



Controles hidrosedimentológicos sobre la distribución de formas de fondo en el sector externo mesomareal del estuario de Bahía Blanca.

Agustina ANDREOLI^{1,2}, Silvia Susana GINSBERG^{1,2}, Salvador ALIOTTA^{1,2}

¹Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS), Carrindanga Km 7.5, 8000, Bahía Blanca, Argentina.

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Av. Alem 1253, 8000, Bahía Blanca, Argentina.

Email: agustina.andreoli@uns.edu.ar

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 17/04/2026

Aceptado: 15/07/2026

RESUMEN

El estuario de Bahía Blanca, localizado en el sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina) presenta una amplia variedad de formas de fondo originadas por la interacción entre el régimen hidrodinámico y la disponibilidad de sedimento. Este estudio analiza su distribución espacial, sus características morfológicas y sedimentarias, y su relación con las condiciones hidrodinámicas predominantes en el sector externo del estuario. Para ello, se integraron registros de sonar de barrido lateral y perfiles sísmicos de alta resolución con muestras de sedimentos superficiales e información de corrientes. Las formas de fondo identificadas comprenden lineaciones arenosas, con y sin dunas sobreimpuestas, marcas erosivas de diferentes geometrías y dunas asimétricas de distintas dimensiones. Su distribución revela un control primario ejercido por la disponibilidad y el espesor de la cubierta arenosa móvil. Las dunas medianas a grandes se desarrollan donde dicha cubierta supera 1 m de espesor, mientras que espesores intermedios de 0.5–1 m favorecen la formación de lineaciones con dunas sobreimpuestas y dunas de menor escala. En contraste, cubiertas arenosas inferiores a 0.5 m se asocian principalmente con lineaciones sin dunas y marcas de cometa. Estos resultados indican que el espesor de sedimento disponible condiciona el tipo y la escala de las formas de fondo, mientras que el régimen hidrodinámico controla su orientación, asimetría y comportamiento dinámico. La morfología de las dunas y las marcas de cometa, junto con los patrones de velocidad de las corrientes, evidencian una marcada dominancia del reflujo, con velocidades superiores a 1 m s⁻¹.

Palabras clave: Lineaciones sedimentarias, dunas, marcas de cometa, estuario de Bahía Blanca.

ABSTRACT

Hydrosedimentological controls on bedform distribution in the outer mesotidal sector of the Bahía Blanca Estuary, Argentina. The Bahía Blanca Estuary, located in southern Buenos Aires Province (Argentina), contains a wide variety of bedforms generated by the interaction between hydrodynamic forcing and sediment availability. This study examines their spatial distribution, morphological and sedimentological characteristics, and relationships with the prevailing hydrodynamic conditions in the outer estuary. Side-scan sonar records and high-resolution seismic profiles were integrated with surface sediment samples and current velocity data. The identified bedforms comprise sand ribbons with and without superimposed dunes, erosional marks of different geometries, and asymmetric dunes of variable dimensions. Their distribution reveals a primary control exerted by the availability and thickness of the mobile sandy cover. Medium- to large-scale dunes occur where the sandy cover exceeds 1 m in thickness, whereas intermediate thicknesses of 0.5–1 m favor the development of sand ribbons with superimposed dunes and smaller-scale dunes. In contrast, sandy covers thinner than 0.5 m are mainly associated with sand ribbons lacking superimposed dunes and with comet marks. These results indicate that sediment availability and cover thickness control the type and scale of bedforms, whereas the hydrodynamic regime governs their

orientation, asymmetry, and dynamic behavior. Dune morphology and comet marks, together with current-velocity patterns, records a marked dominance of ebb-directed flow, with velocities exceeding 1 m s^{-1} .

Keywords: sand ribbons, dunes, comet marks, Bahía Blanca Estuary.

INTRODUCCIÓN

La dinámica sedimentaria y las condiciones hidrodinámicas en zonas costeras determinan la configuración de diversas geoformas marinas. Conocer cómo los procesos hidro-sedimentológicos afectan la distribución y evolución de estas formas de fondo es esencial para comprender la morfodinámica de los ecosistemas costeros y su zonificación geomorfológica y ecológica. El estudio de geoformas marinas como las lineaciones sedimentarias, marcas de cometa y dunas permite una caracterización más precisa de los patrones de circulación sedimentaria y su relación con la dinámica del flujo.

Las lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*) son formas alargadas que se desarrollan principalmente en plataformas marinas con elevados regímenes de flujo (Kenyon 1970, Amos y King 1984). Estas estructuras se generan por flujos turbulentos con una estructura helicoidal, que concentran la arena en cintas (*ribbons*) paralelas al flujo principal, sobre un sustrato inmóvil (Allen 1966, 1968a, Wilson 1972). Tales formaciones pueden observarse en regiones con escasez de sedimentos, tanto en la plataforma continental como en aguas profundas (Kenyon 1970, Kenyon y Belderson 1973, Belderson et al. 1982, Aliotta et al. 2000, Kleinhans et al. 2002, Kubo et al. 2004, Li et al. 2012, Andreoli et al. 2018).

Por otro lado, las marcas de cometa (*comet marks*) representan una geoforma importante en la caracterización de los ambientes marinos, especialmente en zonas de alta turbulencia. Estas formaciones son rasgos erosivos-depositacionales asociados a la interacción entre la corriente y los obstáculos del lecho marino, donde un fondo duro o con sedimento grueso se expone entre zonas con material arenoso móvil (Werner y Newton 1975). La configuración elongada que adquiere la cola de las marcas de cometa se origina por la turbulencia generada cuando la corriente se encuentra con un obstáculo, que erosiona y moviliza el sedimento más fino detrás del mismo (Werner et al. 1980, Flemming 1980, 1984). La orientación de la cola del cometa conforma un excelente indicador de la dirección dominante de las corrientes (Caston 1979, Werner et al. 1980, Gee et al. 2001, Kuijpers et al. 2002, Trincardi et al. 2007, Bonaldo et al. 2016). Las máximas velocidades estimadas para su formación pueden oscilar entre 0.6 m/s y 1

m/s , lo que destaca la relación entre la intensidad del flujo y la generación de estas formas erosivas (Kenyon 1986, Belderson et al. 1982, Kuijpers et al. 2002).

Las dunas subácueas, bien conocidas e investigadas principalmente en estuarios (Ludwick 1972, Langhorne 1973, Boothroyd y Hubbard 1975, Bokuniewicz et al. 1977, Dalrymple et al. 1978, Dalrymple 1984, Aliotta et al. 2004, Vecchi et al. 2008, Ginsberg et al. 2009, Minor Salvatierra et al. 2015, entre otros), también son una forma de fondo de gran relevancia. Su morfología y distribución están controladas por una combinación de factores, como la profundidad, velocidad y dirección de la corriente, granulometría de los materiales de fondo y disponibilidad sedimentaria (Ashley 1990, Dalrymple y Rhodes 1995, Carling et al. 2000, Ernsten et al. 2005, Li y King 2007, Buijsman y Ridderinkhof 2008a, 2008b, Van-Landeghem et al. 2009). Sus características morfológicas y su distribución se vinculan estrechamente con las condiciones del flujo dominante (Ashley 1990, Ikehara y Kinoshita 1994, Lanckneus et al. 1994, Liu et al. 1998, Lobo et al. 2000), por lo tanto constituyen una excelente evidencia del transporte de sedimento como carga de fondo (Boothroyd y Hubbard 1975, Bouma et al. 1977, Kenyon 1986).

En general, las formas de fondo en ambientes marinos son el resultado de una interacción compleja entre procesos hidrodinámicos (como marea y/o las olas, aportes de agua dulce y corrientes) y las características geomorfológicas del área. Estos rasgos morfológicos son especialmente comunes en sistemas estuarinos, donde la combinación de factores dinámicos y geológicos, como los aportes fluviales y el balance sedimentario, favorece su formación y evolución (Ashley 1990, Ikehara y Kinoshita 1994). La caracterización espacial y la morfodinámica de estas geoformas son fundamentales para comprender los procesos hidrosedimentológicos dominantes y su impacto en la estructura geomorfológica y ecológica de los ecosistemas costeros.

El objetivo de este trabajo es analizar la distribución y morfología de las principales formas de fondo desarrolladas en el estuario de Bahía Blanca (Argentina), identificando sus características sedimentarias, su evolución espacio-temporal y su relación con las condiciones hidrodinámicas predominantes en el sistema estuarial. A través de la evaluación conjunta de

distintas geoformas, se pretende establecer un vínculo claro entre las condiciones hidrosedimentológicas y la génesis de las estructuras morfológicas observadas. Los resultados obtenidos permitirán una mejor comprensión de los procesos dinámicos que rigen este sistema costero, posibilitando la extrapolación de estos hallazgos a otras regiones con características hidrodinámicas similares.

El área de estudio se localiza al sur de la Provincia de Buenos Aires (Argentina), en la zona de entrada al estuario de Bahía Blanca (Fig. 1 A), con una superficie relevada de aproximadamente 115 km² (Fig. 1 B). La región costera de Bahía Blanca se distingue por presentar un gran sistema de canales de marea interconectados entre islas de escasa altitud, y extensas planicies de marea cubiertas mayormente por sedimentos limo areno arcillosos. En general, los canales de marea más pequeños fluyen hacia los más grandes, los cuales desembocan en el canal Principal (Ginsberg et al. 2003, Ginsberg y Perillo 2004) ubicado en el sector norte, con una orientación general noroeste-sureste y una longitud de aproximadamente 60 km. Este canal es de vital importancia, ya que conecta con uno de los principales complejos portuarios de Argentina, integrado por los puertos de Ingeniero White, Belgrano y Rosales (Fig. 1 A).

El régimen hidrodinámico del estuario de Bahía Blanca es clasificado como mesomareal con un rango de marea entre 2 m y 4 m. Las corrientes de marea en el sistema son reversibles, con velocidades máximas promediadas verticalmente en la zona externa del estuario de 1.05 m/s y 1.2 m/s para condiciones de flujo y reflujo, respectivamente (Ginsberg et al. 2012). De esta manera, a lo largo del canal Principal la corriente de bajante establece un transporte neto de material arenoso como carga de fondo hacia el exterior del estuario, lo que influye de manera significativa en la formación y reconfiguración de las geoformas marinas en el área (Aliotta y Perillo 1987, Cuadrado et al. 2003, Giagante et al. 2011, Vecchi et al. 2013, Minor Salvatierra et al. 2015).

La entrada de agua dulce al estuario proviene principalmente de dos afluentes, el río Sauce Chico y el arroyo Napostá Grande (Fig. 1 A), con un caudal medio anual de 1.9 y 0.8 m³/s, respectivamente (Piccolo et al. 2008). Estos, son los únicos cursos de agua permanentes del ambiente estuarino (García y García 1964).

MARCO GEOLÓGICO

El sistema estuarino de Bahía Blanca forma parte de la cuenca del Colorado (Ramos 1999), la cual se extiende sobre más de 120.000 km² de la costa suroeste de la provincia de

Buenos Aires, desde Bahía Blanca hasta la desembocadura del río Negro (Kostadinoff 2004). En su parte más profunda, los depósitos sedimentarios alcanzan hasta 7500 m de espesor. La cuenca limita al este con el talud continental y al norte y sur con los macizos de Sierra de la Ventana y Nordpatagónico, respectivamente.

A partir del inicio del Plioceno, la cuenca experimenta un ascenso tras la depositación continental de las Formaciones Chasicó y Belén (o Río Negro). La Formación Río Negro está constituida por arenas y areniscas de ambiente fluvial, generalmente poco consolidadas, y de grano medio a grueso. La Formación Chasicó, en cambio, se integra por limos arcillosos o arenosos, en parte calcáreos y yesíferos, propios de llanura aluvial con influencia eólica.

Las unidades geológicas del Terciario-Cuaternario tardío constituyen el contexto superficial en la región de Bahía Blanca. En particular, la Formación Arroyo Chasicó (Pascual 1961), de edad Terciario Superior, fue identificada en el estuario de Bahía Blanca por Aliotta y Perillo (1990) en afloramientos del canal Principal. Por encima, se ubica la Formación Pampiano (Pliocena-Pleistocena) cuyos depósitos originados por agentes fluviales y eólicos (Fidalgo et al. 1975) presentan gran extensión en la zona pampeana Argentina. En la zona costera de Bahía Blanca, está formada por arenas limosas y limos arenosos cementados con carbonato de calcio (Fidalgo 1983). La presencia y continuidad de la Formación Pampiano en el subsuelo marino fue establecida a partir de los estudios sísmicos realizados por Aliotta et al. (2004, 2009), Spagnuolo (2005), Ginsberg et al. (2009), Giagante (2009), entre otros.

Durante el Pleistoceno medio-tardío y el Holoceno, los avances y retrocesos del mar modelaron los rasgos actuales de la región costera marina de Bahía Blanca. Sobre la Formación Chasicó y la Formación Pampiano se depositaron sedimentos fluviales, estuarios y marinos (Aliotta y Farinati 1990, Spagnuolo 2005, Aliotta et al. 1992, 1996, 2001, 2013, 2014). Antes de la última transgresión postglacial, los sistemas de drenaje terrestre dominaban la región de Bahía Blanca (Melo et al. 2003). Giagante et al. (2008, 2011) y Aliotta et al. (2014) documentan, mediante estudios sísmicos, unidades fluviales con estructuras de paleocanal, formadas antes de la transgresión posglacial. Asimismo, González Uriarte (1984), Aliotta et al. (1999) y Spalletti e Isla (2003), consideran que el estuario de Bahía Blanca pudo haber estado afectado por un paleoambiente deltaico vinculado al antiguo delta del Río Colorado. Aliotta et al. (2013) señalan, a partir de estudios sismoestratigráficos, el desarrollo de un antiguo ambiente deltaico antes de la transgresión holocena.

Los depósitos marinos del Pleistoceno tardío se hallan en el subsuelo de manera discontinua, entre 8 m y 4 m sobre el

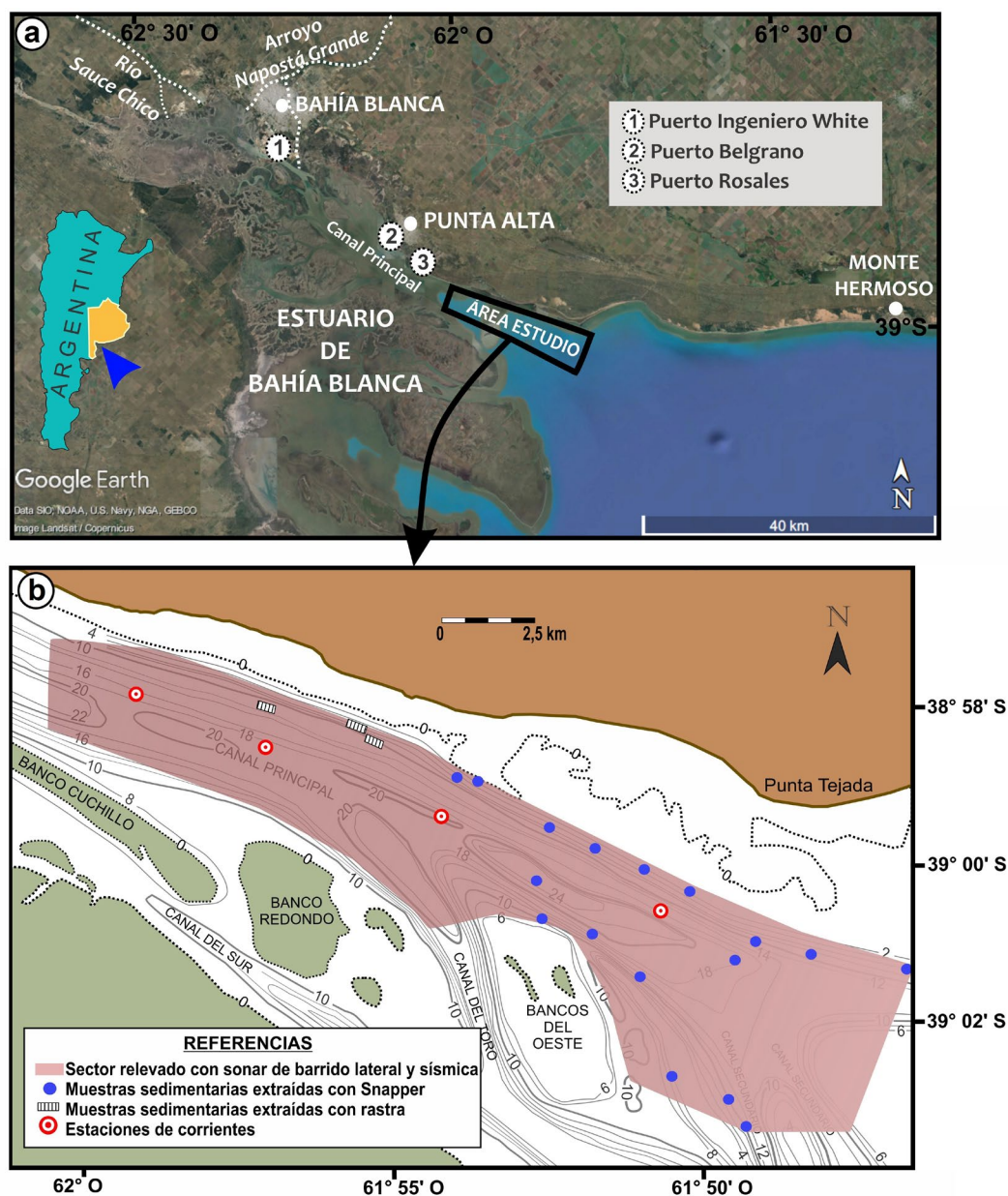


Figura 1. a) Área de estudio ubicada en el estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina (Imagen de Google Earth, 2015). b) Mapa batimétrico del área de estudio (Andreoli et al. 2022) que muestra la zona de relevamiento sismoacústico, así como la ubicación de las muestras sedimentológicas de fondo y de las estaciones de corriente analizadas.

nivel medio del mar (González Uriarte 1984, Chaar y Farinati, 1988, Chaar et al. 1992, Aliotta et al. 1996). Asimismo, el ascenso posglacial del nivel del mar ha dejado significativas evidencias geológicas, como cordones arenosos con restos de moluscos, que se encuentran entre los 6 m y 7 m por sobre el n.m.m., orientados de forma paralela al litoral actual (Farinati 1985, González 1989, Farinati y Aliotta 1997, Aliotta et al. 2001, 2013).

Durante el Holoceno, ocurre una progradación de la planicie de marea, acompañada de sedimentación, producto del último evento regresivo marino. Los sedimentos finos que se depositaron en este proceso integran el entorno superficial del ambiente costero de Bahía Blanca (Aliotta y Farinati 1990). Los fósiles encontrados en posición de vida indican para este evento una edad radiocarbónica entre 3300 y 3900

años A.P. (González et al. 1983, Farinati et al. 1997, Aliotta et al. 2013). La acción de la marea, junto con la sedimentación, configuró el sistema actual de canales, planicies de marea e islas de escasa altitud que caracterizan al estuario (Ginsberg y Perillo 2004).

METODOLOGÍA

Para este trabajo de obtuvieron datos sismoacústicos mediante el empleo de sonar de barrido lateral y sísmica de alta resolución. Para ello se utilizó la embarcación "Buen Día Señor", perteneciente al Instituto Argentino de Oceanografía (IA-DO-UNS). Durante las campañas se dispuso de un sistema de posicionamiento global diferencial (DGPS), el cual conec-

tado al *software* de navegación, permite controlar los datos de posición en tiempo real. La caracterización morfológica del fondo se llevó a cabo empleando en simultáneo un sonar de barrido lateral y un perfilador sísmico de alta resolución. Para cubrir el área (Fig. 1 B) se efectuaron 90 km en perfiles longitudinales a la costa y 150 km de perfiles transversales a la misma.

Los relevamientos con sonar de barrido lateral se llevaron a cabo mediante un sistema Sonarlink SL4 con un Transductor EG&G modelo 272 (105 kHz) y un sonar Imagenex de doble frecuencia (230, 660 kHz). El rango de barrido, ajustado en función de la profundidad y del objetivo específico de cada transecta, fue variable entre 60 y 100 m a ambos lados de la trayectoria de la embarcación. El pescado (*towfish*) fue llevado detrás de la embarcación, a 20 m de distancia respecto de la antena GPS. Dicha separación fue incorporada en el procesamiento de la registración para asegurar su correcto georreferenciamiento. La investigación sismoestratigráfica se realizó mediante un perfilador sísmico de alta resolución con una frecuencia de 3.5 kHz. La fuente de emisión utilizada fue un transmisor Geopulse 5430A, con una disposición de cuatro transductores GeoAcoustics 137D, que generaron una potencia máxima de 10 Kw. El posicionamiento de los sismogramas se realizó de forma continua con GPS diferencial.

Tanto para la adquisición de los datos sismoacústicos como para el procesamiento de la registración se utilizó el *software* SonarWiz 5, desarrollado por Chesapeake Technology. Este programa permite la digitalización de los registros, la realización de mediciones y exportación de los datos. Los sonogramas fueron interpretados siguiendo las bases establecidas por García-Gil et al. (2000). Las distancias y dimensiones planimétricas se obtuvieron a partir del procesamiento digital de los mismos. El análisis e interpretación de los sismogramas se realizó siguiendo los conceptos generales de estratigrafía sísmica señalada por Mitchum et al. (1977). Sobre esta base, se identificaron superficies de discontinuidad, límites de secuencia e interpretaron las configuraciones de los reflectores internos y el tipo de terminación que presentan. En tanto, para evaluar la disponibilidad sedimentaria se adoptó la metodología empleada por Andreoli et al. (2022). Según estos autores, el espesor de la capa de sedimento disponible para el transporte como carga de fondo se define como la distancia vertical entre la discontinuidad acústica más somera, es decir, aquella sobre la cual se deposita el sedimento, y el inicio de la geoforma. De este modo, el espesor de sedimento puede ser medido a partir del análisis de los registros sísmicos. Estos datos fueron utilizados para analizar las formas de fondo encontradas en el presente trabajo.

Con el fin de identificar los sedimentos que integran la superficie del fondo marino, se obtuvieron 20 muestras de material sedimentario (Fig. 1), cuyas posiciones geográficas fueron determinadas utilizando el sistema DGPS. Entre los muestreadores a utilizar durante la campaña, se seleccionó entre Snapper o Rastra según las características morfosedimentológicas observadas en los sonogramas. Para el análisis granulométrico de las muestras sedimentarias se siguió la metodología estándar descrita por Folk (1974). Mientras que para el procesamiento estadístico se aplicó el programa de computación Gradistat, en su octava versión. El tratamiento estadístico del sedimento fue realizado siguiendo a Folk y Ward (1957) y los sedimentos fueron caracterizados según la clasificación de Shepard (1954).

Para analizar las corrientes actuantes en el área de trabajo, se realizó una revisión de estudios previos llevados a cabo por otros autores, vinculados a la zona de estudio. El informe de Lanfredi y Schmidt (1979) incluye registros de corrientes de marea en cuatro estaciones localizadas dentro de la zona de estudio (Fig. 1 B). Los mencionados autores utilizaron correntógrafos fondeados para registrar la corriente durante 15 días consecutivos, abarcando una sicigia y una cuadratura. La información fue promediada con el propósito de obtener un valor de velocidad y dirección media de la corriente para cada hora en un ciclo de marea completo (12 h). Los datos fueron referidos a horas posteriores a la pleamar y bajamar en Puerto Belgrano.

El plano batimétrico regional elaborado por Andreoli et al. (2022) se utilizó como carta base para la representación gráfica de la ubicación de los relevamientos (Fig. 1 B) y de los resultados obtenidos. Las profundidades de dicho mapa se encuentran referidas al plano de reducción de Puerto Belgrano.

RESULTADOS

Formas de fondo

Variadas formas de fondo se desarrollan en el sector de entrada del estuario de Bahía Blanca (Fig. 2). Entre ellas se presentan las lineaciones sedimentarias o *sand ribbons*, definidas por Kenyon (1970) como acumulaciones arenosas de forma alargada que se desarrollan sobre un sustrato inmóvil. En el presente trabajo, las franjas arenosas poseen bordes rectos y superan los 200 m de largo. En los registros de sonar de barrido lateral fueron identificadas debido a que el sedimento transportable se evidencia con tonalidades claras (baja reflectividad acústica), en tanto el fondo sobre el cual se disponen presenta una elevada reflectividad y tonalidades más oscuras (Fig. 2 A y B). Este último, corresponde a anti-

guas plataformas de abrasión cuaternarias, que fueron reconocidas aflorantes en el sector externo del estuario de Bahía Blanca por diversos autores (Andreoli et al. 2022, Minor Salvatierra et al. 2023).

En base a la configuración en planta que adquieren estas geoformas se diferencian entre lineaciones sedimentarias con y sin dunas en sus franjas arenosas. Aquellas sin dunas (Fig. 2 A) se ubican entre los 14 y 22 m de profundidad, en el sector central del canal Principal (Fig. 2 C). Sus franjas arenosas presentan una orientación NO-SE. En tanto, lineaciones sedimentarias con dunas sobreimpuestas (Fig. 2 B) se desarro-

llan a profundidades similares, pero ubicadas principalmente al sureste del área (Fig. 2 C), con orientación NNO-SSE. Las dunas que se hallan sobreimpuestas a la franja de sedimento son pequeñas a medianas (altura <1 m y longitud de onda <8 m), y sus crestas se orientan de forma perpendicular a la franja sedimentaria. En los casos donde las dunas presentan tamaños mayores, a través del análisis de los sonogramas, se pudo definir la rampa y el talud de la geoforma (Fig. 3).

Otra de las formas de fondo halladas en el área de estudio son las marcas de cometa (*comet marks*). Estas, son rasgos erosivos-depositacionales, elongados, que se originan

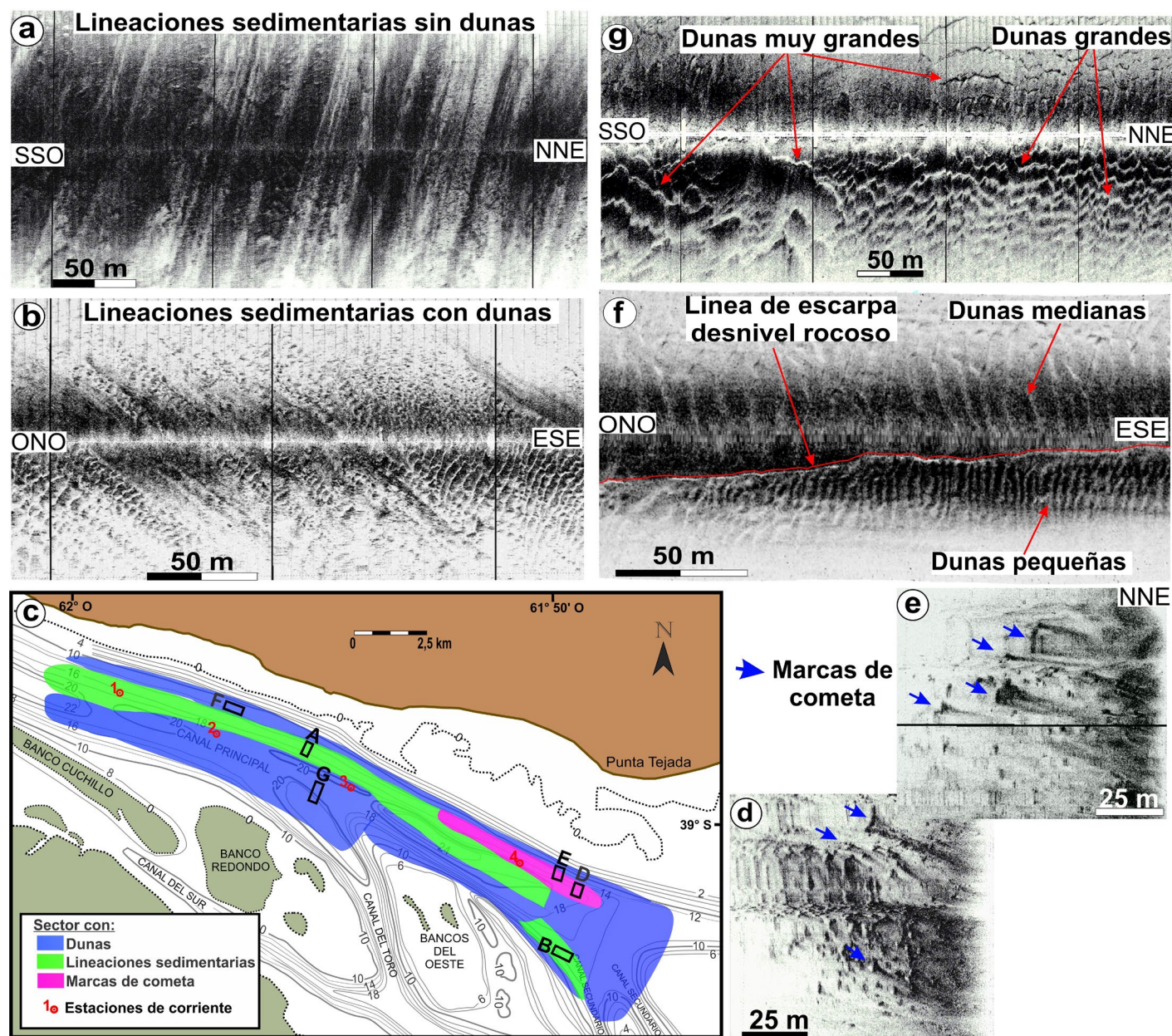


Figura 2. a-b) Registros de sonar de barrido lateral mostrando lineaciones sedimentarias. c) Distribución de las formas de fondo y ubicación de los sonogramas en el área de estudio. d-e) Registros de sonar de barrido lateral con marcas de cometa. f-g) Registros de sonar de barrido lateral mostrando dunas.

por turbulencia cuando las corrientes del fondo se encuentran con un obstáculo (Werner y Newton 1975). Los obstáculos son irregularidades del lecho marino, como rocas o bloques, que imponen una barrera al flujo. En el presente trabajo, las marcas de cometa (Fig. 2 D y E) fueron halladas sobre las extensas plataformas rocosas cuaternarias aflorantes en el fondo marino, a profundidades entre los 14 y 18 m (Fig. 2 C). En este lugar, se observaron grandes bloques de roca que superan los 5 m de extensión, los cuales presentan formas redondeadas a irregulares (Fig. 2 D y E), siendo estos obstáculos que favorecen la formación de las marcas de cometa. Otro rasgo destacable es la orientación que presentan las marcas de cometa, la cual se presentó mayormente en dirección ONO-ESE.

Un elemento fundamental de las marcas de cometa son las colas, las cuales se vinculan a vórtices turbulentos que generan sectores de erosión detrás del obstáculo, dejando expuesto el sustrato inferior no móvil. Así, las zonas con menor cobertura sedimentaria son identificables en los registros de sonar lateral por su alta reflectividad acústica (tonalidades más oscuras, Fig. 4 A). En tanto, la acumulación de sedimentos finos se reconoce por sus tonalidades más claras (Fig. 4 A). A partir de la información proporcionada por el sonar lateral se realizó un análisis de la morfología de estas geoformas. De esta manera, se identificó que la acumulación de sedimentos finos y la geometría de la cola de cometa no siempre se presentan de la misma manera.

En algunos casos, se observaron marcas de cometa con una pequeña acumulación de sedimentos finos sobre la cola de cometa (conocida como sombra arenosa o *sand shadow*), mientras que en los laterales de la cola de cometa y delante del obstáculo se observa una disminución de cobertura de sedimento identificable en los sonogramas con zonas de mayor reflectividad (Fig. 4 A, I). Por otro lado, también se identificaron marcas de cometa que, contrariamente a las anteriores, presentan una zona de acumulación de sedimentos finos delante del obstáculo y delimitando los laterales de la cola del cometa. En ellas, sobre la cola de cometa no hay deposición, y se reconocen dos tipos de geometrías (Fig. 4 A, II y III). Así, se distinguen aquellas denominadas como estrechas (Fig. 4 A, II), donde la cola se angosta gradualmente hasta desaparecer, y otras caracterizadas por presentar una cola que se ensancha progresivamente a medida que se aleja del obstáculo, conocidas como cuasi-infinitas (Fig. 4 A, III).

Otro rasgo medible en los registros de sonar de barrido lateral es la longitud de las colas de cometa, definida desde el obstáculo hasta el extremo distal de la cola, reconocible en los sonogramas. En general, la longitud (Fig. 4 B) alcanza

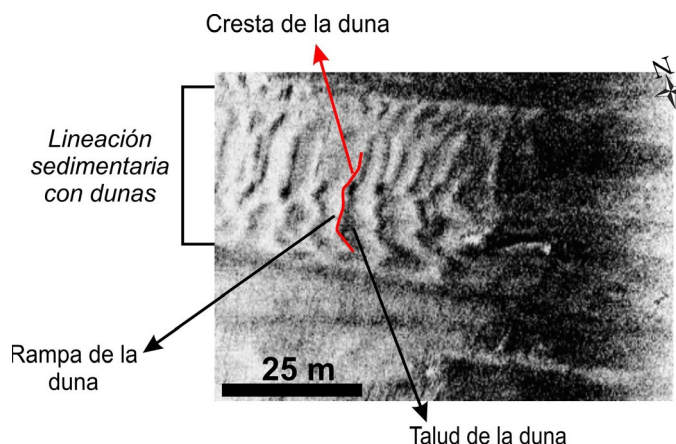


Figura 3. Sonograma que ilustra las características morfológicas de las lineaciones sedimentarias con dunas sobreimpuestas.

valores de hasta 60 m y puede ser hasta cinco veces mayor que su ancho.

Las dunas, otras formas de fondo observables en el área de estudio, son cuerpos de arena que se disponen perpendicularmente a la dirección del flujo predominante. Sobre la base de la categorización de Ashley (1990), en el área de estudio se encuentran desde dunas pequeñas hasta muy grandes. Las dunas pequeñas y medianas halladas se caracterizan por presentar longitudes de onda menores a 10 m y alturas menores a 1 m (Fig. 2 F). Estas, se localizan principalmente en las cercanías de los veriles (Fig. 2C), donde las dunas pequeñas se restringen a profundidades menores a 12 m, mientras que las dunas medianas se registran hasta aproximadamente 16 m de profundidad. Estas últimas, exhiben un perfil asimétrico con su talud orientado hacia el exterior del estuario.

Las dunas grandes y muy grandes (Fig. 2 G) se observan principalmente en el sector central y sur del canal Principal, entre profundidades de 10 y 22 m (Fig. 2 C). Las dunas grandes presentan alturas entre 1 y 2 m y longitudes de onda entre 10 y 25 m. En tanto, las dunas muy grandes tienen alturas que varían entre 2 y 4 m, y longitudes de onda entre 25 y 200 m. De manera consistente, las dunas grandes y muy grandes exhiben una pronunciada asimetría, con el talud orientado hacia la Plataforma Continental.

En el sector central del canal Principal, las dunas presentan crestas de gran longitud (> 400 m), dispuestas perpendicularmente al eje del canal, lo que refleja la influencia del flujo principal. En los canales mareales situados al sur del área de estudio (Fig. 2C, canal del Toro y canales secundarios), las crestas se reorientan perpendicularmente a su eje, lo que evidencia una adaptación morfológica a la geometría local del flujo mareal. Las dunas presentan una morfología asimétrica, con taludes predominantes orientados hacia el SE-SSE, lo

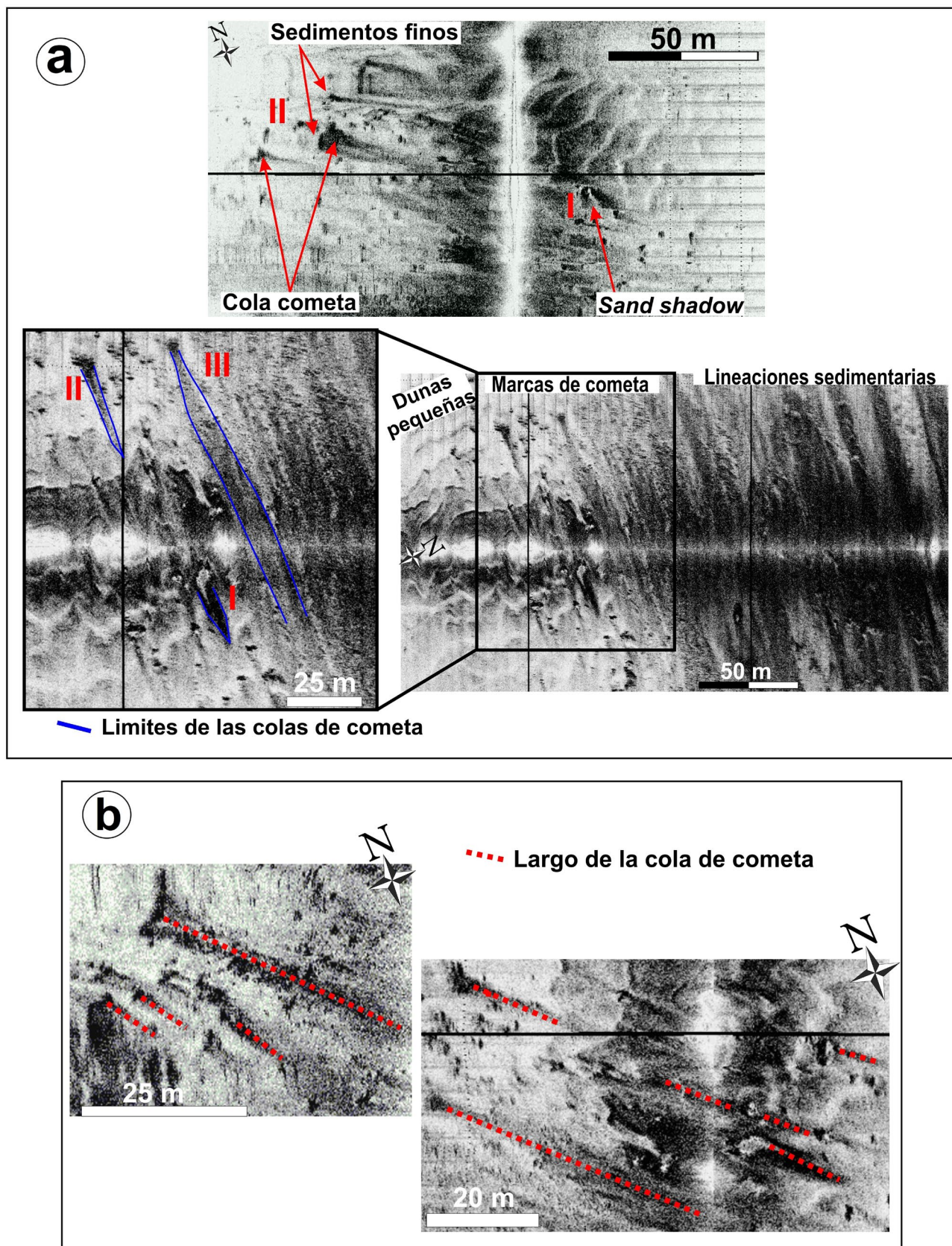


Figura 4. Registros obtenidos mediante sonar de barrido lateral. a) Identificación de las colas de cometa, destacándose tres tipos de morfologías: (I) con sombra arenosa (sand shadow), (II) estrechas y (III) cuasi-infinitas. b) Longitud de las colas de cometa indicada con líneas rojas punteadas.

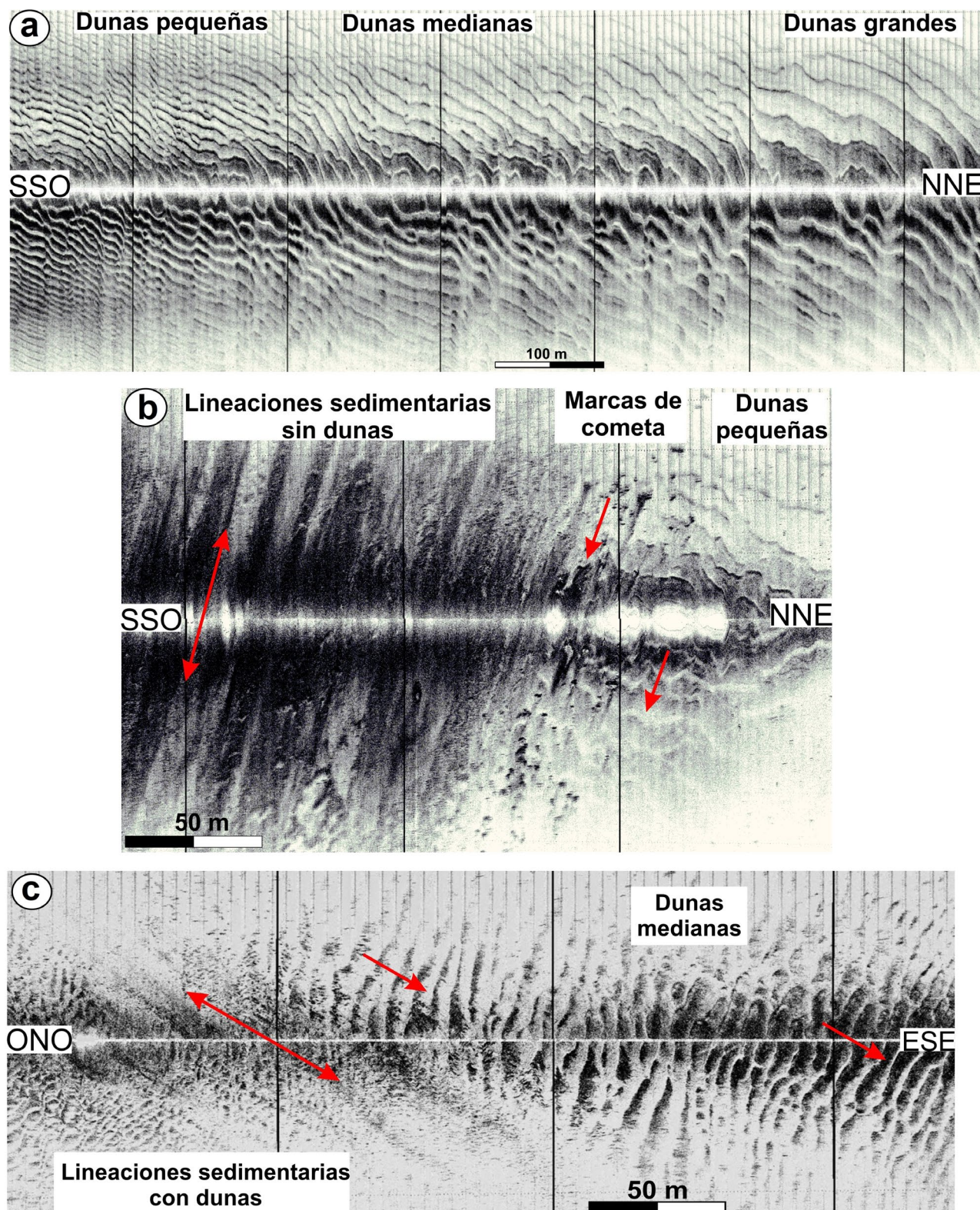


Figura 5. Registros obtenidos mediante sonar de barrido lateral, mostrando el pasaje transicional entre dunas de diferentes tamaños (a) y entre formas de fondo con orientación paralela y transversal al flujo (b-c). Las flechas rojas indican la dirección del transporte de sedimento como carga de fondo, reflejada en las características de la geoforma.

que sugiere que la dinámica del flujo bidireccional y los patrones de sedimentación asociados a la marea reflejan la forma y orientación de estas estructuras.

Por último, otro aspecto de interés es el pasaje que se observa en los sonogramas entre dunas de diferentes dimensiones (Fig. 5 A). Así, las dunas de mayor tamaño presentes en

el sector central del canal van cambiando gradualmente sus tamaños a dunas menores hacia los veriles. De igual manera, se advierte el pasaje entre las formas de fondo orientadas en dirección paralela y transversal al flujo, como es el caso de dunas, marcas de cometa y lineaciones sedimentarias (Fig. 5 B), o bien entre dunas y lineaciones sedimentarias (Fig. 5 C).

Caracterización sedimentológica de las formas de fondo

La recolección de muestras sedimentológicas de fondo se realizó a partir de la información obtenida con el sonar de barrido lateral, que permitió reconocer las distintas formas de fondo y, en consecuencia, extraer material sedimentario asociado. En el laboratorio, las muestras fueron analizadas granulométricamente, a partir de lo cual se obtuvo su caracterización sedimentológica. Se determinaron los parámetros estadísticos más comunes como la media (X), la moda (Mo) y la selección o desvío estándar (σ). Así, las muestras recolectadas en sectores con *sand ribbon* indican que las franjas sedimentarias se encuentran constituidas por arena fina ($2\ \phi < X < 3\ \phi$), bien seleccionada ($0.3\ \phi < \sigma < 0.5\ \phi$) (Fig. 6). En tanto, los sectores entre las franjas arenosas, correspondiente a las tonalidades muy reflectivas en los sonogramas (Fig. 2 A), se componen de grava y arena. El tamaño grava alcanza porcentajes significativos (entre 2 a 20 %), y se halla representado por material lítico y restos biogénicos mayormente fragmentados. Estos sedimentos presentan una media correspondiente a arena mediana ($1.00\ \phi < X < 1.96\ \phi$), y una pobre selección ($2.01\ \phi < \sigma < 1.17\ \phi$) (Fig. 6).

Por su parte, la moda (Mo) revela que el sedimento de las franjas arenosas exhibe una distribución unimodal correspondiente a arena fina ($2.23\ \phi < Mo < 2.73\ \phi$), indicando una composición dominada por esa granulometría. En cambio, los sectores entre franjas arenosas muestran una distribución bimodal. En ellos, una de las modas se encuentra en el rango de arena mediana ($1.27\ \phi < Mo < 2.13\ \phi$), mientras que la otra corresponde a las fracciones de grava y arena muy gruesa ($-2.24\ \phi < Mo < 0.2\ \phi$), evidenciando un sedimento con amplia variabilidad granulométrica y una mayor proporción de materiales gruesos.

El sedimento que conforma las marcas de cometa es similar al de las lineaciones sedimentarias y está constituido por arena fina ($2\ \phi < X < 2.9\ \phi$) bien seleccionada ($0.3\ \phi < \sigma < 0.5\ \phi$). Este presenta una distribución unimodal, con moda correspondiente a arena fina. Por otro lado, las dunas grandes y muy grandes están compuestas por arena fina ($2\ \phi < X < 2.5\ \phi$), de variada selección ($0.3\ \phi < \sigma < 1\ \phi$), con fragmentos de moluscos de 0.5 a 3 cm. Las muestras exhiben distribuciones granulométricas unimodales y bimodales. En

todos los casos, la moda principal se ubica en la fracción de arena fina, mientras que en las distribuciones bimodales, la moda secundaria corresponde a arena mediana. En cambio, las dunas pequeñas a medianas están compuestas por arena fina ($2.1\ \phi < X < 3\ \phi$), con una proporción de pelitas (Fig. 6), cuyo porcentaje llega al 5 %. Estos sedimentos se presentan bien a moderadamente seleccionados ($0.4\ \phi < \sigma < 0.8\ \phi$) y exhiben una distribución unimodal correspondiente a arena fina.

Espesor sedimentario

Para evaluar la disponibilidad sedimentaria, se efectuaron mediciones del espesor de la capa de sedimento disponible para transporte a partir de los sismogramas. En sectores con *sand ribbons*, el espesor del sedimento que las conforman es reducido, siempre menor que 1.0 m (Fig. 7 A, B). Los mayores espesores (cerca de 1 m) se registran en las lineaciones sedimentarias con dunas en sus franjas arenosas. En tanto, las lineaciones sedimentarias sin dunas se presentan con espesores inferiores a 0.5 m.

Una situación similar se observa en los sectores con marcas de cometa, donde el espesor es siempre menor a 0.5 m (Fig. 7 A, B). Las marcas de cometa sin sombra arenosa, así como el fondo arenoso sin geoformas (Fig. 7 A), se presentan en áreas con los menores espesores sedimentarios. En cambio, aquellas con sombra arenosa (*shadow sand*; Fig. 4 A, I) se desarrollan en sectores donde el espesor se aproxima a medio metro.

Para las dunas, el espesor medible en los sismogramas se establece entre la discontinuidad acústica y el seno de la geoforma (Fig. 7 C), ya que la distancia entre la cresta y el seno se considera como la altura de la duna. El análisis indica que el espesor varía entre 0.5 y 2.5 m (Fig. 7 C). Además, se analizaron 45 ejemplares de dunas en los cuales se evaluó la relación entre la altura y el espesor sedimentario (Fig. 7C, gráfico de dispersión). La distribución de los datos obtenidos evidencia una tendencia lineal directa entre ambos parámetros.

Corrientes de marea

Para el estudio de las corrientes de marea, se analizaron datos recolectados previamente por Lanfredi y Schmidt (1979) en cuatro estaciones localizadas a lo largo del canal Principal (Fig. 2 C). La velocidad y la dirección media de la corriente de marea registradas para cada estación durante un ciclo de marea completo (12 h) se presentan en la Figura 8. La evaluación de la duración de la corriente en todas las estaciones indica que, en promedio, ambos hemisiclos demoran 6 horas cada uno. Las máximas intensidades se presentaron

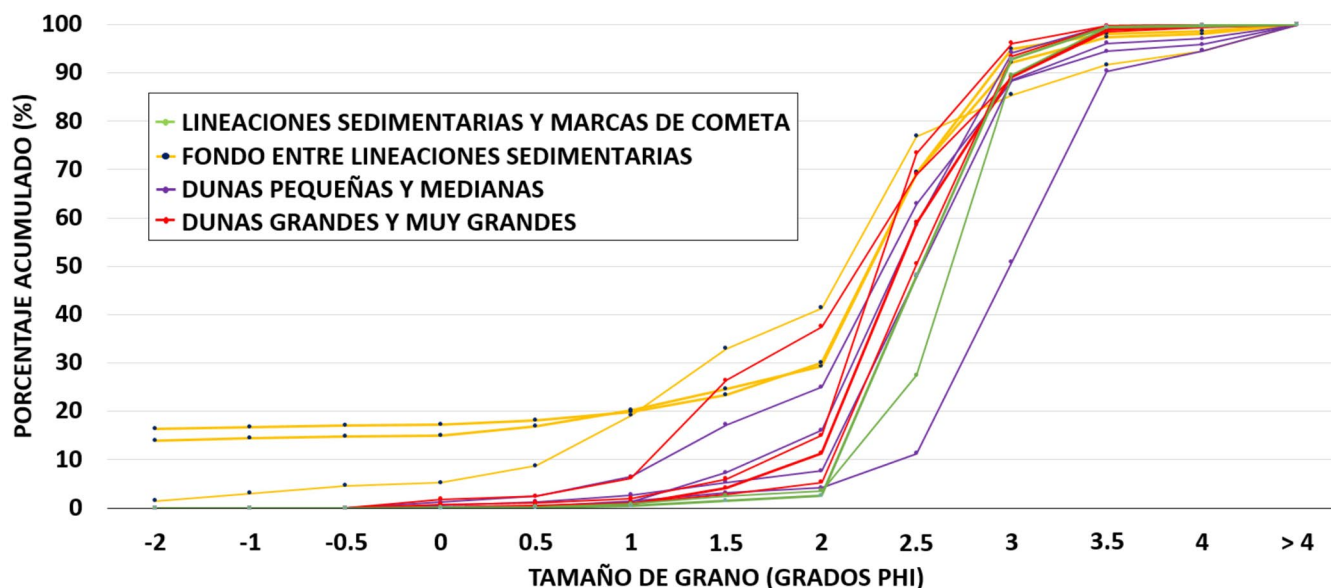


Figura 6. Curvas acumulativas de las muestras de sedimento correspondientes a las distintas formas de fondo del área de estudio, presentadas en escala aritmética.

siempre durante el reflujo (Fig. 8). El análisis comparativo de las velocidades medias entre las cuatro estaciones revela que tanto para el flujo como para el reflujo, las mayores velocidades se producen hacia el sector más interno del canal. La evaluación de las direcciones de la corriente en ambos hemisiclos indica que, en general, presentan sentidos opuestos. La distribución direccional de los vectores de corriente, representada en los diagramas de rosa para las cuatro estaciones (Fig. 8), evidencia la bidireccionalidad de la corriente. El reflujo, tiene una duración de seis horas y muestra una orientación E-SE. En tanto, el flujo demora seis horas y presenta una dirección O-NO.

El análisis de las intensidades medias de las corrientes indica que en la estación 1, ubicada donde se desarrollan las lineaciones sedimentarias (Fig. 2 C), el flujo alcanza su valor promedio máximo (0.927 m/s) en dirección al oeste, 3 horas después de la bajamar en Puerto Belgrano; en tanto, durante el reflujo la máxima velocidad media es de 1.13 m/s en dirección ESE, registrándose 3 horas después de la pleamar en Puerto Belgrano.

En E2 y E3, ubicadas en sectores donde se desarrollan las dunas (Fig. 2 C), la máxima velocidad media durante el reflujo fue de 0.98 m/s y 1.18 m/s, respectivamente, ocurriendo 3 horas después de la pleamar en Puerto Belgrano. En tanto, la corriente de flujo reveló valores de 0.82 m/s en E2 y 0.57 m/s en E3, 3 horas después de la bajamar en Puerto Belgrano. En ambas estaciones, las máximas velocidades durante el flujo se dirigieron hacia el NO, mientras que durante el reflujo se orientaron hacia el ESE.

En E4, donde se desarrollan las marcas de cometa (Fig. 2 C), la velocidad media de la corriente alcanzó un valor máximo de 0.72 m/s, 4 horas después de la pleamar en Puerto Belgrano, y una dirección en sentido ESE. En condiciones de flujo, la máxima velocidad media alcanzada fue de 0.67 m/s en dirección oeste, ocurriendo 4 horas después de la bajamar en el mismo puerto. La diferencia en los horarios que suceden las máximas velocidades con respecto a las otras estaciones se adjudica al retardo de la onda de marea debido a que la estación 4 se encuentra en el sector más externo del estuario (Fig. 1 B) y, por lo tanto, más alejada del Puerto Belgrano.

DISCUSIÓN

La información acústica y sedimentológica adquirida en el sector externo del estuario de Bahía Blanca indica que el área de estudio presenta tres formas de fondo específicas: lineaciones sedimentarias, marcas de cometa y dunas. Estas se encuentran recubriendo, de manera parcial o total, formaciones cuaternarias relicticas aflorantes, las cuales se hallan compuestas por distintos niveles de terrazas y sus plataformas de abrasión (Andreoli et al. 2022, Minor Salvatierra et al. 2023). Las lineaciones sedimentarias, o *sand ribbons*, tienen una elevada presencia, exhibiéndose como largas franjas de arena, de gran continuidad lateral y con bordes definidos (Fig. 2 A y B). Su formación está regulada por el tamaño del grano del sedimento, la profundidad y velocidad del flujo (Kenyon 1970, Rubin y McCulloch 1980, Amos y King 1984, Southard y Boguchwal 1990). Así, en el presente estudio, fueron reco-

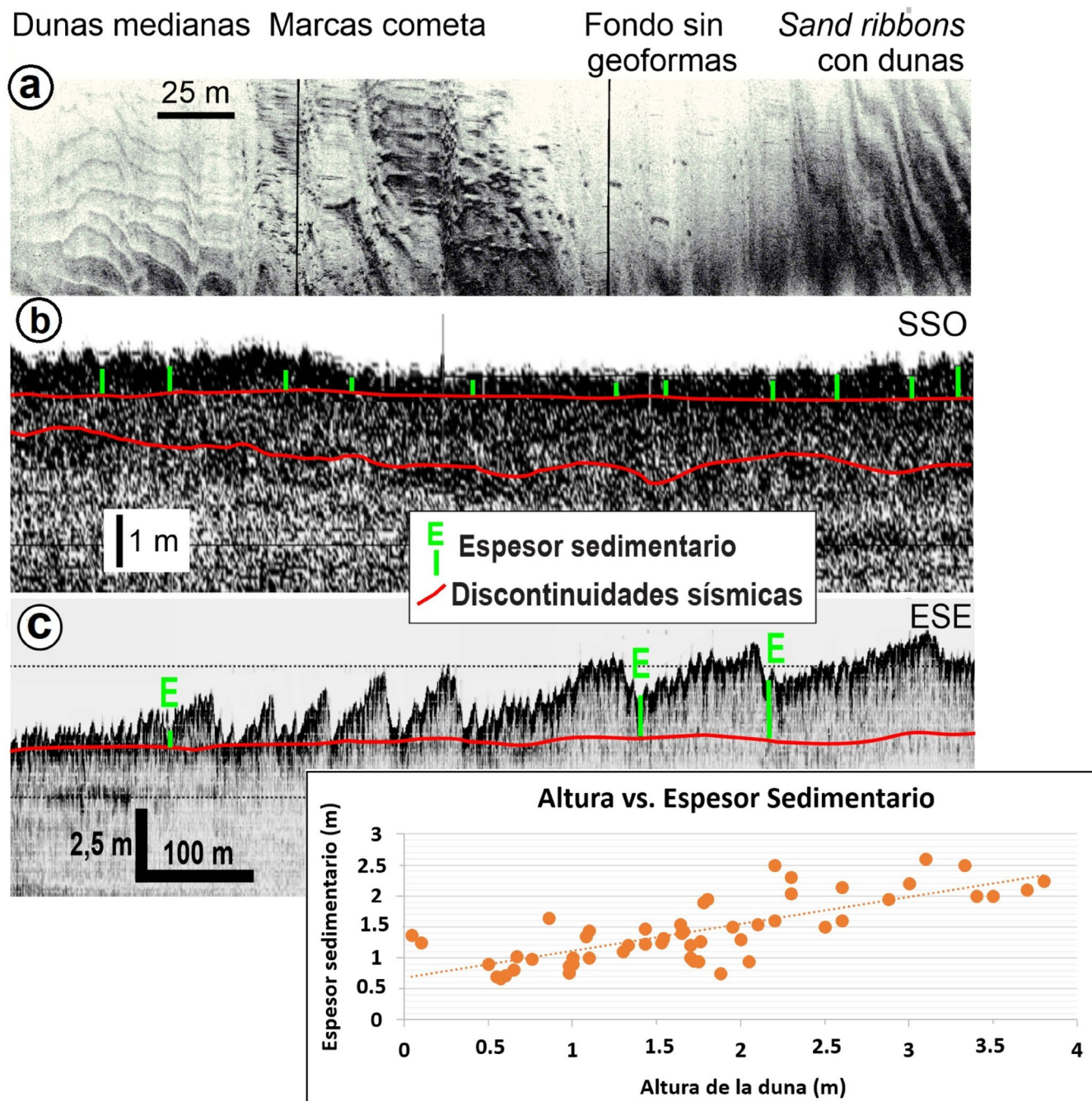


Figura 7. a) Registro de sonar de barrido lateral mostrando dunas pequeñas, marcas de cometa y lineaciones sedimentarias. b) Sismograma del mismo sector que A, donde se determina el espesor sedimentario. c) Sismograma con estimación del espesor en sectores con dunas y diagrama de dispersión que muestra la relación entre el espesor sedimentario y la altura de la duna (unidades en metros).

nocidas a profundidades variables entre los 14 y 22 m, compuestas por arena fina, bien seleccionada, según el análisis de las muestras sedimentarias. En tanto, el sustrato sobre el cual se originan está conformado predominantemente por arena gruesa y grava.

En la generación de las *sand ribbons*, el sedimento arenoso se concentra en franjas paralelas al flujo dominante (Kenyon 1970, Belderson et al. 1982). Por ello, la intensidad y, sobre todo, la dirección del flujo predominante que genera

el transporte de sedimento se reflejan en la disposición que adquieren las lineaciones. Así, esta geoforma es especialmente útil para determinar la dirección del flujo. En el área de estudio, la orientación predominante de las franjas de arena (noroeste-sureste; Fig. 2 A) sugiere que se desarrollan alineadas paralelamente al eje principal del canal. En contraste, las franjas arenosas localizadas en el sector sureste del área (Fig. 2 C), presentan una orientación que concuerda con la disposición de los canales secundarios entre los bancos are-

nosos, lo que indica la influencia de corrientes secundarias asociadas a la dinámica local del flujo.

Considerando la morfología en planta de las *sand ribbons*, cuando presentan dunas sobreimpuestas, se identificaron que las crestas de las dunas se orientan de forma perpendicular al eje principal de la lineación (Fig. 2 B). Esta disposición morfológica sugiere una interacción dinámica entre el flujo principal y las corrientes locales secundarias, capaces de generar estructuras sedimentarias compuestas. En aquellos casos donde las dunas alcanzan tamaños medianos, fue posible reconocer la rampa y el talud de la geoforma (Fig. 3), lo cual indica un grado avanzado de desarrollo morfodinámico y una mayor estabilidad temporal del sistema depositacional. La disposición del talud orientado hacia el exterior del estuario sugiere que estas geoformas se originan bajo condiciones dominadas por la corriente de reflujo, con el transporte de sedimento como carga de fondo en dicha dirección. En conjunto, estos patrones morfológicos (orientación de las franjas arenosas y del talud de las dunas sobreimpuestas) permiten inferir que dicha corriente desempeña un rol fundamental en la génesis y evolución de las lineaciones sedimentarias observadas en la zona externa del estuario de Bahía Blanca.

Del mismo modo, en el sector más interno del área de estudio, donde se localiza la E1 (Fig. 2 C), la velocidad del reflujo registrada alcanza los 1.13 m/s, encontrándose dentro del rango característico de ambientes de alta energía donde suelen desarrollarse franjas arenosas. Diversos estudios de laboratorio (Kenyon 1970, Amos y King 1984), han señalado que estas se originan en plataformas marinas sometidas a corrientes de alta velocidades máximas (mayores a 1 m/s). En este contexto, los valores observados en el área de estudio coinciden con las condiciones hidrodinámicas requeridas para su formación. Además, el sector analizado del estuario de Bahía Blanca se encuentra comprendido entre los 10 y 24 metros de profundidad, donde la acción de las olas sobre el fondo marino es mínima, lo que refuerza el papel dominante de las corrientes de marea como principal agente de la dinámica sedimentaria.

Otra variable determinante, no solo en la formación de *sand ribbons* sino también de distintas formas de fondo, es la disponibilidad de material arenoso movilizado por las corrientes. El volumen de sedimento presente en la zona influye directamente en la morfología y en las dimensiones de las geoformas que se desarrollan. Por lo tanto, el espesor sedimentario puede utilizarse como un parámetro indicativo del volumen de sedimento transportado por las corrientes, lo que permite inferir su abundancia o escasez. Varios autores establecen que las lineaciones sedimentarias se desarrollan principalmente en contextos de baja disponibilidad de mate-

rial arenoso (Allen 1968a, Belderson et al. 1982, Kleinhans et al. 2002, Tuijnder et al. 2009). Al correlacionar el aporte de sedimento con el espesor de las lineaciones en el área de estudio, se observa que aquellas con espesores menores a 1 m presentan dunas sobreimpuestas, mientras que aquellas con espesores menores a 0.5 m no presentan dichas formas de fondo. Esto sugiere que el volumen de sedimento en tránsito en la zona de desarrollo de estas formaciones es relativamente bajo. La diferencia observada entre las lineaciones con y sin dunas podría atribuirse a que las primeras se desarrollan en sectores más cercanos a los bancos de arena (Fig. 2 C).

El análisis de los registros de sonar permitió reconocer, en los lugares donde afloran materiales rocosos (Fig. 2 D y E), la presencia de marcas de cometa. Estas geoformas se originan cuando el flujo, al encontrar un obstáculo, desarrolla un movimiento helicoidal (Werner et al. 1980), lo que produce un incremento del esfuerzo cortante en el lecho alrededor del mismo (Verdicchio y Trincardi 2006). El flujo helicoidal establecido en los ensayos de laboratorio (Werner et al. 1980, Flemming 1980, 1984) erosiona el material de menor granulometría y lo moviliza, generando aguas abajo del obstáculo una zona erosiva denominada cola de cometa. La ausencia o escasez de sedimento sobre la cola produce la exposición del sustrato no móvil subyacente, que se identifica en los registros de sonar de barrido lateral por su elevada reflectividad acústica (Fig. 2 D y E).

Los obstáculos observados en el presente trabajo corresponden a afloramientos rocosos de gran tamaño, con diámetros superiores a 5 m y formas principalmente redondeadas. Estas estructuras confieren una rugosidad significativa al fondo marino, promoviendo turbulencias en la capa límite y favoreciendo la formación de las marcas de cometa.

Al igual que las lineaciones sedimentarias, las marcas de cometa se desarrollan bajo condiciones de escasa disponibilidad de sedimento. En el área de estudio se identificaron marcas del tipo *sand shadow* (Fig. 4 A, I), que se localizan en sectores con espesores de depósito ≈ 0.5 m. Su geometría, caracterizada por un depósito arenoso sobre la cola de cometa (Fig. 9, I), coincide con la descripción de Werner et al. (1980), quienes asocian su formación a regiones donde una capa de arena fina móvil se dispone sobre un sustrato grueso no movilizado por la corriente.

Las marcas sin sombra arenosa (Fig. 9, II y III), así como el fondo arenoso sin geoformas (Fig. 7 A), fue evidenciado con espesores menores a 0.5 m. La diferencia en la generación entre las marcas de cometa y el fondo sin geoformas radica en la presencia de obstáculos. Las marcas de cometa denominadas estrechas (Fig. 9, II) presentan una cola erosiva que se angosta progresivamente aguas abajo del obstáculo.

En este caso, no se observa acumulación significativa de sedimentos sobre la cola, sino que el material arenoso se ubica por delante del obstáculo y a los costados de la misma. Estas formas, según Werner et al. (1980) se originan en fondos dominados por material grueso no móvil, con cobertura sedimentaria delgada o ausente.

Werner et al. (1980) vinculan la formación de las marcas *sand shadow* y estrechas (los tipos I y II) con regímenes de flujo comprendidos dentro del campo de estabilidad de los *ripples* (Harms et al. 1975, Ashley et al. 1990). Si bien ambas geoformas, observadas en la zona externa del estuario de Bahía Blanca, se desarrollan bajo condiciones de baja disponibilidad de sedimento, la presencia cercana de un campo de dunas de pequeña escala (Fig. 4) sugiere que las marcas de cometa tipo I y II se originan bajo un régimen de flujo similar al de las dunas, concordante con lo observado por dicho autor.

Por otro lado, las marcas de cometa cuasi-infinitas (Fig. 4 A, III) se caracterizan por una cola que se ensancha aguas abajo del obstáculo y por la presencia de zonas de acumulación de sedimento fino que las delimitan (Fig. 9, III). Según Werner et al. (1980), estas geoformas se generan en condiciones de escasa disponibilidad sedimentaria, cuando el flujo supera el umbral de estabilidad de las formas de fondo de pequeña escala, es decir, bajo regímenes de mayor energía, asociados al desarrollo de formas de fondo de mayor escala como las dunas (Harms et al. 1975). No obstante, la restringida cantidad de arena limita el desarrollo pleno de estas últimas, favoreciendo la formación de marcas de cometa. De este modo, un fondo propicio para el desarrollo de marcas cuasi-infinitas corresponde a ambientes con baja disponibilidad de sedimento, donde una delgada capa de arena se desplaza sobre un sustrato duro y relativamente liso, y el flujo es perturbado únicamente por la presencia de obstáculos (Werner et al. 1980). En el estuario de Bahía Blanca, se registraron condiciones favorables para el desarrollo de marcas cuasi-infinitas en sectores con espesores sedimentarios muy inferiores a 0.5 m.

La intensidad y dirección de las corrientes constituyen factores importantes en la generación y evolución de las marcas de cometa. Estudios previos han demostrado que la iniciación de estas estructuras ocurre cuando la velocidad media del flujo alcanza aproximadamente 0.50 m/s (Werner et al. 1980, Kuijpers 1985). En ambientes marinos de diversas características, estas marcas de cometa se forman con intensidades de corriente con velocidades comprendidas entre 0.4 m/s y 1 m/s (Kenyon 1986, Masson 2001, Kuijpers et al. 2002, Verdicchio y Trincardi 2006, Trincardi et al. 2007, Wynn y Masson 2008, Stow et al. 2009).

El análisis de las corrientes de marea en el sector donde se identificaron las marcas de cometa (E4), reveló una clara dominancia del reflujo sobre el flujo, registrándose una velocidad media máxima de 0.72 m/s hacia el ESE (Fig. 8). La orientación de las colas de cometa coincide con esta dirección predominante del reflujo, lo que evidencia una marcada vinculación entre la dinámica de las corrientes de marea y la disposición de las colas. La dimensión de la cola erosiva puede considerarse, además, un indicador de la intensidad y duración de las corrientes. Werner et al. (1980) demostraron que un aumento en la velocidad del flujo genera un alargamiento rápido de la cola. Sin embargo, estos autores encontraron que cuando las marcas de cometa se desarrollan en asociación *ripples*, la extensión de la cola de cometa tiende a estar limitada por la migración de estas últimas, sugiriendo una interacción dinámica entre ambas geoformas.

El crecimiento potencial de la cola estaría directamente vinculado con el grado de turbulencia del flujo, intensificado por la presencia de estas formas de fondo de pequeña escala. En el área de estudio, las marcas de cometa con *sand shadow* (Fig. 9, I) y las de morfología estrecha (Fig. 9, II), presentan longitudes similares, lo que sugiere que ambas se desarrollaron bajo condiciones hidrodinámicas similares, dentro de un entorno circundado por pequeñas dunas (Fig. 4). Dado que la generación de las geometrías tipo I y II se asocia a flujos comprendidos dentro del campo de estabilidad de los *ripples* (Werner et al. 1980), se utilizó el diagrama de estabilidad de Ashley et al. (1990) para estimar la velocidad de corriente más probable. Los resultados indican que, para marcas de cometa conformadas por arena fina, las velocidades medias del flujo debieron situarse entre 0.6 m/s y 0.8 m/s, valores coherentes con los obtenidos en la estación 4 (0.72 m/s).

En conjunto, estos resultados confirman que la morfología de las marcas de cometa y la orientación de sus colas reflejan con alta sensibilidad las variaciones locales en la intensidad y direccionalidad de las corrientes de marea. Asimismo, destacan la interacción entre procesos erosivos y constructivos a escala de lecho, donde la coexistencia de pequeñas dunas influye en el desarrollo final de estas geoformas.

Dentro del conjunto de formas asociadas al régimen de corrientes documentado en el área de estudio, las marcas de cometa cuasi-infinita (Fig. 9, III) constituyen una morfología elongada que se desarrolla en proximidad inmediata a las *sand ribbons* (Fig. 4 A). Diversos autores han señalado que, bajo condiciones extremas dominadas por corrientes intensas y de duración prolongada, las marcas de cometa que se originan corresponden a las variantes cuasi-infinitas, cuyos patrones se asemejan a las lineaciones sedimentarias (Kenyon

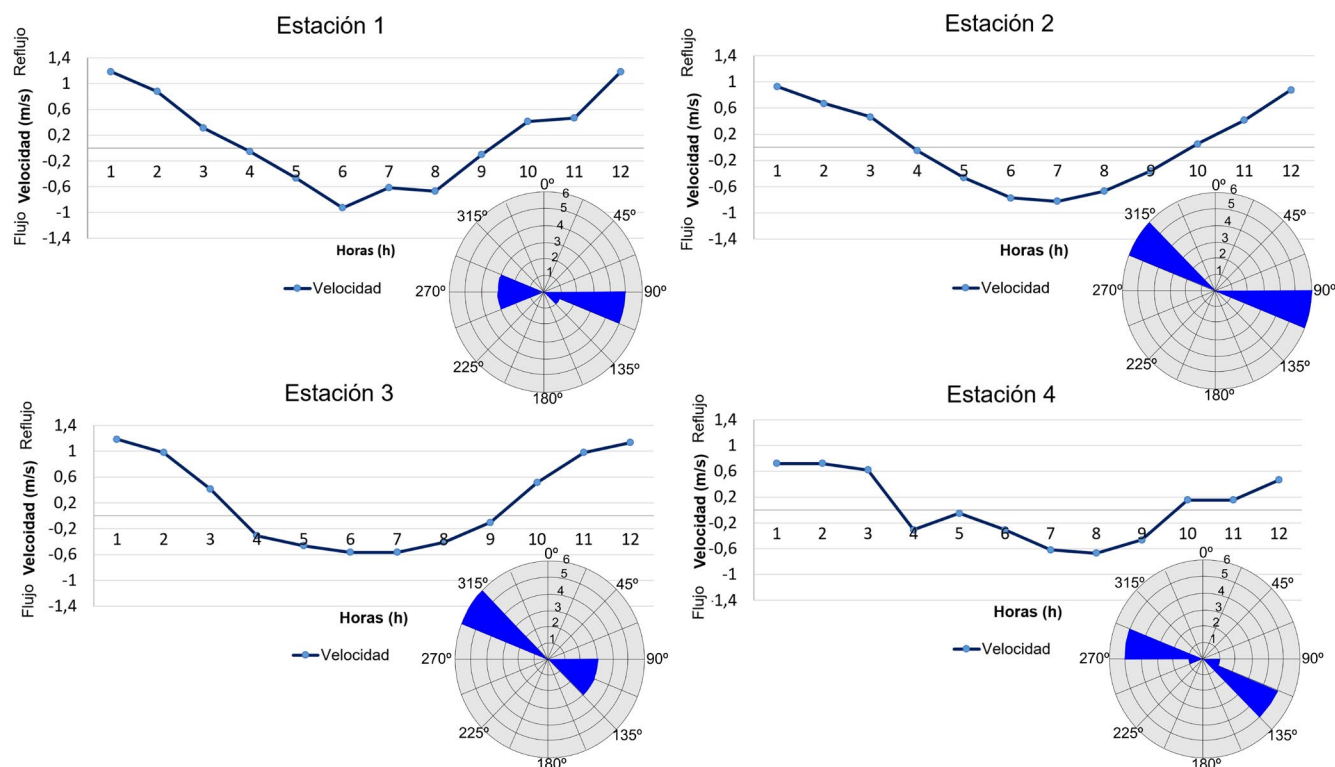


Figura 8. Velocidad media de la corriente en cada estación a lo largo de un ciclo de marea (12 h). Diagramas de rosa de las corrientes de marea que muestran las direcciones de los vectores de corriente en cada estación. El Norte corresponde a 0 grados, y los círculos concéntricos indican unidades de frecuencia relativa.

y Belderson 1973, Mc-Lean 1981, Kuijpers et al. 1998, 2002). Dado que esta geometría se asocia a condiciones hidrodinámicas de mayor energía que aquellas vinculadas a formas de fondo de pequeña escala (Werner et al. 1980), para sedimentos conformados por arena fina, como los hallados en este estudio, se infieren velocidades medias de flujo entre 0.6 m/s y 0.9 m/s (Ashley 1990). En este contexto, el incremento en la energía del flujo favorece el crecimiento de la cola de cometa característica de estas formas. Además, la transición observada entre marcas de cometa cuasi-infinitas y *sand ribbons* (Fig. 5 B) refuerza la interpretación de un régimen de alta energía, dado que la generación de estas últimas requiere velocidades medias máximas superiores a 0.9 -1 m/s (Kuijpers 1985). En conjunto, la coexistencia y disposición espacial de estas formas sugieren un entorno dominado por escasez de sedimentos y corrientes persistentes y altamente eficientes en la reorganización del sedimento, lo que resulta fundamental para comprender la dinámica depositacional y evolución morfológica del sector estudiado.

Junto a las mencionadas formas elongadas asociadas a flujos de alta energía, las dunas constituyen otra categoría de estructuras de fondo prominentes en el área de estudio, caracterizadas por su variabilidad morfológica y su estrecha relación con la dinámica mareal. En ambientes estuariales,

las dunas muestran gran variabilidad de geometrías y tamaños, evidenciando un estado de equilibrio con las condiciones hidrodinámicas locales (Ashley 1990, Van-Landeghem et al. 2012). La asimetría y el perfil transversal de las dunas constituyen indicadores de la dirección y magnitud del transporte de sedimentos como carga de fondo (Stride 1973, Ludwick 1972, Harris 1982, Lees 1983, Twichell 1983, Collins et al. 1995, Reynaud et al. 1999, Hennings et al. 2000). Las dunas grandes y medianas presentan relativa estabilidad frente a los ciclos mareales, conservando la orientación de su talud durante todo el ciclo (Fenster et al. 1990, Dalrymple y Rhodes 1995). El análisis de corrientes en las estaciones E2 y E3 (Fig. 8), ubicadas en zonas con dunas grandes y muy grandes, evidencia que la formación y preservación de estas estructuras está asociada a velocidades de flujo relativamente alta. Durante el reflujo, la velocidad media alcanzó 0.98 m/s en E2 y 1.18 m/s en E3, con dirección predominante hacia el ESE (Fig. 8), coincidente con la orientación del talud. Las corrientes de flujo presentaron valores menores, de 0.82 m/s en E2 y 0.57 m/s en E3. Estos resultados concuerdan con estudios previos que vinculan dunas estuariales asimétricas y de gran tamaño a velocidades medias de flujo entre 0.5 m/s y 1.35 m/s, dependiendo de la fase de la marea y de las condiciones locales (Allen 1968b, Dalrymple et al. 1978, Ashley et

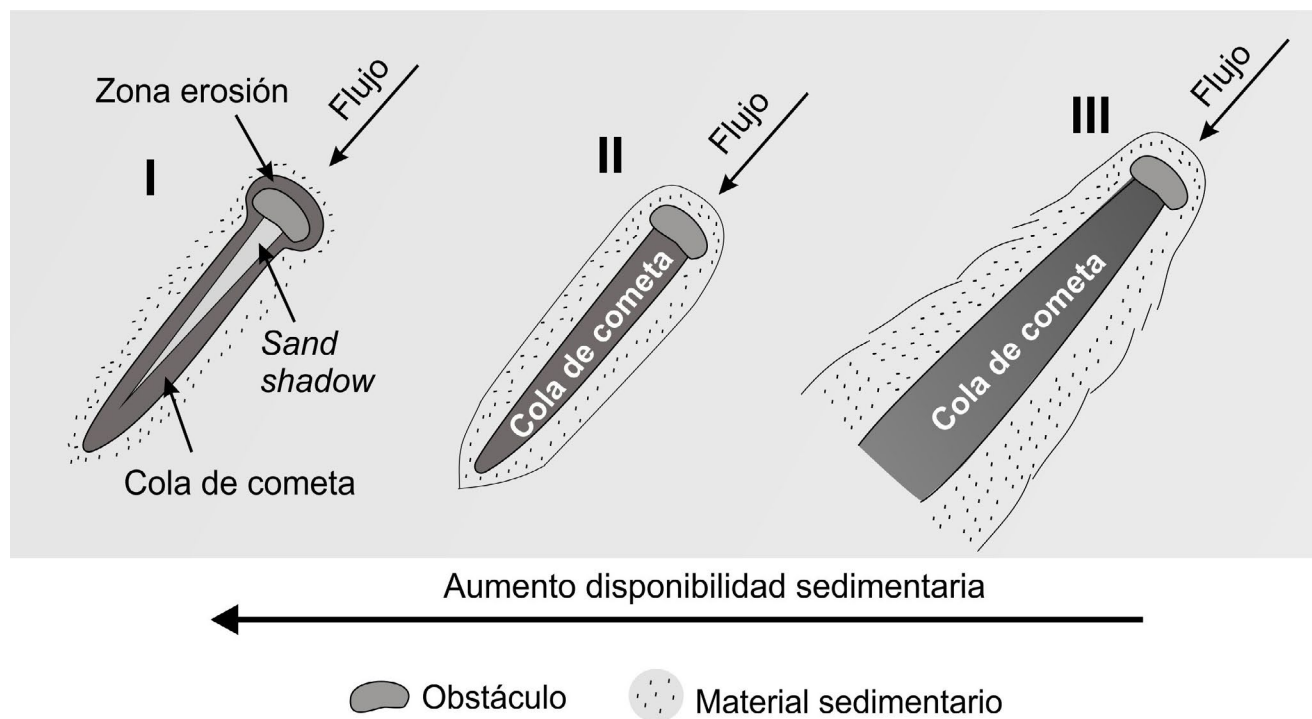


Figura 9. Esquematización de las diferentes configuraciones morfológicas de marcas de cometa identificadas en el presente estudio: (I) con sombras arenosas (*sand shadow*), modificado de Werner et al. (1980), (II) estrechas y (III) cuasi-infinitas.

al. 1990, Dalrymple y Rhodes 1995, Minor Salvatierra 2015). Por otra parte, las dunas medianas a muy grandes presentan perfiles marcadamente asimétricos, con la pendiente más pronunciada (talud) orientada hacia la zona externa del estuario, coincidiendo con observaciones previas en otras zonas del canal Principal (Aliotta 1987, Aliotta y Perillo 1990, Ginsberg et al. 2001, 2003, 2009, Cuadrado et al. 2003, Spagnuolo 2005, Lizasoain 2007, Giagante et al. 2008, Vecchi et al. 2008, Minor Salvatierra et al. 2015).

Además, la granulometría de los sedimentos controla el desarrollo de las dunas subacuáticas (Allen 1968b). En el área de estudio, el tamaño y la textura del material muestran una variación sistemática asociada a la escala de las formas de fondo. Las dunas grandes y muy grandes están compuestas por arena fina de baja uniformidad y fragmentos biogénicos de 0.5 a 3 cm, mientras que las dunas pequeñas y medianas presentan sedimentos más uniformes dominados por arena fina y una fracción pelítica subordinada (2-5 %). Estas últimas predominan en sectores someros (< 16 m).

La disponibilidad sedimentaria resulta un factor clave para el desarrollo y dimensión de las dunas. Aunque estudios previos proponen que las dunas grandes y muy grandes se forman en áreas de alta disponibilidad de sedimento (Franzetti et al. 2013) o incluso a partir de espesores mínimos (Allen 1968b y Aliotta y Perillo 1987), en este sistema los espesores arenosos varían entre 0.5 m y 2.5 m. La relación directa entre

la altura de duna y espesor sedimentario (Fig. 7 C) confirma que las mayores dimensiones se asocian a mayores volúmenes de arena móvil.

Las transiciones morfológicas entre dunas de diferentes tamaños (Fig. 5 A), específicamente entre dunas pequeñas y aquellas medianas a muy grandes, es consistente con variaciones pronunciadas del espesor sedimentario. El pasaje entre rasgos morfológicos longitudinales al flujo (marcas de cometa, lineaciones sedimentarias) y aquellos transversales (dunas) (Fig. 5 B y C), muchas veces coincide con cambios hidrodinámicos, como han señalado diversos estudios (Kenyon 1970, Werner et al. 1980, Ashley 1990, entre otros autores). La transición observada entre *sand ribbons* y dunas (Fig. 5 C), comparable con la secuencia descrita en plataformas (Belderson et al. 1982) y en aguas profundas (Stow et al. 2009), podría ser atribuida a cambios en la velocidad de la corriente. Aunque las *sand ribbons* suelen formarse bajo velocidades relativamente altas (0.75 a 1.5 m/s), las dunas del área de estudio se generan dentro de ese mismo rango de energías (0.98 m/s en E2 y 1.18 m/s en E3). Esto indica que, en este sistema, la velocidad del flujo no es suficiente para discriminar entre ambas geoformas y que la disponibilidad sedimentaria adquiere un rol determinante. Asimismo, en el caso de las marcas de cometa (Fig. 5 B), si bien un incremento en la velocidad media del flujo influye en sus distintas geometrías, su expresión morfológica depende principalmente

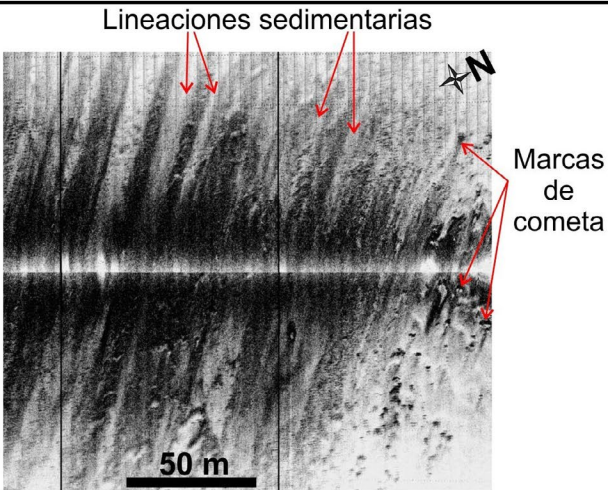
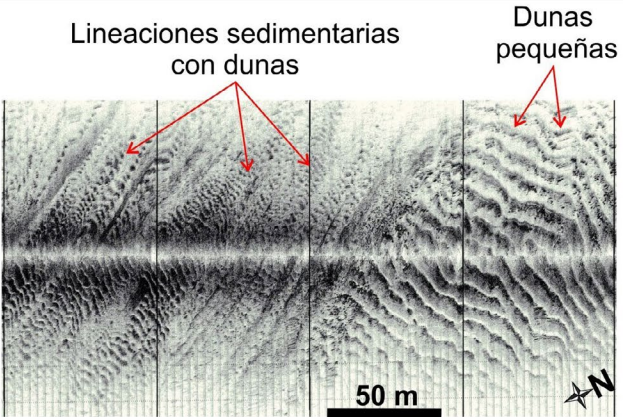
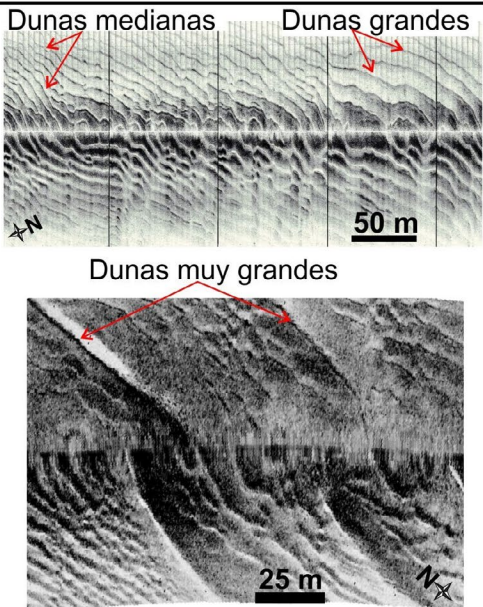
Forma de fondo	Espesor sedimentario (disponibilidad de sedimento)	Ejemplo de sonograma
Marcas de cometa Lineaciones sedimentarias sin dunas	$E < 0.5 \text{ m}$	
Lineaciones sedimentarias con dunas Dunas pequeñas	$0.5 \text{ m} \leq E \leq 1 \text{ m}$	
Dunas medianas a muy grandes	$1 \text{ m} < E < 2.5 \text{ m}$	

Figura 10. Secuencia de formación de las formas de fondo en la zona de estudio, en función del espesor de la capa superficial de sedimento (E).

del espesor y de la disponibilidad de sedimento movilizable, generándose marcas de cometa con sombra arenosa cuando la disponibilidad es mayor y morfologías sin sombra arenosa generadas en condiciones notablemente limitadas.

La información adquirida confirma que la velocidad de corriente no es el único responsable de la configuración de las formas de fondo en el ambiente natural. La disponibilidad de arena móvil constituye el factor primario que controla su generación, morfología y transición espacial. A partir del análisis del espesor sedimentario se identifican 3 estados morfo-sedimentológicos del lecho. Con bajo suministro ($E < 0.5$ m) se desarrollan lineaciones sedimentarias sin dunas y marcas de cometa, en concordancia con interpretaciones previas que las vinculan a aporte sedimentario limitado (Allen 1968a, Belderson et al. 1982, Kleinhans et al. 2002). Con espesores intermedios (entre 0.5-1.0 m) se registran lineaciones sedimentarias con dunas sobreimpuestas y las dunas pequeñas (Fig. 10). Finalmente, espesores mayores a 1.0 m permiten el desarrollo de dunas medianas a muy grandes (Fig. 10). La relación proporcional entre la altura de las dunas y el espesor sedimentario refuerza el control ejercido por el volumen de sedimento disponible sobre la geometría final de las formas de fondo.

CONCLUSIONES

La integración de los datos sísmicos, geomorfológicos, sedimentológicos e hidrodinámicos demuestra que la morfología de las geoformas refleja las condiciones ambientales que controlan su desarrollo en el canal Principal del estuario de Bahía Blanca. La distribución y el tipo de formas de fondo, lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*) con y sin dunas sobreimpuestas, marcas de cometa (*comet marks*) con tres geometrías distintas (con sombra arenosa, estrechas y cuasi-infinitas), y dunas asimétricas de diversas dimensiones, evidencian la interacción entre el suministro sedimentario y el régimen hidrodinámico dominante.

El análisis textural indica que las lineaciones sedimentarias y marcas de cometa están compuestas, mayormente, de arena fina bien seleccionada. En tanto, los sectores intermedios entre las franjas arenosas se componen por fracciones de grava y arena. Las dunas grandes y muy grandes están constituidas mayormente por arena fina con fragmentos biogénicos, mientras que las dunas pequeñas a medianas incorporan proporciones subordinadas de fracción pelítica.

Las geoformas registradas evidencian una marcada dominancia de la corriente de refluo, con direcciones ESE-SE, coincidentes con los patrones de velocidad medidos en las

estaciones analizadas, donde los valores medios durante el refluo superan sistemáticamente a los del flujo. Las mayores velocidades superiores a 1 m/s, se asocian con sectores donde se desarrollan lineaciones sedimentarias y dunas de gran escala. Asimismo, la orientación de estas geoformas, en concordancia con la geometría de los canales principales y secundarios, evidencia un fuerte control geomorfológico sobre la hidrodinámica del sistema.

La disponibilidad de sedimento movilizado como carga de fondo es el principal factor que controla la generación, morfología y distribución de las formas de fondo. A partir del análisis del espesor sedimentario, se reconocen tres estados morfo-sedimentológicos del lecho: (i) condiciones de bajo suministro ($E < 0.5$ m), asociadas a lineaciones sedimentarias sin dunas y marcas de cometa; (ii) condiciones intermedias (0.5–1 m), donde se desarrollan lineaciones con dunas sobreimpuestas y dunas de pequeña escala; y (iii) condiciones de mayor disponibilidad sedimentaria ($E > 1$ m), que favorecen el desarrollo de dunas medianas a muy grandes. La relación directa entre la altura de las dunas y el espesor sedimentario refuerza el control ejercido por el volumen de sedimento disponible sobre la geometría final de las geoformas.

En conjunto, los resultados posicionan al estuario de Bahía Blanca como un sistema dominado por corrientes de marea energéticas y disponibilidad sedimentaria variable, donde esta última actúa como el factor primario en la organización espacial y evolución morfológica de las formas de fondo. Estos resultados destacan la importancia de considerar el espesor sedimentario como un parámetro clave en la interpretación de ambientes marinos y estuariales comparables.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente a la tripulación del *Buen Día Señor*—Enio Redondo, Juan Albrizio y Alberto Conte—por su colaboración durante los relevamientos, y al Mg. Juan Pons por su apoyo durante las campañas. Agradecemos al Dr. Ricardo Astini y a dos revisores anónimos sus valiosas observaciones y sugerencias, que contribuyeron a mejorar el manuscrito. Esta investigación fue financiada por la Universidad Nacional del Sur (PGI 24/H161) y el CONICET (PIP2021- DD787).

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, Universidad Nacional del Sur (inédita), 180 p., Bahía Blanca, Argentina.

- Aliotta, S. y Farinati, E. 1990. Stratigraphy of Holocene sand-shell ridge in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 94: 353–360.
- Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Giagante, D. y Vecchi, L. 2009. Acumulaciones gasíferas someras en sedimentos del subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca (Argentina): consideraciones sismoestratigráficas y paleoambientales. V Congreso Latinoamericano de Sedimentología y I Congreso Venezolano de Geocientíficos del Petróleo, Actas 17–18, Puerto La Cruz, Venezuela.
- Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Giagante, D.A., Vecchi, L.G. y Minor Salvatierra, M.E. 2014. Seismic Stratigraphy of Pleistocene Deltaic Deposits in Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 86(2): 51-64.
- Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Giagante, D.A. y Vecchi, L.G. 2013. Late Quaternary in a South Atlantic estuarine system: Stratigraphic and paleontologic indicators of coastal evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 194-208.
- Aliotta, S. y Lizasoain, G.O. 2004. Tipos de fondos y su caracterización geológica por métodos sismoacústicos. En: Piccolo, C. y Hoffmeyer, M. (eds.), *Ecosistema del estuario de Bahía Blanca*: 51-59, Bahía Blanca, Argentina.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S. 2001. Diferenciación de fondos de canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, CD-ROM N° 360, San Andrés, Colombia.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Ginsberg, S.S. 2004. Dinámica sedimentaria y evolución morfológica de un profundo canal del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (1): 14-28.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O. y Lizasoain, W.O. 1992. Sedimentos sub superficiales entre puerto Galván e Ing. White, Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas III: 213–217, La Plata, Argentina.
- Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W.O. y Ginsberg, S.S. 1996. Late Quaternary sedimentary sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal Coastal Research* 12: 875–882.
- 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: 300–305.
- Aliotta, S., Schnack, E.J., Isla, F. I. y Lizasoain, G.O. 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Asociación Argentina de Sedimentología* 7(1/2): 95-107.
- Aliotta, S., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S. y Gelos, E.M. 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., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S. y Minor Salvatierra, M. 2014. Morfosedimentología del fondo marino en el sector de entrada al estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, *GEOACTA* 39(2): 85-98.
- Allen, J.R.L. 1966. On bed forms and palaeocurrents. *Sedimentology* 6: 153-190.
- Allen, J.R.L. 1968a. The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology* 10: 161-182.
- Allen, J.R.L. 1968b. *Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publishing Company, 433 pp, Amsterdam.
- Amos, C.L. y King, E.L. 1984. Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences. *Marine Geology* 57: 167-208.
- Andreoli, A. 2018. Análisis de los rasgos morfosedimentológicos de fondo en un sector de la Plataforma Continental al sur de la provincia de Buenos Aires. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur (inédita), 77 p., Bahía Blanca, Argentina.
- Andreoli, A., Ginsberg, S.S. y Aliotta, S. 2022. Morphosedimentological features of the sea floor in the outer sector of the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 119: 104043.
- Ashley, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 160–172.
- Belderson, R.H., Johnson, M.A. y Kenyon, N.H. 1982. Bedforms. In: Stride A.H. (Ed.), *Offshore Tidal Sands, Processes and Deposits*, Chapman & Hall, 27-57, Londres.
- Bokuniewicz, H.I., Gordon, R.B. y Kasteus, K.A. 1977. Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine Geology* 24: 185-199.
- Bonaldo, D., Benetazzo, A., Bergamasco, A., Campiani, E., Foglini, F., Sclavo, M., Trincardi, F. y Carniel, S. 2016. Interactions among Adriatic continental margin morphology, deep circulation and bedform patterns. *Marine Geology* 375: 82–98.
- Boothroyd, J.C. y Hubbard, D.K. 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In: Cronin, L.E. (Ed.), *Estuarine Research, Geology and Engineering*, Academic Press, 217-234, Nueva 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.
- Buijsman, M.C. y Ridderinkhof, H. 2008a. Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. I: High-resolution observations. *Continental Shelf Research* 28: 1190–1201.
- Buijsman, M.C. y Ridderinkhof, H. 2008b. Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. II: Relation to hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 28: 1202–1215.
- Carling, P.A., Golz, E., Orr, H.G. y Radecki-Pawlik, A. 2000. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology's. *Sedimentology* 47: 227–252.

- Caston, G.F. 1979. Wreck marks: indicators of net sand transport. *Marine Geology* 33: 193–204.
- Chaar, E. y Farinati, E. 1988. Evidencias paleontológicas y sedimentológicas de un nivel marino pleistoceno en Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas I: 47-54, Bahía Blanca, Argentina.
- Chaar, E., Farinati, E., Aliotta, S. y Tassone, A. 1992. Pleistoceno marino al sur de la ciudad de Bahía Blanca, Argentina. *3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas 59-62, La Plata, Argentina.
- Collins, M.B., Shimwell, S.J., Gao, S., Powell, H., Hewitson, C. y Taylor, J.A. 1995. Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea. *Marine Geology* 123: 125–142.
- Cuadrado, D.G., Gómez, E.A. y Ginsberg, S.S. 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *Revista Argentina de Sedimentología* 10: 163–172.
- Dalrymple, R.W. 1984. Morphology and internal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31: 365–382.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J. y Lambiase, J.J. 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature* 275: 100–104.
- Dalrymple, R.W. y Rhodes, R.N. 1995. Estuarine dunes and bars. In: Perillo G.M.E (ed.) *Geomorphology and sedimentology of estuaries*, Elsevier, p. 359–422, Amsterdam.
- Ernstsen, V.B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholoma, A., Flemming, B.W. y Bartholdy, J. 2005. Development of subaqueous barchanoid-shaped dunes due to lateral grain size variability in a tidal inlet channel of Danish Wadden Sea. *Journal of Geophysical Research* 110: 2156–2202.
- Farinati, E. 1985. Radiocarbon dating of Holocene marine deposits, Bahia 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.
- Fenster, M.S., Fitzgerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S. y Baldwin, C.T. 1990. Stability of giant sand waves in eastern long island Sound, U.S.A. *Marine Geology* 91: 207–225.
- Fidalgo, F. 1983. Geología y geomorfología del área White-Cerri y los alrededores de Bahía Blanca. Dirección de Energía de Buenos Aires. Informe Técnico.
- Fidalgo, F., de Francesco, F.O. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino, Actas: 103-138, Bahía Blanca, Argentina.
- Flemming, B.W. 1980. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (Southeast African continental margin). *Sedimentary Geology* 26: 179-205.
- Flemming, B.W. 1984. Giant comet marks. *Geo-Marine Letters* 4: 113–115.
- Folk, R.L. 1974. *The Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co., p. 182, Austin, Texas.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: A study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27 (1): 3-26.
- Franzetti, M., Le Roy, P., Delacourt, C., Garlan, T., Cancouët, R., Sukhovich, A. y Deschamps, A. 2013. Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: example of the banc du four (Western Brittany, France). *Marine Geology* 346: 17–30.
- García, J. y García, O. 1964. Hidrogeología de la Región de Bahía Blanca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N°96.
- García-Gil, S., García-García, A., Durán, R. y Vilas, F. 2000. Estratigrafía Sísmica de Alta Resolución en las Rías Baixas: Pontevedra y Vigo (NO España). *Journal of Iberian Geology* 26: 217-231.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. y Mitchell, N.C. 2001. Passage of debris flows and turbidity currents through a topographic constriction: seafloor erosion and deflection of flow pathways. *Sedimentology* 48: 1389–1409.
- Giagante, D. 2009. Sismoestratigrafía marina del sector costero entre Bahía Blanca y Punta Alta, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 156 p., Bahía Blanca, Argentina.
- Giagante, D., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S. 2008. Análisis sismoestratigráfico de paleocanales en el subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Geología* 63(1): 65-75.
- Giagante, D., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi, L.G. y Spagnuolo, J.O. 2011. Evolution of a coastal alluvial deposit in response to the last Quaternary marine transgression, Bahía Blanca estuary, Argentina. *Quaternary Research* 75: 614-623
- Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Lizasoain, G. 2003. Modelo de circulación sedimentaria en un sistema de canales mesomareales interconectados determinado con sonar de barrido lateral. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternários y II Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas, CD-ROM N° 182, p.5, Brasil.
- Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Lizasoain, G.O. 2009. 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. *Latin American Journal of Aquatic Research* 37: 231-245.
- Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Minor Salvatierra, M.E. 2012. Patrón de variabilidad espaciotemporal de las corrientes de marea en un canal estuarial. Congresso Brasileiro de Oceanografia, Cd-Rom 585, 1, Río de Janeiro, Brasil.
- 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). IX Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar, Cd-Rom n°: 424, p.4, Colombia.
- Ginsberg, S.S. y Perillo, G.M. 2004. Characteristics of tidal channels in a mesotidal estuary of Argentina. *Journal of Coastal Research* 489–497.

- González Uriarte, M. 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III: 556-576, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- González, M.A. 1989. Holocene levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research* 51: 65-77.
- González, M.A., Panarello, H., Marino, H. y Valencio, S. 1983. Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca (Argentina). Isotopos estables y microfósiles calcáreos como indicadores paleoambientales. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemisiciclo Deglaciar en Argentina, Actas: 48-68, Mar del Plata, Argentina.
- Harris, P.T. 1982. The distribution and dynamics of sedimentary bedforms in the central and inner Bristol Channel. M.S. Thesis, University of Wales, Swansea.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. y Walker, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Society for Sedimentary Geology, Short Course Tomo II*: 225, Dallas.
- Hennings, I., Lurin, B., Vernemmen, C. y Vanhessche, U. 2000. On the behavior of tidal current directions due to the presence of submarine sand waves. *Marine Geology* 169: 57-68.
- Ikehara, K. y Kinoshita, Y. 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology* 120: 75-87.
- Kenyon, N.H. 1970. Sand ribbons of European tidal seas. *Marine Geology* 9: 25-39.
- Kenyon, N.H. 1986. Evidence from bedforms for a strong poleward current along the upper continental slope of northwestern Europe. *Marine Geology* 72: 187-198.
- Kenyon, N.H. y Belderson, R.H. 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9: 77-99.
- Kleinbans, M.G., Wilbers, A.W.E., de Swaaf, A. y Van Den Berg, J.H. 2002. Sediment supply-limited bedforms in sand-gravel bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 72(5): 629-640.
- Kostadinoff, J. 2004. Estructura profunda del basamento y su correlación con las geoformas superficiales. En: Piccolo, M.C. y Hoffmeyer, M.S. (Eds.), *Ecosistema del estuario de Bahía Blanca*, Bahía Blanca, Argentina.
- Kubo, Y., Soh, W., Machiyama, H. y Tokuyama, H. 2004. Bedforms produced by the Kuroshio Current passing over the northern Izu Ridge. *Geo-Marine Letters* 24: 1-7.
- Kuijpers, A. 1985. Current-induced bedforms in the Danish Straits between Kattegat and Baltic Sea. *Meyniana* 37: 97-127.
- Kuijpers, A., Hansen, B., Hühnerbach, V., Larsen, B., Nielsen, T. y Werner, F. 2002. Norwegian Sea overflow through the Faroe-Shetland gateway as documented by its bedforms. *Marine Geology* 188: 147-164.
- Landkneus, J., De Moor, G. y Meyes, I. 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*, Capítulo 6: 27, Bruselas.
- Lanfredi, N.W. y Schmidt, S.A. 1979. Carta de corrientes de marea (Bahía Blanca). Servicio de Hidrografía Naval, Departamento de Oceanografía, División Oceanografía Física, IC-IT-79/04, p.15, Buenos Aires.
- Langhorne, D.N. 1973. A sandwaves field in the outer Thames Estuary, Great Britain. *Marine Geology* 14: 129-143.
- Lees, B.J. 1983. The relationship of sediment transport rates and paths to sandbanks in a tidally dominated area off the coast of East Anglia, UK. *Sedimentology* 30: 461-483.
- Li, M.Z. y King, E.L. 2007. Multibeam bathymetric investigations of the morphology of sand ridges and associated bedforms and their relation to storm processes, Sable Island Bank, Scotian Shelf. *Marine Geology* 243: 200-228.
- Li, M.Z., King, E.L. y Prescott, R.H. 2012. Seabed disturbance and bedform distribution and mobility on the storm-dominated Sable Island Bank, Scotian Shelf. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 44: 197-228.
- Liu, Z.X., Xia, D.X., Berné, S., Wang, K.Y., Marsset, T., Tang, Y.X. y Bourillet, J.F. 1998. Tidal-depositional systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology* 145(3-4): 225-253.
- Lizasoain, G.O. 2007. Estudio geomorfológico submarino en un ambiente estuarial mediante sistemas acústicos. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 245 p., Bahía Blanca, Argentina.
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Roderio, 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.
- Ludwick, J.C. 1972. Migration of tidal sand waves in Chesapeake bay entrance. In: Swift, D.J.P., Duane, D.B. y Pilkey, O. (Eds.), *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*, Dowden, Hutchinson y Ross, Inc., 377-410, Pennsylvania.
- Masson, D.G. 2001. Sedimentary processes shaping the eastern slope of the Faroe-Shetland Channel. *Continental Shelf Research* 21: 825-857.
- McLean, S.R. 1981. The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Marine Geology* 42: 49-74.
- Melo, W.D., Schillizzi, R., Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C. 2003. Influencia del área continental pampeana sobre el origen y la morfología del estuario de Bahía Blanca. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología* 10: 37-50.
- Minor Salvatierra, M.E., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S. 2015. Morphology and dynamics of large subtidal dunes in Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology* 246: 168-177.
- Minor Salvatierra, M.E., Ginsberg, S.S., Aliotta, S. y Vecchi, L.G. 2023. Geología del fondo y subfondo del sector de entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80(3): 404-417.

- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Sangree, R.P. 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 Application to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, p.117–134, Tulsa, EE.UU.
- Pascual, R. 1961. Un nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la Provincia de Buenos Aires. *Consideraciones Geológicas. Ameghiniana* 2(4): 61-71.
- Piccolo, M.C., Perillo, G.M.E y Melo, W.D. 2008. The Bahía Blanca Estuary: an integrated overview of its geomorphology and dynamics. En: Neves, R., Baretta, J. y Mateus, M. (Eds.), *Perspectives on Integrated Coastal Zone Management in South America, Part C: From shallow water to the deep fjord: the study sites*, IST Press, 219-229, Lisboa, Portugal.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. In: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29: 41–96.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R.W., Marsset, T., De Batist, M., Bouriller, J.F. y Lericolais, G. 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46: 703–721.
- Rubin, D. M. y McCulloch, D. S. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology* 26(1-3): 207-231.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology* 24(3): 1235-1270.
- Southard, J. B. y Boguchwal, L. A. 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Research* 60: 5.
- Spagnuolo, J.O. 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédisita), 269 p., Bahía Blanca, Argentina.
- Spalletti, L.A. e Isla, F.I. 2003. Características y evolución del delta del río Colorado (Colú-Leuvú), provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10(1): 23-37.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., del Río, V.D. y Branson, A. 2009. Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology* 37(4): 327–330.
- Stride, A.H. 1973. *Sediment transport by the North Sea*. North Sea science, MIT Press, 101-103.
- Trincardi, F., Verdicchio, G. y Miserocchi, S. 2007. Seafloor evidence for the interaction between cascading and along-slope bottom water masses. *Journal of Geophysical Research* 112(F3): F03011.
- Tuijnder, A.P., Ribberink, J.S. y Hulscher, S.J.M.H. 2009. An experimental study into the geometry of supply-limited dunes. *Sedimentology* 56(6): 1713–1727.
- Twichell, D.C. 1983. Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic Continental Shelf. *Sedimentology* 30(5): 695–710.
- Van-Landeghem, K.J.J., Bass, J.H., Mitchell, N.C., Wilcockson, D. y Wheeler, A.J. 2012. Reversed sediment wave migration in the Irish Sea, NW Europe: a reappraisal of the validity of geometry-based predictive modeling and assumptions. *Marine Geology* 295: 95–112.
- Van-Landeghem, K.J.J., Wheeler A.J., Mitchell, N.C. y Sutton G. 2009. Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology* 263: 108–119.
- Vecchi, L.G., Aliotta, S., Ginsberg, S.S. y Giagante, D.A. 2013. Morphodynamic behavior and seismostratigraphy of a sandbank: Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology* 189: 1-11.
- Vecchi, L.G., Ginsberg, S.S. y Aliotta, S. 2008. Banco arenoso en un ambiente estuarial: rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. *Revista Asociación Geológica Argentina* 63: 395–406.
- Verdicchio, G. y Trincardi, F. 2006. Short-distance variability in slope bed-forms along the southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology* 234: 271–292.
- Werner, F. y Newton, R. 1975. The pattern of large-scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). *Marine Geology* 19: 29-59.
- Werner, F., Unsöld, G., Koopmann, B. y Stefanon, A. 1980. Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. *Sedimentary Geology* 26: 233–262.
- Wilson, I.G. 1972. Aeolian bedforms – their development and origins. *Sedimentology* 19: 173-210.
- Wynn, R.B. y Masson, D.G. 2008. Chapter 15 sediment waves and bedforms. *Developments in Sedimentology* 60: 289–300.