

Research Article

Sistema interconectado de canales de marea del estuario de Bahía Blanca, Argentina: evaluación de la circulación de sedimento como carga de fondo por métodos acústicos

Silvia S. Ginsberg^{1,2}, Salvador Aliotta^{1,3} & Guillermo O. Lizasoain¹

¹Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS, CCT Bahía Blanca, Camino La Carrindanga km. 7 C.C 804, (8000) Bahía Blanca, Argentina

²Universidad Tecnológica Nacional. FRBB. Departamento de Ingeniería Civil. 11 de Abril 461 (8000), Bahía Blanca, Argentina

³Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670 (8000) Bahía Blanca, Argentina

RESUMEN. El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), constituye una costa baja con extensas llanuras de marea, islas y una compleja red de canales de diferentes magnitudes. Estos últimos integran un sistema de canales interconectados. El objetivo de este trabajo es establecer la circulación sedimentaria como carga de fondo en un sistema de canales interconectados (Cabeza de Buey, El Alambre, La Lista y Principal) mediante el análisis de los rasgos morfológicos de fondo, utilizando métodos acústicos (ecosonda y sonar lateral). El canal Cabeza de Buey se comunica con el canal La Lista a través del canal El Alambre. Los dos primeros vierten sus aguas en el canal Principal. El canal Cabeza de Buey posee un lecho plano constituido por material pelítico con arena muy fina. En su tramo más interno se presentan dunas medianas compuestas por arena fina, con un perfil asimétrico según el refluo. Estas formas, continúan su desarrollo ininterrumpidamente hacia el canal El Alambre, donde se originan dunas grandes (altura 1,5 m) formadas por arena muy fina. Sus crestas son sinuosas o barjanoides y poseen su talud hacia la corriente de bajante. En el canal La Lista se determinan dunas asimétricas medianas orientadas según el refluo y grandes lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*) sobre un fondo consolidado. El sedimento movilizado por la corriente corresponde a la fracción limo-arena fina. La distribución y configuración de las geoformas evidencian que el transporte sedimentario como carga de fondo se concentra principalmente en el canal La Lista. Es así como en el sistema de canales estudiado, sólo un canal de marea regula la dispersión de arena, transportando un importante volumen hacia el canal de navegación.

Palabras clave: estuario, canales interconectados, métodos acústicos, formas de fondo, transporte de sedimento, Argentina.

An interconnected system of tidal channels in Bahía Blanca estuary, Argentina: an evaluation of bedload sediment transport through acoustic methods

ABSTRACT. Bahía Blanca estuary located in the south of Buenos Aires province, Argentina, is characterised by a low coastal area with large tidal plains, islands, and a complex network of tidal channels of different dimensions. The latter form an interconnected tidal channel system. The aim of this study was to determine the net bedload sediment transport in an interconnected channel system (Cabeza de Buey, El Alambre, La Lista, and Principal channels) through an analysis of the morphological features of the bottom using acoustic data (echosounder and side scan sonar). Cabeza de Buey channel is connected to La Lista channel through El Alambre channel. The first two flow into the Principal channel. Cabeza de Buey channel has a flat bed of mud with very fine sand and medium-sized dunes of fine sand in its inner sector that display an asymmetrical section according to the ebb flow. These dunes continue to develop uninterrupted towards El Alambre channel, where large dunes (1.5 m high) of very fine sand originate. Their crestlines are either sinuous or barchanoid and they have their lee towards the ebb current. In La Lista channel, medium-sized asymmetrical dunes and large sand ribbons form on a rocky bottom according to the ebb flow. The sediment mobilized by the currents

is characterized by the fine sand – silt fraction. The distribution and configuration of bed forms reveal that the bedload sediment transport is mainly concentrated in La Lista channel. Thus, only one tidal channel regulates the dispersal of sandy material, transporting a significant volume of sediment towards the shipping channel.

Keywords: estuary, interconnected channels, acoustic methods, bed forms, sediment transport, Argentina.

Corresponding author: Silvia S. Ginsberg (ginsberg@criba.edu.ar)

INTRODUCCIÓN

En los ambientes estuariales se distinguen diferentes zonas morfológicas, entre las cuales se encuentran los canales de marea, las áreas intermareales y las islas. Los canales de marea son los rasgos más significativos ya que ejercen un control fundamental sobre la hidrodinámica de las planicies y determinan la cantidad de flujo que llega a los distintos lugares de las mismas (Chapman, 1960; Pestrong, 1972). El origen y mantenimiento de ellos depende de la acción de las corrientes y, en general, son poco influenciados por el escurrimiento de tributarios terrestres. Los cauces dentro del sistema estuarial varían en tamaño, siendo significativamente de mayores dimensiones en la zona de la boca y considerablemente más pequeños en el extremo final de su cabecera (Redfield, 1972; Collins *et al.*, 1986).

La morfodinámica de los canales ha sido investigada con un creciente esfuerzo en las últimas décadas, no sólo por la relevancia conceptual del tema, sino por el continuo incremento en problemas relacionados con factores naturales y antropogénicos. Así, estudios de campo (Gardner & Bohn, 1980; Steel & Pye, 1997) e interpretación de modelos conceptuales y numéricos (Fagherazzi & Furbish, 2001; Fagherazzi & Sun, 2004; D'Alpaos *et al.*, 2005) han permitido predecir la morfodinámica asociada a ellos. En general, la literatura existente trata sobre la hidrodinámica que interviene en los canales de diferentes magnitudes formados en ambientes estuariales (Savenije, 2001; Fagherazzi *et al.*, 2003; Lawrence *et al.*, 2004), sobre la consecuencia de las corrientes y asimetrías de la marea en la dinámica de los sedimentos y otras características morfológicas de los mismos (Schuttelaars & de Swart, 2000; Lanzoni & Seminara, 2002), como así también sobre el análisis morfométrico de canales pequeños (Marani *et al.*, 2003; Di Silvio & Dal Monte, 2003).

Los procesos de erosión/depositación que actúan a largo plazo en estos subambientes pueden ser determinados mediante el transporte residual de sedimentos, el cual está principalmente relacionado con el grado de asimetría de la corriente, como así lo demuestran resultados experimentales llevados a cabo por Tambroni

et al. (2005). Esas asimetrías pueden conducir, a lo largo de un ciclo de marea, a una exportación de sedimentos cuando domina la corriente de reflujo o a un ingreso de materiales cuando la corriente de flujo prevalece (Larcombe & Ridd, 1996; Larcombe & Colin, 1996; Bryce *et al.*, 1998). Estimando que la fuerza de la corriente cambia no sólo a través del tiempo sino del espacio, los procesos que acompañan este transporte de materiales, variarán a lo largo de los canales. Por lo tanto, entender y predecir anticipadamente la circulación del sedimento, resulta un factor importante en las regiones costeras, sobre todo en aquellas vinculadas a complejos portuarios, debido a que la dinámica sedimentaria puede causar efectos negativos a la navegación.

En general, la evolución morfológica del fondo a nivel local depende más fuertemente del transporte como carga de fondo que en suspensión, debido a que la primera reacciona rápidamente a las condiciones del flujo local. Dado que los canales de marea contienen áreas de importante valor ecológico, las cuales son extremadamente sensibles a los cambios causados ya sea por factores naturales o interferencia humana, motiva incrementar su atención, para entender los complejos procesos que actúan en ellos, controlando la distribución del sedimento, como el transporte de contaminantes y especies biológicas. Es por ello que el conocimiento de la dinámica sedimentaria asociada a los mismos es fundamental para una completa comprensión de un sistema estuarial.

La presente investigación involucra diversos canales de marea del estuario de Bahía Blanca (Principal, Cabeza de Buey, El Alambre y La Lista) (Fig. 1), los cuales se interconectan formando un sistema hidrodinámicamente vinculado. Son relativamente escasos los estudios relacionados con los mismos, pudiendo mencionarse las publicaciones realizadas por Ginsberg & Perillo (1990, 1999, 2004) y Angeles *et al.* (2004). En consecuencia, el objetivo de la presente contribución es, mediante el análisis de las geofomas y materiales que constituyen el lecho, definir el modelo circulatorio de los sedimentos movilizados como carga de fondo en un sistema conformado por canales de marea interconectados. Estos subambientes representan un conjunto altamente dinámico, donde la corriente de marea

es el principal agente que controla el transporte y dispersión de los materiales a través de ellos. La capacidad de predecir el comportamiento de esta red no sólo implica ampliar el conocimiento hidrosedimentológico y el comportamiento evolutivo de este tipo de sistemas, sino que proporciona las bases para un efectivo manejo del estuario desde los aspectos ambientales y económicos.

ÁREA DE ESTUDIO

La configuración regional del área costera de Bahía Blanca (Fig. 1), corresponde a un estuario de planicie de marea, cuyo origen se relaciona con la progradación de sedimentos finos durante el último evento regresivo marino postglacial (Aliotta & Farinati, 1990). Este sistema mesomareal, ubicado al sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina), se caracteriza por el desarrollo de una densa red de canales interconectados de diversas dimensiones y de tipo meandroso. Extensas planicies de marea y marismas definen las áreas adyacentes a los canales (Fig. 1). Los sedimentos limo arcillo arenosos que constituyen estas áreas intermareales contienen conchillas fósiles en posición de vida, las cuales indican edades radiocarbónicas entre 3000 y 1200 años A.P. (Farinati & Aliotta, 1997; Aliotta *et al.*, 2004).

La circulación general del estuario es dominada por una onda de marea semidiurna (Perillo & Piccolo, 1991) con un rango medio, en el canal Principal, de 3,04 m en sicigia y 2,5 m en cuadratura. Las corrientes son reversibles con velocidades máximas promediadas verticalmente de 1,2 y 1,05 m s⁻¹ para condiciones de reflujo y flujo, respectivamente. Los principales tributarios, el río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande, aportan un caudal medio anual de agua dulce de 1,9 y 0,8 m s⁻¹, respectivamente (Perillo *et al.*, 1987).

La compleja red que conforman los canales tiene una orientación general NW-SE, presentando sus cauces diferentes tipos y dimensiones. Según Ginsberg & Perillo (2004), los canales de marea mayores (canales principales y secundarios) poseen cursos que tienden a ser rectos o levemente sinuosos, con profundidades superiores a los 10 m y un ancho que en algunos casos llega a superar 1 km en la boca. Los canales menores tienen, en general, cauces meandrosos con un ancho y una profundidad de hasta 1 m. Sus márgenes están formadas por amplias llanuras intermareales y sus fondos poseen diferentes características sedimentológicas y rasgos morfológicos. Normalmente los canales más pequeños fluyen desde las planicies hacia los canales mayores, los cuales vierten sus aguas en el canal Principal, vía de acceso al complejo portuario más importante de la región (Fig. 1). La corriente de marea presente en los canales secundarios es reversi-

ble, con velocidades máximas de reflujo de 1,2 m s⁻¹, y de 0,80 m s⁻¹ para el flujo. Evaluaciones de la duración de las mismas indican que en promedio el flujo demora 7 h, mientras el reflujo dura 5 h.

En particular, los canales de marea Cabeza de Buey, El Alambre y La Lista, conjuntamente con el canal Principal, integran el mayor sistema de canales interconectados que se desarrolla en el estuario de Bahía Blanca (Fig. 1). El mismo se encuentra ubicado en el sector noroeste del estuario, aproximadamente a 7 km al sur del complejo portuario de Ingeniero White. El canal Cabeza de Buey, situado al norte del canal La Lista, se comunica con éste a través del canal El Alambre. Los dos primeros vierten sus aguas en el canal de navegación (canal Principal). En todos ellos se han determinado diversas formas de fondo, las cuales son el producto de la interacción del régimen hidrodinámico actual con los materiales del fondo.

Bancos arenosos elongados se desarrollan en la boca de los canales mayores. Estos cuerpos sedimentarios se disponen aproximadamente paralelos a la dirección de la corriente de reflujo, la cual es la que generalmente adquiere valores de velocidades mayores (Ginsberg & Perillo, 2004; Vecchi *et al.*, 2005). Normalmente, en planta, exhiben una configuración curvada, mientras que en sección transversal presentan un perfil asimétrico.

En los canales del estuario de Bahía Blanca, la marea es el principal agente responsable del movimiento de los sedimentos y de las formas de fondo resultantes. La distribución, disposición y morfología de estas últimas, proveen información sobre las características de las corrientes de fondo, asumiendo que las geoformas están en equilibrio con las condiciones oceanográficas actuales (Ikehara & Kinoshita, 1994). Entre las diferentes formas de fondo que se desarrollan, las dunas pueden vincularse, considerando la asimetría que exhibe su sección transversal, con la dirección del transporte residual de sedimento como carga de fondo (McCave & Langhorne, 1982; Harris, 1988). Por lo tanto, dentro de este contexto, en el sistema de canales considerado, se infiere el modelo de circulación de arena en base a la configuración y distribución espacial de las diferentes geoformas, con especial énfasis en las dunas.

MATERIALES Y MÉTODOS

La obtención de los datos se llevó a cabo mediante relevamientos subacúeos utilizando la embarcación oceanográfica "Buen Día Señor" del Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). Como sistema de posicionamiento se empleó un equipo GPS MAX en modo

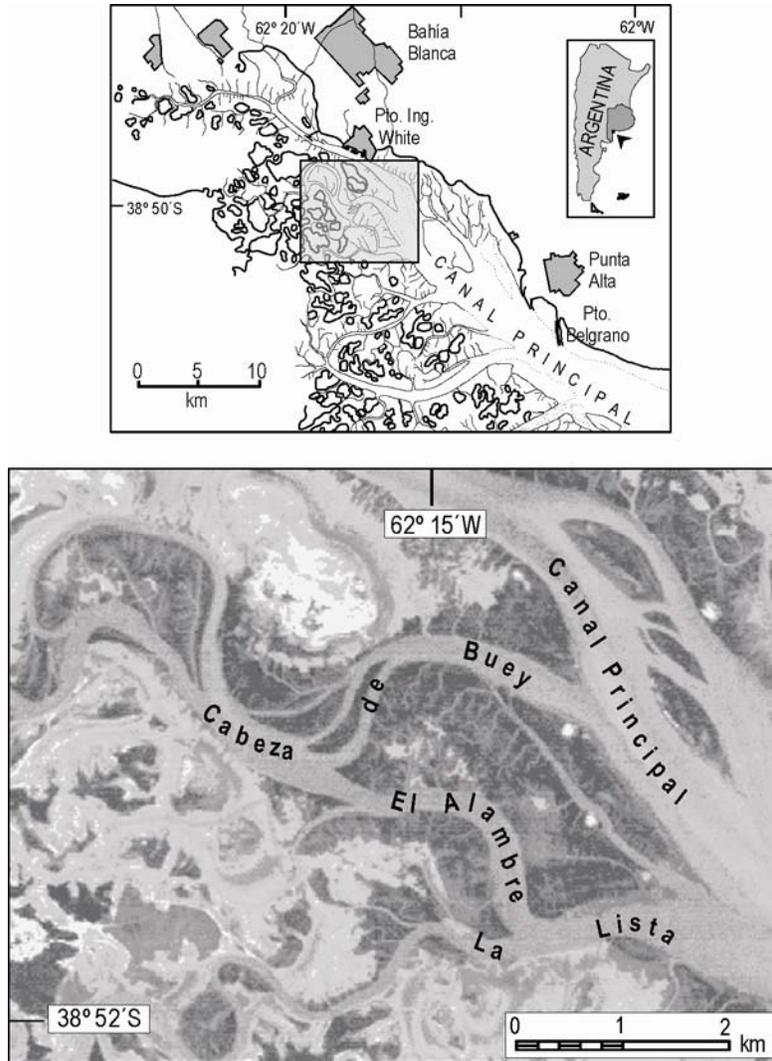


Figura 1. Mapa de ubicación donde se muestra el sistema interconectado de canales de marea del estuario de Bahía Blanca.

Figure 1. Location map showing the interconnecting tidal channel system of Bahía Blanca estuary.

diferencial, conectado con una computadora portátil. Mediante un programa de navegación específico se controló en tiempo real, las diversas trayectorias de prospección proyectadas. Además, se grabó en forma continua la información de profundidad con la correspondiente posición latitud-longitud.

El reconocimiento de las formas de fondo se realizó por medio de una ecosonda digital-analógica Bathy-500MF, de 200 kHz y un sonar de barrido lateral (EG&G modelo SMS 960). Con este último equipo se utilizó una frecuencia de 100 kHz y un rango de barrido de 100 m. Para evitar deformaciones de la escala, el registro gráfico del sonar (sonograma) fue corregido continuamente conforme a la velocidad real de nave-

gación. Los perfiles batimétricos se efectuaron con una separación de 200 m, aproximadamente. Sin embargo en aquellas zonas donde se requería mayor detalle, el relevamiento se efectuó con un espaciamiento menor (aproximadamente 100 m). La caracterización de los sedimentos superficiales de fondo se realizó mediante un muestreador a mandíbulas tipo Snapper y un muestreador oceanográfico de sedimentos de fondo desarrollado por Aliotta *et al.* (1997). Este último permite adquirir las muestras de sedimento mientras se navega. Es así que ellas fueron obtenidas en forma simultánea con el relevamiento acústico. El muestreo de sedimentos con el primer equipo, se realizó siguiendo líneas transversales a los canales, adquiriendo

en cada una de ellas un total de cuatro muestras. El material sedimentológico fue analizado en el laboratorio según lo establecido por Folk (1974) y analizados estadísticamente según Folk & Ward (1957). Los sedimentos fueron caracterizados teniendo en cuenta la escala de Shepard (1954).

RESULTADOS

Los registros acústicos permitieron reconocer diferentes formas de fondo de diversas características, las cuales se distinguen por presentar una amplia variedad de formas con tamaños que van desde centímetros a kilómetros, siendo las dunas los rasgos más marcados. Todos estos elementos morfológicos permiten diagnosticar las condiciones hidrodinámicas y los procesos sedimentarios actuales. La asimetría de las dunas brinda información sobre el modelo de circulación y movimiento de los materiales de fondo (Swift & Freelands, 1978; Harris, 1988). Si bien existen diversas clasificaciones para describir éstas últimas formas de fondo (Boothroyd & Hubbard, 1975; Berné *et al.*, 1993), en el presente estudio se utilizó aquella correspondiente a Ashley (1990), donde la altura (H) y la longitud de onda (L) son los parámetros más significativos. Según esta autora las dunas pequeñas tienen tamaños entre $0,6 \text{ m} < L < 5 \text{ m}$ y $0,075 \text{ m} < H < 0,4 \text{ m}$; las dunas medianas entre $0,5 \text{ m} < L < 10 \text{ m}$; $0,4 \text{ m} < H < 0,75 \text{ m}$; las dunas grandes $10 \text{ m} < L > 100 \text{ m}$; $0,75 \text{ m} < H < 5 \text{ m}$ y muy grandes para $L > 100 \text{ m}$ y $H > 5 \text{ m}$. En el área de estudio, siguiendo la clasificación mencionada, los registros acústicos revelan, principalmente, la presencia de dunas medianas y grandes.

El análisis de la información obtenida en el sector del canal Principal (Fig. 2) que integra la zona de estudio, indica que el fondo está compuesto por un material cohesivo, compactado o rocoso. En determinados sectores se presenta aflorando naturalmente pero queda expuesto como consecuencia de las tareas de dragado (Fig. 2a). Sobre los niveles superiores del talud sur del canal Principal, ubicado entre la desembocadura del Cabeza de Buey y La Lista (Figs. 2a y 2b), se reconocen sonográficamente delgadas cubiertas sedimentarias. El análisis granulométrico de los sedimentos que las constituyen indica que están conformadas por una arena fina limosa (tamaño medio (X): 5,1 phi) o arena mediana (X: 2,1 phi); poseen una extensión muy limitada y son identificadas en la literatura como parches de arena (*sand patches*). Este tipo de rasgo presenta una configuración en general alargada con su eje mayor dispuesto paralelo al flujo principal (Belderson & Stride, 1966). En la Figura 2 se reconocen estas formas, las cuales están compuestas de un sedimento suelto de baja reflectividad acústica

(tonos claros), contrastando con el material circundante más reflectivo (tono oscuro) y se alinean en forma paralela al eje del canal. Cabe destacar que debido al muy escaso relieve resultan prácticamente imperceptibles con ecosonda, siendo posible identificarlas solamente con sonar lateral. La presencia de este patrón de alta y baja reflectividad denota que las corrientes de fondo son importantes.

En el canal Principal, en sectores contiguos a las zonas dragadas (Fig. 2a), también se ha distinguido la formación de parches de arena sobre los cuales se desarrollan frecuentemente dunas pequeñas. Asimismo, hacia las zonas de escasa profundidad, como el área localizada frente a la desembocadura del Cabeza de Buey, también se generan estos mantos arenosos elongados con dunas pequeñas (Fig. 2b). Estas últimas no superan los 5 m de longitud de onda y sus alturas son inferiores a 0,5 m. En planta adquieren una configuración que cambia de tipo sinuosa a barjanoide.

El sedimento que constituye el sector del canal Principal, comprendido entre los canales Cabeza de Buey y La Lista, cercano a los veriles contiene importantes porcentajes de las fracciones limo y arcilla. En general, corresponde a material areno limo arcilloso con un valor medio del tamaño del grano de 5,05 phi.

El canal Cabeza de Buey (Fig. 3) exhibe un curso meandroso de reducida profundidad (hasta 8 m), donde la línea de máxima profundidad va cambiando su posición a lo largo del tramo relevado. La sección transversal al canal es marcadamente asimétrica con los veriles más inclinados alcanzando un valor promedio de 5°; en cambio, las pendientes de menor inclinación oscilan entre 0,7° y 2°. El fondo del cauce tiende a ser erosionado a través de un sistema de canales interdigitados de flujo y reflujos, separados por zonas más elevadas (bancos).

En dirección al sector interno del Cabeza de Buey, el cauce se bifurca en tres pequeños canales paralelos, de los cuales aquél ubicado al norte y el central presentan las menores profundidades (2 m, aproximadamente). Por el contrario, aquel localizado al sur alcanza una profundidad máxima de 4 m, constituyéndose en el principal cauce. Luego, estos canales vuelven a unirse nuevamente hacia el oeste para formar un único curso de 6 m de profundidad. Continuando más hacia el interior se presenta un amplio islote que divide nuevamente el cauce en dos. La forma que presenta esta pequeña isla le da el nombre al canal Cabeza de Buey. El brazo que circula por el tramo norte es muy estrecho y sus profundidades no superan los 2 m. Por el contrario, aquel que se desarrolla en el sector sur adquiere una profundidad de 6 m. Después de un recorrido de 2,5 km ambos canales convergen, formando un único curso.

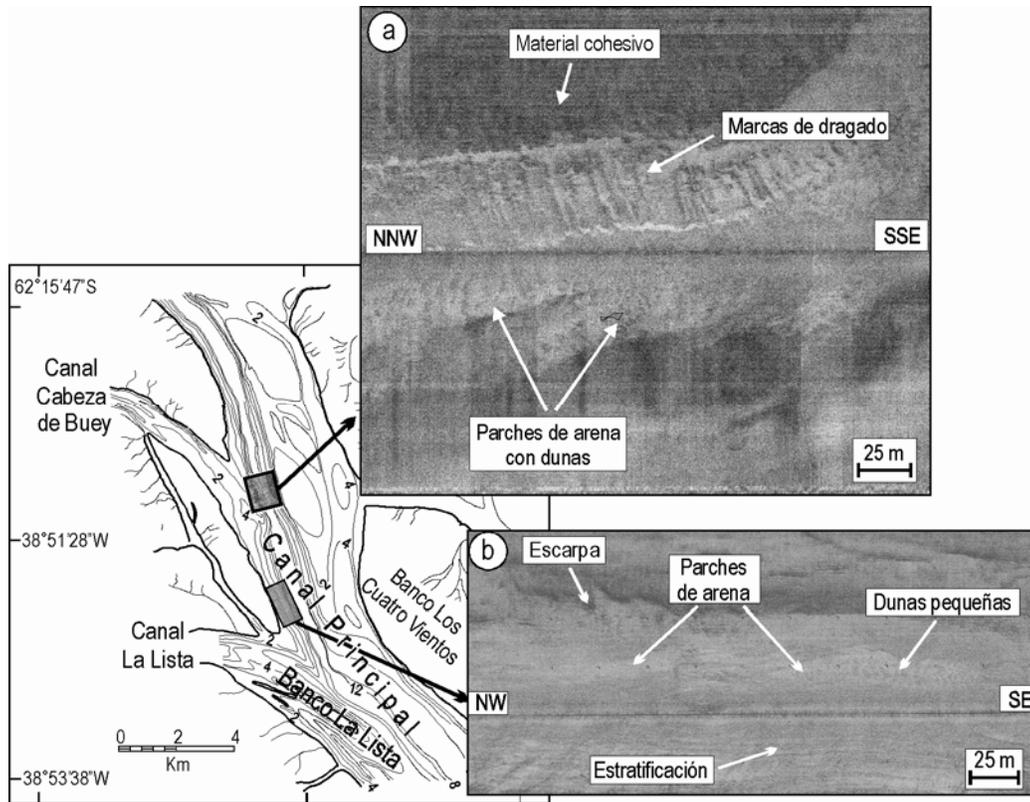


Figura 2. Mapa morfológico del sector estudiado del canal Principal del estuario de Bahía Blanca. a) y b) registros de sonar de barrido lateral mostrando los diferentes rasgos morfológicos en el área de estudio.

Figure 2. Morphologic map in the study sector of Principal channel of Bahía Blanca estuary. A) and b) side scan sonar records showing of the different morphological features in the study area.

En general, el canal Cabeza de Buey presenta un lecho plano, carente de formas de fondo (Fig. 3a). Las muestras extraídas indican un sedimento predominantemente pelítico con arena muy fina. El tamaño medio del sedimento varía entre 5,1 phi y 6,5 phi. Sin embargo, únicamente en el tramo más interno del sector estudiado del canal (Fig. 3b), se han observado la formación de dunas medianas y grandes con $0,5 \text{ m} < H < 1 \text{ m}$ y $6 \text{ m} < L < 11 \text{ m}$. Sus crestas se disponen aproximadamente transversales al canal y poseen una configuración recta a sinuosa. Su perfil topográfico es asimétrico, orientado según el refluo. Estas estructuras están generadas en una delgada cubierta sedimentaria de arena fina (1,8 phi), con bajo porcentaje de fracción grava (5%). Este sedimento se moviliza sobre un material cohesivo-compactado (visualizado en el registro de sonar por su alta reflectividad), el cual conforma los veriles del canal (Fig. 3b). En algunos sectores como los veriles, el mismo exhibe cierta estratificación paralela-horizontal formada por capas limo arcillosas de 0,4 cm de espesor separadas por láminas de 0,1 cm de arena fina. Hacia el sureste las

dunas tienden a disminuir su altura hasta alcanzar 0,40 m con un espaciamento entre 5 y 10 m, permaneciendo invariable su carácter asimétrico.

En los veriles del canal Cabeza de Buey, identificado a través de los sonogramas, se producen deslizamiento de materiales (Fig. 3a) que dan lugar al desarrollo de un rasgo morfológico denominado *media luna de erosión* (Ginsberg & Perillo, 1990). Cabe destacar que estos rasgos erosivos, interrumpen la continuidad morfológica de los taludes del canal, sobre los cuales, generalmente, aflora una estratificación paralela. En las imágenes sonográficas estas geformas exhiben una configuración semicircular con diámetros que oscilan entre 10 y 20 m. Asimismo, en los registros se identifica, al pie de ellas, un depósito de textura acústica irregular con cierto escalonamiento, el cual constituye el denominado material de escombros (Fig. 3a) producto del deslizamiento desde la media luna de erosión.

El canal Cabeza de Buey se conecta con el canal La Lista a través del canal El Alambre (Fig. 4). En

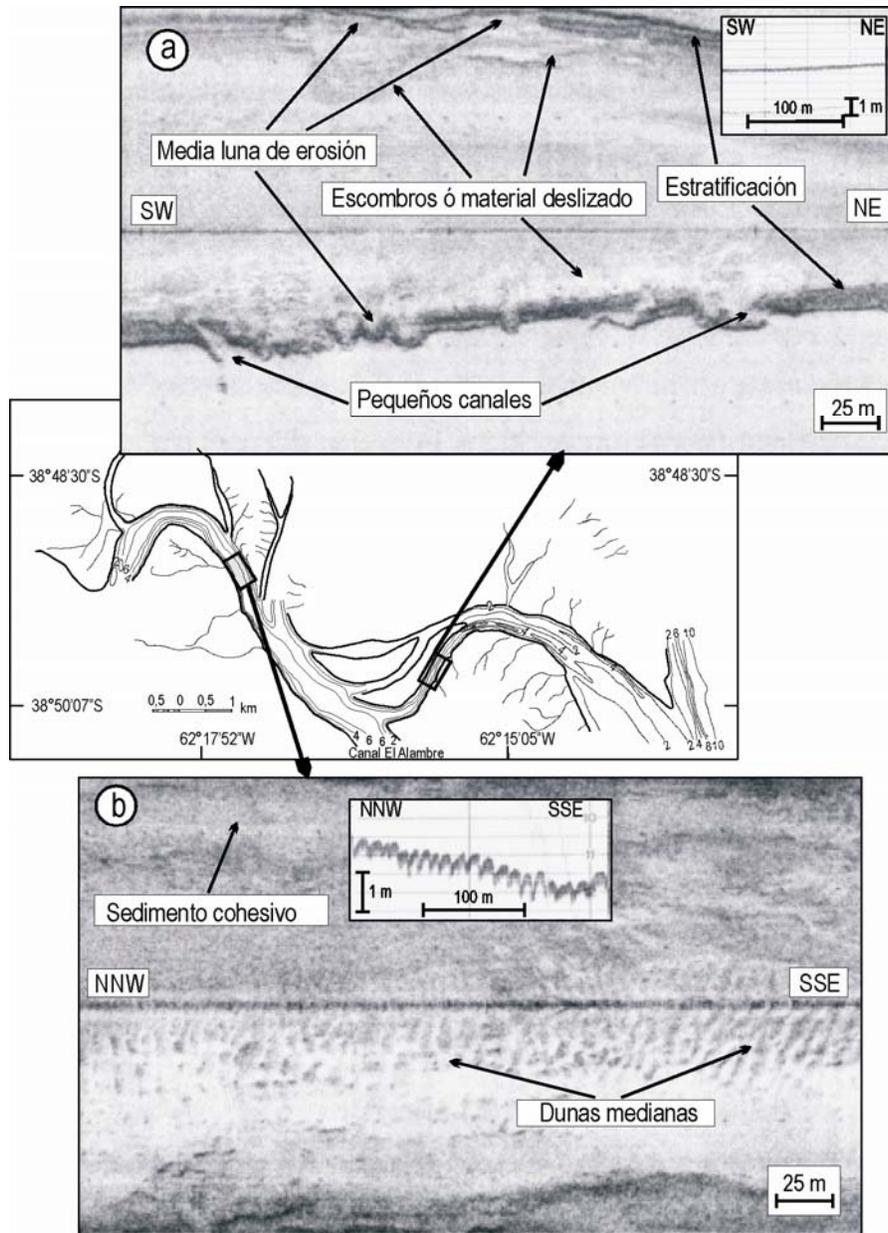


Figura 3. Mapa morfológico del canal Cabeza de Buey. a) y b) Imágenes de sonar de barrido lateral mostrando los deslizamientos de materiales de los veriles del canal y dunas medianas.

Figure 3. Morphological map of Cabeza de Buey channel. a) and b) Side scan sonar images showing the rotational slumping of channel banks and medium dunes.

general, este último posee una configuración suavemente curvada hacia el noreste. Su máxima profundidad (12 m) se registra en cercanía de la zona de encuentro con el canal La Lista. El cauce del canal El Alambre tiene un ancho que varía entre 400 y 500 m. Ambos veriles presentan pendientes pronunciadas que llegan hasta 4° de inclinación. En la zona interna, el canal El Alambre se bifurca dando lugar, hacia el sector sur, a la formación del canal Bahía del Medio

(Fig. 4). Este último presenta un curso divagante, tipo meandroso con una profundidad máxima de 6 m y un ancho promedio de 200 m. Sus veriles poseen inclinaciones del orden de los 3° y 4°. Los sedimentos que componen los flancos de ambos canales corresponden a una arena limo arcillosa, arena arcillosa y arena limosa con una media granulométrica de 5,4 phi. En los sectores de mayor profundidad predomina la arena fina, la cual presenta un valor medio de 3,7 phi.

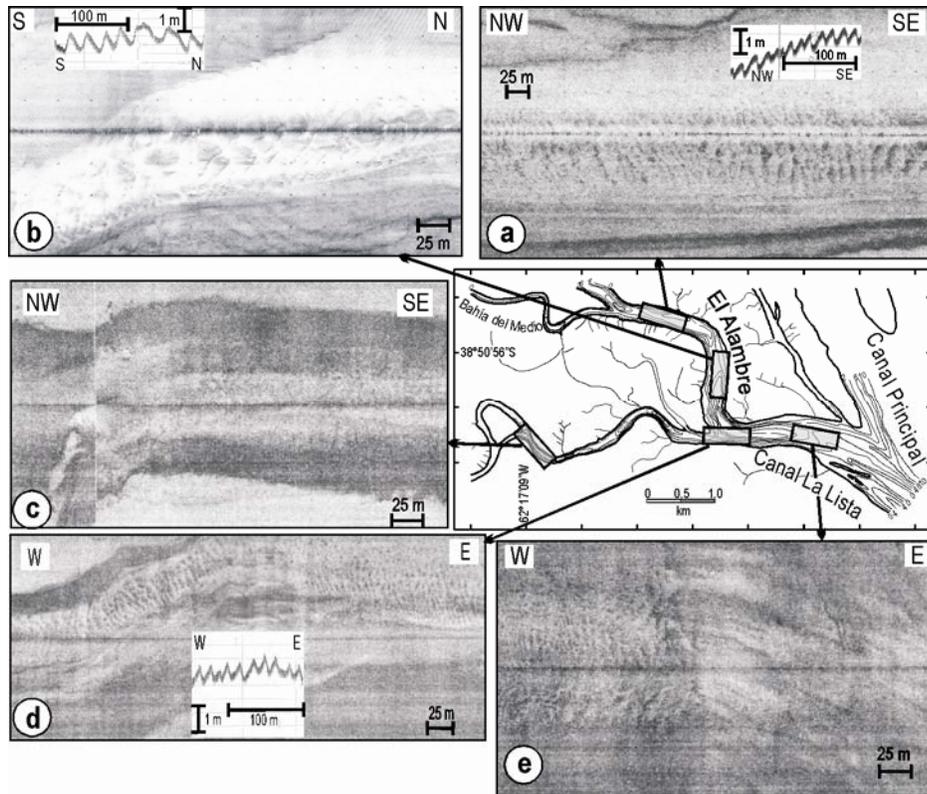


Figura 4. Mapa morfológico de los canales El Alambre, La Lista y Principal que integran el sistema interconectado. a) a e) Imágenes de sonar de barrido lateral donde se muestra los diferentes modelos de formas de fondo a través del sistema estudiado.

Figure 4. Morphological map of El Alambre, La Lista and Principal channels of the interconnecting system. a) a e) Side scan images showing the different pattern of bedforms across the studied system.

Las formas de fondo, correspondiente a dunas, reconocidas en el sector más interno del canal Cabeza de Buey (Fig. 3), continúan su desarrollo ininterrumpidamente hacia el canal El Alambre (Figs. 4a y 4b). En el interior de este último curso se han identificado dunas grandes de hasta 0,80 m de altura y longitud de onda de 15 m. Su sección transversal es marcadamente asimétrica, con su talud orientado hacia el sureste (Fig. 4a). En planta, sus crestas exhiben una forma sinusoidal, transformándose hacia la boca del canal El Alambre en arqueadas o de tipo barjanoide (Fig. 4b). Aquí las dunas presentan las mayores alturas de todo el área relevada, alcanzando hasta 1,5 m y $15 \text{ m} < L < 20 \text{ m}$. El perfil de las mismas es claramente asimétrico, con su talud dispuesto en dirección al reflujo. Los sedimentos que conforman estas geoformas corresponden a una arena muy fina ($X: 3,7 \text{ phi}$), de baja respuesta acústica (tonalidad muy clara en el sonograma). Este material se moviliza sobre un basamento compactado, de elevada reflectividad, el cual queda expuesto entre dichas formas de fondo. Esta caracte-

rística refleja el delgado espesor de la capa arenosa que es transportada por las corrientes. El material compactado también conforma los veriles del canal. En el sector de confluencia con el canal La Lista las grandes dunas reducen sensiblemente su altura ($0,5 \text{ m} < H < 0,8 \text{ m}$; $7 \text{ m} < L < 8 \text{ m}$) pasando a clasificarse como dunas medianas, conservando su característica asimétrica.

El canal El Alambre se une a La Lista por el veril norte de este último (Fig. 4). El canal La Lista posee las mayores dimensiones del sistema de canales considerados. El mismo, presenta un ancho medio de 950 m desde la boca hasta su unión con el canal El Alambre, a partir de donde disminuye su amplitud alcanzando un valor promedio de 250 m. La máxima profundidad registrada es de 13 m, y se evidencia en la zona de confluencia con El Alambre. En este sector de unión, la inclinación media de los veriles es de aproximadamente 2° y 3° para el flanco norte y sur, respectivamente. Hacia el interior del canal La Lista las pendientes alcanzan valores que oscilan entre $1,5^\circ$ y 2° . En la

zona de la boca los flancos se hacen más suaves adquiriendo valores promedios de 1,5° en el norte y 0,4° en el veril sur. En el área de la desembocadura, y unido al margen sur del canal, se exhibe un banco arenoso elongado, el cual se desarrolla hacia el canal Principal.

Los sedimentos que forman los veriles del canal presentan tamaños de grano que varían entre 5,2 y 6,5 phi. El flanco norte se caracteriza por exhibir un mayor porcentaje de material fino (X: 5,4-6,5 phi), mientras que el veril sur, donde el tamaño de grano es de 5,2 phi en promedio, posee una concentración más alta de la fracción arena. En la zona más profunda del canal el sedimento corresponde a una arena limosa (X: 4,3 phi), con escaso contenido de grava (menor del 10%) representada por restos biogénicos. La arena está conformada por la fracción fina a muy fina. En dirección al canal Principal, el tamaño medio del grano se incrementa predominando la arena mediana (1,5 phi).

En el sector estudiado del canal La Lista se han distinguido, en general, formas de fondo que por sus dimensiones corresponden a dunas medianas. En la zona más interna del mismo (Fig. 4c), donde se bifurca en dos pequeños canales, se establece un aporte sedimentario diferencial entre ambos cauces. Así, a través de los sonogramas se evidencia en el tributario sur la presencia de una pluma de sedimento que se arquea hacia el exterior del canal La Lista. Esta arena fina (tonalidad clara en el sonograma, Fig. 4c) se moviliza sobre materiales arena limo arcillosos cohesivos (Aliotta *et al.*, 2001), acústicamente más reflectivos. Estos últimos forman los flancos de los veriles, los cuales están sujetos a procesos de deslizamiento en masa. En el tramo central del canal se desarrollan formas de fondo clasificadas como dunas medianas, con altura menores a 0,5 m y $7 \text{ m} < L < 10 \text{ m}$, siendo asimétricas según la corriente de reflujó. Vistas en planta, sus crestas exhiben una configuración sinuosa. El sedimento que las conforma presenta una granulometría media de 4,1 phi. Estas dunas mantienen sus características a lo largo del canal La Lista, donde en cercanía de su confluencia con El Alambre, adquieren dimensiones mayores (Fig. 4d). Así, presentan alturas de hasta 0,7 m y un espaciamiento del orden de los 10 m. Estas dunas, con sus crestas sinuosas, se agrupan en una estrecha franja arenosa, limitada por un material compactado que conforma los veriles abruptos del canal. En el registro del sonar lateral, los flancos se reconocen por su alta reflectividad (Fig. 4d). Asimismo, se observa que hacia el sector este del área de confluencia con el Alambre, las crestas de las dunas adquieren una configuración entrecruzada. El material sedimentario que integra las mencionadas formas de

fondo corresponde a un sedimento de tamaño medio de 1,5 phi.

En el tramo siguiente, hasta la zona de la desembocadura del canal La Lista se exhibe dunas medianas de características morfológicas similares a las desarrolladas en el sector más interno. Las mismas están constituidas por una arena limosa (3,9 phi). Los sonogramas evidencian que en cercanías al canal Principal, estas geoformas se interrumpen de manera abrupta quedando expuesto en el lecho del canal un fondo rocoso con resaltos topográficos e irregularidades (Fig. 4e). Sobre este material consolidado se generan grandes lineaciones sedimentarias de arena fina (*sand ribbons*), las cuales presentan una leve curvatura en dirección al canal Principal. Este tipo de geoforma posee un ancho de 30 m y se extienden a lo largo de 300 m y son visualizadas en los registros de sonar por su tonalidad clara.

Las denominadas *media lunas de erosión* constituyen rasgos erosivos frecuentes a lo largo de los veriles, en particular en los sectores internos de los canales La Lista y El Alambre. Dada la amplia dispersión que tienen representan una de las causas más característica por las cuales los canales de marea migran lateralmente.

DISCUSIÓN

La geomorfología de fondo observada en el sistema de canales de marea es el resultado de la interacción entre las corrientes mesomareales, y la acción de los procesos erosivos y depositacionales. La integración de los datos acústicos y de los sedimentos, ubicación y orientación de las diferentes formas de fondo y de las estructuras erosivas en el área de estudio, permiten elaborar un modelo en 3D de las direcciones dominantes del transporte como carga de fondo. La asociación entre los resultados obtenidos con los registros acústicos y la granulometría de los sedimentos, muestra la existencia de zonas que tienen diferentes características hidrodinámicas.

Los rasgos morfológicos correspondientes a dunas arenosas, particularmente aquellas medianas y grandes, según clasificación de Ashley (1990), constituyen una excelente evidencia de la dirección de las corrientes de flujo prevalecientes y del transporte de sedimento como carga de fondo asociado (Lanckneus *et al.*, 1994; Liu *et al.*, 1998; Lobo *et al.*, 2000). Las dunas asimétricas, permiten establecer a través de la pendiente más inclinada (talud) la dirección de traslado de las mismas (Aliotta & Perillo, 1987; Berné *et al.*, 1993) y por lo tanto el transporte de sedimento como carga de fondo (Mc Cave & Langhorne, 1982).

En planta, la configuración y dimensiones que adquieren las crestas indican la intensidad del flujo, siendo sus tamaños proporcionales a la velocidad de la corriente (Allen, 1968). Así, dunas de mayor magnitud y crestas curvadas sugieren flujos residuales más intensos. Por otra parte, otros rasgos morfológicos como las *sand ribbons* y/o las marcas de corriente, fueron también considerados en el área de estudio, para la evaluación del movimiento del sedimento como carga de fondo.

En general, las dunas reconocidas a lo largo de todos los canales investigados presentan el talud en concordancia con la corriente de reflujos, indicando que la dirección neta de migración y movilidad del sedimento como carga de fondo es en el mencionado sentido. En el sector interno del canal Cabeza de Buey, donde este confluye con El Alambre, la presencia de una delgada cubierta sedimentaria con dunas medianas (Fig. 3b), nos revela que el material arenoso disponible es relativamente escaso. Por el contrario, más hacia la zona externa del canal Cabeza de Buey, donde no se desarrollan dunas y el fondo es fangoso (Fig. 3a), indica que el transporte de sedimento como carga de fondo es prácticamente despreciable, sugiriendo que este sector estaría sujeto, principalmente a la circulación de material pelítico. Según Berné *et al.* (1993) las dunas desaparecen con el aumento en el contenido de barro. Por consiguiente, la carencia de una movilización de sedimento arenoso en este último tramo del canal Cabeza de Buey y las características morfológicas que exhiben las dunas en el sector interno, permiten inferir que la corriente dominante de reflujos induce a un transporte de material arenoso predominantemente hacia el canal El Alambre. En consecuencia se concluye que el cauce de este último canal resulta el principal receptor y vía de circulación de la arena desde el interior del canal Cabeza de Buey hacia el canal La Lista (Fig. 5).

En consecuencia, basándonos en la distribución de las dunas y en el modelo de migración inferido de sus asimetrías fue posible delinear el transporte neto general como carga de fondo y correlacionar los pasos del transporte con el régimen de las corrientes en el sistema de canales considerado. El modelo de migración de las dunas es en dirección a las corrientes de reflujos. La existencia de un alto grado de variabilidad de estas formas de fondo en un área reducida estaría indicando un régimen de flujo energético y espacialmente variable. Por lo tanto, considerando a las dunas como indicadores del modelo de circulación, se infiere que existe un flujo intenso hacia la zona externa del canal La Lista (Fig. 5). Finalmente, se desea enfatizar que esta información se refiere al modelo de flujo de fondo en el sistema de canales considerado, y que el flujo superficial puede variar significativamente.

En el área de estudio, las grandes dunas están restringidas a la zona del canal El Alambre cercana a la confluencia con el canal La Lista (Fig. 4a). Generalmente, la magnitud de las dunas es proporcional a la intensidad del flujo, por lo cual grandes dimensiones estarían relacionadas a eventos más fuertes (Fleming, 1978; Twichell, 1983). Así el significativo aumento que sufren en su tamaño puede estar relacionado con una aceleración del campo de flujo, cuando este pasa hacia el canal El Alambre. Conjuntamente, la evaluación de las configuraciones que adquieren las crestas de las dunas con las condiciones hidrodinámicas (Allen, 1968), sugiere que desde la cabecera del Cabeza de Buey hasta el interior de El Alambre existe un cambio en la intensidad del reflujos, haciéndose más intenso. Así, la variabilidad en la configuración de las crestas, las cuales pasan de rectas a levemente sinuosas (grandes dunas de forma barjanoide, Fig. 4 b), refuerzan este sensible incremento en la velocidad de la corriente.

La relativa estrechez del canal Cabeza de Buey por la presencia de dos pequeños bancos (Fig. 3) probablemente podría influenciar la intensidad del flujo, y consecuentemente el transporte de sedimento como carga de fondo. Por lo tanto, estos pasajes angostos conducirían a una reducida circulación del flujo de agua, tendiendo a desviar la corriente hacia el canal más profundo (El Alambre). Lobo *et al.* (2004) comprobaron que en la curva de canales de marea, el flujo principal se acelera cuando es desviado, permitiendo la formación de dunas. Por consiguiente, en la presente investigación, el desvío de la corriente hacia el canal El Alambre haría aumentar su intensidad dando como resultado la formación de las dunas de mayor tamaño en este último canal (Fig. 4a).

La información sonográfica de la zona de confluencia del canal La Lista con El Alambre revela que en el primero de ellos, no sólo prevalece un importante aporte de sedimento desde este último canal, sino que desde su sector más interno existe una contribución de materiales como carga de fondo relativamente importante hacia la zona externa. En particular, la pluma de material arenoso con dunas pequeñas a medianas, curvada en dirección al reflujos (Fig. 4c) y vinculada hidrodinámicamente con el tributario sur reflejan que el mencionado afluente representa una fuente relevante de arena fina.

En el sector de confluencia de los canales La Lista y El Alambre, la generación de dunas con crestas entrecruzadas se correlaciona con la dominancia de las corrientes de bajante proveniente de ambos canales (Fig. 4d). Esta particularidad morfológica, ya observada en otros sectores del estuario de Bahía Blanca (Aliotta, 1987; Aliotta & Lizasoain, 2004; Spagnuolo,

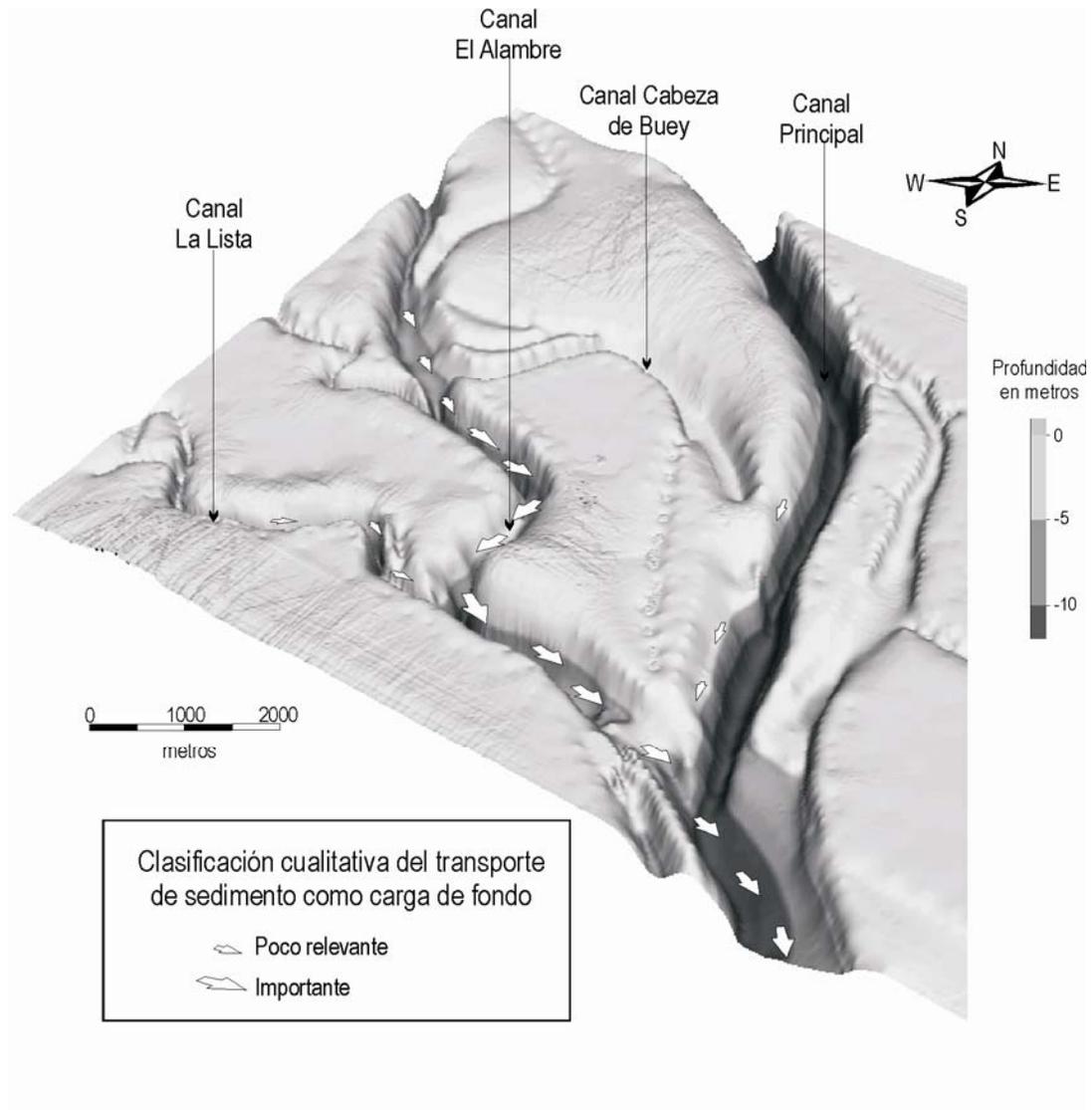


Figura 5. Modelo circulatorio del transporte de sedimento como carga de fondo obtenido de la distribución, morfología y arreglo de las formas de fondo en el área de estudio.

Figure 5. Circulatory pattern of bed load sediment transport obtained from the distribution, morphology and arrangement of bedforms in the study area.

2005), revela un aporte simultáneo de sedimentos procedentes de ambos canales. La disposición que adquieren las crestas de las dunas refleja las direcciones del transporte de sedimento desde el interior de ambos canales (Fig. 5).

En la zona de la desembocadura del canal La Lista, la presencia de grandes dunas asimétricas (Fig. 4e) con su talud orientado en dirección este, indica que el sedimento se transporta hacia el exterior del mismo. El material arenoso, afectado por las corrientes de reflujos da origen a lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*)

desarrolladas sobre un fondo consolidado (acústicamente más reflectivo que la arena móvil). La disposición curvada que adquieren estas geoformas hacia el sureste (Fig. 4e), testimonian la influencia hidrodinámica de la corriente de reflujos actuante en el canal Principal.

Según Caston (1972), el desarrollo de bancos marales en la boca de canales sugiere que los mismos están asociados a un suministro significativo de sedimento. Por lo tanto, la presencia del banco La Lista (Fig. 4) el cual se encuentra morfológicamente vincu-

lado con el veril sur del canal homónimo (Vecchi *et al.*, 2005), indicaría que parte del sedimento transportado como carga de fondo desde el interior del canal constituye la principal fuente de sedimento de esta geoforma.

El tramo del canal Principal, ubicado entre la desembocadura del canal Cabeza de Buey y La Lista, se caracteriza porque la cantidad de sedimento arenoso que se moviliza por el fondo no es significativa. En este contexto, pueden reconocerse marcas realizadas por la draga cortadora durante la obra de profundización del canal de navegación (1989-1992), las cuales se manifiestan sobre el material compactado pleistoceno de la Formación Pampiana (Aliotta *et al.*, 2001; Aliotta & Lizasoain, 2004). La visualización acústica con el sonar lateral de los surcos de dragado (Fig. 3a), luego de un período de más de trece años desde la ejecución de la obra, pone de manifiesto un ambiente de fondo con una reducida sedimentación arenosa. Esta información permite concluir que el aporte de sedimento desde el interior de los canales Cabeza de Buey y Principal, es prácticamente escaso. En relación con este aspecto, cabe destacar la presencia de manera saltuaria, de una delgada cubierta de arena fina-limosa sobre el flanco del canal Principal que vincula al Cabeza de Buey con La Lista. Estos *sand parch*, de extensión muy restringida, suelen asociarse a pequeñas dunas y lineaciones sedimentarias (Fig. 2). El reducido desarrollo longitudinal y su escasa continuidad lateral son una evidencia más de la restringida disponibilidad de material de fondo movilizado en este sector del canal Principal. Estudios llevados a cabo por otros autores en áreas costeras y estuarios (Knebel *et al.*, 1996; Okyar & Ediger, 1997) relacionan estos parches con cambios en la textura del sedimento, generados por corrientes de fondo elevadas (Kuijpers *et al.*, 1993; Héquette & Hill, 1995), que sufren una alta variabilidad espacial y temporal en su intensidad, hecho que provoca que los sedimentos sean erosionados y/o sedimentados de forma intermitente. La coincidencia entre la orientación de los parches y su localización, en la zona del canal Principal, permite relacionar el origen de ellos con las variaciones espaciales en la intensidad de las corrientes, que a su vez están controladas por la topografía del basamento que aflora en el fondo actual de esta zona, donde los niveles energéticos son altos.

El modelo de circulación del sedimento como carga de fondo en un sistema de canales interconectados sería el resultado de la combinación entre las corrientes de marea y la configuración del sistema, produciéndose un transporte neto de materiales a través de determinados canales. Así, dentro de este contexto una de las características más significativa del sistema de

canales interconectados aquí estudiados es que la mayor proporción del sedimento transportado como carga de fondo, converge en un único canal para luego ser dispersado hacia la zona externa. Según Dalrymple *et al.* (1990), las corrientes más intensas tienden a ser conducidas a través de canales más profundos. Es por ello que el estrechamiento del canal Cabeza de Buey por la presencia de los dos bancos, probablemente hace que el volumen neto de sedimento que viene del sector interno circule principalmente hacia el canal el Alambre. Además, la configuración y orientación que presenta el curso de este último también ayudaría a la desviación del flujo de agua hacia el canal La Lista, transportando el mayor volumen de sedimento en esta dirección. Por lo tanto, la descarga neta de material arenoso al canal de navegación, en el sistema de canales de marea considerado, se centralizaría únicamente a través del canal La Lista (Fig. 5). Este último regularía el suministro de sedimentos hacia el campo de dunas que se desarrolla a lo largo del canal Principal, en dirección al sector sur de dicho confluente. Este campo de dunas ha sido ampliamente estudiado por Aliotta (1987); Aliotta & Perillo (1987) y Cuadrado *et al.* (2003).

CONCLUSIONES

La evaluación integral de las características de los rasgos morfológicos determinados y analizados, como ser las lineaciones sedimentarias y, principalmente, las dunas (magnitud, asimetría rampa-talud, configuración y continuidad lateral de crestas, etc), permitió definir el modelo regional de circulación sedimentaria en el sistema de canales estudiados. El ambiente hidrodinámico, gobernado por corrientes de marea refleja una clara dominancia de las corrientes de refluo. En la Figura 5 se ha esquematizado la dirección del transporte neto del sedimento arenoso, estimando cualitativamente la relevancia del mismo.

Se define que uno de los canales (La Lista), se constituye en único receptor del sistema de los materiales de fondo, cuya fuente de aporte se vincula a la acción erosiva de tributarios menores que surcan las llanuras de marea y por el deslizamiento de los materiales que componen los veriles de los canales. Así, el canal La Lista controla la dispersión del material de fondo, conformando la vía de suministro de un importante volumen de sedimento arenoso hacia el canal Principal, cuya depositación tiende a producir la disminución de la profundidad del canal de navegación, ruta de acceso de las embarcaciones que operan en los puertos de Bahía Blanca.

AGRADECIMIENTOS

Al personal del laboratorio de geología del IADO por el procesamiento de las muestras, al Prof. R. Zibecchi, por su asistencia con el sonar de barrido lateral, al Téc. Carlos Galán y a la tripulación de la embarcación "Buen Día Señor". Este trabajo fue financiado por PGI 24/H084, Secretaría de Ciencia y Técnica, UNS; PIP N° 5538, CONICET; PICT 07-31666 de la Agencia Nac. Promoción Científica y Tecnológica.

REFERENCIAS

- Aliotta, S. 1987. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y Fondeadero. Tesis Doctoral Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, 180 pp.
- Aliotta, S. & E. Farinati. 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, 94: 353-360.
- Aliotta, S. & G. Lizasoain. 2004. Tipos de fondos y su caracterización geológica por métodos sismoacústicos. In: M. Piccolo & M. Hoffmeyer (eds.). Ecosistema del estuario de Bahía Blanca. Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, pp. 51-59.
- Aliotta, S., G. Lizasoain & S.S. Ginsberg. 2001. (CD-ROM). Diferenciación de fondos en canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, Colombia.
- Aliotta, S., G. Lizasoain & S.S. Ginsberg. 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 59(1): 14-28.
- Aliotta, S. & G.M.E. Perillo. 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, 76: 1-14.
- Aliotta, S., J.O. Spagnuolo, C.A. Galán & W.D. Melo. 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultáneamente con la prospección sísmica. X Coloquio de Oceanografía, pp. 38.
- Allen, J.R.L. 1968. Current ripples: their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing, Amsterdam, 433 pp.
- Angeles, G.R., G.M.E. Perillo, M.C. Piccolo & J.O. Pierini. 2004. Fractal analysis of tidal channels in the Bahía Blanca estuary (Argentina). *Geomorphology*, 57: 263-274
- Ashley, G. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, 60: 160-172.
- Belderson, R.H. & A.H. Stride. 1966. Tidal current fashioning of a basal bed. *Mar. Geol.*, 4: 237-257.
- Berné, S., P. Castaing, E. Le Drezen & G. Lericolais. 1993. Morphology, internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *J. Sediment. Petrol.*, 63(5): 780-793.
- Boothroyd, J.C. & D.K. Hubbard. 1975. Genesis of bedforms in meso-tidal estuaries. In: L.E. Cronin (ed.). *Estuarine Research*. Academic Press, New York, pp. 217-234.
- Bryce, S.M., P. Larcombe & P.V. Ridd. 1998. The relative importance of landward-directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Norman by River Estuary, Cape York Peninsula. *Mar. Geol.*, 149: 55-78.
- Caston, V.N.D. 1972. Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, 18: 63-78.
- Chapman, V.J. 1960. Salt marshes and salt deserts of the world. Interscience Publishing, New York, 392 pp.
- Collins, J., L. Collins, L. Leopold, & V. Resh. 1986. The influence of mosquito control ditches on the geomorphology of tidal marshes in the San Francisco Bay area: evolution of salt marsh mosquito habitats. *Proceedings of the 54th Annual Conference of California Mosquito & Vector Control Association*, pp. 91-95.
- Cuadrado, D.G., E.A. Gómez & S.S. Ginsberg. 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *AAS Rev.*, 10(2): 163-172.
- D'Alpaos, A., S. Lanzoni, M. Marani, S. Fagherazzi, & A. Rinaldo. 2005. Tidal network ontogeny: Channel initiation and early development. *J. Geophys. Res.*, 110: F02001, doi: 10.1029/2004JF000182.
- Dalrymple, R.W., R.J. Knight, B.A. Zaitlin & G.V. Middleton. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sandbar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37: 577-612.
- Di Silvio, G. & L. Dal Monte. 2003. Ratio between channel cross section and tidal prism in short lagoons: Validity and limits of the Law of Jarrett. In: 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. Int. Assoc. for Hydraul. Res., Delft, Netherlands. Barcelona, Spain, (1): 524-533.
- Fagherazzi, S. & D.J. Furbish. 2001. On the shape and widening of salt marsh creeks. *J. Geophys. Res.*, 106: 991-1003.
- Fagherazzi, S., P.L. Wiberg & A.D. Howard. 2003. Tidal flow field in a small basin. *J. Geophys. Res.*, 108(C3): 3071, doi:10.1029/2002JC001340.
- Fagherazzi, S. & T. Sun. 2004. A stochastic model for the formation of channel networks in tidal marshes. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L21503, doi: 10.1029/2004GL020965.

- Farinati, E. & S. Aliotta. 1997. Análisis de tafofacias transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 52(1): 56-64.
- Flemming, B.W. 1978. Underwater sand dunes along the southeast African continental margin: observations and implications. *Mar. Geol.*, 26: 177-198.
- Folk, R. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphills, Austin Tex., 184 pp.
- Folk, R. & W.C. Ward. 1957. Brazos river bar: A study of the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27(1): 3-26.
- Gardner, L.R. & M. Bohn. 1980. Geomorphic and hydraulic evolution of tidal creeks on a subsiding beach ridge plain, North-Inlet. *Sc. Mar. Geol.*, 34(3-4): M91-M97.
- Ginsberg, S.S. & G.M.E. Perillo. 1990. Channel Bank recession in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *J. Coast. Res.*, 6(4): 999-1009.
- Ginsberg, S.S. & G.M.E. Perillo. 1999. Deep-scour holes at tidal channel junctions, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, 160: 171-182.
- Ginsberg, S.S. & G.M.E. Perillo. 2004. Characteristics of tidal channel in a mesotidal estuary of Argentina. *J. Coast. Res.*, 20(2): 489-497.
- Harris, P.T. 1988. Large scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.*, 57: 273-298.
- Héquette, A. & P.R. Hill. 1995. Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sandy arctic shoreface, Canadian Beaufort Sea. *J. Sedim. Res.*, A65(3): 461-471.
- Ikehara, K. & Y. Kinoshita. 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Mar. Geol.*, 120: 75-87.
- Knebel, H.J., R.R. Rendigs, J.H. List & R.P. Signell. 1996. Seafloor environments in Cape Cod Bay, a large coastal embayment. *Mar. Geol.*, 133: 1-33.
- Kuijpers, A., F. Werner & J. Rumohr. 1993. Sandwaves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents in the Skagerrak off Northern Denmark. *Mar. Geol.*, 111: 209-221.
- Lankneus, J., G. De Moor & I. Meyes. 1994. Preliminary reconnaissance of present bedforms. In: Final Report of MAST Project 0025-C, Relationship between seafloor currents and sediment mobility in the southern North Sea, Chapter 6. Univ. Ghent, CEC, Brussels, 27 pp.
- Lanzoni, S. & G. Seminara. 2002. Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *J. Geophys. Res.*, 107(C1): 1-13.
- Larcombe, P. & J. Colin. 1996. The morphological dynamics of intertidal megaripples in the Mawddach Estuary, North Wales, and the implications for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, 43(3): 541-559.
- Larcombe, P. & P.V. Ridd. 1996. Dry season hydrodynamics and sediment transport in a mangrove creeks. In: C. Pattariatchi (ed.). *Mixing processes in estuaries and coastal seas*. Am. Geophys. Union, Washington DC, 46: 388-404.
- Lawrence, D.S.L., J.R.L. Allen & G.M. Havelock. 2004. Salt marsh morphodynamics: an investigation on tidal flows and marsh channel equilibrium. *J. Coastal Res.*, 20: 301-316.
- Liu X., D.X. Xia, S. Berné, K.Y. Wang, T. Marsset, Y.X. Tang & J.F. Bourillet. 1998. Tidal-depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Mar. Geol.*, 145(3-4): 225-253.
- Lobo, F.J., F.J. Hernandez-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado & A. Barnolas. 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Mar. Geol.*, 164: 91-117.
- Lobo, F.J., F. Plaza, R. González, J.M.A. Dias, V. Kapsimalis, I. Mendes & V. Díaz del Río. 2004. Estimations of bedload sediment transport in the Guadiana estuary (SW Iberian peninsula) during low river discharge periods. *J. Coast. Res.*, SI 41: 12-26.
- Marani, M., S. Lanzoni, E. Belluco, A. D'Alpaos, A. Defina, & A. Rinaldo. 2003. On the drainage density of tidal networks. *Water Resour. Res.*, 39(2): 105-113.
- McCave, I.N. & N. Langhorne. 1982. Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sandbank. *Sedimentology*, 29: 95-110.
- Okyar, M.R. & V. Ediger. 1997. Sea-floor sediments and bedforms around Turkey, revealed by side-scan sonar imagery. *Oceanol. Acta*, 20(5): 673-685.
- Perillo, G.M.E., M.C. Piccolo, J.M. Arango & M.E. Sequeira. 1987. Hidrografía y circulación del estuario de Bahía Blanca (Argentina) en condiciones de baja descarga. *Proceeding 2° Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar. La Molina, II*: 95-104.
- Perillo, G.M.E. & M.C. Piccolo. 1991. An interpolation method for estuarine and oceanographic data. *Comput. Geosci.*, 17: 813-820.
- Pestrong, R. 1972. San Francisco Bay tidelands, California. *Geology*, 25: 27-40.
- Redfield, A.C. 1972. Development of a New England salt marsh. *Ecol. Monographs*, 42: 201-237.

- Savenije, H.H.G. 2001. A simple analytical expression to describe tidal damping or amplification. *J. Hydrol.*, 243: 205-215.
- Schuttelaars, H.M. & H.E. de Swart. 2000. Multiple morphodynamic equilibria in tidal embayments. *J. Geophys. Res.*, 105(24): 105-118.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sediment. Petrol.*, 24(3): 151-158.
- Spagnuolo, J.O. 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 269 pp.
- Steel, T.J. & K. Pye. 1997. The development of salt marsh tidal creek networks: Evidence from the UK. *Proc. of Canadian Coastal Conference, Guelph, Ontario*, 1: 267-280.
- Swift, D.J.P. & G.L. Freeland. 1978. Current lineations and sandwaves on the inner shelf, Middle Atlantic Bight of North America. *J. Sediment. Petrol.*, 48: 1257-1266.
- Tambroni, N., M. Bolla Pittaluga & G. Seminara. 2005. Laboratory observations of the morphodynamic evolution of tidal channels and tidal inlets. *J. Geophys. Res.*, 110: 1-23.
- Twichell, D.C. 1983. Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic continental shelf. *Sedimentology*, 30: 695-710.
- Vecchi, L.G., S. Aliotta & S.S. Ginsberg. 2005. Banco elongado en un estuario mesomareal: rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. In: E. Llambias, R. de Barrio, P. González & P. Leal (eds.). *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata*, 3: 793-800.

Received: 6 May 2008; Accepted: 16 April 2009