Revista de la Sociedad Geológica de España 28 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

RESPUESTA MORFO-SEDIMENTARIA DE ALTA ENERGÍA EN EL FONDO DE UN CANAL MAREAL: CAÑO DE SANCTIPETRI (BAHÍA DE CÁDIZ, SO ESPAÑA)

High-energy morpho-sedimentary response in bottoms of a tidal inlet: the Sanctipetri channel (Cadiz Bay, SW Spain)

José Manuel Gutiérrez Mas[1], Juan Antonio Morales[2] e Irene Delgado[2]

[1] *Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro, 11510-Puerto Real (Cádiz).*
[2] *Departamento de Geología. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas, s/n. 21007- Huelva. jmorales@uhu.es*

Abstract: *The morphological variations experienced in sandy beds of high-energy coastal environments, are indicative of the degree of hydro dynamism bearing the environment, and the intensity of the processes involved in sediment bypassing between inner areas, (estuarine or lagoonal), and adjacent coastal areas. This paper studies the effect of tidal currents on the bedforms present on the mouth of Sanctipetri tidal channel, Bay of Cadiz (SW Spain). The study is approached during spring tidal cycle, to establish energy ranges supported in each section and associated sedimentary dynamics. Morphological analysis was performed using Side-Scan Sonar, complemented by measures of flow velocity using Acoustic Doppler Current Profiler. Bedform fields show great morphological variability, remaining in a state of balance-unbalance due to intermittent flows. Their distribution is related to vectors maximum speed flow, so that, although minor bedforms respond quickly to changes in sense of the current, bigger forms usually only respond to one of the senses, either the flood or the ebb remaining those forms which are in equilibrium with the dominant direction of transport.*

Key Words: *Sanctipetri, tidal inlet, bedforms, flow regime, sedimentary dynamics.*

Resumen: *Las variaciones morfológicas experimentadas en fondos arenosos de medios costeros de alta energía, son indicadoras del grado de hidrodinamismo que soporta el medio, y de la intensidad de los procesos implicados en la transferencia de sedimentos entre las zonas internas, estuarinas y de lagoon, y las áreas litorales adyacentes. En este trabajo se aborda el estudio del efecto de las corrientes mareales sobre los campos de formas de fondo presentes en la desembocadura del canal mareal de Sanctipetri, al Sur de la Bahía de Cádiz (SO de España), a lo largo de una carrera de marea viva, con objeto de establecer los rangos de energía soportados en cada tramo y dinámica sedimentaria asociada. El análisis morfológico se ha realizado mediante Sonar de Barrido Lateral, complementado con medidas de velocidad de corriente con Perfilador Doppler. Los campos de formas muestran gran variabilidad morfológica, permaneciendo en un estado de equilibrio-desequilibrio, debido al carácter intermitente del flujo. Su distribución está relacionada con los vectores de máxima velocidad de los flujos, de forma que, aunque las formas menores responden rápidamente a los cambios de dirección de la corriente, las mayores normalmente solo responden a uno de los sentidos, ya sea el de flujo o el de reflujo, permaneciendo aquellas formas que se encuentran en equilibrio con el sentido dominante de transporte.*

Palabras clave: *Sanctipetri, canal mareal, formas de fondo, régimen de flujo, dinámica sedimentaria.*

Gutiérrez Mas, J.M., Morales, J.A. y Delgado, I. (2015): Respuesta morfo-sedimentaria de alta energía en el fondo de un canal mareal: Caño de Sanctipetri (Bahía de Cádiz, SO España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 105-117.

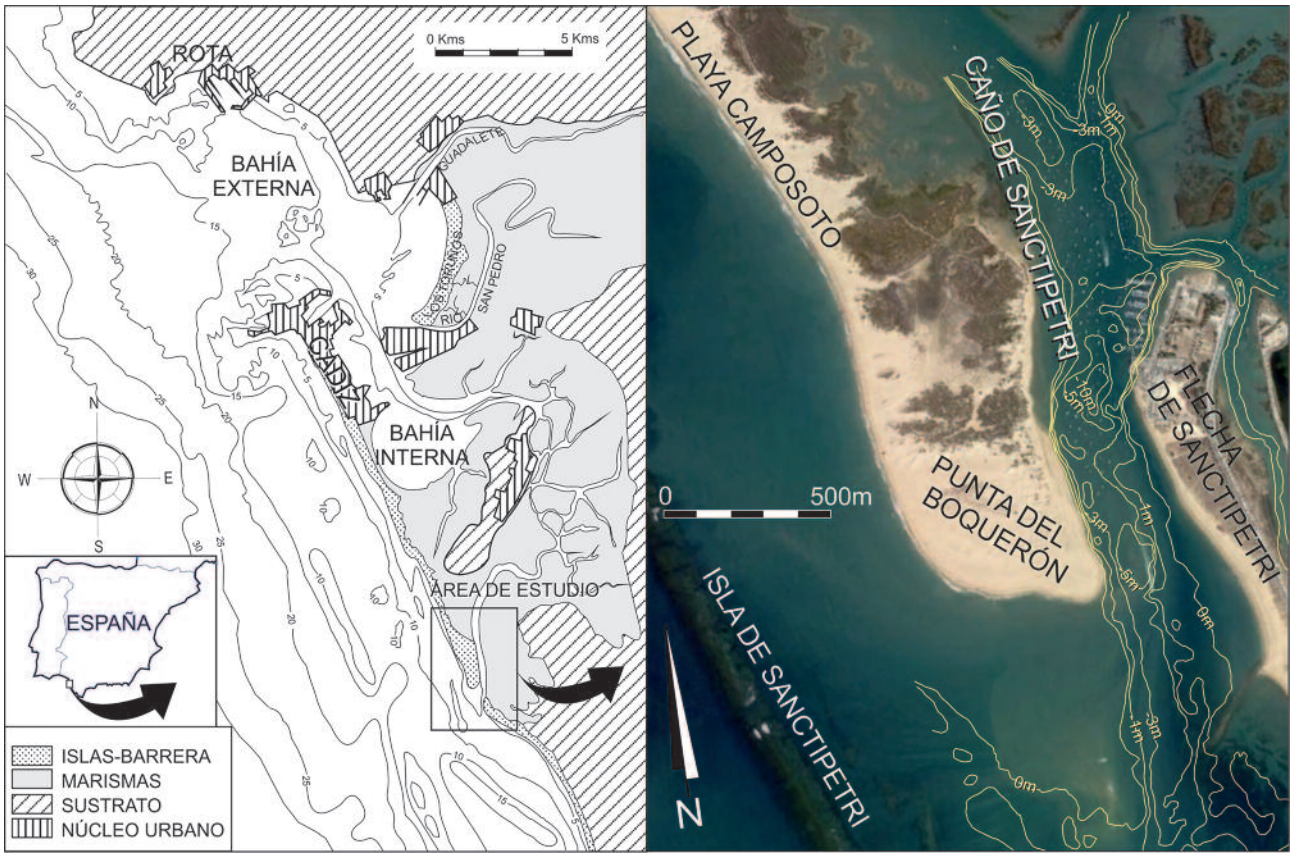


Fig. 1. Mapa general de la Bahía de Cádiz y localización de la zona de estudio.

Las variaciones morfo-sedimentarias experimentadas en fondos marinos arenosos de medios de alta energía, sometidos a la acción del oleaje y las corrientes mareales, son indicadoras del régimen de flujo que actúa sobre el medio, así como de los procesos que intervienen en la transferencia de sedimentos entre las zonas internas y los medios abiertos adyacentes. En canales mareales (*tidal channels*) y ensenadas caracterizados por la ausencia de aportes fluviales, la corriente mareal es el principal agente hidrodinámico implicado en los procesos de intercambio de sedimentos (Fitzgerald, 1988; Hicks y Hume, 1996; Hicks *et al.*, 1999; Fitzgerald *et al*., 2002; Van Heteren *et al*., 2006), siendo las dunas subacuáticas una de las morfologías más frecuentes en estos ambientes (Langhorne, 1973; McKinney *et al*., 1974; Knebel *et al*., 1992; Harris y Collins, 1984; Fenster *et al.*, 1990; Sherwood y Creager, 1990; Dalrymple y Rhodes, 1995; Duck *et al*., 2001; Woodruff *et al*., 2001; Garnaud *et al.*, 2003; Van Lancker *et al.*, 2004; Morales *et al.*, 2006).

En canales estuarinos o semiestuarinos dominados por las mareas, los flujos están bien definidos por el efecto unidireccional que proporciona la forma del canal y controlan, tanto la distribución de sedimentos como la morfología del fondo, limitándose la acción del oleaje a las zonas abiertas adyacentes. En la zona de canal, donde predomina la marea, las formas de fondo son el resultado de la interacción de varios factores: la velocidad y sentido de la corriente, el tamaño de grano del sedimento disponible y la altura dinámica del flujo (Davis y Kunh, 1985; Nichol y Boyd, 1993; Ashley, 1990; Harbor, 1998; Carling *et al.*, 2000; Gutierrez-Mas *et al.*, 2009). Bajo estas condiciones, el establecimiento del régimen de flujo en estos medios es fácilmente deducible, si se dispone de registros o imágenes de los diferentes campos de formas de fondo presentes en el fondo, datos sobre velocidad de la corriente, y se conoce la granulometría de los sedimentos del fondo (Wright *et al.*, 1987; Anthony y Leth, 2002; Kuijpers *et al.*, 2002; Lobo *et al.*, 2004; Morales *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2010; Gutierrez-Mas *et al.*, 2009).

El Canal mareal de Sanctipetri se encuentra al Sur de la bahía de Cádiz y comunica las zonas interiores de la misma con el mar abierto (Fig. 1). En la zona que da a mar abierto, el canal limita con una flecha litoral, en cuyo extremo se encuentra un delta de reflujo, cuyo margen septentrional se denomina Punta del Boquerón. En el margen sur de la desembocadura se ha desarrollado otra flecha de menor tamaño que denominamos flecha de Sanctipetri (Fig. 1). Frente a la desembocadura del canal, se encuentran una serie de bajos rocosos de edad plio-pleistocena que afloran durante la bajamar, destacando el islote de Sanctipetri, que controla la dinámica marina en la zona, protegiendo la zona de la desembocadura del canal del oleaje de Poniente y del SO, facilitando con ello el crecimiento de la isla-barrera y de la flecha de la Punta del Boquerón (Fig. 1). La zona del canal que da a mar abierto desarrolla un delta de reflujo, sometido tanto a la acción del oleaje como a la de las co-

rrientes mareales, y en cuyo fondo se observa una gran variedad de formas de diferente tamaño y orientación. En este trabajo se estudian los cambios morfológicos que tienen lugar a lo largo de la desembocadura del Canal de Sanctipetri, al Sur de la Bahía de Cádiz, con objeto de relacionar las variaciones morfológicas del fondo con las diferentes condiciones de flujo que tienen lugar en la zona.

Régimen hidrodinámico.- El sistema hidrodinámico en el canal de Sanctipetri está caracterizado por un régimen mesomareal de carácter semidiurno, con una altura de marea media de 2,39 m, que alcanza 3,71 m en condiciones de marea viva. La acción de la corriente mareal solo es significativa en zonas fisiográficamente restringidas, donde puede llegar a controlar el transporte de sedimentos.

El régimen de oleaje, tiene carácter estacional con predominio del oleaje del Suroeste. La altura de ola significante (Hs) oscila entre 0,6 y 1 m, aunque en temporales fuertes puede alcanzar los 4 m. La corriente litoral más activa tiene dirección hacia el SSE, consecuencia de la interacción de las olas con la orientación dominante de la línea de costa. También las componentes del Este y SE generan fuerte oleaje en algunas zonas, así como corrientes litorales hacia el Norte y NNO (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2009).

Metodología

La campaña geofísica se realizó en mayo de 2008, coincidiendo con un ciclo de marea viva de coeficiente 102. El rango mareal alcanzado fue de 2,96 metros. El estudio consistió en la obtención de registros de Sonar de Barrido Lateral con un equipo C-MAX 2000. Se realizaron dos transectos paralelos a las orillas del canal, separados 100 m uno de otro (Fig. 2). Cada registro cubrió un espacio de 75 m por banda, con una superposición de 50 metros en la zona de solapamiento entre los registros de ambos transectos (Fig. 2). Los registros se tomaron durante un ciclo de marea completo, es decir, tanto en pleamar como en bajamar, con objeto de registrar todos los campos de formas de fondo y las variaciones experimentadas en los mismos al cambiar el sentido de la corriente mareal. Se realizó un posicionamiento continuo de los registros, mediante la conexión del equipo a un sistema GPS Garmin E-trex vista, con precisión de 6 m. El estudio del fondo se completó con la toma de muestras de sedimentos (Fig. 2) representativas de los diferentes tramos estudiados, y el subsecuente análisis sedimentario y distribución de tamaño de grano.

Con los sonogramas obtenidos se realizó un mosaico mediante el uso de un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS 9.0). Una vez obtenidos los mosaicos, se analizaron los diferentes campos de formas y se realizaron medidas geométricas de las formas mediante el software Max View 2.0. Finalmente se realizó una cartografía detallada de los diferentes tipos de fondo y campos de formas presentes.

La descripción y clasificación de las formas de fondo se ha realizado de acuerdo con la Clasificación de Ashley (1990), mientras que el establecimiento del régimen de flujo se ha hecho a partir de la representación de las condiciones de velocidad y tamaño de grano del sedimento en cada campo de formas sobre el Diagrama de Harms *et al.* (1975).

El estudio se completó con medidas de velocidad de la corriente mediante un Perfilador Doppler ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), modelo Workhorse Río Grande (*Teledyne RDI Systems*), con objeto de obtener varios perfiles de velocidad en diferentes secciones del canal. A tal efecto se plantearon tres transectos localizados en la zona cercana a la desembocadura, mitad y zona interior (Fig. 2). En cada transecto se realizaron 7 perfiles a intervalos de 90 minutos. En diferentes puntos de los tres transectos se realizaron perfiles continuos de velocidad en el fondo. De esta forma, en el transecto 1 estas medidas se tomaron en 2 es-

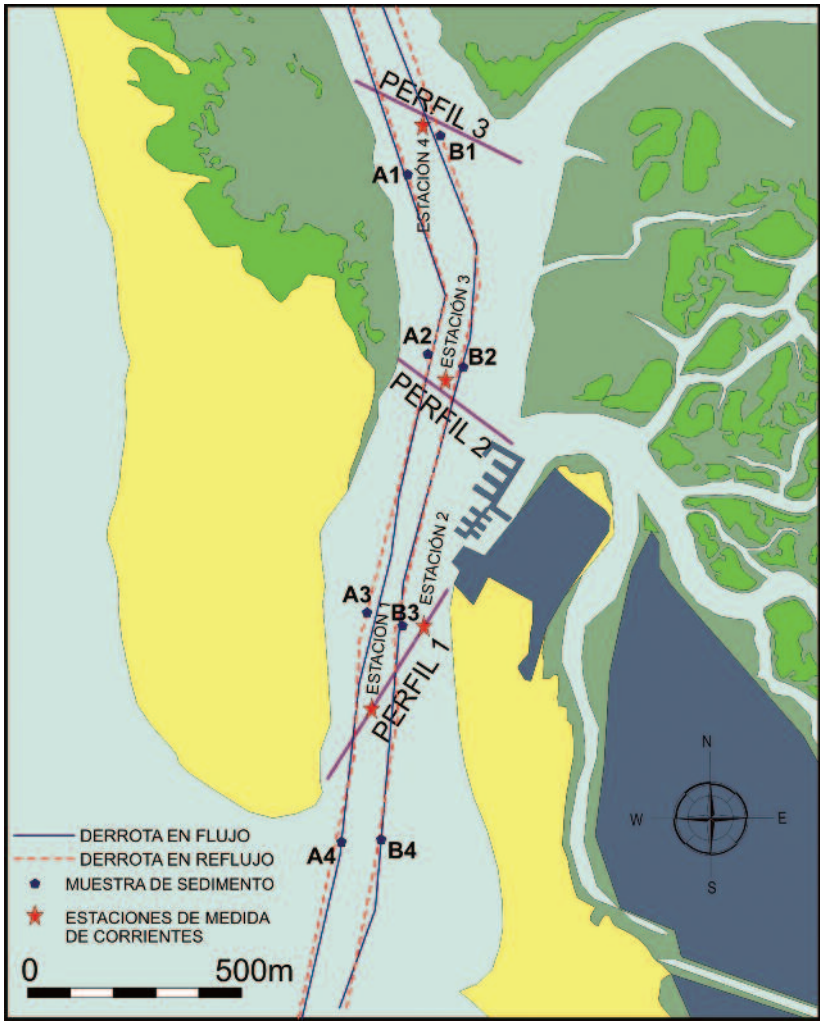


Fig. 2. Trayectorias seguidas por la embarcación durante las campañas de Sonar de Barrido Lateral. Situación de perfiles y estaciones de medida de velocidad de la corriente. Localización de las estaciones de muestreo de sedimentos del fondo.

taciones localizadas a distinta distancia de la orilla, mientras que en los transectos 2 y 3 se realizaron perfiles semejantes en estaciones situadas en el centro del canal.

Resultados

Características del fondo.

La profundidad media de la zona de estudio es de unos 4 m en situación de bajamar escorada (Fig. 1), con profundidad máxima de 8 m cerca de la Punta del Boquerón, donde tiene lugar la conexión de la zona estuarina y más interna del canal, con la zona de desembocadura. Los resultados del análisis sonográfico y análisis de sedimentos, muestran diferentes tipos de fondos, de acuerdo con sus características texturales, hidrodinámicas y morfológicas (Figs. 3 y 4). En la zona más abierta y cercana a la desembocadura, el fondo es rocoso, debido a la presencia de afloramientos plio-pleistocenos, alrededor de los que hay abundantes bloques, clastos y grava (Fig. 5A y B). Algunos afloramientos están rodeados de arena con algunas formas de fondo sobreimpuestas (Fig. 5C). En la zona de la desembocadura y cerca de la Punta del Boquerón, el fondo es arenoso aunque con un mayor tamaño de grano. También aparecen lineamientos y surcos que indican la acción de procesos erosivos (Fig. 5C).

Hacia el interior del canal mareal, el fondo presenta menor reflectividad, sobre todo en las zonas poco profundas cercanas a la orilla, debido a la presencia de sedimentos finos bien seleccionados, predominando la arena fina con escasa proporción de arena media y muy fina (muestras A1, B1 y A2 en Fig. 3). La forma de fondo predominante en esta zona es el Fondo Plano de Alta Energía (*Upper Plane Bed*) (Fig. 5D). En zonas más profundas, el fondo presenta mayor reflectividad, debido a su carácter arenoso. La riqueza y variedad de formas de fondo y tamaños observados indica la gran movilidad del sedimento del fondo en estas zonas (Fig. 6).

Desde la desembocadura del canal hacia el interior de éste se han diferenciado cinco campos de dunas. El campo 1 se encuentra en la zona más cercana a la desembocadura, estando el fondo caracterizado por la presencia de grava media muy pobremente seleccionada (muestra A4 en Fig. 3) y dunas medianas de morfología linguoide, altura media de 0,31 m y distancia entre crestas de 6,12 m (Fig. 6A).

El campo 2 se desarrolla al Norte del campo 1 y separado de éste por un afloramiento rocoso. Se caracteriza por fondos de arena media pobremente seleccionada (muestra B4 en Fig. 3), y presencia de campos de formas transversales de pequeñas dimensiones, dominando las dunas pequeñas de crestas sinuosas bifurcadas, con altura media de 0,13 m y distancia entre crestas de 2,56 m (Figs. 6B y 7).

El campo 3 representa la prolongación hacia el Norte del campo 2, con fondos arenosos constituidos por arenas medias y gruesas moderadamente seleccionadas (muestra A3 en Fig. 3), observándose un incremento de tamaño de las formas de fondo presentes y dominio de dunas grandes de crestas sinuosas, altura de 1,21 m y distancia entre crestas de 44,20 m. Sobreimpuestas a las formas mayores, en el lado de barloflujo de éstas, hay dunas medianas, de crestas sinuosas, altura media de 0,32 m y distancia entre crestas de 6,65 m (Fig. 6C), similares a las del campo 1.

El campo 4 se extiende frente a los pantalanes del puerto deportivo de Sanctipetri, en una zona caracterizada por un fondo constituido por gravas y arenas pobremente seleccionadas (muestra B3 en Fig. 3) y la presencia de dunas grandes de cresta sinuosa, con una altura media de 0,46 m y distancia entre crestas de 10,27 m (Figs. 6D y 7).

El campo 5 supone la continuidad hacia el norte del campo anterior, con fondos de arena media y gruesa pobremente seleccionada (muestra B2 en Fig. 3), sobre los que se han desarrollado campos de dunas medianas de crestas sinuosas, con altura media de 0,21 m y distancia entre crestas de 4,46 m, dimensiones algo menores a las de las dunas encontradas en los campos 1 y 3.

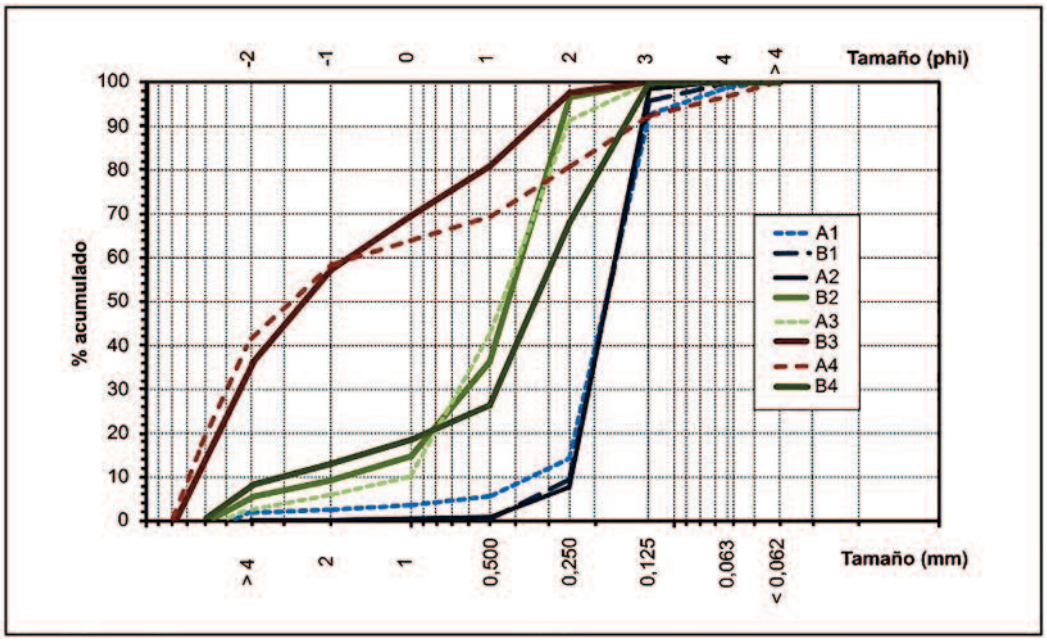


Fig. 3. Curvas granulométricas de las muestras de sedimento analizadas. La localización de las muestras puede observarse en la Fig. 2.

Fig. 4. Campos de formas de fondo en la zona de desembocadura del Canal de Sanctipetri (Bahía de Cádiz): A) Registros sonográficos obtenidos en situación de Pleamar y Bajamar, e indicación de la situación de los fotogramas de las figuras 5 y 6. B) Cartografía dinámica del fondo.

Morfología del fondo y condiciones de flujo.

Los campos de formas de fondo transversales observados en el fondo del canal mareal, presentan morfologías estables, de forma que la altura y distancia entre crestas permanecen prácticamente invariables ante las inversiones del flujo mareal. No obstante, su morfología indica que migran en sentido de la desembocadura del canal bajo condiciones de reflujo mareal. Sin embargo, no se observan grandes cambios tras la acción del flujo de pleamar, ni se-

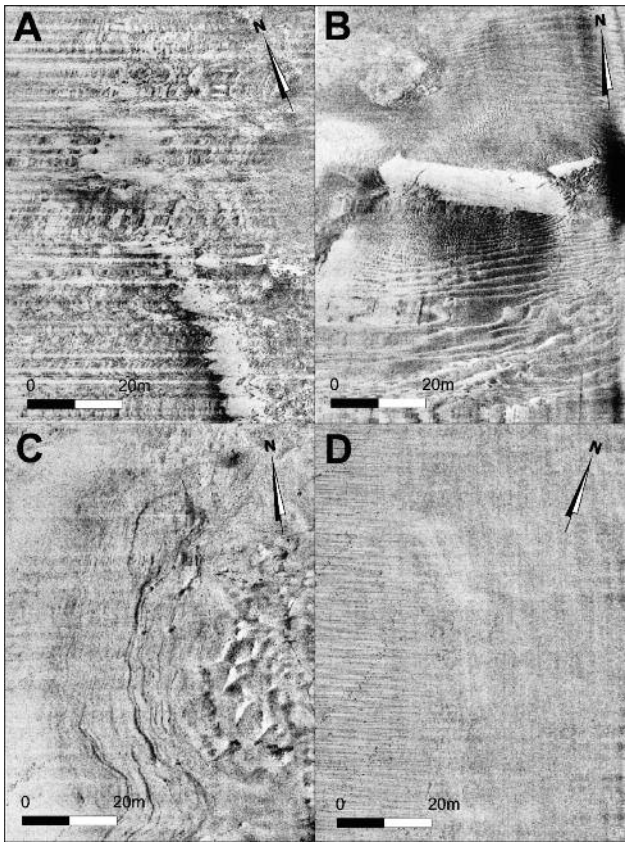


Fig. 5. Imágenes de registros de Sonar de Barrido Lateral de diferentes tipos de fondo. A) Fondo rocoso en la zona externa; B) Afloramiento rocoso aislado; C) Margen erosivo en la zona de la Punta del Boquerón; D) Fondo plano en el interior del canal. Localización de los fotogramas en los registros completos puede observarse en la Fig. 4.

ñales que indiquen migración o transporte de sedimentos hacia el interior del canal, tan solo se detectan algunos retoques, como el redondeamiento de las crestas.

Este comportamiento diferencial respecto a la acción del flujo y reflujo mareal, varía de unos campos de formas de fondo a otros. Mientras los campos 1 y 2 muestran formas no reversibles, predominando la componente de reflujo, al no alcanzar la pleamar el umbral de energía mínimo para revertir las formas, por el contrario, los campos 4 y 5 muestran formas que migran en sentido del flujo de pleamar, es decir, hacia el interior del canal mareal. El campo 3 es el único en el que se observa reversión del sentido de migración de las formas de fondo por acción de la inversión de la corriente mareal.

Corrientes mareales.

Las medidas de velocidad en el fondo se realizaron en estaciones fijas establecidas a lo largo del canal mareal (Fig. 8). Las estaciones 1 y 2 reflejan las condiciones de corriente que afectan a los campos de formas de fondo más externos y cercanos a la desembocadura (campos 1, 2 y 3). La estación 1 se situó en una barra en el centro de la zona más abierta del canal, la 2 se situó en el fondo de una poza cercana al margen Este del anterior perfil. La estación 3 se situó en la zona media del canal, frente a los pantalanes del

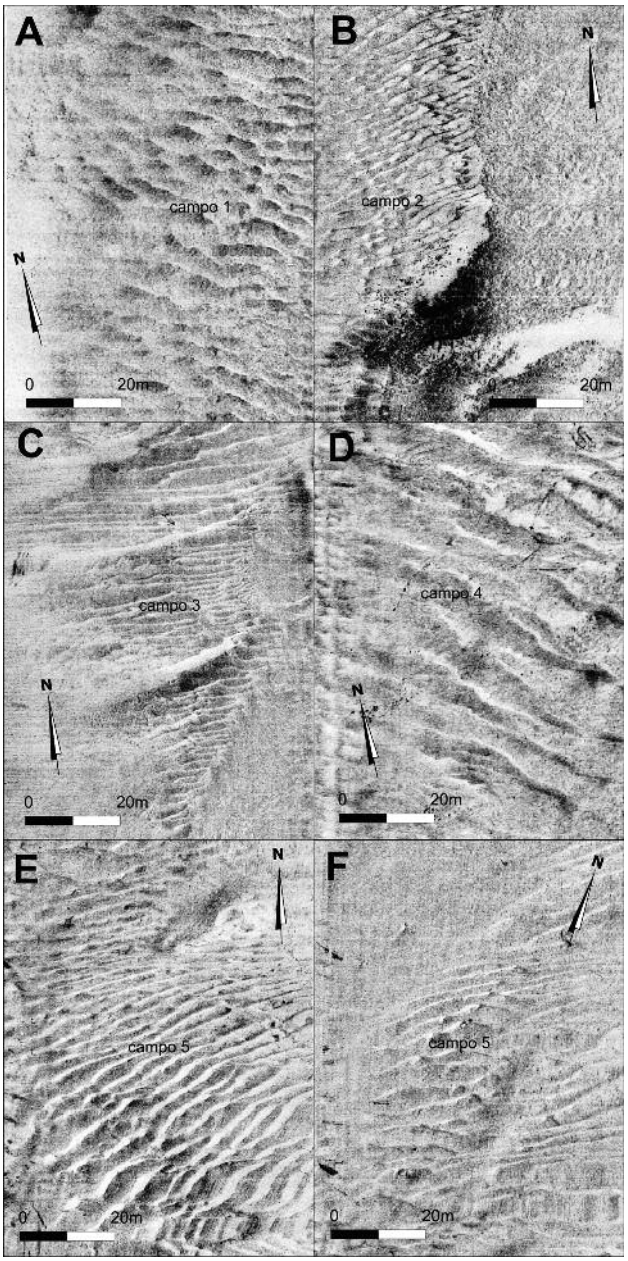


Fig. 6. Registros de Sonar de Barrido Lateral de diferentes campos de formas de fondo. A) Dunas medianas del campo 1. B) Dunas pequeñas del campo 2. C) Dunas grandes con dunas medianas sobreimpuestas del campo 3. D) Dunas grandes del campo 4. E y F) Dunas medianas del campo 5. Localización de los fotogramas en Fig. 4.

puerto deportivo de Sanctipetri, y su objeto fue monitorizar las condiciones de corriente de los campos 4 y 5. La estación 4 se situó el en tramo final del canal, cerca de la desembocadura de un canal mareal secundario, con objeto de captar los efectos de los aportes proporcionados por este canal.

Los datos de velocidad-tiempo (Tabla 1) indican un comportamiento asimétrico a favor de la corriente de reflujo, tanto respecto a los valores de máxima velocidad de la corriente, como respecto al tiempo de recorrido de la misma. El recorrido de la corriente de flujo durante el ciclo mareal, duró entre 5:10 horas y 5:43 horas, mientras que la corriente de reflujo duró entre 6:28 horas y 7: 01 horas.

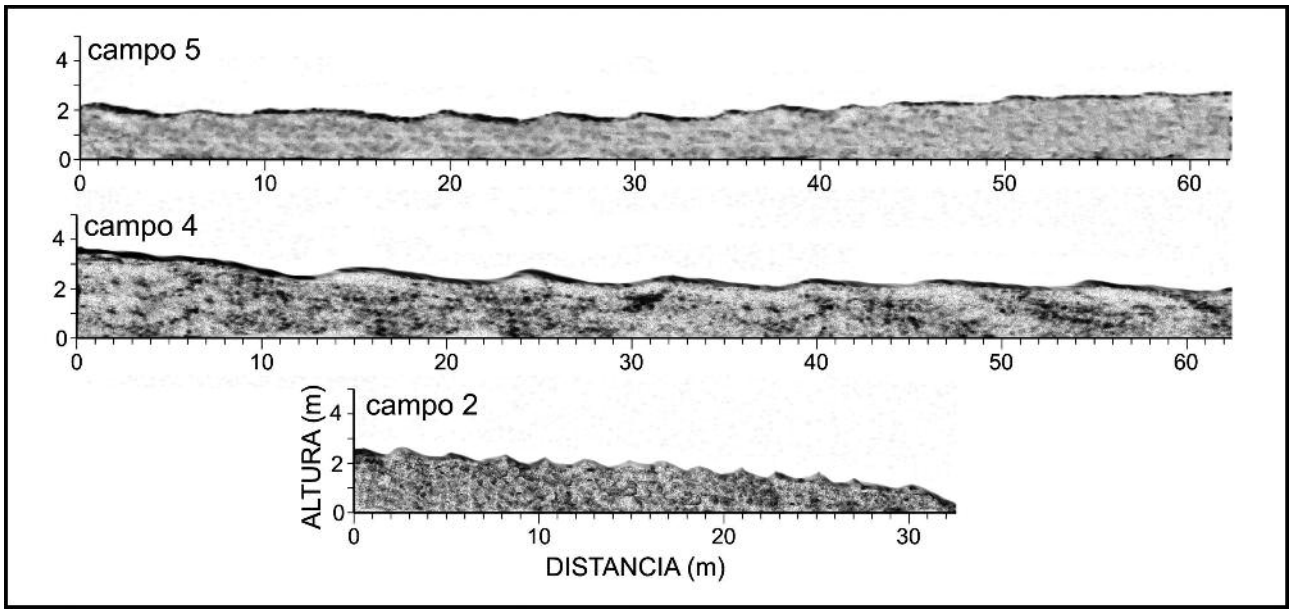


Fig. 7. Perfiles transversales de Sonar de Barrido Lateral en campos de formas fondo de diferentes tamaños. Arriba: Dunas medianas (Campo 5); Centro: Grandes dunas (Campo 4); Abajo: Dunas pequeñas (Campo 2).

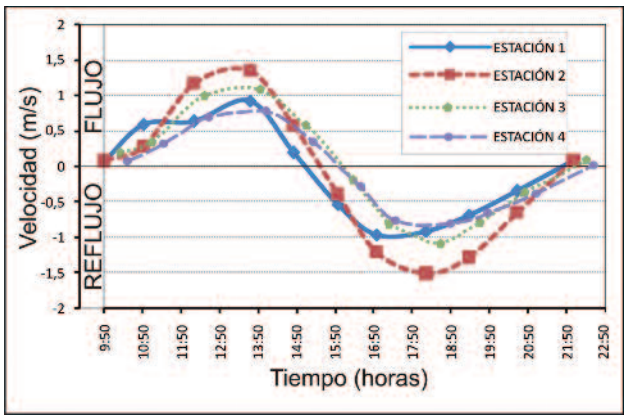


Fig. 8. Curvas de velocidad-tiempo de las corrientes de fondo en las estaciones 1 a 4. Localización en Fig. 2.

Respecto a la distribución de velocidad de flujo, se observa una disminución progresiva de velocidad longitudinalmente hacia el interior del canal, que sucede tanto en condiciones de pleamar como de bajamar. Además, existe una componente transversal, perpendicular a la orilla del canal, como ponen de manifiesto los datos de las estaciones 1 y 2. Los perfiles de velocidad transversales al canal mareal (Fig. 9), han aportado información sobre la distribución tridimensional de la corriente, indicando que las corrientes más rápidas se producen a favor de vórtices localizados a la mitad de la columna de agua y en la superficie de ésta, siempre en zonas alejadas del fondo.

En el perfil 1 se observan asimetrías espaciales de las trayectorias de las corrientes rápidas, de forma tal que, durante el flujo de pleamar la corriente más rápida se aproxima a la orilla este del canal, mientras que durante la bajamar se acerca a la orilla oeste, hacia la barra de la Punta del Boquerón. En esta zona, la velocidad de la corriente alcanza 2 m/s, tanto en situación de pleamar como de reflujo bajamar. En el perfil 2, localizado frente al puerto deportivo de Sanctipetri y sobre un banco de arena en el centro del canal, se ha medido una velocidad máxima de la corriente de 1,75 m/s, tanto en condiciones de flujo como de reflujo mareal. En el perfil 3, situado en la zona interna del canal, la distribución de las corrientes es más homogénea, cambiando las más rápidas de una orilla a otra del canal mareal al invertirse el sentido de la corriente mareal. La velocidad máxima medida en esta zona es de 0,75 m/s, es decir inferior a las registradas en los otros perfiles.

ESTACIÓN	VELOCIDAD (cm/s)		RECORRIDO (horas)	
	REFLUJO	*FLUJO*	*REFLUJO*	*FLUJO*
Estación 1	96,4	92,0	7:01	5:10
Estación 2	151,2	133,9	6:28	5:43
Estación 3	108,6	105,2	6:20	5:35
Estación 4	83,0	72,6	6:52	5:20

Tabla 1. Velocidades máximas y tiempo de actuación de las corrientes mareales en las estaciones de medida continua a lo largo del canal de Sanctipetri.

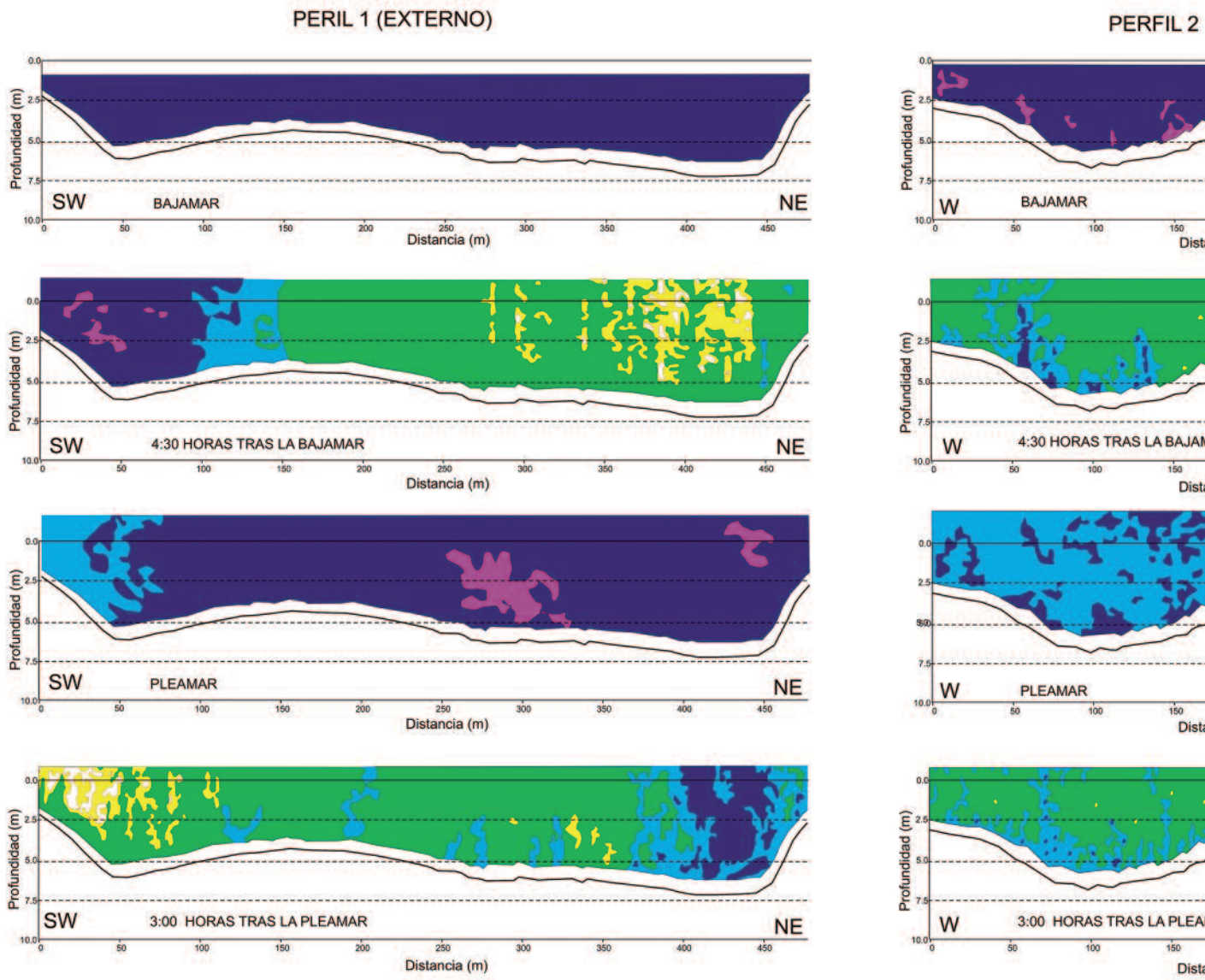


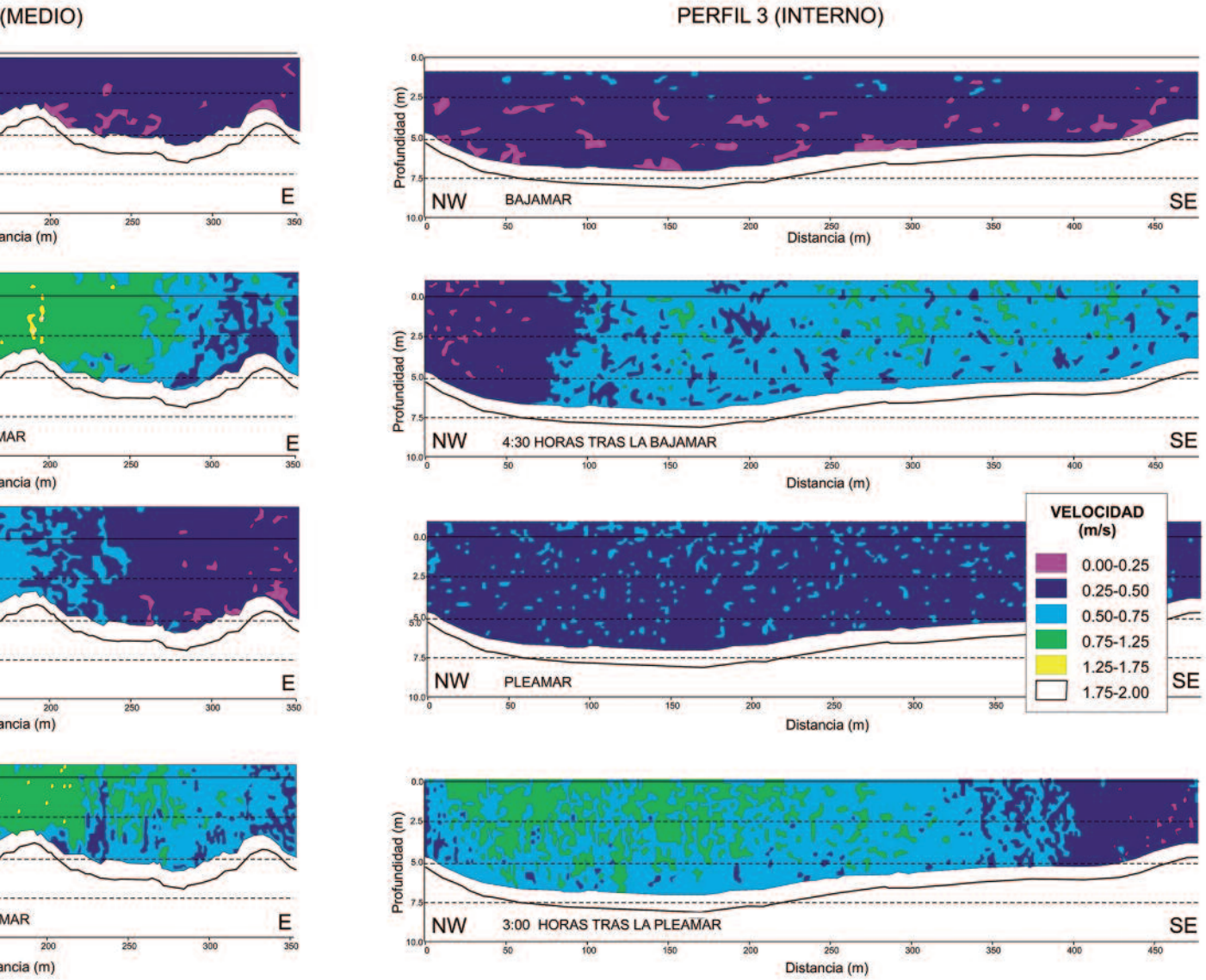
Fig. 9. Perfiles transversales de velocidad a lo largo de un ciclo mareal completo en condiciones de marea viva en los transectos 1, 2 y 3. Se muestran perfiles de pleamar, momento de máxima velocidad de flujo (4,5 horas tras la bajamar), pleamar y momento de velocidad máxima de reflujo (3 horas tras la pleamar). Localización de perfiles en Fig. 2.

Interpretación y discusión

La presencia de los campos de formas de fondo en la zona de la desembocadura de un canal mareal está controlada por la interacción de varios factores, principalmente por la velocidad de la corriente y el tipo de sedimentos del fondo, también la altura dinámica del flujo, entendida como el espesor de la masa de agua en movimiento desde la superficie hasta el fondo (Aliotta y Perillo, 1987; Dalrymple y Rhodes, 1995; Cuadrado *et al*., 2003).

En el caso de la zona de estudio, la campaña se planteó par comprobar la coherencia de las formas desarrolladas con las condiciones de corriente mareal. En general, se observa que los tipos y dimensiones de las formas de fondo observadas son coherentes con las velocidades alcanzadas por la corriente durante el ciclo mareal estudiado, es decir, son formas activas.

Una de las relaciones que otros autores han encontrado es la existente entre tamaño de grano y tamaño de las formas de fondo encontradas. En el canal de Sanctipetri no se observa ninguna relación directa entre ambos factores, ya que podemos encontrar dunas grandes en arenas muy gruesas (campo 4) o en arenas medias (campo 3) o dunas medianas también en arenas muy gruesas (campo 1) o arenas medias (campo 5). Este hecho difiere de lo indicado por Dalrymple y Rhodes (1995) y Bartholdy *et al*. (2002), quienes consideran que las dimensiones de las dunas disminuyen a medida que crece el tamaño de grano, y tampoco concuerdan con las propuestas de Southard y Boguchwal (1990), que observan una correlación directa entre las dimensiones de las dunas y el tamaño de grano. En el caso que nos ocupa, parece que el tamaño de grano juega un rol menor en el desarrollo de las dunas frente a otras variables como la velocidad de las corrientes o la profundidad del



flujo. Una posible explicación podría encontrarse en que ambas variables (tamaño de grano y dimensiones de las formas) no son realmente interdependientes, sino que ambas están relacionadas con la velocidad de los flujos dominantes. Sin embargo en este caso, la distribución de tamaños de grano no está relacionada sólo con los flujos sino con la disponibilidad de sedimento, no encontrándose los tamaños de grano mayores en las zonas de mayor velocidad, sino en las zonas cercanas a las fuentes que suministran los clastos de mayor tamaño: afloramientos rocosos (campo 1) y erosión de la flecha de Santipetri (campo 4).

De una forma intuitiva, puede afirmarse que las variables que normalmente guardan relación con las dimensiones de las formas de fondo (altura y distancia entre crestas) de los campos de dunas son condiciones del flujo (velocidad y columna de agua). En la zona de estudio se ha observado que las formas de mayores dimensiones se desarrollan con las partes más profundas del canal, donde la columna de agua es mayor, pasando incluso a fondo plano de alta energía (*Upper Plane Bed*) en dirección al interior del canal, probablemente debido al incremento de la velocidad de flujo. Estas observaciones coinciden con lo descrito por Dalrymple y Rhodes (1995) y no con las afirmaciones de Salsman *et al*., (1966). Los primeros observaron que el tamaño de la duna decrece hacia el borde de los campos de dunas, pasando a campos de *ripples* o a fondo plano de baja energía (*Low Plane Bed*), mientras que los segundos consideran que la altura de las dunas aumenta cuando disminuye la profundidad del agua al presentarse una menor posibilidad de efecto cizalla (*shear stress*). Esta segunda posibilidad se presenta mayoritariamente en zonas con una alta homogeneidad de la velocidad del flujo a lo largo del transecto del canal, sin embargo, en el canal de Sanctipetri, el rozamiento de la masa de agua en los bordes hace que la velocidad decrezca hacia las orillas (Fig. 9), al disiparse una parte de la energía en el transporte de la arena, esto hace que no se den las condiciones para el desarrollo de formas mayores a bajas alturas dinámicas de flujo.

La posición que ocupan los diferentes campos de formas observados en el diagrama de Harms *et al.* (1975) respecto al tamaño de grano medio y la velocidad de los flujos (Fig. 10), sugiere un incremento de las dimensiones de las

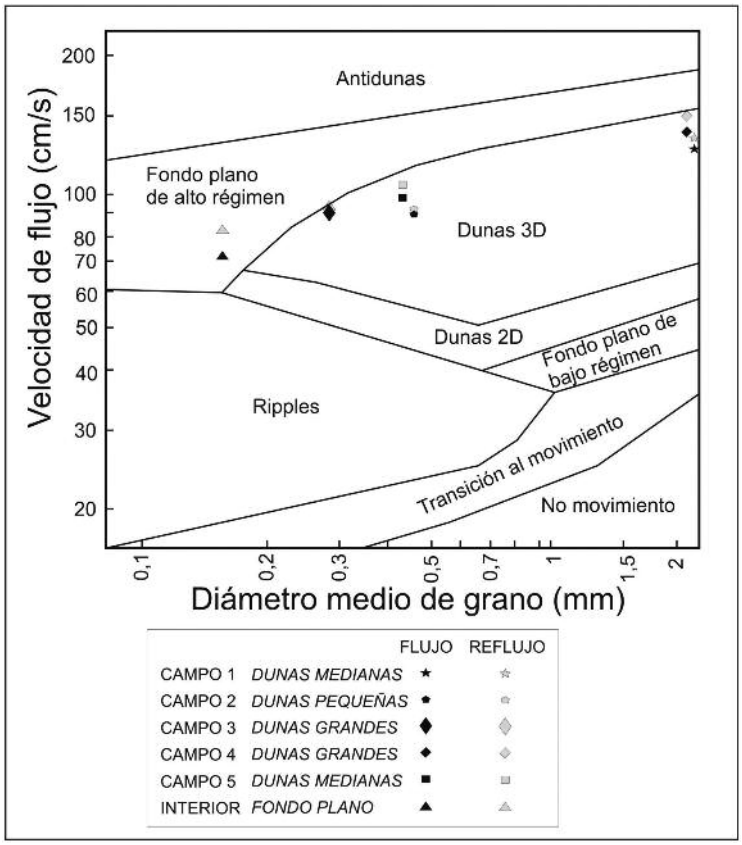


Fig. 10. Situación de los diferentes campos de formas de fondo de acuerdo con la velocidad de las corrientes y el tamaño de grano en el diagrama de Harms *et al.* (1975).

dunas a medida que sus condiciones dinámicas se aproximan a los umbrales de estabilidad (Fig. 10). Este hecho parece indicar que el tiempo de flujo sí que juega un papel en las dimensiones de las formas. Esta relación ha sido sugerida en experimentos de laboratorio por Baas (1999) para formas de menor tamaño (*ripples*).

Un detalle que llama mucho la atención es la coexistencia de dunas orientadas en sentidos contrarios, tanto durante los momentos de flujo como en los de reflujo. En nuestro caso, la distribución de formas a lo largo y ancho del canal permite afirmar que la mayoría de éstas se encuentran en equilibrio con las condiciones hidrodinámicas dominantes, aunque no siempre con las condiciones de corriente instantánea. Este hecho ya fue sugerido por Harms *et al.* (1975) y Ashley (1990).

En algunos sectores, como en los campos 1 y 2 (Fig. 4), predomina la corriente de reflujo mareal, como indican las formas transversales de tamaño medio presentes independientemente de la corriente actuante en el momento del registro de sónar. La permanencia de la altura de las formas y de la distancia entre crestas, sugiere que la corriente de flujo no tiene capacidad para modificar el fondo e invertir su sentido de migración de las formas de fondo. La comprobación en las curvas de velocidad (Figs. 8 y 9) muestra que en estos sectores la corriente de reflujo es la dominante, mientras que la corriente de flujo actúa como una corriente secundaria, con poca influencia sobre el fondo, limitándose a retocar las crestas de las formas transversales. Bajo estas condiciones el transporte neto de sedimentos en estas zonas tiene lugar hacia la desembocadura del canal, tendiendo a alargar la flecha de la Punta del Boquerón y a colmatar la bocana del canal.

En los campos 4 y 5, en áreas más internas del canal, la corriente dominante es la de flujo, mientras que en el campo 3 flujo y reflujo se contraponen, hasta el punto de que ambas corrientes tienen capacidad suficiente para revertir las formas y el sentido de migración del sedimento del fondo, que cambia de sentido en cada ciclo mareal. Así, en función de la velocidad del flujo mareal, el sedimento puede quedar atrapado en una zona, o ser traspasado a otros sectores donde la corriente dominante (reflujo) tiene capacidad para transportarlos hacia la desembocadura.

La coexistencia en un mismo medio de zonas con mecanismos de traspaso diferentes, indica que en el conjunto del canal no hay un transporte neto de sedimentos en sentido de la desembocadura, sino que se trata de un medio, cuya dinámica sedimentaria es más anisótropa de lo que inicialmente puede deducirse de su morfología alargada y régimen hidrodinámico dominante. Este hecho, probablemente esté relacionado con la existencia de una extensa zona de marismas saladas, con capacidad para causar retardos en el reflujo mareal, y a la existencia de flujos contrapuestos. Así, el sistema hidrodinámico, admite la existencia de sectores donde la dinámica sedimentaria, es decir la removilización y transporte de sedimentos, se realiza de forma diferenciada. Esta diferenciación de sectores queda marcada por las características de los flujos, que a su vez están condicionados por el rango mareal en cada momento. Las variaciones de flujo observadas en las medidas de ADCP más cercanas al fondo (Fig. 11) quedan reflejadas en la distribución de formas de fondo a lo largo del canal.

La presencia de dunas con la cara de avalancha orientada en sentido contrario al flujo activo, indica un desequilibrio de estas formas con la corriente instantánea. En la zona de estudio se observan campos de formas que están en equilibrio con la corriente de reflujo mareal, así como campos de formas que están en equilibrio con la de flujo. Por su parte, los campos de formas menores muestran reversión de la dirección de migración al cambiar el sentido de la corriente.

Respecto a la dinámica de las formas de fondo menores, representantes del nivel más bajo del régimen de flujo en la zona, los resultados indican que responden rápidamente a las reversiones del flujo, invirtiendo su sentido de migración, adaptándose a los cambios de sentido del flujo mareal.

Según Dalrymple y Rhodes (1995), la asimetría de las dunas medianas y grandes es representativa de una migración en la dirección de transporte neto de sedimentos, mientras que las formas menores están orientadas en equilibrio con el flujo actuante, tal como se ha observado en canales

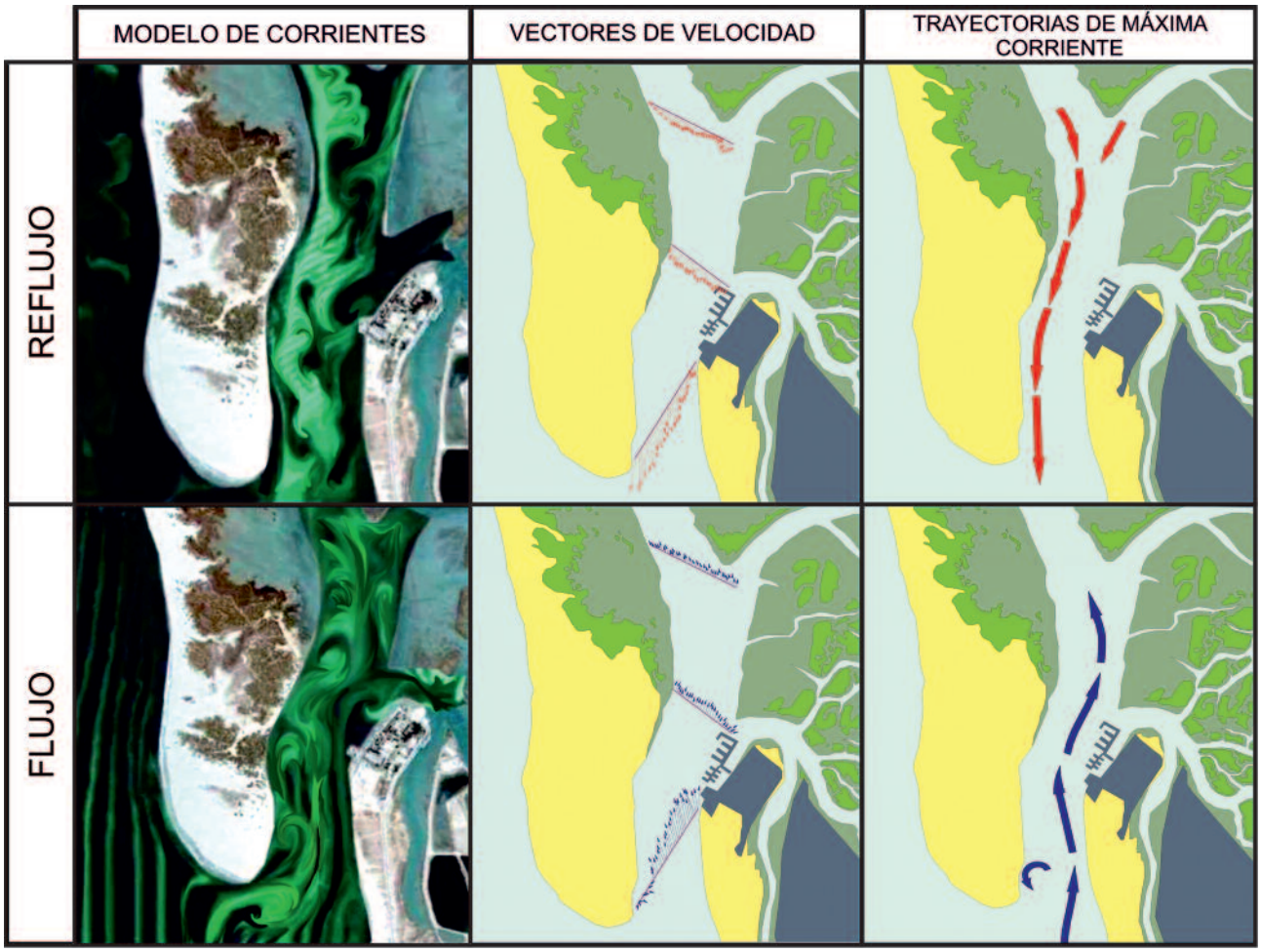


Fig. 11. Imágenes comparativas de las trayectorias de flujo, obtenidas a partir de una modelización matemática (izquierda) de los vectores de velocidad máxima desarrollada en los perfiles transversales de ADCP (centro), y trayectorias inerciales seguidas por las corrientes de pleamar y bajamar (derecha) en condiciones de máxima velocidad de la corriente.

estuarinos (Aliotta y Perillo, 1987; Gómez *et al.*, 2010), y en caños mareales (*inlets*) (Bartholomä *et al.*, 2004; Morales *et al.*, en prensa).

La distribución de campos dominados por el flujo o por el reflujo no es casual, lejos de ello, cada sentido se corresponde con los vectores de máxima velocidad de ambos flujos, y representa una respuesta a trayectorias inerciales coherentes (Fig. 11). Las trayectorias de la corriente siguen caminos distintos para entrar y salir del sistema, en coincidencia con lo descrito en algunos sistemas mareales (Choi *et al.*, 2012). En algunos estuarios de la fachada cantábrica de España, estas diferencias de trayectoria de los flujos han sido atribuidas a la componente de Coriolis (Flor, G., Flor-Blanco, 2007). Aunque en estos sistemas, la amplitud del sistema estuarino permite giros muy amplios, y el sistema de Sanctipetri es de mayor estrechez, uno de estos giros de menores dimensiones se observa en la Punta del Boquerón durante la actuación del flujo (Fig. 11).

Conclusiones

La distribución de campos de formas de fondo en el Caño de Sanctipetri se encuentra relacionada con variables tales como la velocidad y la profundidad de los flujos y no tanto con las características sedimentarias del fondo.

La coexistencia de formas de sentidos contrarios cualquiera que sea el sentido de la corriente actuante demuestra un desequilibrio de las formas de mayores dimensiones con las corrientes que las generan.

La persistencia de formas orientadas en un sentido, mientras la corriente fluye en el sentido contrario, se explica por el hecho de que para desarrollar una morfología de equilibrio se precisa un cierto umbral de velocidad y una altura dinámica superior a la del flujo previo que generó las formas preexistentes, además de tiempo suficiente para lograrlo ("tiempo de equilibrio"), que será menor cuanto mayor sea la velocidad del flujo actuante (Baas, 1999). Una vez desarrollada una forma, para que se produzca el cambio, se precisa que varíe alguno de los factores de control, ya sea un incremento de la velocidad del flujo o de su altura dinámica, suficiente para cambiar y adaptar la forma de fondo previa a las nuevas condiciones del flujo (Cuadrado *et al.*, 2003).

La respuesta de las formas de fondo a las variaciones de flujo no es lineal. Las formas menores experimentan cambios rápidos, y se adaptan rápidamente a las condiciones del flujo actuante, mientras que las formas mayores necesitan más tiempo y energía de flujo, factores no disponibles dentro del sistema, a causa del carácter oscilante de las mareas. Si el tiempo de acción de la corriente

mareal es menor que el tiempo de equilibrio, el sistema modifica la morfología de la cresta de las formas preexistentes, pero no el tamaño y distancia entre crestas de las mismas, lo que induce la coexistencia de formas de diferente tamaño y forma, generadas en diferentes ciclos mareales de distinto rango y coeficiente.

El sistema mareal del Caño de Sanctipetri presenta algunas diferencias notables con otros 5 sistemas mareales descritos en la literatura científica que son atribuibles a su configuración morfológica y a la disponibilidad sedimentaria.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto GL2010-16878 del Ministerio de Ciencia e Innovación (España/FEDER). Agradecemos los acertados comentarios de G. Flor-Blanco y otro revisor anónimo, que han contribuido a la mejora del texto y las figuras.

Bibliografía

Aliotta, S. y Perillo, G.M.E. (1987): A sand wave field in the entrance to the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76: 1–14.

Anthony, D. y Leth, J.O. (2002): Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast. *Marine Geology*, 182: 247-263.

Ashley, G.M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160–172.

Baas, J.H. (1999): An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46: 123-138.

Bartholomä, A., Ernstsen, V. B., Flemming, B. W. y Bartholdy, J. (2004): Bedform dynamics and net sediment transport paths over a flood-ebb tidal cycle in the Grådyb channel (Denmark), determined by high-resolution multibeam echosounding. *Danish Journal of Geography*, 104: 45-55.

Carling, P.A., Golz, E., Orr, H.G. y Radecki-Pawlik, A. (2000): The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. Part I. Sedimentology and morphology. *Sedimentology*, 47: 227–252.

Choi, K.S., Hong, C.M., Oh, C.R. y Jung J.H. (2012): Morphodynamics of tidal channels in the macrotidal Yeochari tidal flat, Gyeonggi Bay, Korea: implication for the architecture of inclined heterolithic stratification. En: *Tidalites 2012* (Caen, France), 29–30.

Cuadrado, D.G., Gómez, E.A. y Ginsberg, S.S. (2003): Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10: 163-172.

Dalrymple, R.W. y Rhodes, R.N. (1995): Estuarine dunes and bars. En: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* (G.M.E. Perillo, Ed.). Developments in Sedimentology, 53: 359-422.

Davis, Jr., R.A. y Kuhn, B.J. (1985): Origin and development of Anclote Key, west-peninsular Florida. *Marine Geology*, 63: 153-171.

Duck, R.W., Rowan, J.S., Jenkins, P.A. y Youngs, I. (2001): A multimethod study of bedload provenance and transport pathways in an estuarine channel. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26: 747-752.

Fenster, M.S., Fitzgerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S. y Baldwin, C.T. (1990): Stability of giant sand waves in Eastern Long Island Sound, U.S.A. *Marine Geology*, 91: 207-225.

Fitzgerald, D.M. (1988). Shoreline erosional–depositional processes associated with tidal inlets. En: *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets* (D.G. Aubrey y L. Weishar, Eds.). Springer-Verlag, New York, 269–283.

Fitzgerald, D.M., Buynevich, I.V., Davis Jr., R.A. y Fenster M.S. (2002): New England tidal inlets with special reference to riverine-associated inlet. *Geomorphology*, 48: 179-208

Flor, G., Camblor, C. (1990): Dinámica y sedimentación en el estuario de Ribadesella (Asturias, N de España). *Trabajos de Geología*, 17: 16-36.

Flor-Blanco, G. (2007): Características morfosedimentarias y dinámicas y evolución ambiental de los estuarios de Tina Mayor, Tina Menor y San Vicente de la Barquera (Costa occidental de Cantabria). Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.

Garnaud, S., Lesueur, P., Clet, M., Lesourd, S., Garlan, T., Lafite, R. y Brun-Cottan, J.C. (2003): Holocene to modern fine-grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France). *Marine Geology*, 202: 33-54.

Gómez, E.A., Cuadrado, D.G. y Pierini, J.O. (2010): Sand transport on an estuarine submarine dune field. *Geomorphology*, 121: 257-265.

Gutierrez-Mas, J.M., López-Arroyo, J. y Morales, J.A. (2009): Recent marine lithofacies in the Cadiz Bay (SW Spain). Sequences, Processes and control factors. *Sedimentary Geology*, 218: 31-47.

Harbor, D.J. (1998): Dynamics of bedforms in the lower Mississippi River. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 750–762.

Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. (1975): *Depositional environments from primary sedimentary structures and stratification sequences*. SEPM Short Course No. 2, Dallas. 161 p.

Harris, P.T. y Collins, M.B. (1984): Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U.K. *Marine Geology*, 62: 153-166.

Hicks, D.M. y Hume, T.M. (1996): Morphology and size of ebb-tidal deltas at natural inlets on open-sea and pocket bay coasts, North Island, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 12: 47–63.

Hicks, M.D., Hume, T.M., Swales, A. y Green, M.O. (1999): Magnitudes, spatial extent,timescales and causes of shoreline changes adjacent to an ebb–tidal delta, Katikati Inlet, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 15: 220-240.

Knebel, H.J., Rendigs, R.R., Oldale, R.N. y Bothner, M.H. (1992): Sedimentary framework of Boston Harbor, Massachusetts. En: *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems* (C.H. Fletcher III y J.F. Wehmiller, Eds.). SEPM Special Publication 48, 35-43.

Kuijpers, A., Hansen, B., Hühnerbach, V., Larsen, B., Nielsen, T. y Werner, F. (2002): Norwegian Sea overflow through the Faroe–Shetland gateway as documented by its bedforms. *Marine Geology*, 188: 147-164.

Langhorne, D.N. (1973): A sandwave field in the outer Thames estuary, Great Britain. *Marine Geology*, 14: 129-143.

Lobo, F.J., Plaza, F., González, R., Dias, J.M.A., Kapsimalis, V., Mendes, I. y Díaz del Río, V. (2004): Estimations of bedload sediment transport in the guadiana Estuary (SW Iberian Peninsula) during low river discharge periods. *Journal of Coastal Research*, 41: 12-26.

McKinney, T. F., Stubblefield, W. L. y Swift, D.J.P. (1974): Large-scale current lineations on the central New Jersey shelf: Investigations by side-scan sonar. *Marine Geology*, 17: 79-102.

Morales, J.A., Delgado, I. y Gutierrez-Mas, J.M. (2006): Sedimentary characterization of bed types along the Guadiana Estuary (SW Europe) before the construction of the Alqueva dam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 70: 117-131.

Morales, J.A., Delgado, I. y Gutierrez-Mas, J.M. (en prensa). Bedform variability and flow regime in a barrier-inlet system. The mesotidal Piedras mouth (Huelva, SW Spain). *Geologica Acta*.

Nichol, S.L. y Boyd, R. (1993): Morphostratigraphy and facies architecture of sandy barriers along the Eastern Shore of Nova Scotia. *Marine Geology*, 114: 59-80.

Salsman, G.G., Tolbert W.H. y Villars, R.G. (1966): Sand ridge migration in St. Andrews Bay, Florida. *Marine Geology*, 4: 11-19.

Sherwood, C.R. y Creager, J.S. (1990): Sedimentary geology of the Columbia River Estuary. *Progress in Oceanography*, 25: 15-79.

Van Heteren, S., Oost, A.P., van der Spek, A. J.F. y Elias, E.P.L. (2006): Island-terminus evolution related to changing ebb-tidal-delta configuration: Texel, The Netherlands. *Marine Geology*, 235: 19-30.

Van Lancker, V., Lanckneus, J., Moerkerke, G., Hearn, S., Hoekstra, P. y Levoy, F. (2004): Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at Teignmouth (UK). *Continental Shelf Research*, 24: 1171-1202.

Woodruff, J.D., Geyer, W.R., Sommerfield, C.K. y Driscoll, N.W. (2001): Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson River estuary. *Marine Geology*, 179: 105-119.

Wright, L.D., Prior, D.B., Hobbs, C.H., Byrne, R.J., Boon, J.D., Schaffner, L.C. y Green, M.O. (1987): Spatial variability of bottom types in the lower Chesapeake Bay and adjoining estuaries and inner shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 24: 765-784.

Manuscrito recibido el 25-02-2015
Recibida la revisión el 22-04-2015
Aceptado el manuscrito revisado el 27-04-2015