



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA Y TURISMO

TESIS DE LICENCIATURA EN OCEANOGRAFIA

**Análisis de los rasgos morfosedimentológicos de
fondo en un sector de la Plataforma Continental
al sur de la provincia de Buenos Aires**

Tesista: Agustina Andreoli

Director: Dr. Salvador Aliotta

BAHÍA BLANCA, marzo de 2018

AGRADECIMIENTOS

A través de estas palabras, deseo expresar mi más sincero agradecimiento a aquellas personas que estuvieron presentes durante el desarrollo de este trabajo de tesis.

Al Dr. Salvador Aliotta, quien tres años atrás accedió a ser mi director de tesis depositando su confianza y ofreciendo desinteresadamente sus conocimientos sobre la especialidad. Por su comprometida dirección durante este trabajo, implicando muchas horas de dedicación y sacrificio. Especialmente agradezco su continuo acompañamiento, comprensión y afecto durante los difíciles momentos que me ha tocado transitar en los últimos años. Quiero agradecer también a la Dra. Silvia Susana Ginsberg y grupo de trabajo, quienes me aconsejaron y brindaron todo tipo de ayuda durante la realización de este trabajo.

A las autoridades de la Universidad Nacional del Sur, especialmente del Departamento de Geografía y Turismo, por brindarme un lugar de aprendizaje y desarrollo. A las autoridades del Instituto Argentino de Oceanografía donde he podido llevar a cabo parte de las tareas requeridas para este trabajo.

Agradezco especialmente a mi familia, quienes me guiaron durante los años de carrera, disfrutando conmigo mis logros y sabiendo acompañarme en los muchos momentos difíciles. Una vez más gracias por las horas de desvelo y preocupación, por la fe puesta en mí, por siempre alentarme a seguir adelante.

ÍNDICE

| | |
|--------------|----|
| Resumen..... | 05 |
|--------------|----|

CAPÍTULO I

| | |
|--|----|
| 1. Introducción..... | 08 |
| 1.1. Antecedentes..... | 08 |
| 1.2. Área de estudio..... | 09 |
| 1.3. Definición de problema..... | 10 |
| 1.4. Hipótesis..... | 10 |
| 1.5. Objetivo..... | 11 |
| 1.6. Marco geológico y trabajos previos..... | 11 |

CAPÍTULO II

| | |
|---|----|
| 2. Métodos de trabajo..... | 15 |
| 2.1. Tareas de campo..... | 15 |
| 2.1.1. Prospección con sonar de barrido lateral | 18 |
| 2.1.2. Prospección con perfilador sísmico..... | 20 |
| 2.1.3. Muestreo de sedimentos de fondo..... | 21 |
| 2.2. Tareas de laboratorio..... | 22 |
| 2.3. Tareas de gabinete..... | 23 |

CAPÍTULO III

| | |
|---|----|
| 3. Resultados..... | 25 |
| 3.1. Morfología submarina regional..... | 25 |
| 3.2. Rasgos morfosedimentológicos del fondo marino..... | 27 |
| 3.2.1. Afloramientos rocosos..... | 27 |
| 3.2.2. Dunas..... | 29 |

| | |
|---|----|
| 3.2.3. Lineaciones sedimentarias..... | 35 |
| 3.2.4. <i>Pockmark</i> | 39 |
| 3.2.5. Fondo reflectivo con parches de arena..... | 44 |
| 3.3. Caracterización sedimentológica del área de estudio..... | 46 |
| CAPÍTULO IV | |
| 4. Discusión..... | 49 |
| CAPÍTULO V | |
| 5. Conclusiones..... | 58 |
| 6. Bibliografía..... | 61 |

Resumen

Los procesos geológicos cuaternarios que actuaron sobre las costas del mundo han dejado importantes testimonios morfológicos y sedimentológicos que evidencian las variaciones del nivel del mar. En tanto, las condiciones hidrosedimentológicas actuales le imprimen al ambiente marino características morfológicas particulares, enmascarando, en mayor o menor medida, los rasgos geológicos antiguos.

El presente trabajo de Tesis tiene como objetivo realizar un detallado análisis de los rasgos morfológicos y sedimentológicos que caracterizan una extensa área de la Plataforma Continental Argentina, al sur de la provincia de Buenos Aires, abarcada por la carta del Servicio de Hidrografía Naval H211. Particularmente, el área de estudio corresponde a una franja costera que abarca desde la zona exterior del estuario de Bahía Blanca hasta una latitud cercana al límite sur de la provincia de Buenos Aires, y hacia el este se extiende hasta el balneario Claromecó, alcanzando profundidades de aproximadamente 40 m. Los métodos de trabajo se basaron en la registración sismoacústica del fondo marino (sonar de barrido lateral y perfilador de 3,5 kHz) y muestreo de fondo, los cuales fueron obtenidos durante una campaña oceanográfica con el buque Puerto Deseado.

El procesamiento y optimización de la registración obtenida permitió realizar un análisis de los rasgos morfológicos y sedimentológicos que caracterizan el área de estudio. Como parte de las características morfológicas regionales se diferenciaron dos niveles aterrizados a distintas profundidades. El más somero se ubica entre las isobatas de 12-16 m, mientras que el otro se determinó entre los 20-24 m. Dichas estructuras, junto con afloramientos rocosos determinados sobre el fondo marino, resultan rasgos relictos vinculados a los procesos transgresivo-regresivos cuaternarios que afectaron a la plataforma estudiada.

Entre las geoformas asociadas a las condiciones hidrosedimentológicas actuales fueron determinadas: 1) dunas de diversas características, con alturas superiores a los 5 m; 2) lineaciones arenosas de más de 300 m de longitud, las cuales presentan diferentes configuraciones morfológicas; 3) grandes parches de arena hallados entre los 30 y 40 m de

profundidad; 4) *pockmark*, los cuales evidencian escapes de gas proveniente del subsuelo marino. La detección de esta geoforma resulta un hecho novedoso para el área de estudio.

El análisis de las muestras de fondo permitió realizar una evaluación de la sedimentología regional, evidenciando que la fracción pelítica aparece asociada al estuario de Bahía Blanca, mientras que las arenas medianas cubren casi en su totalidad el sector estudiado, aumentando su tamaño hacia el exterior de la plataforma. En tanto, arenas finas se agrupan en un sector de la costa oeste, al norte de la desembocadura del río Colorado. Las gravas se encuentran representadas por restos biogénicos y por los llamados “rodados patagónicos”, que aparecen principalmente en una zona adyacente a bahía Anegada.

El análisis morfológico, batimétrico y sedimentológico realizado sobre un sector de la Plataforma Continental interior al sur de la provincia de Buenos Aires, resultó conducente a determinar antiguos niveles costeros cuaternarios vinculados con los cambios del nivel del mar y a definir la dinámica sedimentaria regional que caracteriza al área de "El Rincón".

Palabras claves: formas de fondo, sedimentología, Plataforma Continental Argentina.

Abstract

The Quaternary geological processes that acted on the coasts of the world have left morphological and sedimentological testimonies evidencing changes in sea level. On the other hand, particular morphological characteristics of the the marine environment are induced by current hydrosedimentological conditions that, to a greater or lesser, extent mask the ancient geological features.

The objective of this work is to carry out a detailed analysis of the morphological and sedimentological features that characterize an extensive area of the Argentine Continental Shelf, to the south of the Province of Buenos Aires, covered by the chart of the Service of Naval Hydrography H211. Specifically, the study area is extended from the outer zone of the Bahía Blanca Estuary to latitude nearly to the southern limit of the Province of Buenos Aires, and to the east the area is prolonged to Claromecó city, reaching depths of approximately 40 m. The working methods were based on the seismoacoustic survey of the seabed (side scan

sonar and 3.5 kHz profiler) and sediment sampling, which were obtained during an oceanographic survey onboard the vessel Puerto Deseado.

The processing and optimization of the registration allowed us to perform an analysis of the morphological and sedimentological features that characterize the study area. Within the regional morphological features, two terraces at different depths were differentiated. The shallowest is between 12-16 m, while the other was determined between 20-24 m. These structures, together with rocky outcrops found on the seabed, represent relict features linked to the Quaternary transgressive-regressive processes that affected the studied platform.

Among the geoforms associated with current hydrosedimentological conditions were determined: 1) dunes of different characteristics, with heights greater than 5 m; 2) sand ribbons with length greater than 300 m, which have different morphological configurations; 3) large sandpatches found between 30 and 40 m deep; 4) pockmarks, which show gas leaks coming from the marine subsoil. The detection of these geoforms is a novelty for the study area.

The analysis of the bottom samples made possible an evaluation of the regional sedimentology. The pelitic fraction appears associated to the Bahía Blanca Estuary, while the medium sands cover almost the entire studied area, increasing its size towards the outer shelf. Meanwhile, the fine sands are grouped in a sector of the west coast, north of the mouth of the Colorado River. The gravels are represented by biogenic remains and by the called "rodados patagónicos", that appear mainly in a zone adjacent to Anegada Bay.

The morphological, bathymetric and sedimentological analysis carried out on a sector of the Inner Continental Shelf, south of the Province of Buenos Aires, was conducive to determine old coastlines linked to the sea level changes during the Quaternary, and to define the regional sedimentary dynamics that characterizes the "El Rincón" area.

Keywords: bedforms, sedimentology, Argentine Continental Shelf.

CAPITULO I

1. Introducción

La configuración de los diversos sistemas ambientales que conforman nuestro planeta es producto de los distintos procesos geológicos que han sucedido a lo largo de la historia. Particularmente, y en lo que se refiere a las regiones costeras y sus zonas marinas adyacentes, han sido afectadas mayoritariamente por los eventos transgresivos-regresivos cuaternarios, dejando importantes testimonios morfológicos y sedimentológicos que evidencian las variaciones del nivel del mar. Las condiciones paleo geográficas y la dinámica marina resultan ser las principales variables que determinaron las características de los diversos sistemas costeros. En tanto, las condiciones hidro-sedimentológicas actuales le imprimen al ambiente marino características particulares que enmascaran en mayor o menor medida los rasgos geológicos antiguos.

1.1. Antecedentes

Sobre las plataformas continentales del mundo y particularmente en la de nuestro país, existen numerosas evidencias geológicas vinculadas con antiguos niveles costeros desarrollados durante el proceso cuaternario de cambio del nivel medio del mar. Sin embargo, tales evidencias se encuentran parcial o totalmente ocultas. Estudios que se basan en el análisis de las diversas unidades sedimentarias, sus características paleontológicas, estratigráficas, y la correlación de sus facies laterales y verticales, permiten reconocer diferentes paleo-ambientes sedimentarios relacionados a los cambios marinos.

En las últimas décadas, los métodos de prospección sismo-acústicos resultaron una poderosa herramienta para la determinación de los rasgos geológicos superficiales y subsuperficiales y para el análisis de los procesos de sedimentación marina. Los primeros trabajos registrados en esta temática fueron los de Damuth (1975, 1980) y Mitchum *et al.* (1977). En tanto, investigaciones con el objetivo de establecer características sismo-estratigráficas del fondo marino se han desarrollado a nivel mundial en estuarios, bahías, deltas o fiordos. Como resultado, se ha logrado reconocer numerosas evidencias geológicas que han ayudado a definir los procesos evolutivos costeros (Stefanon, 1985; Subba Raju *et al.*,

1991; Evans *et al.*, 1992; Karisiddaiah *et al.*, 1992, 2002; Riggs *et al.*, 1992; Papatheodorou *et al.*, 1993; Duncan *et al.*, 2000; Fleischer *et al.*, 2001; Hiscott, 2001; Quaresma *et al.*, 2001; García-Gil *et al.*, 2002; Lobo *et al.*, 2003; Mallinson *et al.*, 2005; Nordfjord *et al.*, 2005; Artusi y García de Figueiredo, 2007; Dalrymple y Choi, 2007; Liqueste *et al.*, 2008; entre otros).

Los ciclos transgresivos-regresivos cuaternarios han afectado las costas a lo largo del mundo. Distintos autores afirman que durante gran parte del Cuaternario el mar estuvo por debajo de su nivel actual (Fairbridge, 1961; Shackleton, 1987; Pirazzoli, 1991; Trenhaile, 1997). Por otro lado, son muchos los autores que han estudiado la evolución del nivel marino, entre los que se mencionan a Mitchum *et al.* (1977), Pirazzoli (1977), Zazo *et al.* (1996), Karisiddaiah *et al.* (2002), entre otros. De manera más localizada, en la costa atlántica de América del Sur, existen varios trabajos relacionados a cambios del nivel del mar y evolución costera (Corrêa, 1996; Isla, 1998; Cavallotto *et al.*, 2004; Aliotta *et al.*, 1999; 2003; Violante y Parker, 1997; 2004; Perillo y Kostadinoff 2005a; entre otros); de los cuales muchos utilizan métodos sísmicos para estudios costero-marinos (Mouzo *et al.*, 1974; Parker, 1990; Parker y Paterlini, 1990; Parker *et al.*, 1990; Aliotta *et al.*, 1999, 2000, 2001; Quaresma *et al.*, 2001; Bujalesky *et al.*, 2004; Kostadinoff, 2004; Corrêa *et al.*, 2005; Weschenfelder *et al.*, 2006, 2008a; Tassone *et al.*, 2008).

En la zona costera del estuario de Bahía Blanca y su plataforma continental, existen pocas investigaciones las cuales involucran solo parcialmente el área mencionada, y se ubican principalmente en la boca y zona adyacente al estuario de Bahía Blanca. Estos trabajos, en su mayoría, se vinculan a la dinámica de los sedimentos (Montañez-Santiago, 1972; NEDECO-ARCONSULT, 1983; Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Aliotta *et al.*, 1999; Salvatierra *et al.*, 2015).

1.2. Área de estudio

El área de estudio del presente trabajo de Tesis corresponde a un sector de la Plataforma Continental interior Argentina, adyacente a Bahía Blanca y bahía Anegada, abarcado por la carta del SHN 211 “El Rincón”. El mismo se encuentra representado por una franja costera que se extiende desde la zona exterior del estuario de Bahía Blanca hasta una

latitud cercana al límite sur de la provincia de Buenos Aires, y hacia el este hasta el balneario Claromecó, alcanzando profundidades de aproximadamente 40 m (Figura 1).

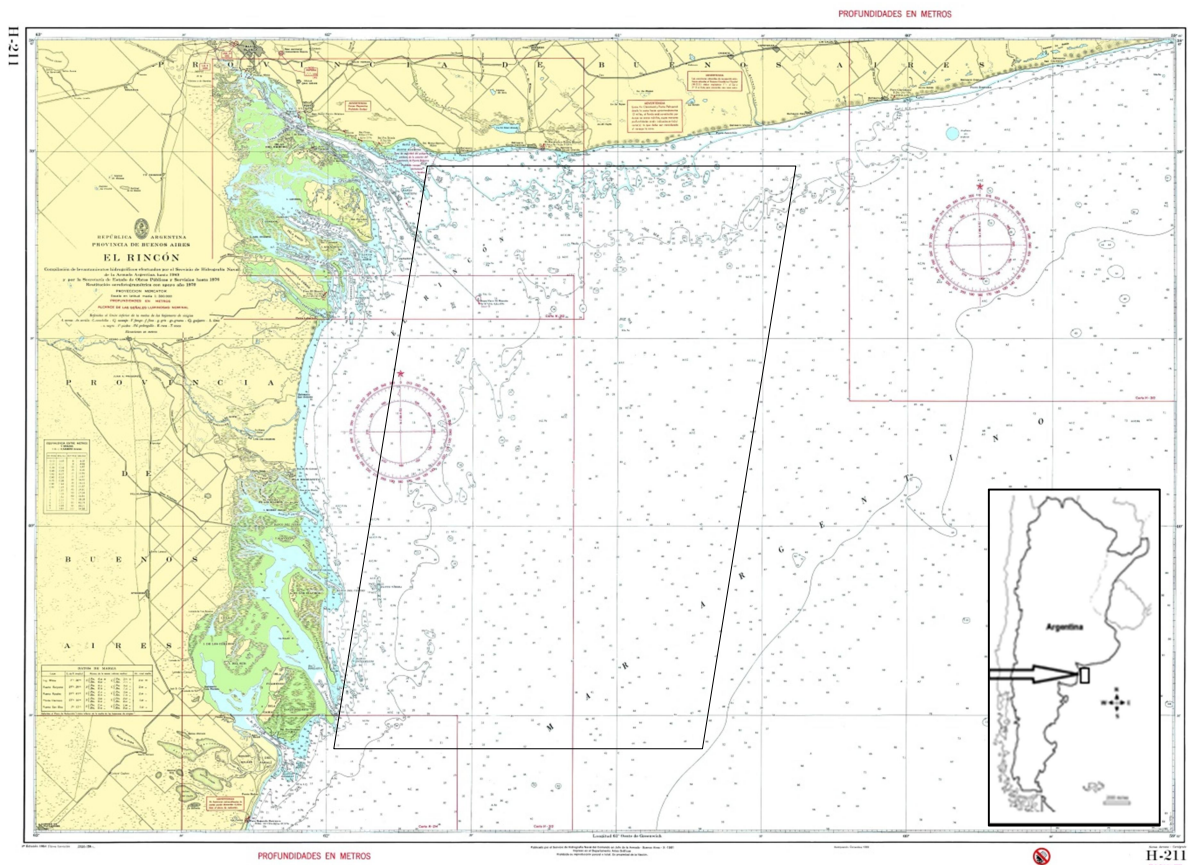


Figura 1: Área de estudio. Fuente: Carta Nautica H211, Servicio de Hidrografía Naval.

1.3. Definición del problema

Los rasgos sedimentológicos y morfológicos que caracterizan al sector de estudio de la Plataforma Continental interior Argentina ¿se vinculan a procesos hidrodinámicos del área continental inmediata?

1.4. Hipótesis

Sobre las Plataformas Continentales del mundo existen evidencias geológicas relicticas vinculadas a los procesos transgresivo-regresivos marinos, encontrándose total o parcialmente cubiertas por sedimentos, cuya distribución responde a las condiciones hidrodinámicas actuales que desarrollan formas de fondo que muestran los procesos evolutivos y las condiciones dinámicas imperantes en el medio marino.

En el área de estudio, la fuente principal de aporte sedimentario procede de los canales de marea que conforman el sistema costero de Bahía Blanca, sin embargo, en menor medida ingresa material sedimentario desde el río Colorado y del sector sur de la zona de estudio.

1.5. Objetivo

El objetivo principal del presente trabajo de Tesis es conocer los rasgos morfológicos y sedimentológicos que caracterizan una extensa área de la Plataforma Continental interior Argentina, al sur de la provincia de Buenos Aires. Como objetivo secundario se propone conocer la dinámica hidrosedimentológica del área de estudio.

1.6. Marco geológico y trabajos previos

El encuadre geológico del sistema estuarino de Bahía Blanca y su plataforma continental adyacente se encuentra relacionado a la evolución de la cuenca del Colorado (Melo *et al.*, 2003). Esta megacuenca afecta toda la costa oeste de la provincia de Buenos Aires desde Bahía Blanca hasta la desembocadura del río Negro (Kostadinoff, 2004; Melo *et al.*, 2013). El origen del estuario de Bahía Blanca se relaciona con la progradación de sedimentos finos durante el último evento regresivo marino postglacial (Aliotta y Farinati, 1990).

La región de Bahía Blanca se encuentra conformada por unidades geológicas relacionadas al Terciario Tardío y Cuaternario. La formación pampeana (Darwin, 1846) es una de las secuencias características de la zona, formada por aquellos depósitos sedimentarios que fueron extendidos sobre la zona pampeana Argentina por agentes fluviales y eólicos. De esta manera, fue denominada por Fidalgo *et al.* (1975) como Formación Pampiano. En la zona costera de Bahía Blanca, esta unidad aparece constituida por arenas limosas y limos arenosos, cementadas con carbonato de calcio, de edad Plioceno-Pleistoceno (Fidalgo *et al.*, 1973; Farinati, 1983; Aliotta *et al.*, 2009, 2013). Estudios geofísicos recientes llevados a cabo en el estuario de Bahía Blanca facilitaron la identificación sísmica de la continuación de la formación pampeana en el fondo marino (Aliotta *et al.*, 2004; 2009; Spagnuolo, 2005; Ginsberg *et al.*, 2009; Giagante, 2008, 2011; Aliotta *et al.*, 2014). A un nivel más profundo, aparece una limolita arenosa con elevada compactación, a veces cementada con carbonato de calcio, de edad Terciario superior, asignable a la Formación Arroyo Chasicó (Pascual, 1961).

La presencia de esta unidad en el estuario de Bahía Blanca fue establecida por Aliotta y Perillo (1990) en el Canal Principal. Ambas formaciones, constituyen un basamento rocoso de suave pendiente y amplia distribución regional, sobre el cual, posteriormente, se depositó fango y arena de origen fluvio-estuarial (Aliotta y Farinati, 1990; Spagnuolo, 2005; Aliotta *et al.*, 1992; 1996; 2001; 2013; 2014).

Antes de la última transgresión marina, las condiciones paleoambientales que afectaban la región de Bahía Blanca estaban dominadas por los sistemas de drenaje terrestre que cubrían la zona (Melo *et al.*, 2003). Estudios sedimentológicos en la costa norte del estuario se realizaron con el objetivo de identificar terrazas fluviales que fueron producidas por los antiguos sistemas de drenaje (Zavala y Quattrocchio, 2001; Quattrocchio *et al.*, 2008). Evidencias tales como estructuras de paleocanal fueron identificadas en el estuario (Aliotta *et al.*, 2004; Spagnuolo, 2005; Giagante *et al.*, 2008, 2011) y en la plataforma continental (Aliotta *et al.*, 1999, 2000).

Numerosos estudios indican que los ciclos transgresivos-regresivos marinos han impreso características particulares a la región de Bahía Blanca. La presencia crestas de arena con abundante material biogénico, localizadas a 5 a 7 m por encima del nivel medio del mar, relativamente continuas y paralelas al litoral actual, es la mayor característica morfo-sedimentaria relacionada a estos ciclos (Aliotta y Farinati, 1990; Farinati y Aliotta, 1997; Aliotta *et al.*, 2003, 2006, 2008; Spagnuolo *et al.*, 2006). Por otro lado, en zonas costeras parcialmente emergidas del estuario de Bahía Blanca, se pueden observar sedimentos de grano fino del Holoceno que forman grandes planicies de marea. Estas planicies, con abundantes fósiles marinos, se puede encontrar también en el subsuelo en lugares cercanos a la costa, producto de la progradación de sedimentos limo-arcillosos durante el último evento regresivo marino (Aliotta *et al.*, 2004).

El estuario de Bahía Blanca es el rasgo geológico sobresaliente de la región costera. Corresponde a un estuario de régimen mesomareal. Se encuentra formado por una densa red de canales de marea separados por islas y planicies de marea. La compleja red que conforman los canales tiene una orientación general noroeste-sureste. Los mismos son fundamentalmente meandriformes, de distintas dimensiones y muchas veces se encuentran interconectados. A su vez, ejercen un fuerte control sobre las planicies de marea, ya que determinan la distribución

del flujo sobre ellas. Las planicies intermareales se disponen en áreas adyacentes a los canales y se encuentran colonizadas por amplias marismas (Pratolongo *et al.*, 2013; Zapperi, 2015)

La circulación general del estuario se encuentra dominada por una onda de marea semidiurna (Perillo y Piccolo 1991), con una amplitud en el Canal Principal de 3,04 m en sicigia y 2,5 m en cuadratura. Ginsberg *et al.* (2012) estudiaron la velocidad de la corriente de marea en el tramo más externo del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, hallando velocidades mayores durante el reflujó ($1,30\text{ms}^{-1}$) que para el flujo ($1,05\text{m s}^{-1}$). Diversos autores han estudiado la predominancia de la corriente de bajante en el Canal Principal (Aliotta y Perillo, 1987; Cuadrado *et al.*, 2003; Vecchi *et al.*, 2008), produciendo un transporte neto de material arenoso como carga de fondo hacia la Plataforma Continental interior, adyacente a la región estuarial (Aliotta y Perillo, 1987, Cuadrado *et al.*, 2003; Vecchi *et al.*, 2008; Giagante *et al.*, 2011; Minor Salvatierra *et al.*, 2011; 2012).

La Plataforma Continental Argentina es una de las plataformas submarinas más extensas del mundo, condición impuesta por su pertenencia en su mayor parte a un margen continental pasivo de gran desarrollo con sectores de márgenes activos en su porción sur. Constituye una típica plataforma silicoclástica, con baja pendiente regional, cuya etapa evolutiva final ocurrida con posterioridad al Último Máximo Glacial pasó por estadios de exposición subaérea y posterior inundación marina durante la transgresión postglacial (Violante *et al.*, 2014).

El sector comprendido entre el estuario de Bahía Blanca y bahía Anegada se encuentra conformado por sedimentos limo arcillosos, correspondientes a un ambiente somero de baja energía, cuya configuración paleogeográfica originó condiciones marinas restringidas con un importante aporte de material continental-fluvial. Aliotta *et al.* (1999) asocian estas facies a un amplio paleoambiente de sedimentación deltaico, asociado con la antigua desembocadura del río Colorado, y formado durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano, con un nivel del mar en cotas inferiores al actual.

El proceso de ascenso marino, con periodos de estabilización se evidencia geomorfológicamente por terrazas y escalones topográficos sobre la plataforma (Groeber, 1948; Urien y Ewing, 1974; Parker *et al.*, 1997; Aliotta *et al.*, 1999; Violante, 2005; Perillo *et*

al., 2005a,b; Cavallotto, 2008; Cavallotto *et al.*, 2011; Violante *et al.*, 2014b). Este proceso produjo un aumento de la energía del agente de transporte de los sedimentos, de forma tal que los materiales arenosos transgresivos se sobreponen en discordancia al depósito deltaico. Estas psamitas contribuyen, según las condiciones hidrosedimentológicas actuales, a la formación de formas generadas por el transporte de sedimento como carga de fondo. Hacia el continente, en los sedimentos superficiales aumenta sensiblemente la fracción limo arcillosa. Su procedencia continental resulta del estuario de Bahía Blanca y del río Colorado (Aliotta *et al.*, 1999).

CAPITULO II

2. Métodos de Trabajo

Para la realización de este estudio, fueron necesarias tres tipos de actividades: tareas de campo, de laboratorio y de gabinete, las cuales se detallan a continuación.

2.1. Tareas de campo

Consistió en la realización de una campaña oceanográfica a bordo del Buque Oceanográfico Puerto Deseado, bajo la supervisión del Dr. Salvador Aliotta. En ella, se realizó un completo relevamiento geológico de una porción de la Plataforma Continental Argentina, al sur de la provincia de Buenos Aires, que abarca la franja costera que se extiende desde la zona exterior del estuario de Bahía Blanca hasta una latitud cercana al límite sur de la provincia de Buenos Aires, y hasta una profundidad de 40 m, aproximadamente.

El “B.O. Puerto Deseado” es un buque oceanográfico de casco reforzado, de diseño totalmente argentino (Figura 2). El mismo posee una eslora de 76,8 m y 15,8 m de manga, y se halla equipado con laboratorios para realizar campañas de investigación científica en el Mar Argentino y en la Antártida, pudiendo operar dentro de campos de hielo marino no consolidado.

Durante la campaña se utilizaron diversos métodos sismo-acústicos de relevamiento y se recolectaron muestras sedimentológicas de fondo para complementar el estudio de caracterización del suelo marino. La prospección fue de aproximadamente 1100 km empleando, para la determinación estratigráfica del subsuelo marino, un perfilador de 3,5 kHz y una fuente Sparker. En tanto, para el estudio de la morfología y rasgos de fondo, se utilizó un sonar de barrido lateral. Las especificaciones particulares de estos equipos serán descriptas en los puntos siguientes.

La caracterización de los sedimentos de fondo se realizó a través del análisis de 28 muestras superficiales adquiridas durante la campaña oceanográfica. Para ello se utilizó un muestreador tipo Scoopfish (Aliotta *et al.*, 1997), el cual permite la extracción de la muestra de manera simultánea con la prospección sismo-acústica del fondo marino, sin detener la navegación. Las muestras fueron rotuladas y anotada su posición según coordenadas GPS.

En la Figura 3 se observan los sitios de muestreo de sedimentos y la derrota del barco sobre la cual se efectuaron los diversos relevamientos sismoacústicos.



Figura 2: Buque Oceanográfico “Puerto Deseado”.

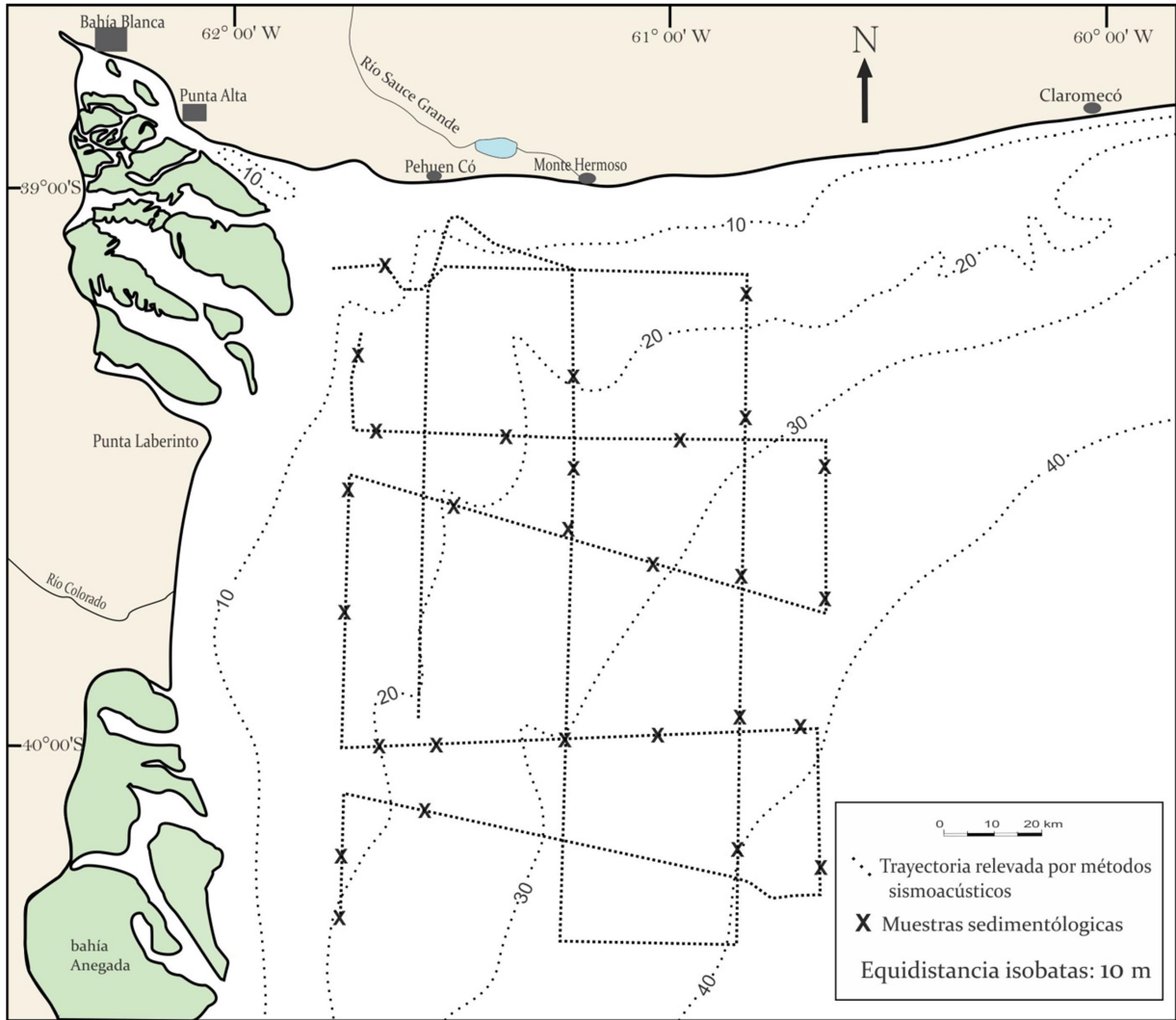


Figura 3: Sitios de muestreo y relevamiento sismoacústicos.

2.1.1. Prospección con sonar de barrido lateral

Para la determinación y análisis de las características morfológicas del fondo marino, fue utilizado un sonar de barrido lateral. Este equipo permite obtener imágenes del fondo marino por medio de la transformación de señales acústicas en contrastes gráficos visibles. Las imágenes sonográficas, las cuales son equivalentes a la fotografía aérea, resultan una herramienta fundamental a la hora de realizar una caracterización ambiental del fondo. En la figura 4, la cual esquematiza el modo de relevamiento con sonar de barrido lateral, se observa como la embarcación remolca en el agua el *fish* con los transductores acústicos. Los mismos generan un cono acústico, por medio del cual se determinan, a 100 m a ambos lados de la trayectoria del barco, las características morfológicas del fondo.

La distribución granulométrica de los sedimentos muestra buena correlación con la intensidad relativa de reflectividad que aparece en las imágenes del sonar. García-Gil *et al.* (2000) definieron categorías respecto de las facies acústicas en función de la intensidad de reflectividad mostrada en el sonograma, y los parámetros texturales de los sedimentos. Entre ellas pueden diferenciarse: 1) alta reflectividad e irregular: corresponde a por afloramientos rocosos; 2) Alta reflectividad asociada a fondos de granulometrías gruesas; 3) reflectividad baja correspondiente a fondos de sedimentos finos; y 4) parches de alta y baja reflectividad en el sonograma como resultado de cambios texturales en los sedimentos superficiales. Por otro lado, las sombras acústicas aparecen en donde la señal no choca con ningún material y por tanto no hay información de regreso.

El equipo empleado consta de una fuente de transmisión Sonarlink SL4 y un Transductor EG&G (*fish*) modelo 272 (Figura 5). La registración se llevó a cabo en modo digital mediante el programa Sonarwiz5. La frecuencia de operación fue de 105 kHz, con una longitud de pulso de 0,1 ms. En el relevamiento se empleó un rango de barrido de 100 m a ambos lados de la trayectoria realizada por la embarcación. Los datos de GPS fueron adquiridos digitalmente en tiempo real. Así, se evitaron distorsiones en la escala de los sonogramas, corrigiéndose de manera continua, la escala y la posición de la información.

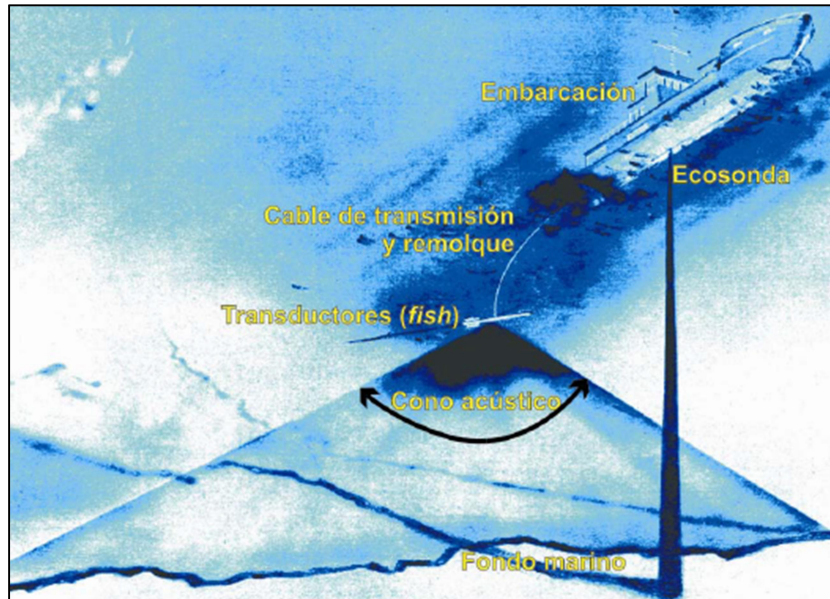


Figura 4: Esquema de relevamiento con sonar de barrido lateral. Fuente: Giagante (2009).

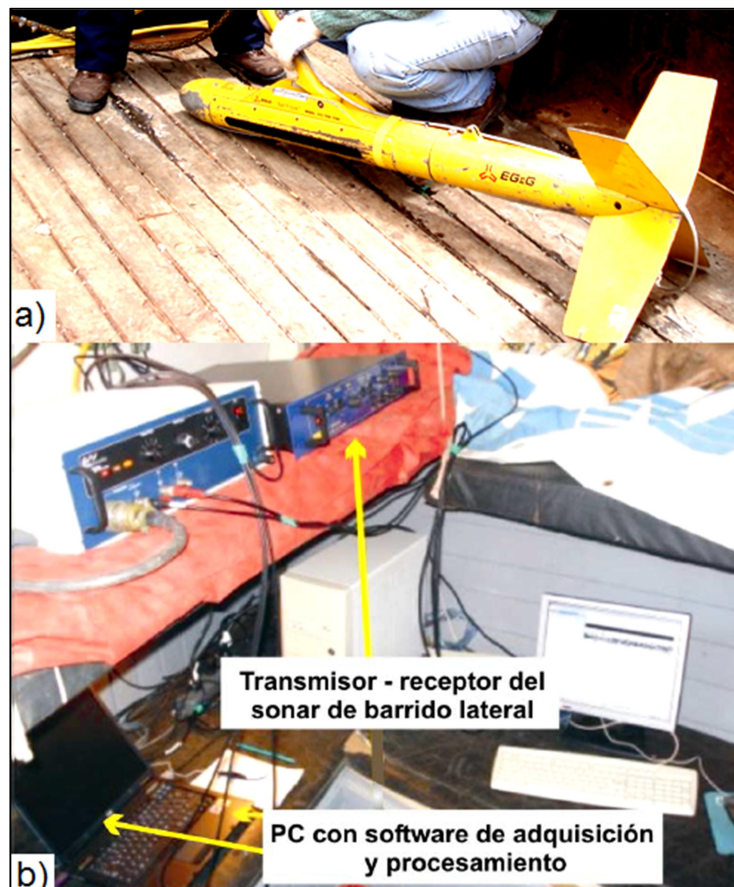


Figura 5: Elementos constituyentes del sonar de barrido lateral; a): Transductor (*fish*); b): Instrumental electrónico-digital. Fuente: Giagante (2009).

2.1.2. Prospección con perfilador sísmico

En simultáneo con el sonar de barrido lateral se empleó un sistema sísmico de alta resolución (Figura 6). El mismo se utilizó con el objetivo de evaluar las características topográficas y definir espesores de las secuencias sedimentarias superficiales que conforman la plataforma marina, tendiente a establecer disponibilidad de material arenoso.

La operación del sistema y la adquisición de la información sísmica durante el relevamiento se llevaron a cabo de manera digital mediante una PC y el *software* SonarWiz5. El referenciamiento de los sismogramas se realizó de forma continua con GPS. El equipo sísmico empleado se compone de un transmisor-receptor, modelo Geopulse Transmitter 5430A, con frecuencia de emisión variable entre 2 y 12 khz. Durante los relevamientos se seleccionó 3,5 khz por ser esta la frecuencia más indicada a los fines propuestos. Un arreglo de cuatro transductores GeoAcoustics 137D (emisores-receptores de la onda sísmica) completan el sistema, permitiendo operar con una potencia máxima de 10 kw., optimizando así la penetración sísmica, alcanzando varios metros de profundidad en el subsuelo marino (Figura 7).

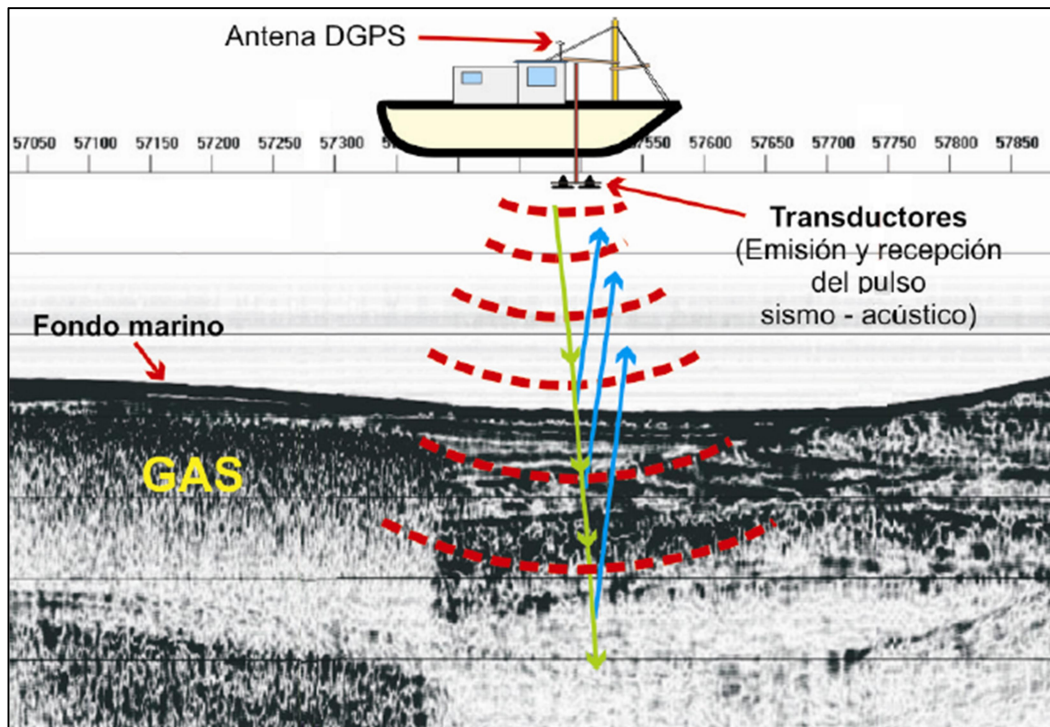


Figura 6: Esquema de relevamiento con perfilador sísmico de alta resolución. Fuente: Giagante (2009).

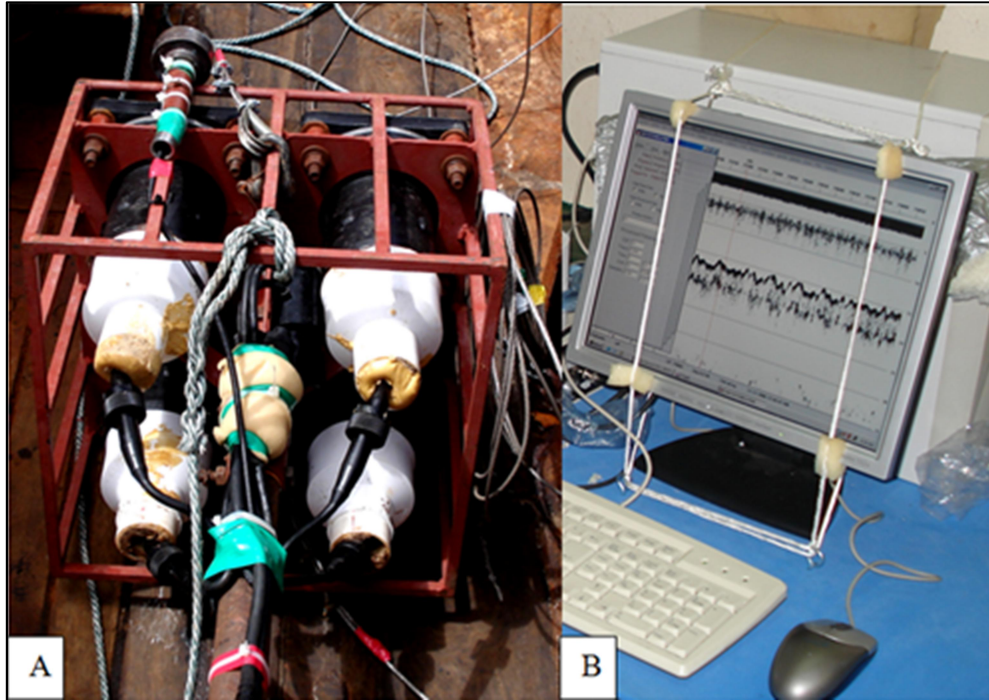


Figura 7: Equipamiento del perfilador sísmico.

A) Transductores; B) PC de adquisición y procesamiento de los registros sísmicos en formato digital.

2.1.3. Muestreo de sedimentos de fondo

La caracterización de los sedimentos de fondo se realizó a través del análisis de 28 muestras superficiales adquiridas durante la campaña oceanográfica. Para ello se utilizó un muestreador tipo *scoopfish* (Figura 8). Dicho captor fue construido por Aliotta *et al.* (1997). El mismo permitió recoger las muestras de manera simultánea con la prospección sismo-acústica, sin detener la embarcación. Las muestras fueron recolectadas según las características acústicas del fondo, definida en tiempo real con el registro del sonar lateral. Todas ellas fueron rotuladas y anotada su posición según el GPS.



Figura 8: Muestreador oceanográfico de sedimentos de fondo.

2.2. Tareas de laboratorio

Las muestras sedimentológicas se sometieron a análisis granulométrico. La determinación granulométrica de las muestras se realizó por tamizado en seco, previo cuarteo, en una tamizadora sónica con intervalo de $0,5 \Phi$ (ATM Sonic Sifter, Figura 9) con pequeñas cantidades de sedimento, inferior a 10 g. Cuando se presentaron gravas, tanto biogénicas como líticas, se tamizaron a partir del grado -2Φ (4 mm). Los tamaños mayores se midieron con calibre. Los clastos líticos se sometieron a observación con lupa binocular a fin de determinar su composición.



Figura 9: Tamizadora ATM Sonic Sifter

2.3. Tareas de gabinete

Las tareas de gabinete consistieron en: 1) procesar los datos de la batimetría del área de estudio, 2) optimizar y analizar los datos sísmico-acústicos, 3) efectuar el análisis estadístico de los sedimentos.

A partir de la información batimétrica extraída de la carta H211 “El Rincón” del Servicio de Hidrografía Naval, datos batimétricos obtenidos por Aliotta *et al.* (1999), y la registración batimétrica adquirida con 3,5 kHz durante la campaña, fue posible trazar las isobatas que caracterizan el área de estudio. De esta forma, mediante el uso de los *softwares* ArcGis y CorelDraw7 se realizó la carta de la topografía submarina regional.

Tanto los registros sísmicos como los de sonar de barrido lateral fueron reprocesados digitalmente mediante el empleo del mismo software que se utilizó durante la adquisición de los datos en campaña (SonarWiz), con el objeto de optimizar la calidad de la información. Los

registros sísmicos fueron reprocesados mediante la aplicación de TVG (ganancia variable en tiempo) y filtros, de manera de destacar la configuración acústica del subsuelo.

Los rasgos morfológicos, motivo de este estudio, fueron posicionados geográficamente y volcados sobre mapas de detalle, estableciendo así la distribución areal y zonificación regional de los mismos. Estos mapas georeferenciados fueron realizados en ArcGis10 utilizando complementariamente Google Earth y programas de diseño gráfico.

Para el procesamiento estadístico de los datos granulométricos se aplicó un programa específico de computación (Perillo *et al.*, 1985), determinando así los diversos parámetros estadísticos (media, selección, asimetría, curtosis, mediana, moda, percentil 1) y los histograma y curva de frecuencias acumulativas correspondientes. Con los datos texturales, utilizando el programa CorelDraw7, se esquematizaron las distribuciones regionales de las variables de interés.

CAPITULO III

3. Resultados

3.1. Morfología submarina regional

A partir de la información batimétrica extraída de la carta H211 “El Rincón” del Servicio de Hidrografía Naval, datos batimétricos obtenidos por Aliotta *et al.* (1999), y la registración batimétrica adquirida con 3,5 kHz durante la campaña, fue posible realizar un plano batimétrico regional del área de estudio (Figura 10). En este se observa que la plataforma marina lindante a la costa oeste se diferencia notablemente de la norte. La disposición regular de las isobatas denota un fondo de baja pendiente con aumento gradual de las profundidades hacia el este, y curvas batimétricas que se disponen de forma aproximadamente paralela a la costa. En cambio, sobre la costa norte las isobatas se disponen menos distanciadas, manifestando un frente de costa de mayor pendiente, con incremento de las profundidades hacia el sur. En esta zona, las curvas batimétricas presentan entrantes y salientes, destacándose la entrante coincidente con el Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, la cual se prolonga y se hace notable hasta los 24 m de profundidad.

Además, la registración sísmica continua de alta frecuencia 3,5 kHz, permitió reconocer dos niveles aterrizados. El primero entre los 12 y 16 m de profundidad mientras que el más profundo aparece entre los 20 y 24 m (Figura 10). Este último fue detectado en tres líneas de relevamiento lográndose así una aceptable correlación a lo largo de la plataforma. De esto se desprende que nivel aterrazado más profundo se extienden de forma aproximadamente paralela a la costa actual. En la figura 11 se observa un registro de 3,5 kHz con terraza entre los 20 y 24 m de profundidad.

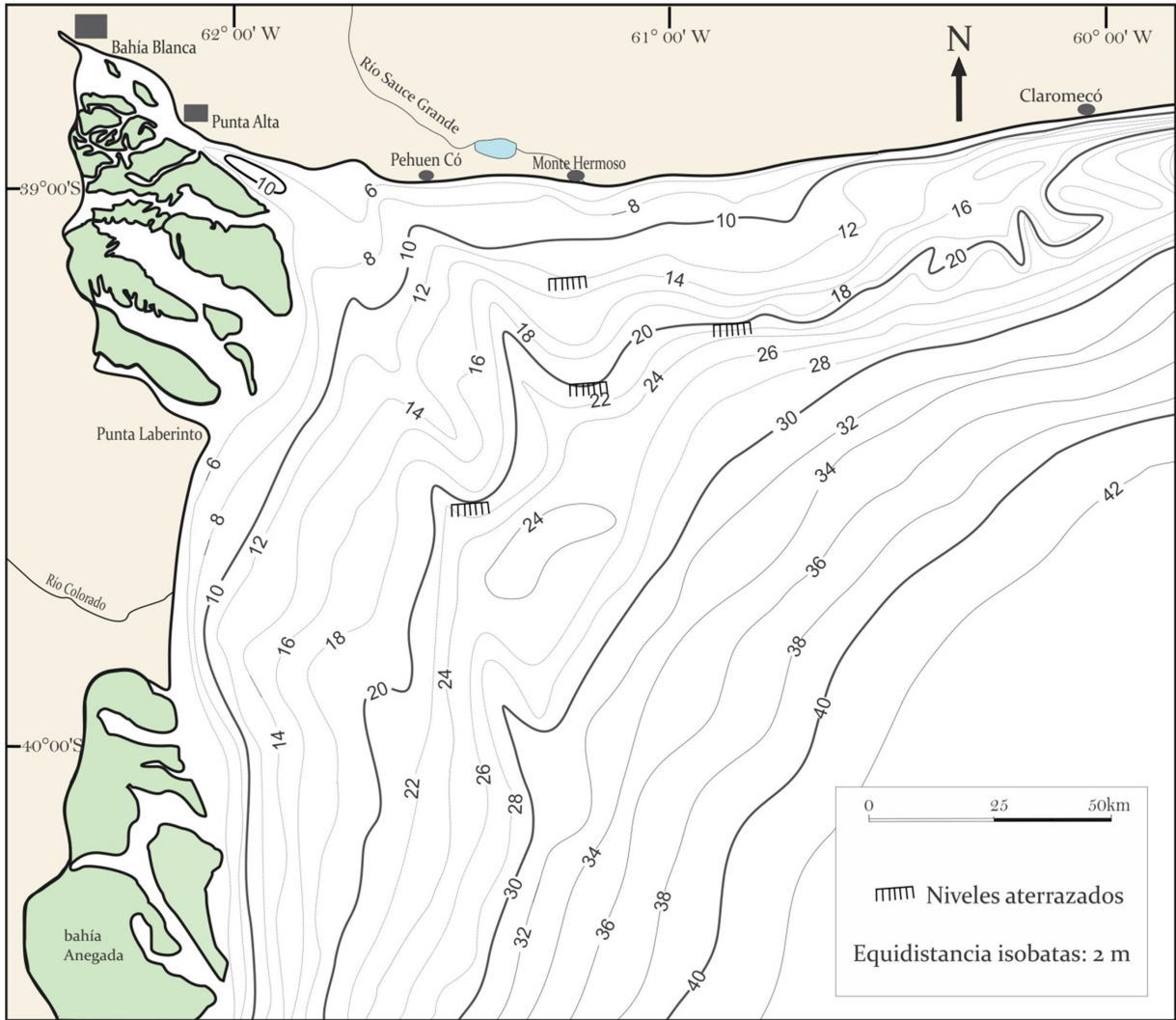


Figura 10: Distribuci6n de niveles aterrazados en el 6rea de estudio.

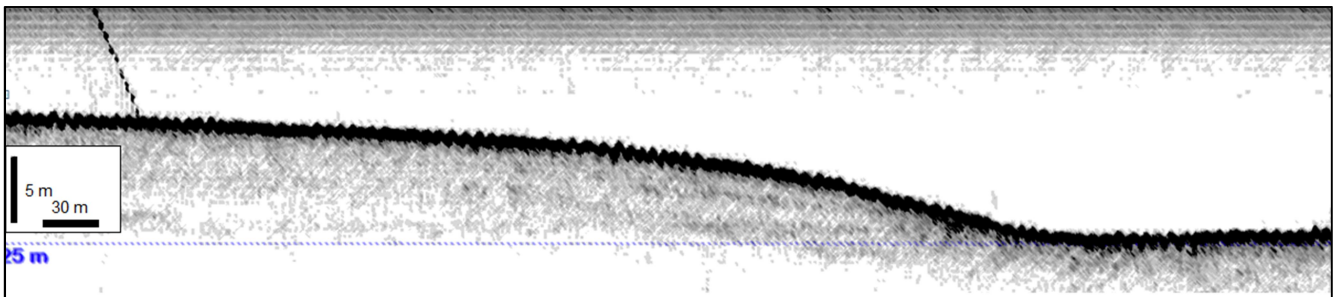


Figura 11: Ejemplo de un registro de 3,5 kHz con nivel aterrazado entre los 20 y 24 m de profundidad.

3.2. Rasgos morfosedimentológicos del fondo marino

A partir del análisis de la registraci3n obtenida con sonar de barrido lateral y perfilador sísmico, se pudo reconocer que la cubierta sedimentaria que conforma el área del presente trabajo está compuesta por diversas formas de fondo. A continuaci3n, cada tipo de geoforma determinada será evaluada separadamente, destacando así sus características morfosedimentarias particulares y discutiendo acerca del origen de su formaci3n.

3.2.1. Afloramientos rocosos

En la registraci3n sismoacústica se visualizaron distintos afloramientos rocosos semi-cubiertos por material sedimentario tamaño arena. La aparici3n de estos afloramientos en el área de estudio sucede de forma discontinua, principalmente en un sector oriental de la plataforma estudiada, a distintas profundidades, concretamente entre los 25 y 40 m (Figura 12 a).

En los sonogramas dichos afloramientos se observan limitados por una delgada capa de arena de baja reflectividad (tonalidades claras en la registraci3n) sobre un basamento muy reflectivo (tonalidades oscuras) e irregular, lo cual revela la composici3n rocosa del material (Figura 12 b y c). Los tamaños de los afloramientos rocosos oscilan entre 50-100 m de ancho y 100-150 m de largo y, en general, se ha observado cierta estructura de estratificaci3n.

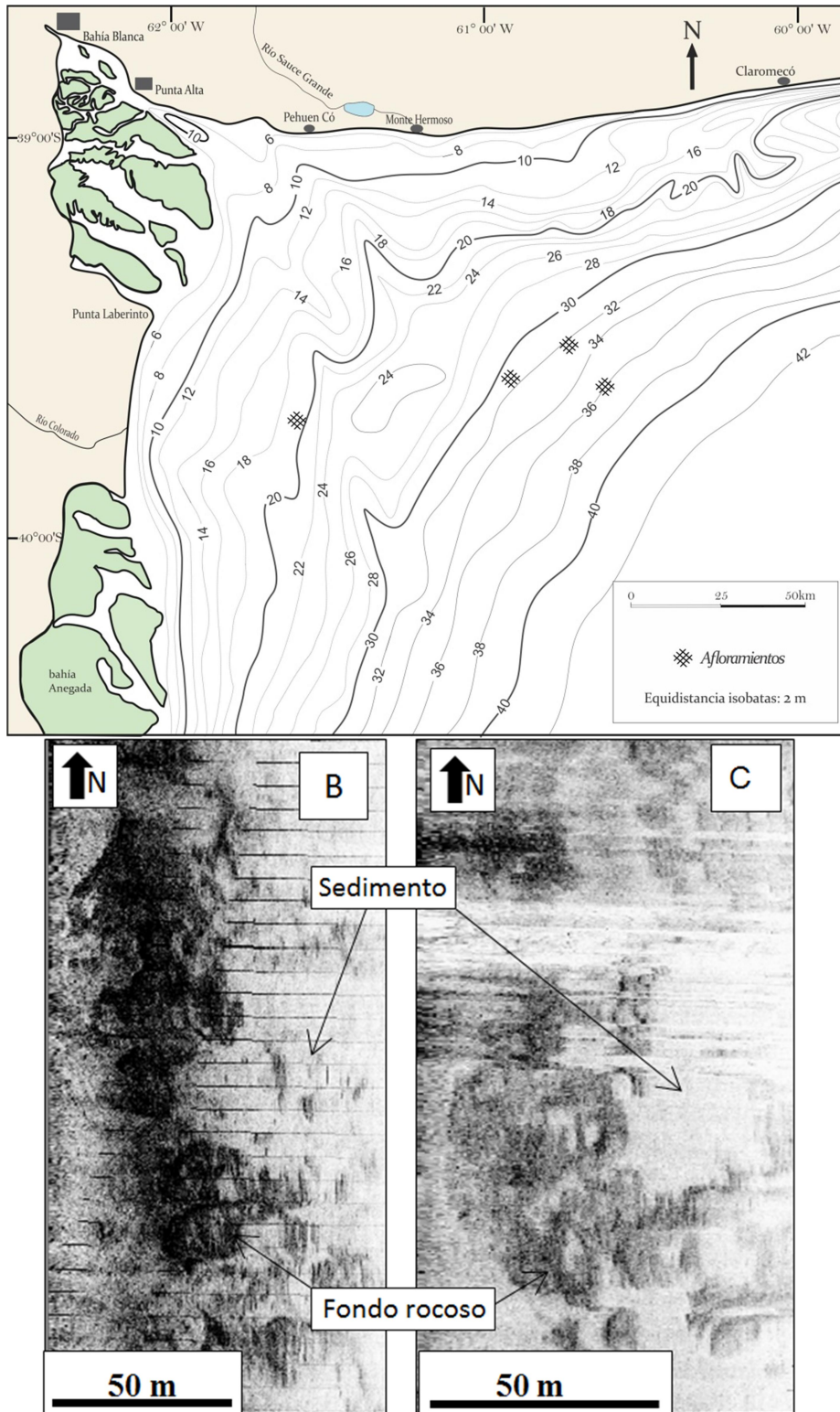


Figura 12: Afloramientos Rocosos. A) Distribuci6n de la geoforma en el 6rea de estudio.

B y C) Registros de sonar lateral donde se observan afloramientos rocosos.

3.2.2. Dunas

Las dunas son acumulaciones arenosas que se presentan sobre un fondo relativamente plano y se disponen de manera transversal a la dirección principal del flujo. Además, reflejan el estado de equilibrio con las condiciones del medio marino (Ashley, 1990). Observaciones en la naturaleza han definido el campo de estabilidad de dunas en función de la granulometría del material que las forma, velocidad de corrientes y profundidad del agua a la que se encuentran. Las dunas pueden formarse en tamaños de grano desde 0,15 mm (arena fina) hasta 1 mm (arena gruesa) (Carling, 1999). La profundidad del fondo no es un factor limitante para la formación de dunas, siempre que la corriente sea importante. Sin embargo, un aumento en la profundidad comúnmente está acompañada de un decrecimiento en la velocidad de corriente y, por lo tanto, las dunas desaparecen. Ashley (1990) clasifica las dunas desde pequeñas cuando altura (H) ≥ 0.10 y longitud de onda (L) = 10 m, hasta muy grandes cuando H alcanza 5.3 m y $L > 130$ m.

En la zona de estudio las dunas se agrupan en dos sectores bien definidos (Figura 13), y constituyen los rasgos morfo-sedimentarios más destacados del sector. Las muestras sedimentarias de fondo han determinado que dichas geoformas se hallan constituidas principalmente por sedimento arenoso de tamaño mediano, lo que coincide con lo sugerido por Carling (1999).

El primer campo de dunas abarca una superficie de 600 km², ubicándose en un sector costero frente a las localidades de Pehuén Co y Monte Hermoso, entre las isobatas de 10 y 20 m (Figura 13). Estas dunas, con rampa y talud bien definidos, manifiestan una asimetría pronunciada con talud orientado hacia el sureste, observable en los registros batimétricos (Figura 14). En la zona occidental de este campo, entre isobatas de 10 y 16 m, las formas tienen entre 3 y 7 m de altura (H), mientras que su longitud de onda (L) varía entre 200 y 600 m. Sin embargo, en un sector oriental del campo y a mayor profundidad (entre las isobatas de 16 y 20 m), aparecen las de mayor altura. Allí, las dunas se disponen de forma más aislada, con alturas entre los 5 y 9 m, y 600-800 m de longitud de onda. Siguiendo la clasificación de Ashley (1990), estas dunas son grandes y muy grandes. Además, en los perfiles batimétricos, en general, se observan dunas medianas ($1 \text{ m} < H < 5 \text{ m}$ y $10 \text{ m} < L < 50 \text{ m}$) desarrolladas sobre las rampas de dunas grandes (Figura 14).

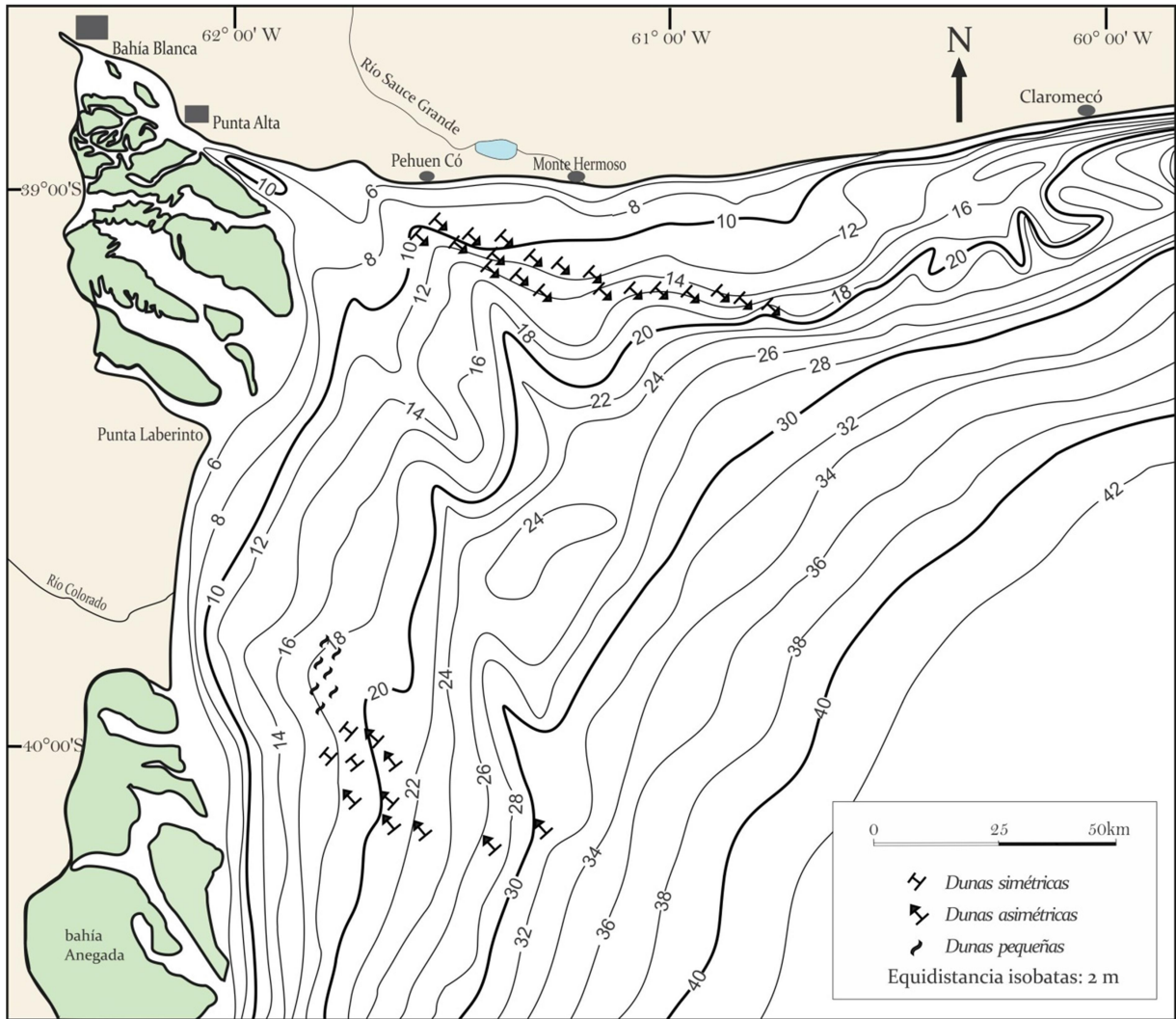


Figura 13: Distribuci6n de dunas en el 1rea de estudio.

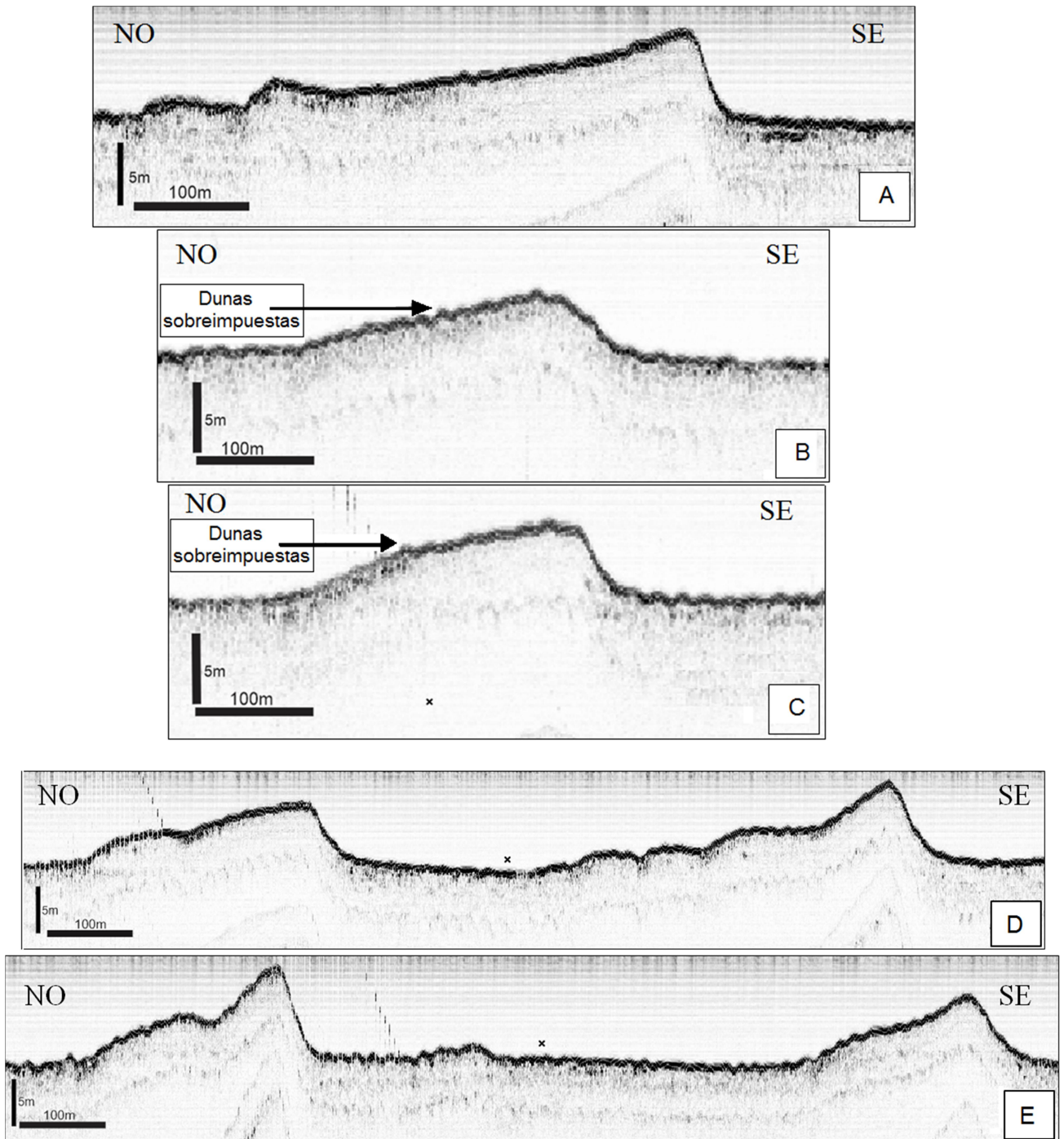


Figura 14: Registros de 3,5 kHz con dunas asimétricas en un sector costero al norte del área de estudio.

Los sonogramas permiten visualizar la distribución sedimentológica dentro de las dunas, observándose que el material más duro y reflectivo se ubica en el seno de la duna, adyacente al sector inferior del talud, mientras que el material fino, acústicamente menos reflectivo (tonos claros) conforma el cuerpo de la geoforma (Figura 15).

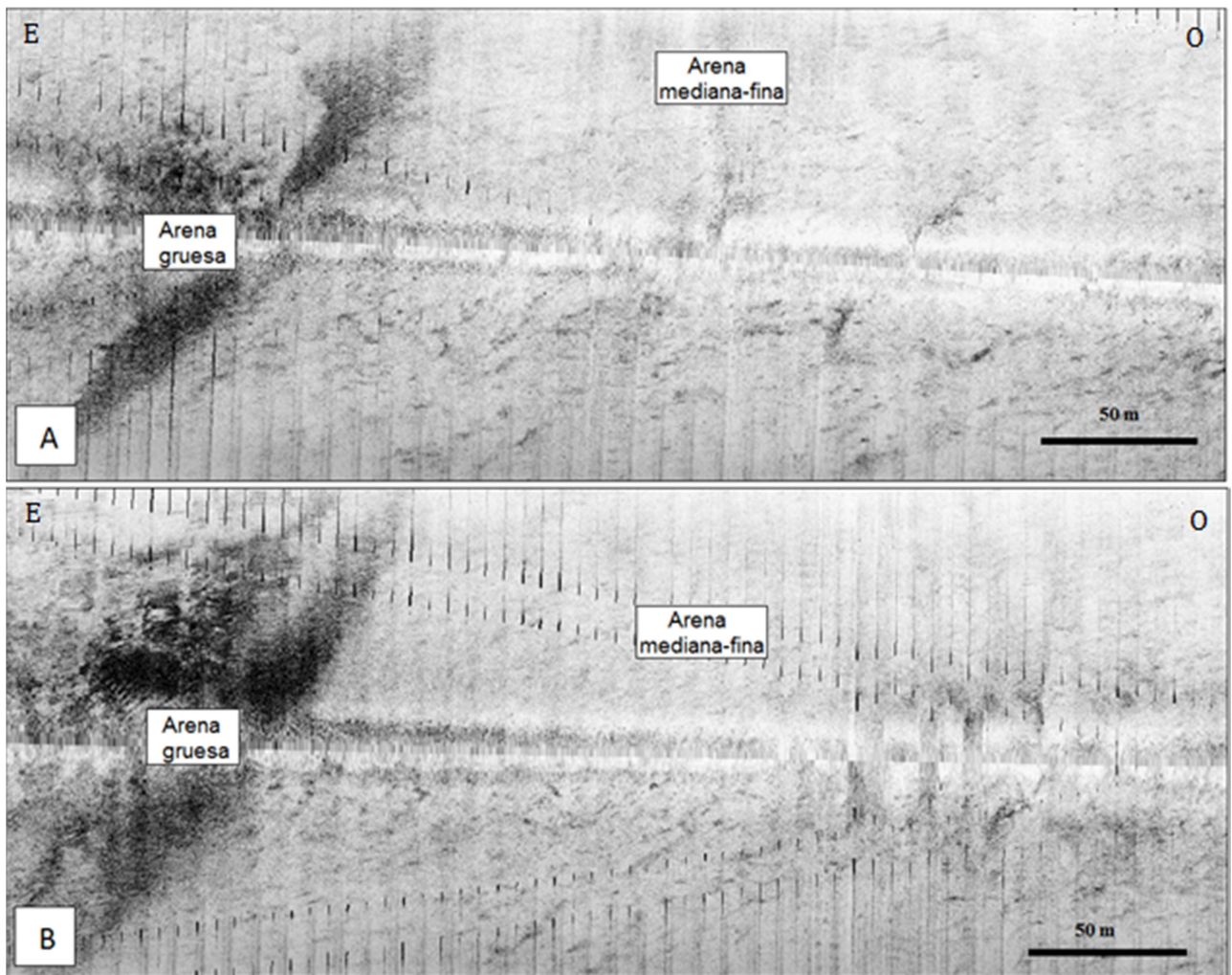


Figura 15: Sonogramas con dunas asimétricas en un sector costero al norte del área de estudio.

El segundo sector con generación de dunas se ubica en una franja costera frente a bahía Anegada, entre las isobatas de 16 y 30 m (Figura 13). En este caso, las geoformas poseen características sensiblemente diferentes a las descritas anteriormente. Hacia el norte del campo, las dunas poseen alturas menores a 1 m y con longitudes de onda del orden de los 5 m

(Figura 16). En base a la misma clasificación utilizada anteriormente encuadran dentro de las llamadas dunas pequeñas. Estos ejemplares no poseen una asimetría muy marcada, sin embargo se disponen de manera transversal a la dirección principal del flujo. Por otra parte, hacia el sur del sector, aparecen geoformas que se designan como dunas grandes. Sus longitudes de onda y alturas varían entre los 400 y 800 m y 3 a 6 m, respectivamente. Las dunas poseen perfiles variables entre simétricas y levemente asimétricas donde, aquellas que poseen perfil asimétrico, tienen talud orientado hacia el noroeste (Figura 17). Además, se visualizaron dunas pequeñas sobreimpuestas sobre las rampas de las dunas grandes.

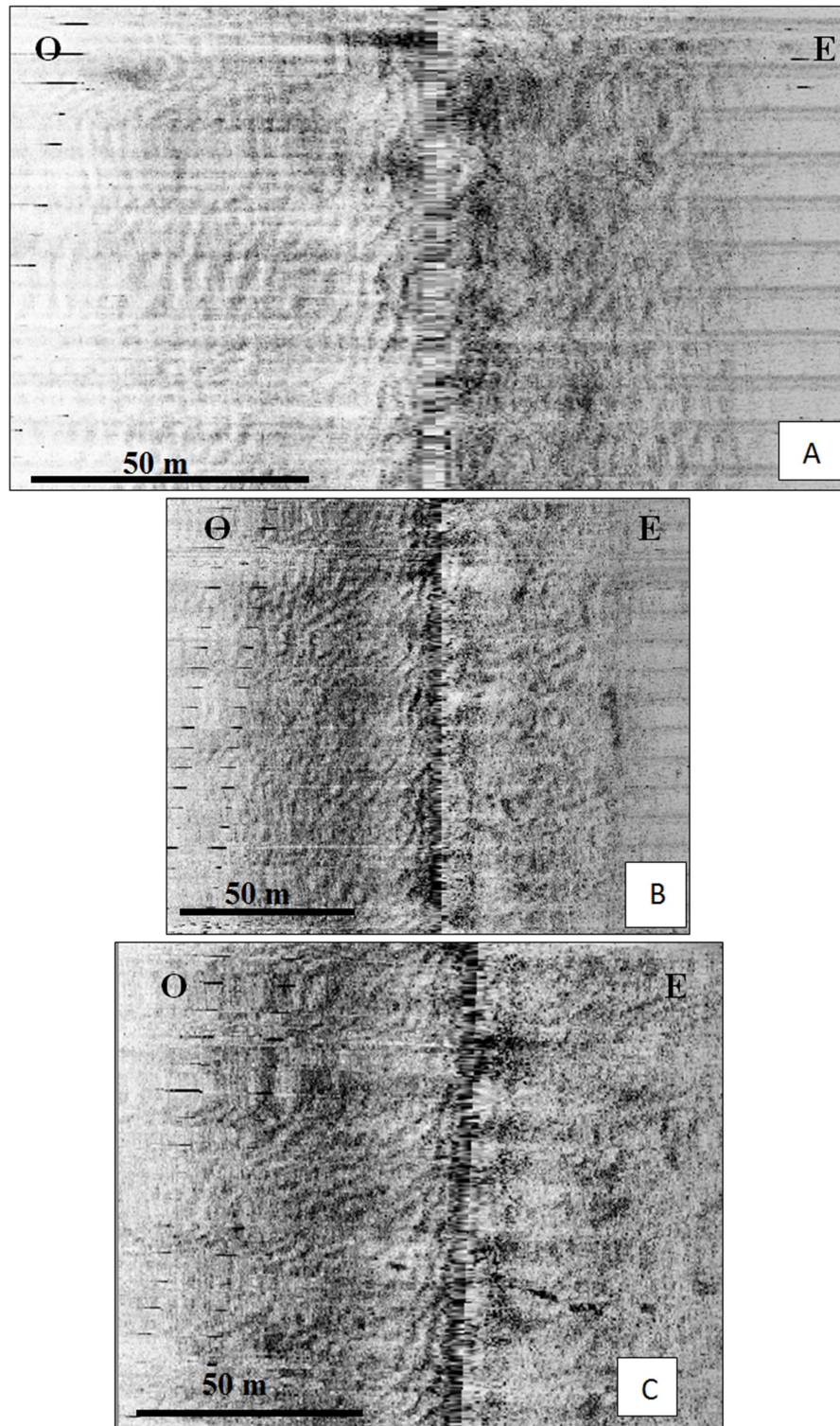


Figura 16: Sonogramas con dunas pequeñas frente a bahía Anegada.

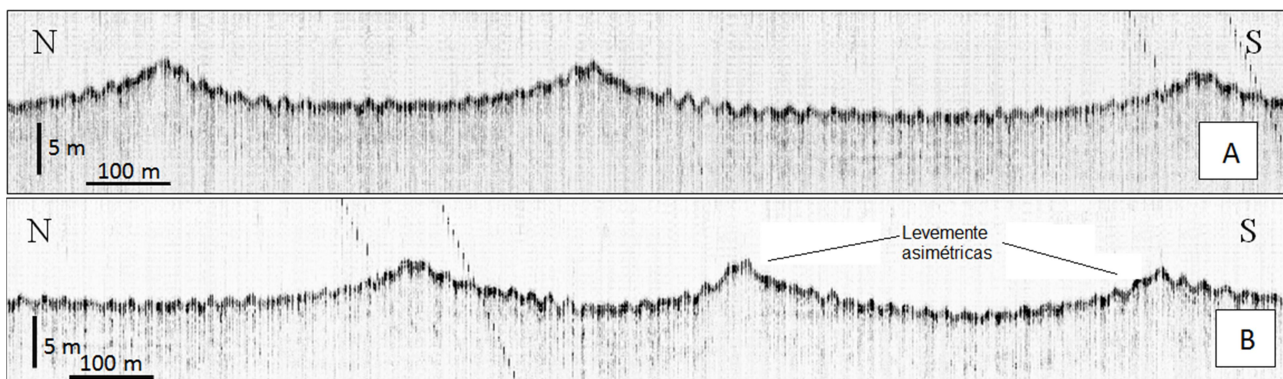


Figura 17: Registros de 3,5 kHz con dunas grandes frente a bahía Anegada.

3.2.3. Lineaciones sedimentarias

Un rasgo particularmente conspicuo encontrado en la zona de estudio lo constituyen acumulaciones arenosas de forma generalmente elongada, las cuales se desarrollan sobre un material más grueso o con cierta compactación. Por sus particularidades geométricas y genéticas, este tipo de geofomas encontradas en la zona de estudio, se encuadran dentro de las unidades morfológicas definidas por Kenyon (1970) como *sandribbons* (lineaciones arenosas). En los sonogramas son identificables debido a que el sedimento arenoso movilizadado por la corriente de fondo se presenta con baja reflectividad apareciendo en los registros con tonalidades claras, sobre un fondo muy reflectivo y de tonalidades más oscuras.

En la zona de estudio, estas geofomas se desarrollan en un sector adyacente a la costa, delimitado entre el estuario de Bahía Blanca (al norte) y bahía Anegada (al sur), entre los 12 y 22 m de profundidad (Figura 18). En base a su configuración se han diferenciado dos grupos, los cuales ocupan sectores diferenciados.

El primer grupo está formado por lineaciones arenosas de 50-100 m de largo, con un ancho variable entre 10 y 30 m, y orientación general NO-SE. Los sonogramas revelan la formación de pequeñas dunas (menor a 0,5 m de alto) sobre las franjas arenosas, con una disposición perpendicular a las mismas (Figura 19 a-d).

El segundo grupo posee lineaciones sedimentarias con mayor continuidad, superando los 300 m de largo. El ancho de estos depósitos varía entre 10 y 30 m. La separación entre franjas arenosas es variable, observándose en cada una de ellas diferencias en su configuración

morfológica. Cuando el espacio de separación entre lineaciones (material acústicamente más reflectivo) es similar al ancho que ellas exhiben, las mismas se presentan con sus bordes relativamente rectos y bien definidos (Figura 20 a y b). En cambio, con espaciamientos mayores (más de 40 m) revelan bordes irregulares y bifurcaciones (Figura 20 c y d).

El análisis sísmico de estos depósitos establece que poseen un escaso espesor sedimentario, valores inferiores al metro. De esta forma, en el perfil batimétrico del fondo las lineaciones arenosas se manifiestan con una imperceptible ondulación.

Los sedimentos superficiales indican que las lineaciones se componen de arena fina a muy fina, con una proporción subordinada de fracción pelítica. En tanto, el material que las subyace se halla alternadamente aflorante entre ellas y corresponde a una arena mediana a gruesa con abundante restos de material biogénico y fragmentos líticos. Este material prevalece a profundidades mayores a los 25 m.

El análisis de la distribución areal de las lineaciones sedimentarias se establece una zonificación con respecto a la orientación de las franjas sedimentarias. Mientras que en el sector sur se disponen con un azimut general de 135°; hacia el norte, en proximidades del estuario de Bahía Blanca, adquieren una disposición azimutal de 170°.

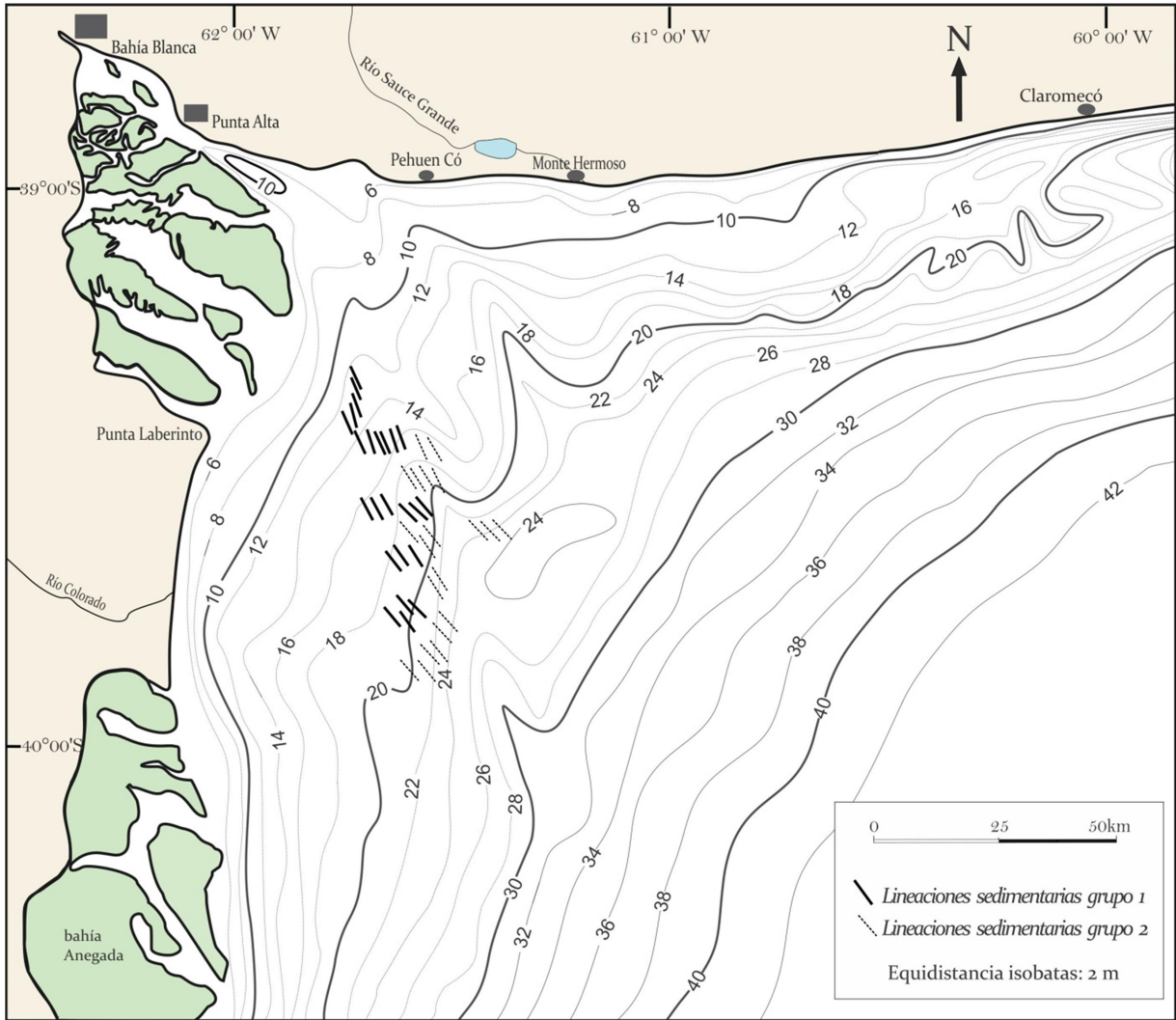


Figura 18: Distribución de las lineaciones sedimentarias en al área de estudio.

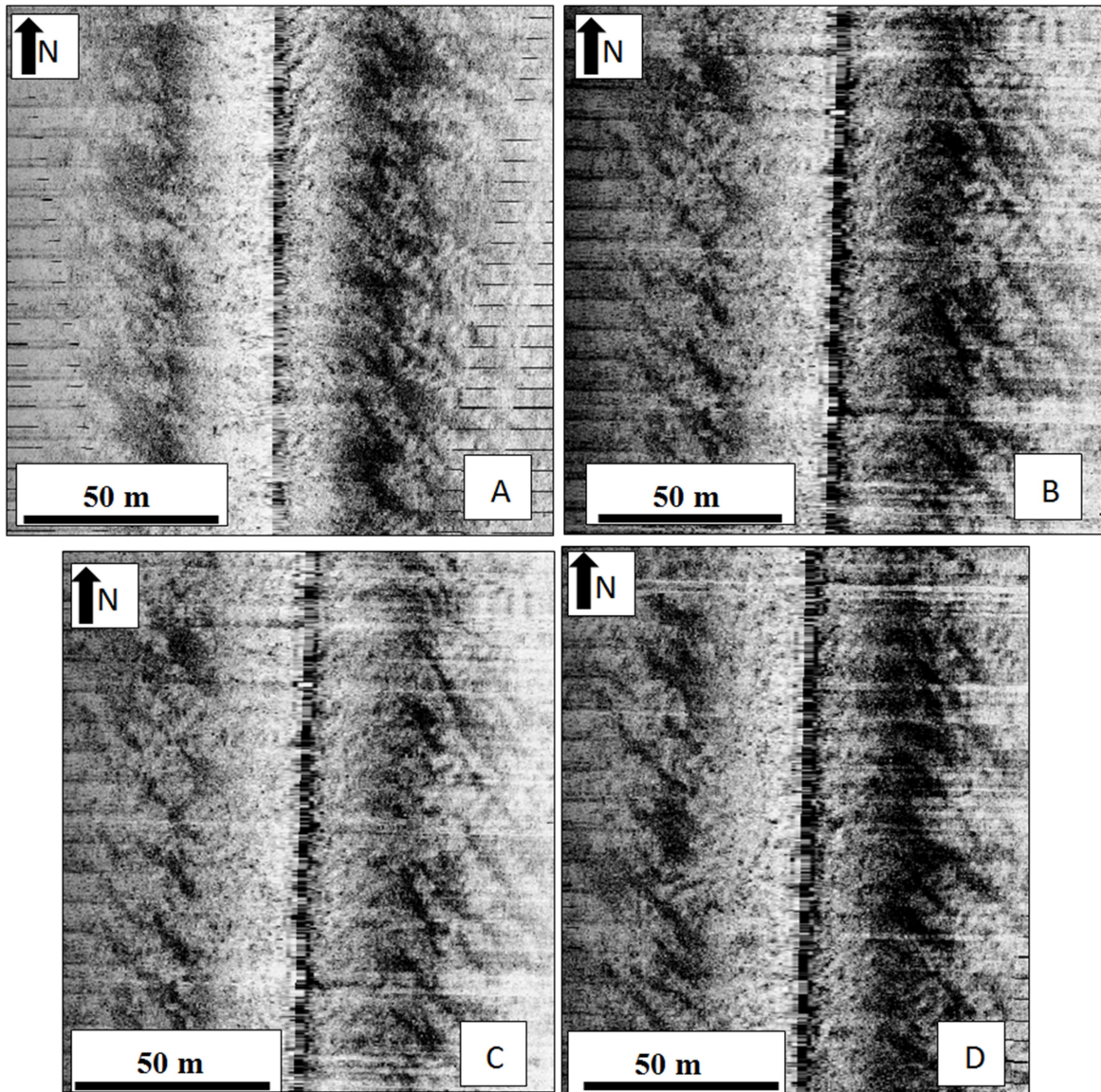


Figura 19: Sonogramas con lineaciones sedimentarias con dunas pequeñas sobre la franja arenosa.

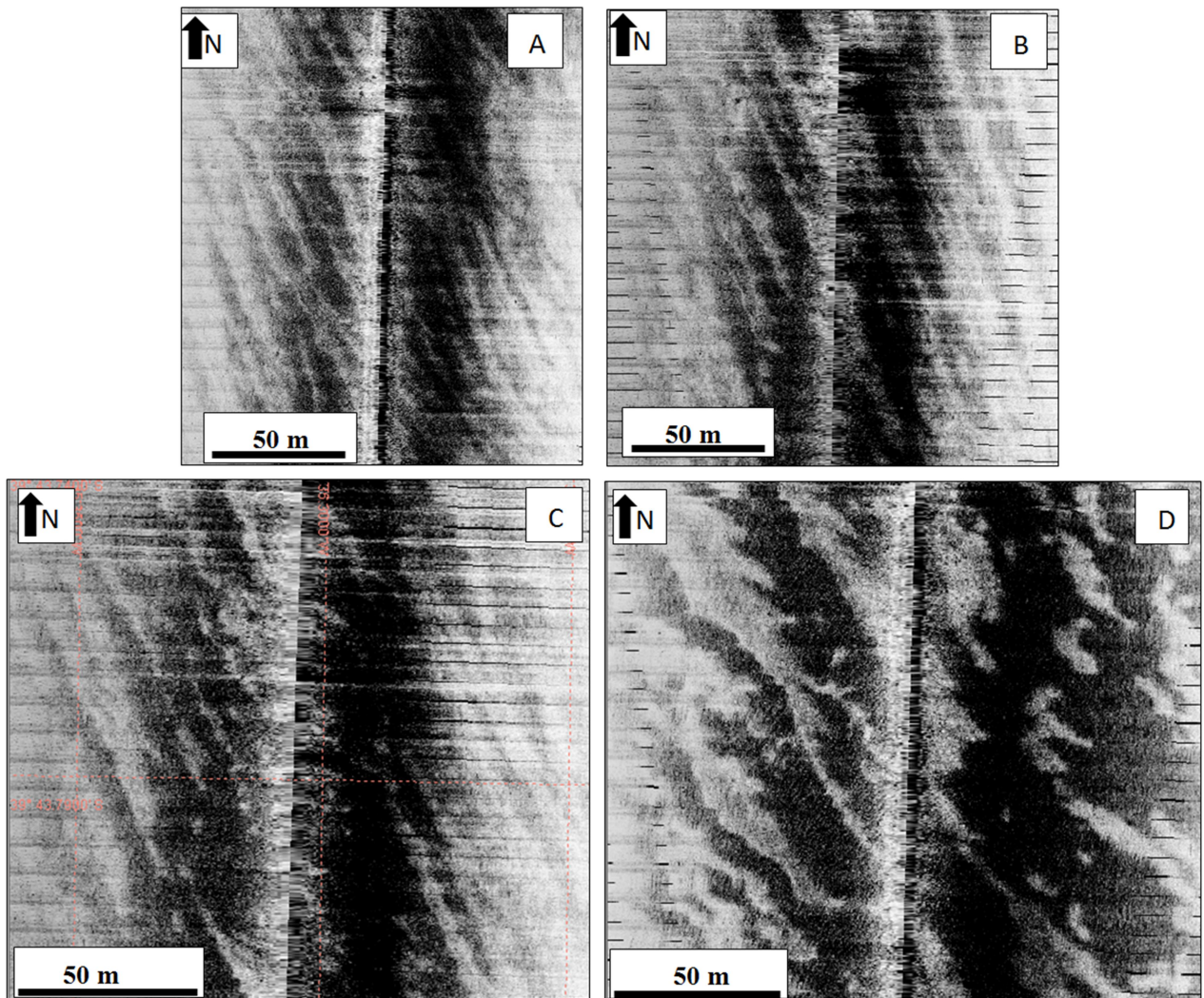


Figura 20: Sonogramas con lineaciones sedimentarias correspondientes al segundo grupo.

A y B) lineales y elongadas; C y D) anchas y con bifurcaciones.

3.2.4. *Pockmark*

Pockmark son depresiones erosivas circulares a elongadas que se producen en el fondo marino, en la interface entre el sedimento y el agua. Fueron descritos en primera instancia por King y McLean (1970) y Harrington (1985). Estas formas se asocian, generalmente, con un escape de fluido, comúnmente gas, el cual asciende desde el subsuelo profundo (Judd y Hovland, 2007). Los diámetros de este tipo de geofomas van desde centímetros hasta kilómetros, y han sido determinadas sobre el fondo marino a distintas profundidades y con

diferentes formas (Judd y Hovland, 2007; Ingesia *et al.*, 2015; Wei *et al.*, 2015; Weschenfelder *et al.*, 2016).

Las diversas configuraciones morfológicas de los *pockmarks* han promovido distintas clasificaciones. Judd y Hovland (2007) clasifican entre circulares y alargados, atribuyéndola elongación de la geoforma a la acción de fuertes corrientes de fondo. Chen *et al.* (2015) los clasifica en función de su forma en planta y su tamaño en: circulares, elongados, en medialuna, elípticos, en cometa e irregulares. Ingesia *et al.* (2015) clasifica los *pockmarks* en dos categorías según su diámetro, ancho y largo. El primer grupo está formado por aquellos que tienen una relación de ancho vs largo de 0,5 a 1, y 40 m de diámetro medio. El segundo tipo tiene una relación entre 0,1 y 0,4, con una longitud máxima de 200 m y una profundidad de 3-8 m.

En este estudio, los *pockmark* aparecen en un sector central entre las isobatas de 22 a 34 m (Figura 21). Según la forma que poseen se han clasificados en: circulares, elongados e irregulares (Figura 22 a-c). El diámetro de los *pockmarks* circulares varía entre los 10 a 20 m, en aquellos con forma elongada su eje mayor puede alcanzar 30 m de longitud. En tanto, la profundidad de estas geoformas no es claramente evidenciada con los registros de 3,5 kHz, por lo que se estima que no supera los 0,5 m.

Los sedimentos superficiales del sector donde se desarrollan estas geoformas se compone principalmente de materiales arenosos, los cuales al ser removidos por el escape de fluido dejan al descubierto un fondo altamente reflectivo (tonos oscuros), observable en los diversos sonogramas obtenidos (Figura 22 a-c).

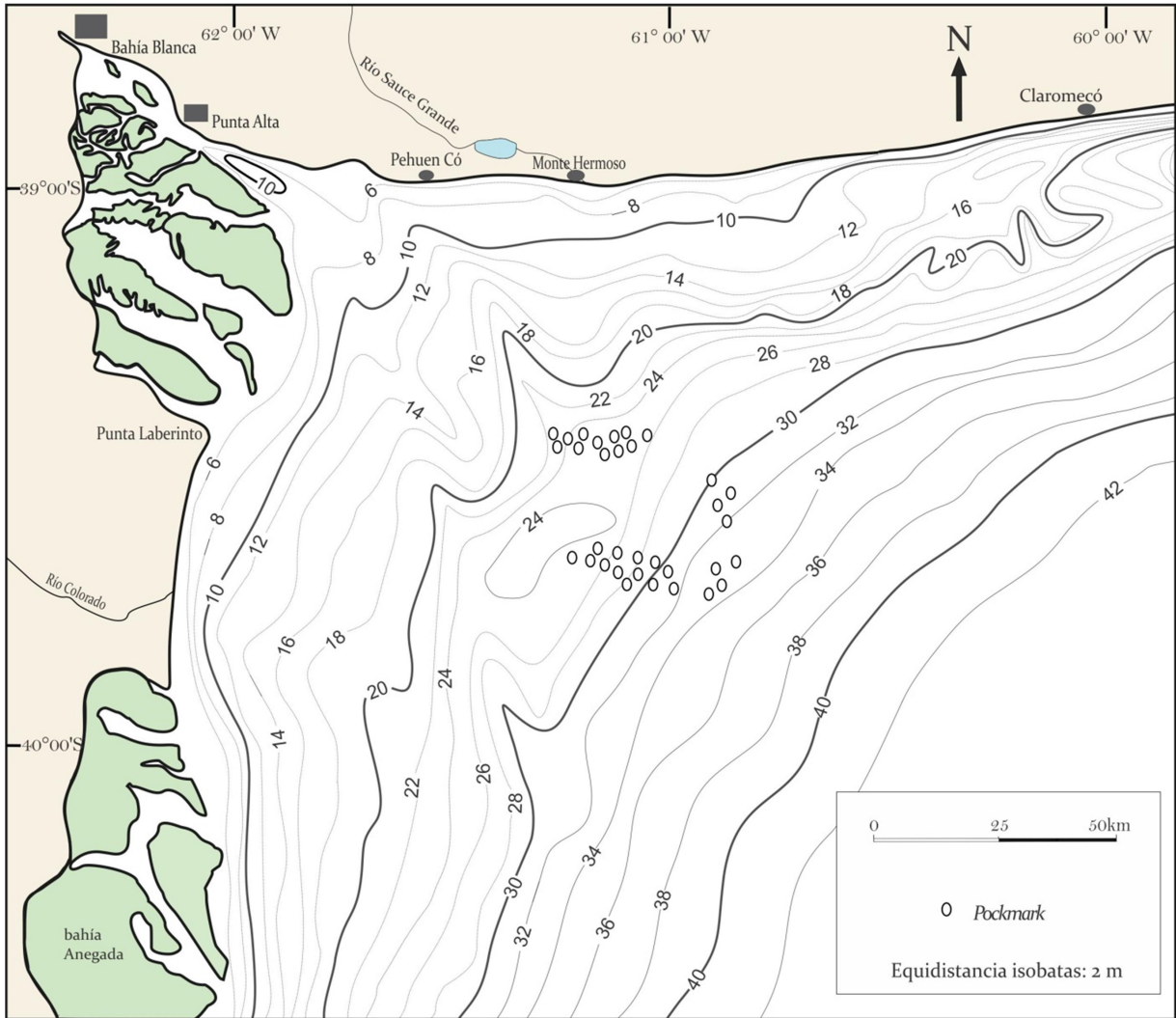


Figura 21: Distribución de *pockmarks* en el área de estudio.

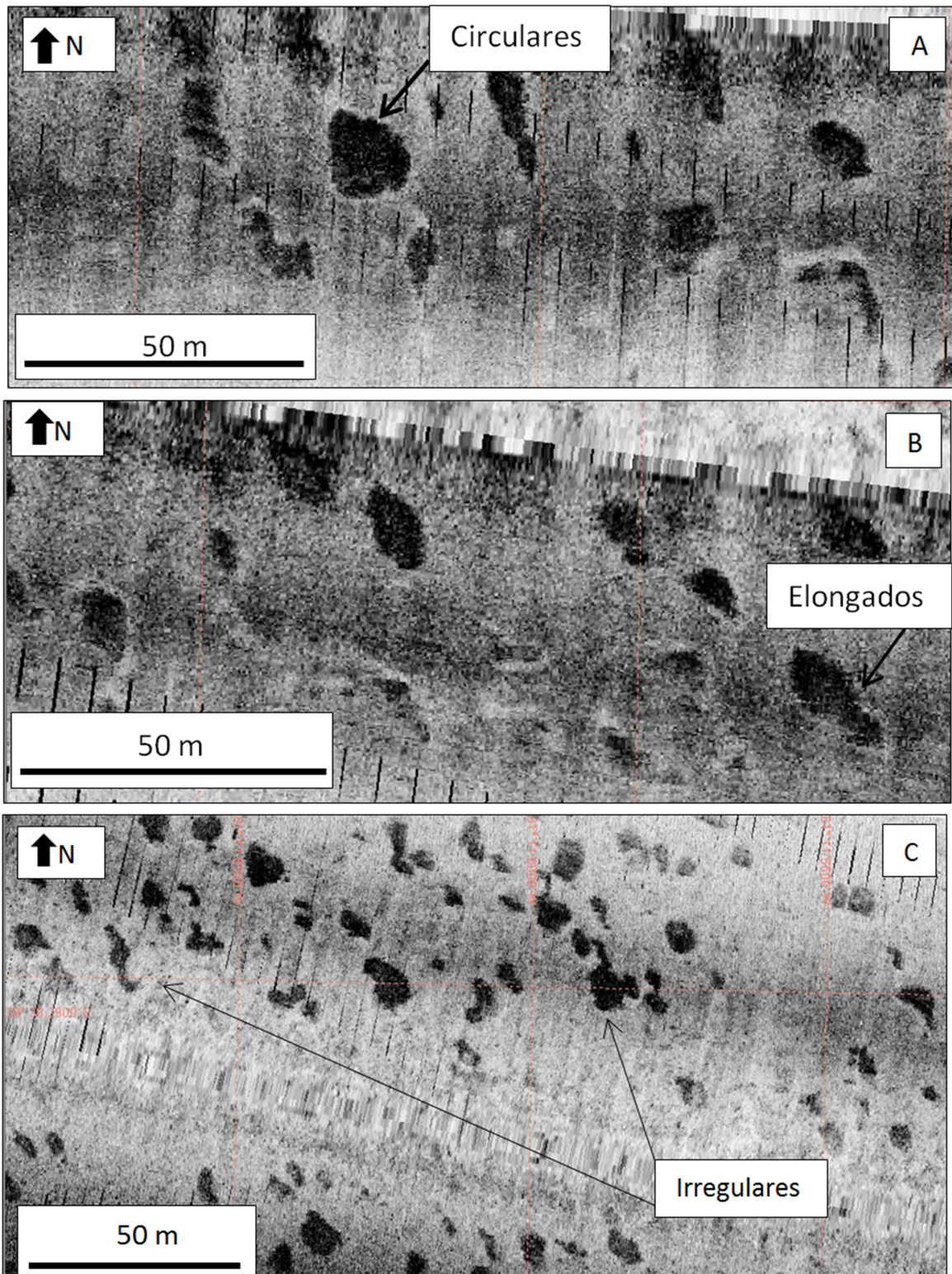


Figura 22 a-c: Sonogramas con pockmarks circulares, elongados e irregulares.

La presencia de escapes de fluidos desde el fondo marino puede evidenciarse también a partir de perfiles de sísmica de reflexión o sísmica de alta resolución. En el primer caso, se observan las zonas cargadas con fluido (gas, por ejemplo) en forma de áreas difusas de reflexiones (ventanas acústicas). En los perfiles de sísmica de alta resolución (perfiladores del tipo de 3,5 KHz), el escape se evidencia por plumas acústicas que ascienden desde el fondo marino a través de la columna de agua. En este trabajo, se han encontrado dichas evidencias de escapes gaseosos desde el fondo marino (Figura 23).

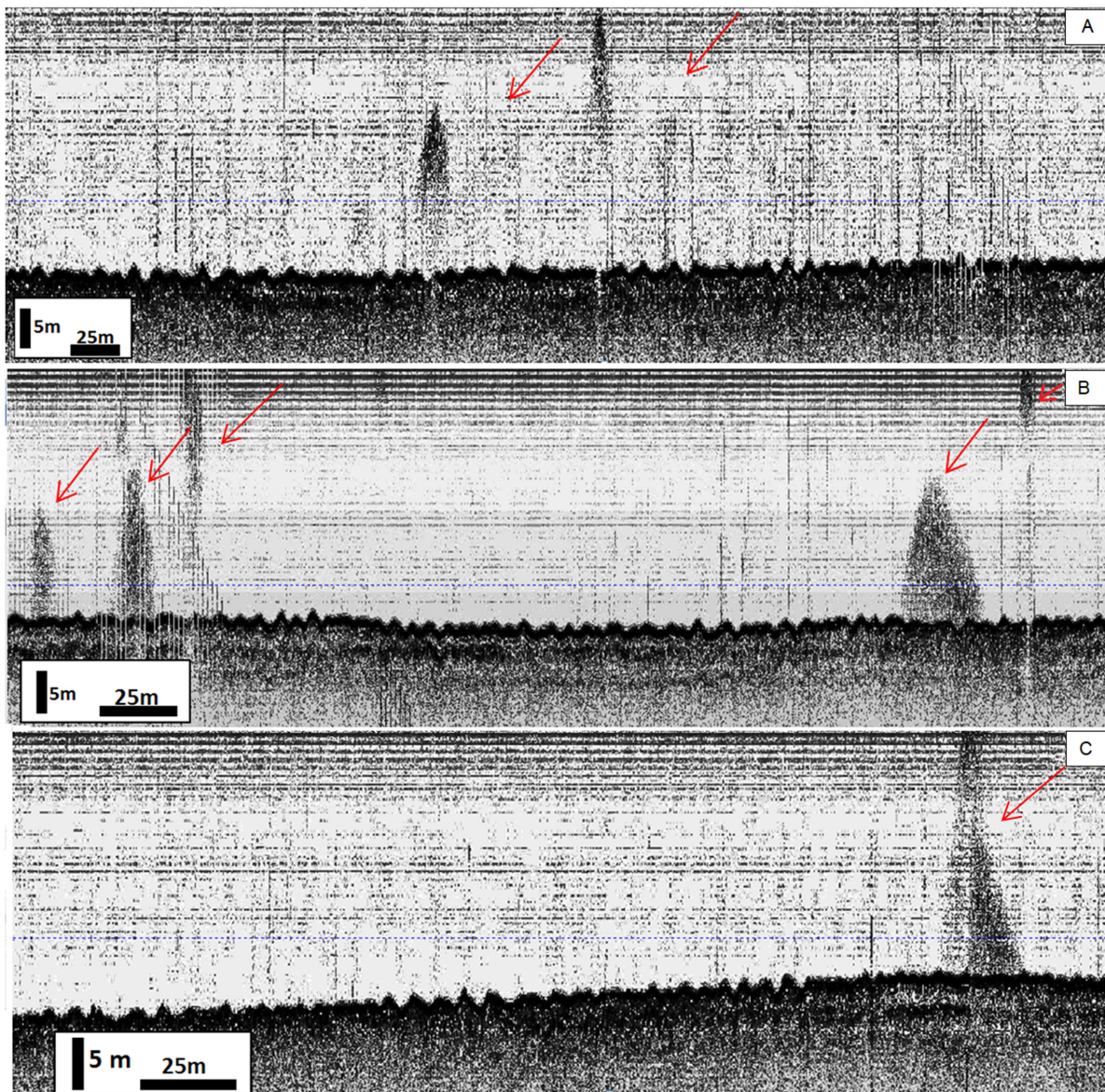


Figura 23: Registración con 3,5 kHz que evidencia escapes de gas del fondo marino. Las flechas indican la formación de plumas acústicas en la columna de agua.

3.2.5. Fondo reflectivo con parches de arena

Los parches de arena o “*sand patches*” son acumulaciones de material sedimentario sobre un fondo relativamente plano, de diferentes formas y tamaños. Estas geoformas se distinguen de las lineaciones sedimentarias ya que poseen una elongación menor que ellas (Flemming y Stride, 1967), y se las asocia a menores velocidades de corrientes de marea (Kenyon, 1970). Su presencia predomina en aquellas zonas donde el volumen del material sedimentario móvil es escaso y, por lo tanto, no alcanza para cubrir la totalidad del fondo marino. En los sonogramas se observa un fondo altamente reflectivo (material grueso o rocoso) semicubierto con un sedimento arenoso menos reflectivo (tonos claros en el registro de sonar), el cual tiende a ser movilizado sobre el lecho marino.

Dentro del área de estudio de este trabajo, los *sand patches* se hallan en la zona oriental de la plataforma estudiada, entre los 25 y 40 m de profundidad (Figura 24). El largo de la geoforma varía entre 100 y 400 m, y su ancho entre 40 y 200 m. La altura de este depósito no supera los 2 m. Si bien los materiales se disponen de forma irregular, se observa una tendencia general en la depositación del sedimento en dirección norte-sur (Figura 25 a-c).

El análisis de los sedimentos superficiales indica que los *sand patches* se componen de arena gruesa, con una proporción subordinada de grava. En tanto, el material que los subyace corresponde a un basamento muy reflectivo (tonalidades oscuras en sonogramas)

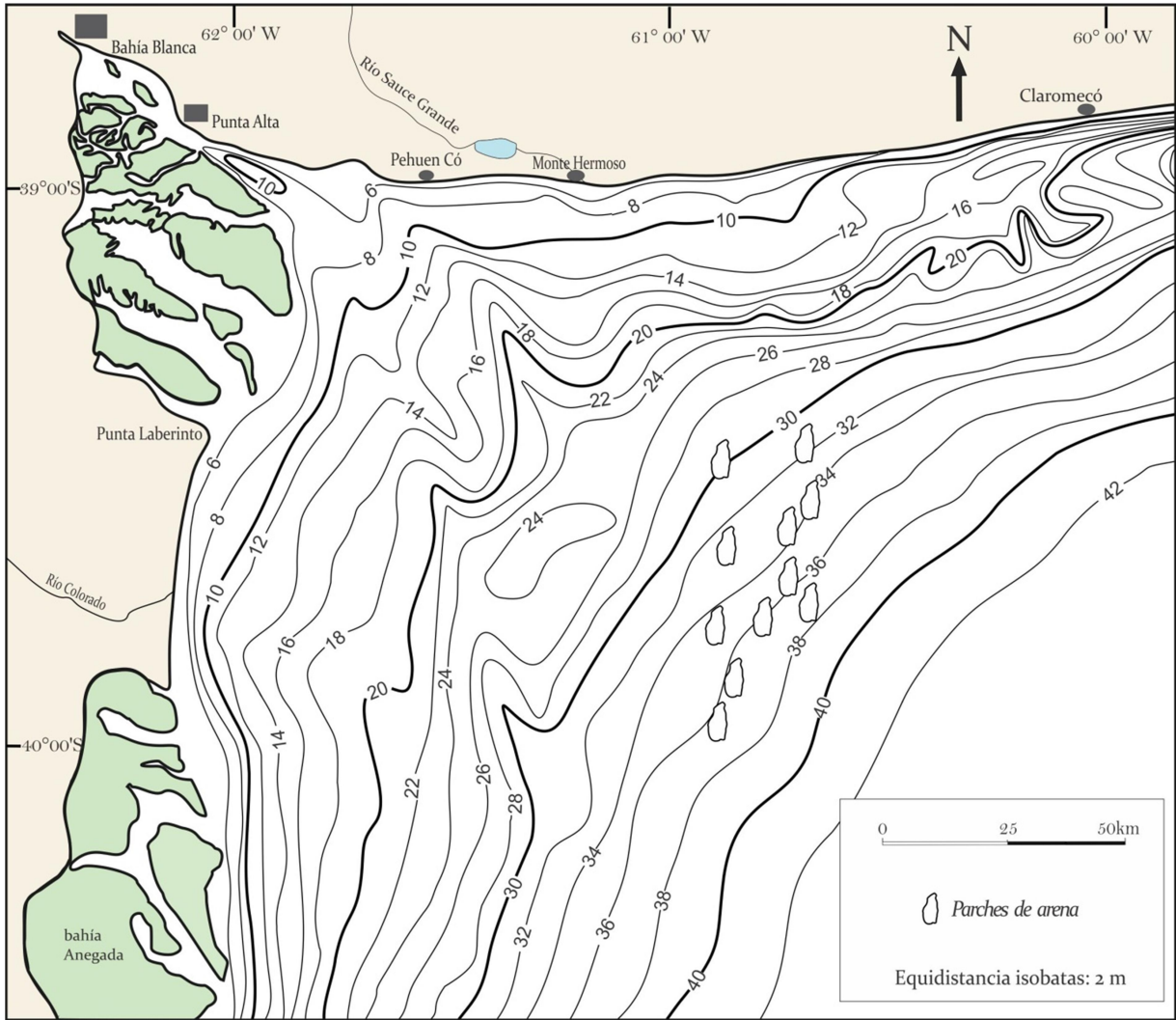


Figura 24: Distribuci6n de los "sand patches" o parches de arena en el 6rea de estudio.

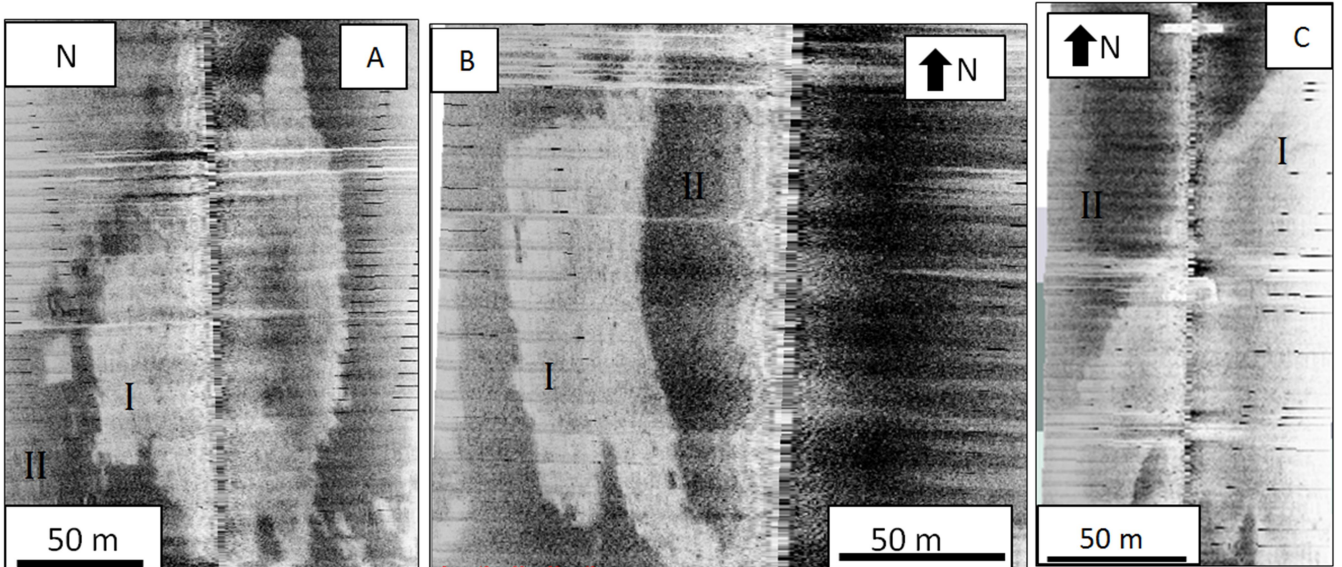


Figura 25 a-c: Sonogramas con parches arenosos sobre un fondo reflectivo. Referencias: I) sedimento arenoso, II) fondo duro-reflectivo.

3.3. Caracterización sedimentológica del área de estudio

El análisis sedimentológico de las 28 muestras superficiales de fondo obtenidas en el área de estudio, en conjunción con los resultados determinados por Aliotta *et al.* (1999) en esta zona de la plataforma, permitió lograr una caracterización de la cubierta sedimentaria del fondo marino (Figura 26). De esta forma, se establecieron tendencias y distribuciones regionales, así como se reconocieron las características sedimentológicas de las distintas geoformas encontradas en el área de estudio.

Una evaluación general de los sedimentos superficiales de fondo permitió establecer que la fracción psamítica resulta predominante. El material pelítico aparece en proporciones notables (70 %) en la región costera, al noroeste del área de estudio asociada al estuario de Bahía Blanca. Dentro del material arenoso, se diferenció una tendencia de arenas finas a muy finas (entre 4 y 2 Φ) a agruparse en sectores más costeros, principalmente al norte de la desembocadura del río Colorado. Hacia el este, al exterior de la plataforma, se nota un sensible aumento del tamaño de grano. Arenas medianas, entre 3 y 1 Φ , cubren casi en su totalidad el fondo marino. Su mayor abundancia porcentual, de hasta 95%, se produce aproximadamente entre las isobatas de 20 y 25 m.

El tamaño grava se halla representado por restos biogénicos y fragmentos líticos. El material biogénico se halla triturado o, en menor proporción, como valvas enteras, las cuales se observan de hasta 4 cm de diámetro. Este material prevalece en zonas más alejadas de la costa, en especial en el sector central y sureste. Los fragmentos líticos, representados por los denominados “rodados patagónicos”, poseen hasta 1 cm de diámetro y se encuentran en un sector adyacente a bahía Anegada (Figura 26).

De los parámetros estadísticos determinados, se han ponderado la media y desviación estándar (selección), dado que se consideran los más significativos para el análisis y diferenciación de subambientes sedimentarios. Asimismo, dichas variables se asocian directamente a la movilidad y dinámica de los materiales de fondo. Los valores de media oscilan entre 1,2-2,7 Φ . Se observa un predominio de las granulometrías mayores hacia el exterior del área. En tanto, los valores de media más elevados se agrupan en dos sectores bien definidos: la zona exterior del estuario de Bahía Blanca y un sector elongado hacia el noreste y vinculado a la costa oeste.

Por otro lado, la selección posee un amplio rango de variación entre 0,13 a 1 Φ . Sin embargo, el 90% de los sedimentos que constituyen la superficie marina le corresponde un valor entre 0,35 - 1 Φ (selección buena a moderada). Además, los materiales menos seleccionados son aquellos con mayores porcentajes de limo-arcilla, ubicados en los dos sectores costeros mencionados anteriormente.

Del análisis de la distribución de las fracciones acumulativas de las diversas muestras procesadas surge la unimodalidad como característica predominante. Se observa una moda secundaria del lado de las mayores granulometrías, representado por restos de moluscos y rodados.

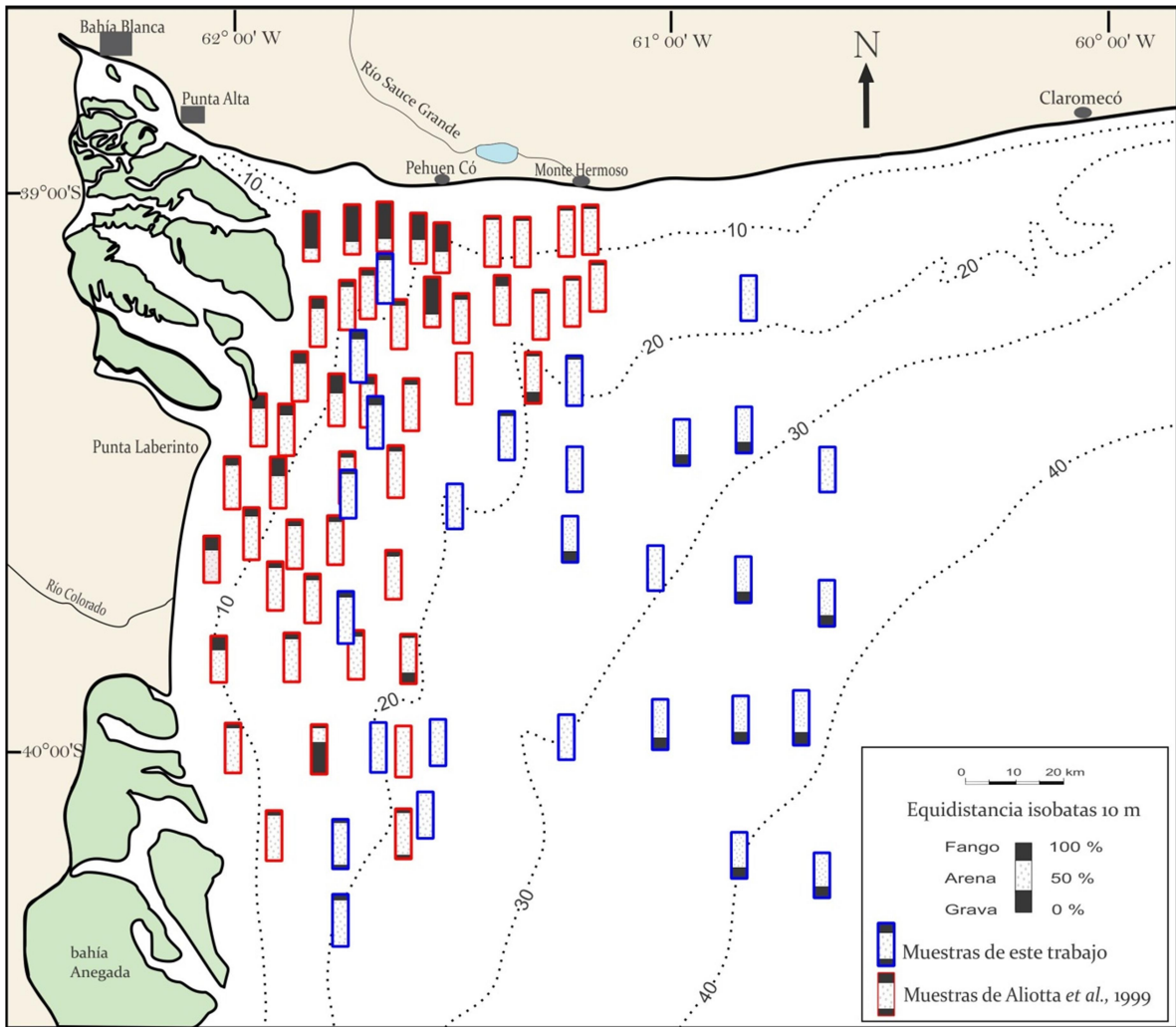


Figura 26: Evaluación integral de los sedimentos superficiales del fondo marino. Porcentajes relativos para las distintas fracciones sedimentarias.

CAPITULO IV

4. Discusión

Durante las últimas décadas, los métodos de prospección sísmico-acústicos han cobrado gran relevancia en estudios morfológicos y estratigráficos. En ambientes marinos resultan una herramienta fundamental para investigar la geomorfología submarina, paleoambientes sedimentarios y procesos evolutivos, entre otros. Dichas investigaciones, se llevan a cabo en regiones costeras y plataformas continentales, especialmente aquellas que han sido afectadas por los cambios ocurridos durante el Cuaternario. Estos cambios del nivel del mar han dejado importantes testimonios morfológicos y sedimentológicos que evidencian las variaciones del nivel del mar, los cuales han sido objeto de estudio de diferentes autores, entre ellos, Damuth (1980); Anderson *et al.* (1992); Riggs *et al.* (1992); García-Gil *et al.* (2000); Corrêa *et al.* (2005).

En los últimos años, en el estuario de Bahía Blanca se han intensificado los estudios oceanográficos que utilizan métodos de prospección sísmo-acústicos, siendo una de las metodologías principales que permiten analizar, interpretar y caracterizar el fondo y subfondo marino (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987, 1990; Aliotta y Lizasoain, 1997, 1998; Aliotta *et al.*, 2001, 2002, 2004; Ginsberg *et al.*, 2001, 2003; Cuadrado *et al.*, 2003; Spagnuolo 2005; Vecchi *et al.*, 2005, 2008; Giagante *et al.*, 2011, Minor Salvatierra *et al.*, 2015). También, este tipo de metodologías han sido utilizados con el fin de estudiar la dinámica de los sedimentos (Montañez-Santiago, 1972; NEDECO-ARCONSULT, 1983; Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1987; Aliotta *et al.*, 1999).

En el presente trabajo, a partir del análisis de la registración obtenida con sonar de barrido lateral y perfilador sísmico, se establece que la cubierta sedimentaria que conforma una amplia área de la Plataforma Continental interior, al sur de la provincia de Buenos Aires, está compuesta por variadas formas de fondo. Como parte de las características morfológicas regionales se diferenciaron niveles aterrizados. A lo largo de la Plataforma Continental Argentina, este tipo de geofoma ha sido estudiada por diversos autores Groeber (1948), Urien y Ewing (1974), Parker *et al.* (1997); Aliotta *et al.* (1999); Violante, (2005); Perillo *et al.* (2005a,b), Cavallotto (2008); Cavallotto *et al.* (2011); Violante *et al.* (2014b). En este trabajo,

se identificaron dos niveles aterrizados a distintas profundidades (Figura 10). El más somero se ubica entre las isobatas de 12-16 m, mientras que el segundo se ubica entre los 20-24 m. Aliotta *et al.* (1999) encontraron niveles escarpados de características similares, los cuales se relacionan altimétricamente con los hallados en este trabajo. Estos rasgos, se suponen producto de un momento de estabilización en el proceso de ascenso del nivel del mar durante la última transgresión marina del Holoceno Temprano (Aliotta, 1987; Aliotta y Perillo, 1990).

El nivel aterrizado menos profundo se constituye de grandes escalones topográficos entre las isobatas de 12 y 16 m. Según su posición altimétrica, se lo vincula con un antiguo nivel costero encontrado por Aliotta y Perillo (1990) en la boca del estuario. Los sedimentos que conforman el gran delta de reflujo desarrollado en el sector externo del estuario (Aliotta, 1987), podrían ser los responsables de recubrir e interrumpir la continuidad lateral de este rasgo topográfico, de manera que solo se evidencia en ciertos sectores de la plataforma.

La segunda terraza, entre las isobatas de 20 y 24 m, estaría vinculada a la formación de una antigua línea de costa, generada en un período de estabilización durante la transgresión marina cuaternaria (Parker *et al.*, 1997; Violante, 2005; Perillo *et al.*, 2005b; Cavallotto, 2008). Datos radiocarbónicos y paleontológicos (Boltovskoy, 1973; Urien y Ewing 1974) establecen que la última transgresión post glacial comenzó desde los 140 m por debajo del nivel del mar actual hace aproximadamente 11.700 años AP. Por otro lado, Aliotta *et al.* (1999), relaciona altimétricamente este nivel de terraza con la última fase transgresiva de la evolución paleogeográfica de la costa brasileña (Martins *et al.*, 1996).

Desde el punto de vista sedimentológico, el proceso transgresivo marino trajo aparejado un aumento de la energía en las condiciones hidrodinámicas de sedimentación por acción de corrientes litorales y olas, visualizado por la presencia de sedimentos arenosos con pequeños bioclastos de diferente tamaño (Aliotta *et al.*, 1999). El análisis de las muestras de fondo revela que los niveles aterrizados se evidencian en el fondo marino por acumulaciones anómalas de fracciones granulométricas y/o materiales en desequilibrio con las condiciones hidrosedimentológicas actuales. De esta forma, y en coincidencia con lo mencionado por Parker *et al.* (1996), la presencia de rodados y conchillas en este sector de la plataforma se consideran elementos relictos de un antiguo ambiente litoral.

Dentro de las formas de fondo determinadas en el presente trabajo, las dunas son geoformas que se generan en diversos sectores de la plataforma estudiada, con características morfológicas particulares. Ashley (1990) adopta la palabra “duna” como término único estandarizado para referirse a depósitos sedimentarios transversales a la corriente. El tamaño y espaciamiento de las dunas, fue ampliamente estudiado en ambientes naturales por Kenyon (1970), Stride *et al.* (1982), Ashley (1990), Van Dijk and Kleinhans (2005), Van Dijk *et al.* (2008), entre otros. La geometría de la duna es producto de la interacción entre el flujo y el sedimento móvil. Además, la velocidad de corriente, profundidad del agua y propiedades del substrato, son elementos que determinan el tamaño y forma de la duna (Aliotta and Perillo, 1987; Ashley, 1990; Dalrymple y Rhodes, 1995; Carling *et al.*, 2000; Hoekstra *et al.*, 2004; Ernsten *et al.*, 2005; Li y King, 2007, Minor Salvatierra *et al.*, 2015). El desarrollo de este tipo de geoformas está directamente relacionado a la existencia de sedimento arenoso (Allen, 1968; Aliotta y Perillo, 1987).

Varios autores (Ludwick, 1972; Stride, 1973; Harris, 1982; Lees, 1983; Twichell, 1983; Collins *et al.*, 1995; Reynaud *et al.*, 1999; Hennings *et al.*, 2000) han demostrado que la asimetría y la geometría de las dunas en sección transversal sirven como indicadores del transporte de sedimentos como carga de fondo y de las condiciones hidrodinámicas del sistema. Teniendo en cuenta lo propuesto por Bokuniewicz *et al.* (1977) y Fenster *et al.* (1990), las dunas medianas y grandes se consideran relativamente estables, ya que su movimiento neto no es afectado por el cambio de la marea.

Estudios morfológicos y dinámicos de diversos autores, entre ellos Aliotta y Perillo (1987) y Minor Salvatierra *et al.* (2015), hallaron en la boca del estuario dunas asimétricas de similares características y con igual orientación a las encontradas en este trabajo, producto de la predominancia de la corriente de marea de reflujo. Así, Ginsberg *et al.* (2012) estudiaron la velocidad de la corriente de marea en el tramo más externo del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca, hallando velocidades mayores durante el reflujo ($1,30\text{ms}^{-1}$) que para el flujo ($1,05\text{m s}^{-1}$).

Basándonos en los antecedentes mencionados, la característica asimétrica y orientación de las dunas grandes encontradas al norte del área de estudio (Figura 13), en un sector frente a la costa de Pehuén-Co y Monte Hermoso, entre las isobatas de 10 y 20 m, dichas formas serían

indicativas de la dominancia de la corriente de reflujos, la cual produce un transporte de sedimento como carga de fondo en dirección este sureste.

Garlan *et al.* (2008) relacionan la forma de las crestas de las dunas (sinuosas o barján) con la disponibilidad de sedimento, afirmando que, cuando hay deficiencia de sedimento, las dunas son de tipo barján, mientras que en caso contrario se producen formas sinuosas. La configuración en planta de las crestas de las dunas que se desarrollan al norte del área de estudio indicaría una buena disponibilidad de sedimento. La misma estaría vinculada con el sistema costero que conforma el estuario de Bahía Blanca, el cual se constituye en una importante fuente de sedimento que es volcado a la plataforma adyacente.

Por otro lado, al norte del área involucrada en el presente trabajo de Tesis, Aliotta *et al.* (1999) determinaron frente al sector costero de Monte Hermoso (entre 8 y 10 m de profundidad) un campo de dunas asimétricas con talud orientado hacia el oeste. La disposición de estas geoformas resulta compatible con lo propuesto por Codignotto (1996), el cual menciona la acción de una deriva litoral es hacia el oeste. Dicha deriva costera hacia el estuario de Bahía Blanca es también evidenciada por la generación de grandes espigas arenosas a lo largo del sector litoral de Baterías-Punta Alta (Cuadrado y Melo, 2004).

Por lo mencionado, se puede resumir que sobre la plataforma norte del área de "El Rincón" se desarrollan dos campos de dunas a profundidades diferentes. El más costero, a una profundidad de 8-10 m, se vincula a un transporte sedimentario hacia el oeste, coincidentemente con la dirección de deriva litoral que se produce hacia el estuario de Bahía Blanca. En tanto, a una mayor profundidad (16-20 m), dunas grandes-muy grandes manifiestan un transporte sedimentario como carga de fondo en dirección sureste, en vinculación con la dirección dominante de la corriente de marea.

Otro campo con dunas grandes fue relevado en este trabajo al sur del área de estudio, frente a la costa de bahía Anegada (Figura 13). Este sector se halla caracterizado por una baja reflectividad en los sonogramas, asociada a un fondo con alto contenido de material sedimentario inconsolidado (tonalidades claras en la registración). Aquí predominan las dunas grandes simétricas, aunque en menor medida, aparecen dunas grandes levemente asimétricas. En este caso, sus taludes son indicativos de una migración sedimentaria en dirección noroeste.

El análisis de las muestras de fondo revela la predominancia de arena mediana a gruesa, con una fracción subordinada de grava. Estas geoformas, anteriormente mencionadas por Aliotta *et al.* (1999), pueden ser relacionadas con el límite septentrional de un gran campo de dunas que se desarrolla desde la zona exterior del golfo San Matías (Achilli y Aliotta, 1992; Aliotta *et al.*, 2000) extendiéndose de forma más o menos continua hacia el norte por la plataforma continental interior (Urien y Ewing, 1974; Mouzo y Garza, 1974).

Otro de los rasgos de fondo más conspicuos de la zona de "El Rincón" son grandes lineaciones sedimentarias (*sand ribbons*). Este tipo de geoforma es común en plataformas marinas con elevados regímenes de flujo (Kenyon, 1970; Amos y King, 1984), donde el material arenoso inconsolidado se moviliza sobre un sustrato duro. En la zona de estudio, estas geoformas fueron observadas entre los 12 y 22 m de profundidad, en un sector adyacente a la costa, delimitado entre el estuario de Bahía Blanca (al norte) y bahía Anegada (al sur) (Figura 18). El análisis sísmico de estos depósitos establece que, concordantemente con lo mencionado por Kenyon (1970), poseen un escaso espesor sedimentario, con valores inferiores al metro.

En este trabajo, basándonos en su configuración en planta, se han diferenciado dos tipos de lineaciones, los cuales se desarrollan en sectores diferentes. Sobre una franja, en general, más cercana a la costa (Figura 18) se presenta un fondo con elevada densidad de lineaciones, las cuales poseen longitudes de hasta 100 m y una separación entre ellas (tono oscuro en los sonogramas) relativamente pequeña (aproximadamente 10-15 m). Los sonogramas de estas geoformas revelan pequeñas dunas (menor a 0,5 m de alto) que se disponen sobre las franjas arenosas de forma perpendicular a las mismas (Figura 19). Esta configuración de las lineaciones las hace comparables a las "tipo D" encontradas por Kenyon (1970) que aparecen asociadas a dunas pequeñas.

Alejándonos de la costa, hacia aguas más profundas, las lineaciones sedimentarias superan los 300 m de largo y sus bordes se observan mejor definidos acústicamente (contacto tono claro-oscuro en los registros de sonar). El ancho de estos depósitos varía entre 10 y 30 m (Figura 20). Según sus características a estas lineaciones se las puede vincular a las "sand streamers" enunciadas por Fleming (1980) y Belderson *et al.* (1982).

Otra particularidad observada fue que en este tipo de lineaciones la separación entre las franjas arenosas es variable, observándose en cada una de ellas diferencias en su configuración morfológica. Así, cuando el espacio de separación entre lineaciones (material acústicamente más reflectivo) es similar al ancho que ellas exhiben, sus bordes se presentan relativamente rectos y bien definidos (Figura 20 a y b). En cambio, con espaciamentos mayores (más de 40 m) revelan bordes irregulares, con ocasionales desarrollo de bifurcaciones (Figura 20 d).

Los sedimentos superficiales indican que las lineaciones se componen de arena fina a muy fina, con una proporción subordinada de fracción pelítica. En tanto, el material que las subyace se halla alternadamente aflorante entre ellas y corresponde a una arena mediana a gruesa con abundante restos de material biogénico y fragmentos líticos.

Considerando el trabajo de Aliotta *et al.* (2000) realizado sobre un sector del golfo San Matías, en el cual se propone que el espaciamento entre lineaciones posee una relación inversa con la disponibilidad de sedimento móvil, se podría asumir que en la plataforma estudiada la disponibilidad de arena es relativamente elevada en la zona más somera, reduciéndose notablemente a partir de los 20 m de profundidad. Es decir, la profundidad es una variable directamente proporcional con el ancho de separación entre las franjas arenosas. A partir de los 30-35 m estas geoformas desaparecen, presentándose un fondo marino acústicamente muy reflectivo.

La velocidad de la corriente y la disponibilidad de sedimento móvil son dos factores principales en la morfogénesis de las lineaciones arenosas. Así, mientras las corrientes de marea movilizan el sedimento del fondo a lo largo del área de estudio formando las franjas, en los espacios entre las lineaciones (sedimento más grueso) se desarrollarían, según el concepto de Wilson (1972), flujos secundarios de estructura helicoidal, transversales a la corriente principal.

Por otro lado, del análisis de la distribución areal de estas geoformas se establece una zonificación con respecto a la orientación de las franjas de sedimento, donde al sur del área estudiada, exhiben una dirección sureste-noroeste; en cambio hacia el norte, al este del estuario de Bahía Blanca, las lineaciones arenosas se desarrollan con una orientación casi

norte-sur. Esta orientación evidencia las importantes corrientes de flujo-reflujo que gobiernan la hidrodinámica costera adyacente a la región estuarial.

Otra de las geoformas estudiadas fueron las "*pockmarks*", las cuales por primera vez han sido determinadas en el área de "El Rincón". El escape de fluidos desde el fondo marino es un fenómeno que se ha reconocido en dorsales meso-oceánicas, márgenes convergentes y plataformas de márgenes pasivos de todo el mundo. Particularmente, el gas en sedimentos marinos fue estudiado en las últimas décadas por varios investigadores, entre ellos, Emery y Hoggan (1958), Hovland y Judd (1988), Davis (1992), Bernard *et al.* (1996), Uchupi *et al.* (1996), García-Gil *et al.* (1999), entre otros. Según Sills y Wheneler (1992), el gas en el fondo marino puede aparecer 1) en solución, en el agua intersticial, 2) no disuelto, en forma de relleno de huecos, o 3) como hidratos de gas. Shuler (1952) fue el primero en mencionar el efecto de enmascaramiento de los sedimentos en registros de ecosonda debido a la presencia de gas libre. King y McLean (1970) reconocieron por primera vez cráteres circulares a ovalados sobre el fondo marino atribuidos al escape de gas, llamándolos *pockmarks*. Luego, son numerosos los autores que han reconocido estas geoformas en diversos lugares del mundo (Sol Heim y Elverhoi, 1993; Kelley *et al.*, 1994; Driscoll y Uchupi, 1997; Boe *et al.*, 1998; Cayoca *et al.*, 1998; Gil Garcia *et al.*, 1999).

La detección de gas en la columna de agua puede realizarse mediante relevamiento sísmico de alta resolución, donde las plumas acústicas evidencian el escape de gas de forma ascendente a través de la columna de agua. En tanto que en los sonogramas se evidencia la formación de *pockmarks* sobre el fondo marino. En este trabajo, el escape de fluido fue directamente determinado por medio de los perfiles de 3,5 kHz con la presencia de numerosas plumas acústicas (Figura 23), las cuales se observan en aquellos sectores con *pockmarks* sobre el lecho marino (Figura 22).

Diferentes teorías han surgido acerca de los mecanismos que dan lugar a la formación de *pockmarks*. También se ha intentado establecer qué tipo de fluido es el que escapa. Hovland y Judd (1988) afirman que en la mayoría de los casos el fluido es gas. Rise *et al.* (1999), Gay *et al.* (2006a,b), Paull *et al.* (2008), Chand *et al.* (2012), Hartwig *et al.* (2012), y Riboulot *et al.* (2013) coinciden en que son causados de manera directa o indirecta, por el escape de un fluido que asciende desde el subsuelo profundo por medio de procesos de

moderada a gran energía. El escape puede ser un proceso continuo o un evento aislado, y de esta forma, se movilizan las partículas de sedimento de la superficie del lecho marino, formando, en general, una depresión en forma de cráter en el fondo marino. Una teoría reciente propone un escape intermitente provocado cuando el gas atrapado en su movimiento ascendente supera la fuerza generada por los sedimentos finos y el agua intersticial (Cathles *et al.*, 2010). Hovland *et al.* (2010) se basó en esta teoría para explicar la formación de *pockmarks* en la Plataforma y Talud Continental de Noruega, por el bombeo cíclico del agua intersticial por mareas actuando sobre reservorios someros de gas libre.

El tamaño, forma y distribución de los *pockmarks* está controlado por el tamaño del reservorio, la textura del sedimento, las corrientes y las vías de escape (Pickrill, 1993). En este trabajo se encontraron dos sectores donde se reconocen escapes de gas (Figura 21). Uno de ellos se ubica al centro del área de estudio, entre isobatas de 24 y 28 m, donde se visualizan *pockmarks* en los sonogramas y pequeñas plumas acústicas en los registros de 3,5 KHz. El tamaño de las plumas (Figura 23a) permite inferir que en dicha zona el escape de fluido es relativamente menor al que se produce en el sector más profundo. Se ha determinado que entre las isobatas de 30 y 34 m (Figura 21) las plumas acústicas determinadas (Figura 23 b y c) poseen un tamaño sensiblemente mayor a aquellas observadas a menor profundidad. Futuras evaluaciones sismoestratigráficas a realizarse en el área de "El Rincón" contribuirán a explicar el origen de los *pockmarks*, los cuales, indudablemente, se vinculan a concentraciones gasíferas existentes en sedimentos de antiguos paleoambientes cuaternarios.

En el sector oriental del área de estudio, a profundidades entre los 25 y 40 m, un fondo reflectivo con parches de arena o "*sand patches*" aparece junto a afloramientos rocosos con escasa o nula cubierta sedimentaria (Figura 24). Estos se visualizan en los sonogramas a partir de la disposición irregular de materiales poco reflectivos que dejan al descubierto un fondo muy reflectivo. Flemming y Stride (1967) y Kenyon (1970) fueron los primeros en estudiar estas geoformas, distinguiéndolas de las lineaciones sedimentarias y relacionando su formación a corrientes de marea. Teniendo en cuenta estos estudios y observando la disposición de los sedimentos, con una clara orientación norte-sur, se infiere en este sector una predominancia de la corriente de marea en esta dirección. Además, la información obtenida de

los registros sísmicos manifiesta que estas geoformas se hallan depositadas directamente sobre un fondo duro.

Al realizar una evaluación regional de los sedimentos que constituyen el área de plataforma estudiada, considerando el análisis de las muestras de fondo obtenidas, en conjunto con los resultados de Aliotta *et al.* (1999), se reconoce un importante aporte de sedimentos limo-arcillosos provenientes del interior del estuario de Bahía Blanca sobre la costa oeste hasta la zona de bahía Anegada. También, aunque en menor medida, se manifiesta el aporte de material fino proveniente del río Colorado. El análisis referido al transporte de sedimento, conjuntamente con las tendencias regionales de la media, la cual se relaciona a la energía cinética del agente de sedimentación (Aliotta *et al.*, 1999), manifiesta no solo el aporte de materiales finos del río Colorado sino una definida dinámica sedimentaria en dirección nornoroeste.

CAPITULO V

5. Conclusiones

El área de la Plataforma Continental Interior correspondiente al sector este de Bahía Blanca y bahía Anegada, al sur de la provincia de Buenos Aires, presenta variados rasgos geomorfológicos y sedimentológicos, los cuales caracterizan diversos sectores del fondo marino. Dos niveles de terrazas ubicadas en 12 y 20 m de profundidad, junto con afloramientos rocosos sobre el fondo marino, resultan rasgos relictos vinculados a los procesos transgresivo-regresivos cuaternarios que afectaron a la plataforma estudiada. En tanto, dunas de diversas dimensiones y formas, lineaciones arenosas de diferentes configuraciones, parches de arena y pockmark son geoformas asociadas a condiciones hidrosedimentológicas actuales.

Las principales fuentes sedimentarias asociadas al área de estudio son: el aporte de materiales proviene del sector sur de la zona de estudio, el sedimento que vuelca el río Colorado y aquel proveniente de los grandes canales de marea que conforman el sistema costero de Bahía Blanca. Consecuentemente, las corrientes de marea establecen las condiciones hidrodinámicas que movilizan los materiales, generando diversas geoformas según la disponibilidad sedimentaria del sector.

Una evaluación general de la distribución de las diversas geoformas presentes sobre la plataforma estudiada permite definir un modelo secuencial referido al desarrollo de las mismas. Así, se establece una secuencia de transformación lateral de las formas de fondo relacionada a la disponibilidad sedimentaria, donde: 1) dunas grandes y muy grandes, 2) lineaciones sedimentarias y dunas pequeñas, 3) pockmark y afloramientos rocosos, 3) parches de arena y fondo descubierto. Dentro de esta secuencia, los sectores que reciben gran volumen de material sedimentario se caracterizan por el desarrollo de dunas. Con un aporte sedimentario relativamente menor, las lineaciones sedimentarias y dunas pequeñas son rasgos de fondo característicos. En cambio, los pockmark, afloramientos rocosos y parches de arena son rasgos que aparecen exclusivamente en los sectores con escasa cubierta arenosa.

Por último, la zonificación de las geoformas determinadas permite esquematizar un modelo del transporte de sedimento que involucra la totalidad del sector de la plataforma

estudiada (Figura 27). Esta circulación se produce sobre un fondo labrado producto de antiguos procesos transgresivos-regresivos marinos. El transporte de sedimento se encuentra dominado por la corriente de marea que, tanto en el sector norte del área de estudio, frente al estuario de Bahía Blanca, y este, hacia las profundidades mayores, predomina en dirección sureste. Esta situación se reconoce por la orientación de las dunas que conforman el campo norte. En el sector sur, adyacente de bahía Anegada, predomina un transporte en dirección noroeste, evidenciado por el segundo campo de dunas encontrado en este trabajo. Sobre la costa oeste, las lineaciones sedimentarias muestran la acción de corrientes de marea reversibles, siendo variable la orientación de dichas geoformas. Mientras que al sur del área estudiada ellas exhiben una dirección sureste-noroeste, en cambio, hacia el norte, al este del estuario de Bahía Blanca, las lineaciones arenosas se desarrollan con una orientación casi norte-sur. Esta disposición manifiesta la influencia de las intensas corrientes de flujo-reflujo actuantes en toda la región costera adyacente al sistema estuarial de Bahía Blanca.

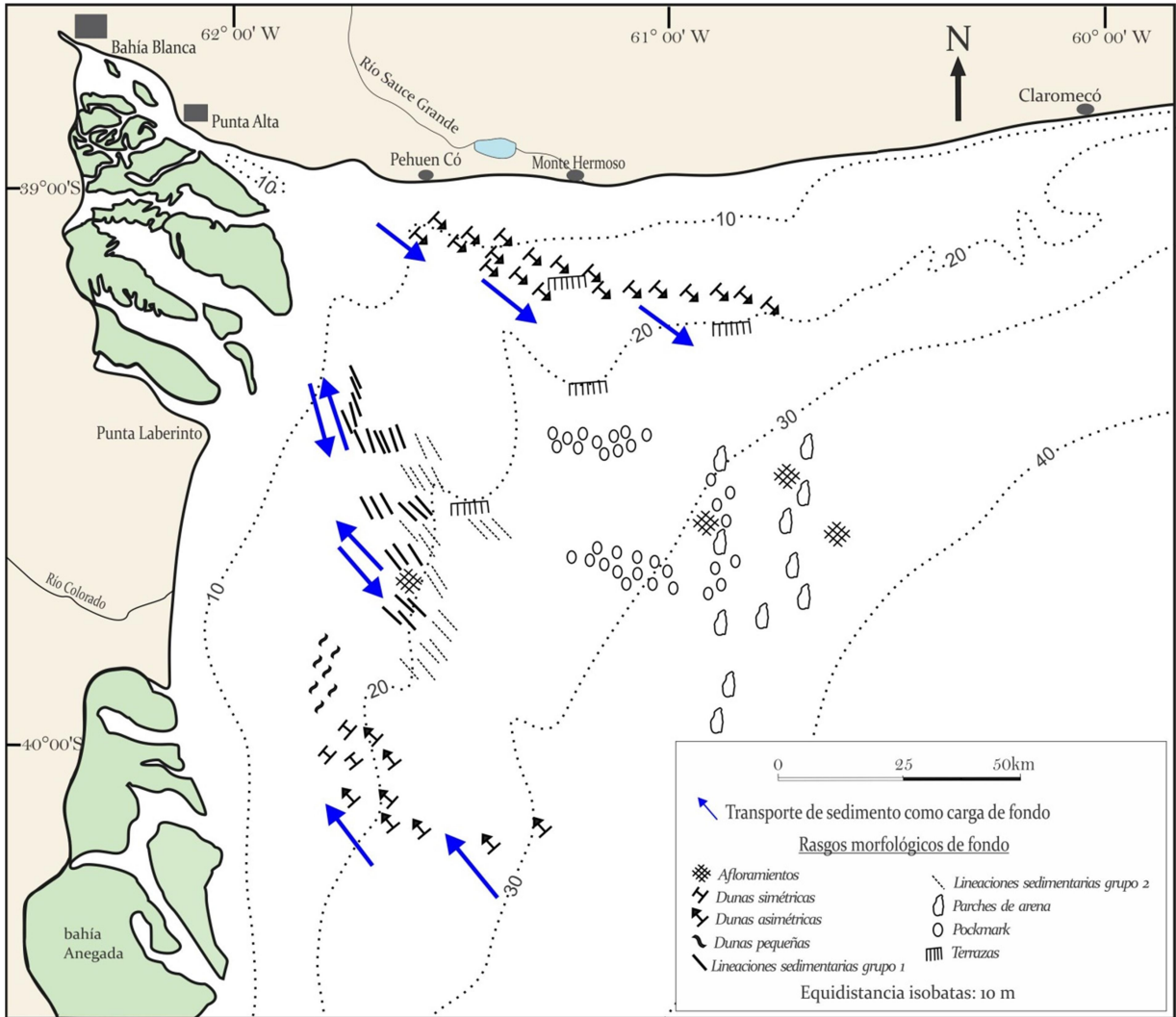


Figura 27: Distribuci6n de rasgos morfol6gicos y esquematizaci6n de la din6mica sedimentaria en el sector de la Plataforma Continental interior denominada "El Rinc6n", sur de la provincia de Buenos Aires.

6. Bibliografía

Aliotta, S., 1987. Estudio de la Geomorfología y de la dinámica sedimentaria del estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y el Fondeadero. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédito) 180 pp.

Achilli, S. M., y Aliotta, S., 1992. Características morfológicas de ondas de arena en la Plataforma Continental Argentina al sur de la Pcia. de Buenos Aires, Argentina. *Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Actas: 207-212. La Plata.

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 Lizasoain, G.O., 1997. Diferenciación de tipos de fondo con sonar de barrido lateral, Estuario de Bahía Blanca. *X Coloquio Argentino de Oceanografía*. Resúmenes: 37.

Aliotta, S. y Lizasoain, G.O., 1998. Facies sísmicas someras (3,5 kHz) en el sector interno del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *10° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 2*: 55-60.

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., Ginsberg, S., Giagante, D., Vecchi, L.G., Minor Salvatierra, M., 2014. Seismic stratigraphy of Pleistocene deltaic deposits in Bahía Blanca estuary, Argentina. *An. Acad. Bras. Cienc.* 86, 649–662.

Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Briceño, W., Vecchi, L., Giagante, D., 2006. Yacimiento gasífero somero en el subsuelo marino de la región de Bahía Blanca. *23° Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, Bahía Blanca, Resúmenes: 35.

Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Giagante, D. A., 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., Lizasoain, G.O., Ginsberg, S.S., 2001. Diferenciación de fondos en canales del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *9° Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar. San Andrés (Colombia)*. Actas en CD ROM N° 360, 4p.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Ginsberg, S.S., 2002. Hallazgo de acumulaciones de gas con sísmica de alta resolución en sedimentos del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, Actas: 315-318.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O., 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., Lizasoain, W., 1992. Sedimentos subsuperficiales entre Puerto Galván e Ing. White, canal principal del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *3° Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata*. Actas: 213-217.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W., 1996a. Facies fluvio-estuarina en el subsuelo del canal de acceso al Puerto de Ingeniero White, Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3 (2): 43-53.

Aliotta, S., Lizasoain, G.O., Lizasoain, W., Ginsberg, S.S., 1996b. Late Quaternary Sedimentary Sequence in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* 12 (4): 875-882.

Aliotta, S., Schnack, E. J., Isla, F. I., Lizasoain, G.O., 2000. Desarrollo secuencial de formas de fondo en un régimen macromareal. *Asociación Argentina de Sedimentología* (7) n° 1-2: 95-107

Aliotta, S., Spagnuolo J.O., Farinati, E.A., 2003. Evidencias geológicas del proceso transgresivo-regresivo holoceno en la entrada del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas IX Congreso de Associação Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congreso do Quaternario de Países de Linguas Ibéricas*, ABEQUA, 183: 1-5, Brasil.

Aliotta, S., Spagnuolo J.O., Farinati, E.A., 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, 36(1): 107-116.

Aliotta, S., Spagnuolo, J., Galán, C., Melo, W., 1997. Muestreador oceanográfico de sedimentos superficiales de fondo para ser empleado simultáneamente con la prospección sísmica. *X Coloquio Argentino de Oceanografía*. Resúmenes: 38.

Aliotta, S., Spagnuolo, J.O., Ginsberg, S.S., Gelós, 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.

Allen, J.R.L., 1968. Current Ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion. *North-Holland Publishing Co.*, Amsterdam, 433 pp.

Amos, C. L. y King, E. L., 1984. Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences. *Marine Geology* 57:167-208.

Anderson, J.B., Thomas, M.A., Siringan, F.P., Smyth, W.C., 1992. Quaternary Evolution of the East Texas Coast and Continental Shelf. Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, *Society for Sedimentary Geology Special Publication* 48: 253-263.

Artusi, L. y García de Figueiredo Jr., A., 2007. Sismoestratigrafía rasa da plataforma continental de Cabo Frio-Araruama-RJ. *Revista Brasileira de Geofísica* 25 (1): 7-16. 142

Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal Sedimentary Petrology*, 60(1): 160-172.

Belderson, R. H.; Johnson M. A., Kenyon, N. H., 1982. Bedforms. In: A. H. Stride (Editor), *Offshore Tidal Sands; Processes and Deposits*. Chapman & Hall. 27-57 pp. London.

Bernard B. B., Brooks J. M., Sacket W. M. (1978): Light hydrocarbons in recent Texas shelf and slope sediments. *J. Geophys. Res.*, 83: 4053-4061.

Boe, R., Rise, L., Orrensen, D., 1998. Elongate depressions on the southern slope of the Norwegian Trench (Skagerrak) morphology and evolution. *Mar. Geol.*, 146: 191-203.

Bokuniewicz, H.J., Gordon, R.B., Kastens, K.A., 1977. Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Mar. Geol.* 24, 185–199.

Boltovskoy, E., 1973. Estudio de testigos submarinos del Atlántico Sudoccidental. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia. Cienc. Geol.* 7: 215-240.

Bujalesky, G., Aliotta, S., Isla, F.I., 2004. Facies del subfondo del Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1): 29-37.

Campo, A.M., Gil, V., Gentilli, J.O., Volonté A., Duval, V., 2011. Inventario de eventos climáticos–meteorológicos extremos. Suroeste bonaerense (1995-2010). *Párrafos geográficos*, 1(1): 102-115.

Carling, P. A., 1999. Subaqueous gravel dunes. *Journal of sedimentary research* 69 (3): 534–545

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

Cathles, L.M., Su, Zheng, Chen, Duofu, 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Mar. Pet. Geol.* 27, 82-91.

Cavallotto, J.L., 2008. Geología y geomorfología de los ambientes costeros y marinos. In: Boltovskoy D, ed. *Atlas de Sensibilidad Ambiental del Mar y la costa Patagónica* (<http://atlas.ambiente.gov.ar/index.htm>). Proyecto ARG02/018 ‘Conservación de la Diversidad Biológica y Prevención de la Contaminación Marina en Patagonia’, donación GEF N°28385 (1994–1997). Gestión: Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, PNUD, Servicio de Hidrografía Naval, Fundación Funprecit.

Cavallotto, J.L., Violante R.A., Parker, G., 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata River (Argentina). *Quaternary International*, 114: 155-165.

Cavallotto, J.L., Violante, R.A., Hernández-Molina, F.J., 2011. Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 346–362.

Cayocca F., Cochonat P., Bourillet J. F., Quemeneur P., 1998. Submarine slope failure related to fluid migration processes (Continental Slope of gulf of Guinea). *STRATCON-SEPM-IAS*. Research Conference, Abstracts.

Chand, S., Thorsnes, T., Rise, L., Brunstad, H., Stoddart, D., Bøe, R., Lågstad, P., Svolsbru, T., 2012. Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 331-332 (0), 305-314

Chen, J., Song, H., Guan, Y., Yang S., Pinheiro, L. M., Bai, Y., Liu, B., Geng, M., 2015. Morphologies, classification and génesis of pockmarks, mud volcanoes and associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan Basin, South China Sea. *Deep-Sea Research II* 122: 106–117.

Codignotto, J.O., 1996. Cuaternario y dinámica costera. Capítulo 2: 17-28. En *V. A. Ramos & M. A. Turic* (Eds.) Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina. *Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo*, 45 i pp.

Collins, M.B., Shimwell, S.J., Gao, S., Powell, H., Hewitson, C., Taylor, J.A., 1995. Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea. *Mar. Geol.* 123, 125–142.

Corrêa, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: L'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, 130: 163-178.

Corrêa, I.C.S., Aliotta, S. y Weschenfelder, J., 2005. Estructura e Evolução dos Cordões Arenosos Pleistocênicos no Canal de Acesso à laguna dos Patos-RS, Brasil. *Revista Pesquisas em Geociências*, 31 (2): 69-78.

Corrêa, I.C.S., Silva-Martins, L.R., Medina-Ketzer, J.M., Días-Elías, A.R.E., Martins, R., 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9: 51-61.

Cuadrado, D. y Melo, W.D., 2004. Deriva litoral en Punta Tejada (Estuario de Bahía Blanca). *X Reunion Argentina de Sedimentologia, San Luis, Actas 49:53*

Cuadrado, D., Gómez, E. y Ginsberg, S.S., 2003. Large transverse bedforms in a mesotidal estuary. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 10 (2): 163-172.

Dalrymple, R.W. y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81: 135-174.

Dalrymple, R.W., Rhodes, R.N., 1995. Estuarine dunes and bars. In: Perillo GME (ed) *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Elsevier, Amsterdam, pp 359–422

Damuth, J. E., 1975. Echo character of the Western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18: 17-45.

Damuth, J. E., 1980. Use of high frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38: 51-75.

Davis, A. M., 1992. Methane in Marine Sediments. *Cont. Shelf Res.*, 12 (10), 176 p.

Driscoll, N. y Uchupi, E., 1997. The importance of gas and groundwater seepage in landscape and seascape evolution. *Thalastas*, 13: 355-448

Duncan, C.S., Goff, J.A., Austin Jr, J.A., Fulthorpe, C.S., 2000. Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf. *Marine Geology* 170: 395-421.

Emery, K. O. y Hogan, D., 1958. Gases in marine sediments. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42: 2174-2188

Ernstsen, V.B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholoma, A., Flemming, B.W., Bartholdy, J., 2005. Development of subaqueous barchanoid-shaped dunes due to lateral grain size variability in a tidal inlet channel of Danish Wadden Sea. *J. Geophys. Res.* 110, 2156–2202.

Evans, K.G., Stephens, A.W. y Shorten, G.G., 1992. Quaternary sequence stratigraphy of the Brisbane River delta, Moreton Bay, Australia. *Marine Geology* 107: 61-79.

Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea-level. En: *Physics and Chemistry of the Earth*. Ahrens, L.H. and others (Ed). Pergamon Press, New York, 4: 99-185.

Farinati, E. y Aliotta, S., 1997. Análisis de tafofacies transgresivas-regresivas holocenas, Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 52(1):56-64.

Farinati, E.A., 1983. Paleontología, Paleoecología y Paleogeografía de los sedimentos marinos de los alrededores de Bahía Blanca, Universidad Nacional del Sur, Tesis Doctoral, pp 179, Bahía Blanca.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O., Colado, U.R., 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas V Congreso Geológico Argentino, Villa Carlos Paz, Asociación Geológica Argentina*, 4: 27-39.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O., Pascual, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. Relatorio de Geología de la provincia de Buenos Aires. *VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca*, Actas: 103-138.

Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D., Anderson, A.L., 2001. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Marine Letters* 21: 103-122.

Flemming, B. W., 1980. Sediment transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (South-east African continental margin). *Sedimentary Geology* 26:179-205.

Flemming, N. C. y Stride, A. H., 1967. Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm-wave paths, near Plymouth. *J. Marine Biol. Assoc. U.K.*, 47: 433-444.

García Gil, S., García-García A., Vilas, F., 1999. Identificación sismo-acústica de las diferentes formas de aparición de gas en la Ría de Vigo (NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2):301-307

García-Gil, S.; García-García, A., Durán, R., Vilas, F., 2000. Estratigrafía Sísmica de Alta Resolución en las Rías Baixas: Pontevedra y Vigo (NO España). *Journal of Iberian Geology*, 26: 217-231.

García-Gil, S., Vilas, F., Garcia-Garcia, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research* 22, 2303-2315.

Garlan, T., Le Faou, Y., Guyomard, P., Gabelotaud, I., 2008. Franch marine sand dune project. Marine and river dune dynamics. In: Parsons, D., Garlan, T., Best, J. (Eds.), *Proceedings of Marine and River Dune Dynamics, International Workshop. 3. University of Leeds, United Kingdom*, pp. 133–139.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levache, D., Sermondadaz, G., Seranne, M., 2006a. Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Mar. Pet. Geol.* 23 (3), 387-399.

Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.L., Sermondadaz, G., Cochonat, P., 2006b. Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226 (1-2), 81-95.

Giagante, D.A., 2009. Sismoestratigrafía marina del sector costero entre Bahía Blanca y Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédito) 166 pp.

Giagante, D., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., 2008. Análisis sismoestratigráfico de paleocanales en el subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca. *Rev. Asoc. Argent. Geol.* 63, 65–75.

Giagante, D.A., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi L.G., 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., Aliotta, S., 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 Quaternarios y II Congresso do Quaternario de Países de Linguas Ibéricas*. CD trabajo 182, 5 pp.

Ginsberg, S.S., Aliotta, S., Minor Salvatierra, M., 2012. Patrón de variabilidad espaciotemporal de las corrientes de marea en un canal estuarial. *Congresso Brasileiro de Oceanografía. Rio de Janeiro*, p. 585-585.

Ginsberg, S.S., Cuadrado, D.G., Gómez, E.A., 2001. Circulación de arena inferida a través del análisis de dunas submarinas (Estuario de Bahía Blanca, Argentina). *IX Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar (Colombia). Actas en CD-ROM*, N°:424, 4 pp.

Ginsberg, SS, Aliotta, S., Lizasoain G., 2009. Morphodynamics and seismostratigraphy of a deep hole at tidal channel confluence. *Geomorphology* 104: 253-261.

Groeber, P., 1948. Las plataformas submarinas y su edad. *Revista Ciencia e Investigación* 6: 224–231.

Harrington, P.K., 1985. Formation of pockmarks by pore-water escape. *Geo-Marine Letters* 5 (3): 193–197.

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.

Hartwig, A., Anka, Z., Di Primio, R., 2012. Evidence of a widespread paleopockmarked field in the Orange Basin: an indication of an early Eocene massive fluid escapes event offshore South Africa. *Marine Geology* 332-334, 222- 234.

Hennings, I., Lurin, B., Vernemmen, C., Vanhessche, U., 2000. On the behaviour of tidal current directions due to the presence of submarine sand waves. *Marine Geology* 169, 57–68.

Hiscott, R.N., 2001. Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo. *Marine Geology* 175: 67-102.

Hoekstra, P., Bell, P., van Santen, P., Roode, N., Levoy, F., Whitehouse, R., 2004. Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal. *Cont. Shelf Res.* 24, 1249–1269.

Hovland, M. y Judd, A. G. 1988. Seabed Pockmarks and Seepages. *Impact n Geology, Biology and the Marine Environment*. Graham y Trotman, Great Britain, 293 p.

Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H., Tjelta, T.I., 2010. Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Mar. Petrol. Geol.* 27, 1190-1199.

Ingrassia, M., Martorelli, E., Bosman, A., Macelloni, L., Sposato, A., Chiocci, F.L., 2015. The Zannone Giant Pockmark: First evidence of a giant complex seeping structure in shallow-water, central Mediterranean Sea, Italy. *Marine Geology* 363: 38–51.

Isla, F.I., 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires. En: Quaternary of South América and Antarctic Península. Rabassa A. J. (Ed). Balkema, A.A. *Publishers, Rotterdam*, 11: 297-321.

Judd, A., Hovland M., 2007. Seabed Fluid Flow, the Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. *Cambridge University, Cambridge*.

Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M. y Vora, K.H., 2002. Seismic and sequence stratigraphy of the central western continental margin of India: late-Quaternary evolution. *Marine Geology* 192: 335-353.

Karisiddaiah, S.M., Veerayya, M., Vora, K.H. y Wagle, B.G., 1992. Gas-charged sediments on the inner continental shelf off western India. *Marine Geology*, 110: 143-152.

Kenyon, N. H., 1970. Sand ribbons of European tidal seas. *Marine Geology* 9: 25-39.

King, L. H. y Mac Lean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81 (10)3141-3148.

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. Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, Argentina.

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., King, E.L., 2007. Multibeam bathymetric investigations of themorphology of sand ridges and associated bedforms and their relation to storm processes, Sable Island Bank, Scotian Shelf. *Marine Geology* 243, 200–228.

Liquete, C., Canals, M., De Mol, B., De Batist, M., Trincardi, F., 2008. Quaternary stratal architecture of the Barcelona prodeltaic continental shelf (NW Mediterranean). *Marine Geology* 250: 234-250.

Lobo, F.J., Dias, J.M.A., González, R., Hernández-Molina, F.J., Morales, J.A., Días del Río, V., 2003. High-resolution seismic stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary: the Guadiana estuarine system, SW Iberia. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (6): 973-986.

Ludwick, J. C., 1972. Migration of tidal sand waves in Chesapeake Bay Entrance. En D. J. P. Swift, D. B. Duane & O. Pilkey (Eds.), *Shelf sediment transport: process and pattern*. Dowden, Hutchinson & Ross, Incorporation: 377- 410. Pennsylvania.

Mallinson, D., Riggs, S., Thieler, E.R., Culver, S., Farrell, K., Foster, D.S., Corbett, D.R., Horton, B., Wehmiller, J.F., 2005. Late Neogene and Quaternary evolution of the northern Albemarle Embayment (mid-Atlantic continental margin, USA). *Marine Geology* 217: 97-117.

Martins, L. R., Urien, M. C., Correa, I. C. S., Da rosa, E., Martins, I., 1996. Late Quaternary processes along the Rio Grande do sul continental shelf (Southern-Brazil) *Notas Técnicas* 9: 62-68.

Melo, W. D., Schillizzi, R., Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C., 2003. Influencia del área continental pampeana sobre el origen y la morfología del estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10, 65–72.

Melo, W.D., Perillo G.M.E., Perillo M.M., Schillizzi, R., Piccolo, M. C., 2013. Late Pleistocene–Holocene deltas in southern Buenos Aires Province, Argentina. *Deltas: Landforms, Ecosystems and Human Activities*, 358, 187-195.

Minor-Salvatierra, M.E., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., 2011. Características sismoestratigráficas vinculadas a un campo de dunas submareales. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*, 1: 299-300, Neuquén.

Minor-Salvatierra, M.E., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., 2012. Morfología y migración de dunas submareales en el estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Congreso Brasileiro de Oceanografía, Río de Janeiro*, 1 cd-rom, 0562.

Minor Salvatierra, M. E., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., 2015. Morphology and dynamics of large subtidal dunes in Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology* 246 (2015) 168–177.

Mitchum, J. R., Vail, R. M., Sangree, P. R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En Ch. E. Payton (Ed.), *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26*: 117-134.

Montañez – Santiago, J. M., 1972. Estudio tentativo de los movimientos de bancos y canales en la Ría de Bahía Blanca. *Boletín Servicio de Hidrografía Naval* 8 (3): 37-60.

Mouzo, F., Garza, M., Izquierdo, J., Zibecchi, R., 1974. Contribución al conocimiento del sustrato en un sector de la Plataforma Continental Argentina entre Mar del Plata y Bahía Blanca. *Contribución Científica* N° 12, pp. 19.

Nedeco-Arconsult, 1983. Estudio de dragado del canal de acceso al Puerto de Bahía Blanca. Informe final. *Dirección Nacional de Construcciones Portuarias y Vías Navegables*, informe Geotécnico. 5 volúmenes.

Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin Jr., J.A., Sommerfield, C.K., 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. *Marine Geology* 214: 339-364.

Papathodorou, G., Hasiotis, T., Ferentinos, G., 1993. Gas-charged sediments in the Aegean and Ionian Seas, Greece. *Marine Geology* 112: 171-184.

Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 193-204.

Parker, G. y Paterlini, M., 1990. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (1-2): 17-28.

Parker, G., Paterlini, M. C., Costa, I., Violante, R., Marcolini, S. y Cavallotto, J., 1990. La sísmica de alta resolución en el estudio de la evolución costera del noreste bonaerense

durante el Cuaternario. *Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuros, La Plata, Resúmenes*: 49-50.

Parker, G., Violante, R. A., Paterlini, M. C., 1996. Fisiografía de la plataforma continental. Capítulo 1: 1-16. En V. A. Ramos & M. A. Turic (Eds.), *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. Asociación Geológica Argentina & Instituto Argentino del Petróleo, 451 pp

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.

Paull, C.K., Ussler, W., Holbrook, W.S., Hill, T.M., Keaten, R., Mienert, J., Haflidason, H., Johnson, J.E., Winters, W.J., Lorenson, T.D., 2008. Origin of pockmarks and chimney structures on the flanks of the Storegga Slide, offshore Norway. *Geo- Mar. Lett.* 28 (1), 43-51.

Perillo, G.M.E., Gomez, E.A., Aliotta, S., Galindez, D.E., 1985. Granus un programa FORTRAM para el análisis estadístico y fráfico de muestras de sedimentos. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina de Mineralogia, Petrologia y Sedimentologia* 16(1-4): 1-5.

Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C., 1991. Tidal response in the Bahía Blanca estuary. *Journal of Coastal Research* 7: 437-449.

Perillo, G.M.E., y Kostadinoff, J., 2005a. Margen Continental de la Provincia de Buenos Aires. In: de Barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballe', M. F. & Llambías, E. (eds) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata, Argentina, 277–292.

Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C., Marcovehecchio, J., 2005b. Coastal oceanography of the western south Atlantic continental shelf (33° to 55°S). In: Robinson A, Brink KH, eds. *The global coastal ocean: interdisciplinary regional studies andsyntheses*, Vol. 14, Chapter 9 Cambridge, MA: Harvard University Press.

Pickrill, R. A., 1993. Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Roroiti, New Zealand, *Sedimentology*. 40: 813-828

Pirazzoli, P.A., 1977. Sea level relative variations in the world during the last 2,000 years. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 21(3): 284-296.

Pirazzoli, P.A., 1991. World Atlas of Holocene Sea Level Changes. *Elsevier, Amsterdam, Oceanography Series*, 58: pp 300

Quaresma, V.S., Dias, G.T.M., Baptista Neto, J.A., 2001. Caracterização da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5-7,0 kHz) na porção sul da bahía de Guanabara-RJ. *Revista Brasileira de Geofísica* 18 (2): 201-214.

Quattrocchio, M.E., Borromei, A.M., Deschanps, C.M., Grill, S.C., Zavala, C.A. 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene - Holocene, southern Pampa (Argentina): Evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International* 181: 123-138.

Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R.W., Marsset, T., De Batist, M., Bouriller, J.F., Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46, 703–721.

Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., Voisset, M., 2013. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375 (0), 78-91

Riggs, S.R., Cork, L.L., Wehmiller, J.F. y Zinder, S.W., 1992. Depositional Patterns Resulting from High-frequency Quaternary Sea-level Fluctuations in Northeastern North Carolina. *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, Society for Sedimentary Geology Special Publication* 48: 141-153.

Rise, L., Sættem, J., Fanavoll, S., Thorsnes, T., Ottesen, D., Bøe, R., 1999. Sea-bed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak offshore Norway. *Mar. Pet. Geol.* 16 (7), 619-631.

Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.

Shuler, F., 1952. Untersuchungen uber die Machtigkeit von Schlickschichten mit Hilfe des Echographen. *Dtsch. Hydrigr, Z.*, 5: 220-231

Sills, G. C. y Wheeler S. J., 1992. The significance of gas for offshore operations. *Cont. Shelf Res.*, 12: 1239-1250.

Spagnuolo, J.O., 2005. Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, tesis doctoral, Bahía Blanca, pp 269

Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Aliotta, S., 2001. Análisis tafonómico de moluscos holocenos en el área costera del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências* 28, 3e11.

Spagnuolo, J.O., Farinati, E.A., Aliotta, S., 2006. Depósitos marinos en la costa norte del estuario de Bahía Blanca. *XXIII Reunión Científica de Geofísicos y Geodestas (AAGG), Resúmenes*, Bahía Blanca, p. 102

Stefanon, A., 1985. Marine sedimentology through modern acoustical methods: II. Uniboom. *Bolletino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 3: 2.

Stride, A. 1973. Sediment transport by the North Sea. *North Sea Science*, MIT Press, 101-103.

Stride, A.H., Belderson, R.H., Kenyon, N.H., Johnston, M.A., 1982. Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bankfacies. *Stride, A.H. (Ed.), Offshore Tidal Sands — Processes and Deposits. Chapman and Hall, London*, pp. 95–125

Subba Raju, L.V., Krishna, K.S. y Chaubey, A.K., 1991. Buried Late Pleistocene Fluvial Channels on the Inner Continental Shelf off Vengurla, West Coast of India. *Journal of Coastal Research* 7 (2): 509-516.

Tassone, A., Lodolo, E., Menichetti, M., Yagupsky, D., Caffau, M., Vilas, J.F., 2008. Seismostratigraphic and structural setting of the Malvinas Basin and its southern margin (Tierra del Fuego Atlantic offshore). *Geológica Acta*, 6 (1): 55-67.

Trenhaile, A.S., 1997. Coastal dynamics and landforms. Clarendon Press, Oxford, pp 366

Twichell, D.C., 1983. Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic Continental Shelf. *Sedimentology* 30, 695–710.

Urien, C.M. y Ewing, M., 1974. Recent sediments and environments of Southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Río Negro Continental Shelf. En Burk, C y Drake, C. (eds.). *The Geology of Continental Margins*: 157-177. Springer-Verlag, New York.

Van Dijk, T.A., Kleinhans, M.G., 2005. Processes controlling the dynamics of compound sand waves in the North Sea, Netherlands. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 110, 1–15.

Van Dijk, T.A., Lindenbergh, R.C., Egberts, P.J., 2008. Separating bathymetric data representing multiscale rhythmic bed forms: a geostatistical and spectral method compared. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113 (f4), 1-1.

Vecchi, L.G., Aliotta, S., Ginsberg, S.S., 2005. Banco elongado en un estuario mesomareal: Rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. *16° Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 3*: 793-800.

Vecchi, L.G., Ginsberg, S.S., Aliotta, S., 2008. Banco arenoso en un ambiente estuarial: Rasgos de fondo y dinámica sedimentaria. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 395-406.

Violante, R.A. y Parker, G., 2004. The post-last glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International*, 114: 167-181.

Violante, R.A., Costa, I.P., Cavallotto, J.L., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Bozzano, G., 2014a. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la Plataforma Continental Argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (2): 292-310.

Violante, R.A., Paterlini, C.M., Marcolini, S.I., Costa, I.P., Cavallotto, J.L., Laprida, C., Dragani, W., Garcia Chaporí, N., Watanabe, S., Totah, V., Rovere, E.I., Osterrieth, M.L., 2014b. The Argentine continental shelf: morphology, sediments, processes and evolution since the Last Glacial Maximum. From: Chiocci, F. L. & Chivas, A. R. (eds) *Continental Shelves of*

the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle. Geological Society, London, Memoirs, 41, 55–68.

Violante, RA., 2005. *Submerged terraces in the continental shelf of Argentina and its significance as paleo-sea level indicators: the example of the Rioplatense Terrace*. Fifth Annual Conference Project IGCP 464 ‘Continental shelves during the last glacial cycle’, San Petersburg, Russia. Abstract volume: 97–99.

Wei, J., Pape, T., Sultan, N., Colliat, J., Himmler, T., Ruffine, L., Prunel, A. D., Dennielou, B., Garziglia, S., Marsset, T., Peters, C. A., Rabiou, A., Bohrmann, G., 2015. Gas hydrate distributions in sediments of pockmarks from the Nigerian margin e Results and interpretation from shallow drilling. *Marine and Petroleum Geology* 59: 359-370.

Weschenfelder, J., Corrêa, I.C., Aliotta, S., Pereira, C., Vasconcellos, V., 2006. Shallow gas accumulations in the sediments of the Patos Lagoon area, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias, Brasil.*, 78(3): 607-614

Weschenfelder, J., Klein, A.H.F., Green, A.N., Aliotta, S., Mahiques, M.M., Ayres Neto, A., Terra, L. C., Correa, I.C.S., Calliari, L.J., Montoya, I., Ginsberg, S. S., Griep G.H., 2016. The control of palaeo-topography in the preservation of shallow gas accumulation: Examples from Brazil, Argentina and South Africa. *Coastal and Shelf Science* 172: 93-107.

Wilson, I. G., 1972. Aeolian bedforms – their development and origins. *Sedimentology* 19:173-210.

Zavala, C.A. y Quattrocchio, M.E., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 25-37.

Zazo, C., C.J. Dabrio, J.L. Goy, T. Bardají, B. Ghaleb, J. Lario, M. Hoyos, C.I. Hillaire-Marrcel, F. Sierro, J.A. Flores, P.G. Silva y F. Borja, 1996. Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20(7): 1679-1682