

Detección, seguimiento y análisis cinemático de un giro de mesoescala a partir de observaciones *in situ* y datos de altimetría satelital en la cuenca Colombia-mar Caribe

Detection, monitoring and kinematic analysis of a mesoscale turn based on in situ observations and satellite altimetry data in the Colombian Caribbean Sea basin

DOI: 10.26640/22159045.429

Fecha de recepción: 2017-03-12 / Fecha de aceptación: 2017-06-11

Julio César Monroy Silvera* y Serguei Lonin**

Monroy Silvera, J.* y Lonin, S. (2017).** *Detección, seguimiento y análisis cinemático de un giro de mesoescala a partir de observaciones in situ y datos de altimetría satelital en la cuenca Colombia-mar Caribe.* Bol. Cient. CIOH (35):13-24. ISSN 0120-0542 e ISSN en línea 2215-9045. DOI: 10.26640/22159045.429

RESUMEN

Se analizaron algunos factores físicos durante el tiempo de vida de un giro ciclónico de mesoescala detectado inicialmente mediante observaciones *in situ* con siete perfiles de CTD, en el mar Caribe suroccidental. Con datos de altimetría satelital se constató que este giro presentó una anomalía del nivel del mar de -0.1 m en el transecto de estaciones y de -0.2 m en su centro. Se pudo observar una influencia vertical del giro ciclónico hasta una profundidad entre 350 y 400 m, con corrientes superficiales entre 20 y 70 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Así, implementando un algoritmo para detección y rastreo de centros de giros de mesoescala, se estableció la fecha aproximada de nacimiento y desaparición del giro, estimando un tiempo de duración de 40 días y origen en una inestabilidad entre el flujo del giro Panamá – Colombia (GPC) y un *eddy* que transitó por el centro de la cuenca en días anteriores. Se estableció que el giro en sus primeros días se desplazó hacia el norte con una velocidad de avance de 7.45 km/día y luego aceleró hasta 21.1 km/día con dirección NW entre los días 10 al 20 del mes, al ingresar al flujo principal de la corriente del Caribe. Su último trayecto registrado tuvo un rumbo SW con una velocidad de 16.94 km/día, para finalmente entregar su energía cinética al GPC al sureste de la isla de Providencia.

PALABRAS CLAVE: mesoescala, *eddy*, hidrodinámica, vorticidad, San Andrés Isla, cuenca Colombia.

ABSTRACT

Some physical variables were analyzed in the southwest Caribbean Sea during the lifetime of a cyclonic eddy detected initially by in situ observations with seven CTD profiles. After verifying satellite altimetry data, it was noted that this eddy showed a sea level anomaly of -0.1 m within the transect of CTD stations and -0.2 m in its center. It was possible to observe a vertical influence from the cyclonic eddy down to a depth that ranged between 350 and 400 m, with surface currents between 20 and 70 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Using an algorithm to detect and track eddies' centers, it was possible to establish an approximate lifetime of 40 days and its birth in an instability between the flow of the Panamá – Colombia Gyre (GPC) and a previous eddy that transited through the center of the basin days before. Likewise, it was determined that the eddy in its first days moved north with a velocity of 7.45 km/day, which afterwards accelerated up to 21.1 km/day while moving on the NW between days 10 and 20 (when it entered the main flow of the Caribe current). This eddy was last tracked moving in SW direction with a velocity of 16.94 km/day, finally delivering its kinetic energy to the GPC, to the southeast of Providencia Island.

KEYWORDS: Mesoscale, *eddy*, hydrodynamic, vorticity, San Andrés Island, Colombia basin.

* Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla". Correo: julio.monroy@armada.mil.

** Ingeniero Oceanólogo, Ph.D. en Ciencias Físicas y Matemáticas, Director Grupo de Investigación en Oceanología, ENAP, Cartagena de Indias

INTRODUCCIÓN

La cuenca Colombia es el sector del mar Caribe limitado por Centroamérica y Colombia en sus fronteras oeste, sur y este, y por las islas de Jamaica y La Española al norte. La cordillera Beata al este la separa de la cuenca de Venezuela y la elevación centroamericana la separa del mar Caimán por el oeste. Entre sus principales características circulatorias se destacan la recirculación de la corriente Caribe llamada Giro Panamá Colombia (GPC) y su brazo costero sobre Suramérica, la contracorriente Panamá Colombia (Andrade, 2009). Esta cuenca alberga la Reserva de Biósfera Seaflower, que cubre un área aproximada de 180 000 km² correspondiente principalmente, a la extensión del archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, territorio colombiano a 480 millas náuticas al noroeste del territorio continental formado por 10 islas, bancos y bajos. Este archipiélago se distingue por tener uno de los índices más altos de biodiversidad marina del mar Caribe (Comisión Colombiana del Océano, 2015).

Es bien conocido que en el mar Caribe existe una fuerte actividad de mesoescala, cuya naturaleza y efectos locales y regionales en la hidrodinámica, en el transporte de propiedades y en su interacción con la atmósfera son actualmente objeto de estudio (Torres y Tsimplis, 2014; Montoya, 2014; Andrade, 2015; Guerrero, 2016). Los giros de mesoescala o 'eddies' son características ubicuas de la circulación del mar Caribe, donde juegan un papel importante en la dinámica y condiciones ambientales (Jouanno *et al.*, 2012). Se ha demostrado, por ejemplo, que los *eddies* en el mar Caribe transportan hacia el oeste aguas ricas en nutrientes que son atrapadas en su vórtice cuando los filamentos de la surgencia de La Guajira se extienden hacia el norte, quedando en el camino de los *eddies* provenientes de la cuenca de Venezuela (Andrade y Barton, 2005).

La mayoría de las características de los giros de mesoescala en el mar Caribe son inferidas a partir de análisis de datos de altimetría satelital, que constituyen la única fuente de datos multianuales continuos, dada la escasez de datos *in situ* (Jouanno *et al.*, 2008). Las 6 misiones primarias de altimetría satelital (ERS-1, Topex/Poseidon, ERS-2, Envisat, Jason-1, Spot) y las 6 misiones en desarrollo para la fecha del crucero (Sentinel-3, Jason-2, Jason-3, Saral, HY-2 y Criosat), dan

cuenta de una serie de tiempo global de altimetría continua desde el año 1992.

Se ha determinado en trabajos anteriores que los giros más energéticos son los anticiclónicos y que se hacen más grandes a medida que se mueven hacia la cuenca Colombia. Los mecanismos tanto de generación como de posterior crecimiento se han atribuido a las inestabilidades dentro de la corriente Caribe y al forzamiento del viento en el centro del mar Caribe, a lo que se suman algunos resultados de modelos numéricos que proponen la influencia de remolinos producidos en la corriente del norte de Brasil (Jouanno *et al.*, 2012).

La topografía y geografía del mar Caribe en general es muy compleja, situación que también tiene una gran influencia tanto en el crecimiento como en el debilitamiento de los giros de mesoescala. Datos de altimetría satelital y simulaciones muestran que una gran cantidad de remolinos son disipados por las características topográficas en las aguas cercanas a la costa de Nicaragua (Jouanno *et al.*, 2009), la elevación centroamericana y el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina.

La importancia de conocer más a fondo estas estructuras que dominan la hidrodinámica de mesoescala en la cuenca, radica en su rol fundamental en la advección de energía, variación de nivel del mar y propiedades oceánicas. Ello afecta la dinámica, la interacción océano-atmósfera y las actividades humanas como la pesca y la acuicultura (Matsuoka *et al.*, 2016). La presente investigación pretendió aportar al conocimiento de esta temática en la cuenca Colombia, haciendo una descripción de las características observadas para un giro ciclónico detectado simultáneamente con muestreos *in situ* y datos de sensores satelitales.

ÁREA DE ESTUDIO

Entre el 19 y el 21 de septiembre de 2016, se realizaron a bordo del buque de investigación oceanográfica ARC Malpelo siete estaciones oceanográficas con recolección de perfiles de conductividad, temperatura y profundidad (CTD) hasta 1.000 metros, entre las islas de Providencia y Cayo Bajo Nuevo (Figura 1).

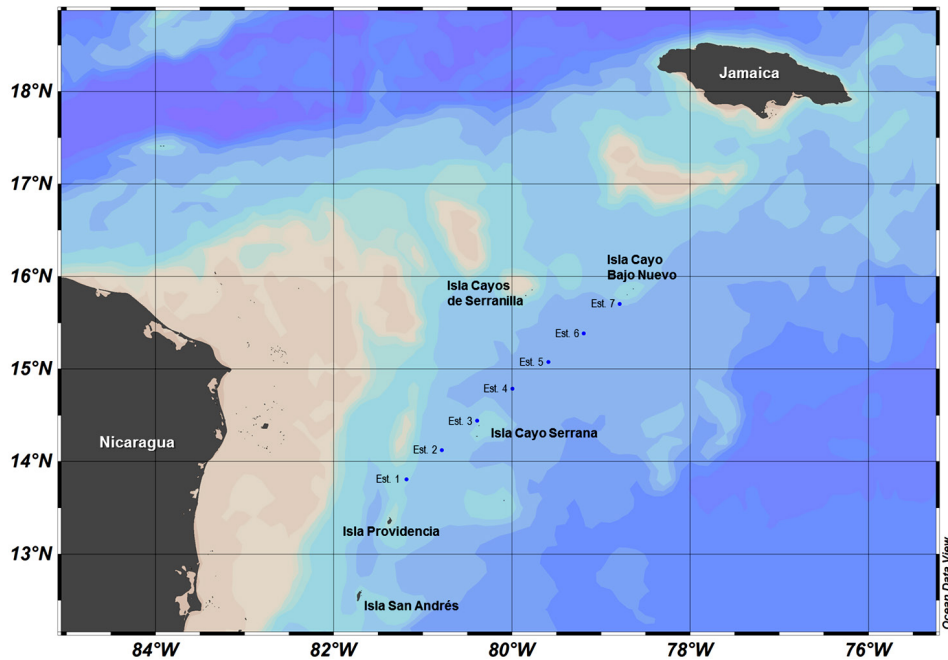


Figura 1. Estaciones de muestreo CTD entre los días 19-21 de septiembre de 2016.

Esta zona corresponde al norte del archipiélago de San Andrés y Providencia, que es un conjunto de islas pertenecientes a Colombia en el mar Caribe y que además constituye la reserva de biósfera Seaflower, que abarca una importante extensión de 180 000 km². Andrade *et al.* (1996) describe un origen volcánico para este conjunto de islas, siendo la plataforma insular independiente de la continental centroamericana y separadas por la depresión de Providencia con profundidades de hasta 2400 m.

METODOLOGÍA

Velocidad geostrofica

A partir de los siete perfiles de CTD realizados se calculó un transecto de velocidad geostrofica utilizando la herramienta de cálculo *geostrophic flows* del software Ocean Data View. Esta herramienta deriva las velocidades geostroficas de las diferencias de altura dinámica entre estaciones de hidrografía en dos pasos: 1) Los datos de dos estaciones contiguas son convertidos a profundidades estándar por el método de mínimos cuadrados en una regresión lineal; 2) se calculan las alturas dinámicas en las profundidades estandarizadas y la velocidad

geostrofica es obtenida de la diferencias de esas alturas. Además, el transecto es interpolado con la herramienta de Análisis Variacional para Interpolación de Datos – DIVA (Schlitzer, 2016).

Altimetría satelital

Para la detección inicial de eventos de mesoescala en el área de mediciones *in situ*, se consultó la información para el día 20 de septiembre de 2016 del producto multimisión procesado por el *Segment Sol multimissions d’Altimétrie, d’Orbitographie et de localisation précise* (SSALTO) y el *Data Unification and Altimeter Combination System* (DUACS) distribuido por el programa francés *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Ocean Data* (AVISO). Este set de datos corresponde a la serie de referencia de AVISO, que une datos de mínimo dos misiones satelitales simultáneas, resultando en una distribución espacial homogénea, proyectada en una cuadrícula de 1/4° relativa a una media de 7 años (AVISO, 2016).

Campos de velocidad superficial del mar

La información de velocidad superficial empleada en el presente trabajo fue la generada

por el proyecto *Ocean Surface Current Analyses Real-time* (OSCAR) del *Earth and Space Research Institute* (ESR, 2009). Esta información es calculada a partir de gradientes de anomalía de altimetría satelital (todos los sensores disponibles), vectores de viento superficial y campos de temperatura superficial del mar, usando análisis de dinámica geostrofica, de Ekman, y de vientos. La resolución espacial y temporal de los datos utilizados es de $1/3^\circ$ y 5 días, respectivamente y fueron empleados un total de 20 años entre 1996 y 2016, en el área del mar Caribe conocida como la cuenca Colombia.

A partir de los campos de velocidad (con las componentes u y v), se calcularon las componentes del flujo medio $\langle u \rangle$ y $\langle v \rangle$ para toda la serie. A partir de este campo, se obtuvieron los campos de anomalías u' y v' , sustrayendo la componente media de cada campo en toda la serie de tiempo, con el fin de filtrar el flujo medio y poder analizar más detalladamente los procesos de mesoescala:

$$u' = u - \langle u \rangle$$

$$v' = v - \langle v \rangle$$

Método de detección y seguimiento de giros

Los algoritmos para detección y seguimiento automatizado de *eddies* pueden clasificarse en dos grupos principales: los algoritmos físicos y los algoritmos geométricos. Los primeros realizan un análisis de características físicas específicas, clasificadas de acuerdo con un umbral, el cual puede agrupar determinados sectores del campo de altimetría y reconocerlos como *eddies*. El segundo grupo analiza el campo vectorial de corrientes calculado a partir de altimetría satelital y su función de corriente, con el fin de localizar centros y extensión de cada *eddy*. Varios estudios en la materia (McWilliams, 1990; Sadarjoen y Post, 2000; Doglioli *et al.*, 2007; Chaigneau *et al.*, 2008; Nencioli *et al.*, 2010), han impulsado nuevas formas de mejorar o incluso, combinar los algoritmos con el fin de hacer una localización mucho más efectiva en términos de minimizar la excedencia o la omisión de detecciones de *eddies* y sus características en dos dimensiones principalmente.

En la presente investigación se utilizó la metodología propuesta por Nencioli *et al.* (2010), para la detección de los centros de los *eddies* (Figura 2). Consiste en evaluar 4 características del campo vectorial de las componentes zonal y meridional de la velocidad, las cuales son:

1. En el sentido este-oeste, la velocidad v tiene que cambiar de signo a lo largo del centro del *eddy* y su magnitud tiene que incrementar a medida que se aleja de él (Figura 2a).
2. En el sentido norte-sur, la velocidad u tiene que cambiar de signo a lo largo del centro del *eddy* y su magnitud tiene que incrementar a medida que se aleja de él; el sentido de rotación debe ser el mismo detectado para v (Figura 2b).
3. La magnitud de la velocidad tiene un mínimo local en el centro del *eddy* (Figura 2c).
4. Alrededor del centro del *eddy*, las direcciones de los vectores tienen que cambiar con un sentido constante de rotación y las direcciones de dos vectores de velocidad vecinos deben estar en el mismo o un cuadrante adyacente, cuando se analizan sobre un plano cartesiano (Figura 2d).

Con este método se analizaron los campos de anomalías u' y v' , entre el 01 de septiembre y el 11 de octubre de 2016, fechas en las que se detectó el inicio y el final del *eddy* ciclónico encontrado durante las fechas de los muestreos de CTD.

RESULTADOS

Fueron obtenidos siete perfiles de CTD (Figura 3), en las estaciones indicadas en la (Figura 1). El análisis muestra una densidad superficial alrededor de los $1022.9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ para todas las estaciones. El límite inferior de la picnoclina fue establecido entre 180 m (estación 1) hasta 230 m (estación 7), observándose una profundización gradual, en sentido SW-NE. Los perfiles convergen cerca a los 630 m de profundidad, correspondiente a un valor de densidad de $1030 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Figura 3c).

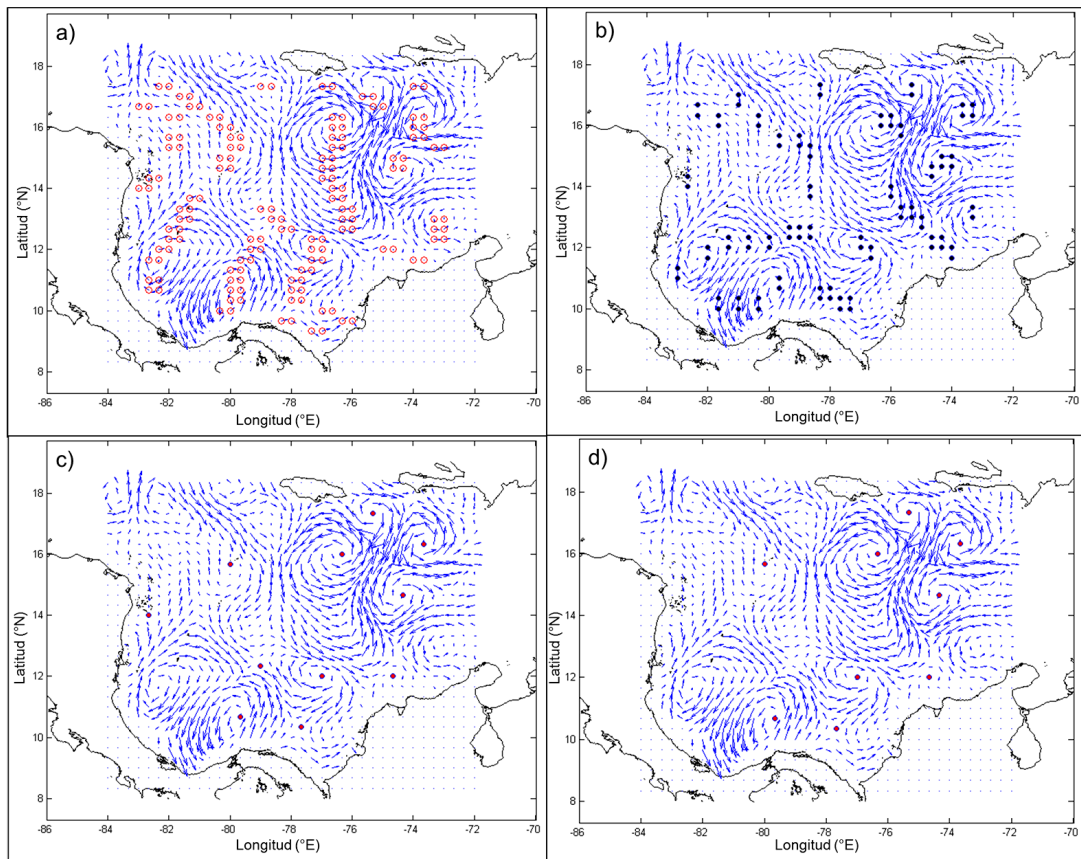


Figura 2. Paso a paso en la detección de centros de eddies utilizando el método propuesto por Nencioli *et al.* (2010). Con un campo de anomalías de velocidad superficial de prueba calculado a partir de datos de altimetría, correspondiente al 10 de febrero de 1997: a) Localización de parejas de datos v' con cambio de signo en sentido x. b) Localización de parejas de datos u' con cambio de signo en el sentido y. c) Puntos coincidentes entre los dos primeros criterios, que además son mínimos locales en su vecindad. d) Centros de eddies determinados por tener un sentido de giro consecuente en un área determinada alrededor del mismo.

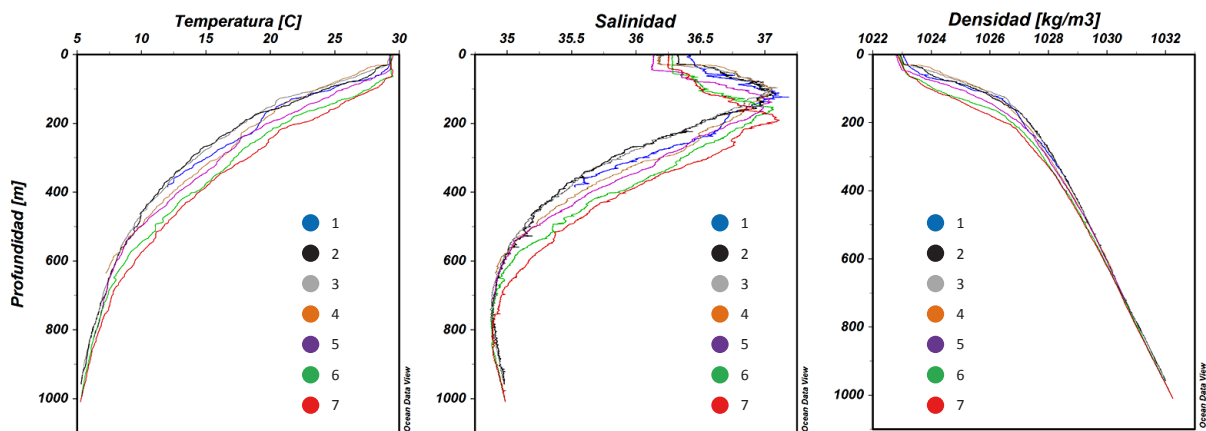


Figura 3. Perfiles de temperatura (a), salinidad (b) y densidad (c) para las 7 estaciones de CTD realizadas entre el 19 y 21 de sept 2016, entre isla Providencia (estación 1) e isla Cayo Bajo Nuevo (estación 7).

Al construir el transecto de la densidad con las estaciones de CTD (Figura 4), se pueden observar que las isopícnas no tienen profundidad constante en las capas por encima de los 300 m de profundidad. Esto indica un flujo de mesoescala

teniendo lugar en la zona para las fechas de las estaciones. Lo anterior fue corroborado con la imagen de Anomalía de Nivel del Mar (SLA, por su sigla en inglés), tomada de la base de datos AVISO para el día 20 de septiembre de 2016 (Figura 5).

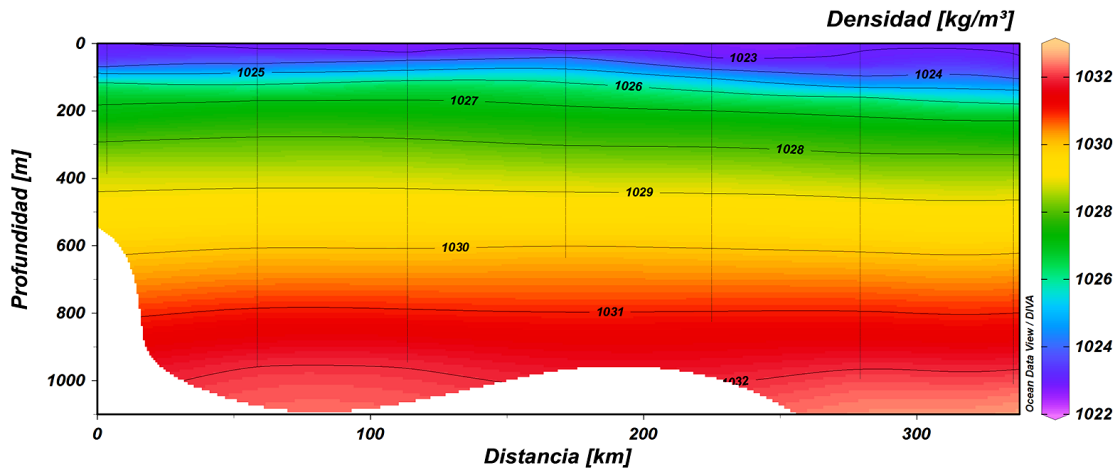


Figura 4. Transecto de densidad calculado a partir de las 7 estaciones de CTD tomadas entre el 19 y 21 de septiembre de 2016 a partir de la isla Providencia (distancia 0) hasta la isla Cayo Bajo Nuevo. Las líneas verticales representan cada estación de CTD.

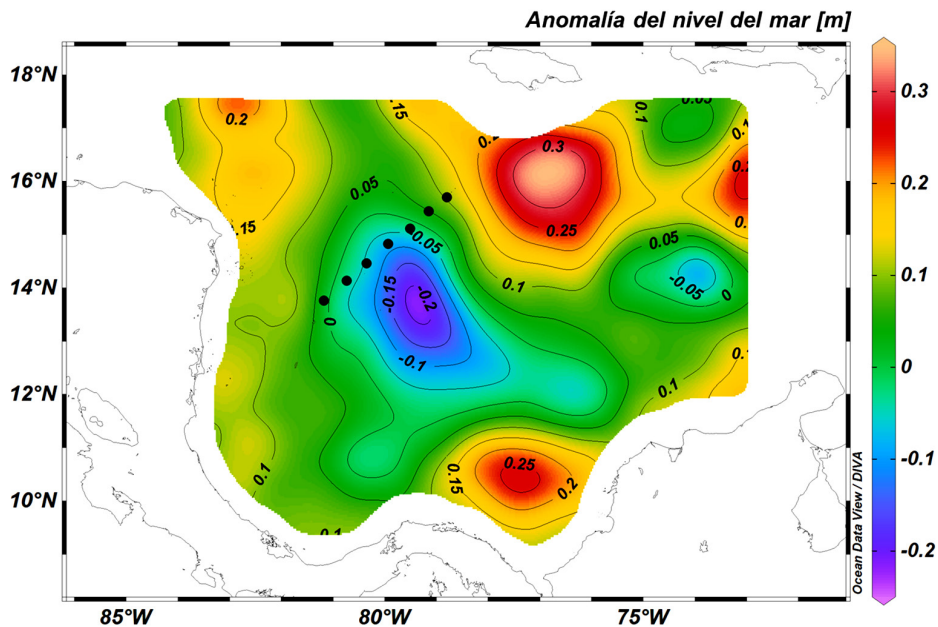


Figura 5. Campo de anomalía del nivel del mar (en metros) para el día 20 de septiembre de 2016 en la cuenca Colombia calculado a partir de mediciones satelitales. Los puntos negros indican el transecto de estaciones de CTD ilustrado en la Figura 4. Fuente: base de datos AVISO+.

El campo de SLA (Figura 5) para la cuenca de Colombia (20-sept-16), muestra que para las fechas de las estaciones se atravesaron anomalías de nivel del mar entre 0.1 y -0.1 m aproximadamente, lo cual es reflejado en el comportamiento de las isopícnas del transecto y la variación de profundidad de la pícnoclina observada en los perfiles de CTD (Figura 4). Dentro de la serie de tiempo del campo de velocidades para la cuenca de Colombia obtenida del proyecto OSCAR, la fecha más cercana a la

toma de las estaciones es el 21 de septiembre, que fue el último día de muestreo. Como se puede apreciar en el (Figura 6), existe un *eddy* ciclónico presente en el área de las estaciones, fuertemente influenciado por otro *eddy* anticiclónico hacia el noreste, el cual también se aprecia en la Figura 5 con una anomalía positiva de más de 30 cm. Esto genera una fuerte corriente resultante entre los dos, en dirección NW con una velocidad máxima aproximada de $0.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y una velocidad cerca de las estaciones de muestreo entre 0.4 y $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

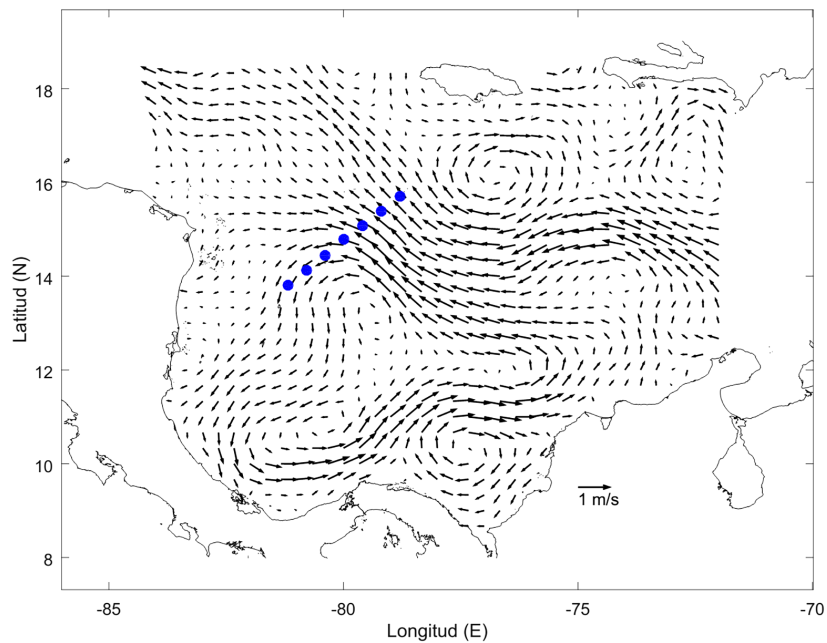


Figura 6. Campo de velocidad superficial total calculado para el día 21-sept/16 a partir de datos del proyecto OSCAR. Los puntos azules indican la ubicación de las estaciones de CTD realizadas entre el 19 y 21 de septiembre de 2016. Tomado de ESR-OSCAR.

El campo de velocidad de la Figura 6, a pesar de que muestra el gran flujo creado por la circulación ciclónica y anticiclónica entre Jamaica y la isla de Providencia, no deja evidenciar los *eddies* de mesoescala en su completa extensión, ya que el flujo medio juega un papel muy importante. Para el mismo día, al ser removido el flujo medio de 20 años en el dominio (1996-2016), se puede apreciar más definidamente la circulación de mesoescala y los *eddies* presentes en esa fecha para la cuenca Colombia (Figura 7).

Los cálculos de velocidad obtenidos a partir de altimetría satelital, principalmente por parte

del ESR-OSCAR, concuerdan con los cálculos de velocidad geostrofica realizados con los datos de las estaciones de CTD, teniendo la profundidad de 1 000 m como capa de referencia ($V = 0$), que se muestra en la (Figura 8). Se observa entonces, perpendicular al transecto, una velocidad geostrofica máxima de $0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y un flujo en sentido sureste-noroeste a través de las estaciones 4 a 7 y un flujo contrario en dirección noroeste-sureste entre las estaciones 1 y 2; en la mitad del transecto se observa una zona de movimiento cercano a cero, que se ubica alrededor de la estación número 3 (Figura 8).

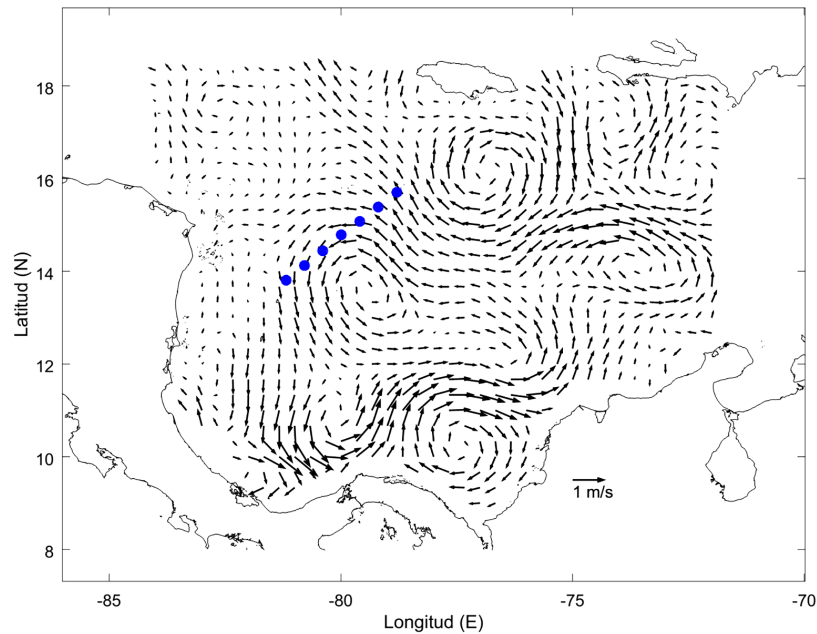


Figura 7. Campo de anomalía de velocidad superficial para el día 21-sept/16. Los puntos azules representan la ubicación de las estaciones de CTD realizadas entre el 19 y 21 de septiembre de 2016. Tomado de ESR-OSCAR.

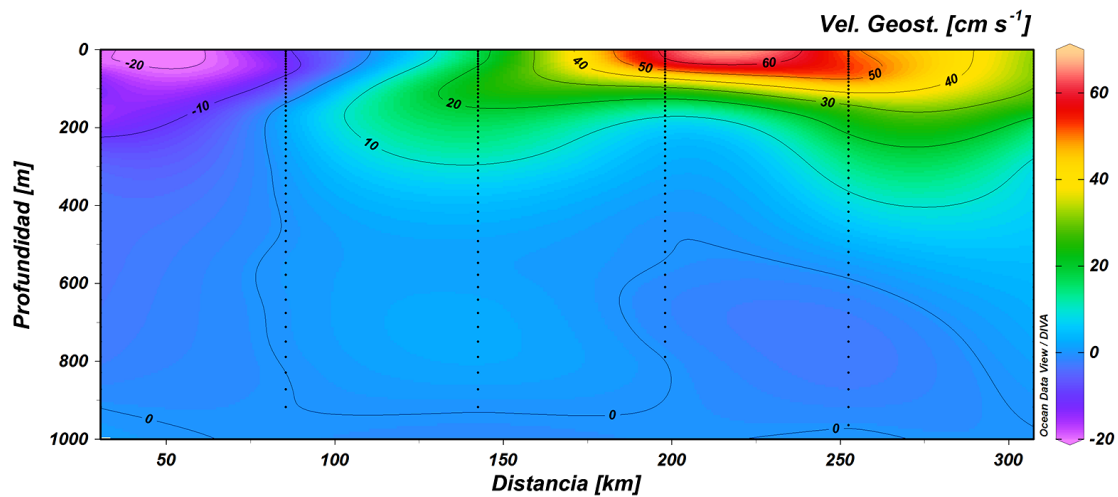


Figura 8. Transecto de velocidad geostrofica calculado a partir de las 7 estaciones de CTD obtenidas entre los días 19 y 21 de sept/16.

En el transecto de velocidad geostrofica calculado, se puede observar que la influencia en la columna de agua del giro ciclónico alcanza aproximadamente una profundidad entre 300 y 400 m, con velocidades entre 0.8 (parte inferior del remolino) y 70 cm·s⁻¹ (superficie). La alta velocidad registrada entre los 200 y 250

kilómetros del transecto, son resultado de la sumatoria de velocidad con un giro anticiclónico hacia el norte de las estaciones, visible claramente en la Figura 7.

Con el fin de estudiar su movimiento, el giro ciclónico fue localizado utilizando la metodología

propuesta por Nencioli *et al.*, (2010), aplicándolo al campo de anomalía de velocidad del día 21-sept/16 (Figura 7). Como resultado pudo ser rastreado el centro del giro (el cual se identificó como EC1) en el campo del 21 de sept/16, logrando ubicar el centro en los otros campos de velocidad de corrientes previos, disponibles cada 5 días. Este ejercicio permitió localizar su origen aproximado, 270 km al NW de Cartagena

alrededor del primero de sep/17, al parecer como resultado de la inestabilidad en los meandros formados entre el giro Panamá-Colombia y el flujo central de la corriente Caribe. Esta inestabilidad parece haber sido causada por el paso de un giro ciclónico de gran tamaño en días anteriores (Figura 9a). Es posible que se haya tratado de una división de este giro primigenio al perder estabilidad dada su gran extensión.

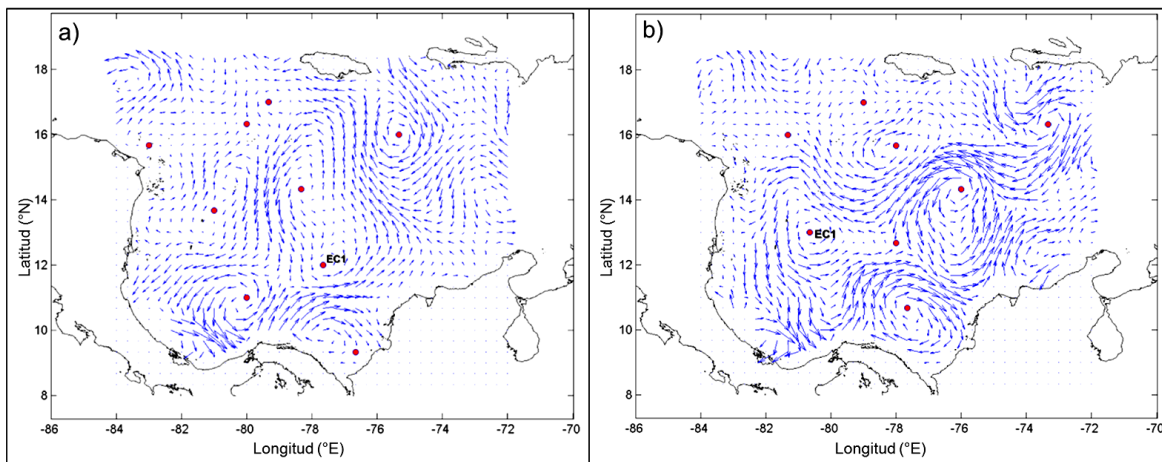


Figura 9. Campos de anomalía de velocidad superficial para los días 1-sept/16 y 11-oct/16, con el resultado del algoritmo de localización de centros de giros. El centro EC1 se formó cerca frente a las costas de Colombia y terminó su vida cerca a la isla de Providencia.

A partir de la fecha de la detección (Figura 9a) se realizó seguimiento con el algoritmo de rastreo de giros fijado en el centro detectado EC1. Como resultado se tuvo que el centro desapareció alrededor del día 11 de octubre (Figura 9b), arrojando un tiempo de vida aproximado de 40 días (Figura 10). En sus primeros 10 días de vida, el *eddy* se desplazó con rumbo norte a una velocidad de avance de aproximadamente 7.45 km/día, alcanzando la mitad de la cuenca y sumando una distancia recorrida cercana a 74 km. Luego se dirigió hacia el NW, probablemente por encontrarse con el flujo principal de la corriente Caribe, aumentando su velocidad de avance hasta 21.1 km/día.

por 20 días más hasta desaparecer a 100 km al SE de la isla de Providencia, entregando su energía cinética al flujo del giro Panamá-Colombia.

Alrededor de su día 20 de vida, mientras se encontraban siendo realizadas las siete estaciones descritas inicialmente, el sistema se comenzó a desplazar con un rumbo SW con velocidad aproximada de avance de 16.94 km/día, empujado hacia el sur por el fuerte *eddy* anticiclónico que se encontraba cerca a Jamaica (Figura 6), para existir

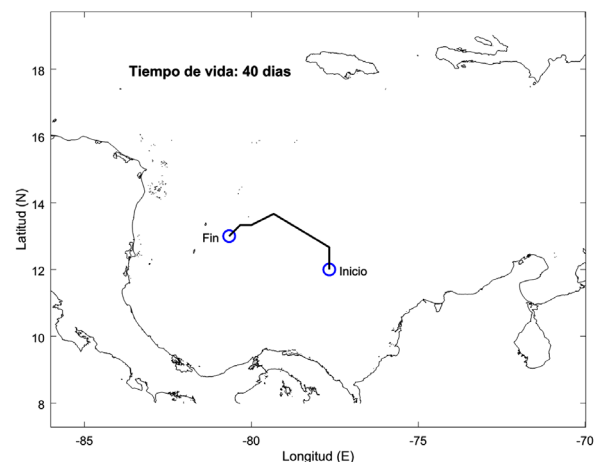


Figura 10. Seguimiento del *eddy* EC1 durante su tiempo de vida en la cuenca Colombia.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos en el cálculo de la velocidad geostrofica (Figura 8) concuerdan con lo descrito por Andrade (2015) para la misma época climática de 1997 en un transecto de seis estaciones de CTD entre la isla de Providencia y la isla Cayo Bajo Nuevo, encontrando en ese momento, una corriente superficial de $0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y una incidencia en profundidad hasta alrededor de 350 m. En esta oportunidad, se puede considerar que existe un movimiento representativo en la horizontal, hasta los 400 metros de profundidad.

Este comportamiento permite deducir que las inestabilidades causadas por flujos encontrados entre el GPC, la corriente Caribe y otros eventos de mesoescala desplazándose en dirección este – oeste, pueden producir nuevos *eddies* y que estos al desarrollarse muy dentro de la cuenca, tienen una alta probabilidad de no salir de ella y volver a entregar su energía al GPC o a la corriente Caribe. Richardson (2005), sugiere tres posibles mecanismos para la formación de remolinos dentro de la cuenca Colombia: el primero, consistiría en el efecto de cizalla de la corriente Caribe al entrar a la cuenca y alejarse de la costa de Colombia; el segundo, como una "pieza" formada más al este del GPC que se separa del flujo más intenso que ocurre hacia el oeste; y el tercero, como un resultado inverso de los anticiclones formados al sur de La Española, por un máximo local del rotor del estrés del viento que coincide con el movimiento ciclónico. Jouanno *et al.* (2009), sugiere un cuarto mecanismo: inestabilidad en el GPC que tendría capacidad de generar *eddies*. El *eddy* ciclónico analizado parece tener una componente del segundo mecanismo sugerido por Richardson (2005). Sin embargo, la presencia anterior de un gran *eddy* en el centro de la cuenca (también ciclónico), al parecer tuvo una gran contribución a su formación, sugiriendo que es una "pieza" de este gran *eddy* que se desprendió con ayuda del GPC y no al contrario. Por lo que tampoco podría aplicar en este caso la propuesta de Jouanno *et al.* (2009), debido a que no fue exclusivamente generado por el GPC.

La desaparición del *eddy* EC1 en el Archipiélago de San Andrés y Providencia puede ser explicado de acuerdo con lo establecido por Andrade y Barton (2005), donde se observó que los *eddies*

más grandes se debilitan por efectos topográficos antes que por otros mecanismos. Después del día 20, el ciclón ingresó al archipiélago teniendo una extensión de ~ 330 km de diámetro, suficiente como para interactuar con la topografía tanto de las islas como de la plataforma continental de la América Central.

La dinámica de los *eddies* puede ser monitoreada mediante un algoritmo de asimilación de datos de la anomalía del nivel del mar. En (Lonin y Anduckia, 2004), se realizó un intento de relacionar el nivel del mar con los perfiles de temperatura y salinidad. En (Lonin, Torres, Díaz y De la Rosa, 2008), el método se extendió a los campos de la densidad del agua, obtenidos *in situ* simultáneamente con la medición satelital del nivel a lo largo de una órbita. De acuerdo con los resultados obtenidos en el presente trabajo, la variación del nivel del mar en orden de 0.1 m (Figura 5), corresponde a una inclinación de isopiezas entre 180 y 230 m (figuras 3 y 4). En este caso, la diferencia de la presión hidrostática $dP = 1\ 000$ Pa, aproximadamente. La última corresponde a un sesgo entre los perfiles de la densidad $dh = dP/g(\rho_0 - \rho_h)$, donde g es la gravedad y ρ es la densidad que varía entre 1025 y 1027 kg m^{-3} en la respectiva capa. La aplicación de la última fórmula da el valor $dh = 50$ m, exactamente igual a la diferencia entre 180 y 230 m de profundidad.

CONCLUSIONES

Se pudo determinar preliminarmente la existencia de un remolino ciclónico a partir de observaciones *in situ*, realizando el cálculo de velocidad geostrofica a partir de perfiles verticales de CTD. Esto también fue útil para establecer una aproximación a la profundidad de incidencia de este *eddy* ciclónico, la cual se ubicó entre los 300 y 350 metros. Este es un importante indicador que es consistente con lo explicado por Carlton y Yi (1999), en donde es observado un *eddy* en longitud 70° W que es confinado a la termoclina (~ 200 m); pero en cercanías a Nicaragua en longitud 80° W, es observada una penetración mayor, de hasta 600 m dentro de la columna de agua. Con observaciones sistemáticas de este fenómeno dentro de la cuenca de Colombia y en otras ubicaciones del mar Caribe, se podrían establecer con mayor certeza los mecanismos

que trabajan en la profundización de esta incidencia vertical. Es posible pensar en este caso que el gran *eddy* ciclónico primigenio del cual se desprendió el *eddy* detectado, también tenía esta estructura vertical y fue cedida en el momento del desprendimiento.

Resulta notable observar otro mecanismo de formación de *eddies* al interior de la cuenca de Colombia, que es la alteración y transformación de *eddies* más grandes por el efecto de cizallamiento con el GPC, lo cual puede estar directamente relacionado con la extensión de la estructura coherente del remolino, que probablemente supera el radio de deformación de Rossby y se vuelve más sensible a cualquier esfuerzo sobre él.

El comportamiento del ciclón estudiado desde su formación, deja ver tres etapas de su vida. Una etapa temprana en la cual gana tamaño a medida que se desplaza hacia el norte con una velocidad de avance moderada; una etapa intermedia en la que es afectado por el flujo principal de la corriente Caribe y cambia su curso hacia el noroeste a una velocidad de avance mucho mayor y con un continuo aumento de su extensión horizontal, y una etapa final en la cual es desplazado por un anticiclón desde el norte y además es afectado por la topografía y geografía del archipiélago de San Andrés, continuando con un rumbo suroeste en el que finalmente alcanza la plataforma continental de Centroamérica y el GPC, desapareciendo como estructura organizada. Cada etapa es la respuesta cinemática del vórtice a una serie de esfuerzos: nacimiento y crecimiento: acción de cizalla entre el GPC y una formación ciclónica en la mitad de la cuenca; edad intermedia: sumatoria de movimiento relativo y el impulso tanto de la corriente Caribe como de un gran anticiclón al norte; decaimiento y desaparición: esfuerzo tangencial por parte de un anticiclón con movimiento noreste – suroeste y un efecto de fricción con las masas de tierra insulares y continentales, y los cambios de la batimetría.

Es importante continuar con el estudio de los remolinos de mesoescala en la Cuenca de Colombia, tratando de combinar las observaciones en campo y los datos de satélite, para poder comprender de mejor forma los efectos reales de estos en el transporte de las características superficiales y subsuperficiales a través de toda

la cuenca. Dada la presencia de la surgencia de La Guajira en la frontera con la cuenca de Venezuela, sería importante establecer un mecanismo de cálculo de disponibilidad de nutrientes en el occidente de la Cuenca de Colombia con la detección temprana del paso de los *eddies* y su capacidad de retener las propiedades de las aguas de la surgencia. Este podría ser un significativo indicador de productividad para áreas como el Archipiélago de San Andrés y Providencia.

AGRADECIMIENTOS

A toda la tripulación del buque oceanográfico ARC Malpelo por su profesionalismo y colaboración brindada durante el desarrollo de las estaciones de CTD en el marco de la segunda campaña hidrográfica en el Archipiélago de San Andrés y Providencia del año 2016.

REFERENCIAS

- Andrade, C. (2009). Variaciones temporales termo-halinas en la Cuenca de Colombia. *Boletín Científico CIOH*, 27, 8-21.
- _____. (2015). Circulación en la cuenca Colombia. En C. Andrade, *Oceanografía dinámica de la cuenca de Colombia*. Escuela Naval de Cadetes, Cartagena, Colombia, 199pp.
- Andrade, C., y Barton, E. (2005). The Guajira upwelling system. *Continental Shelf Research*, 25, 1003-1022.
- Andrade, C., Giraldo, L. y Lonin, S. (1996). Nota sobre la circulación de las aguas en el Bajo Alicia y el sector de San Andrés. *Boletín Científico del CIOH*(17), 27-36.
- AVISO. (2016). *Aviso+ Satellite Altimetry Data*. Recuperado el 22 de 10 de 2016, de <https://www.aviso.altimetry.fr/en/my-aviso.html>
- Carlton, J. y Yi, C. (1999). Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research*, 7743-7752.
- Chaigneau, A., Gizolme, A. y Grados, C. (2008). Mesoscale eddies off Perú in altimeter records: identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. *Progress in Oceanography*, 106-119.

- Comisión Colombiana del Océano. (2015). *Aportes al Conocimiento de la Reserva de Biósfera Seaflower*. Bogotá D.C.: CCO. editor, pags.
- Doglioli, A., Blanke, B., Speich, S. y Lapayre, G. (2007). Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: application to Cape Basin eddies. *Journal of Geophysical Research*, 112(C5).
- ESR. (2009). *Third degree resolution ocean surface currents V1*. Recuperado el 15 de 06 de 2017, de PO.DAAC: <http://dx.doi.org/10.5067/OSCAR-03D01>
- Guerrero, J. (2016). Modelación de los patrones de circulación oceánica a niveles de submesoescala en el Mar Caribe Colombiano. *Tesis de maestría en Ingeniería y Recursos Hidráulicos*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia. 82 pp.
- Jouanno, J., Barnier, B., Molines, J.-M. y Candela, J. (2012). Seasonal and interannual modulation of the eddy kinetic energy in the Caribbean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 42, 2041-2055.
- Jouanno, J., Sheinbaum, J., Barnier, B. y Molines, J.-M. (2009). The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II: Energy sources. *Ocean Modelling*(26), 226-239.
- Jouanno, J., Sheinbaum, J., Barnier, B., Molines, J.-M., Debreu, L. y Lemarié, F. (2008). The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Modelling*, 82-101.
- Lonin, S., y Anduckia, J. (2004). Asimilación de anomalías del nivel del mar en el Sistema de Predicción Oceánica de DIMAR. *Boletín Científico CIOH*(22), 26-35.
- Lonin, S., Torres, R., Díaz, G. y De la Rosa, R. (2008). Ajuste de los campos termohalinos en un modelo numérico mediante la simulación de datos satelitales. *Boletín Científico CIOH*(26), 22-32.
- Matsuoka, D., Araki, F., Inoue, Y. y Sasaki, H. (2016). A new approach to ocean eddy detection, tracking and event visualization. *Procedia Computer Science*, 80, 1601-1611.
- McWilliams, J. (1990). The vortices of two-dimensional turbulence. *Journal of fluid mechanics*, 219, 361-385.
- Montoya, R. (2014). Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial en el mar Caribe. *Tesis de maestría en Ingeniería y Recursos Hidráulicos*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia. 64 pp.
- Nencioli, F., Dong, C., Dickey, T., Washburn, L. y McWilliams, J. (2010). A Vector Geometry-Based Eddy Detection Algorithm and Its Application to a High-Resolution Numerical Model Product and High-Frequency Radar Surface Velocities in the Southern California Bight. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 27, 564-579. doi:DOI: 10.1175/2009JTECHO725.1
- Richardson, P. (2005). Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep Sea Research II*, 52, 429-463.
- Sadarjoen, I. y Post, F. (2000). Detection, quantification and tracking of vortices using streamline geometry. *Computational Graphics*, 333-341.
- Schlitzer, R. (2016). *Ocean Data View*. Obtenido de <http://odv.awi.de>
- Torres, R., y Tsimplis, M. (2014). Sea level extremes in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 4714-4731.