



*Carlos Andrade

candrade@buzcald.com

**Yves F. Thomas

thomas@cnsr-belleuve.fr

***Serguei Lonin

slonin@costa.net.co

***Carlos Parra

cedat@cioh.org.co

**Stephane Kunesch

stephane.kunesch@cnsr-belleuve.fr

**Loic Menanteau

loic.menanteau@humana.univ-nantes.fr

**Ana Andriau

***Cristina Piñeres

cripigon@hotmail.com

***Shirley Velasco

shir_vel@yahoo.com.au

*GIO-ENAP

**CNRS, U. De París

***CIOH

CIOH
www.cioh.org.co

Aspectos morfodinámicos de la bahía de Cartagena de Indias

Resumen

Se analizan los cambios de la profundidad ocurridos recientemente (un siglo) en los fondos de la bahía de Cartagena mediante la comparación de los levantamientos batimétricos de los años 1935, 1987 y 2004. También se caracteriza y analiza la distribución de los sedimentos de la bahía en su parte externa e interna. Los resultados muestran que los sedimentos de la parte interior deben su repartición y origen a dos estructuras antrópicas, la Escollera de Bocagrande y el canal del Dique. Los sedimentos del Dique ya han ocupado las partes que eran arenosas de los fondos hace pocos años y su delta ha avanzado más de un kilómetro hacia el Norte, comprometiendo la profundidad del canal navegable de acceso a Bocagrande y la bahía interna de Cartagena.

Palabras claves: Geodinámica Bahía de Cartagena, Mar Caribe.

Abstract

Changes in water depth recently (one century) occurred in the bottom of Cartagena Bay are analyzed through the comparison of bathymetric surveys made in 1935, 1987 and 2004. The sediment distribution is also characterized and analyzed both in the inner and outer Bay. Results showed the distribution of the sediments in the inner part in repartition and origin are due to two anthropic structures, mainly the Escollera of Bocagrande and the Dique channel. The sediments of the channel have already occupied parts that were sandy some years ago and its delta has advanced more than one kilometers northward compromising the navigational channel depth to Bocagrande and the Inner Bay of Cartagena.

Key words: Cartagena Bay geodynamics, Caribbean Sea.

Introducción

La bahía de Cartagena ha sido tema de múltiples estudios a través de más de veinte años, sus geoformas y aspectos sedimentológicos fueron estudiados en Vernet et al. (1977) y Vernet et al. (1979 y 1984) respectivamente. La primera carta sedimentológica del país fue uno de los primeros frutos.

Estudios sobre la circulación y el alcance de la pluma turbia del Dique (Andrade y Thomas, 1988; Andrade, et al. 1988; Urbano, *et al.*, 1992; Lonin, *et al.*, 2004) y de control ambiental especialmente en años recientes (e.g. Ministerio del Medio Ambiente), realizados por la preocupación que genera la llegada de las aguas del canal del Dique y las modificaciones que ha tenido la bahía, hacen preguntarse por qué se necesita otro estudio más. Esto obedece a que la bahía de Cartagena ha cambiado sustancialmente la batimetría. Las bocas del Dique a la bahía de Barbacoas están prácticamente tapadas y la dinámica del canal en la boca de Pasacaballos ha cambiado significativamente. Los cambios son tan grandes que ahora existe un delta que se extendió más de un kilómetro. Esta condición ha tenido consecuencias dramáticas en la batimetría y la repartición de los sedimentos en su fondo.

El objetivo del presente estudio, enmarcado dentro del proyecto de EcosNord COLCIENCIAS, fue efectuar un análisis retrospectivo de los cambios morfológicos ocurridos en la bahía de Cartagena, principalmente los relacionados con la influencia del canal del Dique.

En el documento se comparan las batimetrías disponibles, a partir de datos históricos sobre el fondo de la bahía; luego se presenta un análisis de los sedimentos del fondo con base

en mediciones de campo realizadas durante el año 2003, y se hace un primer ensayo para simular la sedimentación en la bahía aplicando los modelos numéricos.

Metodología

Digitalización de las batimetrías

Se efectuó la digitalización y la validación de los datos batimétricos de las misiones de los años 1935 y 1977 y se reconstruyeron los rasgos de la línea de costa de la bahía para cada una de estas fechas.

Así mismo, se adquirieron nuevos datos batimétricos destinados al mejoramiento de la batimetría actual de la bahía (Levantamiento batimétrico 2004), labor realizada por el Servicio Hidrográfico del CIOH.

Los mapas de los años 1935 y 1977 fueron en primer lugar “escaneados” en color en el espacio colorimétrico RVB con una resolución de 300 puntos por pulgada. Después de una rectificación geométrica, la línea de costa, las isóbatas y los sondeos se extrajeron empleando el programa informático Didger ®. Las bases de datos así constituidas fueron interpolados con el programa informático Surfer ®. La información disponible en el Datum "Observatorio de Bogotá" se convirtió al "World Geodetic System 1984", y los datos adquiridos en brazas se transformaron a metros.

Elaboración de los modelos numéricos de terreno

La interpolación espacial es un problema clásico de estimación de una función $F(\mathbf{x})$, donde $\mathbf{x} = (x, y)$, en un punto \mathbf{x}_p del plano, a partir de valores conocidos de F en un determinado número, m , de puntos circundantes \mathbf{x}_i (Gratton, 2002):

$$F(\mathbf{x}_p) = \sum_{i=1}^M W_i \cdot F(\mathbf{x}_i).$$

El problema consiste en determinar la ponderación, W_i , de cada uno de los puntos circundantes. Se aplicaron y compararon dos técnicas de interpolación: la interpolación por triangulación de Delaunay seguida de una interpolación lineal, y la interpolación por Kriging.

Triangulación de Delaunay seguida de una interpolación lineal. El interpolador implica dos fases. Una primera fase consiste en establecer una triangulación de Delaunay del conjunto de los puntos de medida. La segunda fase es la interpolación propiamente dicha.

El algoritmo crea una red optimizada de triángulos acorde a las formas, trazando segmentos entre los sondeos originales. Los puntos originales se conectan de tal manera que los bordes de los triángulos no se entrecruzan y el resultado es una malla de triángulos sobre el conjunto de la grilla. Los tres puntos de señales originales que definen cada triángulo, materializan un plano de inclinación y altitud conocidas al cual se le aplica una interpolación lineal, i.e. en función del inverso de la distancia en los puntos conocidos.

Los resultados de la interpolación siguen muy estrechamente los datos originales en la medida en que estos últimos se utilizan para definir los triángulos. Es éste un método de interpolación exacto. La triangulación de Delaunay seguida de una interpolación lineal da buenos resultados cuando los datos se distribuyen también sobre el conjunto de la grilla. Por lo tanto, se describe más perfectamente la grilla que muestra sectores con datos escasos.

Interpolación por Kriging. El método geoestadístico de Kriging permite considerar los

valores de una propiedad en todo el espacio por interpolación exacta según el concepto de variable regionalizada a partir del parámetro de varianza (Matheron, 1970; Armstrong & Carignan, 1997).

El Kriging es un estimador lineal no sesgado que minimiza la varianza del error de estimación. Proporciona una estimación óptima para el variograma (gráfico que indica la relación entre la varianza y la distancia) dado. El variograma experimental es una función que caracteriza el grado de coherencia espacial de los datos. La construcción del variograma es una etapa necesaria para realizar estimaciones por Kriging. Numerosos modelos de variogramas están disponibles en la literatura (Marcotte, 1991), los más utilizados de ellos son los modelos esféricos, cúbicos, exponenciales y de Gauss que tienen la particularidad de presentar saturación.

Las principales propiedades y características asociadas al Kriging se deben a que es un interpolador exacto: si se considera un punto conocido, se encuentra el valor conocido; debido a que presenta un “efecto de cortina”, los puntos más cercanos reciben los pesos más importantes (este efecto de cortina varía según la configuración y según el modelo de variograma utilizado para el Kriging); toma en consideración el tamaño del campo a evaluar y la posición de los puntos (por la utilización del variograma tiene en cuenta la continuidad del fenómeno estudiado); generalmente efectúa una suavización, por tanto las estimaciones son menos variables que el contenido real. Además, el Kriging permite conocer la incertidumbre de los resultados obtenidos y debe encontrar el mejor estimador lineal de esta propiedad, para conservar al mismo tiempo la varianza de estimación mínima.

Se obtuvieron modelos numéricos de terreno, empleando el método “Kriging”, de las batimetrías disponibles que permitieron

comparar los estados de la bahía de Cartagena en cada de las fechas (1935, 1977 y 2004).

Mofodinámica

Se colectaron 230 muestras espaciadas aproximadamente en un kilómetro, entre el 3 y el 14 de septiembre de 2003, y se completó el muestreo, para alcanzar un total de 270 muestras entre el 21 de febrero y el 15 de marzo de 2004 (Figura 1). Los equipos utilizados para esta misión consistieron en una embarcación equipada con pescante, una draga SHIPECK, un sistema de posicionamiento diferencial GPS THALES «6502 SK/MK» y de una ecosonda FURUNO con transductor de 50 kHz.

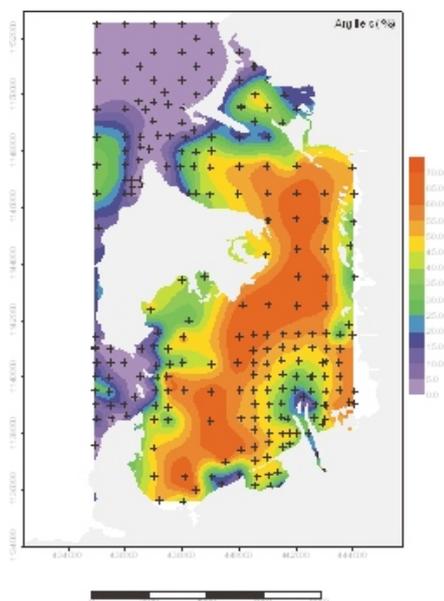


Figura 1. Composición, en %, de las arcillas en el fondo de la bahía según las mediciones. Las cruces indican los puntos del muestreo sedimentológico.

En cada estación, además de la recuperación de la muestra del fondo se registró: ubicación, fecha y hora, profundidad y principales observaciones de la muestra húmeda (granulometría, homogeneidad, presencia

eventual de fragmentos de moluscos, color, olor y peso, eventuales observaciones suplementarias como vegetación o fauna presente y una fotografía de la muestra en la draga).

Las muestras fueron llevadas al laboratorio de sedimentología del CIOH, donde se pesaron húmedas, pasaron al proceso de liofilización y nuevamente se pesaron secas, se marcaron y almacenaron en una bolsa plástica.

Las muestras fueron enviadas al Laboratorio de Geografía Física del CNRS en Meudon y se confiaron a los departamentos de sedimentología y de química con el objeto de realizar los siguientes análisis:

Susceptibilidad magnética. Cada muestra después de un secado en la estufa de una noche a la temperatura de 65 °C, es objeto de una lectura de susceptibilidad magnética a baja frecuencia en un frasco de 10 cm³ de volumen, con ayuda de un contador Bartington MS2 equipado de una sonda de laboratorio MS2B. Los resultados se presentan en unidades SI (10⁻⁸.m³.kg⁻¹).

Granulometría. La materia orgánica se descompuso con H₂O₂, a continuación las muestras se separaron a 1600 μm y fueron pesadas, luego las fracciones menores a 1600 μm se prepararon para el análisis en el granulómetro láser COULTER LS 230 y las fracciones mayores a 1600 μm fueron tamizadas, antes de recomponer las distribuciones granulométricas.

Espectroscopia infrarroja. Cada muestra fue triturada hasta un diámetro de 2 μm, luego se pesó (precisión 10⁻⁵ g) y mezcló al KBr con el fin de realizar una pastilla de 300 mg a 2,5. Los análisis en medio infrarrojo se efectuaron sobre el espectrómetro BRUKER (VECTOR 22).

Carbono total y nitrógeno. El porcentaje de carbono total C_T y de nitrógeno N fue determinado por cromatografía en fase gaseosa con el equipo NC Soil Analyzer Flash EA 1112 de marca Thermo-Quest.

Carbono inorgánico. El carbono inorgánico C_I se dedujo por espectroscopia infrarroja (véase *supra*), asimilándose a la suma de los carbonatos ($CaCO_3$ = calcita + aragonita) : $C_I = CaCO_3 * 0.12$. con 0.12 el cociente entre el peso atómico del átomo de carbono (12.01) y de los átomos de la molécula de $CaCO_3$ o $Ca (40.08) + C (12.01) + O_3 (16.00 * 3)$, es igual a $0.12 \cdot 12.01 / 100.09$.

Carbono orgánico. El carbono orgánico C_O se dedujo después de la estimación del carbono inorgánico C_I : $C_O = C_T - C_I$.

Adicionalmente, se estableció la proporción del carbono orgánico sobre el nitrógeno (C_O/N), en forma de proporción molar. En otros términos, los porcentajes de carbono orgánico y nitrógeno fueron divididos por las masas atómicas de C y N, lo que representa respectivamente 12.01 y 14.0067 antes de calcular la proporción.

Modelo numérico

Como muestran las Figuras 1-6, en la distribución espacial de los sedimentos del fondo de la bahía se encuentran las siguientes particularidades:

Las arcillas, el material más fino con tamaño de grano de apenas unas micras, están depositadas en la parte central de la bahía, es decir, este material no predomina en la desembocadura del canal, donde las velocidades de flujo aún son altas, ni en los estrechos y la parte marítima, donde la deriva de las arenas es predominante.

Los limos, material más grueso que la arcilla, se depositan en la desembocadura del canal.

Las arenas finas provienen de la deriva litoral desde el norte de la costa caribeña y predominan en los sedimentos a lo largo de la playa de Bocagrande. Para este material el mecanismo principal de transporte es el oleaje y las corrientes inducidas por olas. El canal del Dique generalmente no posee este tipo de sedimentos y la actividad de olas dentro de la bahía es escasa.

Las arenas medianas y gruesas provienen de las playas coralinas de la isla Barú y son resultado del lavado de las islas del estrecho Bocachica.

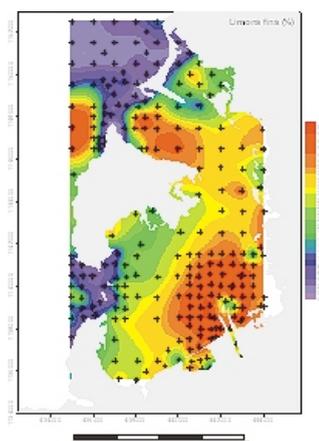


Figura 2. Composición, en %, de los limos finos en el fondo de la bahía según las mediciones.

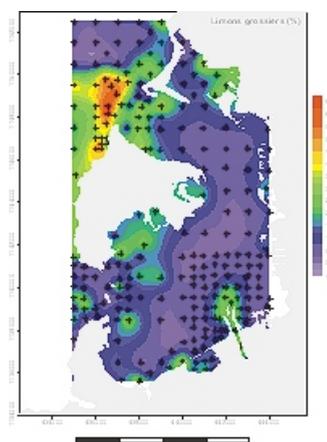


Figura 3. Composición, en %, de los limos gruesos en el fondo de la bahía según las mediciones.

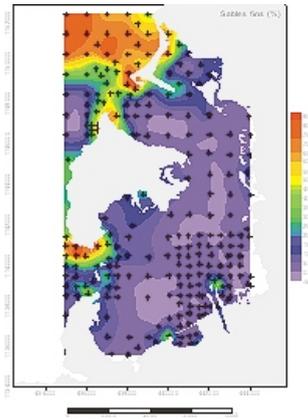


Figura 4. Composición, en %, de las arenas finas en el fondo de la bahía según las mediciones.

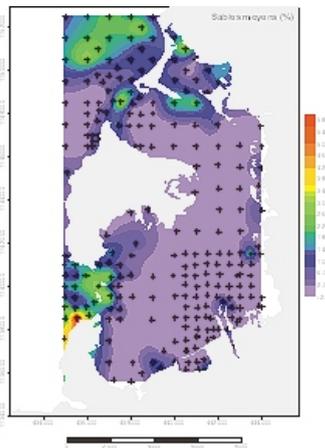


Figura 5. Composición, en %, de las arenas medianas en el fondo de la bahía según las mediciones.

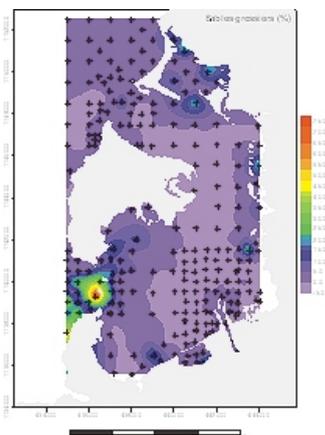


Figura 6. Composición, en %, de las arenas gruesas en el fondo de la bahía según las mediciones.

La simulación del proceso sedimentario de la bahía, se divide en la modelación del transporte del material fino cohesivo desde el canal del Dique (limos y arcillas) y del transporte del material arenoso fuera de la bahía. Enfocándose en la primera parte de la tarea, se realizaron experimentos numéricos sin tener en cuenta el régimen de olas.

El modelo aplicado se realizó con base en los trabajos de Berlinsky y Lonin (1997) y parcialmente está presentado en Lonin y Mendoza (1997). Es un modelo de dos dimensiones, donde los principales factores hidrodinámicos son el caudal del canal del Dique, el viento y la marea.

El caudal fue especificado en términos del nivel de agua (con respecto al nivel medio del mar) con un promedio de 0.4 m.s.n.m. en el corte sur del canal (unos dos kilómetros de su desembocadura). Los vientos fueron definidos de acuerdo con la climatología del área, la marea fue establecida con una diferencia de la amplitud de 2 cm entre la frontera norte y sur.

Las concentraciones de los sólidos suspendidos no fueron especificadas en calidad de condiciones de contorno. Se consideró que el aporte sólido del canal tiene que formarse de acuerdo con la capacidad del flujo líquido, es decir, las concentraciones exportadas por el canal fueron calculadas como función de la velocidad de flujo y el tipo de sedimento.

En las fronteras abiertas del mar la concentración de los sólidos suspendidos fue asignada a los valores de la frontera desde el dominio de cálculo. Sin tener en cuenta el oleaje, en el proceso de re-suspensión no se tuvo en cuenta el movimiento orbital de las partículas de agua en el fondo, por lo tanto, no se consideró la erosión del fondo por olas.

Fue necesario establecer los parámetros de los sólidos a simular: los tamaños de grano, densidad y las tensiones críticas para el inicio de sedimentación ($\tau_{cr,dep}$) y el inicio de movimiento ($\tau_{cr,er}$). En este trabajo se consideró una semejanza entre los términos de tensiones para el inicio de movimiento y el inicio de erosión del fondo (suspensión del material del fondo) y se tomó siempre $\tau_{cr,dep} < \tau_{cr,er}$.

De acuerdo con van Rijn (1993), para arenas el diámetro sedimentológico $1 < D_* < 4$ ($D_* = 2.5$) y la tensión crítica para el inicio de movimiento $\tau_{cr,er} = 0.16 \text{ N m}^{-2}$. Para las demás fracciones se supuso que:

El material no es compacto, una suposición débil en general, considerando el material cohesivo, pero aceptable para este estudio, debido a que las concentraciones de los sólidos suspendidos no se especifican aquí desde una medición, sino que son calculadas por el mismo modelo; el estudio trata la tasa de sedimentación, que en una primera aproximación no depende del tiempo de consolidación de material del fondo.

Las fracciones más livianas requieren una tensión menor para ser levantadas (suspendidas), en otras palabras la suspensión proviene en este modelo del “lytocline” (el lecho líquido del fondo) y no del fondo compacto.

Los valores aproximados de la Tabla 1 fueron tomados de Van Rijn (1993). Además, se asumió que la densidad de todas las fracciones es igual a 2650 kg m^{-3} (peso seco) y que la porosidad del fondo no depende del tamaño de grano del sedimento en distintas partes de la bahía.

Tabla 1. Valores aproximados para los sedimentos simulados en el modelo. Tomado de van Rijn (1993).

d_{50} (μm)	d_{90} (μm)	Tipo	$\tau_{cr,dep}$ (N m^{-2})	$\tau_{cr,er}$ (N m^{-2})
1	10	Arcillas	0.03	0.04
10	20	Limos	0.04	0.05
20	100	Limos	0.08	0.10
100	200	Arena fina	0.10	0.16

El flujo de sedimentación (Q_d) para cada fracción simulada fue definido en el modelo de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$Q_d = W_g C (1 - \tau/\tau_{cr,dep}), \quad \text{para } \tau < \tau_{cr,dep}$$

donde τ es la tensión del fondo; C es la concentración de los sólidos en suspensión, promediada en la vertical; W_g representa la velocidad de caída de las partículas sólidas.

La tasa de erosión (Q_e) se expresa de acuerdo con Van Rijn (1993):

$$Q_e = M(\tau/\tau_{cr,er} - 1), \quad \text{para } \tau > \tau_{cr,er}$$

donde M es la constante de erosión para los sedimentos no compactos.

Los flujos Q_e originan la suspensión en el modelo; la sedimentación de cada una de fracciones se calcula de acuerdo con el flujo neto $Q_e - Q_d < 0$, promedio a lo largo de varios ciclos de la marea.

Resultados

El canal del Dique que conecta directamente al río Magdalena con la bahía fue construido en 1934. Los dragados de su lecho, así como la instauración de trampas de sedimentos permitieron mantener contribuciones escasas de arenas finas, sólo las materias en suspensión podían entonces entrar en la bahía. Al inicio de los años noventa, al colmatarse las trampas, los sedimentos que componen la carga del fondo entraron y se acumularon en la bahía.

Evolución reciente

La bahía presenta un rango de profundidad predominante entre 16 y 33 metros en la batimetría del año 1935, con zonas angostas de poca profundidad localizadas contiguas a la costa y en los bajos, como se observa en la vista 2D de la batimetría obtenida a partir del modelo numérico de terreno, Figura 7.

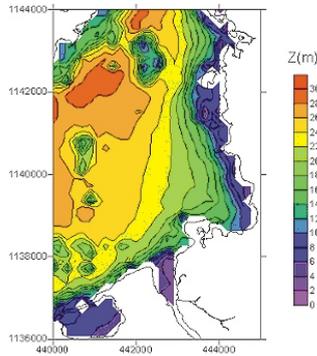


Figura 7. Vista 2D de la batimetría del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal del Dique en el año de 1935.

Pasados 42 años, el panorama es diferente; como lo muestra la batimetría del año 1977 (Figura 8) obtenida a partir del modelo numérico de terreno, se incrementan las áreas someras y se aprecia la aparición del delta del canal del Dique extendiéndose sobre la bahía.

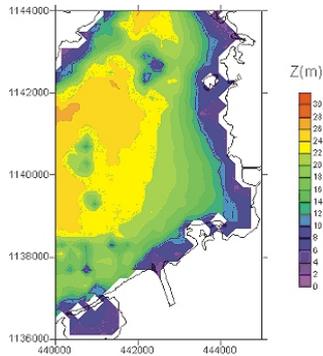


Figura 8. Vista 2D de la batimetría del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal del Dique en el año de 1977.

La diferencia entre las batimetrías de la desembocadura del canal del Dique en la bahía de Cartagena de los años 1935 y 1977 presenta las variaciones en la topografía subacuática e ilustra el cambio de la línea de costa de los años en mención, Figura 9, particularmente la disminución en el ancho del canal en el último tramo de la desembocadura.

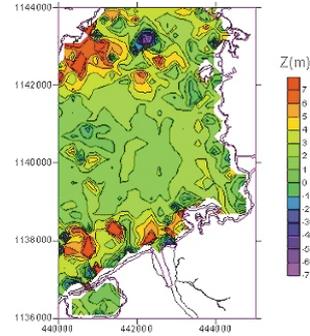


Figura 9. Vista en 2D de la diferencia entre las batimetrías del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal de Dique de los años 1935 (línea de costa en color negro) y 1977 (línea magenta).

La Figura 10 presenta una vista en 2D del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal del Dique obtenida del modelo numérico de terreno, aplicando interpolación Kriging a partir de los sondeos de los años 2003 y 2004 con una malla de interpolación de 533 columnas por 759 líneas, es decir píxeles de 25 por 25 metros.

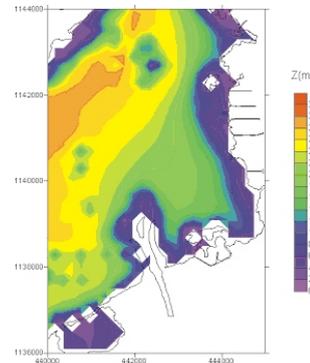


Figura 10. Vista 2D de la batimetría del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal del Dique en el año de 2004.

En la Figura 11 se aprecia el abandono de un sistema estuarino (línea de costa en color negro) a un desarrollo de tipo deltaico (en marrón) en la desembocadura del canal del Dique. La acumulación toma la forma de dos brazos laterales antrópicos (depósitos de dragado) en desarrollo, que actualmente alcanzan un kilómetro y medio de longitud, y forman el delta. La sedimentación puede alcanzar localmente hasta 22 m de espesor. Se nota también que los sedimentos contribuyen a fosilizar los arrecifes coralinos situados en el eje del cono deltaico. La comparación en la Figura 12 evidencia que el cambio en la topografía de los fondos ha sido relativamente rápido en los últimos 27 años, con respecto a lo que se presentaba 42 años antes.

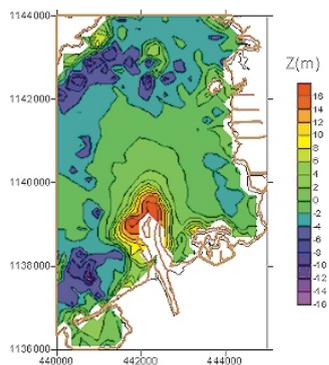


Figura 11. Vista en 2D de la diferencia entre las batimetrías del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal de Dique de los años 1977 (línea de costa en color negro) y 2004 (línea marrón). Los valores positivos indican sedimentación y los negativos, erosión.

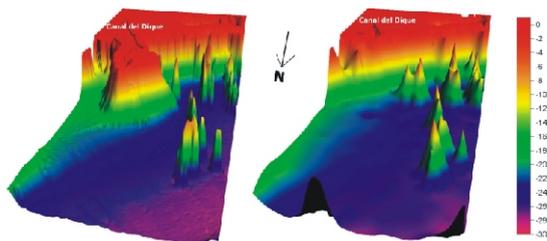


Figura 12. Vista 3D en perspectiva del área de la bahía de Cartagena frente a la desembocadura del canal de Dique a partir de los levantamientos batimétricos del 2004 (izquierda) y 1977 (derecha). El eje vertical es exagerado para resaltar las variaciones.

Naturaleza de la sedimentación

El reconocimiento de 270 muestras permitió caracterizar la distribución de los sedimentos. Los análisis de granulometría y mineralogía (cuarzo, carbonatos), así como de la cantidad de materia orgánica nos permitieron realizar mapas de distribución de los sedimentos (Figuras 1-6).

El grano medio muestra que la zona externa está ocupada por una población de limos y la parte interna de arcillas. En dos muestras se encontró arena gruesa en la entrada de Bocachica y el lado externo de la península de Barú, donde la fracción arenosa está compuesta de granos que se deben a la destrucción de los corales junto a muestras de lodos arcillosos finos frente a la isla Abanico en la parte exterior, lo que sugiere que se trata de una característica real del fondo. En el Norte, los granos de arena son más gruesos afuera que más cerca de la playa y hay una invasión de lodos finos frente al norte de Tierrabomba.

Generalmente los bordes de la plataforma sumergida entre la bahía tienen una pendiente muy abrupta donde el sustrato es calcáreo, la invasión de sedimentos más finos se detecta donde las pendientes son más suaves como la entrada de arenas en el sector del Laguito y avance del prisma deltaico del Dique.

Desviación estándar. La distribución de la variación estándar (Figura 13) está relacionada con la energía transportada y los sedimentos asociados con este transporte. Se destacan tres rasgos en la distribución de los sedimentos por tamaño de grano: a) baja dispersión debido a la permanencia de baja energía de transporte de sedimentos en las áreas protegidas, como las

ubicadas en el centro de la bahía, donde el espectro del material depositado debe ser limitado por la ausencia de la influencia cinemática directa del canal del Dique, las olas externas y corrientes fuertes; b) Fuerte segregación de sedimento en las zonas de alta energía de oleaje, que causa también baja dispersión como en las zonas de la Escollera, playas de Bocagrande y la costa de Bocachica; c) alta dispersión de los sedimentos del fondo en las zonas donde el origen del sedimento se altera por causa de diversos mecanismos de transporte conjuntos, por ejemplo el área de mayor protección al sureste de Tierraboma y la costa interior de Barú, donde llega la influencia del canal del Dique con los sedimentos finos y al mismo tiempo la entrada de sedimentos del exterior de la bahía por olas y corrientes en los estrechos.

Se destaca también la dispersión de sedimentos en la región cercana a la desembocadura del canal que es mayor en comparación con la del centro de la bahía, debido a una variación estacional alta del flujo del canal y de la carga sólida, causando inevitablemente mayor varianza de los tamaños de grano en este sector, mientras que la influencia dinámica de la estacionalidad de este flujo no se propaga hasta el centro de la bahía.

En la bahía interna la alta varianza del sedimento se debe tanto a las causas ya mencionadas (en este caso es la deriva del material arenoso a lo largo de la flecha de Castillogrande y la influencia del canal del Dique), como a los dragados frecuentes en la zona portuaria y en los canales de acceso al puerto.

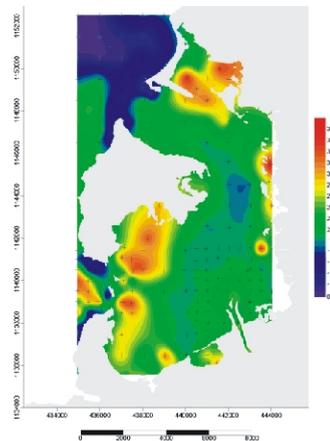


Figura 13. Desviación estándar, en unidades “phi” de las distribución de los sedimentos en la bahía de Cartagena.

Susceptibilidad magnética. La susceptibilidad magnética (Figura 14) muestra marcada separación entre los sedimentos que vienen del río Magdalena en el norte por la parte externa y se suspende abruptamente en Bocachica. En la bahía de Cartagena se nota fuerte paralelismo entre los materiales finos resultantes del Canal del Dique y la intensidad de la susceptibilidad magnética de los sedimentos.

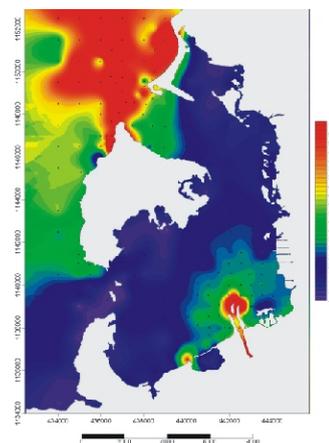


Figura 14. Distribución de la susceptibilidad magnética en la bahía.

Los carbonatos. El sector contiguo a la costa de Punta Barú y Bocachica revela bajas tasas de carbonatos en un análisis de sedimentos totales, y en consecuencia una tasa elevada de materia orgánica en las zonas de alta proporción de residuos carbonatados. Sin embargo, de esto resultan zonas de carácter coralino ($\text{CaCO}_3 > 60\%$), rodeadas de zonas de fragmentación arrecifal. Los sedimentos resultantes de la plataforma (carbono orgánico $< 1\%$) sólo penetran débilmente en el canal de entrada debido a una batimetría muy encajonada y a la presencia de las islas Abanico y Draga (Figura 15).

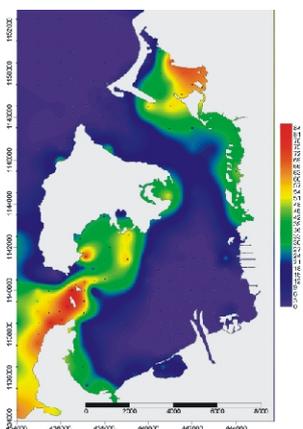


Figura 15. Distribución de carbonatos, en %, en la bahía.

Se aprecian sedimentos de naturaleza más fina y en coherencia con el conjunto de la bahía revelan tasas de carbono orgánico importantes, debidas a la presencia de manglares y por ser una zona de corrientes débiles, que se localizan hacia el sur y sureste de la isla de Tierrabomba, así como hacia el este de la bahía, contiguo a los cerros de Albornoz.

Se revela la naturaleza autógena de la sedimentación del fondo de la bahía: sedimentos limo-arcillosos carbonatados. En la actualidad éstos están cubiertos por los sedimentos provenientes del canal del Dique, así como por la sedimentación de material en suspensión al encontrar aguas tranquilas y salinas al entrar en la bahía. La naturaleza y dirección de los vientos orientan este penacho en varias direcciones durante un año hidrológico, y el esparcimiento de estos materiales no carbonatados afectan las facies en la bahía.

Los sedimentos superficiales son, por otro lado, susceptibles de re-movilización, como ocurre por ejemplo al oeste de la Escollera: en esta zona de fuertes corrientes, la puesta en suspensión de sedimentos por la marejada (provocan caída de las tasas de materia orgánica y carbonatos) permite la re-depositación dentro de la bahía acorde con los vientos predominantes.

Sobre la plataforma, el frente sedimentario de la deriva litoral de los materiales resultantes del río Magdalena (arenas finas cuarzosas) se localiza bajo la Escollera. En efecto, estos materiales no carbonatados, muy pobres en carbono orgánico, contrastan con los sedimentos al oeste de Tierrabomba (limos carbonatados, resultantes entre otros por la erosión de la terraza marina neógena).

El carbono orgánico. Además de las zonas con alto porcentaje en restos coralinos (Punta Barú y este de Tierra Bomba), los sedimentos del fondo de la bahía se caracterizan por valores de carbono orgánico del orden de 1,8% (Figura 16). Estos resultan de la decantación de los elementos más finos de la pluma turbia del Dique).

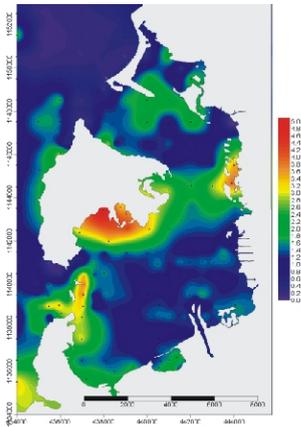


Figura 16. Distribución del carbono orgánico, en %, en la bahía.

Las zonas de manglar de baja profundidad, son las zonas privilegiadas de depositación de las arcillas y de mayor concentración en materia orgánica (carbono orgánico entre 3% y 5%), situadas al suroeste de la isla de Tierrabomba (de Bocachica a Punta Arenas) y al este de la bahía, desde Mamonal hasta isla Manzanillo. Estas zonas no alimentan la bahía en carbono orgánico debido a que los sedimentos arcillosos de estos fondos no pueden volverse a poner en suspensión.

Los sedimentos de fondo procedentes del Dique tienen muy bajo contenido en materia orgánica (1%) e influyen sobre el sector meridional de la bahía. Así mismo, la zona alrededor de Bocachica, con corrientes más fuertes, se caracteriza por sedimentos más gruesos, fácilmente removibles y, en consecuencia, de más escasas proporciones en carbono orgánico. Las arenas finas de la plataforma litoral tienen también bajo contenido de carbono orgánico.

Modelo numérico

Los resultados del cálculo del modelo matemático se presentan en las Figuras 17-19, así:

Para el material más fino simulado ($10\ \mu\text{m}$), predominantemente limos y parcialmente arcillas en los sedimentos del fondo, según el modelo, se encuentra en las zonas de baja velocidad del flujo (a lo largo de las costas y en la parte sur de la bahía), excepto la vecindad de la desembocadura del canal del Dique, donde de acuerdo con el concepto del presente estudio, la sedimentación de las partículas muy livianas no tiene que ocurrir debido a las altas velocidades del flujo (Figura 17).

Para las partículas de mayor tamaño de grano ($20\ \mu\text{m}$; Figura 18), la probabilidad de sedimentación en la boca del canal es mayor, lo que puede también estar asociado con el proceso de floculación, no tenido explícitamente en cuenta en el presente trabajo. Otra parte de este material se deposita en la parte central de la bahía. La suma algebraica de las fracciones mostradas en las Figuras 17 y 18, presentaría semejanza con lo observado en el campo (Figuras 1 y 2) con respecto al contenido de las fracciones aun más gruesas, las arenas.

Estas últimas, como resultado de la simulación, se presentan en la Figura 19 y no coinciden con lo observado (Figura 4). Según el modelo, la zona ocupada por la Escollera y el canal de Bocachica presenta flujo intenso ($40\text{-}70\ \text{cm s}^{-1}$), mucho mayor que las velocidades características dentro de la bahía (orden de $10\text{-}20\ \text{cm s}^{-1}$). Por lo tanto, la sedimentación de cualquier material especificado en la Tabla 1, incluso las arenas finas, no se describe bien dentro de dicho contexto. La sedimentación con las arenas finas se encuentra alrededor de las zonas mencionadas, o, posiblemente, los parámetros de la simulación no estaban definidos en forma adecuada.

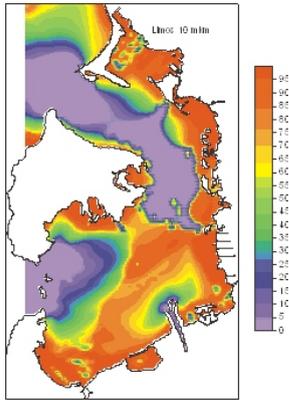


Figura 17. Composición, en %, de los limos de 10 μm de grano en el fondo de la bahía según el modelo.

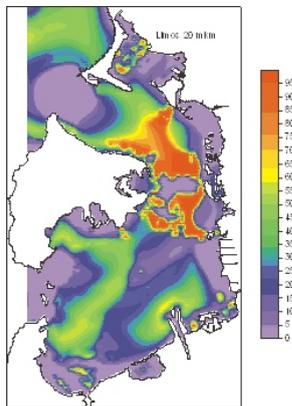


Figura 18. Composición, en %, de los limos de 20 μm de grano en el fondo de la bahía según el modelo.

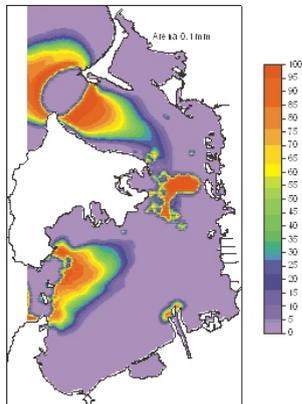


Figura 19. Composición, en %, de las arenas finas en el fondo de la bahía según el modelo.

En el caso de las arenas no se presentó coincidencia entre los datos y el modelo debido a que no se tuvo en cuenta la acción de la deriva litoral ni la del oleaje. Además, si el canal del Dique transporta muy poca cantidad de arenas (ver Figuras 4-6), en el modelo debería existir una limitación de la tasa de transporte, la cual actualmente se define proporcional a la capacidad dinámica del flujo y no tiene en cuenta el origen del material transportado.

Conclusiones

Los mayores efectos en la dinámica de la sedimentación de la bahía se deben a presencia de dos estructuras antrópicas: la Escollera de Bocagrande y el canal del Dique. A lo largo de la Escollera se encuentra depositado el material relativamente grueso proveniente de la deriva litoral de Bocagrande y además se comporta como una barrera que afecta la dinámica del agua y los sedimentos en toda la bahía. Los sedimentos finos (lodos) que vienen del canal del Dique se encuentran en la mayoría de los fondos en las partes profundas de la bahía, ocupando las partes que hasta hace veinte años el predominio era de arenas en la parte interna de Bocachica.

El delta del Dique ha avanzado tres y medio kilómetros dentro de la Bahía. Su influencia interactúa con el sur de los bajos de Santacruz y ya empezó a comprometer la profundidad del canal de navegación. Se estimó un volumen de 26.8 millones de m^3 de sedimentos finos transportados por el Canal del Dique entre 1977 y 2004.

Los primeros ensayos con el modelo morfodinámico de la bahía mostraron la posibilidad de restaurar los campos de sedimentos del fondo de acuerdo con la influencia de los principales aportes: fuerzas hidrodinámicas, canal del Dique y deriva litoral. El proceso de sedimentación de las

partículas finas del sedimento se describe satisfactoriamente, aunque es sensible a la especificación del espectro de las partículas y los parámetros mostrados en la Tabla 1.

Perspectivas y trabajos futuros

Con respecto a la simulación de las arenas, es necesario tomar en cuenta su origen y el medio de transporte/erosión en olas y corrientes inducidas por olas. Esta parte del trabajo se continuará involucrando el modelo de olas (SWAN, 1999) para la parte oceánica del dominio de cálculo y el modelo morfodinámico LIZC (Lonin, 2002) con el fin de calcular las corrientes inducidas por oleaje en la bahía.

El estudio tiene como propósito servir como un instrumento científico útil para la gestión integrada de esta zona costera. Esta investigación se traducirá en la realización de un atlas digital geo-referenciado, susceptible de estar integrado a un SIG, de la dinámica de los fondos y la columna de agua en la bahía de Cartagena y sus zonas aledañas. El atlas proporcionará una síntesis en las investigaciones hidrográficas; una metodología del tratamiento de la línea de costa; cartografía geomorfológica de los dominios inter e infra-mareales; un análisis de la distribución de los sedimentos tanto en las playas de la ciudad de Cartagena, como de la bahía, y de los cambios de la pluma turbia.

En las investigaciones siguientes, el estudio morfodinámico de la bahía tropical de Cartagena de Indias se realizará el análisis e interpretación del contenido de metales pesados que se tiene previsto realizar en el 2005 por el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVEMAR). Así mismo, se efectuará el análisis e interpretación de los perfiles de playa del litoral exterior de la bahía de Cartagena realizados en el proyecto.

La aplicación de los modelos numéricos no solamente a la dinámica de aguas, sino también a los sedimentos, incluso la descripción del proceso de acumulación de los sólidos en el lecho de la bahía, es un aspecto nuevo en la práctica de la modelación, interesante desde el punto de vista de la interpretación de los procesos naturales y difícil en el sentido de intervención de múltiples procesos participantes. Sería importante acoplar dichos mecanismos y el conocimiento recibido en el campo, para describir su naturaleza mediante modelos numéricos.

Reconocimientos

Este trabajo fue desarrollado con fondos de la Escuela Naval de Cadetes “Almirante Padilla”, la Dirección General Marítima a través del CIOH y el Laboratorio de Geografía Física del CNRS en Meudon. También recibió financiación del proyecto de cooperación entre EcosNord de Francia y COLCIENCIAS, que permitió efectuar los viajes de los investigadores entre Cartagena y Paris para el intercambio científico. Agradecemos muy especialmente a Ingrid Rueda y Delphine Lahousse por su atención y diligencia que facilitó la logística de los viajes.

Los autores agradecen al Sr. CN Mauricio Ospina, Director del CIOH por su permanente disposición y colaboración en todos los procesos. Al personal técnico del CIOH que apoyó todas las actividades de campo y de laboratorio en Cartagena. A la economista Martha Cecilia Arrieta, al geólogo Camilo Ordoñez y al físico Juan Carlos Anduckia (CIOH) por sus acertados consejos y colaboración en el proceso de edición. A Constanza Ricaurte y Gisela Mayo (GIO-ENAP) por su colaboración en el proceso de manuscrito en el proyecto. A los oficiales del curso de complementación profesional en oceanografía y los cadetes de la Escuela Naval por su participación en las tomas de las

muestras sedimentológicas y al personal del ARC "Abadía Méndez" que probó la eficiencia del buque a pesar de su viejo casco.

Referencias bibliográficas

Andrade, C. y Thomas, Y. (1988). Sedimentos en suspensión e hidrodinámica al sureste del delta del río Magdalena, Mar Caribe (Colombia). Boletín Científico CIOH, No. 8, Cartagena, pp. 27-34.

Andrade, C., Arias F., y Thomas, Y. (1988). Nota sobre la turbidez, circulación y erosión en la región de Cartagena (Colombia). Boletín Científico CIOH, No. 8, Cartagena, pp. 71-81.

Armstrong M. & Carignan J. (1997). *Géostatistique linéaire : application au domaine minier*. Paris : Les Presses de l'école des Mines. 112 p.

Berlinsky, N.A. and Lonin, S.A. (1997). Assessment of the intensity of litodynamic processes in the vicinity of the port of Ust-Dunaisk, Physical Oceanography, Vol. 8, N.2, pp. 135-142. - Abstract: Oceanographic Literature Review, Vol. 44, Issue 9, Sept. 1997, page 944.

Díaz J. J. (2003). Ajuste y comparación de cartas, mapas y planos de los siglos XVIII y XIX. Boletín Científico del CIOH, No. 21, Cartagena, pp. 134-139.

Gratton Y. (2002). Le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale. Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique : <http://www.iag.asso.fr>.

Holthuijsen, L.H., Booij N. et. al. (2003). SWAN User Manual: SWAN Cycle III version 40.20. Delft, Netherlands, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Environmental Fluid Mechanics Section, Delft University of Technology, 128 p.

Matheron G. (1970). La théorie des variables régionalisées et ses applications. Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, 212 p.

Lesueur P. y Vennete J. G. (1981). Procesos de Erosión en la Playa de Manzanillo. Boletín Científico CIOH, No. 3., Cartagena, pp. 55-72.

Lonin S., Parra C., Thomas Y-F., Andrade C. (2004). Patrones de la pluma turbia del canal del Dique en la bahía de Cartagena. Boletín Científico CIOH, No. 22, Cartagena, (presente Boletín)

Lonin, S.A. (2002). Un modelo morfodinámico para la zona costera del Caribe colombiano. Boletín Científico CIOH, No. 20, Cartagena, pp. 5-17.

Lonin, S.A., y L.A. Mendoza (1997), Evaluación Hidrodinámica de las Bahías Hooker e Iacos, Boletín Científico CIOH, No. 18, Cartagena, pp. 51-64.

Pagliardini J. L., Gómez M. A., Gutiérrez T., Zapata D. S., Jurado R. A., Garay J. A., Venette G. Síntesis del Proyecto Bahía de Cartagena. Boletín Científico CIOH. No. 4. Cartagena, pp. 49-110.

SWAN (1999). User Manual (not the short version), SWAN Cycle 2 version 40.01, 107 pp.

Thierry B. & Vennete, J. G. (1982). Huellas de la Ultima Transgresión Marina en la Región de Cartagena. Boletín Científico CIOH, No. 4. pp. 39-47.

Urbano J., Thomas Y. F., Parra C., Genet P. Y. (1992). Dinámica de la Turbidez del Canal del Dique en la Bahía de Cartagena. Boletín Científico CIOH, No. 11, Cartagena, pp. 3-14.

Van Rijn, Leo C. (1993). Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publ. I11.

Vennete, J. G., Buitrago, N., Campos y Llano M. (1977). Variación Morfológicas de las Costas de la Bahía de Cartagena a partir del Siglo XVI. Boletín Científico CIOH. No. 1, Cartagena, pp. 20-39.

Vennete, J. G., y Klingebiel A. (1979). Estudio Batimétrico y Sedimentológico en la Plataforma Continental entre Cartagena y la Desembocadura del Río Magdalena. Boletín Científico CIOH, No. 2, Cartagena, pp. 55-70.

Vennete, J. G., Lesueur P. y Klingebiel A. (1984). Evolución Morfológica y Sedimentológica de la Flecha Litoral del Laguito (Bahía de Cartagena). Boletín Científico CIOH, No. 5, Cartagena, pp. 3-23.