

## Aplicación de un Modelo Hidrodinámico Bidimensional para Describir las Corrientes y la Propagación de la Onda de Marea en la Bahía de Buenaventura

Luis Jesús Otero Díaz

Área de Manejo Integral de Zonas Costeras, Centro Control Contaminación del Pacífico -CCCP  
Vía El Morro, Capitanía de Puerto, San Andrés de Tumaco, Nariño, Colombia

Tél: +57 (2) 727 26 37, Fax: +57 (2) 727 11 80, AA. 187

e-mail: cccp.webmaster@dimarnet.mil.co

e-mail: lotero@dimarnet.mil.co

**Otero, L. 2005.** Aplicación de un Modelo Hidrodinámico Bidimensional para Describir las Corrientes y la Propagación de la Onda de Marea en la Bahía de Buenaventura. Boletín Científico CCCP, (12): 9-21.

*Recibido en mayo de 2004; aceptado en septiembre de 2005*

### RESUMEN

El presente trabajo empleó el modelo numérico H2D para la descripción espacio-temporal de las corrientes y la propagación de la onda de marea en la bahía de Buenaventura. La metodología seguida cubrió la recolección de información en campo de las principales variables hidrodinámicas involucradas en el estudio, con las cuales se efectuó la calibración del modelo numérico; obteniéndose los valores de rugosidad de Chezy y de viscosidad de remolino que mejor ajustan las condiciones reales de niveles del mar y corrientes. Con el modelo calibrado, se analizaron los resultados para las corrientes en diferentes sectores de la zona de estudio y se describió la transformación que sufre la onda de marea, por efecto de los contornos, en su propagación al interior del estuario. La amplitud de la marea hacia el interior de la bahía se incrementó en un 10% y se presentó un retardo de 20 minutos para los instantes de pleamar y bajamar, con respecto a lo que se registró en los sectores de la Bocana y punta Soldado.

**PALABRAS CLAVE:** marea, corrientes, hidrodinámica, calibración, Chezy, viscosidad turbulenta, modelo numérico.

### ABSTRACT

In the present work the numerical model H2D is used for the temporal and espacial description of the currents and the tide wave propagation in the Buenaventura bay. The followed methodology started with field collection of some hydrodynamic variables involved in the study, with which the numerical model was calibrated, obtaining the values of Chezy-coefficient and eddy viscosity that fit better to the real conditions of sea levels and currents. With the calibrated model, the results for the currents in different sectors in the zone of study were and were described the transformation of the tide wave, by effect of the contours, in its propagation to the interior of the estuary. The amplitude of the tide towards the interior of the bay is increased in a 10% and a delay in 20 minutes appears for the moments of high tide and low tide, with respect to the behavior presented at the Bocana and Soldado point sectors.

**KEY WORDS:** tide, currents, hydrodynamics, calibration, Chezy, eddy viscosity, numerical model.

## INTRODUCCIÓN

La bahía de Buenaventura presenta unas condiciones hidrodinámicas complejas debido a la interacción de diferentes factores tales como: las mareas y las descargas fluviales de los ríos que desembocan en ella, haciendo que su estudio requiera del empleo combinado de mediciones *in situ* de las principales variables hidrodinámicas, y la aplicación de herramientas numéricas que faciliten el conocimiento y entendimiento de su régimen hidráulico.

La presente investigación tuvo por objeto evaluar la propagación y transformación de la onda de marea en la bahía y describir la distribución espacio-temporal de niveles y corrientes en el área de estudio. Para resolver el problema planteado se aplicó el modelo hidrodinámico H2D, desarrollado por el Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas de la Universidad de Cantabria (GIOC, 2001).

Las ecuaciones que resuelve el modelo numérico H2D son las ecuaciones de ondas largas, en las cuales la hipótesis inicial es  $L \gg h$ ; siendo  $L$  la longitud de la onda cuya propagación se estudia y  $h$  la profundidad sobre la que se propaga. La condición de onda larga se puede considerar aplicable a partir de  $L > 20h$  (Pedlosky, 1987). Bajo esta hipótesis el flujo es, fundamentalmente, horizontal y las componentes horizontales de la velocidad,  $u$  y  $v$ , mucho mayores que la componente vertical,  $w$ . Estas afirmaciones son generalmente válidas, excepto en áreas locales con pendientes del fondo muy pronunciadas ( $> 1/5$ ) o en zonas en las que se produzcan fenómenos de afloramientos (upwelling), hundimientos (downwelling) o frentes oceánicos (GIOC, 2001).

La consideración de flujo horizontal permite una simplificación notable de las ecuaciones generales del movimiento, también conocidas como las ecuaciones de Navier-Stokes; ya que se elimina la componente vertical  $w$ , como incógnita, y se establece una distribución de presiones hidrostáticas, pudiendo integrarse en profundidad y expresarse como:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial X} + \frac{\partial(VH)}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + g \frac{U\sqrt{U^2+V^2}}{C^2H} = \frac{C_a \rho_a W^2 \cos \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[ \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right] + f_c V \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gH}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial y} + g \frac{V\sqrt{U^2+V^2}}{C^2H} = \frac{C_a \rho_a W^2 \sin \psi}{\rho H} + \varepsilon \left[ \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right] - f_c U \quad (3)$$

donde

- $U$  : es la velocidad del fluido en dirección  $x$
- $V$  : es la velocidad del fluido en dirección  $y$
- $h$  : es la superficie libre
- $H$  : =  $h + \eta$
- $h$  : es la profundidad respecto del nivel medio
- $C_a$  : es el coeficiente de arrastre de viento
- $W$  : es la velocidad del viento
- $\psi$  : ángulo entre la dirección del viento y  $x$
- $C$  : coeficiente de fricción de Chezy
- $\varepsilon$  : coeficiente de viscosidad turbulenta
- $g$  : es la aceleración de la gravedad
- $x$  : coordenada horizontal
- $y$  : coordenada horizontal
- $t$  : tiempo
- $f_c$  : aceleración de coriolis

El numeral (1) corresponde a la ecuación de conservación de la masa de fluido. Los numerales (2) y (3) señalan las ecuaciones de cantidad de movimiento del fluido, cuyo miembro izquierdo representa la aceleración local y la advectiva del volumen de control, y los términos del miembro derecho representan las fuerzas que inducen o restringen dichas aceleraciones. Estas fuerzas son: el gradiente de superficie libre, la tensión en la superficie debida al viento, la fricción del fondo, el efecto de la turbulencia y el efecto

de la rotación de la Tierra, respectivamente. Para resolver el sistema de ecuaciones (1), (2) y (3) el modelo H2D emplea un algoritmo en diferencias finitas implícito de dirección alterna de doble barrido utilizado por Leendertse en 1970.

Si el fluido es no homogéneo, es decir, si existen variaciones horizontales de densidad, para describir el flujo se necesitan, además de las ecuaciones de Navier-Stokes promediadas en vertical, las ecuaciones de transporte promediadas en vertical para la temperatura y para la salinidad (4), junto con la ecuación de estado que relaciona estas dos variables con la densidad (5).

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial x} \left( HD_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial y} \left[ HD_y \frac{\partial C}{\partial y} \right] + R \quad (4)$$

donde

$C$  : es la temperatura (en grados Celsius) o salinidad (en ups), promediada en profundidad  
 $D_x, D_y$  : coeficientes de difusión horizontal  
 $R$  : fuentes o sumideros

$$\rho_0(T, S) = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} T - 9.09529 \cdot 10^{-3} T^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} T^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} T^5 + (0.824493 - 4.0899 \cdot 10^{-3} T + 7.6438 \cdot 10^{-5} T^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} T^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} T^4) S + (-5.72466 \cdot 10^{-3} + 1.0227 \cdot 10^{-4} T - 1.6546 \cdot 10^{-6} T^2) S^{1.5} + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2 \text{ (Kg/m}^3\text{)} \quad (5)$$

donde

$T$  : es la temperatura (en grados Celsius)  
 $S$  : es la salinidad (en ups)

Como puede apreciarse en las ecuaciones (1), (2) y (3) se requiere el conocimiento de tres coeficientes, los cuales hay que calibrar con mediciones en campo: coeficiente de fricción de Chezy ( $C$ ), coeficiente de viscosidad turbulenta ( $e\delta$ ) y el coeficiente de arrastre por viento ( $C_o$ ). Estos coeficientes dependen de un sinnúmero de factores que son función de las condiciones particulares de cada sitio y, además, pueden variar con el tiempo. En cierta medida, en ellos se concentra la

incertidumbre de los parámetros que representan el comportamiento del flujo bidimensional.

## ÁREA DE ESTUDIO

La bahía de Buenaventura está localizada sobre el litoral Pacífico colombiano, entre las latitudes 3° 44' N y 3° 56' N y longitudes 77° 01' 0 y 77° 20' 0. Su ancho varía entre 3.4 km, en la entrada del mar, y 5.5 km, en la parte interna. La bahía sigue una dirección de SO a NE con una extensión aproximada de 30 km, su forma es angosta y alargada y en ella se pueden distinguir dos áreas bien diferenciadas: la bahía interior y la bahía exterior (CCCP, 2001). La bahía interior se considera un estuario bien mezclado, debido a la combinación del agua salada del océano Pacífico con el agua dulce de los ríos y esteros que en ella desembocan. Los ríos Dagua y Anchicayá son los principales tributarios en esta zona (Escobar, 1999). El sector de la bahía exterior se encuentra en comunicación directa con el mar abierto, por lo tanto está influenciado, permanentemente, por las acciones del mismo (Figura 1).

En cuanto a las principales características meteorológicas y oceanográficas presentes en el área de estudio, se puede mencionar que el viento predominante es del Sudoeste, con 25 % de permanencia en el tiempo, presentándose una velocidad media de 2.4 m/s y una velocidad máxima de 8.0 m/s; del Sur con 23 % de permanencia en el tiempo y velocidades media y máximas de 1.2 y 5.3 m/s, respectivamente, y del Este con 20 % de permanencia en el tiempo, velocidad media de 2.1 m/s y una velocidad máxima de 7.1 m/s. La temperatura superficial del mar, TSM, presenta un promedio anual de 28.2 °C, con promedios mensuales mínimos de 27.8 °C en noviembre y máximos de 28.5 °C en marzo (CCCP, 2001). La salinidad en la bahía presenta variaciones espaciales importantes. En el sector de la Bocana los valores de salinidad oscilan entre 16 ups, en marea baja, y 28 ups, en marea alta; mientras que hacia la bahía interior, cerca de la desembocadura del río Dagua, varía entre 10 y 19 ups, para marea baja y alta, respectivamente. Las variaciones en profundidad no son significativas y las diferencias entre la

salinidad del fondo y la superficie no superan las 2ups en ambos sectores (Universidad del Valle, 1992). Por todo lo anterior la bahía de Buenaventura puede considerarse como un estuario bien

mezclado, al estar sus aguas caracterizadas por presentar homogeneidad vertical. Ello indica que las corrientes mareales predominan sobre la descarga fluvial (McDowell y O'Connor, 1977).



**Figura 1.** Bahía de Buenaventura. Los puntos amarillos indican la ubicación de los sensores de medida. Los puntos 1, 2, 3 y 4 son de registro para las variables hidrodinámicas arrojadas por el modelo H2D.

El oleaje de la zona se genera mar afuera de la bahía y está determinado, fundamentalmente, por los vientos Alisios del Sudeste. Hacia el interior, las olas que se propagan, así como las generadas por vientos locales, pierden rápidamente altura debido a la disipación de energía por efecto de los contornos, fricción del fondo y la rotura de las mismas en la zona exterior (Otero, 2004).

### METODOLOGÍA

La metodología seguida para el desarrollo de esta investigación comprendió las siguientes etapas: (i) Medidas hidrodinámicas en campo, (ii) Calibración del modelo numérico, a partir de los datos medidos, (iii) Descripción del comportamiento hidrodinámico en la zona de estudio, a partir del modelo numérico calibrado.

Durante la campaña de campo efectuada entre el 15 y 18 de diciembre de 2003, se obtuvieron registros de niveles en tres puntos de la bahía y de corrientes en un punto, durante 48 horas. La Figura 1 indica la localización de los diferentes sensores. En el punto 2 se colocó un sensor de presión RBR XR-420; en el punto 3 se colocaron un sensor de presión y un sensor ADCP AANDERAA DCM 12, y en el punto 4 se encontraba el mareógrafo del puerto.

A partir de estos datos se procedió a efectuar la calibración del modelo numérico, la cual se centró en buscar los coeficientes de Chezy y de viscosidad de remolino que produjeran los resultados de mejor ajuste con los datos reales de elevación de superficie libre y de velocidad de corrientes. El valor de la viscosidad de remolino depende de las dimensiones de las celdas, su valor se puede calcular con la siguiente fórmula (GIOC, 2001):

$$\varepsilon = K\Delta x u$$

$$(6) \quad \begin{aligned} c_r &: 1 \text{ con términos no lineales} \\ c_r &: 5 \text{ términos lineales} \\ g &: \text{aceleración de la gravedad (m/s}^2\text{)} \end{aligned}$$

donde

$$K : 0.05 - 0.15$$

$$\Delta x : \text{tamaño de celda (m)}$$

$$u : \text{velocidad característica (m/s)}$$

Para la malla con tamaño de celda  $\Delta x = 50$  m, el valor de  $e$  oscila entre 2.5 y 7.5 m<sup>2</sup>/s, tomando como velocidad característica 1 m/s.

El coeficiente de rozamiento de Chezy ( $C$ ) puede ser introducido en el modelo como un parámetro constante o como un coeficiente que es función de la profundidad y de la rugosidad, con la fórmula de Colebrook-White (Van Rijn, 1993):

$$C = 18 \log \left( \frac{12H}{k} \right) \quad (7)$$

donde

$k$  : altura, en m, que representa la rugosidad del fondo debida al tamaño del sedimento (Einstein, 1950; Yalin, 1972; Hey, 1979; Van Rijn, 1984 a, b y 1993)

En este trabajo el rozamiento se introdujo como un coeficiente que es función de la profundidad y de la rugosidad, tomando valores entre 0.01 y 0.5 m.

Para su estabilidad numérica, el modelo requiere que se cumpla la relación establecida en la condición de Courant:

$$\Delta t \leq \frac{c_r \Delta x}{\sqrt{g D_{\max}}} \quad (8)$$

donde

$\Delta t$  : intervalo de tiempo de cálculo (segundos)

$\Delta x$  : discretización espacial de la malla (metros)

$D_{\max}$  : profundidad máxima del dominio

$c_r$  : número de Courant

Para el caso del presente trabajo  $c_r = 1$ ,  $\Delta x = 50$  m,  $D_{\max} = 22$  m, por lo que la condición resultó así:  $\Delta t \leq 3.4$  s; entonces el paso de tiempo fue menor o igual a 3.4 segundos. Para todos los casos simulados se consideró una densidad variable, estimada a partir de la ecuación de estado del agua de mar, tomando como temperatura media (T) 28 °C y una salinidad de 20 ups. De igual forma, se definieron valores medios para los caudales de los ríos Dagua (66.1 m<sup>3</sup>/s), Anchicayá (98.90 m<sup>3</sup>/s) y Limones (30 m<sup>3</sup>/s) (Universidad del Valle, 1992).

Como condiciones de contorno en el lado de la malla ubicado hacia el mar abierto se evaluaron tres amplitudes para la onda de marea (1.0, 1.1 y 1.2 m) y dos para el período (12.25 y 12.45 h). Para el análisis de los resultados con el modelo numérico ya calibrado, se seleccionaron cuatro puntos en la bahía de Buenaventura, donde se registraron la evolución temporal de la superficie libre y de las corrientes (Figura 1).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Viscosidad de remolino

La Figura 2 presenta las regresiones lineales entre el nivel de marea real y el modelado en el punto 2, para una amplitud de 1.2 m. Como se aprecia en las gráficas, la viscosidad de remolino no influyó de manera significativa en el nivel de la marea que se obtuvo del modelo. Los coeficientes de determinación,  $R^2$ , de las regresiones lineales entre los datos reales y los modelados en cada caso fueron: 0.9303, 0.9301 y 0.9299, respectivamente. Lo anterior, debido a que el rango de viscosidad de remolino en que se centró el estudio de la marea fue muy pequeño como para producir variaciones en el flujo por disipación energética debido a la turbulencia; por lo tanto, la calibración del modelo para la bahía de Buenaventura se centró en el ajuste de la rugosidad aparente,  $K_s$ , para lo cual se escogió como valor de  $\varepsilon = 5$  m<sup>2</sup>/s.

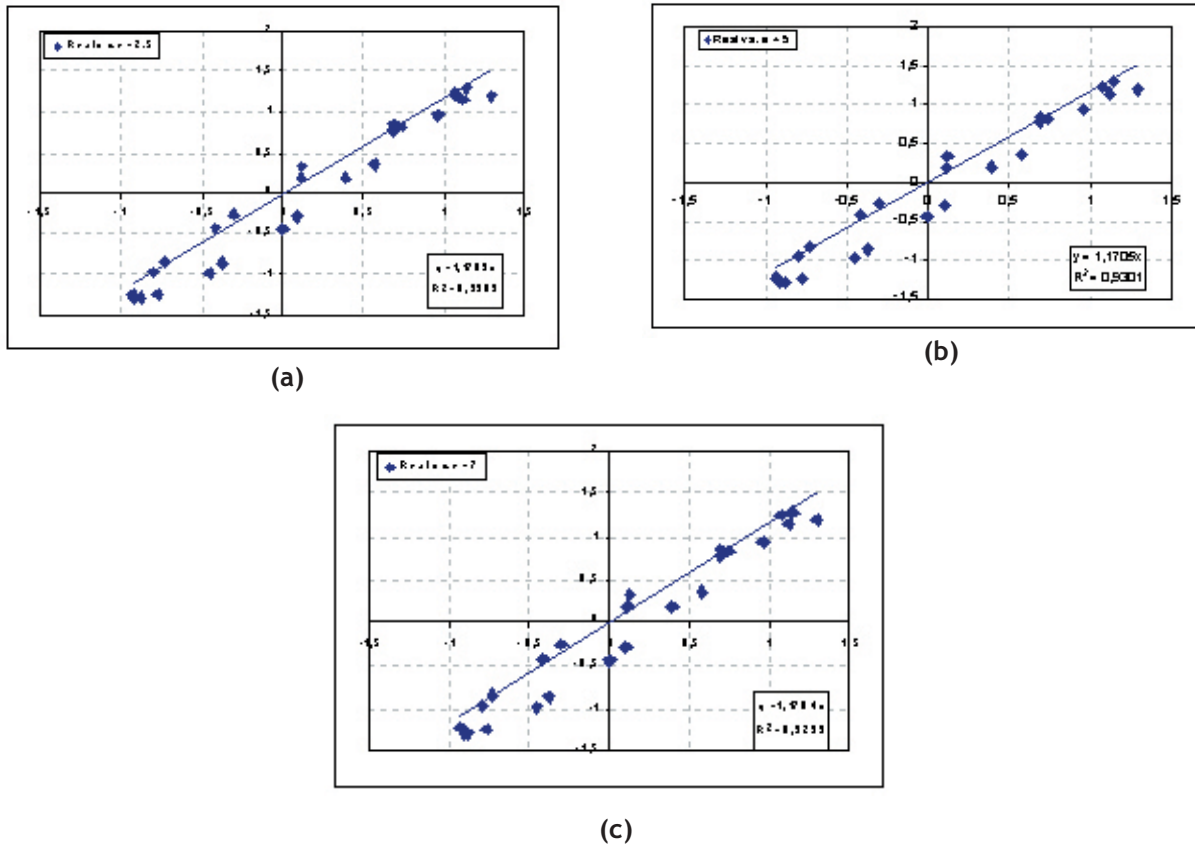
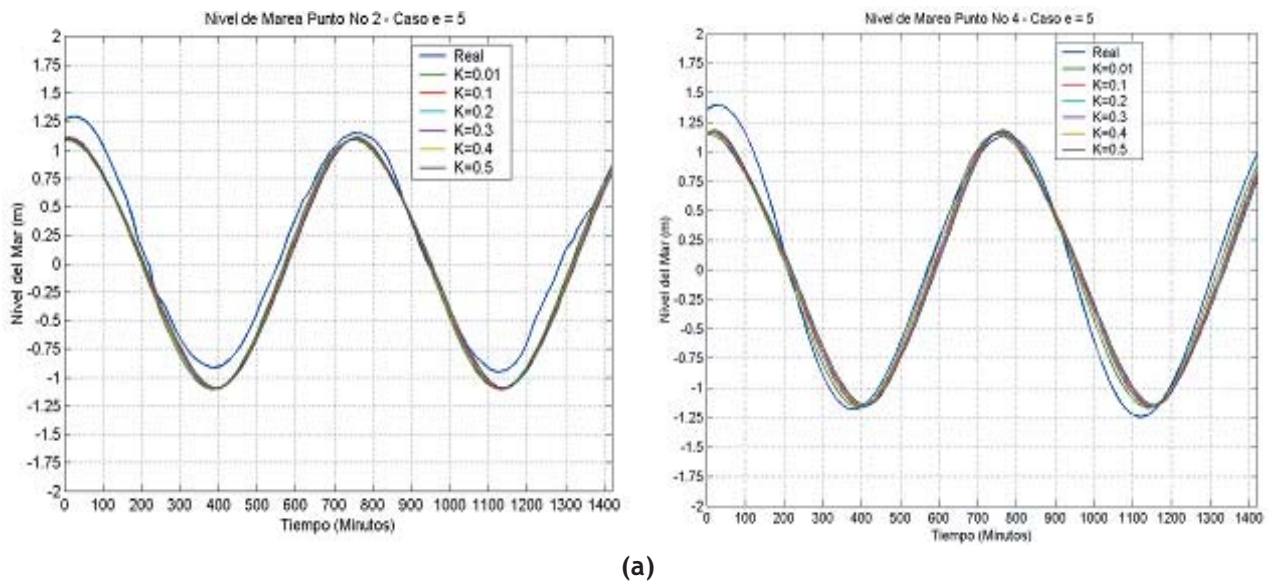


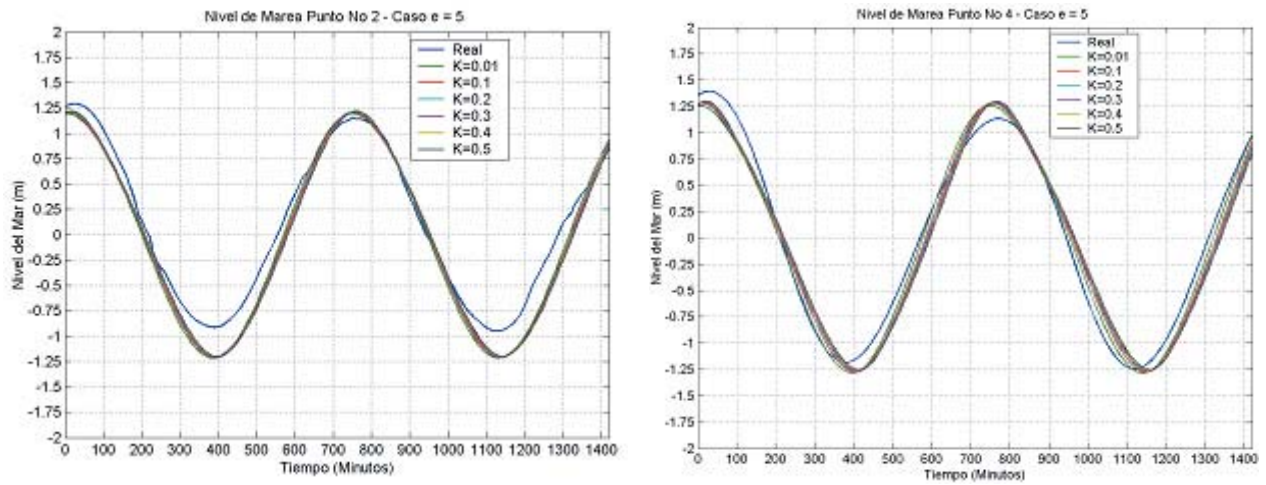
Figura 2. Regresión lineal entre los datos reales y modelados de marea (a)  $\varepsilon=2.5 \text{ m}^2/\text{s}$ , (b)  $\varepsilon=5.0 \text{ m}^2/\text{s}$ , (c)  $\varepsilon=7.5 \text{ m}^2/\text{s}$ .

### Rugosidad aparente

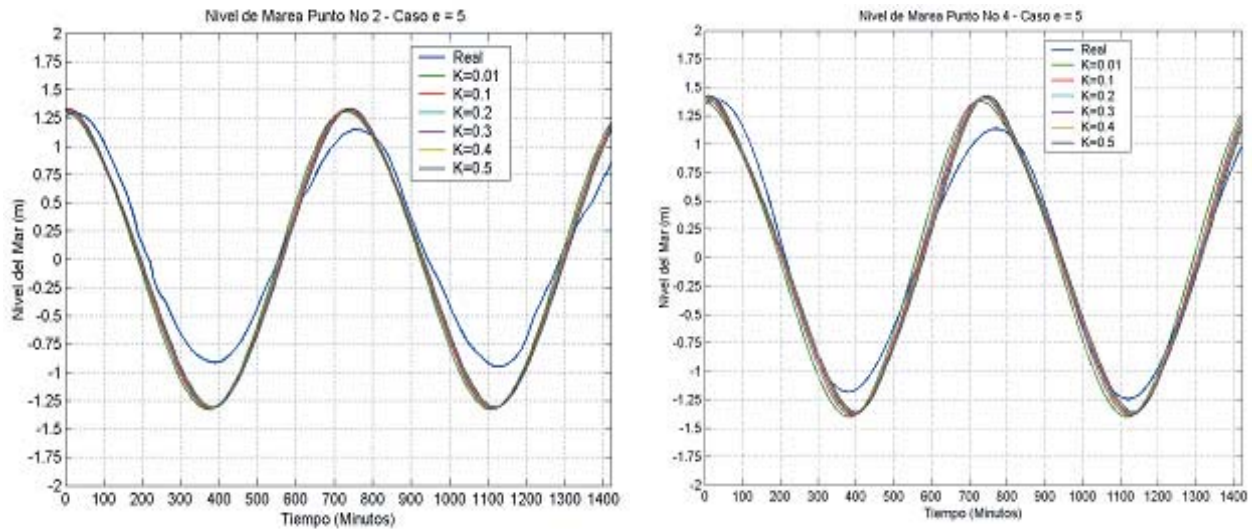
En la Figura 3 se observa la comparación de la evolución temporal de la superficie libre para los puntos 2 y 4, con diferentes amplitudes. En dichas gráficas se

aprecia que los casos simulados con una amplitud de 1.0 m son los que mejor representan la relidad, por consiguiente, para el ajuste del coeficiente de fricción se utilizó este resultado.





(b)

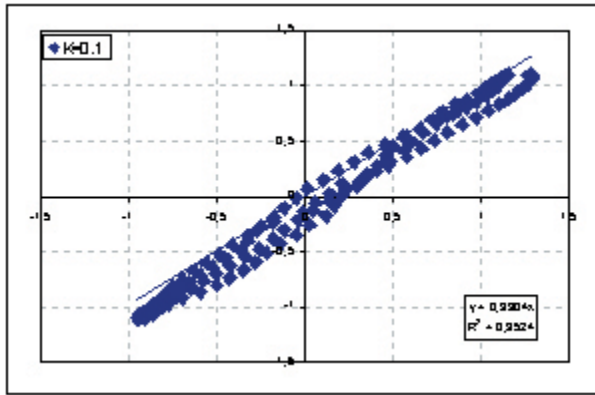


(c)

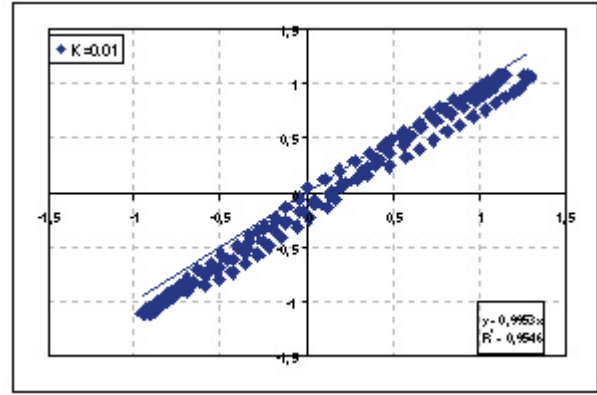
**Figura 3.** Comparación datos reales y datos modelados en los puntos 2 y 4 para diferentes amplitudes de marea. (a)  $a = 1.0$  m, (b)  $a = 1.1$  m, (c)  $a = 1.2$  m.

Para escoger el valor de la rugosidad aparente con la que se calculó el coeficiente de rugosidad de Chezy, se compararon linealmente los datos reales de velocidades y niveles en cada uno de los

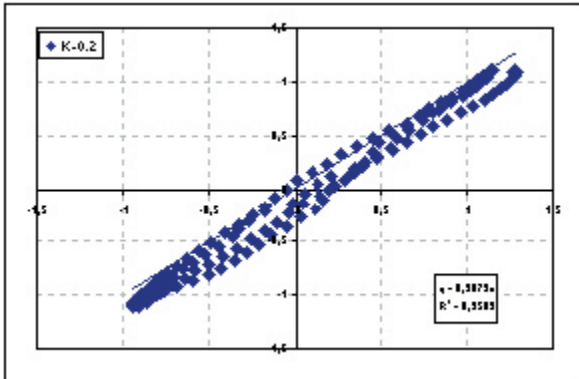
puntos de calibración con los resultados simulados y se obtuvo el coeficiente de determinación  $R^2$ . Estas regresiones se ilustran en las figuras 4 y 5 para los puntos 2 y 4, respectivamente.



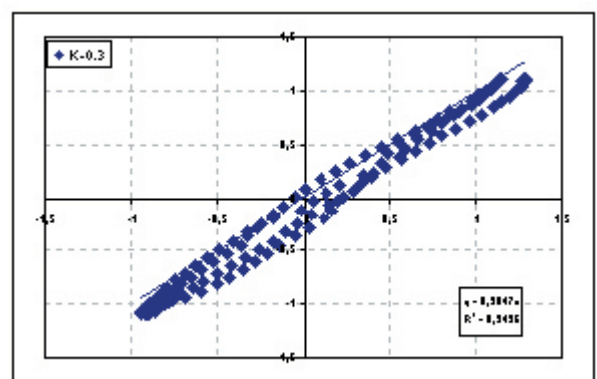
(a)



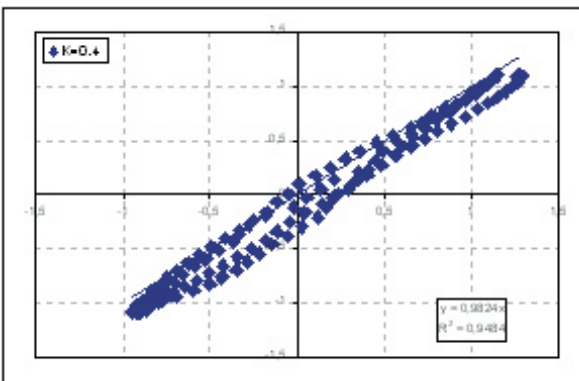
(b)



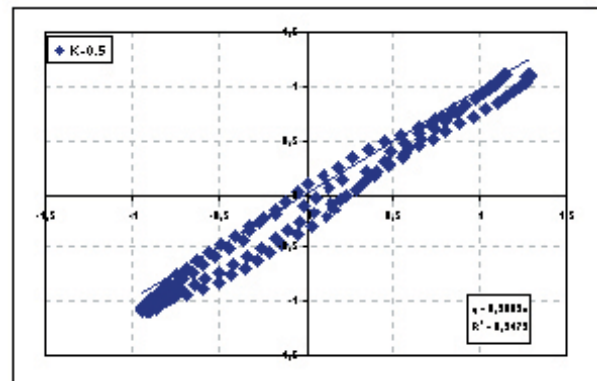
(c)



(d)



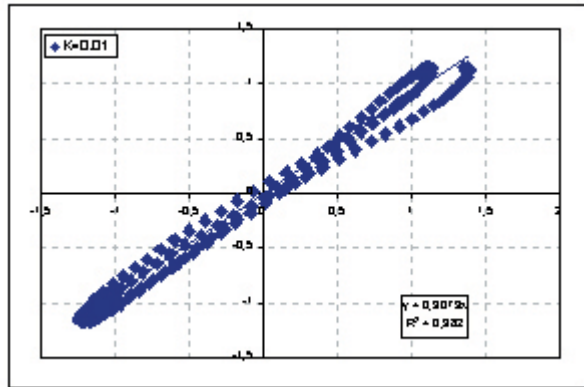
(e)



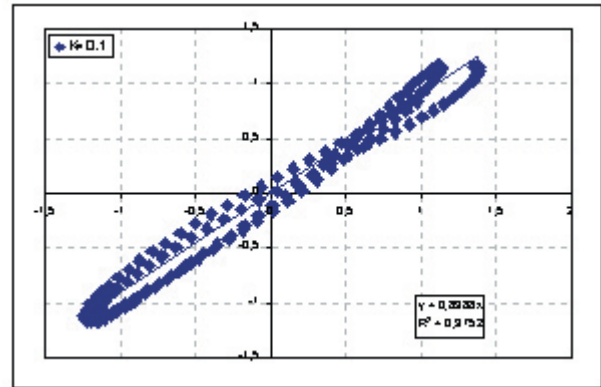
(f)

Figura 4. Comparación de los datos reales y modelados para las condiciones del 16 y 17 de diciembre de 2003 en el punto 2. (a)  $K = 0.1$  m, (b)  $K = 0.01$  m, (c)  $K = 0.2$  m, (d)  $K = 0.3$  m, (e)  $K = 0.4$  m y (f)  $K = 0.5$  m.

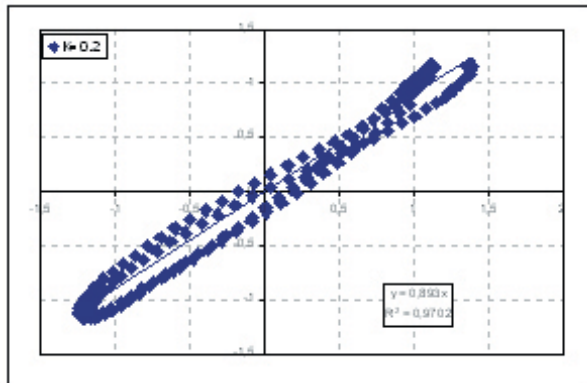




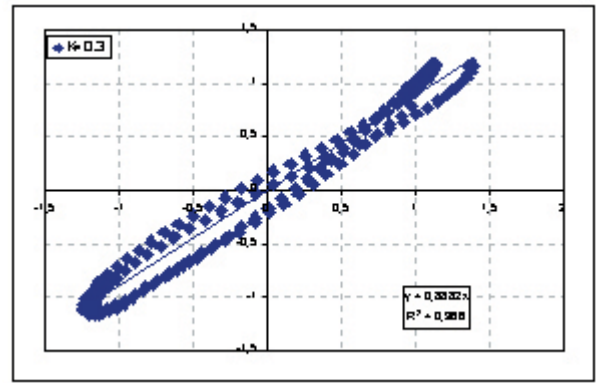
(a)



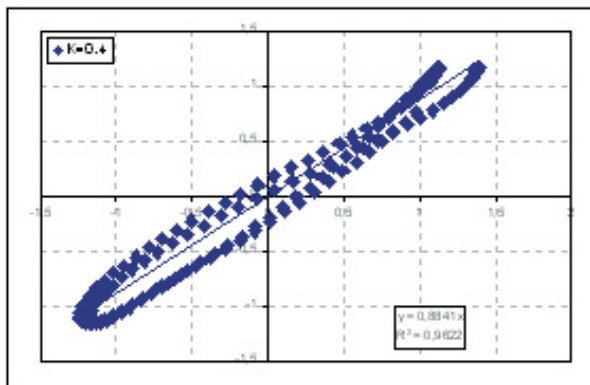
(b)



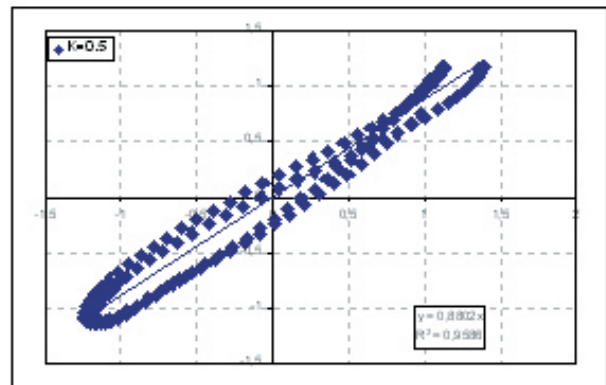
(c)



(d)



(e)



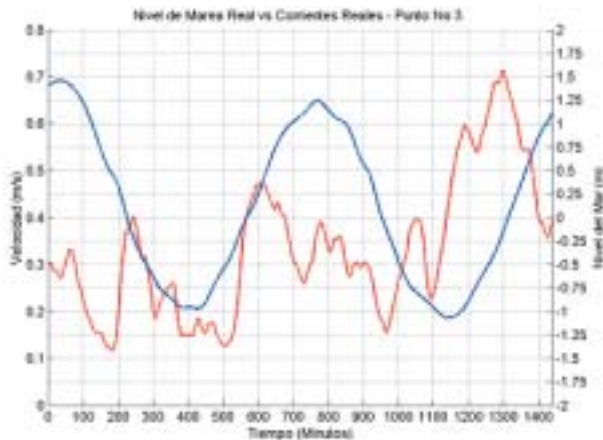
(f)

Figura 5. Comparación de los datos reales y modelados para las condiciones del 16 y 17 de diciembre de 2003 en el punto 4. (a)  $K = 0.01$  m, (b)  $K = 0.1$  m, (c)  $K = 0.2$  m, (d)  $K = 0.3$  m, (e)  $K = 0.4$  m y (f)  $K = 0.5$  m.

Estas regresiones permitieron establecer que la rugosidad aparente  $K_s$ , que mejor ajusta los datos modelados a los reales, considerando  $\varepsilon = 5 \text{ m}^2/\text{s}$  es  $0.01 \text{ m}$ , cuyo coeficiente de determinación  $R^2$  es  $0.9524$  para el punto 2;  $0.9564$  para el punto 3, y  $0.982$  para el punto 4.

### Velocidad de las corrientes

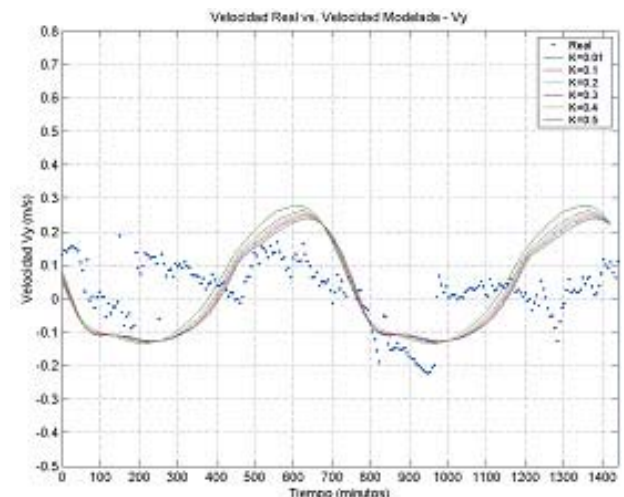
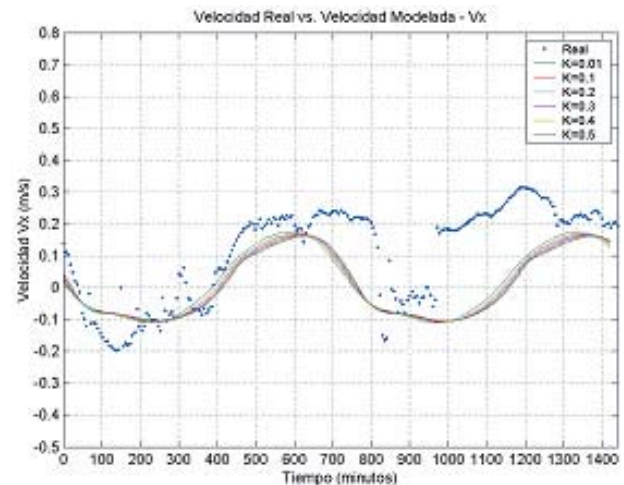
La Figura 6 presenta las corrientes y marea medidas del punto 3. En dicha gráfica es posible observar que la onda de marea fue de carácter cuasi-estacionario, lo anterior teniendo en cuenta que los valores máximos de velocidad horizontal se dan cuando el nivel del mar se encuentra alrededor de la media marea, bien sea en flujo o en reflujo (Dean y Dalrymple, 1991). El carácter cuasi-estacionario fue consecuencia de que el máximo de velocidad no coincidió exactamente con el instante de media marea.



**Figura 6.** Módulo de velocidad y nivel de marea medido en el punto 3 para los días 16 y 17 de diciembre de 2003.

Para una mejor apreciación de las diferencias entre las velocidades medidas y calculadas con el modelo numérico, se optó por presentar los resultados para las componentes U y V de la velocidad, con el fin de incorporar la información relativa a la dirección de la corriente. Como se observa en la Figura 7, el modelo representó el comportamiento de las velocidades dentro del orden de magnitud de la misma. Las diferencias registradas obedecen a diversas causas, entre ellas que el correntómetro empleado en las mediciones registra la velocidad por capas. Para este caso sólo se cuenta

con el registro de velocidad en los primeros  $2.5 \text{ m}$ , medidos desde la superficie hacia el fondo, dado que el equipo se colocó a una profundidad de  $5 \text{ m}$  y no registró medidas en los primeros  $2 \text{ m}$ , mientras que el modelo obtuvo la velocidad promediada en el tiempo e integrada en vertical para toda la columna de agua. Al igual que ocurre con la elevación de la superficie libre, los resultados modelados de corrientes que mejor se ajustan a lo medido se dieron para un valor de  $K = 0.01 \text{ m}$ .



**Figura 7.** Comparación entre las componentes U y V de las velocidades medidas y calculadas por el modelo hidrodinámico en el punto 3 para diferentes valores de K.

En cuanto al comportamiento de las corrientes en los demás puntos, se puede decir que los mayores valores se registraron en el punto 1 y fueron disminuyendo hacia el interior de la bahía, en los puntos 2, 3 y 4 (Figura 8). La explicación a este comportamiento es simple: el punto 1 se encontraba localizado cerca de la entrada a la bahía,

entre punta Soldado y La Bocana, y en este sitio el comportamiento del flujo se asemejó al que presenta una desembocadura; que es el lugar donde se dan las mayores velocidades, debido a que tiene la menor sección hidráulica y a que la misma cantidad de agua que entra a la bahía debe salir en el mismo tiempo que toma su entrada.

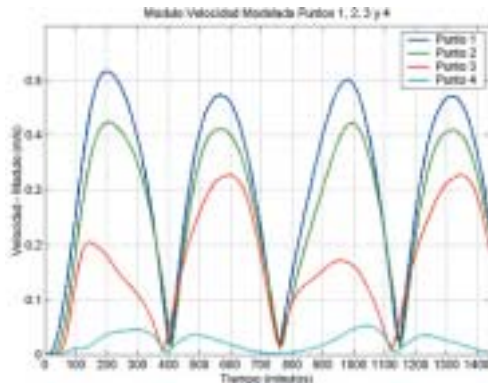


Figura 8. Módulo de la velocidad de las corrientes en los puntos 1, 2, 3 y 4.

En el punto 4 se registraron las menores velocidades de los puntos seleccionados para el análisis. Durante el reflujo, es decir, durante la vaciante la corriente tomó dos direcciones, hacia

el estero de San Antonio y hacia los muelles; y durante el flujo, es decir durante la llenante, la mayor parte del flujo se dirigió hacia los esteros Aguacate y Gamboa (Figura 9).

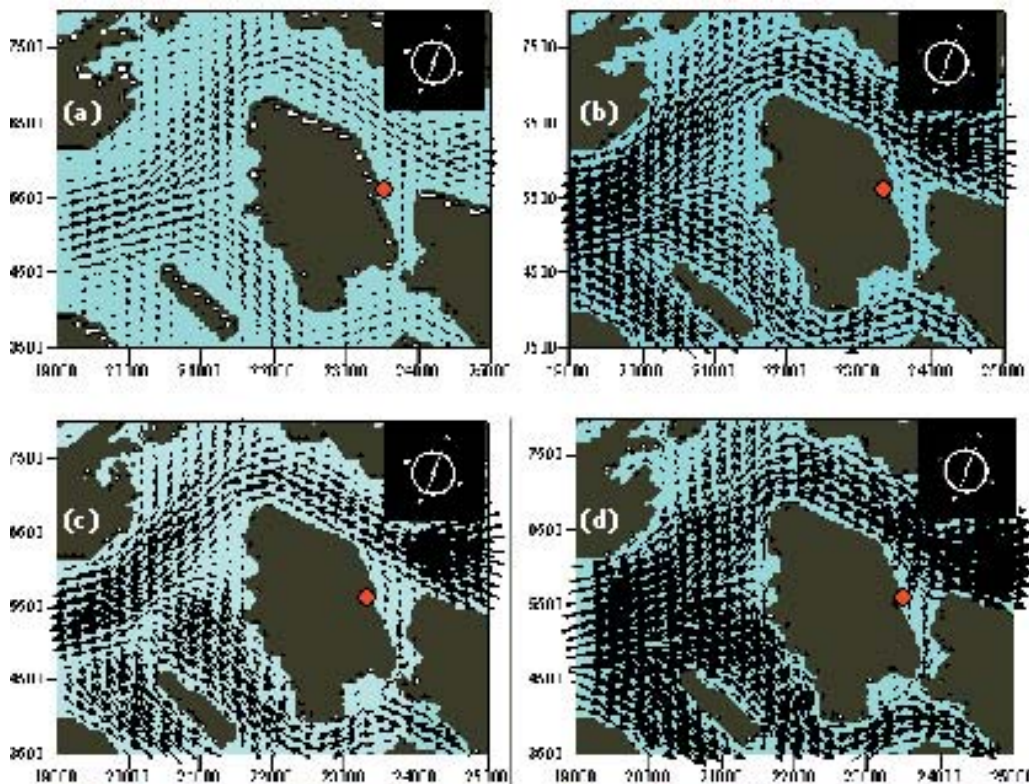
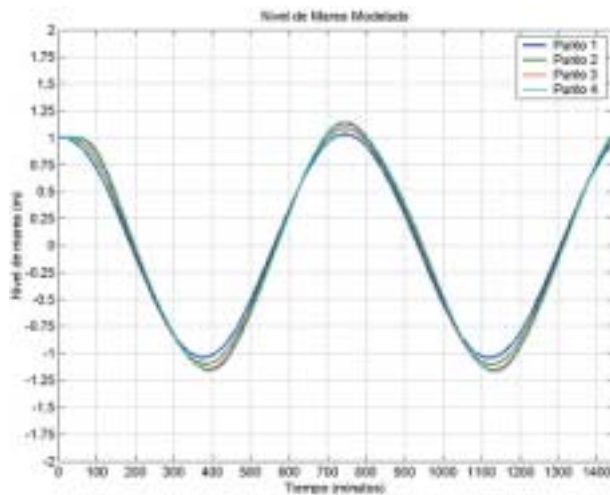


Figura 9. Distribución de las corrientes en la isla Cascajal. (a) Instante de pleamar, (b) Instante de marea media bajando, (c) Instante de bajamar, (d) Instante de marea media subiendo. El punto rojo indica la localización del punto 4.

### Propagación de la onda de marea en la bahía

Con el modelo calibrado y ajustado ( $\varepsilon = 5 \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $K = 0.01 \text{ m}$ ) se comparó el nivel de marea en los puntos 1, 2, 3 y 4. En los resultados modelados se observó que la amplitud de la onda de marea se incrementó a medida que se propagaba hacia el interior de la bahía (Figura 10).

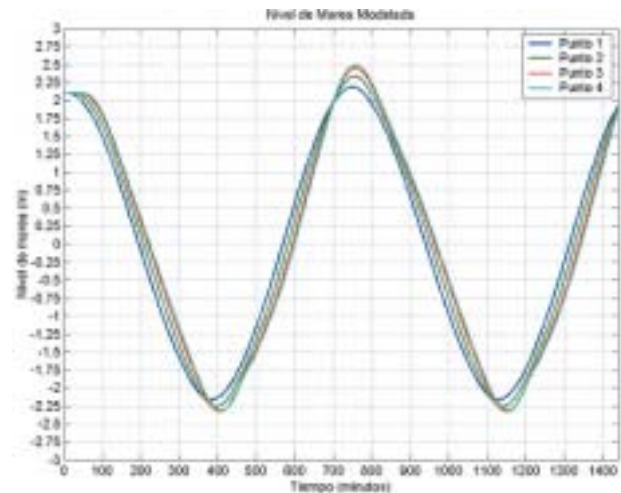


**Figura 10.** Variación del nivel de marea, modelado en cuatro puntos de la bahía de Buenaventura, para las condiciones de los días 16 y 17 de diciembre de 2003.

Durante la pleamar y la bajamar, los valores en el punto 4 se incrementaron en un 10% con respecto a los valores registrados en el punto 1. Lo anterior fue consecuencia de la alta no linealidad del fenómeno; es decir, la fricción con los contornos y el fondo provocó la aparición de las sobre mareas y mareas compuestas. De igual forma, entre ambos puntos, para las condiciones presentes durante la campaña de medidas, se registró una diferencia de tiempo entre los instantes de pleamar y bajamar; o sea que, en el punto 4 se presentó un retardo de 20 minutos con respecto al punto 1 para el registro de ambos estados.

Para evaluar la propagación de la onda de marea cuando se presentasen mareas vivas, se seleccionó como condición de contorno para la frontera abierta en la malla de cálculo una amplitud de 2.1 m; con la cual se obtuvo en el punto 4, lugar donde se encuentra ubicado el mareógrafo del puerto, una altura de marea que correspondió a una probabilidad del 95%. Es decir, a una altura que sólo es excedida el 5% de las veces (4.7 m) (Otero, 2004).

La Figura 11 ilustra los resultados en los cuatro puntos de registro. La onda de marea en el punto 4 sufrió un incremento en su amplitud del 15%, con respecto a la registrada en el punto 1 y un desfase de 30 minutos.



**Figura 11.** Variación del nivel de marea modelado en cuatro puntos de la bahía de Buenaventura, para una condición de contorno en la frontera abierta de amplitud de marea 2.1 m.

### CONCLUSIONES

Los valores de  $\varepsilon$  y  $K_s$  que mejor se ajustaron en el modelo H2D para simular las condiciones de la marea y corrientes registradas en la bahía de Buenaventura fueron  $5 \text{ m}^2/\text{s}$  y  $0.01 \text{ m}$ , respectivamente. Sin embargo, los resultados con estos parámetros solamente se pudieron comparar con unos pocos datos instrumentales reales.

La fricción con el fondo y los contornos afectó el comportamiento de la onda de marea, manifestándose en el retardo que sufre la onda al propagarse hacia el interior de la bahía y en un incremento de su amplitud. Este efecto es más acusado cuando se presentan condiciones de mareas vivas.

En la bahía, debido a la reflexión en los contornos, se evidenció la tendencia a formarse una onda cuasi-estacionaria. Los valores máximos de velocidad horizontal se dieron cuando el nivel del mar se encontraba alrededor de la media marea, bien sea en flujo o en reflujos.

Si bien los datos con los cuales se calibró el modelo fueron pocos, se aprecia un buen ajuste en el comportamiento de la amplitud de la marea y en la magnitud de las velocidades que esta generó. Por tanto, son de suma importancia los resultados obtenidos en el presente trabajo, ya que se contó con una herramienta adaptada a las condiciones de la bahía de Buenaventura, la cual puede servir para diferentes aplicaciones que requieran el registro del comportamiento hidrodinámico de la zona, como por ejemplo: transporte de sustancias contaminantes, estudios de calidad de aguas, estudios de sedimentación y transporte de sedimentos, entre otros.

#### LITERATURA CITADA

- CCCP. 2001.** Caracterización y Evaluación del Litoral Pacífico - Fase VIII. Informe técnico. Centro Control Contaminación del Pacífico. San Andrés de Tumaco: CCCP, Colombia.
- Dean, R. y R., Dalrymple. 1991.** Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol.2. World Scientific, Singapur.
- Einstein, A. 1950.** The Bed Load Function for Sediment Transport in Open Channel Flows. Dept. Agriculture Soil Conservation. Tech. Boll. No 1026. Washington D.C.
- Escobar, A. 1999.** Estudio Hidrodinámico de la Bahía de Buenaventura. Tesis de Grado. Universidad del Valle. Facultad de Ingeniería.
- GIOC. 2001.** Manual de Referencia Modelo Numérico H2DII. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas, Universidad de Cantabria.
- Hey, R. 1979.** Flow Resistance in Gravel Bed Rivers. Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 105(HY4).
- Leendertse, J. 1970.** A Water Quality Simulation Model for Well Mixed Estuaries and Coastal Seas. Vol. 1. Principles of Computation. RM-6230-RC. The Rand Corporation, Santa Mónica, California.
- McDowell, D. y B. O'Connor. 1977.** Hydraulic Behaviour of Estuaries. E. Wilson (ed). London.
- Otero, L. 2004.** Determinación del Régimen Medio y Extremal del Nivel del Mar para la Bahía de Buenaventura. Boletín Científico CCCP No. 11: 30-41.
- Pedlosky, J. 1987.** Geophysical Fluid Dynamics. Springer - Verlag. New York.
- Universidad del Valle. 1992.** Estudio Sedimentológico de la Bahía de Buenaventura. Universidad del Valle - Colpuertos, Cali.
- Van Rijn, L. 1984 a.** Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. Journal of the Hydraulics Engineering ASCE, Vol. 110(10):1431-1456.
- Van Rijn, L. 1984 b.** Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport. Journal of the Hydraulics Engineering ASCE, Vol. 110(11):1613-1641.
- Van Rijn, L. 1993.** Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. University of Utrecht, Delf Hydraulics, The Netherlands. 2.
- Yalin, M. 1972.** Mechanics of Sediment Transport. Pergamon Press, Braunschweig, Germany.