

Sobre la existencia de una celda de circulación atmosférica sobre el Caribe y su efecto en las corrientes de Ekman del Caribe suroccidental

On the existence of an atmospheric circulation cello ver the Caribbean and its effect on the Ekman´s currents in the southwestern Caribbean sea.

Fecha de recepción: 2013-08-15 / Fecha de aceptación: 2013 -11-01

Carlos Alberto Andrade¹ y Eric Desmond Barton²

¹Grupo de Investigaciones en Oceanología, Escuela Naval, Cartagena de Indias, Isla Manzanillo, Cartagena de Indias, tel.: 665 9303 candrade@costa.net.co

²Instituto de Investigaciones Marinas (CSIC) - Eduardo Cabello 6 - VIGO 36208 - Pontevedra - España tel.: 34 986 231930 x 368 e.d.barton@iim.csic.es

Carlos Alberto Andrade y Eric Desmond Barton 2013. Descripción fisiográfica de la Isla de San Andrés: aproximación inicial al entendimiento integral de la problemática erosiva. Bol.Cient.CIOH(31):73-94

RESUMEN

Investigaciones sobre la dinámica de la atmosfera y el océano en la Cuenca de Colombia en el mar Caribe llevadas a cabo de 1992 a 1999 con medidas in situ y sensores remotos mostraron la existencia de una celda atmosférica del tipo Walker, compuesta por los vientos Alisios que vienen del Este, convergencia (ascenso) sobre la masa continental de Centroamérica, vientos del oeste al nivel de 200 mb y divergencia (descenso) en el centro del mar Caribe. Los vientos Alisios toman la forma de un viento de chorro de nivel superficial en el centro del Caribe que produce corrientes de Ekman en el Caribe suroccidental de hasta 1Sv cuya dirección superficial es hacia la Cuenca Caimán.

ABSTRACT

Research on the atmospheric and ocean dynamics of the Colombian Basin of the Caribbean Sea was carried out on the basis of historical climatic data, in situ observations and remotely sensed measurements made during the period 1992-1999. An atmospheric zonal cell, composed of the surface easterly Trade winds, near-surface convergence and rising over the Central American landmass, the westerly winds at the 200 hPa level, and divergence and sinking in the centre of the Caribbean Sea. The Trade winds take the form of a seasonally varying low-level jet in the central Caribbean that produces Ekman currents up to 1 Sv which surface direction is the Cayman Basin.

Palabras clave: Mar Caribe, Celda de circulación atmosférica, viento de chorro superficial del Caribe, Corrientes de Ekman.

Keywords: Caribbean Sea, atmospheric cell, Caribbean Low-level Jet, Ekman currents.

INTRODUCCIÓN

El mar Caribe junto con el Golfo de México y el Estrecho de Florida son parte de un gran sistema conocido como Mar Intra-americano. En esta región se forma el sistema de la Corriente del Golfo, uno de los mecanismos de transporte de calor y de sal más importantes del mundo [1]. Por esta razón, los cambios que ocurren en el Mar Intra-americano influyen tierras remotas

tan lejanas como el Norte de Europa.

El mar Caribe tiene tres partes principales, la Cuenca Venezuela en el Caribe oriental, el Mar Caimán en la parte occidental y la Cuenca Colombia en la parte central y suroccidental (figura 1) limitada por Colombia, Centroamérica y el Este de Honduras. La variabilidad de la circulación en la Cuenca Colombia es conocida en su generalidad en escala regional, pero menos a nivel de escalas medias e interanuales [2] [3].



Figura 1. Área de estudio mostrando los rasgos geográficos y geológicos más importantes.

La meteorología del Caribe puede ser descrita en términos del viento y la precipitación y su variabilidad espacial y temporal. En los trópicos la temperatura ambiente no cambia significativamente durante el año como ocurre en los sub-trópicos, sin embargo la variación estacional se determina por los cambios en las características de la presión atmosférica en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), un cinturón continuo de baja presión atmosférica que rodea el planeta cerca del Ecuador y que ejerce un control importante en los regímenes de viento y de precipitación.

El clima en la Cuenca Colombia se encuentra modulado por la posición de la ZCIT y por el ciclo del Sistema de Monzón Americano (el movimiento meridional de la estación de lluvias a lo largo del año, en los trópicos). Así las cosas, la estacionalidad de la posición de la ZCIT corresponde a la estación seca o estación de vientos (de Diciembre a Abril) y de lluvias y

calma (de Agosto a Octubre) [4] [5]. El resto del año es de transición entre estas estaciones. En general, el Caribe es un área relativamente seca a lo largo del año con significativa precipitación localizada en la costa de barlovento de las faldas montañosas de cada isla [6] y de la cadena montañosa centroamericana.

Durante la estación de vientos (o estación seca) la ZCIT reside en su posición más al sur alrededor de 0-5° S (figura 2). Durante esa época los vientos Alisios del Norte, dominan el área con un promedio de velocidad diario de cerca de 8 m s⁻¹ y hasta de 15 m s⁻¹ durante el máximo diurno [7]. Durante esta estación, los vientos Alisios tienen una componente hacia el sur en la Cuenca de Colombia y casi no hay precipitación en la costa colombiana ni en las Antillas de Sotavento (Antillas interiores) mientras que llueve casi permanentemente durante todo el año sobre la costa del Caribe en el Darién, Panamá y Costa Rica.

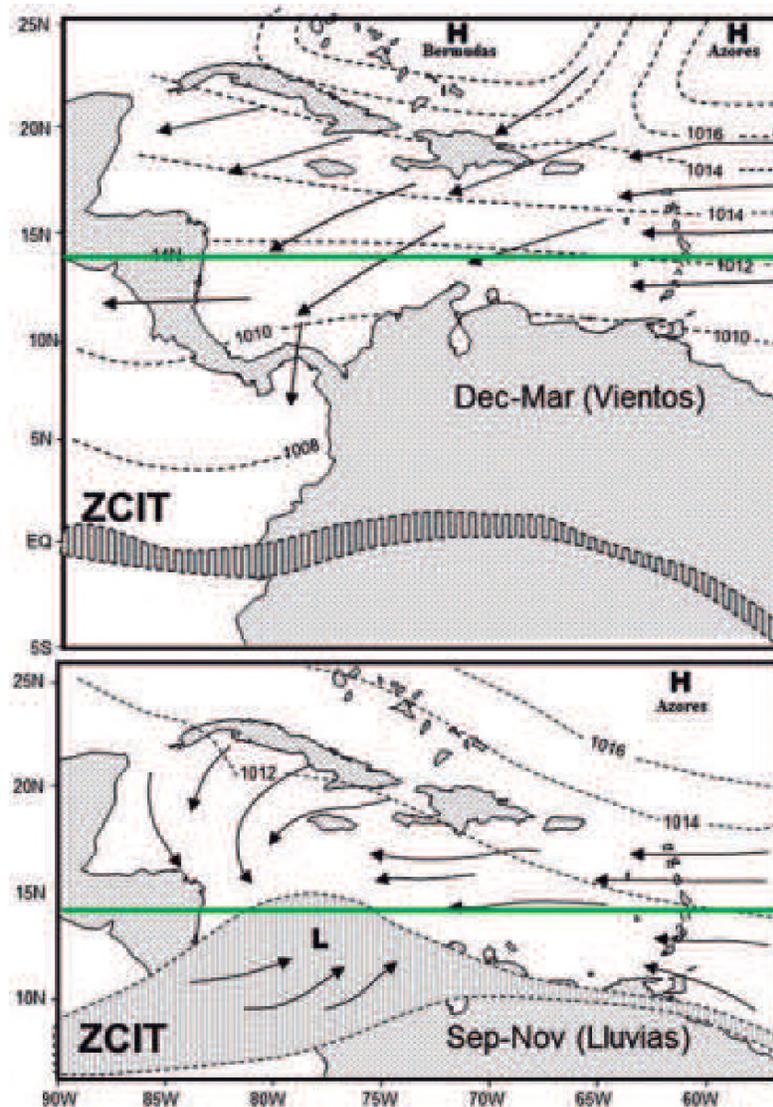


Figura 2. Zona de Convergencia Intertropical. Su posición durante la estación de vientos (superior) y la estación de lluvias en la parte inferior (Adaptado de [4]).

De abril a junio, los Alisios se debilitan y ocurren algunas lluvias en la Cuenca Colombia. Esta época también se conoce como la "estación de Transición". Sin embargo, durante junio-agosto los vientos Alisios aumentan temporalmente, y se disminuye la frecuencia de precipitaciones en la región. Este fenómeno es conocido como el "veranillo" [8].

Durante la estación de lluvias, de agosto a octubre, la ZCIT se mueve hasta 10-12° N permitiendo que los vientos Alisios del Sur, crucen el istmo centroamericano y alcancen la

Cuenca de Colombia (figura 2b). Los vientos asociados son débiles en el Caribe suroccidental y los Alisios del sur producen un viento de chorro en superficie hacia el Este sobre la costa Pacífica colombiana promoviendo la precipitación más alta de cualquier lugar en el mundo que ocurre alrededor de Lloró en el Chocó [9].

Los Alisios del Sur, más débiles ($\sim 4 \text{ m s}^{-1}$) y más irregulares, interactúan con los Alisios del Norte y, junto con un alto contenido de vapor de agua, crean condiciones propicias para producir inestabilidad atmosférica. Consecuentemente,

es frecuente el desarrollo de Cumulonimbus explosivos con sus correspondientes tormentas. Algunas veces estas condiciones favorecen la formación de ciclones tropicales dentro del Caribe occidental. Durante esta época ocurren diferentes regímenes a cada lado de 10° N. Los vientos Alisios del Sur están presentes al sur de 10° N mientras que los Alisios del Norte permanecen fuertes sobre

el Caribe central. Entonces ocurre un fuerte gradiente en el viento que inhiben las lluvias en la parte norte. Como resultado de esto, la precipitación causada por el régimen climático producido por la ZCIT solo afecta la Cuenca de Colombia al sur de 10° N y la presencia de los Alisios del Norte ocurren permanentemente afuera de la península Guajira y más al Este de forma casi permanente (figura 3).

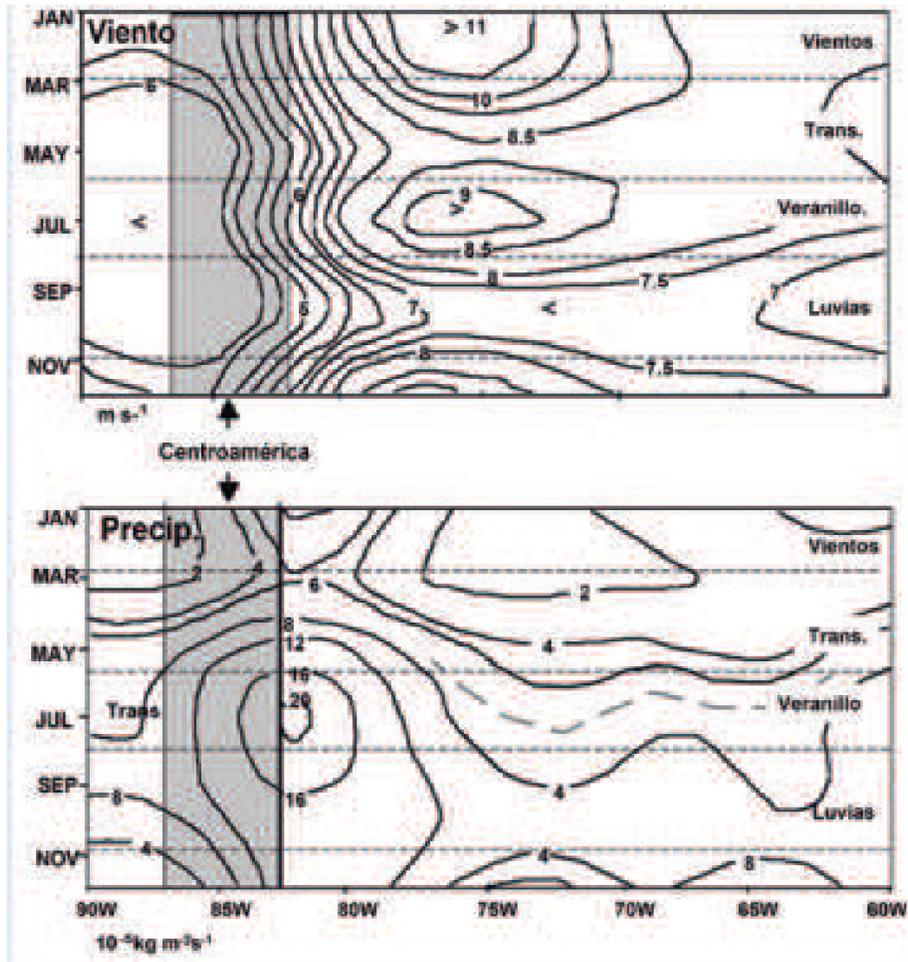


Figura 3. La media mensual climatológica (1958-1998) de a) la velocidad del viento (m.s-1) y b) la rata de precipitación ($10^5 \text{kg m}^2 \text{s}^{-1}$) en latitud 14° N, diagramadas en función del tiempo y longitud. Se advierte un periodo de vientos más fuertes entre diciembre y abril alternando con las más altas ratas de precipitación a largo del Caribe. Las máximas precipitaciones y vientos más débiles ocurren sobre la costa Caribe de Centroamérica a lo largo del año. La intensificación del viento en Julio está asociada al llamado "Veranillo".

Las oscilaciones intra-estacionales también son factores importantes en el clima de la región. El modo más dominante del campo de presión en el Caribe son las ondas del Este con un ciclo periódico de siete días. Estos pulsos modulan los casi meridionales vientos del Este dándoles una componente variable más al norte o más al sur. También los frentes fríos que viajan hacia el Este originados en Norteamérica invaden el Caribe en procesos que toman de 10 a 14 días. Estos son especialmente fuertes durante el invierno boreal [10]. La interacción entre estas dos oscilaciones afecta el campo de velocidad y subsecuentemente produce efectos en la precipitación y el estrés del viento en el área [7], [11].

Otras oscilaciones como las de 40-50 días de periodo (de Madden y Julian) se han detectado en los datos de temperatura superficial del mar y de precipitación de Santa Marta, Colombia en 11° N [12]. Más recientemente se encontró una oscilación en el régimen de precipitación de 80-100 días en los datos de precipitación en Panamá [13]. Esta onda no ha sido puesta

en contexto climático todavía pero puede ser importante en el régimen termohalino de esta región en particular debido a la posible formación de lentes de agua menos densa que gire anticiclónicamente [14].

La variabilidad asociada al Fenómeno de Niño-Oscilación del Sur (ENOS), -el calentamiento de la superficie del mar en el Océano Pacífico tropical en el Este asociado a la inversión de la dirección del viento en la circulación Walker en el hemisferio Sur- tiene influencia significativa en el clima del Caribe [15] (figura 4) . Los periodos cálidos del ENOS se correlacionan con sequías en el norte del Caribe colombiano [16] [17] y Venezuela mientras que los eventos de La Niña (la fase inversa del ENOS) coinciden con anomalías positivas de precipitación [11] particularmente en Colombia [17] [18] [19] [20] [21]. La variabilidad en la temperatura superficial del mar relacionado con el ENOS también ha sido detectada [22] [23]. El calentamiento del Caribe ocurre de 4 a 5 meses después del clímax cálido en el Pacífico oriental [24].

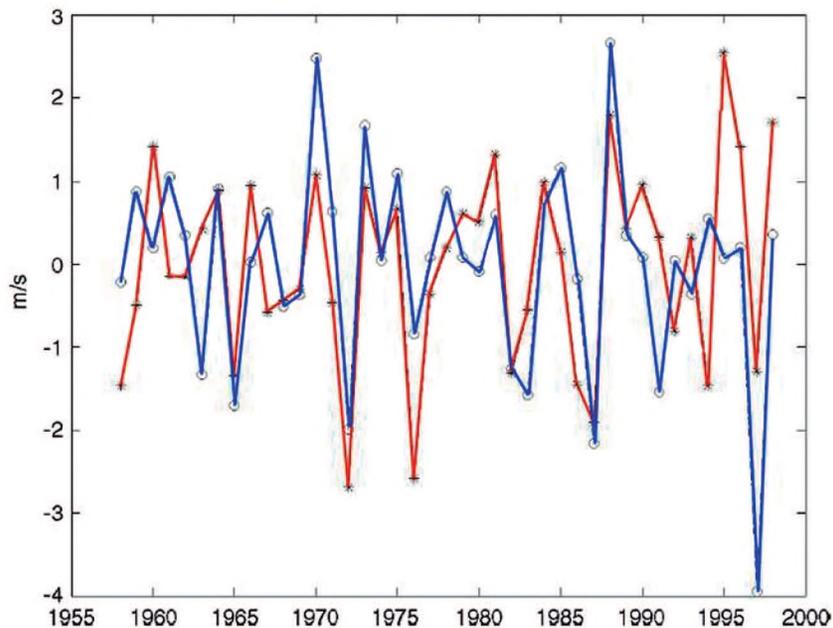


Figura 4. La correlación entre el Índice del área NIÑO 3 (en azul) y el índice de anomalía del Jet de viento superficial en julio (en rojo) muestra una fuerte correlación en el trabajo en [15].

Es bien conocido que la variabilidad atmosférica en el Caribe tiene una enorme influencia en la circulación oceánica y en este trabajo se presentan resultados de las investigaciones hechas sobre su relación con la fuerte variación estacional y geográfica de los regímenes de estrés del viento y precipitación con los diferentes aspectos de la circulación oceánica especialmente en el Mar Caribe suroccidental [2] [25], especialmente por su importante papel en la evolución del sistema de corrientes en esta esquina semicerrada del Caribe.

El campo de vientos en superficie sobre el mar Caribe está caracterizado por la aceleración de los Vientos Alisios en un flujo de viento hacia el Oeste con mayor velocidad en un núcleo que forma un viento de chorro, un "jet de viento en superficie" (un "Low-level Jet" en inglés) permanente, localizado en el centro de la cuenca [26] [27] [28] [29]. El núcleo del "chorro de superficie" tiene cambios estacionales tanto en intensidad como en posición geográfica, que tienen implicaciones en variaciones importantes en las corrientes de superficie. La variación estacional del estrés del viento ha sido estudiada en el Caribe [30] basados en datos climatológicos. El estudio reveló la persistencia a lo largo del año de este régimen de viento y que los cambios estacionales más drásticos que ocurren en el sur y el oeste del Caribe cuando los gradientes meteorológicos son más grandes presumiblemente afectan la circulación forzada por el viento en esa parte del Caribe.

La variabilidad de la intensidad y dirección de los Alisios, modulada por el movimiento de la ZCIT y su relación con las estaciones de lluvias explicada anteriormente, requiere sin embargo de una descripción más detallada de los patrones de viento y precipitación para entender el comportamiento de las corrientes manejadas por el viento y las termohalinas en la Cuenca de Colombia.

Así mismo, fue de interés hacer un análisis de la relación entre el "viento de chorro en superficie", los patrones de viento a niveles más altos y el régimen de precipitación, para entender los mecanismos que actúan entre ellos y que explique en parte, la variabilidad de la interacción océano-atmósfera.

En este documento se examinan datos climatológicos para demostrar que el "jet" de viento superficial del Caribe, define el límite inferior de una celda atmosférica semipermanente cuya estructura tiene una estrecha relación con el régimen de precipitación sobre el Caribe. En contraste con la situación relativamente invariante de los sectores central y oriental, el Caribe suroccidental está sujeto a una fuerte variabilidad estacional debido a la migración anual de la ZCIT dentro de la región. Finalmente se consideran algunas implicaciones de la influencia del jet de viento superficial en el régimen del flujo oceánico en el Caribe suroccidental.

METODOLOGÍA

El análisis se realizó mediante el uso de los datos del Atlas que recoge el re-análisis hecho por las oficinas de NCEP-NCAR [31]. Este Atlas contiene las medias mensuales multianuales de largo plazo (1965-2012) de la velocidad y dirección del viento a diferentes alturas en la atmósfera, la rata de precipitación, la divergencia en superficie y la vorticidad en una grilla de dos y medio grados.

El conjunto de datos de viento fue comparado con datos sinópticos in situ, perfiles verticales de globos tomados del experimento PACSONET [32] en Cartagena y los datos del Sensor Especial para Representación de Microondas (SSMI) tomados en 1997. El SSMI es un detector multi-espectral diseñado para inferir la velocidad del viento en la superficie, mediante la medición de la rugosidad de la superficie del mar, la precipitación y la rata de precipitación (a través de algoritmos que dan un error medio cuadrático (rms) de 1 m s^{-1} , 1 milímetro y 1 milímetro por hora respectivamente) e información sobre la cantidad de agua líquida en las nubes así como de vapor de agua [33]. Los mosaicos compuestos para el año y para cada mes fueron realizados a través del sistema interactivo del buscador de NASA de donde los datos sobre el mar Caribe fueron extraídos y examinados. Los datos fueron comparados con la media climatológica del Atlas de NCEP-NCAR y los datos de precipitación fueron comparados espacialmente con el índice de vegetación obtenida por sensores remotos para el área del Caribe, con el objetivo de buscar patrones espaciales en la región.

También se obtuvieron datos de Atlas de parámetros individuales de NCEP-NCAR en una grilla de 2° de forma mensual de Julio a Diciembre de 1997 correspondiendo al periodo en el que se realizó el crucero oceanográfico a bordo del ARC Providencia en el área cuando se muestreó la estructura superficial del océano. En él, la profundidad de la capa de mezcla fue medida con CTD sobre estaciones a lo largo de arcos de órbita de TOPEX-POSEIDON en la Cuenca de Colombia [25], así como los parámetros meteorológicos utilizados para los cálculos de corrientes de Ekman.

Los valores mensuales del estrés del viento $\tau = \rho_a C_d w^2$ fueron calculados en cada nodo de la grilla asumiendo un coeficiente de fricción constante de $C_d = 1.4 \times 10^{-3}$ y una densidad constante del aire $\rho_a = 1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, y donde w es el viento en superficie en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. El estrés del viento esta aplicado en la misma dirección al vector del viento.

El transporte de Ekman $M_E = \vec{\tau} / \rho_a \cdot f$ y las corrientes de Ekman, $v_o = \sqrt{2\pi\tau} / D_E \rho_w |f|$ fueron calculadas en cada punto de la grilla (D_E es la profundidad hasta donde alcanza la influencia de la fricción y $\rho_w \sim 1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ la densidad de agua).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Régimen de viento

Estructura horizontal

El mar Caribe se encuentra justo al norte del ecuador terrestre presentando una costa orientada más o menos Este-Oeste a lo largo de su límite sur, alrededor de 9°N que va desde 60°W a 90°W, es decir, una distancia de alrededor de 2500 km. Como se dijo, gobiernan la región los vientos alisios que son casi zonales y soplan paralelos a este límite [34] [4]. Un viento de chorro a nivel superficial es el rasgo dominante. Este patrón de viento sopla hacia la masa de tierra Centroamericana que se orienta norte-sur, extendiéndose por más de 1000 km a lo largo de 90° W. Las medias mensuales multianuales del vector de velocidad extraídas del re-análisis de NCEP-NCAR, en la superficie de 200 mb permiten describir el viento de chorro en términos de cambios espaciales y temporales.

La velocidad del viento decrece drásticamente en la masa terrestre de Centroamérica donde

el flujo de aire incidente es bloqueado por la topografía montañosa. La variación estacional del viento es consistente a través de todo el mar Caribe. Durante la estación de vientos (diciembre-marzo) el viento de chorro está restringido a la cuenca de Colombia con velocidades cercanas a $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en general hacia el oeste, pero tiene una componente sur significativa más fuerte en la esquina suroccidental (figura 3). Máximos valores de velocidad del viento ocurren en enero (estación de vientos) alrededor de 75° W; el jet superficial se debilita gradualmente hacia el Este. La fuerza del viento en general disminuye a un mínimo ($< 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) en mayo, antes de volver a crecer a un máximo en el Veranillo ($> 9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) en julio. Los vientos más débiles del año ocurren en octubre durante la temporada de lluvias.

Afuera de la costa centroamericana, es decir, al Este de 80° W la lluvia corresponde a las estaciones ya mencionadas (figura 3). Durante la estación de vientos ocurre el mínimo de lluvias a todo lo largo del mar Caribe. La lluvia se empieza a incrementar en la estación de transición (marzo-junio), pasa por un pequeño mínimo durante el Veranillo y alcanza su máximo en octubre. Hay que destacar que el máximo de precipitación se alcanza en el Golfo de Mosquitos durante el Veranillo en el resto del área, de tal forma que el viento y la precipitación presente una variación anual bimodal.

La variación estacional de la distribución espacial del jet superficial y el viento a nivel de 200 hPa ($\sim 10 \text{ km}$ de altura) muestra un desarrollo interesante. Durante la estación de viento (diciembre-marzo) el jet superficial es más fuerte en 75° W donde se encuentran velocidades mayores a $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. El jet superficial es zonal sobre la mayor parte del Caribe pero gira un poco al suroeste al entrar al Caribe suroccidental. En el nivel de 200 hPa el viento tiene una dirección hacia el noreste opuesta a la dirección del viento de chorro en superficie a 0 hPa y más o menos a la misma velocidad (figura 5a).

El monzón centroamericano llega a la Cuenca Colombia con el desplazamiento del núcleo del viento de chorro superficial hacia el centro del Caribe en abril y junio. Al mismo tiempo la componente meridional desaparece y los vientos Alisios se debilitan (figura 5a). El campo de viento a 200 hPa de altura cambia de Suroeste a Oeste y la velocidad baja también

(figura 5b). Ocurre una cantidad importante de precipitación en la parte suroccidental junto con una disminución de los vientos del suroeste.

Durante julio-agosto en el "Veranillo" el núcleo del viento de chorro superficial es más pronunciado en la cuenca occidental. Esta condición es muy parecida a la que ocurre en la estación de vientos cuando se inhibe la precipitación pero tiene solo cuatro o cinco semanas de duración luego de los cuales, el núcleo del viento de chorro regresa hacia el Este. Al mismo tiempo el viento en altura se debilita y

permanece hacia el sureste (figura 5c).

Durante la época de lluvias (septiembre – noviembre) ocurre un máximo de precipitación en el Caribe suroccidental y las velocidades más altas del viento de chorro ocurren en el Caribe central hasta octubre. Los vientos en 200 mb sobre el Caribe responden al movimiento de un centro de alta presión sobre Yucatán en octubre, Panamá en noviembre y Ecuador en diciembre, mientras rota del noroeste al oeste sobre el Caribe a la llegada de la estación de vientos (figura 5d).

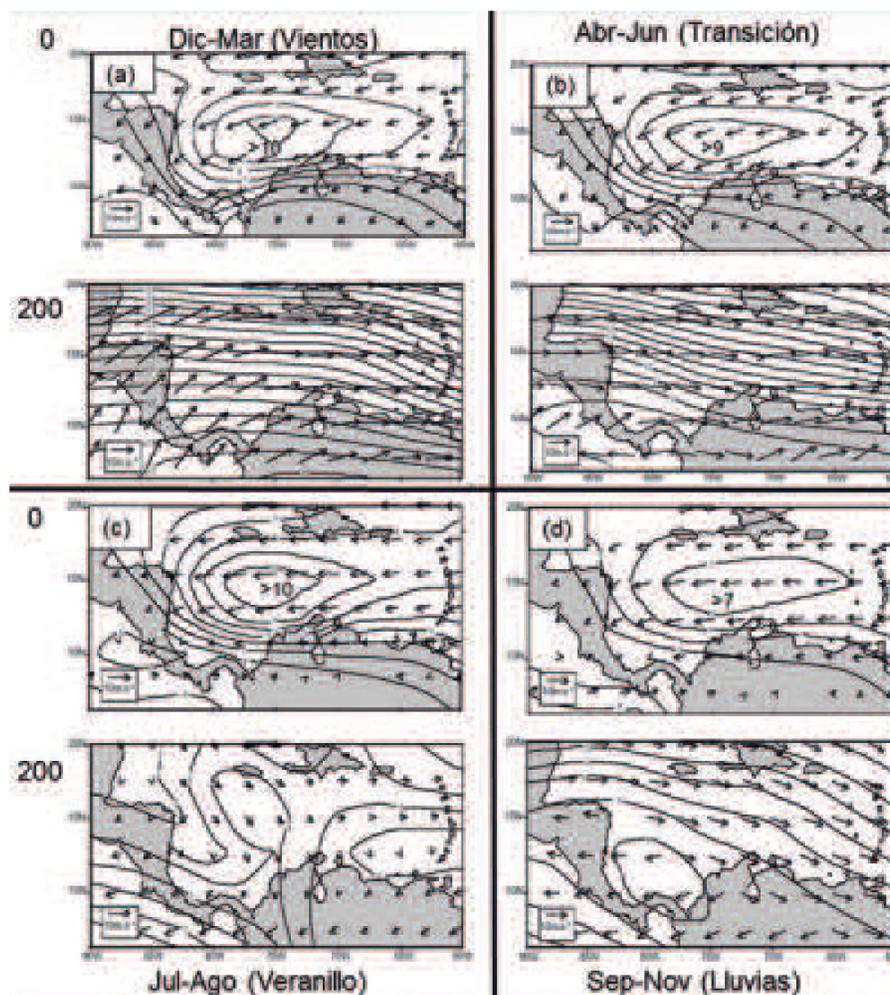


Figura 5. Los valores medios de largo periodo (1968-1996) del vector de viento extraídos del Atlas de NCEP-NCAR para la superficie (0) y 200 mb de altura durante a) la época de vientos (diciembre-marzo), b) la época de transición (abril-junio), c) el Veranillo (julio-agosto) y d) la época de lluvias (septiembre-noviembre). Obsérvese el núcleo del chorro de viento bajo en el Caribe suroccidental afuera de la costa colombiana. Los vientos altos son más fuertes y opuestos a los vientos de superficie.

Las velocidades del viento en superficie estimadas por el sensor SSMI están de acuerdo con los datos climatológicos en términos de la posición geográfica y la variación de intensidad del núcleo del chorro de viento de baja altura [33] pero también muestra como el viento de chorro alcanza Centroamérica y cruza a través de dos aberturas orográficas del relieve hacia el Océano Pacífico [35]. Estos son la abertura de Papagayo (ver fig.1) y la abertura del Darién en el Chocó (figura 6). El resto de este fuerte régimen de viento es levantado al alcanzar las altas montañas, entregando calor latente y produciendo extensas nubes convectivas. El comportamiento del viento sobre el Océano Pacífico del otro costado de la masa de tierra es débil y variable. La presencia de estas dos aberturas orográficas permitiendo el paso a través de Centroamérica tiene consecuencias dramáticas en el océano al producir sistemas de afloramiento productivos inducidos en la costa pacífica, que no están dentro del alcance de este estudio. Estos efectos son similares a los que se producen en el Golfo de Tehuantepec [36].

La posición e intensidad del chorro de viento en el centro de la Cuenca principalmente modula la vorticidad del viento en superficie del Caribe (figura 7a). Este produce vorticidad anticiclónica al norte de 14° N con valores que alcanzan $-1.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ durante la época de lluvias y nunca fue menor de $-9.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y produce vorticidad ciclónica al sur de 14° N con valores que alcanzan hasta $3.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ costa afuera de Colombia durante la época de lluvias (figura 7b) y que nunca está debajo de $1.94 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a lo largo del año. Estos patrones muestran muy pocos cambios estacionales.

Los patrones de divergencia en el área indican un comportamiento a manera de celda del sistema (figura 6), la convergencia más fuerte (movimiento ascendente) ocurre en la esquina suroccidental alcanzando valores de $-1.2E-5 \text{ s}^{-1}$ durante la estación de vientos y de $-1.06E-5 \text{ s}^{-1}$ durante el monzón, En el resto del área divergencia (movimiento descendente) de $4E-6 \text{ s}^{-1}$ ocurre en ambas estaciones de viento y de lluvias. Los datos del reanálisis fueron corroborados con los resultados de SSMI presentados por [35] como aparece en la figura 7.

ESTRUCTURA VERTICAL

Se ha establecido bien que mientras los vientos Alisios soplan sobre la superficie del Caribe, son predominantemente del Este, mientras que la capa superior en 200 mb el patrón del viento cambia direcciones a lo largo del año. La estructura vertical observada mediante el lanzamiento semanal de globos en Cartagena durante 1997 y 1998 (figura 8) fue utilizada para localizar la altura de la capa límite atmosférica, también conocida como capa límite planetaria o PBL (Planetary Boundary Layer) y compararla con la obtenida en la base de datos del Atlas del re-análisis (figura 9). La altura de la capa estuvo alrededor de 550mb en abril en su más baja altura y permaneció bajo 400 mb durante la época de vientos. Estuvo sobre 300 mb durante la estación de lluvias significativamente más alta, alcanzando una altura cercana a los 80 mb en octubre. Las mayores alturas aumentaron la posibilidad de actividad convectiva y la precipitación resultante en el área. Las bajas alturas durante la estación de vientos correlacionan con la falta de precipitación.

La fuerte convergencia (el levantamiento de aire húmedo) contra la masa de tierra centroamericana produce intensas lluvias ($> 8 \text{ m.año}^{-1}$) lo que significa una entrada masiva de agua fresca a la cuenca Colombia. La rata de precipitación durante la época de vientos es alrededor de la mitad de la que ocurre durante la estación de lluvias, haciendo que la rata de precipitación sea relativamente alta a lo largo del año en ese sector. Contrastante con esta situación, el resto del Caribe tiene mucho menos precipitación ($< 50 \text{ cm año}^{-1}$) a lo largo del año (figura 10).

El patrón de divergencia resume el comportamiento cíclico del sistema atmosférico regional. La máxima convergencia (el movimiento ascendente) de $-1.2E-5 \text{ s}^{-1}$ ocurre durante la estación de vientos y de $-1.6E-5 \text{ s}^{-1}$ durante el monzón en el Caribe suroccidental. Esto es opuesto a lo que ocurre en el resto del área donde la divergencia (el movimiento descendente) de hasta $4.0E-6 \text{ s}^{-1}$ ocurre durante ambas estaciones.

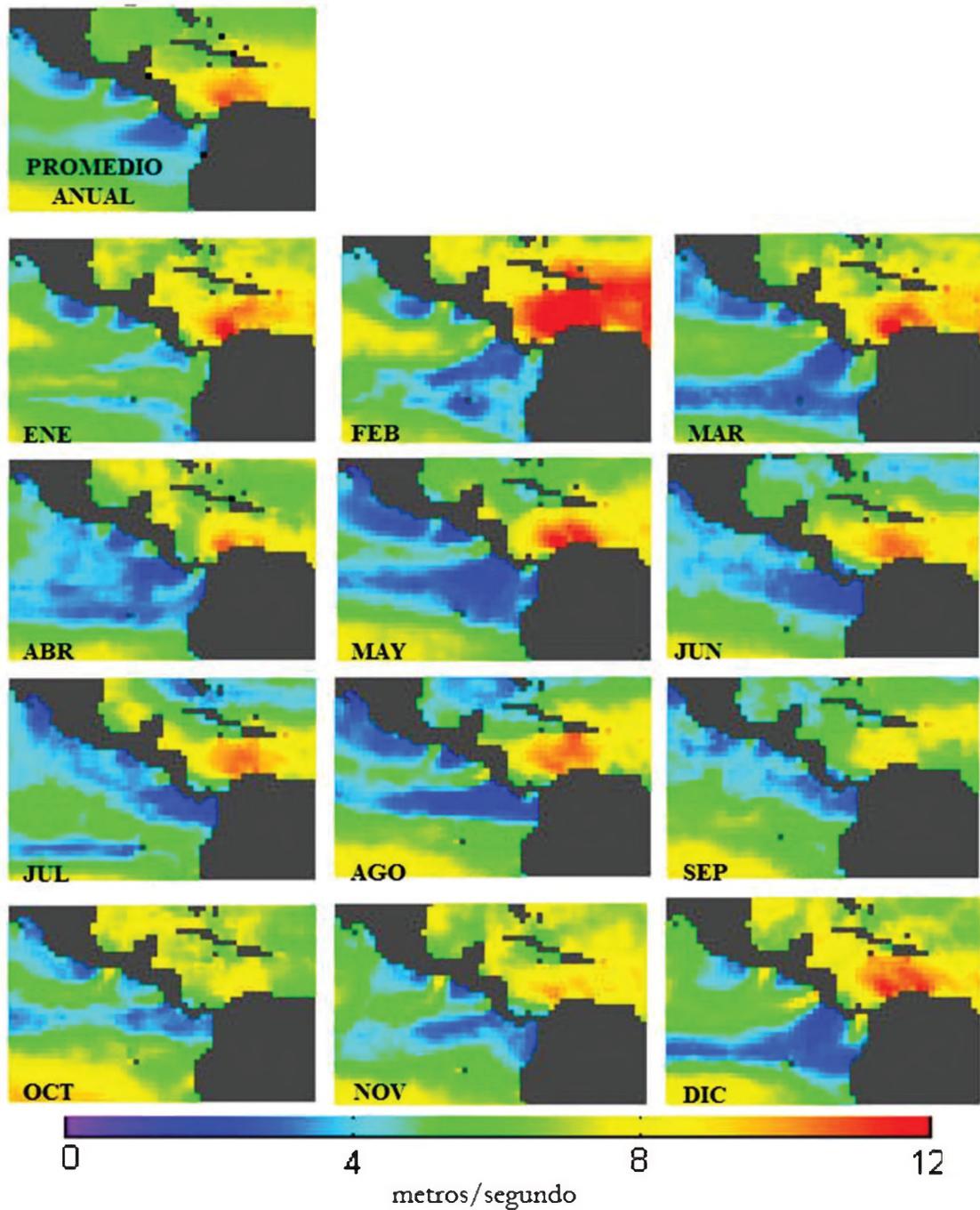
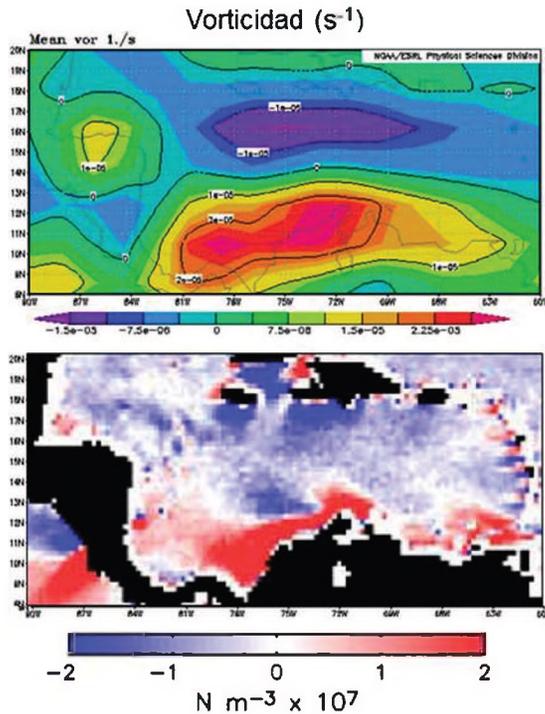


Figura 6. Mosaico de valores promedio mensuales de la velocidad del viento en superficie sobre el Caribe tomado del sensor SSMI durante 1997. Obsérvese la variación de la velocidad del viento en el núcleo del viento de chorro en superficie afuera de costa colombiana. Solo dos aberturas, una sobre el lago Managua y otra sobre la jungla del Darién, permiten el paso del viento en superficie al Pacífico.

a)



b)

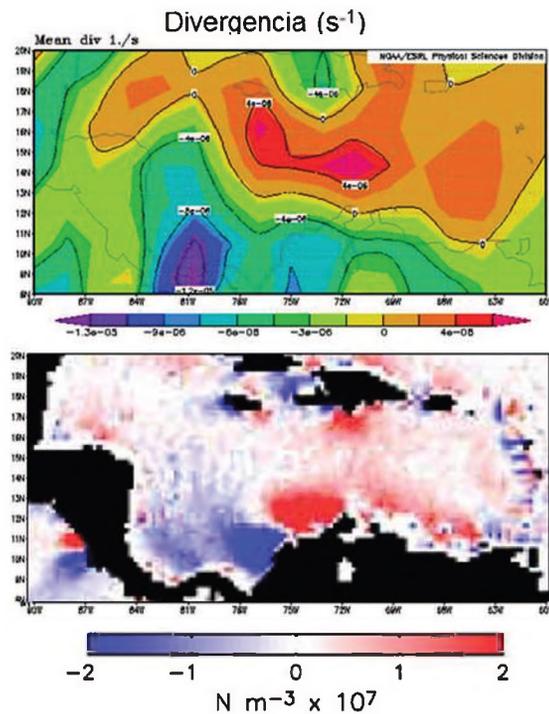


Figura 7. La vorticidad del viento en superficie extraída de la base de datos de largo plazo del NCEP-NCAR (1968-1996) durante a) la estación de vientos (diciembre-marzo) y b) la estación de lluvias (septiembre-noviembre). No aparecen diferencias importantes en los patrones de vorticidad pero la intensidad varía en el Caribe suroccidental.

EL SISTEMA DEL MONZÓN AMERICANO

La celda de circulación ciclónica resultante parece ser un rasgo permanente y exhibe algunos cambios estacionales. El movimiento convectivo ascendente sobre las masas terrestres de Centroamérica y la subsiguiente precipitación explica la exuberancia de la selva tropical en el área. Al mismo tiempo, la divergencia generalizada (los valores positivos) es el resultado del descenso del aire seco sobre el Caribe central. Esta subsidencia es la causa de la aridez de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao y de los desiertos de Falcón y la Guajira donde ocurre muy poca precipitación. La comparación del índice de vegetación y la rata de precipitación anual extraída del Atlas del re-análisis de NCEP NCAR permite una imagen clara de este comportamiento (figura 11).

El régimen de precipitación del Caribe es un componente del Sistema de monzón Americano el cual puede ser entendido como la respuesta convectiva de la atmósfera a la variabilidad anual del calentamiento de la superficie por insolación. El "monzón" austral (en Suramérica) ocurre durante diciembre-febrero, es decir durante el verano austral, mientras que el monzón norteamericano ocurre durante junio-agosto, el verano boreal (figura 12). Entonces, el monzón centroamericano ocurre entre los monzones hemisféricos, dividido en dos fases. La fase de calentamiento "de transición" durante marzo-junio y la fase de enfriamiento durante septiembre-noviembre. Julio y agosto son los dos meses cuando el monzón norteamericano es mayor y al mismo tiempo, el Caribe sufre el Veranillo.

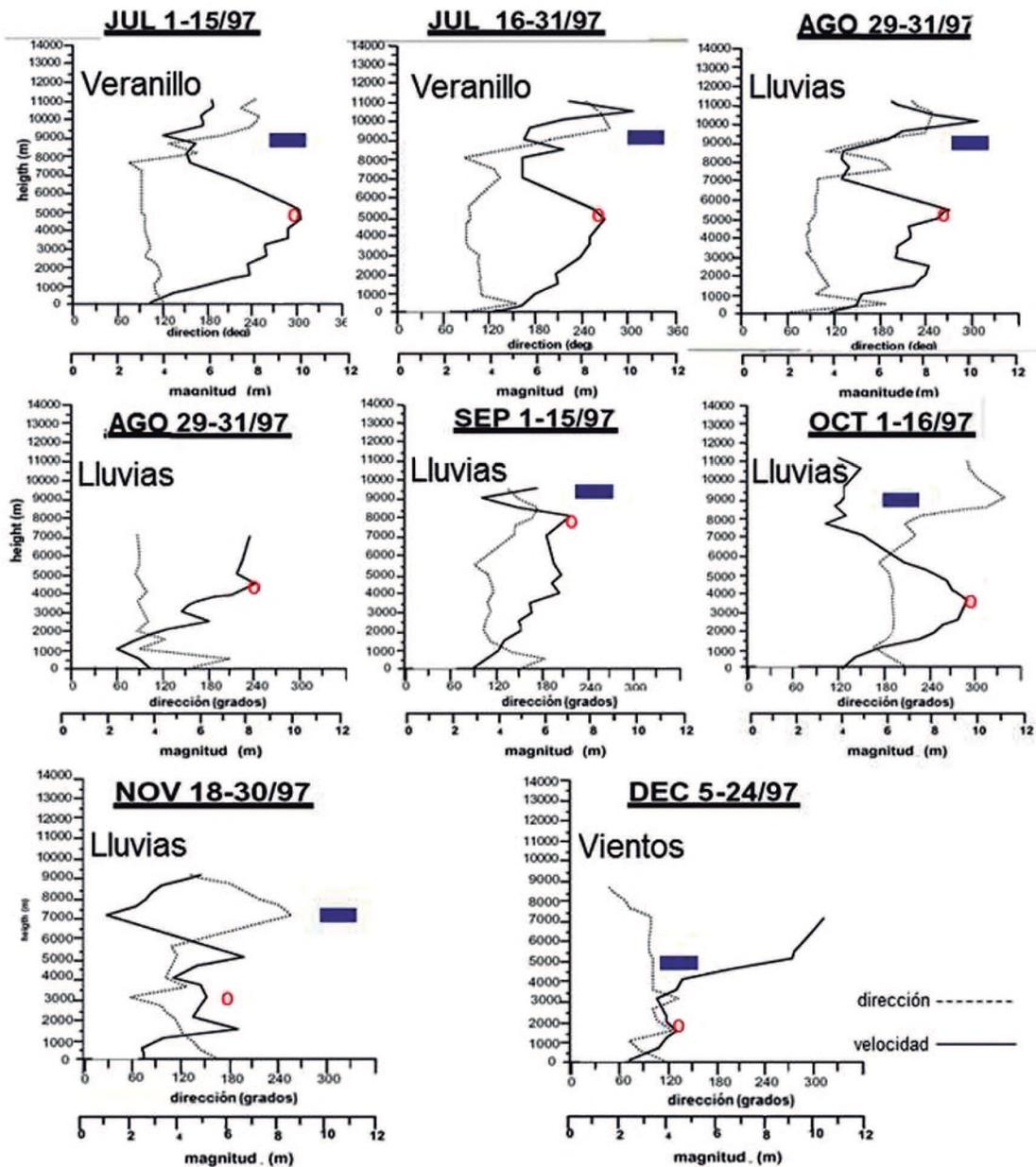


Figura 8. Perfiles verticales de la velocidad del viento medido mediante la observación de globos en Cartagena. El nivel de la inversión atmosférica (señalado por un círculo en la velocidad y un cuadro en la dirección) se encuentra marcado por el gran cambio en dirección e intensidad del viento. La capa límite atmosférica (o PBL) fue delgada ($\sim 4\text{Km}$) durante la estación de vientos y durante la época de lluvias (el monzón americano) fue de alrededor de 10 km.

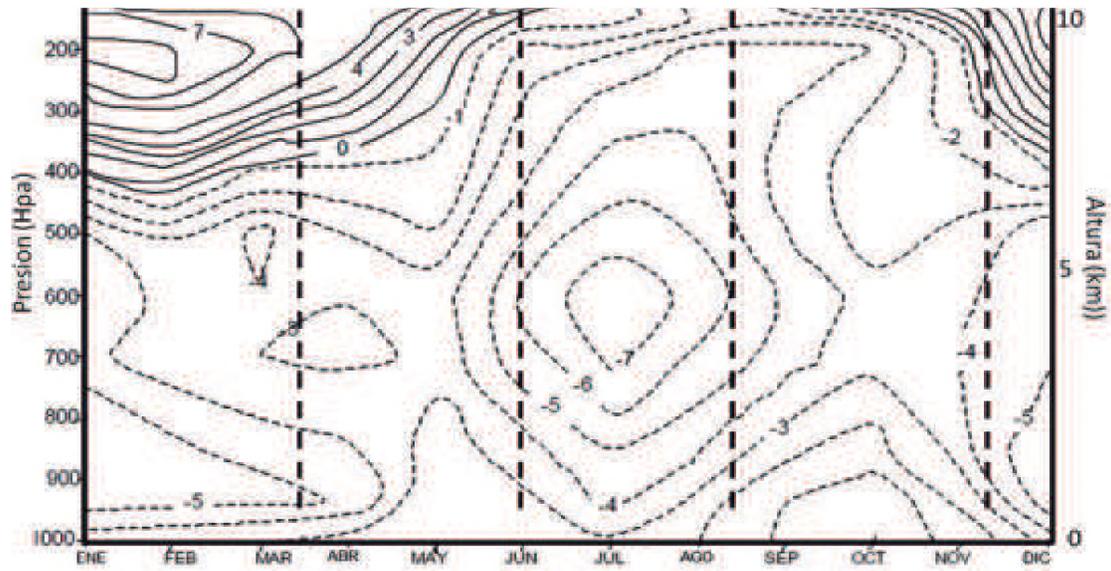


Figura 9. Variación anual de la capa límite atmosférica observada desde los datos de NCEP-NCAR, que se puede detectar en la inversión del viento zonal ($m s^{-1}$) en el Caribe. Está localizada alrededor de los 500mb durante la estación de viento y sobre 80mb durante el monzón americano.

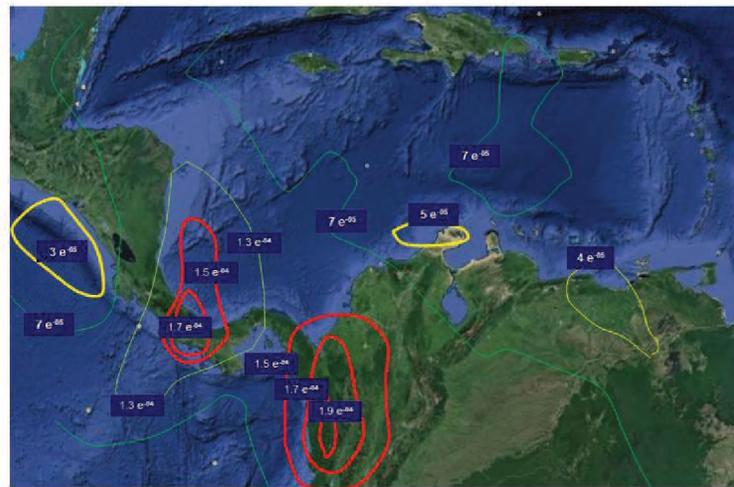


Figura 10. La tasa de precipitación

Figura 10. Rata de precipitación anual extraída de la base de NCEP-NCAR sobre el Caribe sobrepuesta al mapa de índice de vegetación. Los dos picos de valores máximos, en las selvas del Chocó y las de Centroamérica son marcas mundiales en los trópicos. Nótese el fuerte gradiente horizontal y los bajos valores en el Caribe central.

La precipitación en la Cuenca de Colombia es una de las más extremas del mundo. Los máximos valores localizados sobre la selva del Chocó ($>11\text{m.año}^{-1}$), al sur del Golfo del Darién [9] y sobre la costa Caribe centroamericana ($>8\text{m año}^{-1}$) están entre las mayores del mundo, comparables con los valores del Amazonas y de Indonesia durante el moznón respectivo (figura 10).

Los regímenes de viento analizados con diferentes conjuntos de datos complementan lo que se ha mencionado sobre la estacionalidad de la región y establece detalles locales que explican la climatología de la Cuenca Colombia. Algunos cambios en Abril, sobre el Caribe están directamente relacionados con el inicio del sistema del monzón Americano en los trópicos, interrumpido por el Veranillo en julio-agosto. La máxima rata de precipitación ocurre en octubre y termina abruptamente a la llegada de los vientos Alisios del Norte en diciembre.

El contraste estacional en los campos de precipitación y de vientos en el Caribe son parte integral del ciclo anual del planeta, que esta modulado por disturbios producidos por ondas del este, la variabilidad de la posición de la ZCIT, invasiones de frentes boreales, oscilaciones intra-estacionales (por ejemplo de 80-100 días de periodo) y la aperiodicidad del fenómeno El Niño Oscilación del Sur ENOS. Pareciera que la península Guajira entorpece el flujo zonal y entonces incrementa la componente meridional del viento (el viento de chorro) hacia sotavento. La diferencia de temperatura entre la tierra y el mar en esta área puede ser un factor importante en la intensidad del viento en superficie. En el desierto ocurren temperaturas hasta de 40°C a medio día, mientras que al mismo tiempo, la temperatura superficial del mar puede ser tan baja como de 20°C debido al afloramiento costero. Entonces, cambios en la temperatura estacional incrementan el gradiente termal mar-tierra que puede ser en parte responsable por la persistencia del viento de chorro bajo.



Figura 11. El índice de vegetación de la masa terrestre alrededor del mar Caribe. Los niveles de verde corresponden a más vegetación en las selvas, degradándose hacia las áreas desérticas señaladas en colores amarillos. Las fotografías corresponden a las diferentes áreas. Nótese la densa selva centroamericana y los secos desiertos de la Guajira y las islas vecinas en la misma latitud, debido a la celda zonal (tipo Walker) de circulación atmosférica que se presenta en la zona.

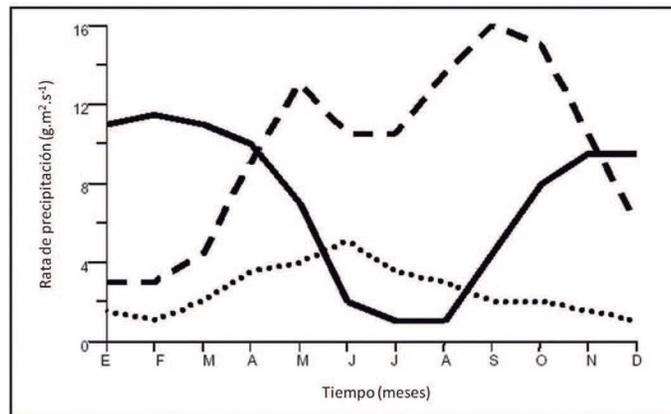


Figura 12. Los regímenes de precipitación a lo largo del año en los hemisferios Norte (punteado) Sur (gruesa) y el comportamiento del monzón centroamericano (lineado) observados con datos del Atlas de NCEP-NCAR y el Instituto Colombiano de Investigaciones Ambientales-IDEAM. Las fases intermedias cuando el monzón cambia de hemisferio son de diferente intensidad y son más fuertes durante el otoño boreal.

El jet de viento superficial yendo hacia el oeste, la convergencia (el ascenso) sobre la masa terrestre centroamericana, el viento hacia el este en la alta atmósfera y la subsidencia (el descenso) en el centro del Caribe, forman una celda atmosférica con una extensión este-oeste de 2000 km (figura 13). Esta celda se rompe por la llegada del monzón cada año produciendo un fuerte gradiente en

los regímenes de viento y precipitación entre la cuenca Colombia y el resto del mar Caribe. La posición geográfica de esta celda produce vegetación exuberante y regiones áridas, que contrastan sobre una distancia relativamente corta. La posición geográfica de esta celda produce vegetación exuberante y áreas desérticas contrastando en una relativa corta distancia.

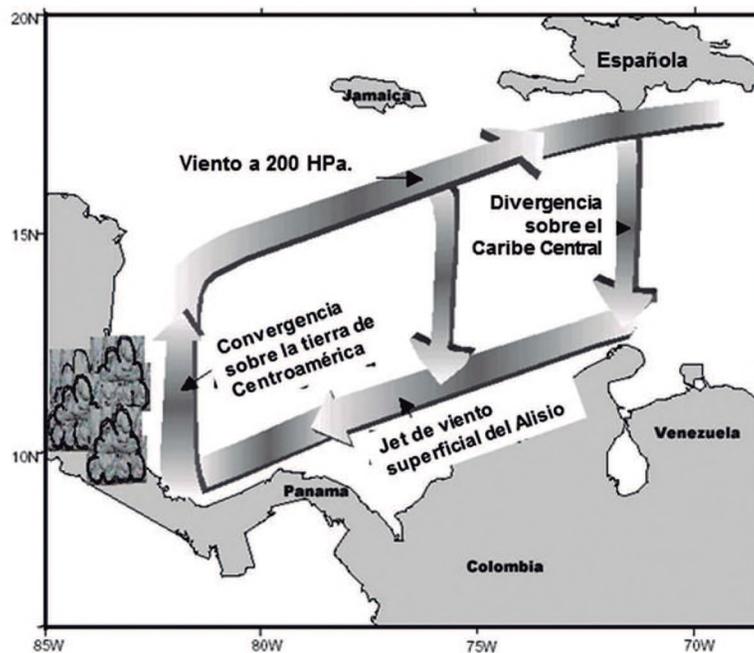


Figura 13. Esquema que muestra la celda de circulación zonal del tipo Walter sobre el mar Caribe. Está compuesta por el viento de chorro en superficie, fuerte convección sobre las montañas de Centroamérica, vientos opuestos a 200 mb de altura y subsidencia en el Caribe Central.

La mayor parte de la Cuenca de Colombia cercana a la tierra centroamericana exhibe pocos cambios estacionales en cuanto a velocidad del viento, vorticidad, divergencia o regímenes de precipitación propiciando uno de los sistemas más regulares en el planeta soportando a la biota más diversa. En contraste, la parte Este de la Cuenca Colombia tiene cambios estacionales significativos con fuertes vientos Alisios y afloramiento de aguas durante la época de vientos, reemplazados por precipitaciones importantes y llegada de caudales importantes de los ríos durante el monzón.

Estrés del viento y transporte

El estrés del viento producido los vientos Alisios del Norte es la fuente primaria de momentum para las corrientes en superficie en el mar Caribe. Desde los estudios más tempranos, su importancia ha sido reconocida porque el estrés del viento aquí es el más intenso que en cualquier otro sitio del Atlántico tropical [37] [38]. Hellerman y Rosenstein [39] calcularon el estrés en la superficie y el transporte de Sverdrup para todo el mundo. Sus resultados mostraron un gran gradiente del estrés del viento que corresponde al viento de chorro que viene del Este sobre el mar Caribe con máximos valores medios mensuales durante el verano boreal mayores que 1.5 N m^{-2} [40]. En el centro del Caribe los valores en invierno fueron menores a la mitad que los del verano. La vorticidad del estrés del viento fue de $4.0 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$ en julio y se dobló esa cantidad durante enero (figura 14).

Durante la estación de vientos, el estrés del viento tiene sus mayores valores cerca de la costa colombiana mientras que durante la estación de lluvias los mayores valores de estrés ocurren afuera de la Cuenca Colombia en el Caribe central. Esta variación es casi indetectable en el Golfo de Mosquitos y a lo largo de las costas de Costa Rica y Panamá donde ocurren pequeñas diferencias del estrés del viento durante el año.

Con un campo de viento hacia el oeste tan constante como el descrito hasta aquí, el transporte de Ekman es hacia el norte, produciendo divergencia (afloramiento costero) en la costa colombiana y convergencia

(sumergimiento) en las costas de las Antillas Mayores [41]. La península Guajira en la costa colombiana, se "introduce" más cerca del núcleo del viento de chorro y por consiguiente, el mayor afloramiento ocurre allí. Durante la estación de vientos cuando el viento de chorro de superficie es aumentado en el oeste un mayor componente meridional (una inclinación hacia el sur) ocurre en la Cuenca de Colombia. En ese momento el estrés es casi paralelo a la costa Guajira mejorando las condiciones para el afloramiento.

La celda atmosférica del Caribe

La celda atmosférica está asociada con la aceleración espacial de los vientos Alisios del Norte que forman el viento de chorro de superficie en el centro del Caribe. Los vientos altos en 200 mb hacia el Este conectados al viento de chorro de superficie por el movimiento convectivo sobre la masa terrestre de Centroamérica y el movimiento descendente en el Caribe central que forman un patrón meteorológico bien definido. Esta celda atmosférica está influenciada por la Zona de Convergencia Intertropical cuando se retira hacia el sur en noviembre, permitiendo la formación de un jet uniforme hacia el Oeste desde el final de la estación de lluvias hasta el final del Veranillo.

La estructura sobre el mar de Sur de China y el Asia suroriental es similar, particularmente durante la formación de "tormentas frías" (eventos de fuertes vientos en superficie causados por la interacción entre un frente frío que avanza y la Zona de Convergencia Intertropical) formando un viento de chorro en superficie de hasta 20 m s^{-1} (figura 15). Como la dirección del viento, las latitudes del Caribe y del Sur de China y el ciclo estacional del viento de chorro son similares, puede ser que su forzamiento sea de la misma naturaleza. El experimento del Monzón MONEX [42] mostró la conexión de las "tormentas frías" con las celdas de Walker y de Hadley en la región del mar de Sur de China, así como sus implicaciones en las vecindades. La hipótesis que estas dos estructuras tengan causas similares puede ayudar al entendimiento de la meteorología tropical en este hemisferio.

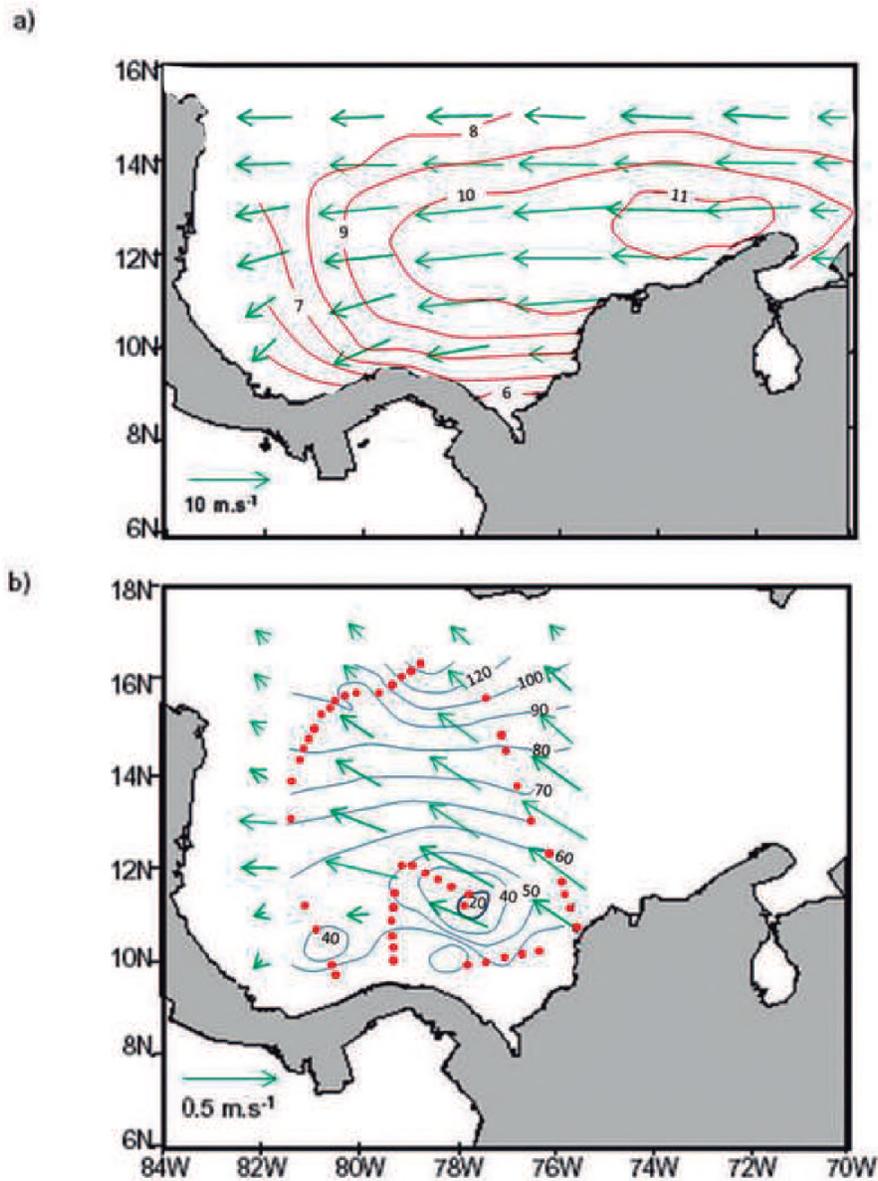


Figura 14. a) Vectores de viento en superficie (10 m) y los contornos de la velocidad del viento (m s^{-1}) sobre el mar Caribe durante junio-julio de 1997, tomados del Atlas NCAR-NCEP. El núcleo de del viento de chorro bajo estuvo localizado justo al norte de la península de la Guajira y el eje apuntó al oeste. b) Los contornos de la profundidad de capa de mezcla calculados con los datos del crucero oceanográfico realizado en junio-julio de 1997. Los puntos representan la posición de las estaciones. La capa de mezcla se profundiza con persistencia hacia el norte, excepto en el sur donde una zona con profundidad de capa de mezcla más somera, está relacionada con la presencia de dos remolinos ciclónicos y una anomalía más profunda afuera de la costa de Panamá está relacionada con un remolino anticiclónico. Superpuestos están los vectores de las corrientes de Ekman que fueron calculados utilizando DE (la profundidad de capa observada) del crucero de junio-julio de 1997. Los cálculos produjeron corrientes superficiales hasta de 0.5 m s^{-1} dirigiéndose al Mar Caimán. El efecto fue despreciable cerca de la costa centroamericana.

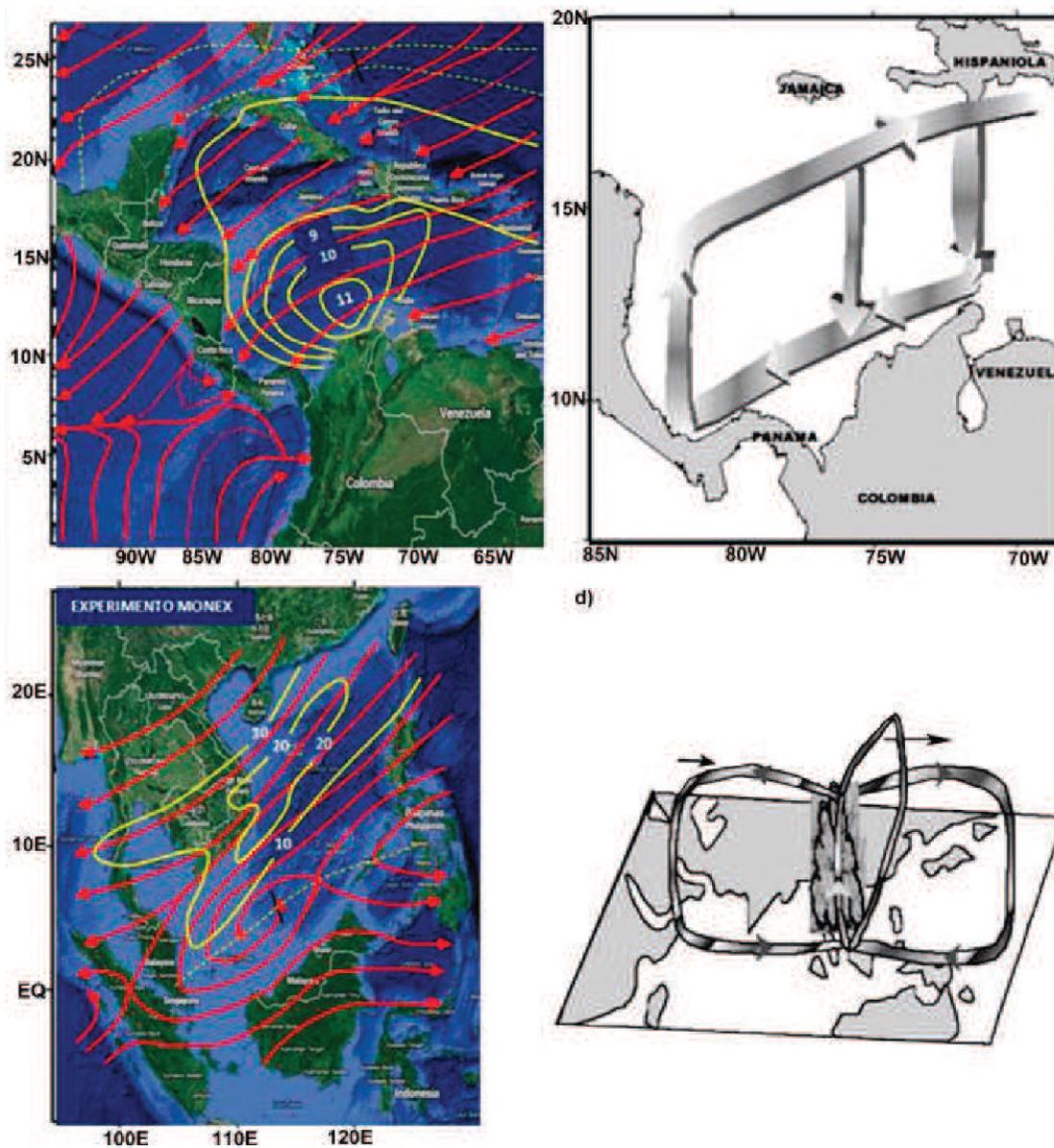


Figura 15. Esquema que ilustra la analogía de a) los vientos de superficie que muestran el viento de chorro de superficie del caribe (adaptado de [42]) y b) la celda zonal del viento del Caribe, con c) el campo de viento en superficie durante un sistema de tormenta de invierno [42] y d) las estructuras de frentes fríos en superficie del monzón ocurridas sobre Asia Oriental durante el experimento MONEX en invierno (adaptado de [43]). Las isotacas están en $m s^{-1}$.

CONCLUSIONES

El régimen estacional sobre el mar Caribe suroccidental no depende solamente de la posición de la Zona de Convergencia Intertropical sino también de la celda atmosférica zonal. Un viento de chorro superficial en el Caribe Central, convección (movimiento ascendente) sobre la masa de tierra centroamericana, vientos hacia el este en 200 mb de altura y subsidencia (descenso) del viento en el Caribe Central comprende la celda. Es muy bien definida durante la estación de vientos y desaparece durante los Veranillos cuando el viento de chorro superficial se une a vientos altos en 200 mb en la misma dirección y es más intenso.

Las corrientes de Ekman superficiales en la Cuenca de Colombia fueron calculadas hacia el noroeste con velocidades máximas de 0.5 m s⁻¹ cerca del núcleo del viento de chorro superficial. Las corrientes se debilitan hacia la costa centroamericana especialmente en la parte suroccidental costa afuera de Panamá.

Ocurre divergencia y convergencia del flujo de Ekman en la parte costera y en aguas abiertas al norte y sur del núcleo de viento de chorro superficial. Este flujo divergente/convergente impacta la Corriente del Caribe en su viaje hacia el oeste y los flujos costeros hacia el este al norte y sur del Caribe Central y al intenso afloramiento que ocurre a lo largo de la costa suramericana.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con fondos de la Armada Nacional, la Dirección General Marítima (DIMAR) y del Instituto Colombiano para el Avance de las Ciencias Francisco José de Caldas (COLCIENCIAS). Los fondos para los viajes los proporcionó el Consejo Británico. Agradecemos al Capitán Juan David Munera, y a la tripulación del buque oceanográfico ARC Providencia y al apoyo dado por el CIOH.

Los autores agradecen al Dr. Christopher Mooers y Dr. Allan Elliot por sus comentarios, a Jakeline Benavides, MSc. por su ayuda en la elaboración de las figuras y a los árbitros del Boletín por su acertada y positiva crítica.

REFERENCIAS

- [1] Fillenbaum, E.R., T.N. Lee, W.E. Johns y R.J. Zantopp, Meridional heat transport variability at 26.5°N in the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* (in press), 1996.
- [2] Andrade, C.A. and E.D. Barton, Eddy development and motion in the Caribbean Sea, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, (C11.), 26,191-26,201, November, 2000.
- [3] Andrade, C.A. and E.D. Barton, The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research*, Vol. 25, 1003-1022, 2005.
- [4] Pujos, M., J-L. Pagliardini, R. Steer, G. Vernet and O. Weber, Influencia de la contra-corriente 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, 1986.
- [5] Etter, P.C., P.J. Lamb y D.H. Portis, Heat and freshwater budgets of the Caribbean Sea with revised estimates for the Central Americas Seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 17(8), 1232-1248, 1987.
- [6] Gray, C. Regional Meteorology and Hurricanes, in *Climate Change in the Intra-Americas Sea*, Edited by G. Maul, 87-99, UNEP, 1993.
- [7] Andrade, C.A., Análisis de la velocidad del viento en el Mar Caribe con datos de GEOSAT. *Boletín Científico CIOH*, No. 13, pp. 33-44, 1993.
- [8] Magaña, V., J. Amador, and S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, 12, 1577-1588, 1999.
- [9] Poveda, G. y O.J. Mesa, On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet, *J. Geophys. Res.*, (27), 11, 1675-1678, 2000.

- [10] DiMego, G.J., L.F. Bosart y G.W. Enderson, An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea: *Monthly Weather Review*, 104, 709-718, 1976.
- [11] Álvarez-León, R., J. Aguilera, C.A. Andrade y P. Nowak, Caracterización General de la Zona de Surgencia en la Guajira Colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Vol. 19, No.75, pp. 679- 694, 1995.
- [12] Rivera, S. y R. Molares, Evidencias de la oscilación del tiempo Madden y Julian en el Caribe colombiano, *Bol. Cient. CIOH* No. 21, pp. 101-113, diciembre de 2003.
- [13] Leaman, K y M. Donoso, Tropical intra-seasonal and longer-period variability of precipitation the Isthmus of Panama: Barrejobo rains as precursor of El Niño. (unpub.ms), 1998.
- [14] Leaman, K., C.H.K. Mooers, B. Albrecht, C. Zhang y S.S. Chen, PRECURSOR: Observations and Modeling of air-sea-land interaction processes, weather and ocean circulation patterns of the wet and dry seasons in an energetic region of the Caribbean Sea. Proposal to the US National Science Foundation, 55pp., 1998.
- [15] Whyte, F.S., M.A. Taylor, T.S. Stephenson, y J.D. Campbell, Features of the Caribbean low level jet, *International Journal of Climatology*, 28, (1), pp. 119-128, January, 2008.
- [16] Montealegre, E. Y.D. Pavón, Características climáticas relevantes en el noroccidente suramericano durante la ocurrencia de fenómenos El Niño- Oscilación del Sur (ENOS) [Relevant climatic characteristics in Northwestern South America during the occurrence of El Niño- Southern Oscillation (ENSO) phenomena], *Bol. Cient. CIOH*, 12, 55-68, 1992.
- [17] Poveda, G., A. Jaramillo, M.M. Gil, N. Quiceno, y R.I. Mantilla, Seasonality in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia, *Water Resources Research*, Vol. 37, No. 8, Pages 2169-2178, August 2001.
- [18] Poveda, G., Empirical orthogonal functions in the relationship between river streamflows and sea surface temperatures in the Pacific and Atlantic Oceans. 23 Proc. XVI Latin American Hydraulics and Hydrology Meeting (in Spanish), Santiago, Chile, IAHR, 131-144, 1994.
- [19] Poveda and O. J. Mesa, Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic-atmospheric phenomena. *J. Climate*, 10, 2690-2702, 1997.
- [20] Poveda and A. Jaramillo, ENSO related variability of river discharges and soil moisture in Colombia. *Biospheric Aspects of the Hydrologic Cycle*, No. 8, IGBP, 3- 6. 2000.
- [21] Waylen, P and G. Poveda, El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South American hydro-climatology, *Hydrol. Process.* 16, 1247-1260 (2002).
- [22] Tourre, Y.M. y .B. White, Evolution of the ENSO signal in the Eastern Pacific-Intra-Americas Sea. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 76, OS 117, Suppl. (abstract only), 1996.
- [23] Bernal, G., G. Poveda, P. Roldán y C.A. Andrade, Identificación de patrones espacio-temporales en las temperaturas superficiales del Mar a lo largo de la Costa Caribe Colombiana a escalas anual, interanual y decadal, *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Vol. XXX-No. 115, 195-208, Junio, 2006.
- [24] Enfield, D.B. y D.A. Mayer, Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.* 102, 929-945, 1997
- [25] Andrade, C.A., Variaciones temporales termo-halinas en la Cuenca de Colombia, *Boletín Científico CIOH* No.27, 8-21, 2009.
- [26] Amador, J.A. and V. Magaña, Dynamics of the Low-Level Jet over the Caribbean Sea, The 23rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology (abstract only), 1998.

- [27] Poveda G, y O. Mesa, La corriente de chorro superficial del oeste "del Choco". Climatología y variabilidad durante las fases de ENSO, En: Proceedings, V Congreso Colombiano de Meteorología, 1999.
- [28] Poveda G, Waylen P.R., Pulwarty RS, Annual and interannual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 234:3-27, 2006.
- [29] Wang, C., Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate, *Climate Dynamics Observational, Theoretical and Computational Research on the Climate System*, 10.1007/s00382-007-0243-z, Springer-Verlag, 2007.
- [30] Muller-Karger , F.E. and R. Aparicio, Mesoscale processes affecting phytoplankton abundance in the Southeastern Caribbean Sea, *Cont. Shelf Res.*, 14(2-3), 199-221, 1994.
- [31] Kalnay, E., and Coauthors, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471. Vol. 12, Elsevier, 405-478, 1996.
- [32] Douglas, M.W., W. Fernández and M. Peña, The design and evolution of the PACS-SONET observing system in Latin America, 3rd Symposium on integrated observed systems (abstract only), 1999.
- [33] Wentz, F. J., A well-calibrated ocean algorithm for SSM/I, *J. Geophys. Res.*, 102, 8703-8718, 1997.
- [34] Hastenrath, S.L., A contribution of the wind conditions over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico, *Tellus*, XX (1), 168-177, 1968a.
- [35] Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich y R. F. Milliff, Satellite Measurements Reveal Persistent Small-Scale Features in Ocean Winds, *Science*, 302:978-983, 2008.
- [36] Barton, E.D., M.L. Argote, J. Brown, P. M. Kosro, M. Lavin , J.M. Roble, R.L. Smith, A. Trasvina y H.S. Veils, *Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico*, *Oceanography*, 6(1),23- 30, 1993.
- [37] Sadler, J.C., The upper tropospheric circulation over the global tropics, Dept. of Meteorology, Atlas UHMET 75-05, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 1975.
- [38] Lamb, P.J. and A.F. Bunker, The annual march of the heat budget of the North and Tropical Atlantic Oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1388-1410, 1982.
- [39] Hellerman, S. and M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13(7), 1093-1104, 1983.
- [40] Wilson, W.D. y W.E. Johns, Velocity structure and transport in the Windward Island passages, Part I, *Deep Sea Res.*, 44, 487-520, 1997
- [41] Gordon, A.L., Circulation of the Caribbean Sea, *J. Geophys. Res.*, 72, 6207-6223, 1967.
- [42] Sadler, J.C., The upper tropospheric circulation over the global tropics, Dept. of Meteorology, Atlas UHMET 75-05, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 1975.

