

Caracterización hidrodinámica en un estuario tropical de Suramérica con régimen micro-mareal mixto (Bahía de Cartagena, Colombia)

Hydrodynamic characterization in a tropical estuarie of South America with mixed microtidal regime (Cartagena Bay Colombia)

Fecha de recepción: 2013-08-15 / Fecha de aceptación: 2013-12-01

Juan Gabriel Rueda Bayona ¹, Luis Jesús Otero Díaz ², Jorge Omar Pierini ³.

¹ **Universidad del Norte.** Instituto de Estudios Hidráulicos y Ambientales (IDEHA). Km 5 Vía a Puerto Colombia, Barranquilla, Colombia. Correo electrónico: ruedabayona@gmail.com.

² Universidad del Norte. Departamento de Física. Km 5 Vía a Puerto Colombia, Barranquilla, Colombia. Correo electrónico: ljotero@uinorte.edu.co.

³ **Universidad Nacional del Sur (UNS).** Comisión de Investigaciones Científicas (CIC). Departamento de Física. Avenida Alem 1253, Bahía Blanca, Argentina. Correo electrónico: jpierini@criba.edu.ar.

Rueda, J.G., Otero, L.J. y Pierini, J.O. 2013. Caracterización hidrodinámica en un estuario tropical de Suramérica con régimen micro-mareal mixto (Bahía de Cartagena, Colombia). Bol. Cient. CIOH (31): 159-174.

RESUMEN

Investigaciones sobre la hidrodinámica en estuarios tropicales con régimen micro-mareal mixto, como la Bahía de Cartagena en Colombia, hasta la fecha no han mostrado una caracterización del perfil de corrientes y su relación con el régimen mareal y los vientos superficiales. El presente estudio identificó que el régimen marea el forzante que predominó durante el periodo de mediciones en el área de estudio. El viento como agente forzante afectó principalmente a los puntos más próximos a la superficie, así como al más cercano a la costa. La mayor transferencia de energía del viento se identificó sobre la masa de agua a 50 cm de distancia de la superficie. Cuando los vientos fluyeron en la misma dirección que el flujo mareal, las velocidades máximas de corrientes se ubicaron en el flujo y reflujo de las mareas mayores. Cuando la dirección del viento sopló en sentido contrario a la dirección de las corrientes, los registros máximos se ubicaron en las mareas menores como un retardo del proceso hidrodinámico. La velocidad máxima en el perfil medio de los datos in situ se ubicó a 50 cm por debajo de la superficie en ambos puntos de medición, evidenciando la mayor transferencia de energía del viento hacia la columna de agua. La circulación residual se estimó identificando corrientes predominantes hacia el sur durante la estación seca, y un cambio hacia al norte durante las épocas húmeda y de transición.

PALABRAS CLAVE: estuario tropical, circulación residual, interacción viento-mareas, corrientes cerca de la costa, Mar Caribe, Bahía de Cartagena.

ABSTRACT

Investigations about Hydrodynamic in tropical estuary with semidiurnal mixed micro tidal regime such as Cartagena's Bay in Colombia, until date hadn't shown a characterization of the current profile and its relation with the tidal regime and superficial winds. The present research identified that tidal regime had greater impact over the measurements points. The wind such as forcer agent mainly affected to the shallower measurement point and closer to the shore as well. The greater wind energy transference was identified over water mass in the 50 cm of distance up to surface. When winds flowed in the same direction as the tidal flow, the maximum currents velocities were located in the flood and ebb of the spring tides; when the wind direction was opposite to the currents direction, the maximum measurements were located in the neap tides as a delay of the hydrodynamic process. The maximum velocity in the medium profile of the in situ data was located 50 cm under surface in both observed point, showing the greater wind energy transference into the water column. The residual circulation was estimated, where southwards currents are predominant during dry season, and change to northward currents during wet and transition season.

KEY WORDS: tropical estuarine, residual circulation, wind-tide interaction, near shore currents, Caribbean Sea, Cartagena Bay.

INTRODUCCIÓN

Estudios oceanográficos en la Bahía de Cartagena han usado herramientas y metodologías de su época evidenciadas en el trabajo de [1, 2, 3, 4, 5], los cuales han permitido caracterizar el área de estudio. Pese a lo anterior, aún no se conoce o no ha sido publicada a la comunidad científica, información sobre la hidrodinámica, el perfil de corrientes y la respuesta ante los principales agentes forzantes.

Las corrientes al interior de la bahía generan procesos costeros erosivos y acresivos, los cuales afectan a la costa así como a las obras civiles con fundaciones en contacto con el ambiente marino. Para una adecuada toma de decisión para el presente y futuros problemas sobre las masas de agua y la zona costera de la Bahía de Cartagena, los procesos dinámicos deben ser caracterizados.

La hidrodinámica en la Bahía de Cartagena hasta la fecha no ha sido estudiada con detalle mediante mediciones *in situ* y modelaciones numéricas para el entendimiento de los flujos residuales y transitorios. El primer estudio fue hecho en 1982 por [1], donde la temperatura del mar, la salinidad y los procesos mareales fueron tenidos en cuenta. Después [3] estudiaron la circulación y el transporte de contaminantes. Posteriormente [4] evaluaron la influencia de la temperatura en la circulación de la bahía interna de Cartagena. Más adelante [6] utilizó el modelo CODEGO para simular la circulación en el canal El Zapatero, uno de los diversos canales de la Bahía de Cartagena.

Para 2008 se llevó a cabo un estudio general sobre los parámetros oceanográficos de la Bahía de Cartagena [7]. El investigador encontró que las aguas turbias del Canal del Dique llegaron en superficie 3000 m al interior de la bahía, impulsadas por la velocidad de descargue, disminuyendo el desplazamiento en la medida que aumenta la profundidad y presentando una distribución horizontal en abanico. En 2009 se realizó el primer esfuerzo de simulación de la hidrodinámica de toda la Bahía de Cartagena, mediante un modelo numérico 2D, donde los investigadores encontraron que las corrientes producidas por las mareas ingresan por la zona norte de la Bahía de Cartagena [8].

El presente estudio caracterizó el perfil de corrientes, la marea y los vientos superficiales, mediante la calibración de un mode-

lo numérico hidrodinámico a partir de información *in situ* obtenida durante quince días en dos puntos de la Bahía de Cartagena, utilizando un perfilador de corrientes ADCP de 600 Hz y una estación meteorológica automática. Con el modelo calibrado se caracterizó la hidrodinámica en la Bahía de Cartagena para las épocas seca, húmeda y de transición.

ÁREA DE ESTUDIO

La Bahía de Cartagena (figura 1) está ubicada al noroeste de Colombia, entre los 10°16'N hasta los 10°26' N y los 75°30W hasta los 75°35'W. Se caracteriza por ser una zona bajo la influencia de aguas dulces del Canal del Dique, distributivo del río.

En el área se identifican dos períodos climáticos principales llamados época seca (verano) y época húmeda (invierno), además de una época de transición [9]. Las principales características que se detallan a continuación han sido identificadas y estudiadas por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH) en conjunto con el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (Ideam).

Cuando se habla de época seca se hace referencia al incremento de las velocidades de los vientos en el área y a la disminución de las precipitaciones locales. Ésta inicia en diciembre y va hasta marzo, registrándose vientos del norreste con velocidades entre los 2,6 y 5,1 m/s y máximos ocasionales de 15,43 m/s. (Tabla I)

La época húmeda en la Bahía de Cartagena inicia, generalmente, en agosto extendiéndose hasta finales de noviembre o inicios de diciembre. En esta época las condiciones climáticas se caracterizan por las bajas intensidades del viento, con valores entre los 1,0 y 3,0 m/s, presentándose ocasionalmente máximos de 5,0 m/s.

Por último, la época de transición se inicia a finales de abril y va hasta julio, caracterizada por baja persistencia y alta variabilidad de los vientos. La época inicia con vientos del norte para finalizar con vientos del sur, con magnitudes entre los 3,0 y 5,0 m/s.

Los vientos en el área de estudio presentan una velocidad media de 4,12 m/s, con registros máximos de 10,0 a 12,0 m/s. Estos vientos máximos se manifiestan generalmente, con fuertes precipitaciones originadas por sistemas atmosféricos de gran magnitud

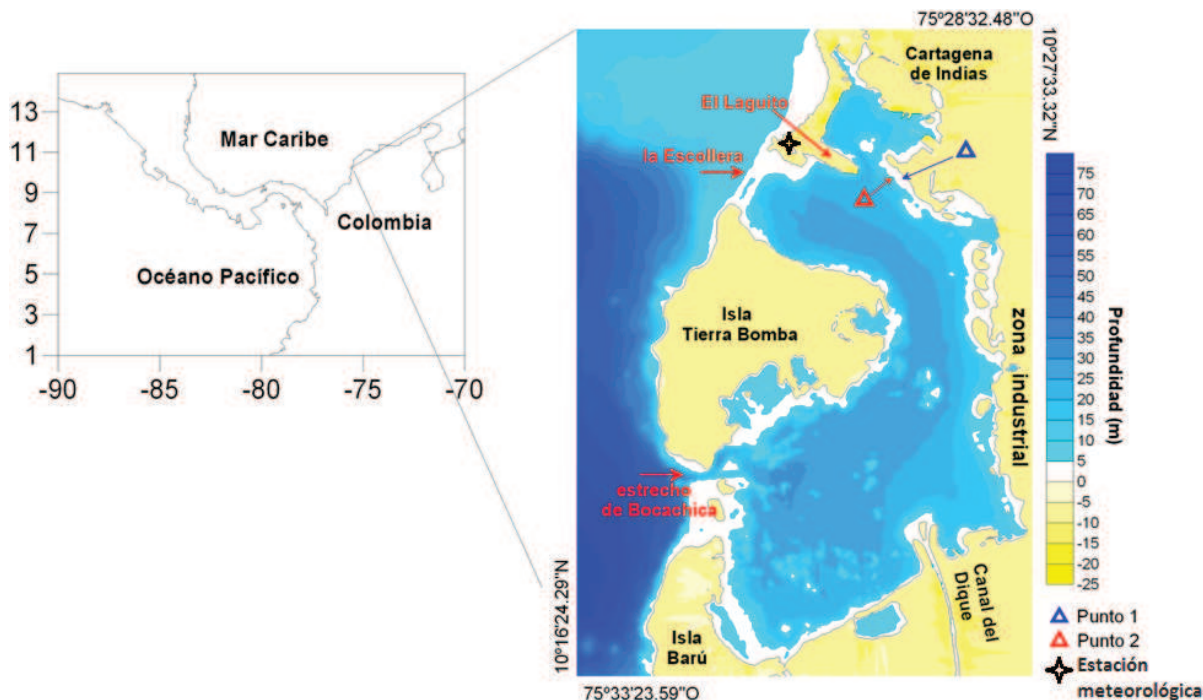


Figura 1. Bahía de Cartagena en el Caribe Colombiano.

Tabla I. Promedio mensual interanual (1976-1994) estación 1401502 aeropuerto Rafael Núñez. (Fuente: [9]).

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Viento (m/s)	3,7	4	4	3,7	2,6	2,2	2,4	2,2	4	2,1	2,3	3

(frentes fríos, huracanes) formados en el Gran Caribe [10].

Durante la estación húmeda (altas precipitaciones), la Bahía de Cartagena manifiesta vientos de bajo nivel provenientes del este-noreste, con velocidades máximas entre los 10,0 y 15,0 m/s, que descienden a 8,0 m/s a medida que reaparece la luz del Sol hasta antes del mediodía. A medida que el día transcurre y el contenido calórico del suelo empieza a disminuir, a causa del descenso de insolación sobre el suelo, el gradiente térmico entre las aguas de la bahía y el continente se regulan por medio del incremento de los vientos locales predominantes del continente hacia el mar. A esta dinámica se le conoce como brisa de mar, vientos que soplan del océano al continente en horas del día, y brisa de tierra, cuando los vientos van del continente al océano.

La amplitud promedio de las mareas en la Bahía de Cartagena es de 16,76 cm, con un rango promedio de 33,5 cm y un período aproximado de 12 horas. Se registran de manera ocasional mareas semidiurnas de mayor rango, irregulares y de frecuencia no mayor a seis veces durante el año, con períodos entre uno y tres días [11].

METODOLOGÍA

Se realizaron mediciones del perfil de corrientes en dos puntos fijos en la Bahía de Cartagena (figura 1). En el Punto 1 ($10^{\circ}23'23,20''$ N- $75^{\circ}31'59,66''$ W), ubicado a 55 m de distancia de la costa se instaló un correntómetro acústico Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP, por sus siglas en inglés) de 660 Hz. Éste presentó una profundidad de 4,3 m y registró un perfil de corrientes durante 2 minutos cada 10

minutos del 7 enero 1200 hr al 13 enero 2010 - 1200 hr. La longitud del perfil fue de 2,5 m, con celdas de medición cada 0,5 m y un blanqueo de 50 cm.

El Punto 2 (10°23'20.6 N-75°32'08''W),

localizado a 256 m de la costa, con 5,85 m de profundidad y una longitud del perfil de medición de 4,5 m, presentó registros desde el 27 enero - 1804 hr al 17 febrero 2010 0602. El tamaño de celdas y el blanqueo posee las mismas características del Punto 1 (figura 2).

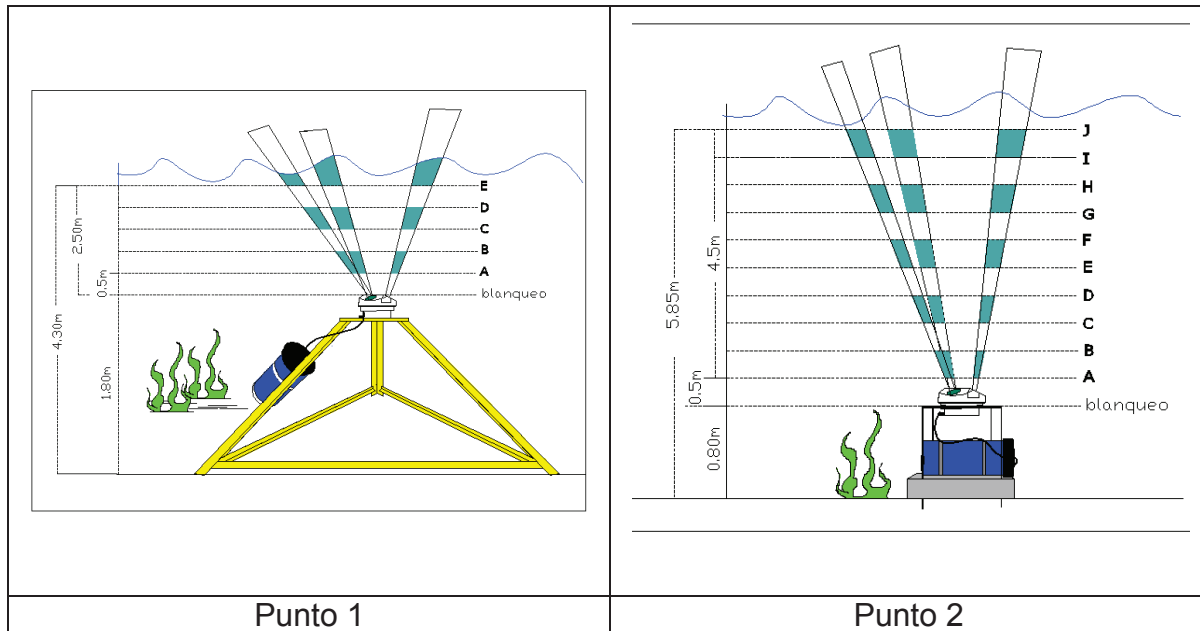


Figura 2. Esquema de la instalación de los equipos en los puntos 1 y 2 m

Con la información de los perfiles en los puntos 1 y 2 se efectuó un promedio a partir de las series de tiempo de cada profundidad, obteniéndose cinco velocidades promedio en el perfil del Punto 1 y diez en el punural. Los vientos superficiales fueron medidos por una estación meteorológica automática tipo DAVIS cada 5 minutos (figura 1).

La información *in situ* recibió un tratamiento estadístico mediante las técnicas LOESS, LOWESS y regresión lineal robusta. Después de comparar los resultados mediante los coeficientes de determinación entre los datos filtrados y los datos modelados y revisar visualmente el comportamiento o tendencia de las series, se identificó que el filtro R-LOWESS (Regresión lineal robusta-LOWESS) al 20 % registró un comportamiento más acorde entre la serie *in situ* y la serie modelada.

En la técnica LOWESS (regresión polinómica local), conocida también como regresión polinómica ponderada, el polinomio se

ajusta mediante el método de mínimos cuadrados ponderados, el cual le da mayor peso a los puntos cercanos al punto cuya respuesta está siendo estimada y le asigna un menor valor ponderado a los puntos más lejanos. El ajuste indica que es más probable que los puntos más cercanos que se relacionan entre sí representan la lógica de la tendencia de la serie que los puntos que están más lejos. La función de peso tradicional utilizada para los filtros es la triple función del peso del cubo:

$$w_i = \left(1 - \left[\frac{x-x_i}{d(x)}\right]^3\right)^3 \quad (1)$$

Cuando la serie de datos presenta valores extremos, los valores suavizados pueden ser distorsionados y no reflejar la tendencia del grupo de datos más cercanos. Por lo anterior se aplicó la regresión lineal robusta, la cual consiste en asignar un peso cuadrático para valores residuales pequeños y un peso lineal para valores residuales grandes, combinando el ajuste lineal y cuadrático. El método sigue los siguientes pasos:

1. Calcular los residuales a partir del método LOESS-LOWESS.
2. Obtener los pesos a partir del método para cada punto del respectivo rango. Los pesos son dados mediante la ecuación:

$$w_i = \begin{cases} \left(1 - \left(\frac{r_i}{6MAD}\right)^2\right)^2 & [r_i] < 6MAD \\ 0 & [r_i] \geq 6MAD \end{cases} \quad (12) \quad (2)$$

Donde,

r_i es el residual del n-ésimo punto del dato generado por la regresión robusta.

MAD es la mediana de la desviación absoluta de los residuos.

Ecuaciones de gobierno del modelo

El modelo numérico MOHID [11] permite desarrollar simulaciones numéricas en aguas someras de sistemas costeros con batimetría compleja [12]. MOHID resuelve las ecuaciones de flujo incompresible, considerando el equilibrio hidrostático, las condiciones de Boussinesq y las aproximaciones de Reynolds. Por lo tanto, la ecuación de cantidad de movimiento y las velocidades promedio del flujo horizontal en forma cartesiana se expresan mediante:

$$\partial_t u = -\partial_x(uu) - \partial_y(uv) - \partial_z(uw) + fv - \frac{1}{\rho_0} \partial_x p \quad (3)$$

$$+ \partial_x((v_H + v)\partial_x u) + \partial_y((v_H + v)\partial_y u) + \partial_z((v_t + v)\partial_z u)$$

$$\partial_t v = -\partial_x(vu) - \partial_y(vv) - \partial_z(vw) - fu - \frac{1}{\rho_0} \partial_y p \quad (4)$$

$$+ \partial_x((v_H + v)\partial_x v) + \partial_y((v_H + v)\partial_y v) + \partial_z((v_t + v)\partial_z v)$$

Donde,

u, v y w son las velocidades del vector componente en los ejes x, y y z , respectivamente.

f es el parámetro de Coriolis.

v_h y v_t representan la viscosidad turbulenta en la dirección horizontal y vertical, respectivamente.

ν es la viscosidad cinemática (igual a $1,3 \times 10^6$ m²/s).

La evolución temporal de las velocidades (término izquierdo de la ecuación) depende del balance del transporte advectivo (primeros tres términos del lado derecho de

la ecuación), la fuerza de Coriolis (cuarto término), el gradiente de presión (tres siguientes términos) y la difusión turbulenta (tres últimos términos).

La velocidad vertical es calculada de la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles (ecuación del balance de masa):

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \quad (5)$$

Integrando el fondo y la profundidad z , w es calculado mediante la expresión:

$$w(z) = \partial_x \int_{-h}^z u dx + \partial_y \int_{-h}^z v dy \quad (6)$$

La ecuación de superficie libre se calcula mediante la integración de la ecuación de movimiento a lo largo de la columna de agua (entre la elevación de la superficie libre $\eta(x, y)$ y el fondo $-h$):

$$\partial_t \eta = -\partial_x \int_{-h}^{\eta} u dz - \partial_y \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (7)$$

La aproximación hidrostática es definida como:

$$\partial_z p + g\rho = 0 \quad (8)$$

Donde,

g es la gravedad.

ρ es la densidad.

Si la presión atmosférica es sustraída de p , y la densidad es dividida en una constante referente y una desviación, después de integrar desde la superficie libre hacia la profundidad z , donde la presión es calculada, se obtiene:

$$p(z) = p_{atm} + g\rho(\eta - z) + g \int_z^{\eta} \eta \rho' dz \quad (9)$$

La ecuación (7) hace relación a la presión subsuperficial con la presión atmosférica superficial a cualquier profundidad, el nivel del mar y las anomalías de presión integradas entre dicho nivel y la superficie. Usando esta expresión y la aproximación de Boussinesq, el gradiente de presión horizontal en la dirección xj puede ser expresado de la siguiente manera:

$$\partial_{xy} p = \partial_{xy} p_{atm} - g\rho_0 \partial_{xy} \eta - g \int_z^{\eta} \eta \rho' dz \quad (10)$$

El gradiente total de presión es la

suma de los gradientes de presión atmosférica, la elevación del nivel del mar (gradiente de presión barotrópica) y la distribución de densidad (gradiente de presión baroclínica). Esta descomposición del gradiente de presión es reemplazada por las ecuaciones (6) y (7). El modelo hidrodinámico fue calibrado como se muestra en la Tabla II.

La calibración del modelo se efectuó mediante pruebas de sensibilidad configuradas en 27 casos de modelación. Para cada caso se modificó el valor del paso de tiempo, el coeficiente de Chézy, el estrés del viento y

la viscosidad (Tabla II), de tal manera que los resultados de modelación se asociarán a las mediciones *in situ* mediante un coeficiente de determinación R^2 .

Para un nivel de confianza del 95,% se encontró una correlación lineal positiva (R^2) del 61 % entre los datos de corrientes *in situ* y los simulados (Figura 3 a y b). Por lo anterior, se infiere que R^2 está en el rango entre 50 y 75 % de correlación lineal directa, considerado como moderado-alto. De igual forma, el nivel del mar registró para un nivel de confianza del 95 % una correlación lineal positiva de 91 % (R^2) entre los datos *in situ* y los simulados por el modelo (Figura 3-c).

Tabla II. Parámetros de calibración del MOHID.

Parámetro	Símbolo	Valor	Referencia
Espaciado de la malla (m)	$\Delta x, \Delta y$	50	
Paso de tiempo (s)	Δt	9,8	Calculado por el modelo
Coficiente de Chézy	C	0,0024	Calibrado
Estrés del viento en x (N/m^2)	τ_x	0,0005	Calibrado
Estrés del viento en y (N/m^2)	τ_y	0,0005	Calibrado
Viscosidad horizontal (m^2/s)	K_H	0,001	Calibrado
Viscosidad vertical (m^2/s)	K_V	1	Calibrado

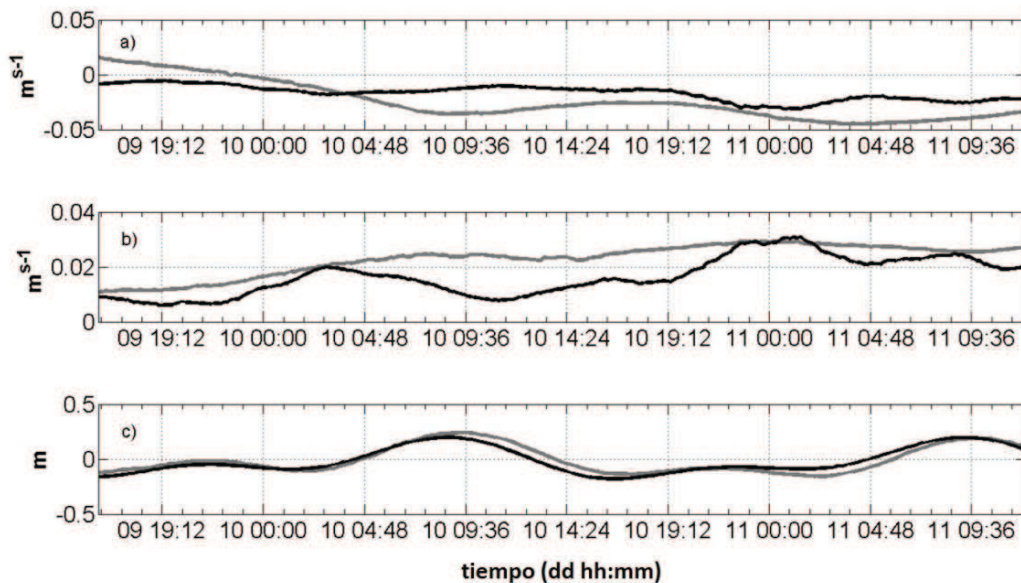


Figura 3. Diagrama de puntos de: a) Componente v de la velocidad de la corriente, *in situ* (gris) y simulado (negro). b) Componente u de la velocidad de la corriente, *in situ* (gris) y simulado (negro). c) Nivel del mar, *in situ* (gris) y simulado (negro).

Para comprender la circulación y los procesos de transporte en un estuario como la Bahía de Cartagena, la circulación residual es clave para representar el flujo medio del área de estudio. El flujo residual representa el movimiento residual neto del volumen de agua al interior de la bahía, considerando los períodos de flujo y reflujo. Para una correcta representación de la circulación residual, el modelo numérico debe ser ejecutado en un período de tiempo mayor a la variabilidad de los flujos transitorios [12].

Para obtener la corriente residual euleriana se calculó para cada paso de tiempo del

campo de velocidad entregado por el modelo hidrodinámico (u), mediante la siguiente fórmula:

$$u_r = \frac{1}{T} \int_0^T u dt \quad (11)$$

Donde,

T es un periodo mucho mayor que el período del principal armónico de marea.

Casos de simulación numérica

Las simulaciones numéricas para los flujos transitorios están clasificadas por las tres principales temporadas climáticas (seca, húmeda y transición), con sus respectivas condiciones de marea (Tablas III y IV).

Tabla III. Valores promedio de las principales variables oceanográficas e hidrológicas de las temporadas climáticas de la Bahía de Cartagena utilizadas durante las simulaciones (Fuente: CIOH).

Temporada climática	Viento		Temperatura ambiente (T_a)	Humedad relativa (%)	Flujo del Canal del Dique (Q)
	Dirección ($^\circ$)	Velocidad (m/s)	$^\circ\text{C}$	%	m^3/s
Seca	45	3,8	26,9	78,33	263,0
Transición	180	4,11	28,2	80,25	519,15
Húmeda	224	2,0	28,0	81,50	295,0

Tabla IV. Fechas de lunas para las mareas de cuadratura y sicigia en el 2010 durante los períodos de simulación (Fuente: Ideam).

Luna	Temporada seca	Transición	Temporada húmeda
Marea de cuadratura	2010-02-01	2010-06-01	2010-10-01
Marea de sicigia	2010-02-14	2010-06-12	2010-10-22

Las características meteorológicas provienen de la estación climática localizada en el CIOH. La información simulada del nivel del mar fue obtenida a través de la aplicación GRENOBLE [13].

RESULTADOS

Mediciones *in situ*

Los vientos superficiales *in situ* (Figura 4) mostraron un predominio del nor-noroeste, con una dirección media de $13^\circ 40'$, una velocidad promedio de 4,4 m/s y velocidades

máximas entre 10 y 13,3 m/s. La persistencia fue de 66,17 % y la probabilidad de 1. El comportamiento del viento presentó similitud con las magnitudes y dirección presentados en estudios previos reportados en el área [14, 15]. A partir de un análisis armónico a los datos *in situ* fue posible apreciar una marea semidiurna mixta micro-mareal (figura 5 y Tabla V).

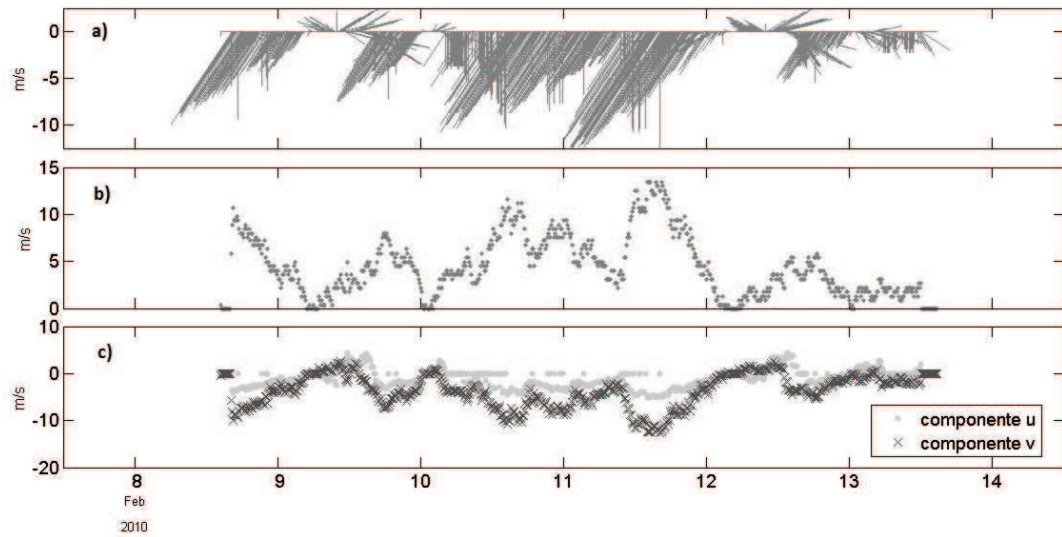


Figura 4. Serie de tiempo de vientos superficiales del área de estudio (GTM-5), a partir de febrero 08 14:25 h a febrero 13 14:45 h de 2010; **a)** vectores de viento orientados con el eje Y como norte, **b)** velocidad promedio (m/s), **c)** componente *u* y *v* (m/s).

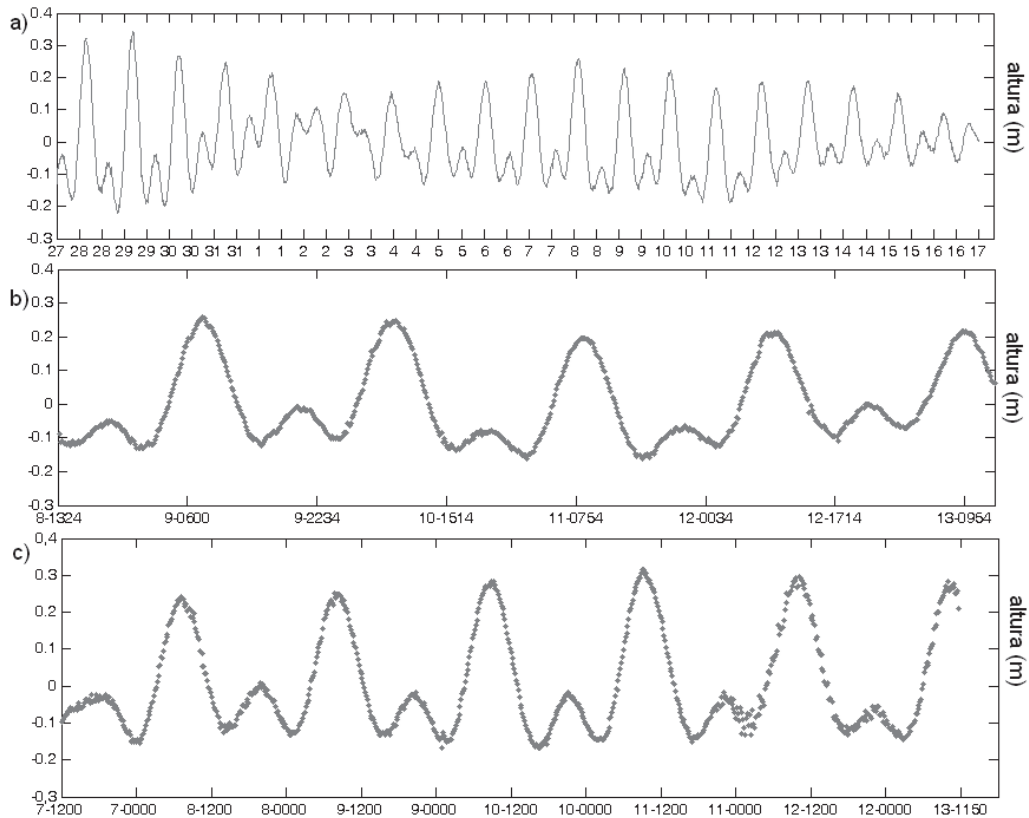


Figura 5. Serie de tiempo del nivel del mar in situ (GTM-5): **a)** información a partir del 27 de enero 2010 1600 hr a febrero 17 2010 0755 h (Punto 2); **b)** información a partir del 08 febrero 2010 1324 hr a febrero 13 2010 0954 hr (Punto 2); **c)** información a partir del 07 enero 2010 1200 hr a 13 enero de 2010 1130 hr (Punto 1).

Tabla V. Principales armónicos constituyentes del régimen mareal en la Bahía de Cartagena.

Constituyente	Frecuencia (hr)	Amplitud (m)	Fase [°]
M2	28,984104	0,076384	165,337877
S2	30	0,045692	-71,80992
K2	30,082137	0,013079	143,077957
N2	28,43973	0,030941	-114,765863
O1	13,943036	0,060346	56,507277
K1	15,041069	0,108086	124,497758

El perfil medio de las corrientes (Figura 6) presentó las máximas velocidades a los 0,5 m de profundidad, desde la superficie, registrando valores máximos entre los 0,12 y los 0,22 m/s, y valores cercanos a 0 m/s en el fondo. Los valores de velocidad cercanos a 0 m/s representan la suma de las velocidades de los flujos y reflujos de marea, que como resultado deben indicar un valor cercano a cero, teniendo en cuenta que el estuario es de régimen micro-mareal. Sin embargo, hasta 1 m de profundidad a partir de la superficie se evidenció que dicha suma no resultó cero, indicando un flujo meridional hacia el sur y un

flujo zonal hacia el oeste en sus componentes rectangulares.

Por lo anterior se evidenció el efecto del viento sobre la masa de agua entre la superficie y el primer metro de profundidad. En el perfil medio se observó que la máxima energía transmitida a través de la columna de agua se ubicó a los 0,5 m de profundidad a partir de la superficie, demostrando la respuesta de los componentes rectangulares del perfil de corrientes a los componentes rectangulares del viento superficial, donde el flujo resultante predomina hacia el suroeste en ambos parámetros.

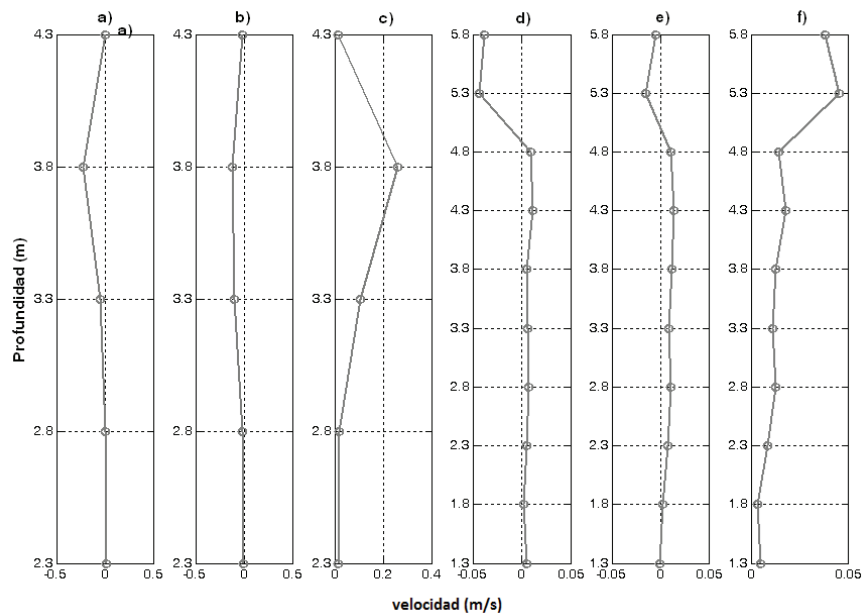


Figura 6. Perfil medio de la corriente (m/s). Punto 1: **a)** componente v, **b)** componente u, **c)** velocidad resultante. Punto 2: **d)** componente v, **e)** componente u, **f)** velocidad resultante.

Simulaciones numéricas

Se observó que las máximas velocidades de la corriente se presentaron en los reflujos y flujos de marea de menor amplitud (mareas más bajas). Cuando el viento provenía del noreste las velocidades máximas de la corriente se presentaron durante los dos primeros reflujos de las mareas más bajas, y cuando el viento provenía del suroeste se registró la velocidad máxima en el tercer flujo de la marea más baja. Las mínimas velocidades fueron registradas en las estoas de pleamar de las mareas más altas (figura 7).

Los resultados obtenidos para la circulación residual durante la temporada seca (figura 8) mostraron un predominio hacia el sur en el sector oceánico del área con velocidades entre los 0,001 m/s en el sur y los 0,085 m/s en el norte. Referente a la hidrodinámica de la bahía, las velocidades residuales no superaron a los 0,043 m/s, en donde las aguas oceánicas ingresan hacia la bahía a través de La Escollera, efectuándose un proceso de mezcla con las aguas dulces del Canal del Dique, hasta abandonar finalmente la bahía a través del estrecho de Bocachica.

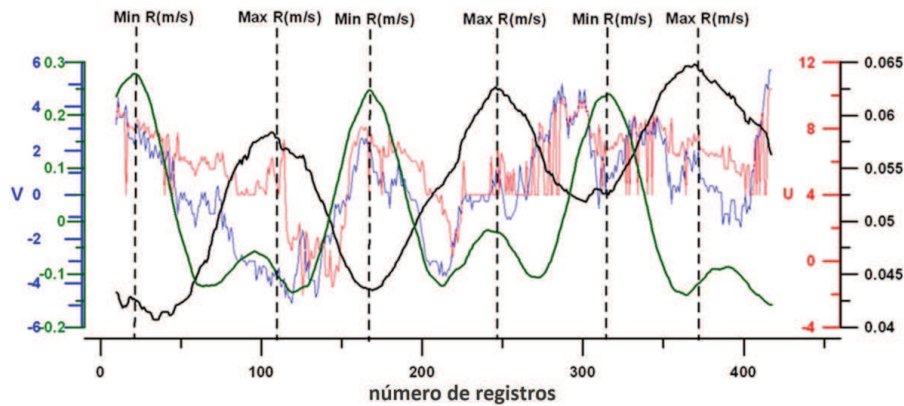


Figura 7. Serie de tiempo de la velocidad de la corriente ajustado con *r*lowess 20 % (negro), nivel del mar en metros (verde), componente *v* del viento en m/s (azul) y componente *u* del viento en m/s (rojo) para el Punto 2 entre el 8 de febrero de 2010 1154 hr y el 11 de febrero de 2010 1214 hr.

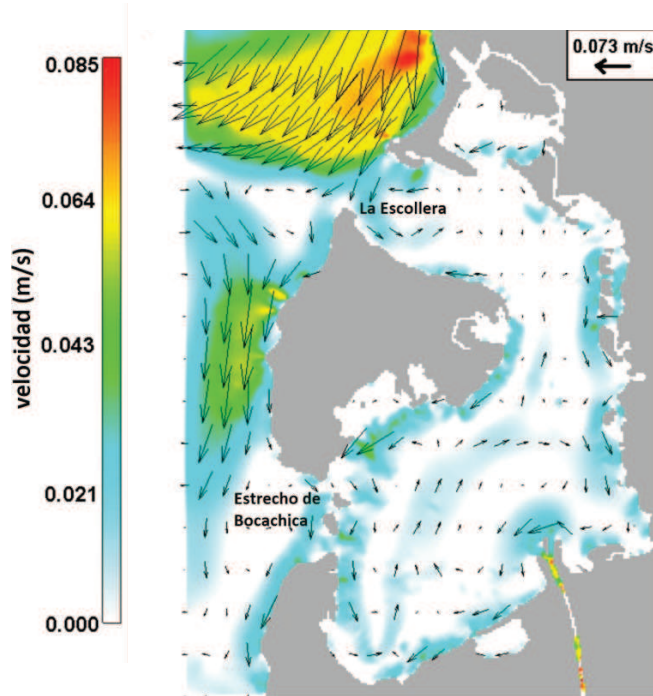


Figura 8. Circulación residual durante la temporada seca en la Bahía de Cartagena.

La circulación residual durante la temporada de transición (figura 9) mostró un predominio hacia el norte en el sector oceánico del área con máximas velocidades de 0,060 m/s y velocidades mínimas de 0,001 m/s. En esta temporada las aguas oceánicas ingresan mediante el estrecho de Bocachica, fluyendo

hacia el norte hasta abandonar la bahía a través de La Escollera. En la temporada húmeda la circulación residual (Figura 10) es similar a la circulación residual de la temporada de transición, donde las velocidades durante la época húmeda aumentan hasta los 0,065 m/s en el sector oceánico norte del area.

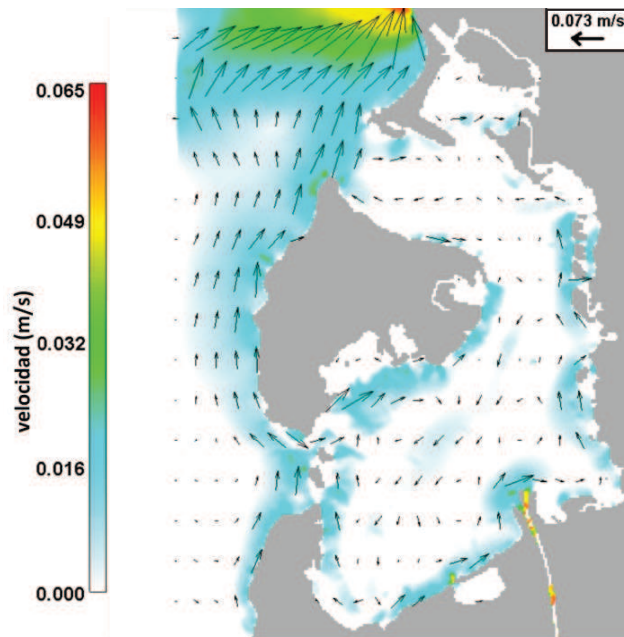


Figura 9. Circulación residual durante la temporada de transición en la Bahía de Cartagena.

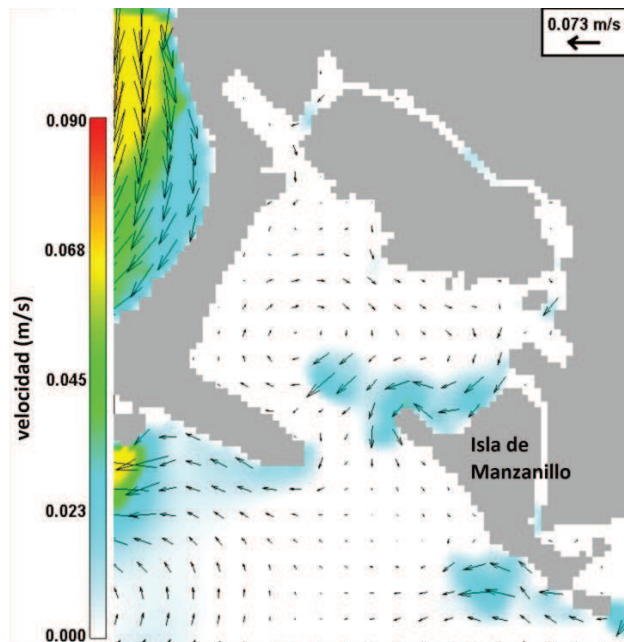


Figura 10. Circulación residual durante la temporada húmeda en la Bahía de Cartagena.

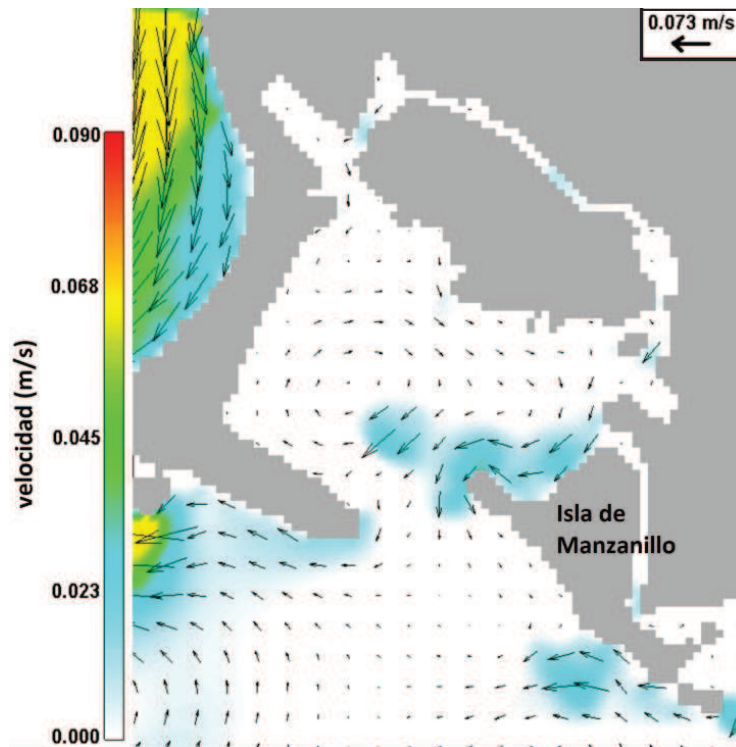


Figura 11. Circulación transitoria durante la temporada seca para el 10 de enero 2010 0900 h (GTM-5) en refluo de marea (Bahía de Cartagena, zona norte).

Finalmente, es posible observar que en la circulación transitoria en el sector norte de la Bahía de Cartagena (Figura 11) las corrientes no superaron los 0,03 m/s abandonando la Bahía a través de La Escollera y en el sector oceánico, se identificaron corrientes hacia el sur con velocidades alrededor de los 0,073 m/s.

DISCUSIÓN

Es de suma importancia el entendimiento de los procesos hidrodinámicos al interior de un cuerpo de agua, y para esto se requiere la obtención de información *in situ* y la adaptación de un modelo numérico calibrado el cual permita simular condiciones según las características oceanográficas y meteorológicas propias del área de estudio. Por lo anterior, se diseñó una metodología de medición de los principales forzantes esperados en cuerpo de agua marino costero tipo bahía

semi-encerrada, obteniéndose información de mareas, corrientes y vientos superficiales. La resolución temporal de las mediciones fue considerada, toda vez que las variaciones de la velocidad y dirección del viento y de las corrientes varían en cuestión de segundos.

La información registrada en los puntos de medición presentó intervalos de medición en el orden de segundos, razonable por la naturaleza del comportamiento variable del viento y de las corrientes locales.

Las series de corrientes *in situ* evidenciaron perturbaciones provocadas por diversos tipos de onda, desde las ondas capilares en superficie, debido al estrés del viento, hasta ondas largas de marea. La sumatoria de todas estas ondas genera perturbaciones en los registros de velocidad de corriente *in situ*. Por consiguiente, se efectuó el tratamiento estadístico el cual permitiera reducir dichas perturbaciones y obtener series de tiempo medidas que pudiesen compararse con las series modeladas numéricamente.

El efecto del viento sobre la capa superficial del perfil de corrientes en los puntos de medición, evidenciado en los resultados del presente estudio, es una fuente de origen de las perturbaciones en los registros de las corrientes. Por lo tanto, es representativo medir simultáneamente vientos y corrientes a resoluciones temporales menores a 10 minutos para caracterizar la hidrodinámica horizontal vertical de la instrumentación.

Es importante considerar que el comportamiento de las masas de agua muestra particularidades y patrones en áreas confinadas o semi-encerradas (bahía), lo cual permite plantear hipótesis sobre la posible dinámica de los fluidos. Con relación a la Bahía de Cartagena, los estudios previos mencionados han reportado que el viento superficial y el régimen mareal, ejercen una directa influencia sobre los procesos hidrodinámicos del área de estudio.

Un modelo numérico bidimensional resuelve su conjunto de ecuaciones a través de la suposición de ondas largas $L \gg h$, en donde L representa la longitud de la onda y h representa la profundidad de propagación de la onda. La teoría de ondas largas está descrita en la investigación de Pedlosky [16], en la cual se considera como onda larga cuando $L > 20 h$. Teniendo en cuenta la anterior estimación, el flujo deberá ser horizontal con flujos verticales no significativos. Por lo anterior, se plantean dos hipótesis, una es que la corriente de marea puede ser considerada de una manera bidimensional con respecto a la profundidad, permitiendo obtener un resultado muy aproximado con modelos numéricos promediados en la vertical; la otra hipótesis indica que el efecto del viento, la fricción y el empuje sobre el área, son transmitidos en profundidad de acuerdo con la distribución parabólica de profundidad hasta el fondo. La suposición de bidimensionalidad en corrientes mareales es justificada por estar bajo los efectos de sistemas de presión en la columna de agua.

Teniendo en cuenta que los patrones de la densidad del agua de la bahía fueron tomados como un valor constante para la viscosidad de remolino, y la alta persistencia de los vientos del norte en el área de estudio, es posible justificar un perfil de distribución parabólica.

En el presente caso, donde las corrientes generadas son resultado de las mareas y el efecto del viento, se estima que estas

tienen una trayectoria plana a causa de las aguas someras con profundidades menores a 30 m y por ende, la espiral de Eckman puede ser totalmente obviada dentro de los procesos hidrodinámicos.

Las anteriores hipótesis se aceptan en dos claras condiciones, la primera es que la pendiente del fondo no sea muy pronunciada ($s > 1/5$); la segunda es que no existan fuertes estratificaciones de temperatura o densidad. Si no se cumple lo anterior, se recomienda el uso de modelos tridimensionales, donde las simulaciones consideran la componente vertical (w), la cual podría presentar valores significativos.

CONCLUSIONES

Se identificó que el armónico de marea K1 fue el principal forzante sobre la información in situ del nivel del mar. De la misma manera el factor F obtenido y los registros de amplitud, evidencian el régimen micro-mareal mixto semidiurno.

Las series de tiempo de las velocidades de corriente en los diferentes niveles mostraron que la medición de la velocidad máxima de la corriente en el Punto 1 se encontró a 0,5 m por debajo de la superficie con un valor de 0,6 m/s y en el Punto 2 se encontró en la misma profundidad un valor de 0,43 m/s. El perfil de la velocidad promedio de la corriente mostró para ambos puntos de medición que la máxima transferencia de energía se localizó a 0,5 m por debajo de la superficie.

Las mayores variaciones en las amplitudes de la velocidad de la corriente estuvieron entre la superficie y el primer metro de profundidad. Se identificó que el Punto 1, con menor profundidad y más proximidad a la costa respecto del punto 2, fue influenciado en mayor grado por el efecto del viento.

Se identificó que en la serie de tiempo para el Punto 2, los máximos registros de la velocidad de la corriente se obtuvieron durante los flujos y reflujos de marea del 29 al 30 de enero de 2010, los cuales se asociaron directamente a la marea de sicigia.

Entre el 8 y 11 de febrero de 2010 la hidrodinámica en el Punto 2 presentó los máximos registros de velocidad de corriente en los

flujos y reflujos de las mareas menores y los mínimos registros en las estoas de pleamar de las mareas mayores. Lo anterior evidenció el efecto del viento sobre la velocidad de la corriente, en donde al manifestarse el viento con predominio del nor-noreste y un 66,17 % de persistencia, no permitió el desarrollo de las máximas velocidades en los flujos y reflujos de las mareas mayores, pero si retardó la manifestación de las máximas velocidades identificadas en las mareas menores.

En condiciones de reflujo la máxima velocidad de las corrientes se obtuvieron durante la cuadratura en temporada húmeda, y las máximas velocidades se presentaron en la sicigia de la época seca. En condición de flujo las máximas velocidades se obtuvieron en el estrecho de Bocachica (sur) y en el interior de la Bahía de Cartagena en cuadratura de la época seca; aunque las máximas velocidades de la corriente para el estrecho norte (La Escollera) se presentaron durante sicigia para la época de transición. Las mínimas velocidades de corrientes en flujo se presentaron al interior de la Bahía de Cartagena durante sicigia para la época húmeda. El efecto del viento del sur-suroeste, característico de la época húmeda, permitió el registro de la velocidad de la corriente más alta en la Bahía de Cartagena.

Los vientos del nor-noreste de la época seca influyeron sobre el comportamiento de la corriente en el área de estudio, conllevando a que estas corrientes presentaran los registros más bajos del área respecto a la zona norte. Las simulaciones indicaron que las aguas oceánicas ingresan a la bahía no sólo por el estrecho sur, sino también por el estrecho norte, dependiendo principalmente de la dinámica de las épocas seca, húmeda y transición.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dirección General Marítima (Dimar), que a través de la Dirección del CIOH, del CF Esteban Uribe Alzate, se apoyara el presente estudio. Igualmente, al personal del 2010 del Área de Oceanografía Operacional, el Área de Hidrografía y el Área Técnica, que participó en el proyecto de investigación "Estudio de la Hidrodinámica y sus agentes forzadores en la Bahía de Cartagena". Todos fueron parte fundamental en el desarrollo de la presente investigación.

LITERATURA CITADA

- [1] Pagliardini. J., Gómez. M., Gutiérrez., T., Zapata, D., Jurado, A., Garay, J., y Vernette, G. 1982. Síntesis del proyecto Bahía de Cartagena. Bol. Cient. CIOH (4): 49-110.
- [2] Lonin, S. 1993. Cálculo de la transparencia del agua en la Bahía de Cartagena. Bol. Cient. CIOH (18): 85-92.
- [3] Lonin. S. y Giraldo. L. 1995. Circulación de las aguas y transporte de contaminantes en la bahía interna de Cartagena. Bol. Cient. CIOH (16): 25- 56.
- [4] Lonin. S, Giraldo. L. 1997. Influencia de los efectos térmicos en la circulación de la bahía interna de Cartagena. Bol. Cient. CIOH (17): 47-56.
- [5] CIOH. 2004. Presencia de organismos exógenos y patógenos en aguas de lastre de buques tráfico internacional (Fase III). Informe final. Grupo de investigación Área de Protección del Medio Ambiente Marino-Grupo de Aguas de Lastre.
- [6] De lisa, A. 2003. Estudio de la dinámica del caño El Zapatero. Trabajo de grado. Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla" (ENAP). Cartagena, Colombia.
- [7] Murillo, N. 2008. Caracterización en época seca de las variables oceanográficas por la incidencia del Canal del Dique en la Bahía de Cartagena. Tesis. Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla".
- [8] Rueda-Bayona, J.G., Sánchez-Vargas. C.A. 2009. Estudio hidrodinámico de la Bahía de Cartagena mediante la aplicación de un modelo numérico bidimensional. Tesis. Escuela Naval de Suboficiales "ARC Barranquilla".
- [9] CIOH. CIOH. [Online]. Cartagena de Indias; 2009 [cited 2010 02 7. Available from: [HYPERLINK "www.cioh.org.co"](http://www.cioh.org.co) www.cioh.org.co.
- [10] CIOH. 2010. Régimen de vientos y corrientes Bahía de Cartagena. www.cioh.org.co.

- [11] Arias, F. y Durán, E. 1984. Variación anual del fitoplancton en la Bahía de Cartagena. Boletín CIOH (5) 61-116.
- [12] Martins, F., Leitao, P., CSilva, A. & Neves, R. 2001. 3D modelling in the Sado stuary using a new generic vertical discretization approach. Oceanologica Acta 24 (1) 551-562.
- [13] Vaz, N., Días, J.M., Leitao, P.C. & Nolasco, R. 2007. Application of the MOHID-2D model to a mesotidal temperate coastal lagoon. Computers & Geosciences (28): 1204-1209
- [14] Taboada, J.J., Prego, R., Ruiz-Villarreal, M., Gómez-Gesteira, M., Montero, P., Santos, A.P. & Pérez-Villara, V. 1998. Estuarine, Coastal and Shelf Science (47): 661-670.
- [15] Andersen, O.B., Woodworth, P.L. & Flather, R.A. 1995. Intercomparison of recent ocean tide models. J. Geophys. Res. (100): 25261-25282.
- [16] Pedlosky, J. 1987. Geophysical Fluid Dynamics. s: Springer-Verlang. New York.

