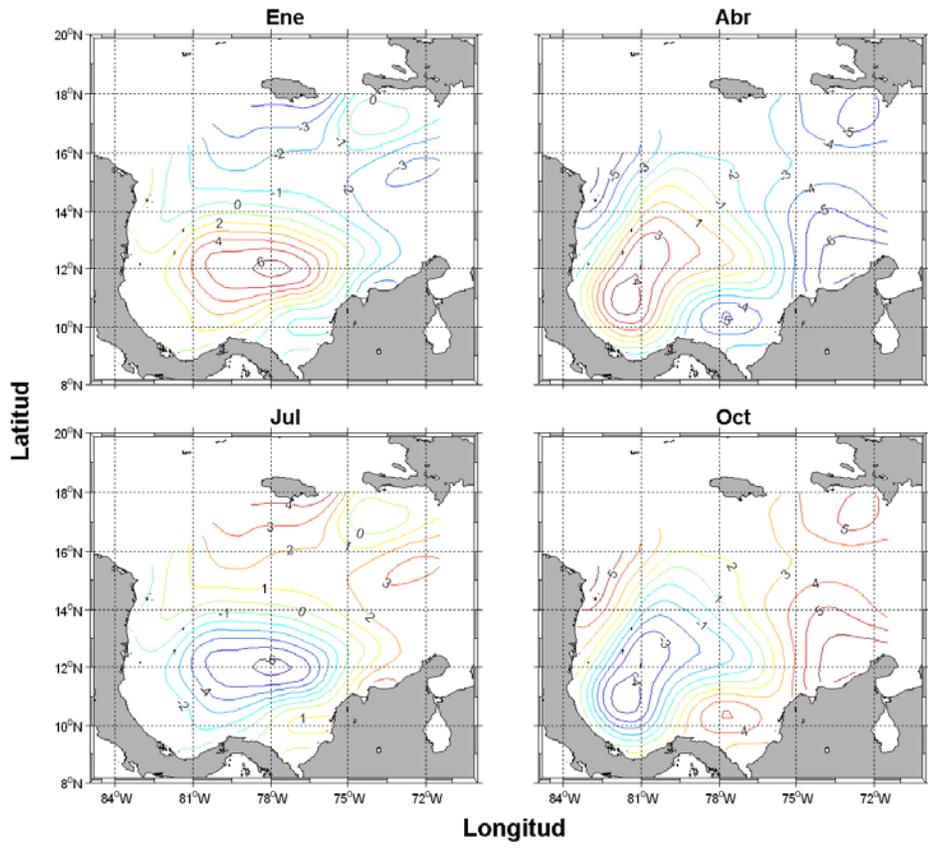
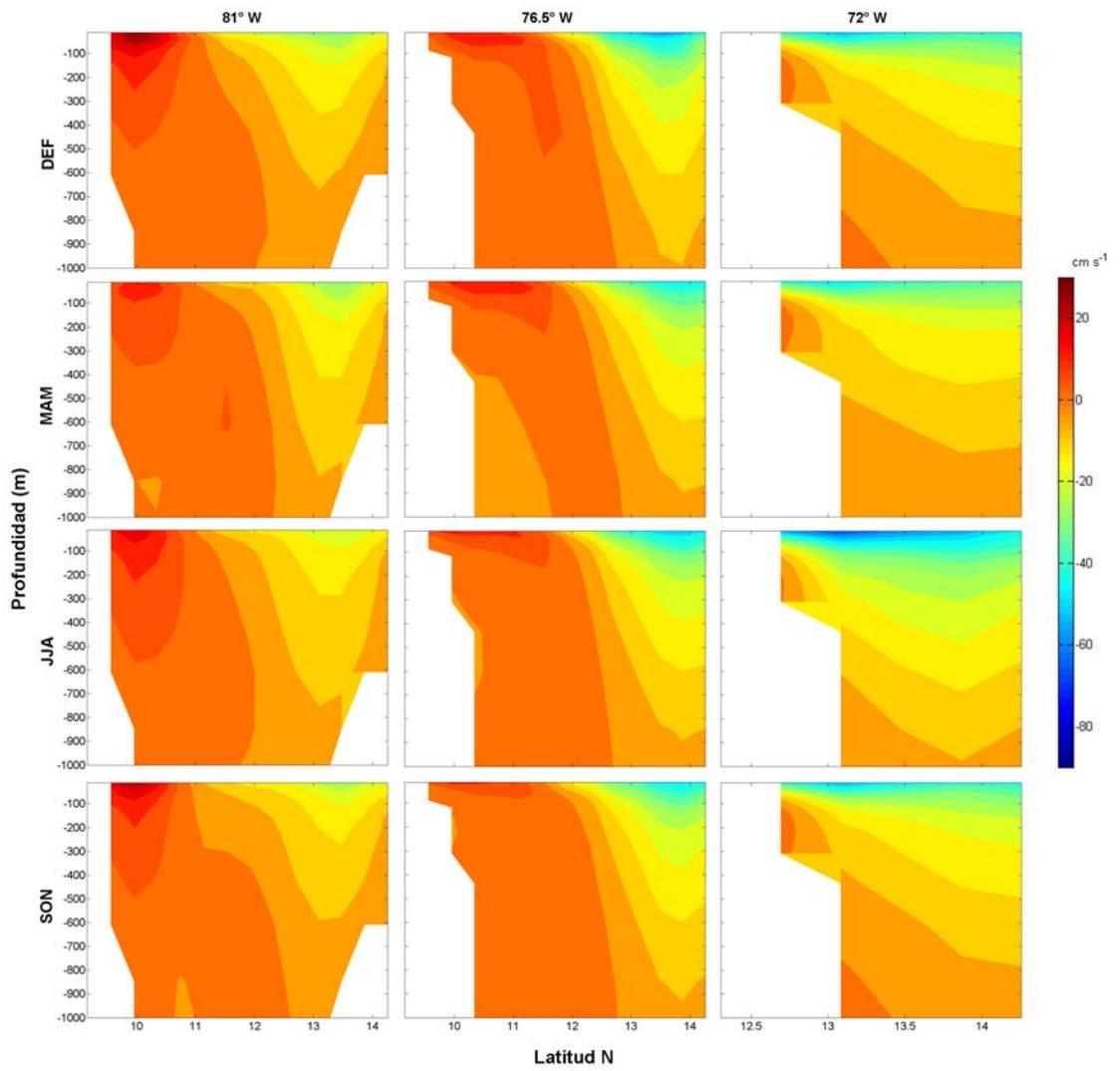


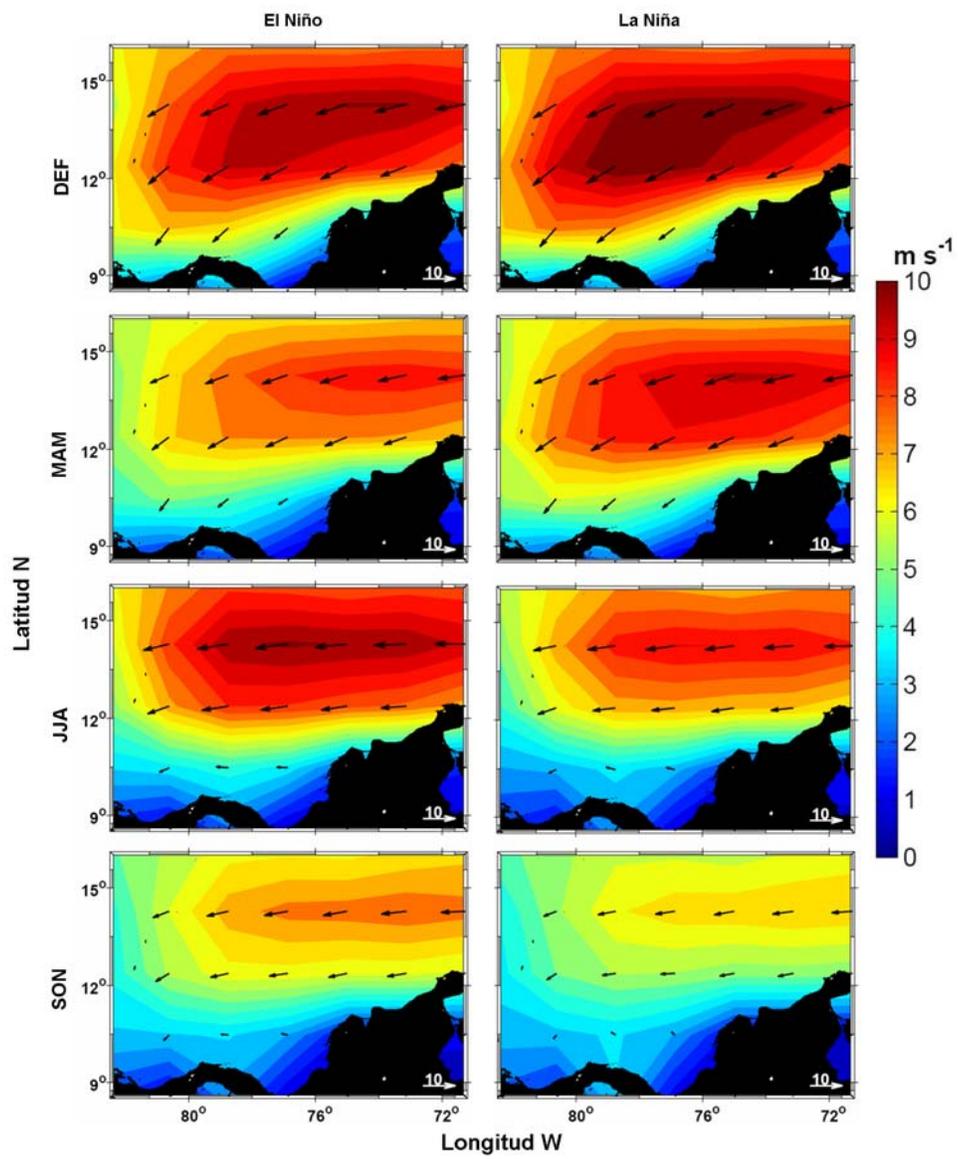
Figura 6



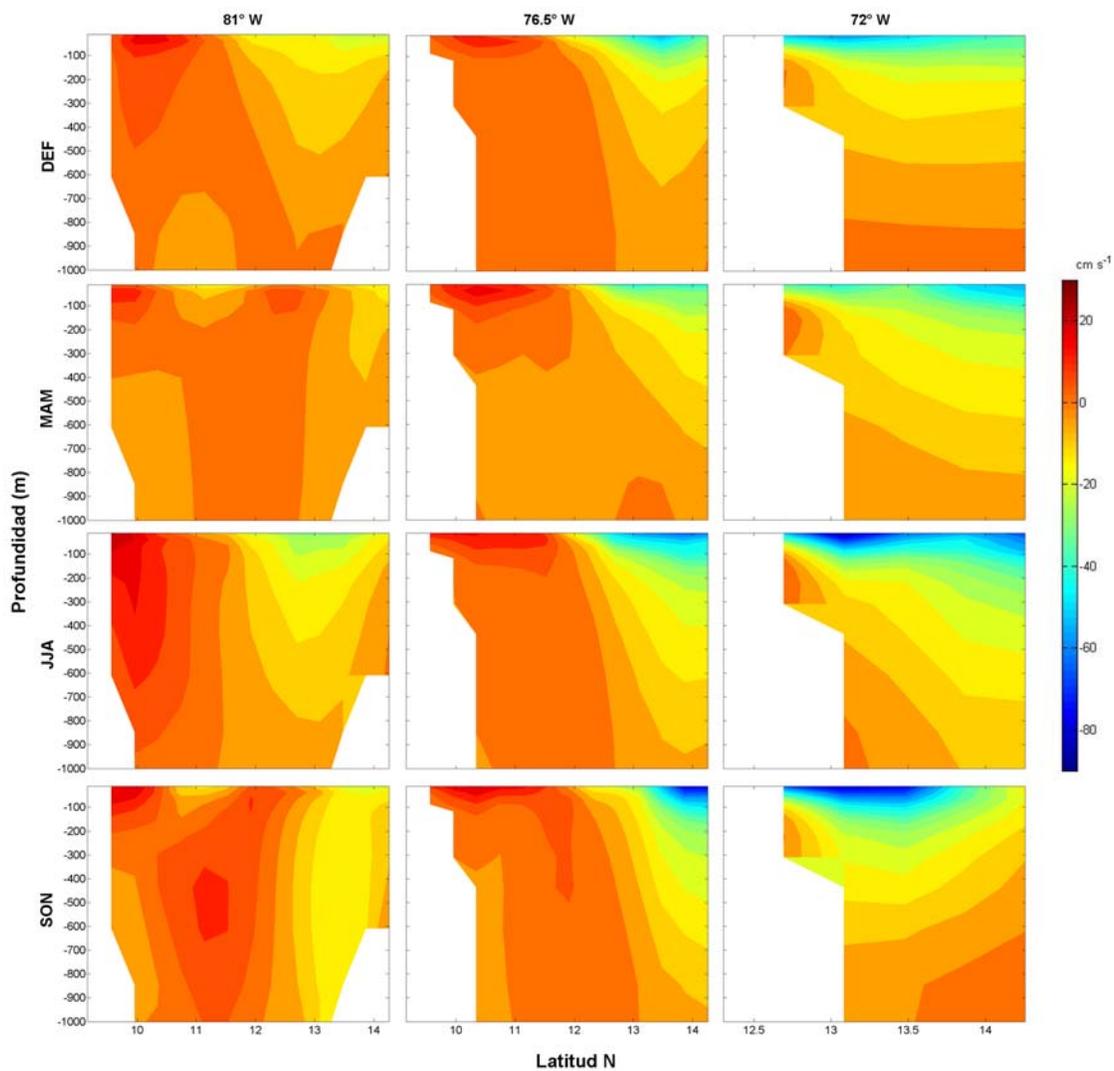
**Figura 7**



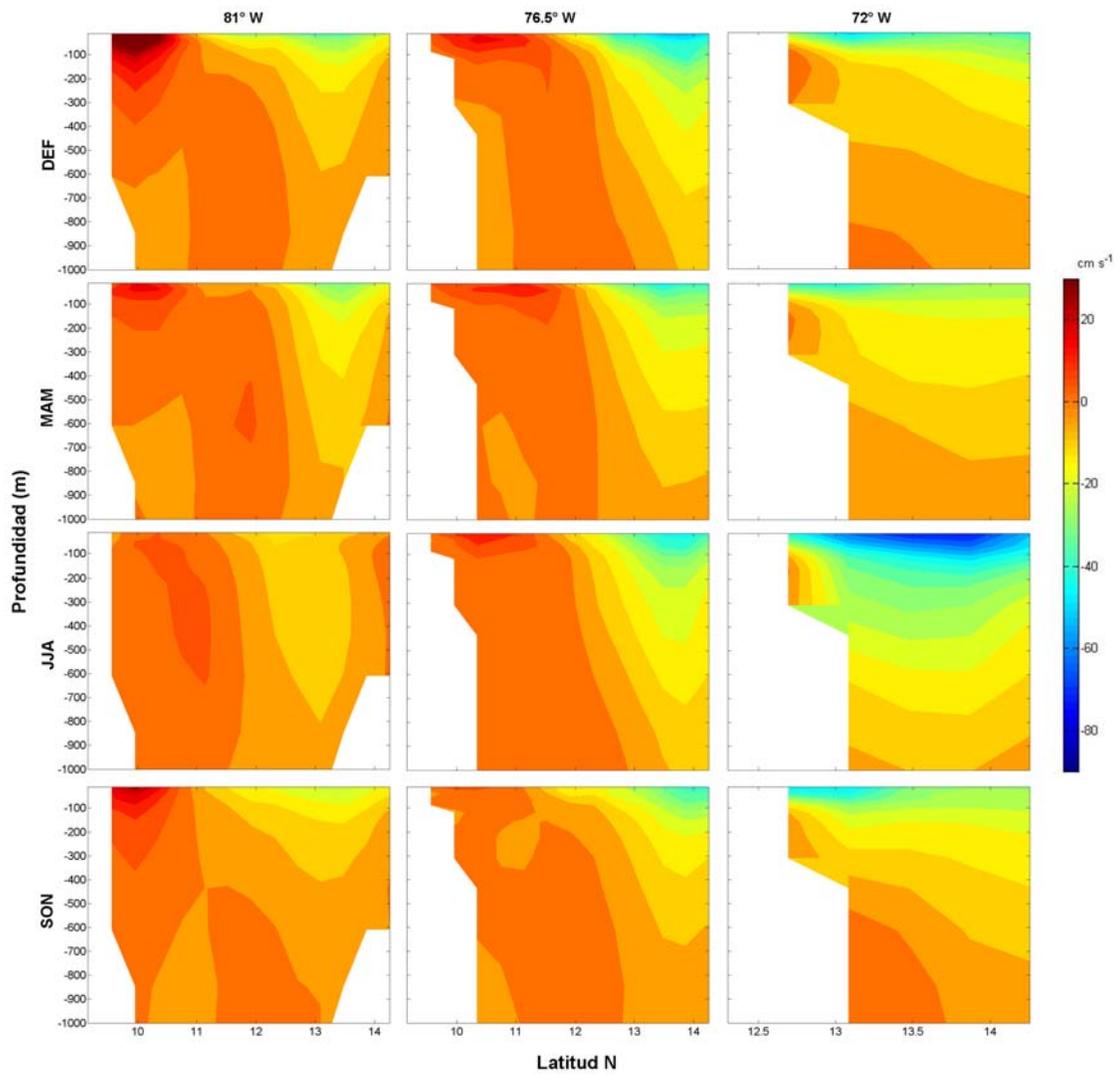
**Figura 8**



**Figura 9**



**Figura 10**



**Figura 11**

**Tabla 1.** Varianza explicada por el ajuste estacional [%] de las anomalías de nivel del mar de AVISO, nivel del mar del POCM-4C y rotacional del esfuerzo del viento.

<b>Región</b>	<b>Anomalías del nivel del mar de AVISO</b>	<b>Nivel del mar del POCM-4C</b>	<b>Rotacional del esfuerzo del viento</b>
GPC	30	90	40
CPC (Hasta 75°W)	40	80	60
Costas de la Guajira	70	90	50
Norte de 14°N	10	40	30

GPC: Giro Panamá-Colombia, CPC: Contracorriente Panamá-Colombia.

## **D. Anexo: Variación estacional e interanual de los campos de temperatura superficial de la cuenca Colombia, mar Caribe**

Este anexo contiene un resumen extenso de su mismo nombre, desarrollado como otra de las actividades académicas de la tesis. El resumen fue publicado en el Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR), Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21, editado por INVEMAR-ACIMAR, ISBN: 978-958-8448-30-5. De esta manera, se adjunta la versión publicada de la siguiente referencia:

Bernal, G., **Ruiz-Ochoa, M.** y E. Beier. 2010. Variación estacional e interanual de los campos de temperatura superficial de la cuenca Colombia, mar Caribe. pp. 33–38. En: INVEMAR-ACIMAR (Eds.). Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR). Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21. Santa Marta. 578 p.



# XIV SEMINARIO NACIONAL DE CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS DEL MAR

La biodiversidad marina,  
patrimonio de todos los colombianos

# LIBRO DE RESÚMENES EXTENDIDOS



2010



**Instituto de Investigaciones  
Marinas y Costeras  
"José Benito Vives De Andrés"  
INVEMAR**

**Director General**  
Francisco Armando Arias Isaza

**Subdirector Coordinación  
de Investigaciones (SCI)**  
Jesús Antonio Garay Tinoco

**Subdirector Recursos y Apoyo  
a la Investigación (SRA)**  
Carlos Augusto Pinilla González

**Coordinador Programa  
de Biodiversidad  
y Ecosistemas Marinos (BEM)**  
David Alonso Carvajal

**Coordinador Programa Calidad  
Ambiental Marina (CAM)**  
Luisa Fernanda Espinosa Díaz

**Coordinador Programa  
Geociencias Marinas y Costeras  
(GEO)**  
Georgina Guzmán Ospitia

**Coordinador Programa  
Investigación  
para la Gestión Marina y Costera  
(GEZ)**  
Paula Cristina Sierra Correa

**Coordinador Programa  
Valoración  
y Aprovechamiento de Recursos  
(VAR)**  
Mario E. Rueda Hernández

**Coordinador Servicios  
Científicos (CSC)**  
Óscar David Solano Plazas

**Santa Marta, 2010**

Cerro Punta Betín, Santa Marta, DTCH  
PBX (+57) (+5) 432 8600 – Fax (5) 432 8694 – A.A. 1016  
www.invemar.org.co

**Compilación y producción editorial**

Asociación Colombiana de Investigadores en Ciencias del Mar (Acimar):  
Néstor H. Campos  
Andrés Franco  
Elvira María Alvarado

Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (Invemar):  
Jesús Antonio Garay Tinoco  
Amalia María Cano-Castaño

**Diagramación y montaje**

Franklin Restrepo, Marquillas S.A. (Sabaneta, Antioquia)

**Impresión**

Marquillas S.A. (Sabaneta, Antioquia)

Serie de publicaciones especiales No. 21  
Contribución No. 1057 del Instituto de Investigaciones Marinas y  
Costeras "José Benito Vives De Andrés" – Invemar  
ISBN: 978-958-8448-30-5

© Derechos reservados conforme la ley, los textos pueden ser  
reproducidos total o parcialmente citando la fuente.

**Citar obra completa:**

INVEMAR-ACIMAR. 2010. Libro de resúmenes extendidos XIV  
Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR).  
Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21. Santa Marta.  
578 p.

**Citar artículos:**

Autores. 2010. Título. Pp (intervalo de páginas). En: INVEMAR-ACIMAR  
(Eds.). Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de  
Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR). Serie de Publicaciones  
Especiales de Invemar No. 21. Santa Marta. 578 p.

**Palabras clave:** Oceanología, Climatología, Biodiversidad, Ecosistemas  
marinos, Cultura y educación marina, Valoración y aprovechamiento  
de recursos marinos, Gestión costera, Política y legislación, Calidad  
ambiental, Ingenierías y tecnologías, Colombia.

## COMITÉ ORGANIZADOR



Comisión Colombiana del Océano (CCO)



Ministerio de Ambiente,  
Vivienda y Desarrollo Territorial (MAVDT)



Armada Nacional de Colombia



Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"



Universidad Nacional de Colombia  
(sedes Bogotá, Medellín y Caribe)



Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano



Universidad del Magdalena



Universidad del Valle



Fundación Malpelo y otros Ecosistemas Marinos

## COMITÉ ORGANIZADOR



Conservación Internacional Colombia



Corporación para el Desarrollo Sostenible del Archipiélago de San Andrés y Santa Catalina (Coralina)



Corporación de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo de la Industria Naval Marítima y Fluvial (Cotecmar)



Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología (Colciencias)



Asociación Colombiana de Investigadores en Ciencias del Mar (Acimar)



Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras "José Benito Vives De Andrés" (Invemar)



Dirección General Marítima (Dimar)



Fundación País Marítimo

# COMITÉ EVALUADOR

## BIODIVERSIDAD Y ECOSISTEMAS MARINOS Y COSTEROS

Adolfo San Juan, M.Sc.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Adriana Santos M.Sc.,	Universidad Nacional de Colombia
Alberto Acosta, Ph.D.	Pontificia Universidad Javeriana
Andrea Polanco, M.Sc.	Invemar
Andrés Franco, Ph.D.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Ángela Guzmán, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia
Arturo Acero, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia
David Alonso, M.Sc.	Invemar
Diego Gil, Ph.D.	Invemar
Edgardo Londoño Dr.Sc.	Universidad del Valle
Edna Márquez, M.Sc.	Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
Elvira M. Alvarado Ch. Dr.Sc.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Enrique Peña, Ph.D.	Universidad del Valle
Fernando Zapata, Ph.D.	Universidad del Valle
Germán Díaz, M.Sc.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Guillermo Duque, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia
Jaime Cantera, Ph.D.	Universidad del Valle
Jaime Polanía, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia
José Ernesto Mancera, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia
Juan Felipe Lazarus M.Sc.	CEMarin
Juan Manuel Díaz, Dr.rer. Nat.	Fundación MarViva
Luis Orlando Duarte, Ph.D.	Universidad del Magdalena
Marcela Grijalba, M.Sc.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Mónica Puyana, Ph.D.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Néstor Ardila, M.Sc.	Universidad de los Andes
Néstor Hernando Campos, Dr.rer.nat.	CECIMAR, Universidad Nacional de Colombia, Sede Caribe
Óscar David Solano, M.Sc.	Invemar
Rocío García, Ph.D.	Universidad del Magdalena
Valeria Pizarro, Ph.D.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano.

## CALIDAD AMBIENTAL MARINA

Andrés Franco, Ph.D.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Capitán de Fragata, Silvia Rondón M.Sc.	CIOH, Armada Nacional de Colombia
Jesús Antonio Garay Tinoco, M.Sc.	Invemar
Luisa Fernanda Espinosa, Dr.	Invemar
Néstor Hernando Campos, Dr.rer.nat.	CECIMAR, Universidad Nacional de Colombia, Sede Caribe

## POLÍTICA Y LEGISLACIÓN COSTERA

Paula Cristina Sierra, M.Sc.	Invemar
Paula Judith Rojas	Colciencias

## VALORACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS MARINOS Y COSTEROS

Francisco Gutiérrez, Ph.D.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano
Edisson Tello Camacho, M.Sc.	Universidad Nacional de Colombia, Bogotá
Javier Gómez León, Ph.D.	Invemar
Mario Rueda, Dr.	Invemar
Mónica Puyana, Dr.	Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano

## OCEANOLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

Alan Giraldo, Dr.	Universidad del Valle
Nancy Villegas, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá

## CULTURA Y EDUCACIÓN MARINA Y COSTERA

Capitán de Navío, Julián Reyna	Comisión Colombiana del Océano
Sandra Vilardy, Ph.D.	Universidad del Magdalena

## INGENIERÍAS Y TECNOLOGÍAS APLICADAS

Andrés Fernando Osorio Arias, Ph.D.	Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
Capitán de Fragata Luis Jesús Otero Díaz, Ph.D.	Armada Nacional de Colombia

# Contenido

<b>Oceanología y climatología .....</b>	<b>19</b>
<b>Zooplankton en la surgencia costera de la región de Santa Marta, Caribe colombiano</b> López Cerón, D.A.; Franco-Herrera, A. ....	<b>21</b>
<b>Rasgos geológicos del subsuelo en la plataforma continental frente a la barra de Salamanca (Ciénaga Grande de Santa Marta), Caribe colombiano</b> Idárraga-García, J.; Morales, D.F.; Henao, W.; Posada, B.O.; Guzmán, G. ....	<b>28</b>
<b>Variación estacional e interanual de los campos de temperatura superficial de la cuenca Colombia, mar Caribe</b> Bernal, G.; Ruiz-Ochoa, M.; Beier, E. ....	<b>32</b>
<b>La salinidad en la cuenca Colombia, mar Caribe</b> Ruiz-Ochoa, M.; Bernal, G.; Beier, E.; Osorio, A. ....	<b>39</b>
<b>Distribución de sedimentos y condiciones paleoambientales durante el holoceno tardío en el golfo de Urabá, Caribe colombiano (resultados preliminares)</b> Giraldo-Muñoz, L.C., Ospina-Hoyos, J.B.; Vélez-Agudelo, C.A., Correa-Arango, I.D. ....	<b>46</b>
<b>Morfología submarina y sedimentos en la margen continental y fondos oceánicos del Caribe colombiano</b> Rangel-Buitrago, N.R.; Idárraga-García, J. ....	<b>53</b>
<b>Clasificación de temporales en el litoral SW de España</b> Rangel-Buitrago, N.R.; Anfuso, G. ....	<b>58</b>
<b>Caracterización de la estructura térmica del océano Pacífico colombiano durante El Niño 2006 y La Niña 2007</b> Rodríguez-Rubio, E. ....	<b>64</b>
<b>Estudio de regímenes de vientos extremos de tormentas en el Caribe colombiano durante 50 años</b> Arrieta Lozano, J.J, Ortiz Royero, J.C.....	<b>70</b>
<b>Variabilidad térmica en el ambiente pelágico de isla Gorgona entre marzo 2009 - febrero 2010</b> Giraldo, A.; Payán, L., Chirimía, H. ....	<b>75</b>
<b>Efecto del cambio de los caudales del canal del Dique sobre el patrón de transporte horizontal en la bahía de Barbacoas – Caribe colombiano</b> Gómez-Giraldo, A.; Osorio, A.; Toro, F.M.; Osorio-Cano, J.D.; Álvarez-Silva, O.A. ....	<b>81</b>
<b>Ictioplancton de la región costera del golfo de Tortugas, Pacífico colombiano durante el primer semestre del 2010</b> Ortiz-Astudillo, A.F.; Giraldo, A. ....	<b>87</b>
<b>Biodiversidad y ecosistemas marinos y costeros .....</b>	<b>93</b>
<b>Caracterización de comunidades bacterianas asociadas a plaga blanca tipo II en el coral del Caribe colombiano <i>Diploria strigosa</i></b> Nivia Torres, D.A.; Arévalo Ferro, C. ....	<b>95</b>

## VARIACIÓN ESTACIONAL E INTERANUAL DE LOS CAMPOS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DE LA CUENCA COLOMBIA, MAR CARIBE

Bernal<sup>1</sup>, G.; Ruiz-Ochoa<sup>1</sup>, M.; Beier<sup>2</sup>, E.

1. Doctorado en Ingeniería, Recursos Hidráulicos, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional, Sede Medellín. Carrera 80 No. 65-223, Medellín, Colombia. gbernal@unal.edu.co, maruizo@bt.unal.edu.co

2. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada – Unidad La Paz. Miraflores No. 334 e/Mulegú y La Paz, CP 23050. La Paz, Baja California Sur, México. Email: ebeier@cicese.mx

### RESUMEN

La variabilidad estacional e interanual de la temperatura superficial del mar sobre la cuenca Colombia, mar Caribe fue estudiada a partir de un registro de 28 años (enero de 1982 – diciembre de 2009) con resolución espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  de la base de datos de Reynolds/NCEP. La base de datos fue validada a través de la comparación del registro de temperatura de dos termógrafos localizados en las islas del Rosario entre febrero del 2003 y agosto del 2005. Los patrones de temperatura muestran dos zonas distintivas, frías al noreste y cálidas al suroeste. El campo de aguas superficiales frías ocurre al frente de La Guajira con aguas de temperatura menor a  $27^{\circ}\text{C}$ , coincide con la zona de surgencia y es la zona con mayor variabilidad promedio ( $\pm 0.5^{\circ}$ ). El campo de aguas superficiales cálidas, con temperaturas mayores a  $28^{\circ}\text{C}$  coincide con el Giro Panamá Colombia (GPC) y presenta dos núcleos, uno al frente de Costa Rica y el otro en el golfo del Darién. Estos dos núcleos no son sincrónicos y muestran una variabilidad estacional e interanual independientes.

**Palabras claves:** Temperatura superficial del mar, variabilidad oceánica, cuenca Colombia.

### INTRODUCCIÓN

La dinámica superficial de la cuenca Colombia está compuesta por la corriente del Caribe (Centurioni y Niiler, 2003), el Giro Panamá Colombia (GPC, Mooers y Maul, 1998; Richardson, 2005) y el sistema de surgencia de La Guajira (Andrade, 2000; Andrade y Barton, 2005). Al sur de  $14^{\circ}\text{N}$  la circulación de la cuenca Colombia está dominada por la estacionalidad y al norte por variabilidad en otras frecuencias

como los remolinos y la actividad de mesoescala. La variabilidad estacional está dominada por dos patrones. El primero está relacionado con el alto de presión atmosférica subtropical del Atlántico Norte (ASAN), varía trimestralmente con las estaciones secas (diciembre-febrero y junio-agosto) y húmedas (marzo-mayo y septiembre-noviembre), está asociado con el rotacional del esfuerzo del viento y el GPC. El segundo se relaciona con la migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical, varía semestralmente (diciembre a mayo y junio a noviembre) y está asociado con las anomalías de nivel del mar y la estructura vertical de las corrientes (Bernal *et al.*, in press).

Varios estudios han trabajado sobre la temperatura superficial del mar (TSM) en el Caribe pero a nivel muy regional y sin énfasis en la cuenca Colombia (Curtis y Hastenrath, 1995; Nobre y Shukla, 1996; Enfield y Mayer, 1997). Por su parte, Bernal *et al.* (2006) analizaron la TSM a lo largo de la costa Caribe colombiana y Kholostyakov (2010) dividió la cuenca Colombia en cuatro regiones según la estacionalidad de la TSM. Sin embargo, todavía hace falta entender los campos de temperatura en su escala estacional y cómo estos son influenciados por los eventos El Niño y La Niña. Por tanto, este trabajo intenta profundizar el conocimiento de la TSM en la cuenca Colombia desde esta perspectiva y explicar la variabilidad observada en relación con otras variables asociadas como el nivel del mar y los vientos.

## METODOLOGÍA

Se obtuvieron datos de TSM de la base de Reynolds/NCEP (<http://poet.jpl.nasa.gov/>) que consisten en series de tiempo de 28 años (entre enero de 1982 y diciembre de 2009) con resolución espacial de 1°x1°y temporal mensual (Reynolds and Smith, 1994; Reynolds *et al.*, 2002). Los datos fueron validados con la correlación entre las series de Reynolds/NCEP e información *in situ* de dos termógrafos localizados en las islas del Rosario (10° 11' 12.7" N – 75° 44' 6.1" W) con períodos de medición entre febrero de 2003 y agosto de 2005. La distribución espacial de la temperatura se analizó según su estacionalidad teniendo en cuenta los cuatro trimestres climatológicos de la región (Mesa *et al.*, 1997). También se aplicó un modelo estacional que descompone las series en sus componentes anuales y semianuales (Ripa, 2002; Espinosa-Carreón *et al.*, 2004). Se escogieron cinco series que representan localidades estratégicas para la oceanografía de la región y se realizaron análisis espectrales. Igualmente se realizaron mapas de anomalías de TSM en años El Niño y La Niña, así como mapas de correlación entre las TSM, los vientos, el nivel del mar y el índice oceánico de El Niño (ONI, por sus iniciales en inglés).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las correlaciones entre los datos de Reynolds/NCEP y los datos de los termógrafos *in situ* son mayores de 0,92, lo que valida los datos para la región. La temperatura promedio mostró dos zonas distintivas, la región noreste, con valores medios tan bajos como 27 °C y la suroeste con valores medios tan altos como 28,5 °C. La región suroeste tiene dos núcleos localizados sobre las costas de Costa Rica y el golfo del Darién, con baja variabilidad, especialmente en el núcleo de Costa Rica ( $\pm 0,3$  °C). La región noreste está afectada por la zona de surgencias de La Guajira y tiene mayor variabilidad ( $\pm 0,5$  °C).

A lo largo del año, el núcleo frío al frente de La Guajira es más intenso durante el primer semestre del año con temperaturas de 25,5 °C y menos intenso durante el segundo semestre con temperaturas de 27,5 °C. Durante el veranillo (junio-agosto) este núcleo se extiende en toda la cuenca central. La región suroeste es más fría de diciembre a febrero con temperaturas de 28 °C en los dos núcleos cálidos. En esta región, el núcleo cálido de Costa Rica alcanza sus mayores temperaturas de Marzo a noviembre (28,5 °C), mientras que el golfo del Darién presenta sus máximas temperaturas de julio a agosto (29,5 °C). Durante septiembre a octubre se presentan los mayores valores de temperatura del año del resto de la cuenca y el patrón espacial se homogeniza (Tabla 1).

**Tabla 1.** Variabilidad estacional de la TSM (°C) en la cuenca Colombia.

Trimestres	Región		
	Noreste	Suroeste	
		Costa Rica	Golfo del Darién
Diciembre – Febrero	25,5	28,0	28,0
Marzo – Mayo	26,5	28,5	28,0
Junio – Agosto	27,5	28,5	29,5
Septiembre – Noviembre	28,5	28,5	29,0

De acuerdo con los espectros de poder, la variabilidad en todas las series de la cuenca se concentra en 4 años (interanual), 12 meses (anual), 6 meses (semianual), 3,5 meses (mesoescala) y 2 meses (oscilación de Madden-Julian). La Guajira es la región con mayor variabilidad en los modos anual y semianual y Costa Rica la menor. El ajuste estacional explica más del 65 % de la variabilidad en la mayor parte del área.

La correlación entre TSM y la velocidad del viento fue estadísticamente significativa en la mayor parte de la cuenca. El GPC y la costa de La Guajira tienen

una correlación negativa con los vientos entre -0,5 y -0,7. La correlación entre TSM y las anomalías del nivel del mar fue significativa en el núcleo de Costa Rica y la mayor parte de la costa colombiana con valores positivos entre 0,3 y 0,4 (Tabla 2). El resto del área mostró poca correlación entre estos parámetros.

Durante los años El Niño, entre diciembre y mayo se presentan anomalías positivas de hasta 0,5°C en La Guajira y Costa Rica, el resto del año las anomalías son cercanas a 0°C pero entre julio y agosto ocurren anomalías negativas sobre la costa de La Guajira. En el núcleo del Darién las anomalías fueron cercanas a 0°C durante todo el año. Durante La Niña, entre diciembre y mayo ocurren anomalías negativas de hasta -0,4°C en La Guajira y Costa Rica. La segunda mitad del año las anomalías son positivas (hasta 0,5°C) en La Guajira, mientras que en los núcleos cálidos son negativas pero bajas (hasta 0,3°C entre julio y agosto). El núcleo de Costa Rica tiene una correlación directa con el ONI mientras que las correlaciones máximas del núcleo del Darién tienen un retraso de cuatro a cinco meses y en La Guajira de siete a ocho meses. Los patrones estacionales e interanuales de la TSM están muy relacionados con la variabilidad de los vientos en la región (Ruiz-Ochoa y Bernal, 2009).

**Tabla 2.** Variabilidad interanual de las anomalías de TSM (°C) en la cuenca Colombia.

Trimestres	Región		
	Noreste	Suroeste	
		Costa Rica	Golfo del Darién
<b>Años El Niño</b>			
Diciembre – Febrero	0,5	0,5	~0
Marzo – Mayo	0,5	0,6	~0
Junio – Agosto	-0,3	~0	~0
Septiembre – Noviembre	0,2	~0	0,2
<b>Años La Niña</b>			
Diciembre – Febrero	~0	-0,3	~0
Marzo – Mayo	-0,4	-0,3	-0,3
Junio – Agosto	0,5	-0,3	-0,3
Septiembre – Noviembre	0,3	~0	~0

## CONCLUSIONES

Las bases de datos de Reynolds mostraron ser una fuente confiable de información de TSM en la cuenca Colombia.

La TSM de la cuenca Colombia muestra una zona fría con un núcleo al frente de La Guajira y una zona cálida con dos núcleos al frente de Costa Rica y el golfo del Darién.

La región de la Guajira es la más variable. Allí el agua es más fría durante el primer semestre del año y más cálida durante el segundo.

La región del suroeste, especialmente el núcleo de Costa Rica es la zona con menor variabilidad. Se destaca un fuerte calentamiento en el núcleo del golfo del Darién durante el verano (Junio – Agosto).

La correlación negativa significativa entre TSM y velocidad del viento en el GPC y La Guajira puede ser debida a la dominancia de los vientos alisios sobre la cuenca.

La correlación del Niño con las series de TSM es inmediata en Costa Rica pero va teniendo un desfase mayor hacia en noreste de la cuenca.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero otorgado por la Fundación para la Promoción de la Investigación y la Tecnología del Banco de la República de Colombia y por COLCIENCIAS. Así como la colaboración brindada por los profesores Yusuke Yokoyama (Universidad de Tokio) y José Ignacio Martínez (Universidad EAFIT) por permitir el uso de los datos de los dos termógrafos localizados en las islas del Rosario.

## REFERENCIAS

- Andrade C. 2000. The circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. Tesis Doctoral en Filosofía, School of Ocean Sciences, University of Wales. 225 pp.
- Andrade C., Barton E. 2005. The Guajira upwelling system. *Continental Shelf Research*, 25: 1003-1022.
- Bernal G., Poveda G., Roldán P., Andrade C. 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 30 (115): 195-208.
- Bernal G., Ruiz-Ochoa M., Beier E. In press. Variabilidad estacional e interanual océano – atmósfera en la cuenca Colombia. Taller CECIMAR.
- Centurioni L., Niiler P. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophysical Research Letters* 30 (6), 1279. doi: 10.1029/2002GL016231.
- Curtis S., Hastenrath S. 1995. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the Tropical Atlantic during Pacific warm events. *Journal of Geophysical Research* 100 (C8): 15835-15847.
- Enfield D., Mayer D. 1997. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño – Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C1): 929-945.
- Espinosa-Carreón T., Strub P., Beier E., Ocampo-Torres F., Gaxiola-Castro G. 2004. Seasonal and interannual variability of satellite-derived chlorophyll pigment, surface height, and temperature off Baja California. *Journal of Geophysical Research* 109 (C03039). doi: 10.1029/2003JC002105.
- Kholostyakov R. 2010. Estudio sobre la variabilidad de la temperatura superficial del mar en el Caribe colombiano. Nota técnica. Subdirección de Meteorología, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Bogotá, D.C. 42 pp.

- Mesa O., Poveda G., Carvajal L. 1997. Introducción al clima de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 390 pp.
- Mooers C., Maul G. 1998. Intra-Americas sea circulation. En: Brink H., Robinson A. (Eds.). The sea. Wiley, New Cork. 1062 pp.
- Nobre P., Shukla J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9: 2464-2479.
- Reynolds R., Smith T. 1994. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate* 6: 768-774.
- Reynolds R., Rayner N., Smith T., Stokes D., Wong W. 2002. An improved in situ and satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate* 15: 1609-1625.
- Richardson P. 2005. Caribbean current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Research II* 52: 429-463.
- Ripa P. 2002. Ajuste de datos por cuadrados mínimos. *Ciencias Marinas* 28 (1): 79-105.
- Ruiz-Ochoa M., Bernal G. 2009. Variabilidad estacional e interanual del viento en los datos del reanálisis NCEP/NCAR en la cuenca Colombia, mar Caribe. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 20: 7-20.

## **E. Anexo: La salinidad en la Cuenca Colombia, mar Caribe**

Este anexo contiene un resumen extenso de su mismo nombre, desarrollado como otra de las actividades académicas de la tesis. El resumen fue publicado en el Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR), Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21, editado por INVEMAR-ACIMAR, ISBN: 978-958-8448-30-5. De esta manera, se adjunta la versión publicada de la siguiente referencia:

**Ruiz-Ochoa, M.;** Bernal, G.; Beier, E. y A. Osorio. 2010. La salinidad en la Cuenca Colombia, mar Caribe. pp. 39–45. En: INVEMAR-ACIMAR (Eds.). Libro de resúmenes extendidos XIV Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar (SENALMAR). Serie de Publicaciones Especiales de Invemar No. 21. Santa Marta. 578 p. ISBN (Versión impresa): 978-958-8448-30-5.

## LA SALINIDAD EN LA CUENCA COLOMBIA, MAR CARIBE

Ruiz-Ochoa<sup>1</sup>, M.; Bernal<sup>1</sup>, G.; Beier<sup>2</sup>, E.; Osorio<sup>1</sup>, A.

1. Universidad Nacional Sede Medellín, Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Doctorado en Ingeniería, Recursos Hidráulicos. Carrera 80 No. 65-223, Medellín, Colombia. maruizo@bt.unal.edu.co, gbernal@unal.edu.co, afosorioar@unal.edu.co.
2. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada – Unidad La Paz. Miraflores No. 334 e/Mulegú y La Paz, CP 23050. La Paz, Baja California Sur, México. ebeier@cicese.mx

### RESUMEN

En la Cuenca Colombia las observaciones de salinidad son muy escasas y son pocas las fuentes de información sobre esta variable. Una de las fuentes más utilizadas para entender la variación estacional de esta variable es la climatología de Levitus, la cual corresponde a datos hidrográficos históricos en el área. Las salidas de la circulación media del modelo de circulación global (POCM-4C) se usaron para entender la distribución de las masas de agua obtenidas de la hidrografía de Levitus en tres regiones de la Cuenca Colombia. La variabilidad estacional de los datos permitió separar la cuenca en tres regiones: noreste (surgencia de La Guajira), suroeste (golfo del Darién y Costa Rica) y norte-central (norte de 14°N y centro de la cuenca). La salinidad superficial osciló entre ~33 y ~37 debido a: los afloramientos de agua; la descarga de ríos; y la advección de agua desde el pasaje Aruba respectivamente. La variabilidad estacional de la estructura vertical es importante sólo en las capas superficiales, siendo la variabilidad profunda dominada por la circulación general del Caribe. La combinación del efecto de las surgencias en La Guajira, la descarga de los ríos y la circulación superficial producen un tipo de agua que denominamos Agua Superficial del Giro Panamá-Colombia, de baja salinidad y relativamente fría comparada con el Agua Superficial del Caribe.

**Palabras claves:** Salinidad superficial del mar, Levitus, POCM-4C, cuenca Colombia.

### INTRODUCCIÓN

Junto con la temperatura, la salinidad determina las masas de agua del océano y a través de la geostrofia influye en su dinámica y en las corrientes (Maes, 1999). Asimismo, debido a su importancia en el estudio de las interacciones entre el clima, la circulación oceánica y el ciclo global del agua, la National Aeronautics and

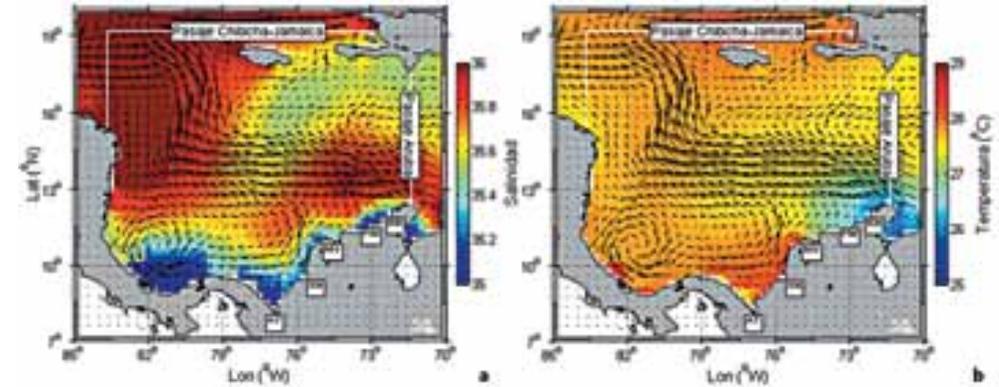
Space Administration (NASA) está llevando a cabo la misión Aquarius/SAC-D que consiste en realizar mediciones de salinidad del océano desde el satélite a una resolución espacial de 150 km (<http://aquarius.nasa.gov/index.html>). Sin embargo, en el Caribe colombiano las fuentes de información hidrográficas son muy escasas y los datos *in situ* disponibles a la comunidad son pocos. A nivel internacional se cuenta con registros históricos almacenados por la National Oceanographic Data Center (NODC, <http://www.nodc.noaa.gov/>), recogidos de las rutas de los barcos comerciales y cruceros oceanográficos históricos que constituyen la base de datos con la cual se construye la climatología de Levitus (Levitus *et al.*, 1994).

La climatología de la salinidad de Levitus se ha usado en diferentes partes del mundo, p.e. en el mar de Omán y la bahía de Benguela (Jensen, 2001), en el Atlántico Norte (Chao y Lozier, 2001) y en noroeste del océano Atlántico tropical (Foltz y McPhaden, 2005). Así como también para inicializar los modelos, como es el caso del modelo de circulación general en estudio, Parallel Oceanic Circulation Model (POCM-4C, Tokmakian, 1998), el cual ha mostrado buenos resultados en las salidas del mismo, p.e. altura del nivel del mar en regiones como el norte del océano Atlántico (Ferry *et al.*, 2000), el océano Índico (Matano *et al.*, 2008), el sur del mar de China (Liu *et al.*, 2001) y la Cuenca Colombia (Ruiz-Ochoa *et al.*, en prep.). Sin embargo, la salinidad es altamente sensible a la afluencia de agua dulce (Omstedt y Hansson, 2006), y más en esta región donde la descarga de los ríos es del orden de  $10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Restrepo y Kjerfve, 2004) por lo que, si no se cuenta con valores confiables de la descarga de ríos las interpretaciones de la circulación superficial y los balances termodinámicos en la regiones costeras no serán muy precisos.

El objetivo del presente trabajo es utilizar los datos históricos hidrográficos de Levitus para analizar las masas de agua superficiales de la cuenca Colombia y proponer mecanismos de su formación.

## METODOLOGÍA

El área ubicada entre  $7^\circ - 20^\circ\text{N}$  y  $85^\circ - 70^\circ\text{W}$ , Figura 1, corresponde a la Cuenca Colombia, donde se utilizaron los registros climatológicos hidrográficos de Levitus con resolución espacial de  $1/4^\circ$  y hasta 1500 m de profundidad (Levitus *et al.*, 1994, [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd\\_ts01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/qd_ts01.html)). Los datos del modelo POCM-4C fueron obtenidos a través de comunicación personal con la Dra. Robin Tokmakian. Este modelo global fue corrido para un periodo de 19 años (1979 a 1998) y forzado con datos atmosféricos derivados del re-análisis del European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), pero además incluyó información de algunas descargas de los ríos. La resolución espacial de las salidas del modelo es de  $1/4^\circ$ , con profundidades hasta 5200 m. Una descripción detallada del modelo se encuentra en Stammer *et al.* (1996 y referencias adentro). Los valores de los aportes de ríos fueron obtenidos del documento caudales de algunos ríos del mundo (Unesco, 1974).

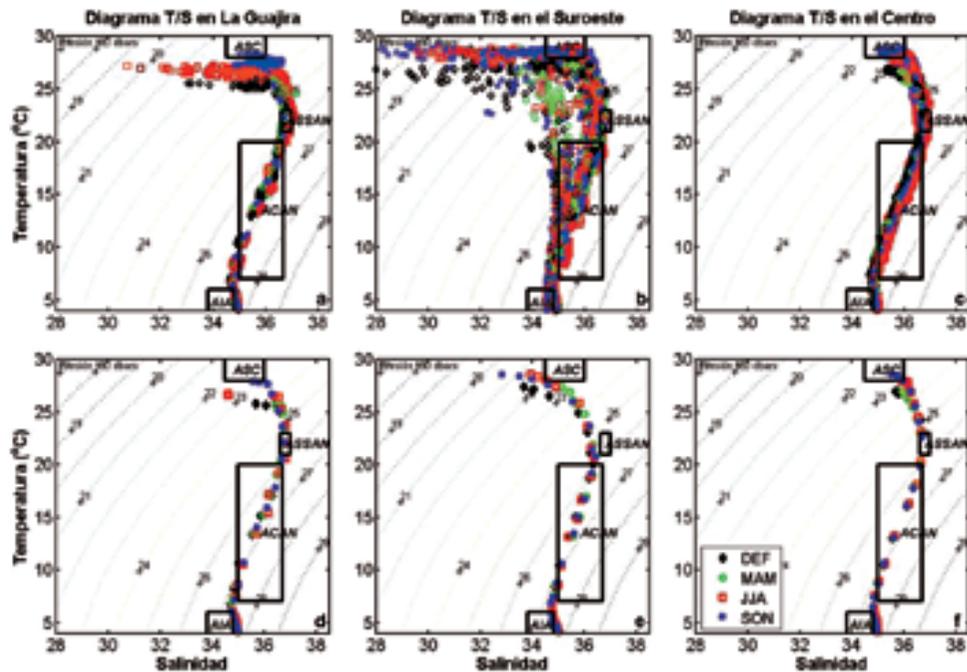


**Figura 1.** Distribución espacial de: a) salinidad superficial y b) temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) superficial del mar de los registros hidrográficos de Levitus. Los vectores corresponden a la velocidad media ( $\text{cm s}^{-1}$ ) del modelo POCM. AT: río Atrato, SN: río Sinú, MG: río Magdalena, PM: río Palomino y RN: río Ranchería.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La variabilidad estacional permitió separar la cuenca en tres regiones (Figura 1): noreste (surgencias de La Guajira), suroeste (golfo del Darién y Costa Rica) y norte-central (norte de  $14^\circ\text{N}$  y centro de la cuenca). A nivel superficial los datos de Levitus oscilaron entre  $\sim 33$  y  $\sim 37$ , mientras que las salinidades modeladas registraron un mínimo de  $\sim 34$  y un máximo de  $\sim 36$ . En el NE las salinidades siempre fueron más altas que en el SW, lo cual atribuimos al fenómeno de surgencias que es controlado por la variabilidad estacional de los vientos Alisios (Andrade y Barton, 2005). Andrade y Barton (2005) y Petus *et al.* (2007) encontraron que las surgencias son más fuertes en época seca (diciembre-febrero y junio-agosto) y desaparece durante la época húmeda (marzo-mayo y septiembre-noviembre). Sin embargo, los datos analizados mostraron que los valores más altos de salinidad ( $\sim 37$ ) se presentan en el trimestre marzo-mayo (Figura 2).

En general la distribución de la salinidad superficial en la región central de la cuenca está dominada por la circulación de la Corriente del Caribe (Figura 1), la cual transporta aguas con valores de salinidad relativamente altos. Así entre el pasaje Aruba, por donde entra la corriente del Caribe y la plataforma Centroamericana se presentan salinidades mayores a 35.8, mientras que al sur de la cuenca, la circulación semicerrada del Giro Panamá-Colombia advecta aguas de bajas salinidades hacia el este que son producto de la descarga fluvial. Estos valores de salinidades bajas están asociados a los aportes de agua dulce de los ríos Atrato, Sinú y Magdalena (ver Figura 1), que a su vez sus descargas están controladas por las migraciones estacionales de la Zona de Convergencia Intertropical (Poveda, 2004).



**Figura 2.** Masas de agua identificadas en tres regiones de la Cuenca Colombia durante los cuatro trimestres climáticos: a) todos los puntos en La Guajira, b) todos los puntos en el suroeste, c) todos los puntos en el centro de la cuenca, d) promedio en La Guajira, e) promedio en el suroeste, y f) promedio en el centro de la cuenca.

Por su parte la temperatura superficial del mar mostró valores menores a 26.5°C en La Guajira, lo que confirma el fenómeno de surgencia que se presenta en esta región de la Cuenca Colombia. Las surgencias traerían aguas del máximo sub-superficial de salinidad (ASSAN, ver Fig. 2), hacia capas superiores y por tanto un aumento de la salinidad superficial de la región de La Guajira.

Se identificó cuatro masas de agua que se presentan en la Tabla 1 por medio de diagramas ( $\theta, S$ ). En el suroeste se encontró la mayor dispersión de los datos con la presencia de un tipo de agua de baja salinidad y relativamente fría comparada con el ASC. Esta agua la hemos denominado Agua Superficial del Giro Panamá-Colombia y es producto de la combinación del efecto de las surgencias en La Guajira, la descarga de los ríos y la circulación superficial. El ASC sólo estuvo presente en la región central de la cuenca y durante todo el año presentó poca variabilidad.

La variabilidad estacional de la estructura vertical es importante sólo en las capas superficiales, siendo la variabilidad profunda dominada por la circulación general del Caribe.

**Tabla 1.** Masas de agua presentes en la cuenca Colombia. T: Temperatura, S: Salinidad.

Masas de agua	T(oC)	S	Referencias
Agua Superficial del Caribe (ASC)	28-30	34,5-36	Hernández-Guerra y Joyce (2000)
Agua Subsuperficial del Atlántico Norte (ASSAN)	21-23	36,6-37	Gallegos y Czitrom (1997), Hernández-Guerra y Joyce (2000)
Agua Central del Atlántico Norte (ACAN)	7-20	35-36,7	Gallegos y Czitrom (1997)
Agua Intermedia Antártica (AIA)	2-6	33,8-34,8	Gallegos y Czitrom (1997)

## CONCLUSIONES

Las características de la salinidad, tanto en superficie como en profundidad, obtenidas de la base de datos de Levitus, pueden ser útiles para estimar posibles cambios en los balances de masa de largo plazo, principalmente en esta región poco estudiada. La circulación superficial modelada muestra que el Giro Panamá-Colombia consiste de una circulación ciclónica poco conectada con la Corriente del Caribe. La advección limitada del Agua Central del Caribe hacia la región del Giro Panamá-Colombia produce que el agua superficial en esta región sea producto de forzamientos locales como lo son: las surgencias de La Guajira; y las descargas fluviales. En consecuencia, y como combinación de estos dos forzamientos, el Agua Superficial del Giro Panamá-Colombia es una mezcla de agua salina, traída desde las capas sub-superficiales cercanas al máximo de salinidad correspondiente al ASSAN y agua poco salina producto del escurrimiento continental. Las características termohalinas de esta agua son: salinidades bajas y más frías que las aguas adyacentes de la circulación general del Caribe.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero otorgado por la Fundación para la Promoción de la Investigación y la Tecnología del Banco de la República de Colombia y por COLCIENCIAS. Así como a la Dra. Robin Tokmakian por los datos del modelo POCM-4C.

## REFERENCIAS

- Andrade C., Barton E. 2005. The Guajira upwelling system. *Continental Shelf Research* 25: 1003-1022.
- Chao Y., Lozier M. 2001. Evaluation of North Atlantic property field simulations at 1/6°. *Journal of Physical Oceanography* 31: 3200-3213.
- Ferry N., Reverdin G., Oschlies A. 2000. Seasonal sea surface height variability in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 105 (C3): 6307-6326.
- Foltz G., McPhaden M. 2005. Mixed layer heat balance on intraseasonal time scales in the northwestern tropical Atlantic Ocean. *Journal of Climate* 18: 4168-4184.
- Gallegos A., Czitrom S. 1997. Aspectos de la oceanografía física regional del mar Caribe. 225-242. En: Lavín M. (Ed.). *Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana.*
- Hernández-Guerra A., Joyce T. M. 2000. Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66°W. *Geophysical Research Letters* 27 (21): 3497-3500, doi:10.1029/1999GL011230.
- Jensen T. 2001. Arabian sea and bay of Bengal exchange of salt and tracers in an ocean model. *Geophysical Research Letters* 28 (20): 3967-3970.
- Maes C. 1999. A note on the vertical scales of temperature and salinity and their signature in dynamic height in the western Pacific Ocean: Implications for data assimilation. *Journal of Geophysical Research* 104 (C5): 11,037-11,048.
- Matano R., Beier E., Strub P. 2008. The seasonal variability of the circulation in the South Indian Ocean: Model and observations. *Journal of Marine Systems* 74: 315-328.
- Levitus S., Burgett R., Boyer T. 1994. *World ocean atlas 1994. Vol. 3: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 99 pp.*
- Liu Q., Jia Y., Liu P., Wang Q., Chu P. 2001. Seasonal and intraseasonal thermocline variability in the central South China Sea. *Geophysical Research Letters* 28 (23): 4467-4470.
- Omstedt A., Hansson D. 2006. The Baltic Sea ocean climate system memory and response to changes in the water and heat balance components. *Continental Shelf Research* 26: 236-251.
- Petus C., García-Valencia C., Thomas Y., Cesaracio M. 2007. Étude de la variabilité saisonnière et interannuelle de la résurgence de La Guajira (Colombie) par analyse de données satellitaires AMI-Wind, SeaWinds et AVHRR. *Revue Télédétection* 7 (1-2-3-4): 143-156.
- Poveda G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 28 (107): 201-222.
- Restrepo J., Kjerfve B. 2004. The Pacific and Caribbean rivers of Colombia: water discharge, sediment transport and dissolved loads. En: 169-187. Lacerda L., Santelli R., Duursma E., Abrao J. (Ed.). *Environmental geochemistry in tropical and subtropical environments. Springer Verlag. Berlin. 169-187 pp.*
- Ruiz-Ochoa M., Beier E., Bernal G. En prep. Seasonal variability of the sea surface height in the Colombian Basin related to wind stress curl.
- Stammer D., Tokmakian R., Semtner A., Wunsch C. 1996. How well does a 1/48 global circulation model simulate large-scale oceanic observations?. *Journal of Geophysical Research* 101 (C10): 25,779-25,811.
- Tokmakian R. 1998. A high resolution ocean model with variable forcing of wind, heat, and freshwater: Initial evaluation. *International WOCE Newsletter* 32: 26-28.
- Unesco. 1974. *Caudales de algunos ríos del mundo. Vol. 3, Parte 2. Caudales mensuales medios y caudales extremos (1969-1972). Editorial de la Unesco. París. 121 pp.*