

Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca

Salvador ALIOTTA^{1,2}, Guillermo O. LIZASOAIN¹ y Silvia S. GINSBERG¹

¹Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB, camino La Carrindanga Km 7, C.C. 804, (8000) Bahía Blanca. E-mail: gmalriott@criba.edu.ar, liza@criba.edu.ar, Ginsberg@criba.edu.ar

²Universidad Nacional del Sur. Depto. de Geología. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca.

RESUMEN. Al sur de la provincia de Buenos Aires se ubica la región costera de Bahía Blanca. La misma es un extenso sistema mesomareal, con canales de diversas dimensiones y características. El objetivo de esta investigación es analizar los rasgos morfológicos del canal Tres Brazas y su entorno, definiendo dinámica sedimentaria y tendencias evolutivas asociadas. Ondas de arena de hasta 1,5 m de altura y megaóndulas evidencian la migración de los sedimentos. La arena transportada desde el interior del Tres Brazas resulta la fuente de aporte de una barra tipo espiga, que se desarrolla desde la margen derecha de su desembocadura. En tanto, en el interior de los canales Tres Brazas y Tierra Firme son intensos los procesos erosivos sobre sus veriles. Estos, constituidos por material limo arcillo arenoso, según dataciones ¹⁴C corresponden a la regresión marina holocena. Las formas acrecionales más significativas son *point bars*, genéticamente relacionadas a la sedimentación producida por la corriente de reflujo. En la confluencia del Tres Brazas y Tierra Firme se desarrolla una gran depresión de 26 m de profundidad. Sismoestratigráficamente, se define que ésta se originó durante el último período regresivo marino, cuando condiciones turbulentas producidas en el encuentro de los canales de marea habrían iniciado el socavamiento del fondo, generándose una geoforma enteramente erosiva. En una fase posterior, por una mayor disponibilidad de sedimento arenoso, se produce la acreción del flanco sur y sureste, mientras que la erosión del veril norte y noroeste resulta indicativa de la tendencia evolutiva actual.

Palabras clave: *Dinámica sedimentaria, Morfología, Sedimentos cuaternarios, Canal mesomareal, Estuario de Bahía Blanca*

ABSTRACT. *Sedimentary dynamics and morphological evolution of a deep channel in the Bahía Blanca estuary.* The Bahía Blanca coastal region is located to the south of Buenos Aires Province. It is an extended mesotidal system, with channels of diverse dimensions and characteristics. The objective of this work is to analyse the morphological features of the Tres Brazas channel and its environment, defining sedimentary dynamics and associated evolutionary trends. Sand waves of up to 1.5 m and megaripples are evidence of sediment migration. Sand transported from the interior of the Tres Brazas channel is the sediment source for a spit bar developed from the right bank of its outlet. At the same time, inside the Tres Brazas and Tierra Firme channels the erosive processes on their flanks are intense. The latter, composed of sandy clay silt, correspond to the Holocene marine regression, according to ¹⁴C dating. The more significant accretional forms are point bar deposits, genetically related to sediment transported by the ebb current. At the junction between the Tres Brazas and Tierra Firme channels a depression 26 m deep developed. Seismostratigraphy indicates that this scour originated during the last marine regressive period, when turbulent conditions developed at the meeting of the two channels, generating an erosional form. In a later phase, due to a greater availability of sandy sediment, accretion took place at the south and south-east flanks, while erosion at the north and north-west flanks foreshadowed the present evolutionary trend.

Key words: *Sedimentary dynamics, Morphology, Quaternary sediments, Mesotidal channel, Bahía Blanca estuary*

Introducción

El estuario de Bahía Blanca ocupa una amplia zona costera al sur de la provincia de Buenos Aires. Su configuración regional se caracteriza por una densa red de canales de diversas dimensiones, generalmente de tipo meandroso. Numerosas islas de relieve plano y escasa altitud, separadas por extensas llanuras de marea limo arcillo arenosas, completan la fisiografía costera (Fig. 1). Esta es el resultado del último proceso transgresivo-regresivo

holoceno, el cual dio origen a muchas evidencias geológicas de diversas características. Así, un rasgo sobresaliente lo constituye una serie de cordones arenosos con abundantes restos de moluscos entre cotas de 6 y 7 m por sobre el nivel del mar (Farinati 1985; González 1989; Farinati y Aliotta 1997, Aliotta *et al.* 2001a). Las amplias marismas o llanuras costeras que limitan al estuario fueron desarrolladas por progradación de sedimentos finos durante el último evento regresivo marino postglacial (Aliotta y Farinati 1990). Sus fósiles en posición de vida

indican edades radiocarbónicas de entre 3850 y 3373 años A.P. (González *et al.* 1983; Farinati *et al.* 1992).

La zona costera-marina de Bahía Blanca constituye un sistema mesomareal, con una amplitud media de 3 m. En el interior del estuario su onda de marea semidiurna genera corrientes de flujo y reflujo, generalmente reversibles con escasa dispersión angular y un valor máximo promedio integrado verticalmente del orden de 1 m/seg (Nedeco-Arconsult 1983; Serman 1985). El canal Principal posee 60 km de longitud y es ruta de acceso a uno de los complejos portuarios y petroquímicos más importantes del país. En este canal las corrientes de bajante establecen un transporte neto de material arenoso como carga de fondo hacia el exterior del estuario (Aliotta y Perillo 1987), originando sobre la plataforma marina adyacente grandes bancos arenosos, que constituyen un amplio delta de reflujo (Aliotta 1987a).

Importantes canales secundarios, como Cabeza de Buey, La Lista, Tres Brazas y Del Embudo, desembocan en el canal Principal. Si bien todos ellos pertenecen al mismo sistema costero, poseen ciertas características morfológicas y dinámicas particulares (Ginsberg 1991). En especial, el canal Tres Brazas, ubicado sobre la margen sur del canal Principal, alcanza una profundidad máxima de 26 m. Esta particularidad conforma un rasgo diferencial con los demás canales, dado que corresponde al mayor valor de todo el estuario. Esta característica ha impulsado la presente investigación, cuyo objetivo se basa en la determinación y análisis de la morfología submarina del canal Tres Brazas y su entorno, estableciendo sus condiciones sedimentológicas y definiendo los procesos dinámicos y tendencias evolutivas asociadas. El área considerada para este estudio es enmarcada en la figura 1. Involucra no sólo al canal Tres Brazas, sino también al canal Tierra Firme hacia el noroeste y a un amplio sector del canal Principal vinculado a la desembocadura del Tres Brazas.

Métodos de Trabajo

Los relevamientos marinos se realizaron con la embarcación oceanográfica Buen Día Señor del Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). Para el control de la posición se empleó un DGPS GARMIN, MAP 210. En el canal Principal y sectores internos de los canales Tres Brazas y Tierra Firme se llevó a cabo un relevamiento batimétrico, con el objeto de ampliar el conocimiento de la topografía submarina establecida por Ginsberg (1991). Por medio de una ecosonda Raytheon (208 kHz) se ejecutaron perfiles transversales a los canales, con un espaciamiento de 100-150 m. Las profundidades fueron referidas al Plano de Reducción del mareógrafo de puerto Belgrano (2,24 m por debajo del nivel medio del mar).

Para la identificación de los rasgos morfológicos de fondo se usó un sonar de barrido lateral (EG&G modelo SMS 960), con un rango de barrido de 100 m. Las deformaciones de escala fueron anuladas debido a la utilización de la velocidad real de navegación como velocidad de registraci3n gráfica. Las facies sísmicas del subfondo

fueron definidas con un perfilador de 3,5 kHz (GEOPULSE TRANSMITTER 5430A), con 5 kw de potencia máxima y un ancho de pulso de 0,2 ms.

El sedimento superficial de fondo se recolectó con un equipo a mandíbulas tipo *snapper*. A lo largo de un perfil estratigráfico sobre el veril norte del interior del canal Tierra Firme (Fig. 1), fueron muestreados los materiales aflorantes. Con el objeto de establecer su continuidad el subsuelo se realizó una perforaci3n con pala tipo *hélix*, la que alcanzó una profundidad de 3,40 m. Fósiles de moluscos fueron recogidos para su dataci3n ^{14}C . Las muestras de sedimento fueron procesadas en laboratorio siguiendo la metodología estándar de Folk (1974). Los datos se analizaron estadísticamente (Folk y Ward 1957) y los sedimentos se caracterizaron de acuerdo a la clasificaci3n de Shepard (1954).

Morfología

La característica morfológica submarina general de la zona se observa en la carta batimétrica del sector de estudio (Fig. 1). Las mayores profundidades del canal Principal (18 m) se ubican contiguas a su flanco sur. Aquí, el mismo posee una pendiente promedio pronunciada de 2° , mientras que en el flanco norte la inclinaci3n es de solo $0,7^\circ$. La boca de entrada al canal Tres Brazas tiene un umbral de 5 m, con un perfil batimétrico transversal asimétrico, donde las máximas profundidades se ubican sobre la margen izquierda (norte). En tanto, en el veril sur, de suave declive ($0,8^\circ$), se desarrolla el banco Punta. Este banco arenoso submareal, que en la desembocadura del Tres Brazas presenta una configuraci3n tipo espiga, se curva hacia el sureste, prolongándose 4 km hacia el exterior del estuario. Entre éste y la costa sur del canal Principal se ubica un estrecho canal, cuya parte más interna llega hasta el veril sur de la boca del canal Tres Brazas (Fig. 1).

En la confluencia del canal Tierra Firme con el Tres Brazas, existen profundidades extremas de hasta 26 m, las cuales representan las mayores de todo el estuario. Aquí, se desarrolla una depresi3n elongada, con una longitud del orden de los 1000 m. El talud norte de este profundo pozo es más empinado (8°), mientras que su flanco sur exhibe una pendiente promedio de 4° . Hacia el interior de los canales Tierra Firme y Tres Brazas se desarrolla un abrupto escal3n topográfico, dado que en una distancia de no más de 30 m, el fondo se ubica, dentro de los canales mencionados, a una profundidad de no más de 7-8 m.

Los sectores internos de ambos canales poseen un diseño morfológico particular. El Tres Brazas presenta una suave curvatura hacia el oeste, en tanto el Tierra Firme posee un tramo inicial recto, para luego pasar a un cauce divagante, de tipo meandroso, con pequeño radio de curvatura (300-400 m). Un rasgo común a ambos son pequeños canales de marea que se desarrollan sobre los veriles. Mientras que sus flancos, en general de pendientes pronunciadas, se hallan constituidos por desniveles escalonados y escarpas abruptas.

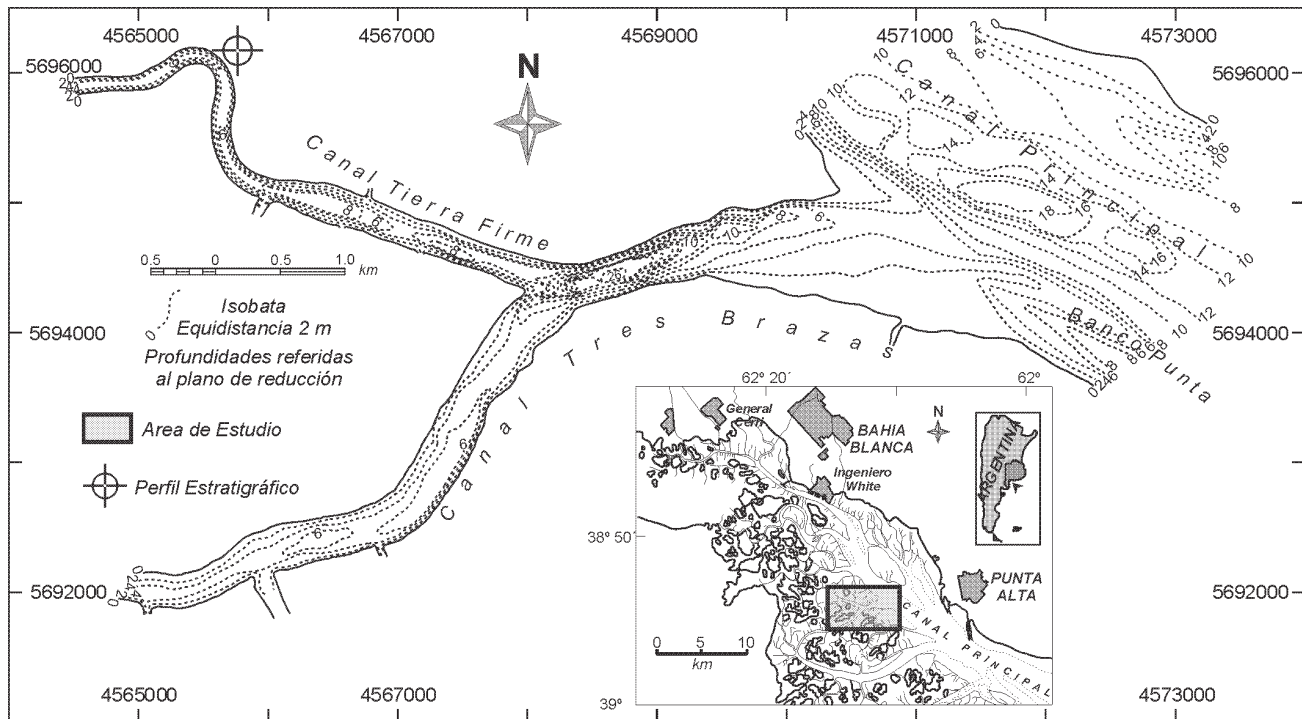


Figura 1: Mapa de ubicación y carta batimétrica del sector de estudio.

Formas de fondo

Sobre la base de la información acústica obtenida con sonar de barrido lateral y ecosonda, fueron identificadas diferentes formas de fondo (Fig. 2). La importancia de su análisis se fundamenta en que las características morfológicas y distribución de las mismas se hallan estrictamente vinculadas y resultan indicativas de las condiciones de flujo dominante (Ashley 1990; Ikehara y Kinoshita 1994). Si bien son varias las clasificaciones sobre estas estructuras (Allen 1968a; Boothroyd y Hubbard 1975; Harris 1988; Berné *et al.* 1993), en esta investigación se optó por la establecida por Perillo y Ludwick (1984). La misma considera como parámetro distintivo a la longitud de onda (L) y a la altura de la geoforma (H). El desarrollo de megaóndulas ($0,6 \text{ cm} < L < 12 \text{ m}$, $H < 0,6 \text{ m}$) y ondas de arena ($L > 12 \text{ m}$, $H > 0,6 \text{ m}$) se observa en diversos puntos del área de estudio (Fig. 2). En el canal Principal, frente a la desembocadura del canal Tres Brazas, se encuentran las ondas de arena de mayores dimensiones (Fig. 2a). Sus crestas, dispuestas perpendiculares al eje del canal, poseen una configuración sinuosa y continua (Fig. 3Ia) y perfil marcadamente asimétrico con la mayor pendiente (talud) hacia el sudeste (Fig. 3Ib). Aunque sus crestas presentan algunas bifurcaciones (Fig. 3Ia), la longitud de onda media es de 15 m y la altura varía entre 0,7 y 1,5 m.

También se generan ondas de arena en el entorno de la desembocadura del Tres Brazas, sobre el nivel aterrazado que forma el flanco sur del canal Principal (Fig. 2b). Estas, de menores dimensiones que las anteriores ($L = 12 \text{ m}$ y $H = 0,8 \text{ m}$), se encuentran a una profundidad de 5-6 m. En planta, sus crestas conforman un modelo muy sinuoso,

con escasa continuidad lateral, llegando a observarse de tipo barjanoides (Fig. 3II). En general, su perfil es asimétrico hacia el sureste. Hacia el interior del Tres Brazas estas ondas disminuyen transicionalmente de tamaño. A partir de profundidades mayores a los 6 m desaparecen, presentándose un fondo plano. Sobre el veril sur (Fig. 2c), entre cotas de 4 y 6 m, el sonograma muestra el desarrollo de megaóndulas con una configuración de crestas entrecruzadas (Fig. 3III). Sus orientaciones son norte y noreste.

En el interior del canal Tres Brazas se presenta un sector con grandes megaóndulas (Fig. 2d) ($L = 8-10 \text{ m}$, $H = 0,4-0,6 \text{ m}$). Las que se forman sobre una franja arenosa, relativamente estrecha ($< 60 \text{ m}$), localizada en la base del flanco norte del canal (Fig. 3IVa). El perfil de estas formas en todos los relevamientos realizados, bajo diferentes condiciones de marea, siempre fue asimétrico hacia el canal Principal (Fig. 3IVb).

Evidencias erosivas y acrecionales

En el sector interno de los canales Tres Brazas y Tierra Firme intensos procesos erosivos actuantes sobre sus flancos generan niveles aterrazados con pendientes abruptas. Sobre esta superficie escarpada el sonar lateral permite identificar una estratificación sedimentaria bien definida, con una disposición aparente paralela-subparalela (Fig. 4A) o con estratos inclinados que evidencian, en algunos casos, discontinuidades estratigráficas (Fig. 4B). Por otra parte, un rasgo característico es la formación de canales secundarios de diversos tamaños o estado

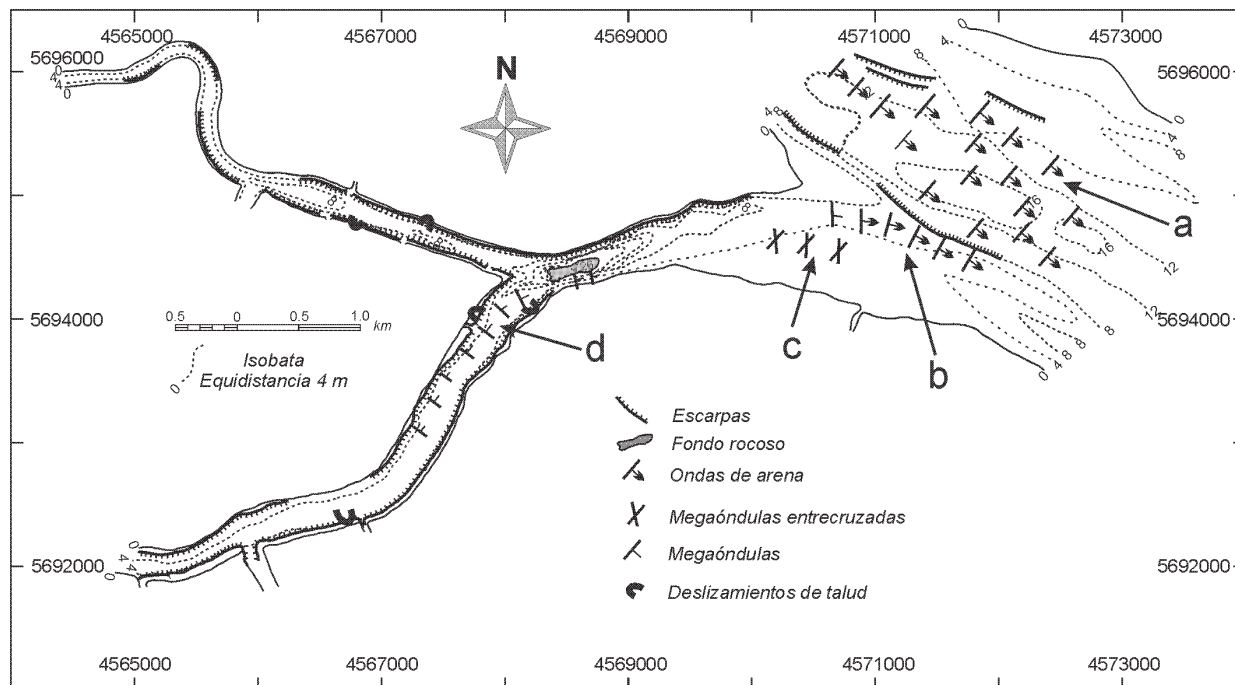


Figura 2: Rasgos morfológicos de fondo.

evolutivo (Fig. 4A), los que erosionan los sedimentos del flanco del canal, interrumpiendo su continuidad lateral. También, es común la presencia de deslizamientos gravitacionales que afectan a los materiales de los veriles. Este proceso se desarrolla en la zona inter y submareal, e involucra sectores del orden de 10-20 m de longitud. En los sonogramas aparecen como anomalías del talud (Fig. 4C), con una franja de sombra (tono claro en el registro del sonar), la cual evidencia el cambio de pendiente que experimentó el plano superior del bloque luego del deslizamiento.

Si bien, como se mencionara, los flancos de los canales en su mayor extensión se presentan con rasgos erosivos, en el sector más interno del canal Tierra Firme, donde su curso se hace divagante, se desarrollan de manera alternada veriles erosivos y depositacionales, adquiriendo el canal un trazado meandroso (Fig. 2). Aquí, la información obtenida con 3,5 kHz (Fig. 5) manifiesta un subfondo, en el que se destaca una configuración sísmica oblicua. Los reflectores (*clinoforms*) se disponen, de acuerdo a la categorización de Mitchum *et al.* (1977), según un modelo tangencial y paralelo.

Indudablemente un rasgo morfológico muy sobresaliente lo constituye la profunda depresión que se encuentra en la confluencia de los canales Tres Brazas y Tierra Firme (Fig. 2). Aquí, los registros de sonar lateral muestran, de manera discontinua, una textura reflectiva de aspecto irregular. La misma establece la presencia de material sedimentario compactado (Fig. 6Aa), cuyos afloramientos constituyen desniveles o resaltos tipo mesetiformes de hasta 0,5 m.

El profundo pozo tiene un perfil longitudinal al canal marcadamente asimétrico, donde la menor pendiente se

desarrolla al noreste, en dirección al canal Principal. Por otro lado, los taludes que conforman la depresión presentan características diferentes. En el flanco norte el sonograma denota la existencia de delgadas líneas de mayor reflectividad (tono oscuro), causadas por la presencia de pequeños escalones o escarpas (Fig. 6Ab), con una notable continuidad lateral. Los mismos, definen un arreglo en forma de V sobre el fondo, tanto en la entrada al canal Tierra Firme como hacia el interior del Tres Brazas (Fig. 6Ac). En cambio, el flanco sur se caracteriza por una cubierta sedimentaria uniforme (Fig. 6Ad), que sólo en ciertos sitios deja parcialmente descubiertos niveles escalonados (Fig. 6Ae). También, el registro con sonar permite determinar sobre la superficie del fondo, en el lado noreste de la fosa, la discontinuidad entre el material cohesivo que constituye las escarpas mencionadas y el sedimento arenoso móvil sobrepuesto (Fig. 6Af). En este tipo de material se desarrollan pequeñas ondas de arena y megaóndulas, que se observan agrupadas en una franja estrecha (25 m) y extendida por más de 400 m a lo largo del flanco sur (Fig. 6Ag).

A través de datos sísmicos del sector de talud con desniveles se determina que la superficie del fondo se halla en discordancia con la estratificación. El perfil de 3,5 kHz evidencia un subsuelo con diversas secuencias sísmicas (Fig. 6 B y C), cuyos límites base-techo corresponden a superficies de discontinuidad, marcadas por la interrupción *dowlap* y *toplap*, respectivamente, de los reflectores. En particular la figura 6B muestra como los diversos estratos (subhorizontales o inclinados, con elevada continuidad lateral) se encuentran truncados en la superficie del fondo y son ellos los que forman escalones y pequeñas escarpas a lo largo del talud del canal. En cambio, en

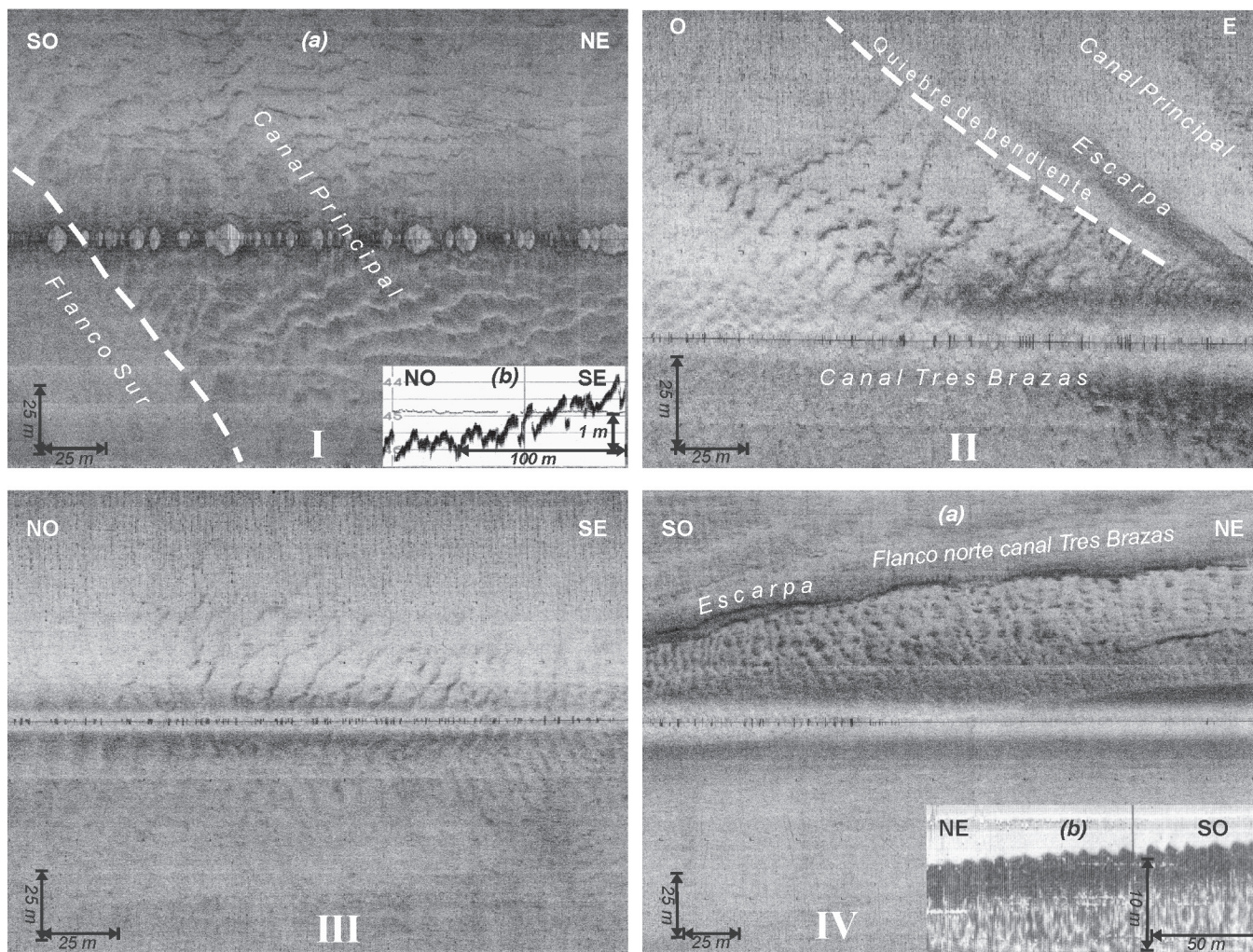


Figura 3: Ejemplos de formas de fondo. I: Ondas de arena del Canal Principal, (a) Registro de sonar lateral, (b) Perfil transversal. II: Ondas de arena en la desembocadura del canal Tres Brazas. III: Megaóndulas entrecruzadas. IV: Megaóndulas en el interior del canal Tres Brazas, (a) Registro de sonar lateral, (b) Perfil transversal.

el perfil sísmico realizado al noreste de la depresión (Fig. 6 C) la estratificación aflorante sobre el flanco norte se halla recubierta por un depósito de sedimento arenoso de hasta 4 m de espesor (Fig. 6C, S3), el cual se apoya sobre una discordancia erosiva bien definida.

Sedimentos

La caracterización de los sedimentos de fondo se realizó por medio del análisis de las muestras obtenidas (Fig. 7). Por otro lado, estas resultaron parámetros de referencia para definir los diversos materiales de fondo diferenciados acústicamente con sonar lateral. Una primera generalización permite distinguir tres tipos de sedimentos (Fig. 7). Tipo I: limo arcillo arenoso, corresponde al material cohesivo que compone los flancos de los canales y constituye los rasgos erosivos descriptos. El tamaño de grano medio varía entre $6,41 \phi$ y $6,81 \phi$, mientras que la desviación estándar indica sedimentos muy pobremente selec-

cionados ($2,15 \phi - 2,83 \phi$). Tipo II: corresponde a una arena de grano fino a muy fino, con porcentajes menores al 10 % de limo-arcilla. Este se encuentra en el interior del Tres Brazas y en el área del canal Principal. En esta última se presenta particularmente en el veril sur (banco Punta) y sobre el flanco norte del canal Principal. La media de estos sedimentos no supera 3ϕ y según su diversidad granulométrica se la clasifica, en general, como bien seleccionada (promedio $0,42 \phi$). Tipo III: corresponde a arena fina a muy fina con porcentajes limo+arcilla que varían entre 26% y 38% (arena limosa-arena arcillosa). Se encuentra en los sectores más profundos, tanto en el interior de los canales Tres Brazas y Tierra Firme, como en el canal Principal. En general resulta el sedimento constituyente de las formas de fondo mencionadas. La media promedio corresponde a $4,76 \phi$ y su desviación estándar indica un sedimento muy pobremente seleccionado ($2,51 \phi$).

En el fondo del pozo del canal Tres Brazas las muestras con rastra indican que la roca aflorante detectada con sonar lateral corresponde a una limolita de color castaño rojizo

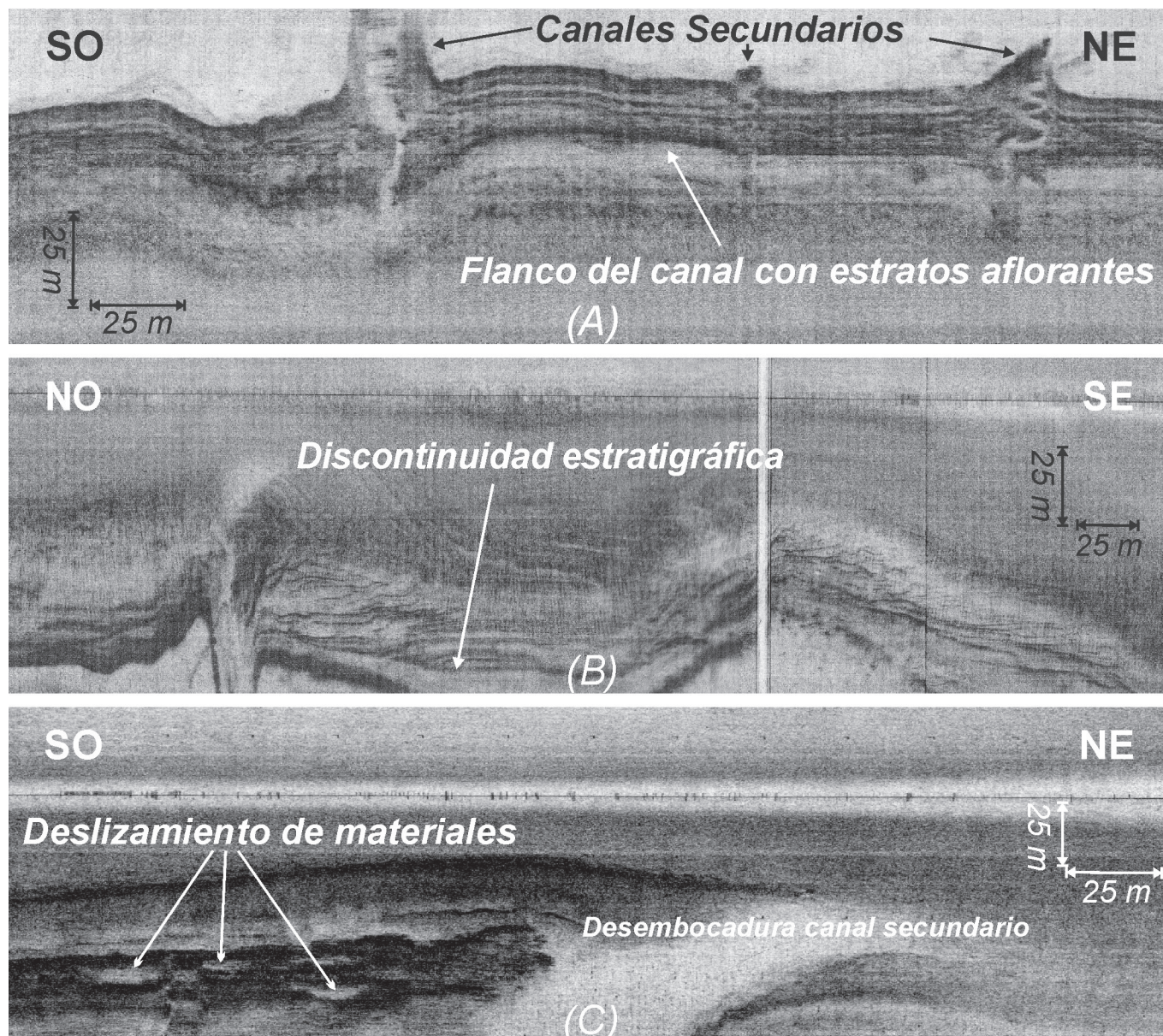


Figura 4: Sonogramas con rasgos erosivos. (A) Talud con estratificación paralela-subparalela aflorante y canales menores, (B) Veril con estratificación aflorante y discontinuidad estratigráfica y (C) deslizamiento de materiales del talud.

con delgadas láminas de arena muy fina y variable grado de cementación con carbonato de calcio. Esta característica litológica se condice con la configuración acústica establecida mediante 3,5 kHz, que denota escasa penetración sísmica y baja continuidad lateral de los reflectores, con variaciones en la intensidad de la señal reflejada. Sobre la cara expuesta de la roca se hallaron colonias de briozoarios, tubos de anélidos (serpúlidos) y cirripedios (*Balanus*).

Por otro lado, sobre un flanco erosivo del canal Tierra Firme (Fig. 1), y representativo de los sedimentos holocenos del área, se realizó un perfil estratigráfico vertical de 6,4 m, el cual abarca zona intermareal y subfondo (Fig. 8). El material del subsuelo obtenido con la perforación, de color castaño gris oscuro, corresponde a arena limosa.

En la franja intermareal, representada por niveles escarpados, aflora un depósito con estratificación paralela horizontal compuesto por delgadas láminas de arena fina-muy fina y material pelítico (limo+arcilla). En su conjunto se lo clasifica como arena limo arcillosa. En la base del afloramiento, cercano al nivel de bajamar, se observó un estrato de unos 30 cm de espesor con elevada concentración de material biogénico mono-específico, correspondiente al género *Littoridina australis*. Estos restos, si bien se presentan de manera caótica, no poseen signos de desgaste. Su edad radiocarbónica es de 1560 ± 40 años A.P.

En el plano superior del talud, en el nivel de mareas extraordinarias, existen importantes signos de bioturbación, con una elevada concentración de restos de tubos de callianassa y *Tagelus plebeius* en posición de vida (Fig.

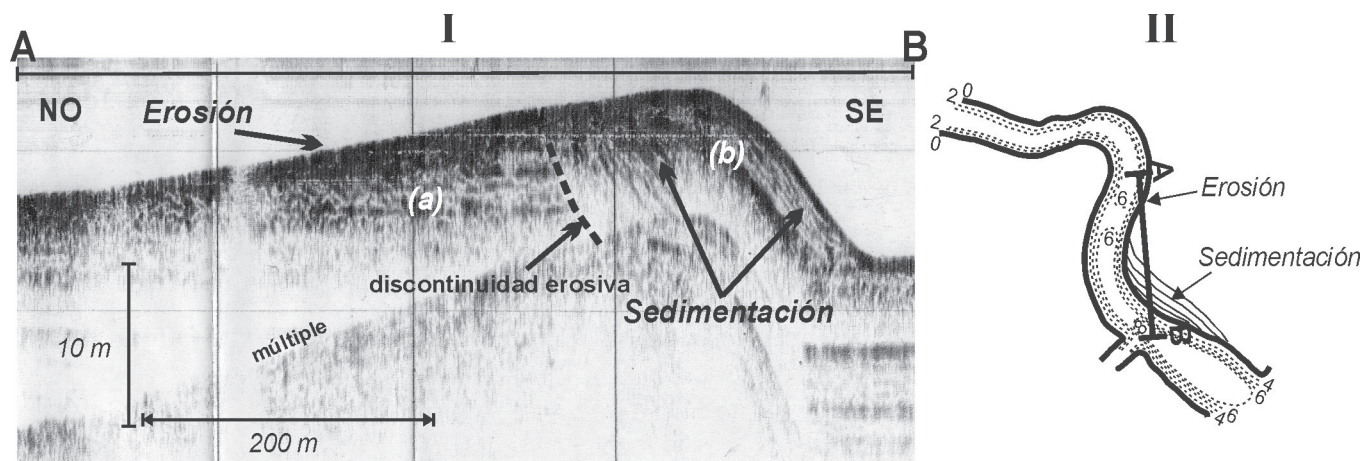


Figura 5: I: Perfil de 3,5 kHz del depósito de *point bar*, a) estratificación paralela-subparalela, b) configuración tangencial-paralela. II: Ubicación del perfil AB y esquema evolutivo del *point bar* (sector de erosión y sedimentación).

8). Estos últimos arrojaron una edad ^{14}C de 1160 ± 40 años A.P. El límite del sector supramareal (nivel de tormenta) está marcado por un escalón de 1 m de altura. Aquí el sedimento, de coloración parda amarillenta y levemente compactado, es clasificado como limo arcilloso. Sobre estos materiales se apoya un limo arenoso, castaño claro, el cual sirve de base para la vegetación arbustiva de la isla.

Discusión

Los rasgos de fondo, conjuntamente con los procesos erosivos y depositacionales intervinientes, resultan los principales indicadores de la dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un sistema dominado por corrientes de marea. Las formas de fondo, particularmente ondas de arena y megaóndulas, reflejan el estado de equilibrio con las condiciones hidrodinámicas actuantes en el medio (Ashley 1990; Ikehara y Kinoshita 1994) y constituyen una excelente evidencia del transporte de sedimento como carga de fondo. Por otro lado, la asimetría de estas geoformas indica la dirección predominante de migración sedimentaria (Boothroyd y Hubbard 1975; Bouma *et al.* 1977). Frente a la entrada al canal Tres Brazas, las ondas de arena asimétricas y sinuosas que se desarrollan en el canal Principal (Fig. 3I) demuestran, concordantemente a lo establecido por Aliotta y Perillo (1987), que las mismas son el producto del dominio de la corriente de bajante, la que establece un transporte neto de material hacia el exterior del estuario. Así, la parte central del canal Principal constituye una cubeta sedimentaria, limitada por un talud pronunciado. Este actúa como límite topográfico para el desarrollo lateral de las crestas de las ondas de arena (Fig. 3I). Dado que la disposición morfológica y paralelismo de estas formas se mantiene constante a lo largo del sector considerado del canal Principal, se establece que las mismas no se hallan hidrosedimentológicamente influenciadas por la presencia del canal Tres Brazas.

Análisis de mediciones de corrientes en el interior del

canal Tres Brazas (Ginsberg y Perillo 1999) establecen el predominio de la dirección del refluo, infiriéndose un transporte de material arenoso hacia el exterior del canal. La movilidad de los materiales de fondo se visualiza por la generación de pequeñas ondas sobre el flanco sur de su desembocadura. Estas crestas se presentan algo sinuosas, con corta prolongación lateral, en cuyo caso se observan arqueadas tipo barján. Dichas características morfológicas se asocian a las condiciones físicas del medio. Considerando la secuencia experimental establecida por Allen (1968a), referida a la configuración de las crestas de las geoformas con respecto a velocidad de flujo, se infiere que la formación de estas ondas de arena se debe a corrientes relativamente intensas. En tanto que la altura de las mismas, la cual no supera el metro, es controlada por la escasa profundidad de la plataforma sobre la cual ellas se desarrollan (4-6 m). Si bien la velocidad de la corriente y el tamaño de sedimento son variables que regulan las características de las ondas, su altura máxima es controlada por la profundidad existente en el sitio de generación (Rubin y Mc Culloch 1980). Esto es demostrado por Aliotta (1987a) y Aliotta *et al.* (2000) para diversos tipos de ondas desarrolladas tanto en el estuario de Bahía Blanca como en el golfo San Matías, respectivamente.

Como la asimetría de las ondas de arena indica sentido del transporte neto de sedimento, la disposición y orientación de sus crestas permiten inferir direcciones o rumbos predominantes de migración sedimentaria, resultando así un elemento importante para la determinación de modelos circulatorios de fondo (Lobo *et al.* 2000). De este modo, en la zona de la desembocadura del canal Tres Brazas, la acción de las fuertes corrientes provenientes del canal Principal influiría sobre la dinámica sedimentaria, produciendo cierto cambio o rotación en la orientación de las crestas de las geoformas (Fig. 2b). Los materiales salientes del canal resultan la fuente de aporte de la barra arenosa, tipo espiga, que nace en la margen derecha de la desembocadura del Tres Brazas. Su prolongación subácuea conforma el denominado banco Punta (Fig. 1). De esta manera los sedimentos que salen del Tres Brazas no

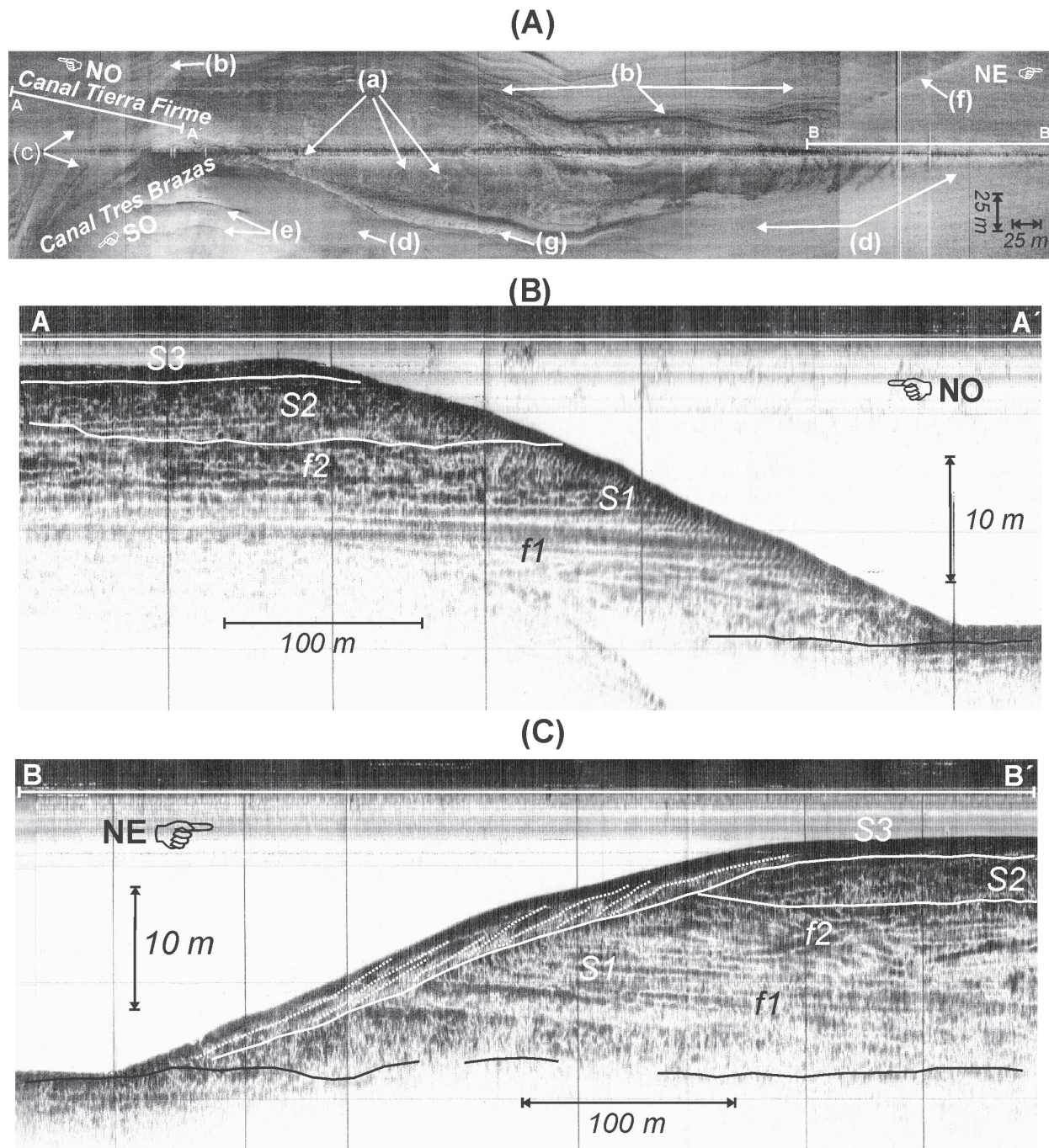


Figura 6: (A) Registro de sonar lateral en la confluencia de los canales Tres Brazas y Tierra Firme: a) material compactado-rocoso, b) pequeñas escarpas, c) escalones con configuración en V, d) escasa cubierta sedimentaria, e) cubierta sedimentaria, f) discontinuidad entre el material cohesivo de las escarpas y el sedimento arenoso de fondo y g) pequeñas ondas y megaóndulas. AA' y BB' ubicación de perfiles sísmicos. (B) y (C) Perfiles sísmicos. S y f son secuencias y facies sísmicas, respectivamente.

caen directamente en el fondo del canal Principal, sino que tienden a ser transportados por la corriente de refluo sobre el plano superior del talud que constituye su flanco sur (Fig. 2).

El banco Punta, receptor de los sedimentos psamíticos provenientes del Tres Brazas, tiende a elongarse y migrar hacia el exterior del estuario con una velocidad media del orden de 45 m/año, debido al transporte de materiales que

producen las corrientes de bajante sobre su flanco nores- te (Aliotta, 1987b). En cambio sobre su flanco opuesto, el desarrollo de un gran seno de flujo y la existencia dentro del mismo de ondas de arena asimétricas (Aliotta 1987b; Ginsberg *et al.* 2001) demuestran el dominio de las corrientes de creciente. El sector más interno de este seno de flujo llega hasta la margen derecha de la boca del Tres Brazas (Fig. 1). Así, las corrientes de creciente resultan

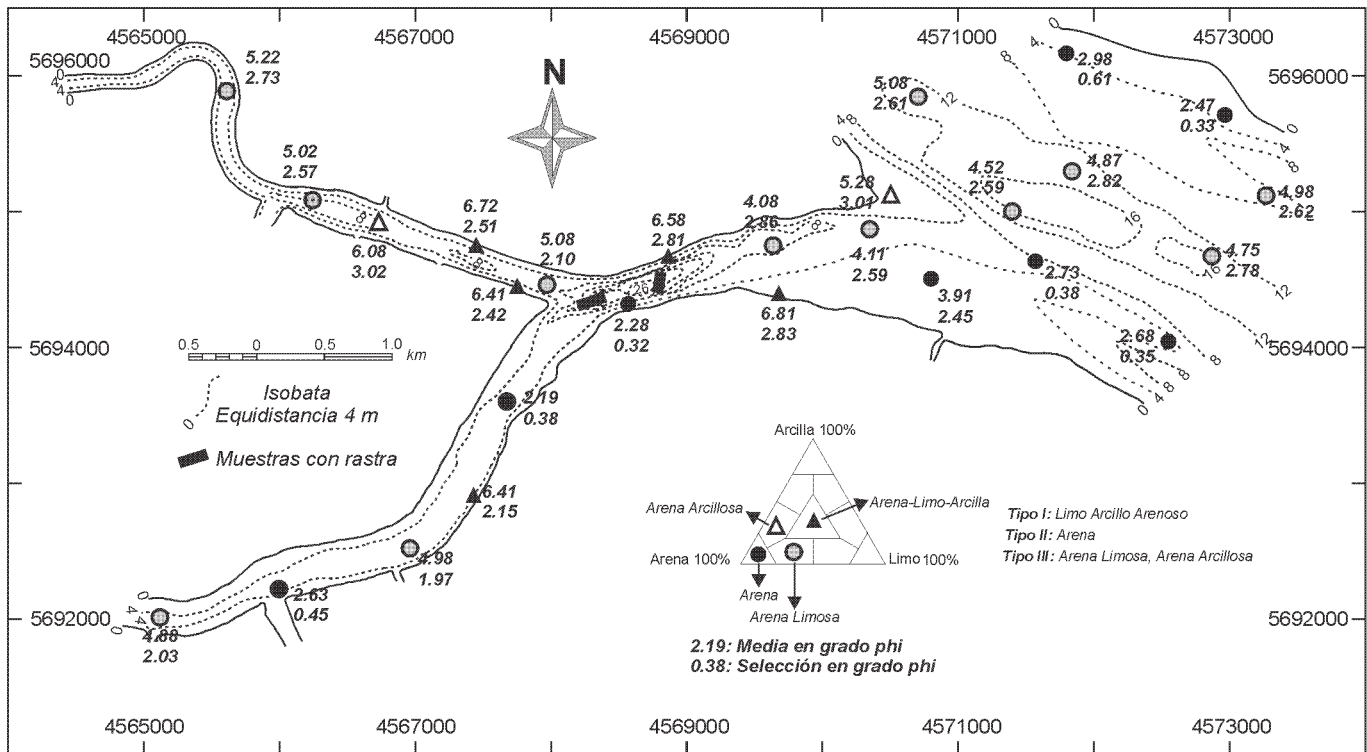


Figura 7: Sedimentos de fondo en el sector de estudio.

un factor dinámico considerable, y su influencia en los sedimentos de fondo queda evidenciada por la presencia de megaóndulas con sus crestas entrecruzadas (Fig. 2c). Esta particularidad morfológica (Fig. 3III), ya observada en otros sectores del estuario de Bahía Blanca (Aliotta 1987a), se relaciona con la acción combinada de transporte por corriente de flujo y reflujos, cuyos sentidos no son exactamente opuestos. De tal forma, cada una de ellas tienden a movilizar cierta cuota de sedimento en diferente dirección.

Pequeñas ondas de arena y megaóndulas se presentan en el interior del canal Tres Brazas (Fig. 2d), en una franja arenosa, sobrepuesta a los sedimentos limo arena arcillosos que constituyen los veriles y cauce del canal. El carácter cohesivo de estos últimos se refleja por su mayor respuesta acústica (tono oscuro) en los registros de sonar lateral (Fig. 3IVa). Este tipo de fondo es clasificado sísmicamente por Aliotta *et al.* (2001b) como de clase IIIa (fondo con delgada cubierta arenosa), de vasta distribución en los diversos canales del estuario. El sentido de migración de las formas de fondo del interior del Tres Brazas refleja un transporte neto de sedimento hacia el exterior del canal, concordantemente con el predominio de la corriente de bajante establecido por Ginsberg y Perillo (1999). Por medio del sonar lateral se establece que la vía migratoria de estos sedimentos arenosos hacia el canal Principal es el flanco sur del canal Tres Brazas. Sobre éste, la generación de megaóndulas (Fig. 6Ag), con cierta configuración barjanoide, dispuestas en una larga y estrecha franja arenosa (tipo *sand ribbons*) resulta, según

el criterio de Allen (1968b, 1970), en una clara evidencia morfológica de la acción de elevadas corrientes de marea sobre los sedimentos de fondo.

El sector interno de los canales estudiados se halla sujeto a procesos erosivos-depositacionales, los cuales gobiernan las tendencias evolutivas morfológicas. Entre los principales factores que regulan estos procesos están la composición y cohesividad de los materiales, la intensidad de las corrientes de marea y la actividad de ola. La importante erosión actuante sobre los flancos de los canales, es el principal mecanismo de aporte de material sedimentario al sistema. La expresión morfológica de este proceso la constituye el desarrollo de canales menores que disectan las llanuras de marea adyacentes, además de las escarpas de los veriles y las concavidades producidas por deslizamiento de materiales.

Durante la pleamar, tanto los flancos como las planicies de marea adyacentes a los canales considerados se ven cubiertas por el agua, que durante la bajante tiende a escurrirse concentrándose en los sectores de mayor pendiente. La regularidad de la acción de esta corriente sobre los materiales finos de la llanura de marea, produce la formación de pequeños socavamientos o cárcavas, perpendiculares al veril del canal. La continuidad de este proceso conlleva a un aumento en la erosión y ensanchamiento del cauce. Así, estos pequeños tributarios que desembocan en los veriles del canal, erosionan e interrumpen la continuidad lateral de los mismos. La figura 4A corresponde a un tramo donde se visualizan sonográficamente estos canales menores en diverso estado de evolución.

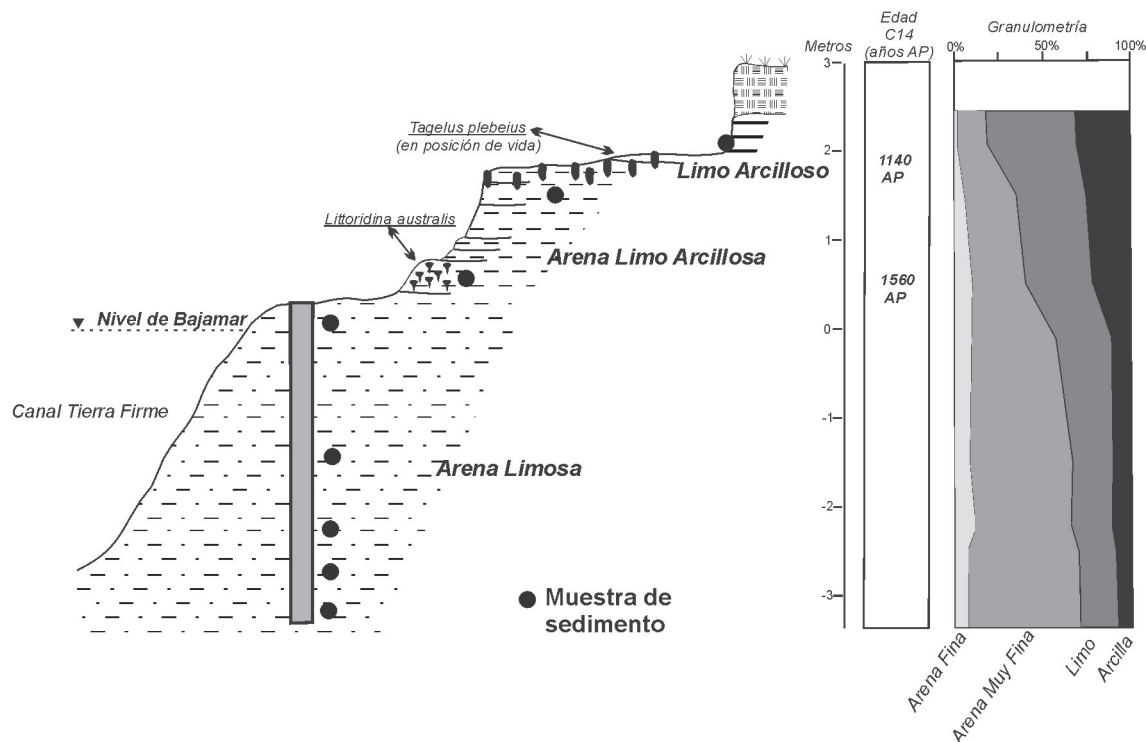


Figura 8: Perfil estratigráfico en el talud del canal Tierra Firme.

Además de las escarpas con su estructura escalonada, que representan el rasgo erosivo de mayor frecuencia, los flancos de los canales se ven afectados por deslizamientos en masa. La geoforma resultante de este proceso gravitatorio ha sido denominada por Ginsberg y Perillo (1990) media luna de erosión. Estos autores las analizaron en sectores supra-intermareales de canales de marea y establecieron que la principal causa de su generación se relaciona con el elevado ángulo que adquiere el talud. Según el tipo de sedimento con que estos se hallan constituidos (arena limo arcillosa) pendientes mayores a los 37° resultan inestables (Coleman 1969; O'Loughlin y Pearce 1976). Es de destacar que tanto en el Tierra Firme como en el Tres Brazas estos deslizamientos, determinados con sonar lateral (hecho inédito desde un punto de vista metodológico) (Fig. 4C), se observan, en muchos casos, cercanos a la base del talud del veril del canal, en sectores submareales, no observándose su continuidad en la zona intermareal. Tales deslizamientos podrían asociarse a una primera etapa de inestabilidad del mismo. Estos movimientos gravitacionales resultarían el mecanismo iniciador del proceso que daría lugar a la posterior generación de una media luna de erosión, la cual evolucionaría hacia cotas superiores, en el sector intermareal.

Todos los procesos erosivos mencionados conforman la fuente de aporte sedimentario al sistema hidrodinámico de los canales. El material afectado a erosión, en promedio, lo constituye una arena muy fina (38%), limo (37%) y arcilla (25%). El efecto de las corrientes sobre las diversas fracciones produce cierta selección granulométrica de los materiales que son incorporados a un canal de marea (Aliotta *et al.* 1998), diferenciándose sedimentos movili-

dos como carga de fondo, con aquellos transportados fundamentalmente en suspensión. Al respecto, es posible establecer una distinción entre el Tierra Firme y el Tres Brazas. En este último resulta más relevante el transporte de arena como carga de fondo, cuya fracción es particularmente fina-mediana. Este material se concentra en una franja elongada (Fig. 3IVa) sobre la cual, como se mencionara, se desarrollan pequeñas ondas de arena. En cambio, en el Tierra Firme, tanto las muestras extraídas como la información sonográfica, indican la ausencia de un fondo predominantemente arenoso. Esta diferencia se relaciona a la fuente de aporte, es decir a los materiales que conforman los veriles de ambos canales, sobre los cuales actúan los procesos erosivos mencionados. Es así que notamos que la arena que se moviliza en el sector interno del Tres Brazas (media: 2,19 ϕ), procedente de la erosión en sus veriles y canales menores, es de una fracción granulométrica sensiblemente mayor que aquella que conforma los flancos y fondo del Tierra Firme.

En el interior del Tierra Firme, donde el canal adquiere un cauce sinuoso, los veriles erosivos se alternan con aquellos donde la depositación resulta el mecanismo sedimentario preponderante. Aquí la configuración morfológica del cauce es de tipo meandriforme, donde, en concordancia con un ambiente fluvial, sobre su veril convexo se desarrolla la denominada barra en espolón (*point bar*). La acreción de la misma, junto con la erosión del veril opuesto, conlleva a la migración lateral y aumento en la sinuosidad del canal de marea.

El proceso de acreción sedimentaria relacionado al desarrollo de depósitos *point bar* en el Tierra Firme queda evidenciado con los datos de 3,5 kHz (Fig. 5). Estos sedi-

mentos se apoyan en discordancia erosiva sobre antiguos materiales de llanura de marea (Fig. 5Ia), distinguidos por su característica estratificación paralela-subparalela de buena continuidad lateral (Aliotta *et al.* 2001b). La terminación *downlap* de los reflectores sobre el fondo del canal demuestra el proceso progradante y migratorio del cuerpo sedimentario o *point bar*. Su configuración sismoestratigráfica general responde a un modelo oblicuo, con una disposición de clinoformas tipo tangencial-paralela (Fig. 5Ib). La misma se relaciona al suministro de material fino, limo arenoso, transportado como carga de fondo. Este conforma una facies sísmica, la que sugiere, según el criterio de Mitchum *et al.* (1977), un régimen hidrosedimentológico de energía relativamente elevada.

La migración lateral de canales de marea produce sobre el veril convexo una disposición de los estratos denominada estratificación entrecruzada longitudinal (Reineck y Singh 1980). Aquí los estratos se desarrollan paralelos a la dirección de flujo predominante e inclinan en forma perpendicular al mismo. Esta estratificación es exclusiva de los depósitos de *point bar*, tanto en ambientes mareales como fluviales, lo que hace generalmente reducida su extensión regional. Tal estructura sedimentaria se halla claramente definida en el perfil de 3,5 kHz realizado en el flanco depositacional del meandro del Tierra Firme. En la figura 5I nótese que la secuencia progradante evolucionaria hacia el exterior del canal, en tanto que del lado opuesto, los estratos del subsuelo que se encuentran discordantes con el fondo, manifiestan la intervención de un proceso erosivo. Esta diferencia también es notoria en meandros fluviales con una elevada tasa de sedimentación (Reynaud 1996), en cuyo caso el arreglo estratigráfico que adquiere el depósito (Marsset *et al.* 1999) es del mismo tipo que evidencian los datos sísmicos obtenidos en la barra en espolón del Tierra Firme. Debido a que en este canal son las corrientes de marea las reguladoras del transporte de sedimento y consecuente evolución morfológica, el proceso acrecional, actuante sólo del lado del *point bar* hacia el exterior del canal (Fig. 5II), define que únicamente la corriente de refluo es la principal responsable de la dinámica sedimentaria de fondo y de la tendencia morfoevolutiva del depósito.

En el sector de confluencia de los canales Tres Brazas y Tierra Firme se forma un gran pozo elongado, que por su profundidad (26 m), se constituye en un rasgo morfológicamente muy destacable. En la unión de dos tributarios fluviales el desarrollo de este tipo de depresiones es un rasgo conocido (Mosley y Schumm 1977), y ha sido analizado tanto en modelos físico-teóricos (Modi *et al.* 1981; Best 1987) como en laboratorio (Lin *et al.* 1976). Por otro lado, en un ambiente estuarial, donde las corrientes reversibles de marea son las que gobiernan el régimen hidrosedimentológico, también se encuentra este tipo de estructuras (Kjerfve *et al.* 1979; Ginsberg y Perillo 1999), aunque en este caso su estado de conocimiento resulta comparativamente muy inferior al del ambiente fluvial.

El piso de la depresión estudiada presenta una configuración general plana, con pequeños resaltos e irregularidades de hasta 0,5 m de altura. Tanto los sonogramas

(Fig. 6A) como las muestras de rastra indican a ellos como relictos rocosos limo arenosos con elevada compactación, a veces cementados con carbonato de calcio. Estos se correlacionan a materiales del Terciario superior (Ginsberg 1991), correspondientes a la Formación Chasicó, aflorante también en el fondo del canal Principal (Aliotta y Perillo 1990). Esta sedimentita, conjuntamente con la Formación Pampiana hacia el sector más costero (Aliotta y Farinati 1990; Aliotta *et al.* 1996; Aliotta *et al.* 2001b) constituyen un basamento rocoso de amplia distribución regional, sobre el cual se depositaron los sedimentos asociados a las variaciones marinas cuaternarias.

Sobre los flancos erosivos del pozo (sector norte y hacia el interior del Tierra Firme y Tres Brazas) afloran estratos pertenecientes a la aquí definida secuencia sísmica I (Fig. 6B). Estudios de perforaciones realizados en el canal Principal (Nedeco-Arconsult 1983; Aliotta *et al.* 1996) determinan para estos materiales una composición alternante de arena fina y limo. Estos se correlacionan al antiguo ambiente fluvio-deltaico pleistoceno, de amplia difusión en el subsuelo de la región (Aliotta *et al.* 1999). En esta secuencia se diferencian dos facies sísmicas: la inferior, con estratificación paralela-subparalela y elevada continuidad lateral, se asocia a facies de llanura de inundación (Fig. 6B y C, f1), mientras hacia arriba se desarrolla una estratificación entrecruzada, cuyo modelo reflectivo es indicativo de facies de paleocanales (Fig. 6B y C, f2). Estos habrían sido afectados, según la clasificación de Mitchum *et al.* (1977), por una colmatación progradada-compleja, causada por una intensa migración lateral de antiguos cauces, probablemente localizados en una cota cercana a su nivel de base.

Sobre los materiales mencionados, se dispone la secuencia S2 con una configuración sísmica oblicua (Fig. 6C) a levemente oblicua (Fig. 6B), según sea la orientación del perfil. Los reflectores base son discordantes *downlap* y truncados por erosión en el techo. Esta facies, sobrepuesta a los sedimentos fluvio-deltaicos en discordancia erosiva, corresponde a un sedimento arenoso con proporciones diversas de conchilla y grava (Nedeco-Arconsult 1983; Aliotta *et al.* 1996). La depositación de la misma se vincula al último proceso de ascenso y transgresión marina que afectó a toda la región costera de Bahía Blanca.

Arena de fracción fina representa las actuales condiciones dinámicas y de sedimentación en el sector del pozo. Dicho material conforma un depósito de espesor variable, con una potencia máxima observada con 3,5 kHz del orden de los 4 m sobre el flanco de menor pendiente de la depresión (S3 en Fig. 6C). La presencia de este sedimento, que cubre en discordancia erosiva las antiguas secuencias mencionadas, destaca aquellos sectores del fondo actualmente afectados a condiciones de acreción. El proceso erosivo que actuó sobre los materiales subyacentes (tanto en los fluvio-deltaicos como en los marinos transgresivos) y que generó la superficie de discontinuidad estratigráfica claramente distinguida en el registro de 3,5 kHz (Fig. 6C), se relaciona al período inicial de formación del pozo. De esta manera, se establece que en su ori-

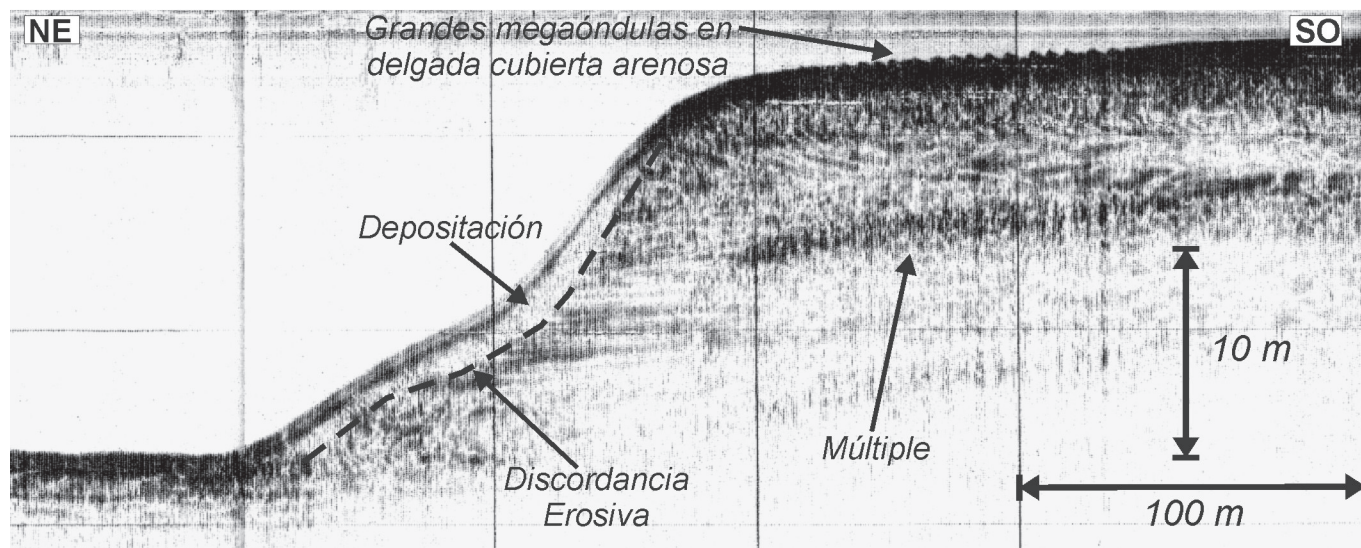


Figura 9: Perfil sísmico del flanco sur del pozo.

gen esta geoforma constituyó un rasgo morfológico enteramente erosivo.

Las características sismoestratigráficas indican que el estado inicial de profundización del pozo se vincula al período regresivo marino. Con el descenso del nivel del mar y la somerización de la región costera se habrían progradado las extensas llanuras de marea fangosas del estuario. En estos sedimentos, en cota 2,0-2,5 m por encima del n.m.m., se han realizado análisis de tafofacies, cuyos fósiles en posición de vida indican edades radiocarbónicas de entre 3000 y 2000 años A.P. (González *et al.* 1983; Farinati y Aliotta 1997). En tanto, en el perfil realizado en el interior del Tierra Firme los niveles de moluscos datados marcan una edad para el sector de las islas y llanuras internas del estuario de 1500-1200 años A.P. Así, las planicies intermareales formadas en el Holoceno tardío resultaron afectadas por la acción de las corrientes de marea. El escurrimiento del agua sobre las mismas originó un sistema de drenaje con la consecuente concentración de flujos, cuyos efectos erosivos determinaron la densa red de canales que actualmente componen el estuario de Bahía Blanca. En particular, cuando los canales Tres Brazas y Tierra Firme alcanzaron condiciones hidrodinámicas suficientemente elevadas, en su confluencia habrían comenzado a producirse flujos turbulentos. Los mismos, generados durante períodos de bajante, son homologables a aquellos que se producen en la unión de ríos (Best 1987), o bien durante marea creciente, por la división del caudal en los dos tributarios (Kjerfve *et al.* 1979; Ginsberg y Perillo 1999). Esta acción hidráulica de carácter turbulento sería la responsable de causar efectos erosivos sobre el fondo, provocando así la generación del pozo, con su paulatina profundización y ensanchamiento.

Las condiciones hidrosedimentológicas actualmente relacionadas con el sector de confluencia de los canales, han sufrido ciertas modificaciones con respecto a aquellas formadoras del pozo. Si bien, tanto las evidencias

morfológicas y sísmicas discutidas, como mediciones de corrientes (Ginsberg y Perillo 1999), definen el dominio de la corriente de reflujo en ambos canales, sólo en el interior del Tres Brazas existe una significativa disponibilidad de sedimento arenoso movilizado como carga de fondo. Este mecanismo de transporte queda reflejado en la información aportada por el sonar lateral (Fig. 3IVa). Se determina que en el sector de encuentro de los canales estos sedimentos son depositados sobre el flanco sur de la depresión, y se hallan cubriendo en discontinuidad los antiguos materiales estratificados (Fig. 9). Actualmente, el dominio de la corriente de reflujo establece un transporte neto a lo largo del flanco sur, morfológicamente evidenciado por la generación de megaóndulas agrupadas en una franja arenosa (Fig. 6Ag). La ruta migratoria de los sedimentos aportados por el canal Tres Brazas sobre el veril sur del pozo resulta comparable al modelo de transporte de sedimentos establecido en la confluencia de tributarios fluviales, donde el material sedimentario tiende a ser movilizado a ambos lados del pozo. Así, modelos de flujos desarrollados con datos de campo (Best 1988; De Serres *et al.* 1999) establecen que en la boca de cada tributario, cuyas profundidades son sensiblemente menores que las de la depresión fluvial, se produce separación del flujo sobre el escalón topográfico, lo que conlleva el típico proceso turbulento corriente abajo y a la concentración de los vectores de corriente a ambos lados del cauce. Este esquema resulta coincidente al del pozo estudiado, aunque la carencia de material sedimentario móvil sobre el flanco norte es debida a la escasa o nula disponibilidad de sedimento arenoso que el canal Tierra Firme aporta al sector de confluencia. Esta disparidad de los tributarios en el aporte de sedimentos transportados como carga de fondo produce que el flanco norte del pozo se halle en un estado actual erosivo, mientras que los materiales provenientes del Tres Brazas tienden a moverse sobre el flanco sur, provocando sobre el mismo un efecto acrecional (Fig. 9).

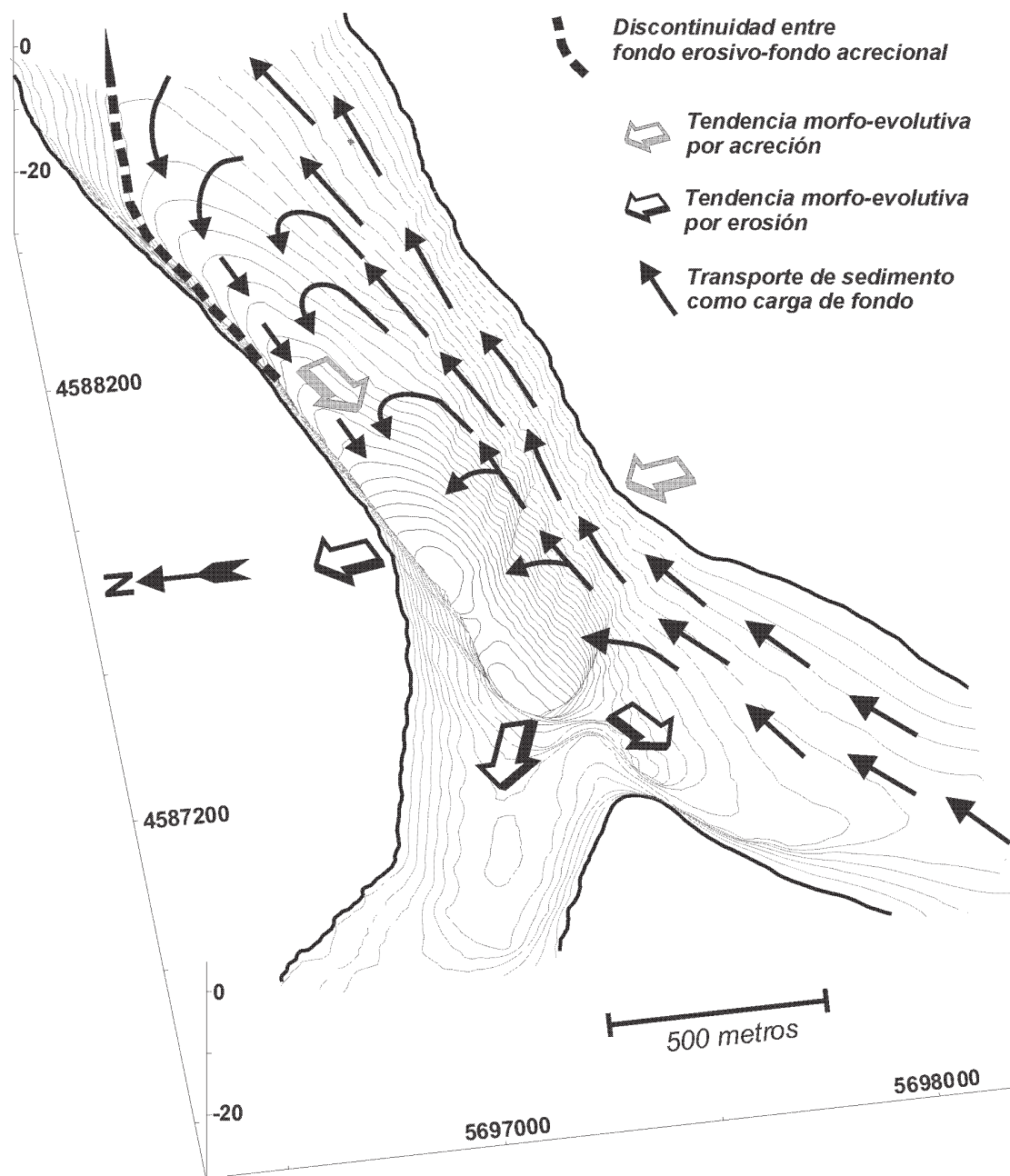


Figura 10: Esquema 3D de la confluencia de los canales Tres Brazas y Tierra Firme con dinámica sedimentaria y tendencia morfo-evolutiva.

La cara de menor pendiente del pozo, hacia el canal Principal, se encuentra afectada a una sedimentación de material arenoso, cuya configuración sísmica se caracteriza por reflectores oblicuos, parcialmente solapados entre sí, y con su terminación *downlap* sobre la discontinuidad erosiva, labrada en los materiales cuaternarios (Fig. 6C). Este modelo, de cliniformas progradantes (Mitchum *et al.* 1977), es del mismo tipo que aquellos que representan acreción y migración de bancos afectados por corrientes de marea (Marsset *et al.* 1999; Tesier *et al.* 1999). Particularmente en nuestro caso, demuestra que en este flanco se produce sedimentación de arena fina limosa, bajo condiciones de corrientes de creciente. Las mismas afectarían

parcialmente a los materiales provenientes del interior del Tres Brazas, depositándolos sobre el flanco del pozo. Vale destacar que no se descarta cierto aporte de sedimentos desde el canal de flujo ubicado al sur del banco Punta, cuyas corrientes, en conjunción con las de reflujos, se consideran las responsables de las formas de fondo con crestas entrecruzadas (Fig. 3III) que se generan entre el pozo y la desembocadura del Tres Brazas (Fig. 2c).

Tanto en el flanco norte del pozo, como en los senos de flujo que se desarrollan en la unión de ambos canales (Fig. 6A, c), se produce el afloramiento de estratos antiguos, lo que denota un efecto netamente erosivo. La falta de una cubierta de sedimentos en el flanco norte del pozo

se relaciona a la carencia de material arenoso proveniente del canal Tierra Firme.

El resalto topográfico que conforma los senos de flujo hacia el interior de los canales se vincula, no sólo a la erosión por flujos turbulentos originados durante la corriente de bajante, sino también, en concordancia con la hipótesis planteada por Kjerfve *et al.* (1979) y Ginsberg y Perillo (1999) para la confluencia de canales de marea, al efecto erosivo generado por la turbulencia durante las corrientes de creciente. Este proceso es debido a la división del flujo, forzado a ingresar en canales de profundidades sensiblemente menores.

Conclusiones

De la discusión realizada se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1) En el sector estudiado del canal Principal se define un transporte neto de sedimento como carga de fondo hacia el exterior del estuario. Este transporte no se halla hidrosedimentológicamente influenciado por la desembocadura del canal Tres Brazas, dado que el sedimento que sale del mismo tiende a movilizarse como carga de fondo por la corriente de reflujos sobre el nivel superior del talud del canal Principal. Dicho material resulta la fuente de aporte del banco Punta, el cual se une morfológicamente a la margen derecha de la desembocadura del Tres Brazas.

2) Es importante la erosión que afecta el sector interno de los canales, y ella es el principal mecanismo de aporte sedimentario al sistema. Los rasgos morfológicos originados por este proceso son los canales de marea menores de desarrollo intermareal, los veriles con escarpas y las denominadas media lunas de erosión.

3) Un proceso acrecional significativo es la formación de barras en espolón en el sector interno del canal Tierra Firme. Si bien, a diferencia de los cursos fluviales, aquí actúan corrientes de marea reversibles, se establece que la corriente de reflujos es la principal responsable de la formación y evolución morfológica de estos depósitos.

4) En la confluencia de los canales Tres Brazas y Tierra Firme se desarrolla un gran pozo de 26 m de profundidad, cuyo origen se asocia a condiciones turbulentas producidas en el encuentro de dichos canales, durante el último período regresivo marino. La figura 10 resume esquemáticamente la dinámica actual de los sedimentos movilizados como carga de fondo y la tendencia morfoevolutiva de la depresión en base a los procesos erosivo-depositacionales definidos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al *Senior Surveyor* R. Zibecchi por su colaboración en los relevamientos con sonar de barrido lateral. Al Lic. J. Spagnuolo por su ayuda en el levantamiento del perfil estratigráfico y a los Téc. H. Pellegrini y M. Colombani por el procesamiento sedimentológico y tareas de gabinete. Al Téc. C. Galán e Ing.

D. Galfón por su asistencia en el relevamiento sísmico. Al personal de la embarcación Buen Día Señor: Téc. C. Bernárdez y N. Conte. A la Dra. E. Farinati por la identificación del material fosilífero. Nuestro especial reconocimiento a los árbitros del trabajo: Dr. L. Spalletti y Dr. F. Isla.

Este trabajo fue financiado por el PICT 07-07138 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, y por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional del Sur.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aliotta, S., 1987a. Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del Estuario de Bahía Blanca entre Pto. Rosales y Fondeadero. Tesis Doctoral Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. 180 p. (inédito).
- Aliotta, S., 1987b. Dinámica sedimentaria del Estuario de Bahía Blanca entre Pto. Rosales y Boya 25. Informe Final Beca de Perfeccionamiento CONICET. Instituto Argentino de Oceanografía. 129 p. (inédito).
- Aliotta, S. y Farinati, E., 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridges in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 94: 353-360.
- Aliotta, S. y Perillo, G.M.E., 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 76: 1-14.
- Aliotta, S. y Perillo, G.M.E., 1990. Línea de costa sumergida en el Estuario de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 300-305.
- Aliotta, S., Lizasoain, G., Lizasoain, W. y Ginsberg, S., 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* 12(4): 875-882.
- Aliotta, S., Farinati, E., Lizasoain, G. y Spagnuolo, J.O., 1998. Sedimentos superficiales y del subsuelo marino en el canal Cabeza de Buey-Bahía del Medio, estuario de Bahía Blanca, Argentina. 5º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas 1: 145-154.
- Aliotta, S., Spagnuolo, J., Ginsberg, S. y Gelós, E., 1999. Sedimentos de fondo-subfondo y aspectos geomorfológicos de la plataforma continental entre el estuario de Bahía Blanca y bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 6 (1-2): 19-35.
- Aliotta, S., Schnack, E., Isla, F. y Lizasoain, G., 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 7 (1-2): 95-109.
- Aliotta, S., Farinati, E. y Spagnuolo, J.O., 2001a. Sedimentological and taphonomical differentiation of quaternary marine deposits, Bahía Blanca, Argentina. *Journal of coastal Research* 17(4): 792-801.
- Aliotta, S., Lizasoain, G. y Ginsberg, S., 2001b. Diferenciación de fondos en canales del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. 9º Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar (San Andrés). Actas en CD ROM N° 360, 4p.
- Allen, J.R.L., 1968a. Current Ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland publishing, 433 p., Amsterdam.
- Allen, J.R.L., 1968b. The nature and origin of bed form hierarchies. *Sedimentology* 10: 161-182.
- Allen, J.R.L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation*. American Elsevier 248 pp. New York.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal Sedimentary Petrology* 60(1): 160-172.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., y Lericolais, G., 1993. Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes

- in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal Sedimentary Petrology* 63(5): 780-793.
- Best, J.L., 1987. Flow dynamics at river channel confluences: implications for sediment transport and bed morphology. Recent developments in fluvial sedimentology. The Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special Publication 39: 1-389.
- Best, J.L., 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology* 35: 481-498.
- Boothroyd, J.C. y Hubbard, D.K., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In Cronin, L. E. (Eds.). *Estuarine Research, Vol. 2, Geology and Engineering*. Academic Press, 217-234 pp. New York.
- Bouma, A.H., Hampton, M.A. y Orlando, R.C., 1977. Sand waves and other bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. *Marine Geotechnology* 2: 291-308.
- Coleman, M.J., 1969. Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* 2/3 (3): 129-239.
- De Serres, B., Roy, A.G., Biron, P.M. y Best, J.L., 1999. Three-dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. *Geomorphology* 26: 313-335.
- Farinati, E., 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahía Blanca area, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 3: 197-206.
- Farinati, E. y Aliotta, S., 1997. Análisis de tafocías transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(1): 56-64.
- Farinati, E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S., 1992. Mass mortality of a Holocene *Tagelus plebeius* (Mollusca, Bivalvia) population in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 106: 301-308.
- Folk, R., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, The University of Texas, 170 pp., Hemphill.
- Folk, R. y Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: A study of the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology* 27(1): 3-26.
- Ginsberg, S.S., 1991. Geomorfología y evolución de canales de marea del Estuario de Bahía Blanca. Tesis Doctoral Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. 179 p. (inérito).
- Ginsberg, S.S. y Perillo, G.M., 1990. Channel Bank Recession in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* 6(4): 999-1009.
- Ginsberg, S.S. y Perillo, G.M., 1999. Deep-scour holes at tidal channel junctions, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Marine Geology* 160: 171-182.
- Ginsberg, S.S., Cuadrado, D.G. y Gómez, E.A., 2001. Circulación de arena inferida a través del análisis de dunas submarinas (Estuario de Bahía Blanca, Argentina). 9º Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar (San Andrés), Actas en CD ROM N° 424, 4p.
- González, M.A., 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research* 51(1): 65-77.
- González, M.A., Panarello, H., Marino, H. y Valencio, S., 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isótopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar Durante el Último Hemiciclo Deglaciar en Argentina (Mar del Plata). Actas: 48-68.
- Harris, P.T., 1988. Sediments, bedforms and bedload transport pathways on the continental shelf adjacent to Torres Strait, Australia – Papua New Guinea. *Continental Shelf Research* 8(8): 979-1003.
- Ikehara, K. y Kinoshita, Y., 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology* 120: 75-87.
- Kjerfve, B., Shao, C.C. y Stapor, F.W., 1979. Formation of deep scour holes at the junction of tidal creeks: a hypothesis. *Marine Geology* 33: M9-M14.
- Lin, J.D., Scottron, V.E. y Soong, H.K., 1976. Friction effects on spatially varied open channel flows with increasing discharge. Rivers '76, Annual Symposium of the Waterways, Harbours and Coastal Engineering Division of the American Society of Civil Engineers (Fort Collins): 1517-1534.
- Lobo, F.J., Hernández Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A. y Barnolas, A., 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology* 164: 91-117.
- Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J.Y., De Batist, M. y Plagnol, C., 1999. The Celtic Sea Banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Marine Geology* 158: 89-109.
- Mitchum, J.R., Vail, R.M. y Sangree, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. En Payton Ch. E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 117-134, Tulsa.
- Modi, P.N., Ariel, P.D. y Dandekar, M.M., 1981. Conformal mapping for channel junction flow. *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* 107: 1713-1733, and errata, Vol. 108 (1982): 1549.
- Mosley, M.P. y Schumm, S.A., 1977. Stream junctions. A probable location for bedrock placers. *Economic Geology* 72: 691-694.
- Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio de dragado del canal de acceso al Puerto de Bahía Blanca. Informe Geotécnico.
- O'Loughlin, C.L. y Pearce, A.J., 1976. Influence of Cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, North Westland, New Zealand. *Bulletin International Association Engineering Geology* 14: 41-46.
- Perillo, G.M. y Ludwick, J.C., 1984. Geomorphology of a sand wave in Lowes Chesapeake Bay, Virginia, U.S.A., *Geo-Marine letters* 4: 105-112.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 549 pp., Berlín.
- Reynaud, J.Y., 1996. Architecture et evolution d'un banc sableux de Mer Celtique meridionale. Unpublished thesis, University of Lille, 185 p.
- Rubin, D.M. y Mc Culloch, D.S., 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology* 26: 207-231.
- Serman, D., 1985. Características de la marea en Bahía Blanca. *Boletín Centro Naval*. 103: 51-74.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology* 24(3): 151-158.
- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H. y Auffret, J.P., 1999. Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France). *Journal of Coastal Research* 15(3): 593-606.

Recibido: 15 de junio 2002

Aceptado: 2 de septiembre, 2003