

SISMOESTRATIGRAFIA Y EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DEL TALUD CONTINENTAL ADYACENTE AL LITORAL DEL ESTE BONAERENSE, ARGENTINA

*Roberto A. VIOLANTE¹, C. Marcelo PATERLINI¹, I. Pastor COSTA¹,
F. Javier HERNÁNDEZ-MOLINA², Laura M. SEGOVIA³, José Luis CAVALLOTTO¹,
Susana MARCOLINI¹, Graziella BOZZANO^{1,4}, Cecilia LAPRIDA^{5,6},
Natalia GARCÍA CHAPORI⁵, Torsten BICKERT⁷ y Volkhard SPIEß⁷*

¹ División Geología y Geofísica Marina, Departamento Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval.
Av. Montes de Oca 2124, Buenos Aires, Argentina.

² Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, España.

³ REPSOL-YPF, Colaboradora Proyecto MINCYT - ANPCyT PICT 2003 – 07/14417.

⁴ Becaria de Nivel Superior Proyecto MINCYT - ANPCyT PICT 2003 – 07/14417.

⁵ Laboratorio de Micropaleontología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas
y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

⁶ CONICET.

⁷ MARUM – Instituto de Ciencias Marinas - Universidad de Bremen, Alemania.

Resumen: El Margen Continental Argentino es uno de los márgenes más extensos del mundo ($2 \times 10^6 \text{ km}^2$) cuyo mayor desarrollo, entre 35 y 48°S, corresponde a un típico margen pasivo volcánico. Allí se desarrollan los siguientes rasgos: plataforma, talud, emersión y el Cañón Submarino Mar del Plata. Este trabajo describe los aspectos morfosedimentarios, estratigráficos y evolutivos del talud adyacente al litoral del este bonaerense. El estudio se basó en información sísmica mono y multicanal de alta resolución complementada con el análisis de muestras del fondo marino, fundamentalmente testigos verticales. El talud se desarrolla entre 120 y 3500 m de profundidad. Está formado por tres sectores principales. El más cercano a la plataforma es el talud superior situado por encima de los 700/800 m, de fuerte pendiente. A partir de allí se desarrolla el talud medio, constituido por la Terraza Ewing, cuya superficie de baja pendiente llega hasta los 1300 m de profundidad. Finalmente, el talud inferior vuelve a ser de fuerte pendiente y llega hasta los 3500 m, desde donde grada hacia la emersión continental. El talud es atravesado por el Cañón Submarino Mar del Plata, que comienza alrededor de los 500 m de profundidad aunque adquiere una típica configuración de valle en V entre 1200 y 3700 metros. La cobertura sedimentaria del talud es silicoclástica, formada por fangos algo arenosos que muestran mayores porcentajes de arena e inclusive rodados en los alrededores del cañón, particularmente en sus cabeceras. La asociación mineralógica es volcánico-piroclástica de origen pampeano-patagónico. A través de la aplicación de métodos sismoestratigráficos se identificaron siete “Secuencias Depositacionales” que abarcan desde el Cretácico superior hasta el presente, las cuales están separadas por horizontes sísmicos mayores que representan discontinuidades resultantes de la ocurrencia de significativos eventos climáticos-oceanográficos de amplia extensión regional. La sucesión de secuencias señala que el talud comenzó a evolucionar a partir de la transición Eoceno-Oligoceno en respuesta a complejos procesos de agradación y progradación con depósitos turbidíticos y contorníticos, y formación de cañones submarinos. Se definen cuatro etapas evolutivas principales: 1) Agradacional, del Cretácico-Eoceno, con fuerte acreción vertical del talud

asociada a subsidencia térmica de la Cuenca del Salado, con alta tasa de sedimentación. 2) Desarrollo del talud durante el Eoceno superior-Mioceno medio, cuando se estructura el margen pasivo y comienza a evidenciarse la influencia de las masas de agua de origen antártico, lo que se manifiesta en la formación de secuencias sedimentarias complejas con períodos alternantes de progradación-retrogradación aunque con predominio de los primeros (con alta dinámica turbidítica y formación de cañones submarinos) que hacen avanzar progresivamente el talud en dirección al mar. 3) Desarrollo de la Terraza Ewing en el Mioceno medio-superior, cuando la dinámica sedimentaria asociada a la circulación de las corrientes oceánicas de origen antártico favorece la migración hacia el norte de grandes depósitos contorníticos. 4) Configuración definitiva del talud en el Plioceno-Cuaternario, al desarrollarse la Terraza Ewing y el Cañón Submarino Mar del Plata con sus características presentes.

Palabras claves: Margen continental argentino, talud continental, secuencias depositacionales, Neógeno, Noreste bonaerense.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Argentina Continental Margin (MCA) is one of the largest margins around the world (2×10^6 km²), which in most of its area of development (between 35 and 48°S) belongs to a typical extensional volcanic passive margin (Mohriak *et al.*, 2002). The region is located in a key area of the Southwestern Atlantic Ocean due to its significance in the global oceanographic-climatic interaction (Wefer *et al.*, 1996, 2004; Carter and Cortese, 2009). As a result, the study of the Cenozoic sedimentary sequences preserved in the geological record is very important for paleoceanographic-paleoclimatic-paleoenvironmental reconstructions.

The study area is included in the northern part of the MCA adjacent to eastern Buenos Aires province (Fig. 1a). The major physiographic units are the shelf, slope, rise and the Mar del Plata Submarine Canyon. This work describes the Cenozoic morphosedimentary, stratigraphic and evolutive aspects of the continental slope in the region. The study is based on high resolution seismic (multi and monochannel) complemented with sediment analysis on piston and gravity cores as well as grab samples (Fig. 1b), obtained during different cruises on board the Research Vessels Puerto Deseado (Argentina) and Meteor (Germany) (Table 1); additional seismic, geological and sedimentological information was gathered from LDEO (USA) and BGR (Germany).

Geotectonic, Morphosedimentary and Oceanographic Setting

The region (Fig. 1a) is located in the southern part of the Salado basin where post-Cretaceous sediment thickness varies between 2 and 4 kilometers. Stratigraphic information from offshore oil drillings (Fig. 2) indicates that in the outer shelf, immediately west of the study area, sedimentary sequences are represented by Maastrichtian-Paleocene marine deposits, Eocene-Oligocene continental deposits, Miocene marine deposits, Pliocene continental deposits and Quaternary marine deposits (Yrigoyen, 1975, 1999; Tavella and Wright, 1996). These sequences change towards the slope into fully deep-marine facies.

Morphosedimentary configuration of the continental slope in the entire passive margin is dominated by a contourite depositional system (Hernández-Molina *et al.*, 2009, Fig. 3a), composed of both depositional and erosive features (drifts, terraces, scarps, submarine canyons) that resulted from complex interactions among sedimentary, oceanographic and climatic components. One of the main conditioning factors is the oceanographic setting (Fig. 3b), characterized by predominance of parallel-to-the-slope (contouritic) south-to-north circulating currents from Antarctic origin, which in the northern part of the margin interact with the North Atlantic water masses, so determining the Confluence Zone. Across-margin sediment transport processes such as turbidity currents are also very

significant in the evolution and configuration of the margin. These processes became more important towards the north, particularly in the study area.

Morphology and Sedimentology of the Eastern Buenos Aires Province Continental Slope

The continental slope in the study area extends between 120 and 3500 m depth (Fig. 4). It is constituted by an upper sector characterized by a steep slope above 700/800 m (upper slope). From there, the middle slope extends seaward, constituting the Ewing Terrace, a terraced, low-gradient feature that extends down to 1300 meters. The lower continental slope has again a steep slope that reaches 3500 m, from where it grades to the continental rise. The continental slope is cut by the Mar del Plata Submarine Canyon that begins at about 500 m depth, showing a typical V-shape configuration between 1200 and 3700 meters. The sedimentary cover in the slope is siliciclastic and consists of sandy muds, which close to the canyon incorporate a higher sand content and pebbles. The mineralogical content belongs to the volcanic-pyroclastic association of pampean-patagonian origin. Figure 5 illustrates a type morphological cross section showing the bottom and near-bottom sediment distribution. Analysis of the forams collected from several cores indicate that in the upper 5 m of the sedimentary cover upper Pliocene to Recent faunas are present, with ages lower than 450 ka at 1.5 m, 120 ka at 0.75 m, and late Holocene in the uppermost 0.5 m.

Stratigraphy

The seismic-stratigraphic analysis and correlation with geological information from offshore oil drillings allowed to define seven depositional sequences (SD) (named with letters A to G from top to bottom), which encompasses the time-span between Late Cretaceous and the present. They are separated from each other by major seismic reflectors that represent unconformities produced by significant climatic-oceanographic events of regional extension (Tables 2 and 3). Interpretation and correlation among different seismic reflectors defined by several authors (Ewing & Lonardi, 1971, Hinz *et al.*, 1999, Parker *et al.*, 1999, 2005) was needed before defining those that separate the SDs. Figure 6 represents the synthesis of the correlation between seismic and geological

information, whereas figure 7 is a type section showing the architecture and regional disposition of the SDs.

The depositional sequences are described from bottom (SD G) to top (SD A).

SD G: the top of the unit is the seismic reflector AR3 that represents the K-T boundary. The age of the sequence is considered Aptian-Maastrichtian. Internal seismic characteristics are mainly represented by subparallel, semi-transparent reflections. It represents shallow marine environments deposited in a longitudinal basin which evolved as a result of the South Atlantic opening.

SD F: Paleocene-upper Eocene. It has a maximum thickness of 900 meters. The internal seismic structure is transparent, with aggrading sequences (Fig. 8a-d) and locally chaotic, sometimes divergent reflections towards the base. Paleovalleys associated to ancient submarine canyons are also evident (Fig. 7). The upper boundary (reflector AR4) shows deep depressions that affect the base of the sequence; this reflector represents a regional expansion of the eastern Antarctic ice masses during Eocene-Oligocene times. The unit represents the final evolution of the “sag” stage in the Salado basin.

SD E: upper Eocene-beginning of the mid Miocene. Thickness reaches up to 500 meters. The internal seismic structure shows changing characteristics, with prograding sequences in the base, retrograding sequences in the middle part with wavy megastructures, and aggrading sequences in the upper part with large sediment lobes and paleovalleys (Fig. 8a-d) as well as cut-and-fill structures (Fig. 8d) and debris flows (Fig. 8c). The top reflector (AR5) represents another regional expansion of Antarctic ice masses. The unit shows evidences of deepening of the marine environment from base to top, and seismic reflector R* that divides two lithologically different sections could represent the change from prograding to retrograding facies.

SD D: mid to upper Miocene. The top seismic reflector (H2) has a morphology similar to the present surface (Fig. 7). Thickness is about 400 m. Seismic structure is semitransparent, with subparallel reflections and local chaotic configuration. The lower section shows prograding structures indicating the growing of the slope towards the east, whereas the upper section shows retrograding sequences with megawaves (Fig. 8 a-d). A contouritic drift develops in this upper part. Sediment infilling of paleovalleys is also evidenced.

The Ewing Terrace is well developed and shows evidences of erosive processes with formation of submarine canyons.

SD C: lower Pliocene. Seismic configuration shows morphological features very similar to the present-day topography (Fig. 7). Thickness is less than 200 m. Internal seismic structure is homogeneous, with subparallel seismic reflectors of large lateral extension, prograding structures and channels with internal migrating and filling structures (Fig. 8a-d). In the outer boundary of the Ewing Terrace, retrograding, sometimes chaotic structures are evident.

SD B: mid to upper Pliocene. Thickness is less than 200 meters. Internal seismic configuration is of reflectors parallel to top and bottom, with aggrading levels in the upper slope and Ewing Terrace (Fig. 8a-d).

SD A: upper Pliocene-Quaternary. Thickness doesn't exceed few tens of meters. Parallel reflections, turbiditic and contouritic facies as well as slides, debris flows and active erosive-depositional processes are evident. Cores obtained in the upper levels of this unit are composed of muddy and silty sediments with thin sand layers probably representing turbiditic processes.

Discussions and Conclusions

The sequence stratigraphy, architecture and structures reveals that the continental slope begun to evolve during the Eocene-Oligocene transition as a result of complex processes like aggradation and progradation, with turbiditic-contouritic processes and formation of submarine canyons, mainly associated to oceanographic and climatic conditioning factors. Two main features characterize the slope configuration: the Ewing Terrace and the Mar del Plata Submarine Canyon.

The Ewing Terrace mainly resulted from sedimentation conditioned by along-slope, south-to-north flowing contouritic currents with additional strong action of across (down)-slope turbiditic processes. Post-Miocene sequences in the Terrace represent deep marine sedimentary facies genetically associated to sea-level fluctuations. Contouritic deposits seem to be mainly associated to highstands, whereas turbiditic and down-slope slides processes probably dominated during lowstands when high-energy, coastal processes occurred near to the shelf-slope transition.

The Mar del Plata Submarine Canyon is an expression of high-energy, turbiditic processes that were probably enhanced during sea-level lowstands (Pickering *et al.*, 1989, Viana *et al.*, 2002, Canals *et al.*, 2006). Intercalations of sandy deposits in between the dominant muddy sedimentation on the terrace around the canyon reveals the importance of turbiditic activity. The configuration of seismic reflector N shows that the canyon reached a morphology similar to the present one in the upper Pliocene.

Four stages define the evolution of the study sector of the MCA:

- 1) Initial aggradational stage, from the Cretaceous to the Eocene, with marked vertical accretion of the slope associated to the "sag" stage with high sedimentation rate in the Salado basin.
- 2) Growing-up of the slope during upper Eocene-mid Miocene times, when the "passive margin" stage developed and the strong influence of the Antarctic water masses begun to affect the region, what is manifested by the formation of complex sedimentary sequences with alternating prograding-retrograding cycles. Prograding cycles dominate in the region with high turbiditic dynamics and formation of submarine canyons that allowed the seaward advance of the slope.
- 3) Development of the Ewing Terrace in the mid-upper Miocene, when the sediment dynamics associated to the near-bottom circulation of oceanic currents of Antarctic origin favoured the northward migration of large contouritic deposits.
- 4) Definitive configuration of the slope in Pliocene-Quaternary times, when the Ewing Terrace and the Mar del Plata Submarine Canyon reached their present characteristics.

Keywords: Argentina continental margin, continental slope, depositional sequences, Neogene, Northeastern Buenos Aires Province.

INTRODUCCIÓN

Los márgenes continentales son dominios fisiográficos de gran importancia en la investigación geológica marina, tanto por ser contenedores de espesas secuencias sedimentarias que guardan registros paleoclimáticos, paleoambientales y paleoceanográficos, como por su potencial en recursos naturales. En ese sentido, el Margen Continental

Argentino (MCA) constituye uno de los más extensos del mundo (cerca de 2×10^6 km²), cuyo mayor desarrollo, entre los paralelos 35 y 48° S, corresponde a un margen pasivo de tipo Atlántico clasificado como Margen Continental Extensional Volcánico (Mohriak *et al.*, 2002). Se ubica en un sector del Océano Atlántico suroccidental en el cual concurren complejos procesos de circulación oceánica y atmosférica prácticamente únicos en el océano mundial, con significativas implicancias globales (Ej.: Hastenrath, 1982; Díaz y Markgraff, 1992; Berger y Wefer, 1996a; Wefer *et al.*, 1996, 2004; Goni *et al.*, 1996; Hinz *et al.*, 1999; Markgraff, 2001; Mata *et al.*, 2001; Neben *et al.*, 2005; Franke *et al.*, 2007; Carter y Cortese, 2009). Los procesos sedimentarios (erosivos y depositacionales) han sido muy activos, tanto transversales al talud con desarrollo de importantes sistemas de cañones submarinos, como longitudinales condicionados por una activa dinámica de las masas de agua de origen antártico, favoreciendo la formación de grandes acumulaciones (depocentros) de sedimentos (Ewing y Lonardi, 1971; Lonardi y Ewing, 1971; Urien y Ewing, 1974; Urien *et al.*, 1979), los cuales han sido recientemente interpretados como conformando uno de los sistemas depositacionales contorníticos más extensos del mundo (Hernández-Molina *et al.*, 2009).

Dentro de este contexto, el sector norte del MCA (adyacente al litoral bonaerense) es particularmente interesante debido a que está emplazado en la Zona de Confluencia en la cual interactúan las corrientes de Malvinas y Brasil, lo que le imprime un carácter particular en relación al resto del margen. Ese ámbito está siendo estudiado desde fines de la década de 1980 en base a relevamientos batimétricos, sísmicos y muestreos geológicos. La presente contribución tiene por objetivo describir los aspectos morfológicos, sedimentarios y estratigráficos -principalmente enfocados en el registro Neógeno- del sector del talud continental bonaerense y ámbitos adyacentes entre los paralelos 36 y 40° S y los meridianos 51 y 56° O (Fig. 1a). Comprende, además del talud propiamente dicho, el borde exterior de la plataforma submarina y el cañón submarino Mar del Plata. Algunas publicaciones previas describen parcialmente diversos aspectos de la región (Parker *et al.*, 1996, 1997, 2008; Watanabe *et al.*, 2005; Marcolini, 2005; Paterlini *et al.*, 2005; Violante *et al.*, 2006, 2008 a, b, aceptado; Cavallotto y Violante, 2007, 2008; Costa *et al.*, 2007; Marcolini y Bozzano, 2007; Segovia y

Violante, 2007; Bozzano *et al.*, 2008).

MÉTODO DE TRABAJO Y BASE DE DATOS

La interpretación sismoestratigráfica y evolutiva de la región se basó en información batimétrica, sísmica y geológica adquirida durante diferentes campañas, así como en información obtenida de fuentes diversas (Fig. 1b). Las campañas de recolección de datos fueron realizadas por el Servicio de Hidrografía Naval a bordo del B.O. Puerto Deseado entre 2000 y 2004, y por el B.O. Meteor de Alemania entre 1994 y 2001. La Tabla 1 sintetiza la información adquirida. Los datos batimétricos se obtuvieron con ecosondas monohaz de 3,5 y 16 kHz y multihaz de 18 y 22 kHz (sistema Parasound y ecosonda multihaz Hydrosweep), los que fueron complementados con la batimetría GEBCO. Los datos sísmicos de reflexión fueron recolectados con sistemas de adquisición de media a alta resolución mono y multicanal con cañones de aire, de 5 a 40 pulgadas cúbicas en el primer caso y de 0,16 L (200-1600 Hz) a 1,7 L (30-200 Hz) en el segundo. La sísmica monocanal relevada por el B.O. Puerto Deseado sumó un total aproximado de 4000 km de líneas paralelas y transversales a las isobatas. De la sísmica multicanal obtenida por el B.O. Meteor durante la campaña M49/2 se contó con registros sísmicos en formato digital. Durante todas las campañas se obtuvieron testigos verticales de sedimentos en sitios preseleccionados en base a la información sísmica/batimétrica.

Por otra parte se recopiló información geofísica y geológica obtenida por otras instituciones:

- *Lamont Doherty Earth Observatory -LDEO-, Universidad de Columbia, Estados Unidos:* décadas de 1950 y 60, información publicada por Ewing y Lonardi (1971) y Lonardi y Ewing (1971).
- *Federal Institute of Geosciences and Natural Research de Hannover (BGR), Alemania:* campañas BGR-87 y BGR-98 (cuyos resultados parciales fueron publicados por Hinz *et al.*, 1999 y Franke *et al.*, 2007). De esas campañas se contó con registros sísmicos multicanal.

La interpretación de los datos sísmicos de reflexión obtenidos durante las campañas propias y las del Meteor M49/2 posibilitó reconocer e identificar los horizontes reflectores más conspicuos. Ellos fueron correlacionados con los definidos por Hinz *et al.* (1999), para lo cual se trabajó con los registros multicanal (*brute stack*) de las campañas del BGR, que

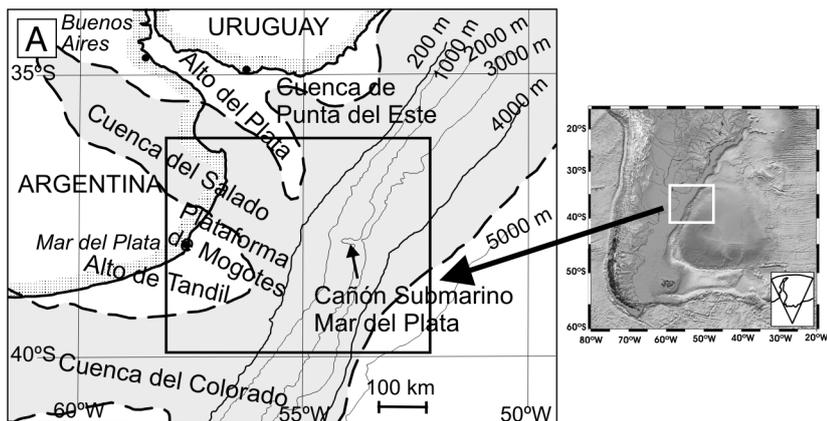
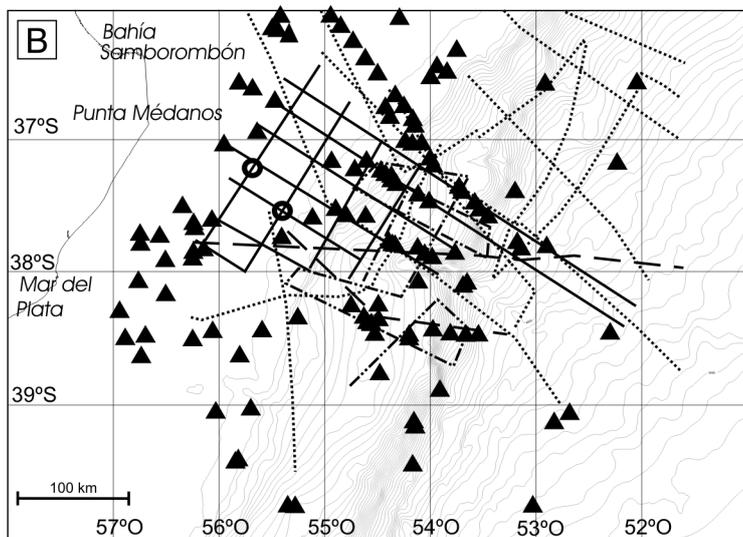


Figura 1. a) Mapa de ubicación del área de estudio. b) Información analizada. Líneas sísmicas, testigos y perforaciones petroleras offshore.

Figure 1. a) Location map of the study area. b) Data set. Seismic lines, sediment cores and offshore oil drillings.



REFERENCIAS

- Bathimetría
- ▲ Testigos
- Pozos Petroleros

LÍNEAS SÍSMICAS

- Campañas Litoral Bonaerense - B.O. Puerto Deseado - SHN (2000 a 2004)
- · - · - · Campaña M49-2 B.O. Meteor - Alemania (2001)
- - - - Campañas BGR - Alemania (1987-1998)
- Campaña Prueba equipos - B.O. Puerto Deseado - SHN (1983)
- Campañas LDEO - SHN (años 1950 - 1960)

fueron posteriormente comparados y correlacionados con los registros monocanal publicados por Ewing y Lonardi (1971). La correlación efectuada tuvo la dificultad de comparar registros sísmicos con diversas escalas, resolución y penetración como resultado de los diferentes sistemas sísmicos y de posicionamiento utilizados en su adquisición en las distintas campañas. Por ello debieron hacerse sucesivos ajustes en el análisis de los horizontes reflectores y compatibilizarse la variada información disponible hasta llegar al establecimiento de los horizontes principales, para cuya denominación, en caso de equivalencias, se adoptó el criterio de

mantener en lo posible la terminología propuesta por los autores originales.

Una vez establecidos los horizontes reflectores principales, se identificaron las unidades sísmicas delimitadas por ellos y se definieron las “unidades sismoestratigráficas” delimitadas por ellos, utilizando los conceptos de estratigrafía secuencial de Mitchum *et al.* (1977). Una vez analizado el contexto estratigráfico, esas unidades fueron consideradas como “secuencias depositacionales” las cuales se correlacionaron con aquellas establecidas por Parker *et al.* (2005) para la plataforma adyacente, conformándose así la base de la estratigrafía sísmica

CAMPAÑAS	TAREAS		
	Batimetría	Sísmica	Muestréos geológicos
Meteor 29/2 (B.O. Meteor de Alemania, 1994).	Información no utilizada para este trabajo.	Información no utilizada para este trabajo.	Gravity cores. Se utilizaron muestras espaciadas verticalmente cada 10 cm para su análisis.
Fisiografía 96 (B.O. Puerto Deseado, 1996)	Sonda 16 kHz.	Perfiladores de fondo 3.5 kHz.	
Litoral Bonaerense III (B.O. Pto. Deseado, 2000).	Sonda 16 kHz.	Monocanal con sistema de cañones de aire, un cañón de 40 pulgadas cúbicas a 1400 psi -100 a 500 Hz -, con disparo cada 3.4 seg. (aprox. 9 metros a velocidad de 5 nudos). Resolución vertical: aprox. 11 m/cm de papel para una velocidad media de propagación de la onda sísmica de 1600 m/seg. (TWT). Receptor en anguila monocanal de dos secciones activas de 30 m c/u y dos grupos de 24 hidrófonos cada uno.	
Meteor 46/3 (B.O. Meteor de Alemania, 2000).	Ecosonda Parasound de baja frecuencia (sedimentos) y alta frecuencia (profundidad). Ecosonda Multihaz Hydro-sweep.	Alta resolución multicanal, utilización alternada de cañones de aire de 0.4 L-100-500 Hz, 0.16 L-200-1600 Hz y 1.7 L-30-200 Hz. Anguila de 6 secciones activas, cada una de 100 m con 16 grupos de hidrófonos.	Gravity cores. Se utilizaron muestras para su análisis. Multicores. Dragas de arrastre.
Prueba de Coring (B.O. Puerto Deseado, 2001).	Sonda 16 kHz.		Piston cores. Fueron abiertos, submuestreados y analizados.
Meteor 49/2 (B.O. Meteor de Alemania, 2001).	Ecosonda Parasound de baja frecuencia (sedimentos) y alta frecuencia (profundidad). Ecosonda Multihaz Hydro-sweep.	Alta resolución multicanal, utilización alternada de cañones de aire de 0.4 L-100-500 Hz, 0.16 L-200-1600 Hz y 1.7 L-30-200 Hz. Anguila de 6 secciones activas, cada una de 100 m con 16 grupos de hidrófonos.	Gravity cores. Se utilizaron muestras para su análisis. Multicores. Dragas de arrastre.
Coring 2002 (B.O. Puerto Deseado, 2002).	Sonda 16 kHz.		Piston cores. Fueron abiertos, submuestreados y analizados. Dragas de arrastre.
Pistón II (B.O. Puerto Deseado, 2004).	Sonda 16 kHz.		Piston cores. Fueron abiertos, submuestreados y analizados.

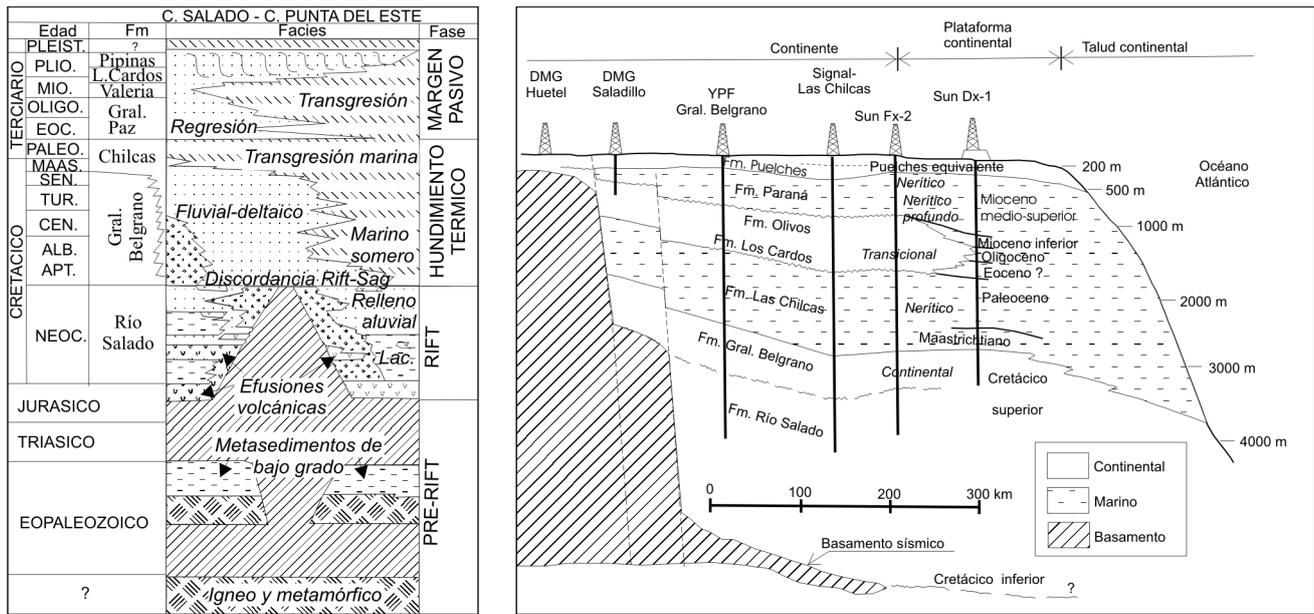
Tabla 1. Campañas realizadas y tipo de información obtenida en cada una de ellas.

Table 1. Fieldtrips carried out and information obtained.

secuencial del Cenozoico en la región.

La identidad litológica e interpretación paleoambiental de las unidades reconocidas se efectuó por correlación con los perfiles de las perforaciones petroleras *offshore* Samar Dx-1 (Argentine Sun Oil Company, 1969) y Dorado x-1 (Amoco Andina Production Company, 1994) así como con información proveniente de fuentes bibliográficas (Tavella

y Wright, 1996; Yrigoyen, 1975, 1999; Urien y Zambrano, 1996; Tavella, 2005) (Fig. 2). Para efectuar la correlación entre la información sísmica y los perfiles de pozos, se utilizaron velocidades sísmicas de proceso diferentes para cada profundidad de las capas del subsuelo. Para ello se trabajó unidad sísmica por unidad sísmica en las líneas BGR 87-1y 98-47 -que están muy cercanas a las perforaciones-, las



Equivalencias entre las unidades que no tienen el mismo nombre:

Tavella y Wright (1996), Tavella (2005) Los Cardos / Pipinas Valeria Gral. Paz Chilcas	Yrigoyen (1975, 1999) Puelches / Puelches equivalente Paraná Los Cardos / Olivos Las Chilcas
--	--

Figura 2. Contexto estratigráfico de la Cuenca del Salado. Izquierda: Cuadro estratigráfico (modificado de Tavella y Wright, 1996). Derecha: Corte estratigráfico a lo largo del eje de la cuenca (modificado de Yrigoyen, 1975, 1999). Se muestra una tabla de correlación entre unidades de los diferentes autores.

Figure 2. Stratigraphic context of the Salado Basin. Left: Stratigraphic chart (modified after Tavella and Wright, 1996). Right: Stratigraphic cross-section along the main axis of the basin (modified after Yrigoyen, 1975, 1999). A table of correlation between units from different authors is shown.

cuales tienen análisis de velocidades en función del tiempo para cada reflexión a lo largo de los registros.

A su vez se utilizó información sedimentológica proveniente de 117 testigos verticales. 53 de ellos fueron extraídos durante campañas del Servicio de Hidrografía Naval (los cuales están depositados en esta Institución). 43 corresponden a las Campañas Vema y Conrad de LDEO (cuyas descripciones están en los archivos de la misma Institución); tanto los de SHN como los de LDEO fueron recolectados con el sistema Ewing con pistón (*piston cores*). Por otra parte se trabajó con 21 testigos correspondientes a las Campañas del Meteor obtenidos por el método de gravedad (*gravity cores*), de los cuales se contó con muestras de 5 de ellos para su análisis mientras que de los 16 restantes se accedió solamente a las descripciones (Bleil et al., 1994, 2001; Spieß et al., 2002). El análisis detallado de carácter sedimentológico, mineralógico, biológico y de otros *proxies* que aportan a interpretaciones sobre procesos

sedimentarios así como a otras paleoambientales y paleoclimáticas, se está efectuando actualmente y no forman parte de la presente contribución.

MARCO GEOLÓGICO-OCEANOGRÁFICO

Contexto Geotectónico

La región de estudio fue originalmente descrita de manera general en los trabajos pioneros de carácter regional de Ewing y Lonardi (1971), Lonardi y Ewing (1971), Urien y Ewing (1974), Urien et al. (1979), y últimamente Perillo y Kostadinoff (2005), entre otros. Su ubicación geotectónica la incluye en el sector del MCA considerado como típicamente extensional pasivo volcánico (Ramos, 1996; Turic et al., 1996, Parker et al., 1996). El rasgo más significativo del sustrato es la presencia de unidades volcánicas formadas al inicio de la apertura de Gondwana en la zona de transición entre la corteza continental y

oceánica (Light *et al.*, 1993; Ramos, 1996; Gladczenko *et al.*, 1997; Hinz *et al.*, 1999; Neben *et al.*, 2005; Franke *et al.*, 2007), las cuales se manifiestan en los registros sísmicos como reflexiones buzantes hacia el mar (*seaward-dipping reflectors*). Las características tectónicas recientes del margen están condicionadas por estructuras derivadas de la evolución geodinámica previa desde la fragmentación continental y apertura oceánica, su actividad magmática y flujo térmico. En este sentido el margen ha sido subdividido en cuatro segmentos separados por grandes zonas de fracturas de transferencia (Hinz *et al.*, 1999; Franke *et al.*, 2007). El margen septentrional -dentro del cual se halla el área de estudio- abarca la zona norte del Segmento III y la sur del Segmento IV definidos por aquellos autores, estando atravesada por la Zona de Transferencia del Salado. El relleno sedimentario depositado en cuencas desarrolladas a partir de la apertura del Océano Atlántico Sur contiene grandes secuencias sedimentarias post Jurásico-Cretácico de hasta unos 8 km de espesor. Particularmente, la región de estudio está situada sobre el borde sur del sector exterior de la Cuenca del Salado, en transición al Alto de Tandil y la Plataforma de Mogotes (Tavella y Wright, 1996; Urien y Zambrano, 1996) (Fig. 1), donde el espesor de sedimentos post-cretácicos varía entre 2 y 4 km. La información estratigráfica proveniente de perforaciones petroleras offshore localizadas inmediatamente al oeste en la plataforma exterior (Fig. 2), señala que las secuencias están representadas allí por sedimentos del Cretácico superior-Paleogeno inferior marino (Maastrichtiano-Paleoceno), Eoceno-Oligoceno continental, Mioceno marino, Plioceno continental y Cuaternario marino (Yrigoyen, 1975, 1999; Tavella y Wright, 1996). Estas secuencias gradan, hacia las zonas más profundas del talud, a facies totalmente marinas.

Características Morfosedimentarias Regionales

La configuración morfosedimentaria regional del sector pasivo del MCA muestra dominios típicos como son una extensa plataforma, un talud continental de fuerte pendiente y una prolongada emersión continental. Uno de los rasgos más conspicuos está constituido por un Sistema Depositacional Contornítico (SDC) de gran desarrollo que se extiende en casi todo el margen (Hernández-Molina *et al.*, 2008a, b, 2009, Fig. 3a). El SDC contiene rasgos depositacionales (*drifts*) y

erosivos (fundamentalmente escarpas y cañones submarinos), resultantes de una combinación de factores sedimentarios, oceanográficos y tectónicos. Los *drifts* se asocian a la depositación de sedimentos por circulación de las diferentes masas de agua oceánica de origen antártico, y como tal tienen mayor magnitud en el sector meridional del margen (particularmente al sur de 44° S). En dirección norte van perdiendo magnitud en la medida en que la circulación de las corrientes marinas deja de ser exclusivamente S-N para comenzar a interactuar los sistemas de corrientes de origen antártico con los provenientes del hemisferio norte (Fig. 3b); a la vez, en esa misma dirección norte comienzan a hacerse progresivamente más activos y dominantes los procesos turbidíticos transversales al talud.

En ese contexto, las geoformas mayores dominantes frente a la Provincia de Buenos Aires (Fig. 3a) definidas por Hernández-Molina *et al.* (2008a, b, 2009) son: terrazas submarinas a diferentes profundidades (entre las cuales se destaca la Terraza Ewing -Ewing y Lonardi, 1971; Hernández-Molina *et al.*, 2008a, b, 2009-), cañones y valles submarinos, cuña progradante del talud superior, talud inferior progradante, *drift* adosado y lóbulos sedimentarios formados por *drift* mixtos. Según los mismos autores, la parte sur del margen bonaerense (al sur de Mar de Plata) representa un margen progradante que progresivamente va teniendo mayor aporte sedimentario hacia el norte; sobre el talud predominan los procesos erosivos, si bien la interrelación entre procesos transversales y longitudinales condicionan procesos mixtos, especialmente con el desarrollo de *drifts* turbidíticos/contorníticos en la emersión. Por su parte, el área al norte de Mar del Plata constituye un margen progradante en el que predominan los procesos transversales (turbidíticos), con una emersión claramente desarrollada por la interdigitación de abanicos submarinos (Complejo Turbidítico), mostrando predominio de rasgos erosivos en el talud y depositacionales en la emersión.

Características Oceanográficas Regionales

Los rasgos morfosedimentarios del MCA han sido modelados en parte en respuesta a la circulación de las masas de agua oceánica a diferentes profundidades (Fig. 3b). El sector en estudio está comprendido en la Zona de Confluencia (ZC) (Piola y Rivas, 1997; Piccolo, 1998; Piola *et al.*, 2000;

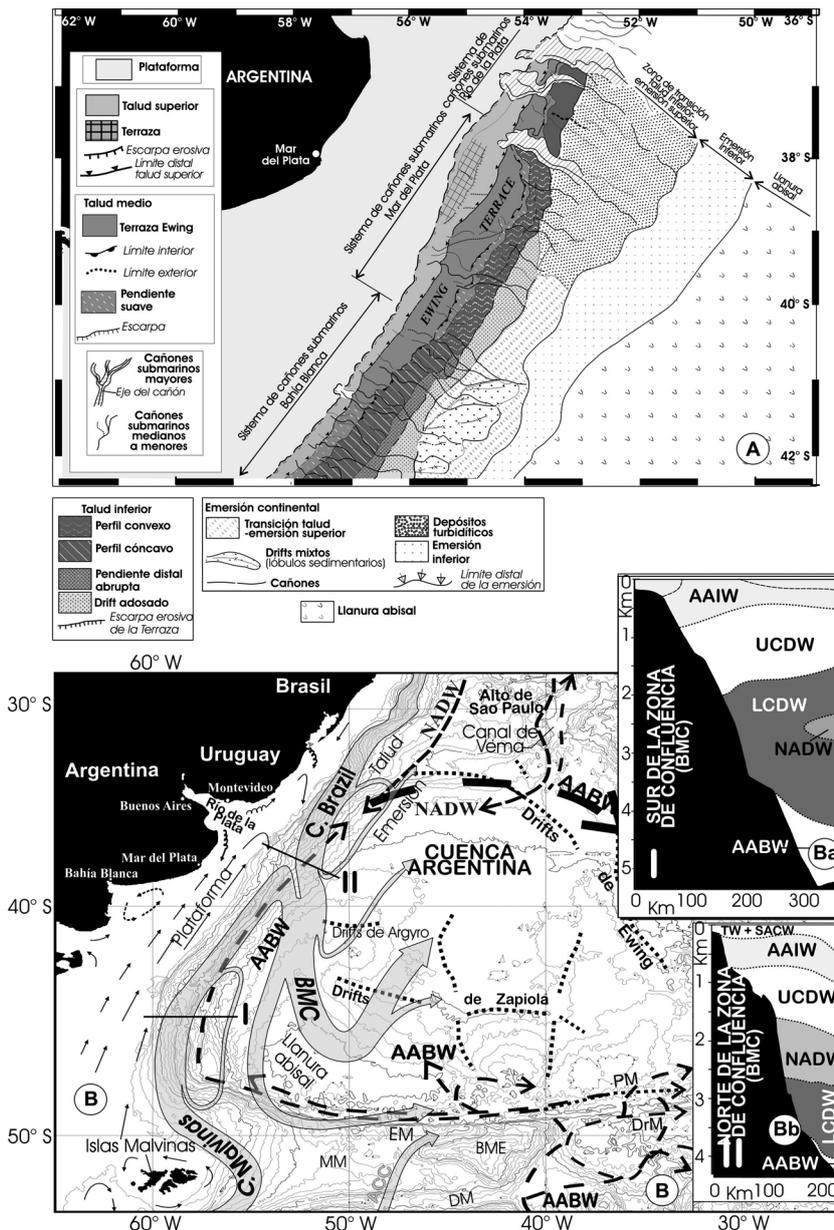


Figura 3. a) Contexto morfosedimentario del Margen Continental Argentino (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2009). b) Contexto oceanográfico del Margen Continental Argentino (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2009, a su vez realizada a partir de los siguientes autores: Flood y Shor, 1988; Reid, 1989, 1996; Klaus y Ledbetter, 1988; Speer *et al.*, 1992; Faugères *et al.*, 1993; Piola y Rivas, 1997). Se incluyen dos secciones hidrográficas (I y II) simplificadas de Piola y Matano (2001) que caracterizan las masas de agua y la profundidad de sus interfases. BMC: Zona de Confluencia entre las Corrientes de Malvinas y Brasil; DM: Depresión de Malvinas; DrM: Dorsal de Malvinas; EM: Escarpa de Malvinas; MM: Meseta de Malvinas; PM: Pasaje de Malvinas, ACC: Corriente Circumpolar Antártica; AABW: Masa de Agua Antártica Profunda; AAIW: Masa de Agua Antártica Intermedia; CDW: Masa de Agua Circumpolar Antártica Profunda; LCDW: Fracción inferior de la Masa de Agua Circumpolar Antártica Profunda; SACW: Masa de Agua Central del Atlántico Sur; TW: Masa de Agua Tropical; UCDW: Fracción superior de la Masa de Agua Circumpolar Antártica profunda.

Figure 3. a) Morphosedimentary setting of the Argentina Continental Margin (modified after Hernández-Molina *et al.*, 2009). b) Oceanographic setting of the Argentina Continental Margin (modified after Hernández-Molina *et al.*, 2009, which is based on the following authors: Flood and Shor, 1988; Reid, 1989, 1996; Klaus and Ledbetter, 1988; Speer *et al.*, 1992; Faugères *et al.*, 1993; Piola and Rivas, 1997). Two hydrographic sections are included (I and II) simplified from Piola and Matano (2001) which characterize the water masses and their interfases depths. BMC: Brazil-Malvinas Confluence; DM: Malvinas Depression; DrM: Malvinas Ridge; EM: Malvinas Scarp; MM: Malvinas Plateau; PM: Malvinas Passage; ACC: Antarctic Circumpolar Current; AABW: Antarctic Bottom Water; AAIW: Antarctic Intermediate Water; CDW: Circumpolar Deep Water; LCDW: Lower Circumpolar Deep Water; SACW: South Atlantic Central Water; TW: Tropical Water; UCDW: Upper Circumpolar Deep Water.

Perillo *et al.*, 2005, entre otros) en la que convergen e interactúan las corrientes de Malvinas (que circula hacia el nor-noreste) y de Brasil (que lo hace hacia el sur) a profundidades por encima de 1000 a 1500 m, originando la Corriente de Brasil-Malvinas que vuelve a dirigirse hacia el sur-sureste y sur (Fig. 3b). En la región se produce también el encuentro entre las masas de Agua Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water* - NADW), de Agua Profunda Antártica (*Antarctic Bottom Water* - AABW), de Agua Intermedia Antártica (*Antarctic Intermediate Water* - AAIW) y de Agua Circumpolar Profunda (*Circumpolar Deep Water* - CDW) (Piola y Gordon, 1989; Maamaatuaiahutapu *et al.*, 1994; Piola y Rivas, 1997; Piola *et al.*, 2000, 2008; Piola y Matano, 2002; Arhan *et al.*, 2002). Las oscilaciones laterales y verticales de la ZC condicionan en buena parte los procesos sedimentarios y la morfología de la plataforma y talud superior (Lonardi y Ewing, 1971; Faugères *et al.*, 1993; Onken, 1995; Piola y Rivas, 1997; von Lom-Keil *et al.*, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2009), a lo cual se suman otros procesos propios de las regiones menos profundas y costeras, como por ejemplo la influencia de la descarga de aguas dulces del Río de la Plata (Mianzan *et al.*, 2001; Piola *et al.*, 2005).

Como consecuencia de esta circulación de masas de agua superficial y profunda, el MCA y la cuenca oceánica adyacente (Cuenca Argentina) constituyen una de las áreas de mayor variabilidad de los sistemas de corrientes del planeta, y en donde se ha identificado una mayor energía cinética y una importante concentración de materia particulada en suspensión (Kennett, 1982; Bearmon, 1989; Chelton *et al.*, 1990). Esto es particularmente válido para el sector bonaerense del margen (Fig. 3b), donde los condicionamientos impuestos por estos sistemas de circulación son esenciales en el transporte y depositación de sedimentos.

Por otra parte, las condiciones oceanográficas han variado en el pasado en función de cambios en el sistema climático y en la distribución de las masas continentales durante el Cenozoico. Entre los condicionamientos más significativos para la región se destacan la instalación de los hielos permanentes en Antártida, la apertura del Pasaje de Drake, la instalación de la Corriente Circumpolar Antártica y el inicio de la circulación termohalina ocurridos a partir del Eoceno-Oligoceno, así como el inicio de la alternancia de períodos fríos y cálidos con las

consecuentes respuestas eustáticas, en frecuencias cada vez mayores hasta llegar a las condiciones propias del Cenozoico superior (p.e.: Einsele, 2000; Zachos *et al.*, 2001; ver recopilación en Cavallotto y Violante, 2007). Tales condicionamientos han de haber producido cambios de larga y corta escala en la relación entre las diferentes masas de agua que debieron influir en la conformación sedimentaria del talud. Berger y Wefer (1996b) describen algunos cambios paleoceanográficos en el Atlántico Sur resultantes de los mayores períodos de enfriamiento del planeta ocurridos hace 40 Ma (Eoceno medio), 30-32 Ma (Eoceno-Oligoceno), 15 Ma (Mioceno medio) y durante las glaciaciones del Plioceno-Cuaternario, en un contexto de enfriamiento progresivo relacionado a la instalación definitiva de la Corriente Circumpolar Antártica a partir de los 30-32 Ma; esos autores postulan una progresiva profundización del límite entre la AABW y la NADW en el Neógeno tardío aunque con períodos de somerización durante las glaciaciones Cuaternarias. Los trabajos recientes de Hernández-Molina *et al.* (2008 a, b, 2009) demuestran la influencia significativa de estas diferentes masas de agua en la conformación y evolución morfosedimentaria del talud a través del tiempo geológico.

MORFOLOGÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Morfología

El área de estudio (Fig. 4) se ubica en el extremo norte del MCA, donde la Terraza Ewing va perdiendo expresión dentro de la morfología del talud y es recortada por los sistemas de cañones submarinos Mar del Plata y Río de la Plata (Fig. 3). Se describen a continuación las geoformas principales de la región.

Plataforma: tiene un ancho de 170 a 200 km con un relieve suave y una pendiente media de 1:1600, con rasgos distintivos como la plataforma interior-constituida por la denominada Terraza Rioplatense y la plataforma exterior (Parker *et al.*, 1996, 1997, 1999; Violante y Parker, 2000, 2004; Parker *et al.*, 2005, 2008; Violante *et al.*, en prensa). La transición de la plataforma exterior al talud, marcada por un borde regular y subrectilíneo, ocurre alrededor de los 120 m de profundidad con un fuerte cambio en la pendiente. En esa transición se identifican varias

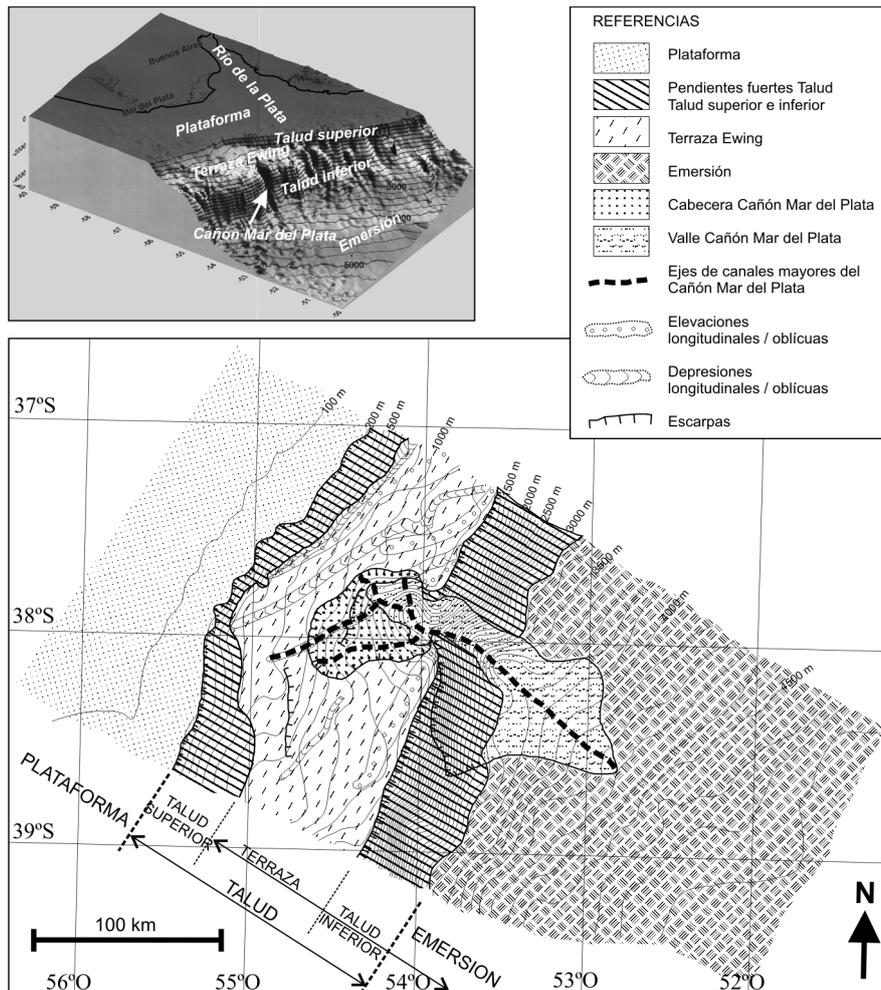


Figura 4. Mapa geomorfológico del área de estudio (para ubicación ver figura 1).
Figure 4. Geomorphological map of the study area (for location see figure 1).

depresiones (canales) que se encauzan en un único canal principal a los 38° 30' S - 56° O.

Talud continental: se desarrolla entre los 120 y 3500 m de profundidad a partir de donde pasa de manera progresiva a la emersión continental. En el talud se identifican tres sub-dominios con variedad de rasgos morfológicos: talud superior, medio e inferior (Fig. 4). El talud superior llega hasta los 700-800 m de profundidad, excepto en la cabecera del Cañón Mar del Plata donde alcanza los 500 m. Su pendiente es abrupta con una inclinación de aproximadamente 1:33. El talud medio corresponde a la Terraza Ewing, que se extiende entre 800 y 1300 m de profundidad con una pendiente de menor inclinación (1:120 a 1:160). Esta superficie muestra una serie de formas secundarias de orden menor representadas por escarpas de poco desnivel (10-20 m) pero fuerte

pendiente (> 45°), así como elevaciones y depresiones de pocos metros de altura elongadas de manera oblicua a transversal respecto a la dirección general de las isobatas, en direcciones que van de O-E a SO-NE, acompañando la orientación de las cabeceras del cañón submarino (Fig. 4). El talud inferior se extiende desde los 1300-1400 m hasta alrededor de 3500 m con pendiente muy pronunciada del orden de 1:20, siendo más profundo (3700 m) hacia el sur del Cañón Mar del Plata.

Emersión continental: se extiende a partir del pie del talud y su pendiente va disminuyendo gradualmente hasta llegar a 1:200, para finalmente hacerse subhorizontal y pasar insensiblemente hacia la llanura abisal en torno a los 5000 m de profundidad. En su parte superior en transición al talud, su pendiente es gradual a la latitud de 37°S (al

norte del Cañón Mar del Plata), mientras que a los 39° S (al sur del Cañón Mar del Plata) esa transición es más marcada con pendientes significativamente más altas.

Cañón Submarino Mar del Plata: forma parte del talud, al cual atraviesa, y se extiende aún sobre sectores superiores de la emersión. Su cabecera comienza a manifestarse alrededor de los 500 m de profundidad, en la Terraza Ewing (talud superior, Fig. 4), de manera que no parece tener conexión directa con la plataforma exterior, y además se encuentra desplazado unos 50 km hacia el norte de las principales depresiones que afectan el borde exterior de aquélla. La parte superior del cañón, entre 500 y 1200 m de profundidad, conforma una amplia y muy suave depresión con forma de anfiteatro de unos 50 km de largo y 40 km de ancho, de 100 a 200 m de desnivel (Fig. 4). Esta depresión tiene una orientación regional con suave pendiente al NE y su parte central es atravesada por un canal poco profundo que sigue esa misma dirección y termina contra la pendiente del talud superior. En el extremo oriental de la depresión, a partir de los 1200 m de profundidad, el cañón adquiere una típica morfología de profundo valle en V, de 700 a 1000 m de desnivel, con un ancho que oscila entre 15 y 25 km y una pendiente de 1:60 (pendiente intermedia entre la del talud superior y la de la Terraza Ewing), con sus flancos muy empinados (pendiente 1:10 o mayor, a veces llegando a más de 45°). El valle se extiende a lo largo de unos 100 km orientado en sentido NO-SE, dirección que es discordante con respecto a la orientación del eje mayor de la depresión que forma la cabecera del cañón. A profundidades mayores de 3700/3800 m el cañón va perdiendo progresivamente su configuración morfológica de valle, abriéndose progresivamente para comenzar a confundirse con el relieve de la emersión.

Sedimentología

El MCA está tapizado por una cobertura sedimentaria de composición silicoclástica y terrígena (Urien y Ewing, 1974; Parker *et al.*, 1997). Particularmente, en el litoral del este bonaerense el estudio de muestras superficiales de fondo y testigos revela que la plataforma submarina y el ámbito de transición al talud, hasta una profundidad cercana a los 200 metros, están caracterizados por sedimentos superficiales

arenosos finos a medianos de color castaño oscuros a verdosos con fragmentos de conchillas (Parker *et al.*, 1997, Violante y Parker, 2000, 2004). En el talud, en cambio, la distribución de sedimentos es variable dependiendo de su ubicación respecto del Cañón Mar del Plata. Mientras hacia el norte de éste se extienden sobre toda la superficie fangos de color gris oliva oscuros algo arenosos con materia orgánica y evidencias de bioturbación, en el ámbito que rodea al cañón, como así también al sur de éste, aparecen arenas de color gris verdoso con cantidades variables de arcillas, que incorporan fracciones gruesas (cantos rodados y restos de corales) en las cabeceras del cañón, así como limos-arcillas dentro de éste. En el valle del cañón fueron muestreados bloques de varias decenas de cm de diámetro de rocas ígneo-metamórficas (de origen aún desconocido), así como de sedimentitas arenosas y calcáreas resultantes de derrumbes y deslizamientos de las paredes en las cuales afloran secuencias de diversas unidades cenozoicas. A su vez, en la emersión continental vuelven a uniformizarse los sedimentos apareciendo fangos gris oscuros. La composición mineralógica volcánico-piroclástica de los sedimentos indica su pertenencia a la asociación pampeano-patagónica que caracteriza a la mayor parte del MCA, con reducida participación de componentes de origen ígneo-metamórfico del escudo de Brasilia provenientes del río de la Plata (Marcolini, 2005; Marcolini y Bozzano, 2007; Bozzano *et al.*, 2008). Esto es consecuencia del predominio de transporte sedimentario por corrientes marinas de sur a norte.

En el registro sedimentario de subsuelo, estudiado en testigos de hasta 9 metros de longitud, la composición sedimentaria reproduce en términos generales la distribución de sedimentos superficiales. La figura 5 es un perfil tipo al norte del Cañón Mar del Plata que sintetiza las características sedimentológicas del subsuelo poco profundo. En la plataforma exterior las arenas a limos arenosos con conchilla tienen al menos hasta 2 m de espesor. A partir del borde superior del talud los sedimentos del subsuelo consisten en fangos de color gris oliva que intercalan niveles arenosos en el sector adyacente a la plataforma, como así también niveles arenosos de probable origen turbidítico intercalados en los fangos del talud inferior. Estos sedimentos contienen abundante fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos, radiolarios y espículas de esponjas con escasa participación de ostrácodos.

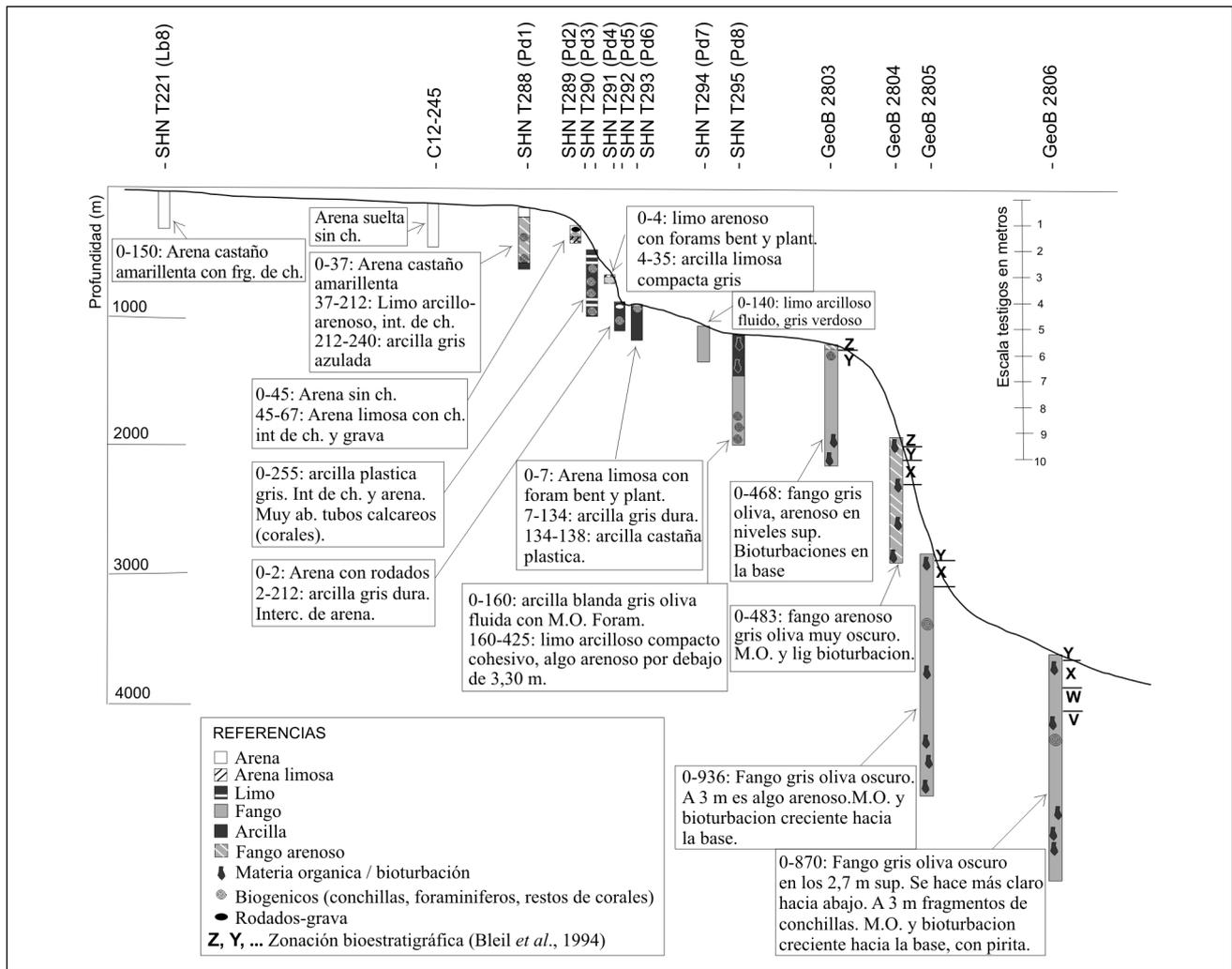


Figura 5. Perfil topográfico tipo sobre la línea sísmica L6 (Campaña Litoral Bonaerense III, 2000) con ubicación y descripciones de los testigos extraídos sobre la línea. Para ubicación ver mapa en figura 7.
Figure 5. Topographic section along seismic line L6 (Litoral Bonaerense III Cruise, 2000) with location and description of cores. For location see figure 7.

La fauna de foraminíferos planctónicos contenidos en el testigo SP1251 ubicado al sur del Cañón Mar del Plata (877 cm de longitud, ubicado en 38°29,7'S - 53°40,7'O a 3400 m profundidad) revela para los niveles inferiores (5-6 m por debajo del fondo) una edad probablemente Plio-Pleistoceno; por su parte, el 1,5 m superior es de edad Pleistoceno-Reciente, pudiéndose asignar los 0,75 m más altos a la Subzona PT1b (*Globorotalia truncatulinoides Partial Subzone*) con edades máximas de 450 ka, y probablemente de 120 ka años para los 0,15 m del tope.

Determinaciones bioestratigráficas preliminares efectuadas en los testigos GeoB 2803 (37° 24,3' S - 53° 42,4' O a 1165 m de profundidad), 2804 (37° 23,3' S - 53° 32,2' O a 1828 m de profundidad), 2805 (37° 36,3' S - 53° 26,6' O a 2741 m de profundidad) y 2806

(37° 50,0' S - 53° 08,6' O a 3561 m de profundidad) extraídos al norte del Cañón Mar del Plata durante la campaña Meteor 29/2 (Bleil et al., 1994), revelan que en la Terraza Ewing y parte superior del talud inferior por encima de los 2000 m, los primeros 50 cm corresponderían a sedimentos holocenos, mientras que a partir de este nivel aparecen sedimentos pleistocenos registrados hasta unos 2 a 2,5 m de profundidad por debajo de la superficie del fondo con edades máximas de 130 ka. En la parte superior de la emersión siguen por debajo, hasta los 5 m de profundidad, sedimentos de hasta casi 400 ka. Se menciona también para algunos testigos en el talud inferior (Mollenhauer et al., 2006) una cobertura superficial (menos de 12 cm) de sedimentos fangosos holocenos con edades menores a 1480 años ¹⁴C BP.

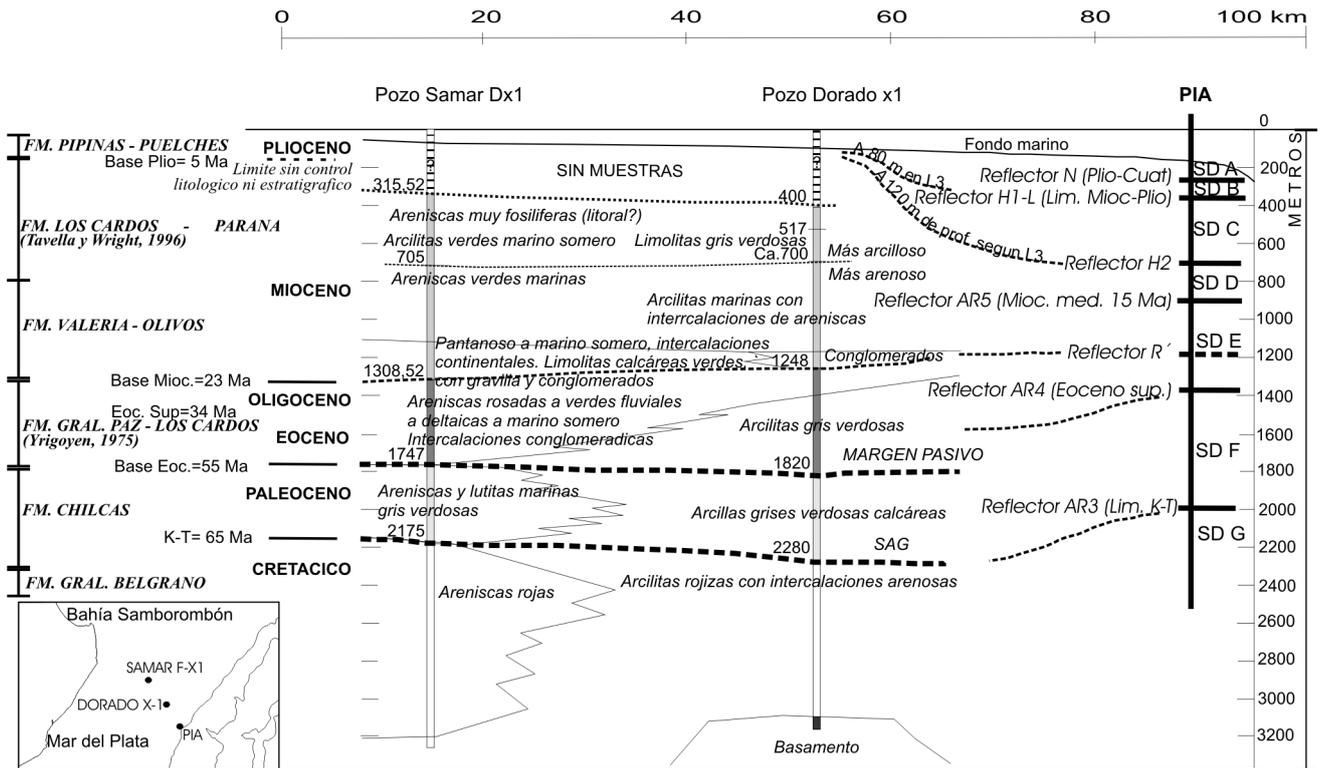


Figure 6. Perfil de correlación entre las Secuencias Deposicionales y las descripciones litológicas de los pozos Samar Dx-1 y Dorado x-1. El punto denominado PIA (Punto de Intersección A) representa el sitio sobre la línea sísmica BGR87-1 más cercano y en línea recta con relación a los pozos (con control de velocidades sísmicas para cada una de las capas atravesadas), hacia el cual se extendieron los contactos litológicos a fin de efectivizar la correlación. Para las unidades litoestratigráficas mencionadas a la izquierda del perfil ver el contexto estratigráfico en la figura 2.

Figure 6. Schematic section showing correlation between Depositional Sequences and lithological descriptions of oil drillings Samar Dx-1 and Dorado x-1. The point named PIA (Intersection Point A) represents the closest site along seismic line BGR87-1 to the oil drillings, where the lithological contacts were extended, compared and correlated with seismic velocities for each of the major seismic reflectors contained in Line BGR87-1. For interpretation of lithostratigraphic units mentioned on the left of the figure see the stratigraphic setting in figure 2.

Información regional obtenida de testigos recolectados por el B.O. Meteor entre 1993 y 2001 (Frenz *et al.*, 2004) señala una cobertura de sedimentos terrígenos con predominio de limos y arenas finas, bajo contenido de carbonatos y concentraciones relativamente altas de materia orgánica. Esas mismas muestras fueron analizadas en su contenido de arcillas (Diekmann *et al.*, 2004) revelando el predominio de illita sobre clorita y de ésta sobre caolinita, composición que está siendo corroborada por análisis de arcillas en el testigo SP1251, que muestran una relación de 45 a 55% de illita, 35 a 40% de clorita y 5 a 15% de caolinita.

ESTRATIGRAFÍA

En el registro sedimentario del talud continental bonaerense se han identificado reflectores sísmi-

cos mayores que constituyen marcados horizontes estratigráficos, los cuales representan discontinuidades o discordancias estratigráficas regionales que limitan las unidades definidas como “secuencias deposicionales” (SD). Estas han sido establecidas en base a las características de las reflexiones limitantes (Tabla 2), así como por sus características sísmicas internas y aspectos litológicos (por correlación con los perfiles sedimentológicos de los pozos petroleros Samar Dx-1y Dorado x-1, y cuando fue posible -particularmente en las unidades superiores-, con la información obtenida a partir del estudio de testigos verticales). También se han considerado sus implicancias estratigráficas y el contexto paleoclimático-paleoceanográfico en el cual se desarrollaron (Tabla 3). La figura 6 muestra un esquema estratigráfico que sintetiza la correlación regional.

Las SD han sido identificadas de techo a base con las letras A a G. Las descripciones se realizan desde la unidad más antigua (SD G) a la más moderna (SD A). Los detalles de las características de los horizontes reflectores y las diferentes unidades están descritos en las Tablas 2 y 3. La figura 7 representa la síntesis estratigráfica de la región en una sección de dirección O-E.

Secuencia Depositacional G (SD G)

Constituye el sustrato de la secuencia Cenozoica en la región. Se desarrolla por debajo del reflector AR3 (que representa el límite K-T) y su edad sería Cretácico medio-superior (Aptiano-Maastrichtiano) si se considera como su base al reflector AR2 (Hinz *et al.*, 1999)-ARG4 (Schümann, 2002). Desde el punto de vista sísmico se caracteriza por presentar paquetes sedimentarios con velocidades sísmicas mayores a 3 km seg⁻¹. Las características sísmicas internas de sus niveles superiores parecen ser de reflexiones. Los aspectos litológicos regionales estarían representados por facies arcillosas exclusivamente marinas que gradan hacia el talud superior-plataforma exterior a sedimentos arenoarcillosos continentales en transición a marinos según las equivalencias con información de pozos offshore (Figs. 2, 6). Estos sedimentos representarían ambientes marinos someros que ocuparon la cuenca tectónica longitudinal denominada inicialmente “Cuencas sobre el talud”, posteriormente “Cuenca Argentina” o “Cuña Sedimentaria Cretácica”, y últimamente como “Cuenca Ameghino” (Urien *et al.*, 1996) y “Cuencas Patagónicas Orientales” (Urien, 2001). La unidad correspondería a la Fm. Gral. Belgrano y parte inferior de la Fm. Las Chilcas (*sensu* Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005) definidas para la Cuenca del Salado (Figs. 2, 6).

Secuencia Depositacional F (SD F)

Su edad abarca del Paleoceno al Eoceno superior. Es una unidad de gran espesor (hasta 900 m), conformada por secuencias agradantes (Fig. 8a-d) que tienen velocidades sísmicas entre 2,4 y 3 km seg⁻¹. Localmente muestra reflexiones internas de carácter tanto caótico como con disposición divergente hacia la base e indicios de fuertes procesos erosivos asociados a evidencias de antiguos paleovalles probablemente vinculados a cañones submarinos (Fig. 7). Su techo, el reflector AR4,

presenta profundas depresiones que se acercan al reflector AR3, por lo que la unidad se encuentra en algunos lugares muy recortada. El reflector AR4 está asociado, según Hinz *et al.* (1999), con una fuerte expansión regional inicial de los hielos del este de Antártida hacia la plataforma ocurrida en el Eoceno-Oligoceno. Los sedimentos que constituyen la unidad en los sectores con información litológica disponible (plataforma exterior), indican ambiente marino con indicios de somerización hacia el techo, aunque en el talud se infieren facies arcillosas profundas. Estos sedimentos corresponderían a la fase de hundimiento final de la Cuenca del Salado, con relleno por los depósitos transgresivos de la Fm. Las Chilcas y posterior transición a la regresión representada por la Fm. Gral. Paz (*sensu* Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005) (Figs. 2, 6).

Secuencia Depositacional E (SD E)

Tiene una edad Eoceno superior-inicio del Mioceno medio. Su espesor llega hasta 500 m (Fig. 7), y sus sedimentos tienen velocidades sísmicas entre 2,4 y 2,15 km seg⁻¹. La unidad marca un cambio importante en el estilo de sedimentación del talud al mostrar numerosas discontinuidades internas con estructuras de diferentes características, como ser progradantes en la base, retrogradantes en la parte superior con megaestructuras de tipo ondas, y agradantes –particularmente en el talud– con evidencias de paleocauces (Fig. 8a-d) y otras estructuras de erosión y relleno (con formación de grandes lóbulos sedimentarios, Fig. 8d), así como lentes formadas por flujos de detritos (*debris flows*, Fig. 8b). El horizonte reflector R* que la subdivide litológicamente en el área de plataforma (Fig. 6) –evidenciando facies más gruesas (predominantemente arenosas) de ambiente costero a marino somero en la base y facies más finas (arenoarcillosas) de ambiente marino más profundo en el techo– podría estar representando el cambio de las sismofacies progradantes a las retrogradantes. El techo (AR5) representa otra expansión regional de los hielos antárticos. Esta unidad se correspondería con la unidad sísmica denominada LU por Hernández-Molina *et al.* (2009) que forma parte del Sistema Depositacional Contornítico definido por esos autores a lo largo del MCA. Equivale estratigráficamente a la Fm. Gral. Paz y parte inferior de la Fm. Valeria (*sensu* Tavella y Wright, 1996;

H.S.	S.D.	Edad	Geometría	Configuración interna
	A	Plioceno superior -Cuaternario-	En plataforma y Terraza Ewing: espesor entre 20-40 m.	Reflectores paralelos. En talud: depósitos de deslizamientos, turbiditas y contornitas. Evidencias de activos procesos de erosión-acumulación.
N				
	B	Plioceno medio-superior	Subaflora en plataforma (espesor 50 m), talud y terraza (espesor 200 m).	En plataforma: reflectores paralelos a techo y base. Desaparece en transición plataforma-talud superior. En base talud superior y Terraza Ewing horizontes subparalelos con configuraciones agradantes.
H1-L				
	C	Plioceno inferior	Subaflora en talud superior y Terraza Ewing. Espesor: 50 m en plataforma exterior y 200 m en talud.	Relativamente homogénea, horizontes subparalelos de gran extensión lateral, canales migrados y rellenados. En borde exterior de Terraza Ewing: secuencias retrogradantes de aspecto algo caótico. En plataforma: estructuras de progradación. En talud: terminaciones erosivas.
H2				
	D	Mioceno medio-superior	Su techo refleja la morfología actual. Espesor: 400 m en plataforma exterior y 200 m en talud. Hacia talud exterior su base se hunde hasta 1500 m y vuelve a adquirir gran espesor.	Semitransparente, reflexiones subparalelas. Localmente configuración caótica. En transición plataforma-talud: estructuras progradantes que señalan crecimiento del talud hacia el este. En Terraza Ewing: morfología irregular asociada a intensos procesos erosivos y formación de cañones. Secuencias progradantes (base) y a retrogradantes (techo), estas últimas con paquetes de megaondas (7 km ancho, 100 m alto). Grandes <i>Drifts</i> indican predominio de corrientes paralelas al talud. La unidad se acomoda al relieve subyacente y contiene canales rellenos con migración lateral (activos procesos erosión-acumulación).
AR5				
	E	Mioceno inferior-medio	Espesor entre 200-500 m. Aumenta donde rellena paleocanales excavados en unidad infrayacente.	Secuencias semitransparentes, heterogéneas, estructuras progradantes, retrogradantes y discontinuidades. Dominan subunidades progradantes en la base superpuestas por retrogradantes con estructuras de megaondas (4 km de longitud, 75 m de amplitud). En talud superior: disposición caótica con superficies de agradación, progradación, erosión, relleno y paleocauces. Depósitos sedimentarios monticulares de 375 m de alto y 45 km de ancho. Estructura sísmica señala alta dinámica con acción turbidítica y flujos de detritos. El registro estratigráfico señala mayor preservación de la parte inferior que de la superior, posiblemente asociado a disminución progresiva en tasa de sedimentación o a efectos erosivos asociados a la formación del reflector AR.
R*--	-----	Eoceno superior-Oligoceno		
AR4				
	F	Paleoceno-Eoceno sup.	Espesor: en plataf. ext: 450-900 m. En talud: 900 m decreciendo hacia la emersión.	Secuencias transparentes con tendencia agradable. Subunidades con reflectores subparalelos que se hacen caóticos hacia el pie del talud. En líneas sísmicas que cortan al cañón hay reflectores divergentes que señalan relleno progresivo de una depresión previa al actual cañón. Techo cortado por paleocanales que indican fuerte erosión y construcción de cañones. Paleocanales internos con estructuras de progradación.
AR3				
	G	Cretácico sup. en transición a Paleoceno	Gran continuidad lateral.	Semi transparente, reflectores subparalelos entre sí y a AR3.

Tabla 3. Secuencias Depositacionales definidas en el presente trabajo y sus principales características. HS: horizonte sísmico. SD: secuencia depositacional.

Table 3. Characteristics and description of Depositional Sequences identified in this study. HS: seismic horizon. SD: depositional sequence.

Litología	Correlación estratigráfica con la información de Yrigoyen (1975 y 1999), Tavella y Wright (1996), Tavella (2005), Parker <i>et al.</i> (2005 y 2008)	Contexto paleoclimático- paleoceanográfico-tectónico global (Berger y Wefer, 1996, Einsele, 2000, Zachos <i>et al.</i> , 2001)
Arcilitas y fangos no consolidados, delgadas intercalaciones de arena.	Unidades transgresivo-regresivas de origen glacioeustático.	Glaciaciones.
Sin información en la región. Descripciones regionales de Cuenca del Salado en áreas costeras- continentales señalan areniscas y arcillas grises con configuración de progradaciones deltaicas.	Fm. Puelches equivalente, Fm. Pipinas.	Fluctuaciones en temperaturas globales (aumento entre 4 y 3 Ma con T° media 3°C por encima de la actual). Nuevo descenso a 2,6 Ma dejando el clima preparado para la instalación definitiva de las glaciaciones cuaternarias.
Facies arcillosas de ambientes profundos.	Fm. Los Cardos. Chapadmalense - SD6 - (Mioceno superior- Plioceno). Transición hacia las etapas regresivas del Plioceno.	Temperaturas oceánicas globales bajas (descensos de 4°C). Instalación definitiva de capa de hielo al este de Antártida y primeras evidencias glaciales en Patagonia (7 Ma).
Arcilitas y lutitas marinas en talud. Hacia plataforma pasa a areniscas y arcilitas verdes fosilíferas con intercalaciones de arena y tobáceas. Testigos al sur de 41°30' S (V12C40, V12C46, V18C130, Ewing y Lonardi, 1971) en unidad equivalente, contienen lutitas calcáreas verdosas, limos y areniscas glauconíticas.	Facies regresivas, que pasan hacia arriba a facies transgresivas. Parte sup. de Fm. Valeria. Las facies transgresivas equivaldrían a la Fm. Paraná.	Etapas iniciales: nivel del mar en descenso asociado a la gran expansión de hielos antárticos del Mioceno medio. Fase tectónica Quechua en cordillera. Posteriormente: nivel del mar en ascenso.
Sección superior: arcilitas verde claras pasando hacia plataforma a sedimentos netamente marinos con conglomerado basal, areniscas rosadas, gris amarillentas y verdes fosilíferas a arcillas verdes.	En plataforma, facies de nivel del mar alto, Fm. Valeria.	Al inicio del ciclo (34 Ma), temperaturas globales descienden 4 a 5°C. Se establece el hielo en forma permanente en los polos. Apertura del Pasaje de Drake, instalación de la Corriente Circumpolar Antártica e inicio de acción de masas de agua. En cordillera: Fase Diastrófica Pehuenche.
Sección inferior: arcilitas en el talud. Hacia plataforma aparecen arcilitas rojas, castañas y grisáceas que gradan hacia el continente a facies marinas someras a continentales con arenas amarillentas y areniscas rosadas a gris verdosas.	En plataforma, facies pantanosas, fluviales, costeras y marinas someras. Regresión marina del Eoceno superior-Oligoceno- Mioceno inferior (Fm. Gral. Paz).	A 25 Ma. calentamiento global y transgresiones marinas, con dos períodos fríos regresivos: uno a 23 Ma. y otro al final del ciclo (15 Ma).
En talud: arcillas verdes marinas. Hacia plataforma: Areniscas y arcilitas marinas, verdes a rosadas, calcáreas, conglomerádicas. Somerización hacia el techo.	Fase de hundimiento final de Cuenca del Salado y relleno con dep. transgresivos de Fm. Las Chilcas y transición a la regresión siguiente (Fm. Gral. Paz).	Clima global de temperaturas cálidas con máximo termal a 55 Ma. Nivel del mar por encima del actual hasta 40 Ma. A fines del Eoceno deformaciones tectónicas globales (Fase Inca en Cordillera que fue correlacionada con una regresión marina).
Plataforma: areniscas y arcilitas rojas, areniscas castañas/gris verdosas, arcilitas y margas calcáreas. Talud: predominan facies arcillosas. Testigos en unidad equivalente al sur de 41°S (V18-C129 y V17-C144, Ewing y Lonardi, 1971) contienen arcillas y lutitas cretácicas, rodados de arcilitas arenosas calcáreas, foraminíferos y radiolarios. En cañón Mar del Plata se muestrearon areniscas y limolitas compactas fosilíferas (Paterlini <i>et al.</i> , 2005).	Niveles superiores en plataforma: depósitos continentales en transición a marinos. Representan la primera ingresión regional post-separación Gondwanica. Equiv. de Fms. Gral. Belgrano-Las Chilcas.	Período de altas temperaturas globales y niveles del mar muy por encima del actual.

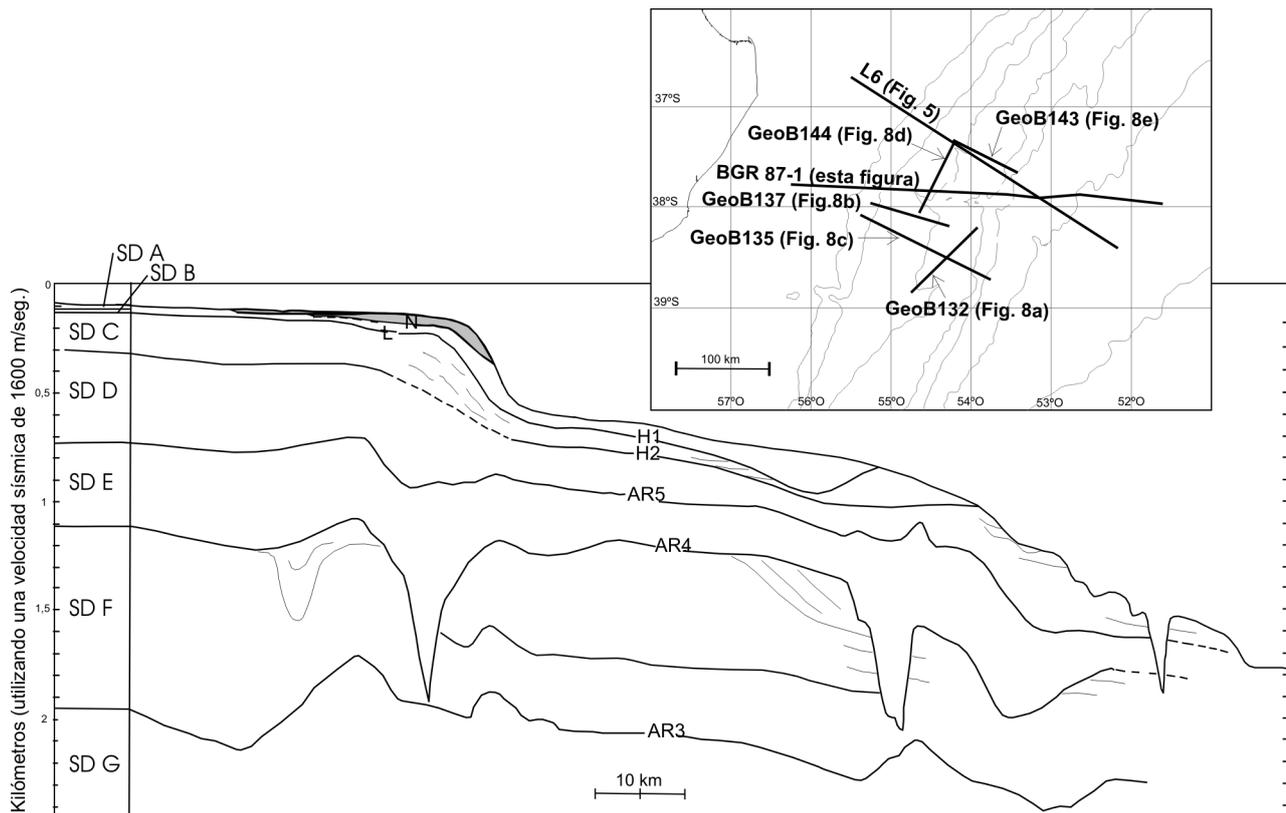


Figure 7. Síntesis de la arquitectura estratigráfica del sector de talud estudiado, realizada sobre la línea sísmica BGR 87-1 (modificado de Violante *et al.*, 2006). Esta figura contiene el mapa de ubicación de las líneas sísmicas ilustradas en figuras 5 y 8. **Figure 7.** Synthesis of the stratigraphic architecture in the studied area, represented by seismic line BGR 87-1 (modified after Violante *et al.*, 2006). This figure contains the location map for seismic lines illustrated in figures 5 and 8.

Tavella, 2005) (Figs. 2,6).

Secuencia Depositacional D (SD D)

Es de edad Mioceno medio-superior. Una de sus características esenciales es que el techo (horizonte reflector H2) muestra una morfología semejante a la del margen actual (Fig. 7). Tiene espesores de hasta 400 m, con velocidades sísmicas entre 2,15 y 2 km seg⁻¹. Su carácter sísmico es semitransparente con reflexiones subparalelas, aunque localmente muestra configuración caótica. En su parte inferior se desarrollan estructuras de progradación que señalan crecimiento del talud hacia el este, mientras que en la parte superior hay estructuras retrogradantes con megaóndulas (Fig. 8a-d). En esta unidad continúa el desarrollo del *drift* contornítico (Fig. 8b, c) descrito por Hernández-Molina *et al.* (2009) cuya formación comenzó en la unidad anterior, en este caso representado por la unidad sísmica denominada IU de esos autores. Se presentan paleocanales rellenos con sedimentos que indican migración

lateral, y en la Terraza Ewing hay evidencias de procesos erosivos intensos probablemente asociados a formación de cañones submarinos. Los sedimentos que la componen se infieren de carácter arcilloso, tal como aparecen en el subsuelo de la plataforma adyacente donde predominan arcillas y lutitas de ambiente marino en facies regresivas y transgresivas equivalentes a la parte superior de la Fm. Valeria (*sensu* Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005) y a la Fm. Paraná (*sensu* Yrigoyen, 1975, 1999) (Figs. 2,6).

Secuencia Depositacional C (SD C)

La unidad es de edad Plioceno inferior, y su configuración interna ya muestra aspectos morfológicos típicos del talud actual (Fig. 7). El espesor no sobrepasa los 200 m y sus velocidades sísmicas son menores a 2 km seg⁻¹. Sísmicamente es homogénea, con horizontes subparalelos de gran extensión lateral, parcialmente con estructuras progradantes, y con canales que muestran evidencias de migración y relleno (Fig. 8a-d). En el borde

exterior de la Terraza Ewing se manifiestan algunas estructuras retrogradantes de carácter caótico. Los sedimentos son arcillosos de facies marinas profundas, lateralmente correlacionables hacia plataforma con la Fm. Los Cardos (*sensu* Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005) (Figs. 2, 6).

Secuencia Depositacional B (SD B)

De edad Plioceno medio-superior. Tiene espesores menores a 200 m. Su configuración sísmica interna es de reflectores paralelos a techo y base, que muestran niveles agradantes en el talud superior y Terraza Ewing (Fig. 8a-d). No hay registros litológicos de sus sedimentos, aunque en plataforma se mencionan (Tavella y Wright, 1999) areniscas y arcillas en una disposición que evidencia probables progradaciones deltaicas, las que indudablemente pasarían hacia el talud a facies más profundas. Es correlacionable con las Fms. Puelches Equivalente (Yrigoyen, 1975, 1999) y Pipinas (Tavella y Wright, 1996, Tavella, 2005) (Figs. 2, 6).

Secuencia Depositacional A (SD A)

Corresponde a la parte superior del registro sedimentario que comprende al Plioceno superior-Cuaternario. Su espesor es de solamente algunas pocas decenas de metros. Sísmicamente se caracteriza por reflexiones paralelas. Se evidencian facies de depósitos de carácter turbidítico-contornítico así como deslizamientos y evidencias de activos procesos de erosión-acumulación. Los sedimentos recolectados en testigos están caracterizados por arcillas y fangos no consolidados con delgadas intercalaciones de arenas (Fig. 5), que representan facies marinas profundas formadas en coincidencia con (y probablemente afectadas por) las transgresiones-regresiones marinas de origen glacioeustático.

DISCUSIÓN

La arquitectura y estructura sedimentaria del talud del este bonaerense revelan una gran variabilidad en los procesos de gradación a largo término que intervinieron en su historia evolutiva y configuración. A los fines de una mejor comprensión de los aspectos involucrados se estructura el contenido de este capítulo en dos ítems, uno relacionado con

la evolución del talud a nivel regional y otro con el origen del Cañón Submarino Mar del Plata y la Terraza Ewing.

Evolución del Talud y Características de las Secuencias Depositacionales

El inicio de la historia geológica de la región es considerado aquí a partir de fines del Cretácico. Desde entonces hasta el Eoceno medio (SD G y F), cuando globalmente dominaron altas temperaturas y niveles del mar muy por encima del actual, se formaron secuencias sedimentarias en cuencas relativamente someras aunque en expansión y profundización asociadas a los procesos de apertura del Atlántico. En la cuenca del Salado, aquellas secuencias están representadas por unidades equivalentes a las Fms. Gral. Belgrano-Las Chilcas-Gral. Paz (*sensu* Tavella y Wright, 1996; Tavella, 2005), de las cuales las primeras representan la primera ingresión regional post-apertura de Gondwana en las cuencas marginales.

El punto inicial hacia la construcción del talud está indicado por el horizonte reflector sísmico AR4, asociado al límite Eoceno-Oligoceno (base de la SD E) que representa según Hinz *et al.* (1999) una fuerte expansión regional inicial de los hielos de Antártida oriental hacia la plataforma; este evento -que también ha sido registrado en Antártida (Huber y Nof, 2006) y Sudáfrica (Wilbeboer Schut *et al.*, 2002; Wilbeboer SchutyUenzelmann-Neben, 2005)-habría modificado la circulación termohalina con el consiguiente efecto en los regímenes sedimentarios. A partir de ese momento se pasa de un estilo de sedimentación dominado por secuencias sedimentarias agradantes a otro de carácter progradante-retrogradante (Fig. 8) con labrado de cañones submarinos que representarían la construcción y extensión del talud iniciando su evolución hacia su configuración actual. En estas etapas comienzan a hacerse manifiestas las condiciones globales de descenso de temperaturas asociadas a grandes cambios morfológicos-oceanográficos que indujeron severas modificaciones en la circulación oceánica (Einsele, 2000; Zachos, *et al.*, 2001). Esto trajo aparejado modificaciones sustanciales en la dinámica del Atlántico suroccidental y la evolución sedimentaria que se refleja en la estratigrafía del MCA argentino en general y del talud bonaerense en particular.

La estructura interna caótica y características sedimentarias de las secuencias depositacionales

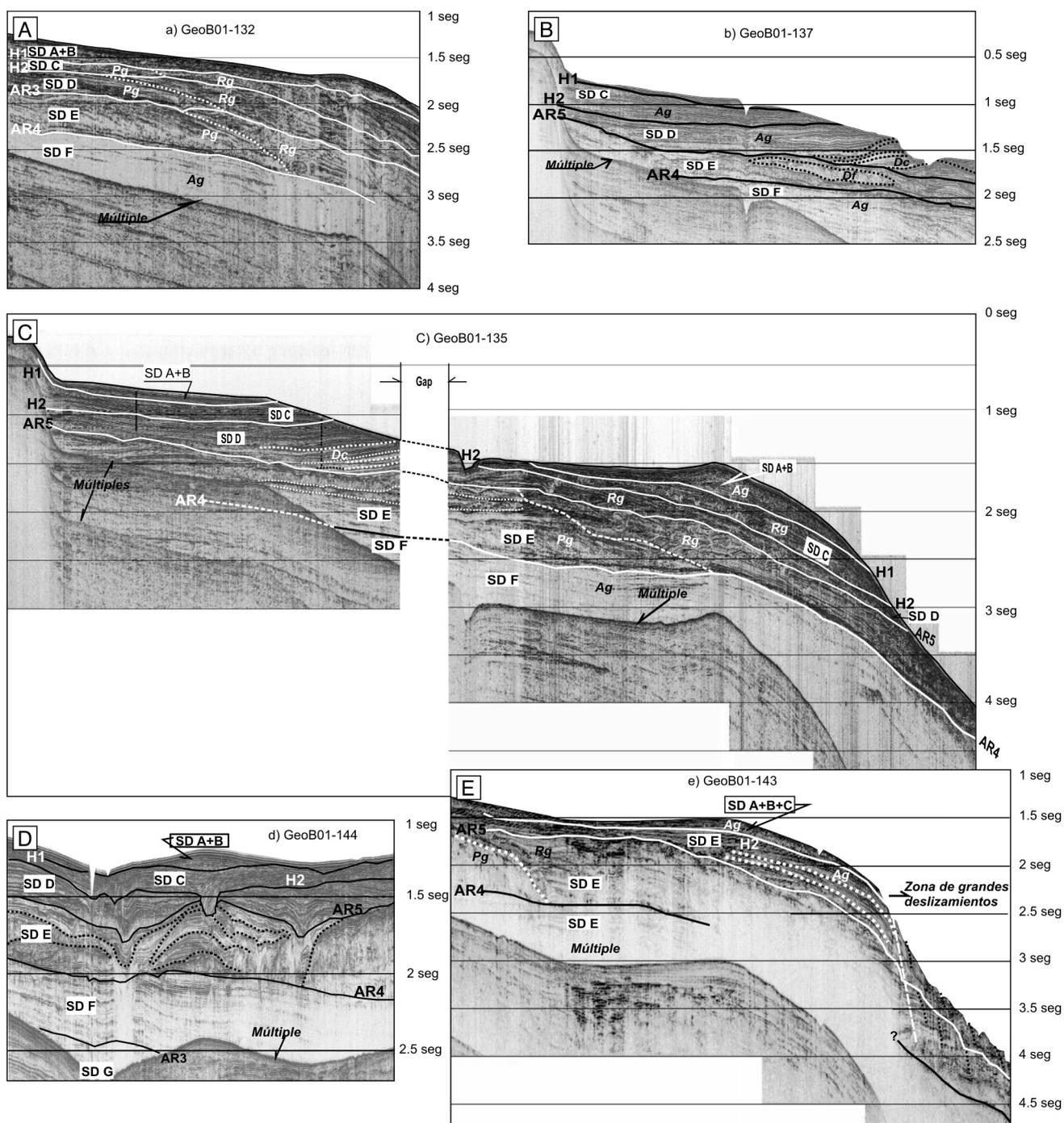


Figura 8. Registros sísmicos ilustrativos (obtenidos durante la campaña Meteor 49/2: a) GeoB-132; b) GeoB-137; c) GeoB-135; d) GeoB144; e) GeoB-143. Para ubicación ver mapa en figura 7.

Figure 8. Examples of seismic records obtained during Meteor Cruise 49/2: a) GeoB-132; b) GeoB-137; c) GeoB-135; d) GeoB144; e) GeoB-143. For location see figure 7.

post-horizonte reflector AR4 formadas a partir de fines del Eoceno (Fig. 8) reflejan la complejidad y alta dinámica de los procesos sedimentarios, entre los que se destacan importantes procesos turbidíticos que originaron grandes lóbulos sedimentarios progradantes, formación de niveles de flujos de

detritos (*debris-flows*) así como intensa acción de corrientes de contorno que dieron origen a las primeras secuencias retrogradantes con morfologías de grandes ondas y *drifts*. Estas etapas coincidieron con diversos eventos globales de enfriamiento al principio -coetáneos con la apertura del Pasaje de

Drake y la instalación de la Corriente Circumpolar Antártica-, luego un calentamiento con ocurrencia de transgresiones marinas, y finalmente dos fuertes períodos fríos regresivos, el último de los cuales está señalado por la discordancia de la base de la SD D (horizonte reflector AR5). Este horizonte representa una significativa discordancia regional que se extiende aún hacia Antártida (Hernández Molina *et al.*, 2004 y 2006; Maldonado *et al.*, 2006b) y Sudáfrica (Wildeboer Schut *et al.*, 2002; Wigley y Compton, 2006) indicando gran expansión de los hielos antárticos con eventos globales regresivos y fase final transgresiva, con marcado ascenso del nivel del mar en el continente sudamericano (Aceñolaza, 2000) coincidente a escala global con un mar alto (Haq *et al.*, 1987) e importante subsidencia regional (van Andel *et al.*, 1977, Kennett, 1982). Estos factores condicionantes favorecieron, a partir de AR5, un cambio substancial en el estilo de la sedimentación, ya que desde ese momento (inicio de la SD D) comienza a dominar una sedimentación más homogénea y estratificada de granulometrías más finas en cuencas marinas más profundas con desarrollo de enormes *drifts* contorníticos que de alguna manera sentaron las bases para la configuración definitiva del talud y la Terraza Ewing.

A partir del horizonte sísmico H2 (Mioceno-Plioceno) los eventos climáticos globales llevaron a la instalación definitiva de las capas de hielo al este de Antártida (Einsele, 2000; Zachos *et al.*, 2001) y la aparición de las primeras evidencias glaciales en la Patagonia (Rabassa *et al.*, 2005). Esta etapa coincide con el inicio de la depositación de la SD C, cuando el talud comienza a evolucionar hacia su configuración actual al desarrollarse las secuencias netamente progradantes que llevaron a la extensión mar afuera de la Terraza Ewing y su conformación morfosedimentaria definitiva, si bien en parte de su borde exterior se manifiestan secuencias retrogradantes que señalan todavía la influencia importante de corrientes marinas profundas. Es llamativa la configuración de H2 con una morfología semejante a la del margen actual (Fig. 7), lo que indica que allí parece haber comenzado el modelado final del talud.

Desde el punto de vista de la arquitectura sísmica, las SD E, D y C están constituidas cada una por una sub-secuencia inferior progradante y una superior agradante-retrogradante (Fig. 8), evidenciando que entre el Eoceno superior y el Mioceno ocurrieron

procesos vinculados a las consecuencias de la interacción entre la circulación de las masas de agua oceánica y fluctuaciones relativas del nivel del mar. Esos procesos se tradujeron en una dinámica sedimentaria generadora de depocentros en los cuales se desarrollaron secuencias contorníticas y turbidíticas -respectivamente paralelas y transversales al talud-; dentro de cada unidad se evidencian intensos procesos erosivos que han dado origen a numerosas discordancias e interrupciones en las secuencias sedimentarias, probablemente durante grandes episodios regresivos que favorecieron el acercamiento progresivo de los procesos costeros de alta energía hacia el borde del talud. Esta evolución tuvo lugar en un marco de alternancia de períodos cálidos-fríos manifestados por sucesivas transgresiones y regresiones marinas en una tendencia progresiva de enfriamiento que tuvo su culminación en el Plioceno superior-Cuaternario con la depositación de las SD B y A.

Considerando toda la secuencia estudiada en su conjunto, el espesor de sedimentos acumulados desde el Eoceno en el talud bonaerense estaría en el orden de los 1000 m, lo que señalaría, para los 35 ma transcurridos, una depositación promedio de 1 m/35.000 a (2,8 cm/1000 a), aunque la heterogeneidad de procesos sedimentarios y abundancia de discordancias erosivas no permite estimar una tasa de sedimentación efectiva ni un patrón constante en la dinámica sedimentaria. Seguramente la tasa de sedimentación real debe haber sido muy superior, con períodos intermedios de fuerte erosión. Como dato comparativo puede mencionarse el valor de 3,1 cm/1000 a que Ewing *et al.* (1971) determinan para el postglacial de la Cuenca Argentina, que se incrementó a 6,8 cm durante la última glaciación. Es evidente que los hiatus por remoción de sedimentos en el frente del talud han sido altamente significativos, con momentos de alta dinámica y otros de dinámica casi nula durante los cuales la región estuvo casi carente de aportes sedimentarios. La compactación progresiva de las capas inferiores por carga sedimentaria (que de acuerdo a otros ejemplos mundiales podría llegar al 20% del espesor sedimentario, Pratson *et al.*, 2007) introduce errores adicionales imposibles de discriminar. También debe tenerse en cuenta el incremento en la sedimentación marina global a partir del Mioceno (Thiede *et al.*, 1980), lo que es particularmente importante para el talud continental argentino que ha estado afectado

por el ascenso de la vecina cordillera andina (Turic *et al.*, 1996) y el consecuente incremento en los aportes sedimentarios hacia la cuenca oceánica a partir del horizonte reflector AR5.

Origen del Cañón Submarino Mar del Plata y de la Terraza Ewing

Dentro del contexto planteado, la formación de cañones submarinos constituye un elemento significativo en la historia evolutiva de la región. Se infiere que el origen del Cañón Mar del Plata está asociado a la acción de procesos profundos posiblemente vinculados a corrientes de turbidez que han actuado desde el Eoceno, posiblemente afectadas en su intensidad durante las sucesivas fluctuaciones del nivel del mar con comportamientos diferentes durante los estadios de nivel del mar alto y bajo, seguramente con mayor actividad en estos últimos (considerando los argumentos sustentados por Pickering *et al.*, 1989; Viana *et al.*, 2002; Canals *et al.*, 2006; entre otros). Las características sísmicas, así como las evidencias de intercalaciones arenosas en los fangos del talud presentes en los testigos estudiados, revelan la importancia de la acción turbidítica. No se han encontrado hasta el momento evidencias de control tectónico en la conformación del cañón. La disposición del horizonte reflector N en el borde exterior de la plataforma en transición al talud permite inferir que el cañón se habría formado a partir del Plioceno superior, conclusión ya esbozada por Paterlini *et al.* (2005).

La desconexión de la cabecera del cañón con la plataforma adyacente podría indicar que aquél se habría originado por procesos propios del talud con escasa a nula influencia fluvial. Es significativo que la isobata de 500 m sea la más alta afectada por la cabecera del cañón, lo cual indicaría que los procesos de su formación y/o su profundización no habrían provenido del continente. En concordancia con esto, relevamientos recientes con sonda Parasound efectuados por el B.O. Meteor a lo largo de la isobata de 70 m entre la desembocadura del Río de la Plata y la latitud de Mar del Plata (Campaña M78/3, Violante, 2009), no revelaron evidencias de valles sumergidos o cubiertos por sedimentos que pudieran indicar alguna conexión entre el cañón y la plataforma, si bien estos estudios deberían profundizarse. De cualquier manera es razonable presuponer que la dinámica del cañón podría haber sido mayor

durante etapas de nivel del mar bajo cuando la línea de costa se ubicaba mucho más cerca de su cabecera, procesos que probablemente no pudieron sostenerse durante las etapas de nivel del mar alto o en ascenso con un litoral más alejado.

Por otra parte, la Terraza Ewing situada en el talud medio es uno de los rasgos más importantes en la morfodinámica de la región, representando una geoforma constituida por depósitos sedimentarios resultantes del transporte por corrientes marinas de sur a norte a lo largo del margen durante el Cenozoico (Ewing y Lonardi, 1971), conformando significativos rasgos de acumulación-erosión de extensión regional que han dado origen a importantes depósitos contorníticos y turbidíticos (Hernández-Molina *et al.*, 2008a, b, 2009). Estos grandes depósitos son equivalentes a los inmensos campos de ondas sedimentarias (*drifts*) formados por procesos oceanográficos asociados a la circulación de corrientes profundas combinados con depósitos gravitacionales, que se extienden tanto en regiones antárticas (Maldonado *et al.*, 2003, 2006a; Hernández-Molina *et al.*, 2006) como en el margen de Brasil (Massé *et al.*, 1998; Viana, 2002; Viana *et al.*, 2002), señalando una dinámica muy particular del Océano Atlántico suroccidental. El sector de talud estudiado tiene la particularidad de presentar rasgos erosivos dominantes –en parte manifestados por el biselado de la superficie de la Terraza Ewing que muestra en su extremo distal norte una forma de rampa inclinada hacia el norte-, al tiempo que en relación a los procesos sedimentarios, y dentro de un esquema regional, los procesos turbidíticos son aquí más importantes que los contorníticos en función del progresivo debilitamiento de las corrientes de contorno, que llegan al extremo norte del MCA con capacidad reducida en su carga sedimentaria (Hernández Molina *et al.*, 2008a, b, 2009).

En las secuencias post-miocenas de la Terraza Ewing se evidencian diferentes procesos morfosedimentarios, particularmente en sus niveles superiores (de edad Cuaternario) que revelan facies asociadas a las transgresiones y regresiones marinas de carácter glacioeustático aunque en facies profundas de depósitos de deslizamientos, turbiditas, contornitas y otros procesos propios de ese ambiente, los dos primeros probablemente reactivados durante etapas de nivel del mar más bajo que el actual cuando la línea de costa se encontraba muy cerca del borde plataforma-talud.

CONCLUSIONES

El talud septentrional del MCA constituye un complejo sistema sedimentario en un contexto de sedimentación silicoclástica terrígena, cuya evolución durante el Cenozoico resultó de la combinación de procesos de agradación, progradación, retrogradación y formación de cañones submarinos bajo la influencia de procesos profundos (corrientes paralelas y transversales al talud).

Desde el punto de vista de la arquitectura y constitución estratigráfica, el talud contiene secuencias depositacionales en facies marinas cuyas estructuras sedimentarias reflejan la acción de corrientes de contorno asociadas a la circulación de masas de agua oceánica procedentes del sector antártico, la ocurrencia de procesos turbidíticos, el efecto de procesos asociados a fluctuaciones relativas del nivel del mar y la excavación de cañones submarinos. Las discordancias mayores que limitan a las secuencias depositacionales coinciden con períodos fríos asociados a importantes descensos del nivel del mar con significativa excavación del sustrato. De esta manera se infiere que los procesos regresivos han tenido una gran significación como los mayores modeladores del sustrato. Los períodos de nivel del mar en ascenso, alto o en descenso se han caracterizado por su carácter constructivo con mayor tasa de sedimentación.

La secuencia sedimentaria cenozoica, analizada a través de la configuración de las diferentes unidades sismoestratigráficas (y su posterior interpretación como Secuencias Depositacionales) revela una transición gradual de capas con ausencia de reflexiones en la base, hacia reflexiones de mayor amplitud y frecuencia más alta hacia arriba, lo que estaría indicando aumento progresiva de los niveles de energía coherentes con la mayor dinámica y progradación del margen.

La irregularidad morfológica que la mayoría de los horizontes sísmicos adquieren en el borde exterior de la Terraza Ewing en la zona de las cabeceras del cañón Mar del Plata, estaría indicando que el talud comenzó a evolucionar desde el Eoceno al tiempo que ocurría un cambio en el estilo de sedimentación, aunque es a partir del Mioceno medio cuando se comienza a esbozar la configuración actual del talud que se establece definitivamente en el Plioceno; por otra parte, los procesos de erosión-depositación vinculados a la generación de cañones

precedentes al actual hoy parcialmente rellenos vendrían ocurriendo ya desde tiempos del Paleogeno inferior, aunque el cañón en su configuración actual demuestra evidencias de formación recién en épocas pliocenas a partir del horizonte reflector N.

Esta sucesión de procesos modeló el sustrato dejándolo preparado para la depositación de los sedimentos cuaternarios, vinculados esencialmente a las consecuencias derivadas de los procesos transgresivo-regresivos de carácter glacioeustático tanto en el borde de la plataforma donde el nivel del mar afectó directamente al sustrato, como en la porción superior del talud donde ocurrieron procesos sedimentarios de gradación asociados a eventos submarinos (deslizamientos, corrientes longitudinales y transversales).

La evolución de la región puede sintetizarse en 4 etapas:

Etapa 1: Agradacional. Edad: Cretácico-Eoceno. Predominio de subsidencia térmica, alta tasa de sedimentación con fuerte acreción vertical del talud.

Etapa 2: Crecimiento del talud. Edad: Eoceno-Oligoceno-Mioceno medio. Conformación del margen pasivo. Se manifiesta la influencia de las masas de agua de origen antártico, con formación de secuencias sedimentarias que marcan períodos alternantes de progradación-retrogradación aunque con predominio de los primeros que hacen avanzar progresivamente el talud en dirección al mar. Se evidencia alta dinámica turbidítica y formación de cañones submarinos.

Etapa 3: Desarrollo de la Terraza Ewing. Edad: Mioceno medio-superior. Continúa la progradación del talud aunque con períodos alternantes de progradación-retrogradación-formación de cañones. La dinámica sedimentaria asociada a la circulación de las corrientes oceánicas favorece la formación de grandes depósitos contorníticos y la constitución de la terraza.

Etapa 4: Configuración actual del talud. Edad: Plioceno-Cuaternario. Conformación final del talud superior e inferior y Terraza Ewing. Desarrollo del Cañón Submarino Mar del Plata con sus características presentes.

Agradecimientos

Este trabajo corresponde al Proyecto ANPCyT – PICT 2003 N° 07-14417: “Estructura sedimentaria

del Cenozoico superior en el talud continental y emersión adyacentes a la desembocadura del Río de la Plata y su probable vinculación con cambios climáticos” (vigencia: julio 2005-enero 2010), el cual forma parte de un proyecto mayor: Proyecto Marco “Reconocimiento Geológico Geofísico del Margen Continental” llevado adelante por el Grupo de Geología y Geofísica Marina del Servicio de Hidrografía Naval (GGGM).

Los datos recolectados por el B.O. Meteor forman parte del “Proyecto Especial de Investigación” (*Special Research Project -SFB 261*) de la Universidad de Bremen, Alemania, cuyo objetivo es obtener información para el Programa de Perforaciones Oceánicas (ODP), ejecutado en la región a través de las expediciones “GeoBremen South Atlantic 1999/2000” y “ODP South Atlantic 2001”.

Los autores agradecen a: los Sres. H.C. Martínez y A.J. de León (técnicos del GGGM) que participaron en las tareas de campaña, laboratorio y gabinete; al personal militar de las dotaciones del B.O. Puerto Deseado durante las campañas; y a los Dres. E. Rosello, P. Grandi, J. Quiroga, Ing. M. Carmona y Sr. C. Borzone (de la Secretaria de Energía y REPSOL-YPF) por su colaboración que facilitó obtener los informes correspondientes a los perfiles litológicos de los pozos Samar Dx-1 y Dorado x-1.

La participación del Dr. F.J. Hernández-Molina en diversas etapas de elaboración de este trabajo fue facilitada por su estadía en la División Geología y Geofísica Marina del Servicio de Hidrografía Naval (Referencia: PR2007-0138) con el apoyo de los Proyectos CONTOURIBER (CTM 2008-06399-C04/MAR) y GLOBANT (CTM2008-06386-CO2/ANT).

La integración al GGGM de la Dra. G. Bozzano y la Lic. L. Segovia fue posible a través Becas de nivel superior e inicial respectivamente de la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica para el Proyecto ANPCyT – PICT 2003 N° 07-14417.

Se agradece a los revisores, Dr. Gerardo Perillo y otro árbitro anónimo, así como a los editores de LAJSBA, por las valiosas opiniones vertidas y sugerencias realizadas que permitieron mejorar substancialmente el contenido del trabajo.

Este trabajo está dedicado al Dr. Gerardo Parker, Jefe de la Sección Geología Marina del Servicio de Hidrografía Naval hasta 2005, quien fuera el impulsor, organizador e iniciador de los proyectos de investigación para el estudio del talud continental.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza, F.G.**, 2000, La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En: Aceñolaza F.G. y Herbst R. (Eds.), *El Neógeno de Argentina*. INSUGEO, Tucumán, Serie Correlación Geológica, 14:9-27.
- Amoco Andina Production Company**, 1994. *Final Well Report Dorado x-1*. Geoservices S.A. Sucursal Argentina. (inédito)
- Argentine Sun Oil Company**, 1969. *Informe de terminación de Pozo Sb III Samar-D x-1*. (inédito).
- Arhan, M., X. Carton, A. Piola, y W. Zenk**, 2002. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin: *Journal of Geophysical Research*, 107 (C1):7.1-7.12.
- Bearmon, G. (Ed.)**, 1989. *Ocean chemistry and deep-sea sediments*. The Ope University. Pergamon, 134 pp.
- Berger, W.H. y G. Wefer**, 1996a. Central themes of South Atlantic Circulation. En: G. Wefer et al. (Eds.), *The South Atlantic, Present and Past Circulation*. Springer-Verlag:1-11.
- Berger, W.H. y G. Wefer**, 1996b. Expeditions into the past: Paleooceanographic studies in the South Atlantic. En: G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler y D.J. Watt (Eds.), *The South Atlantic, Present and Past Circulation*. Springer-Verlag:363-410.
- Bleil, U., M. Britzke, H. Buschhoff, T. von Dobeneck, A. Dürkopp, I. Ehrhardt, I. Engelbrecht, M. Giese, F. Gingele, S. Hacke, R. Haese, C. Hensen, S. Hinrichs, C. Höll, E. Holmes, B. Jahn, A. Janke, S. Kasten, N. Nowald, S. Otto, H. Petermann, M. Raulfs, U. Rosiak, A. Schmidt, M. Scholz y M. Zabel**, 1994. *Report and preliminary results of Meteor Cruise 29/2, Montevideo-Rio de Janeiro, 15/07/1994-08/08/1994*. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen, N° 59:153 pp.
- Bleil, U., A. Alin, T. Bickert, W. Böke, M. Breitzke, S. Drachenberg, E. Eades, T. Frederichs, M. Frenz, V. Heuer, C. Hilgenfeldt, V. Hopfau, A. de León, H. von Lom-Keil, K. Michels, K. Pfeifer, U. Rosiak, C. Rühlemann, M. Segl, V. Spieß, R.A. Violante, S. Watanabe, T. Westerhold y N. Zatloucal**, 2001. *Report and preliminary results of Meteor Cruise 46/3, Montevideo-Mar del Plata, 4/01/2000-7/02/2000*. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen, N° 172:161 pp.
- Bozzano, G., S. Marcolini y R.A. Violante**, 2008. Régimen deposicional de los sedimentos en el sector norte del Talud Continental Argentino. 2008. *XVII Congreso Geológico Argentino*, S.S. de Jujuy, Actas III: 1187-1188.
- Canals, M., P. Puig, X.D. de Madron, S. Heussner, A. Palanques y J. Fabres**, 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444: 354-357.
- Carter, L. y G. Cortese**, 2009. Change in the Southern Ocean: responding to Antarctica. En: J. Brigham-Grette, R. Powell, L. Newman y T. Kiefer (Eds.), *PAGES News: change at the Poles, a paleoscience perspective*, IGBP-PAGES (Past Global Changes), PAGES International Project Office, 17 (1): 30-32.
- Cavallotto, J.L. y R.A. Violante**, 2007. Factores que controlaron la sedimentación durante el Cenozoico en el margen continental bonaerense. *6as. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Mar del Plata, diciembre 2007. G. Bértola, M. Osterrieth y M. Bernasconi (Eds.), Actas de Resúmenes: 103.
- Cavallotto, J.L. y R.A. Violante**, 2008. Las unidades sismoestratigráficas del Cenozoico en las adyacencias del cañón submarino Mar del Plata y principales aspectos climáticos y tectónicos regionales condicionantes de su deposición. *XVII Congreso Geológico Argentino*, S.S. de Jujuy, Actas III: 1191-1192.
- Chelton, D.B., M.C. Schlax, D.L. Witter y G.J. Richman**, 1990.

- Geosat Altimeter Observations of the Surface Circulation of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C10): 17877-17903.
- Costa, I.P., L. Segovia, C.M. Paterlini y R.A. Violante**, 2007. Evolución de las terrazas del talud continental superior en el área que comprende al cañón submarino Mar del Plata. 2007. *6as. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Mar del Plata. Resúmenes: 104.
- Díaz, H.F. y V. Markgraff**, 1992. *El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 96 pp.
- Diekmann, B., D.K. Fütterer, H. Grobe, C.D. Hillenbrand, G. Kuhn, K. Michels, R. Petschick y M. Pirrung**, 2004. Terrigenous sediment supply in the Polar to Temperate South Atlantic: Land-Ocean links of environmental changes during the Late Quaternary. En: G. Wefer, S. Mulitza y V. Ratmeyer (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer-Verlag: 375-399.
- Einsele, G.**, 2000. *Sedimentary basins, evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin, 2ª Ed., 792 p.
- Ewing, M. y A. Lonardi**, 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 5: Sedimentary structure of the Argentine Margin, basin and related provinces. En: L.H. Ahrens *et al.* (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, VIII: 125-249.
- Ewing, M., S.L. Eittreim, J.I. Ewing y X. Le Pichon**, 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. 3: Nepheloid layer and processes of sedimentation. En: L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn y H.C. Urey (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, VIII: 49-78.
- Faugères, J.C., M.L. Mezerai y D.A.V. Stow**, 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology* 82 (1-4):189-203.
- Flood, R.D. y A.N. Shor**, 1988. Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. *Deep-Sea research* 35 (6):943-971.
- Franke, D., S. Neben, S. Ladage, B. Schreckenberger y K. Hinz**, 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology* 244:46-67.
- Frenz, M., R. Höppner, J.-B.W. Stuut, T. Wagner, T. y R. Henrich**, 2004. Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American Continental Margin in Southwest Atlantic. En: G. Wefer, S. Mulitza y V. Ratmeyer (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer-Verlag: 347-373.
- Gladchenko, T.P., K. Hinz, O. Eldholm, H Meyer, S Neben y J. Skogseid**, 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal Geological Society of London* 154:456-470.
- Goni, G., S. Kamholz, S. Garzoli y D. Olson**, 1996. Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. *Journal of Geophysical Research* 101 (C7): 16273-16289.
- Haq, B.U., J. Hardenbol y P.R. Vail**, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- Hastenrath, S.**, 1982. On meridional heat transport in the World Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 12: 922-927.
- Hernández-Molina, F.J., R.D. Larter, M. Rebesco y A. Maldonado**, 2004. Miocene changes in bottom current regime recorded in continental rise sediments on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letter* 31: L22606-L22611.
- Hernández-Molina, F.J., R.D. Larter, M. Rebesco y A. Maldonado**, 2006. Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology* 228:93-116.
- Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, P. Marshall, M. de Isasi, M. L. Somoza y R.A. Violante**, 2008a. The Argentine Continental Slope Contourite Depositional System. En: A. Tripaldi y G. Veiga (Eds.), *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, Buenos Aires, Resúmenes: 83.
- Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza y R.A. Violante**, 2008b. The evolution of the Contourite Depositional System in the Argentine Margin: Influence and Global Implications of Antarctic Water Masses. En: A. Tripaldi y G. Veiga (Eds.), *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, Buenos Aires, Resúmenes: 84.
- Hernández-Molina, F.J., C.M. Paterlini, R.A. Violante, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza y M. Rebesco**, 2009. A contourite depositional system on the Argentine Slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37 (6):507-510.
- Hinz, K., S. Neben, B. Schreckenberger, H.A. Roeser, M. Block, K. Gonzalez de Souza y H. Meyer**, 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology* 16:1-25.
- Huber, M. y D. Nof**, 2006. The ocean circulation in the Southern Hemisphere and its climatic impacts in the Eocene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 231: 9-28.
- Kennett, J.**, 1982. *Marine Geology*, Prentice Hall, 813 pp.
- Klaus, A. y M.T. Ledbetter**, 1988. Deep-sea sedimentary processes in the Argentine Basin revealed by high-resolution seismic records (3.5 kHz echograms). *Deep-Sea Research*. 40: 899-917.
- Light, M.P.R., M.L. Keeley, M.P. Maslany y C.M. Urien**, 1993. The tectono-stratigraphic development of Patagonia, and its relevance to hydrocarbon exploration. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4):465-482.
- Lonardi, A. y M. Ewing**, 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. En: L.H. Ahrens *et al.* (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. Pergamon Press, London, VIII: 253-264.
- Maamaatuaiahutapu, K., V.C. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid y A. Bianchi**, 1994. Spring and winter water mass composition in the Brazil-Malvinas Confluence. *Journal of Marine Research*. 32:397-425.
- Maldonado, A., A. Barnolas, F. Bohoyo, J. Galindo-Zaldivar, F.J. Hernández-Molina, F.J. Lobo, J. Rodríguez-Fernandez, L. Somoza y J.T. Vazquez**, 2003. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic circumpolar current and the Weddell gyre flow. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 198: 187-221.
- Maldonado, A., A. Barnolas, F. Bohoyo, C. Escutia, J. Galindo-Zaldivar, F.J. Hernández-Molina, A. Jabaloy, F.J. Lobo, C.H. Nelson, J. Rodríguez-Fernandez, L. Somoza y J.T. Vazquez**, 2006a. Miocene to Recent drift development in the northern Weddell Sea (Antarctica). En: D.K. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Millar y F. Tessensohn, F. (Eds), *Antarctica: contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Cap. 8.5: 441-446.
- Maldonado, A., F. Bohoyo, J. Galindo-Zaldivar, F.J. Hernández-Molina, A. Jabaloy, F.J. Lobo, J. Rodríguez-Fernandez, E. Surinach y J.T. Vazquez**, 2006b. Ocean basin near the Scotia and Antarctic Plate boundary: influence of the tectonics

- and paleoceanography on the Cenozoic evolution. *Marine Geophysical Researches*. 27:83-107.
- Marcolini, S.**, 2005. Mineralogía de los sedimentos de la plataforma como posible indicador de cambios de circulación atmosférica y oceánica. *V Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar*, Mar del Plata, Resúmenes: 82.
- Marcolini, S. y G. Bozzano**, 2007. Caracterización sedimentológica y mineralógica de los depósitos recientes del Margen Continental Argentino. En: G. Bértola, M. Osterrieth y M. Bernasconi (Eds.), *6as. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Mar del Plata, Actas de Resúmenes: 106.
- Markgraf, V.**, 2001. *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, 454pp.
- Massé, L., J.C. Faugères y V. Hrovatin**, 1998. The interplay between turbidity and contour current processes on the Columbia Channel fan drift, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*. 115:111-132.
- Mata, J. L., M., Campos, E. Basso, R.H. Compagnucci, P. Fearnside, G. Magrin, J. Marengo, A.S.R. Moreno, A. Suárez, S. Solman, A. Villamizar, L. Villers, F. Argenal, C. Artigas, M. Cabildo, J. Codignotto, U. Confalonieri, V. Magaña, B. Morales-Arno, O. Oropeza, J. Pabón, J. Paz, O. Paz, F. Picado, G. Poveda, J. Tarazona y W. Vargas**, 2001. "Latin America". En: J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken y K.S. White (Eds.), *Climate Change 2001. Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the 3rd Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press: 693-734.
- Mianzan, H., C. Lasta, M. Acha, R. Guerrero, G. Macchi y C. Bremec**, 2001. Río de la Plata Estuary, Argentina-Uruguay. En: U. Seeliger y B. Kjerfve (Eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Springer-Verlag, Ecological Studies 144 (13): 185-204.
- Mitchum, J.R., R.M. Vail y P.R. Sangree**, 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, Tulsa, Memoir 26: 117-134.
- Mohriak, W.U., B.R. Rosendahl, J.P. Turner y S.C. Valente**, 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. En: M.A. Menzies, S.L. Klemperer, C.J. Ebinger y J. Baker (Eds.). Volcanic rifted margins, *Geological Society of America*, Special Paper 362: 159-202.
- Mollenhauer, G., J.F. McManus, A. Benthien P.J. Müller y T.I. Egliton**, 2006. Rapid lateral particle transport in the Argentine basin: molecular ¹⁴C and ²³⁰Th_{xs} evidence. *Deep-Sea Research*, I, 53: 1224-1243.
- Neben, S., B. Schreckenberger, J. Adam, T. Behrens, C. Bönnemann, Ü. Demir, D. Franke, I. Heyde, G. Kallaus, D. Ladage, C. Müller, U. Schrader, J. Sievers, E. Surburg y T. Temmler**, 2005. *Research Cruise BGR04 - ARGURU - Geophysical Investigations offshore Argentine & Uruguay with Akademik Alexandr Karpinsky*. Buenos Aires-Buenos Aires, 19/11/ 2004 - 19/12/2004. *Cruise Report and Preliminary results*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. 99 págs.
- Onken, R.**, 1995, The Spreading of Lower Circumpolar Deep Water in the Atlantic Ocean: *Journal of Physical Oceanography*. 25 (12):3051-3063.
- Parker, G., R.A. Violante y C.M. Paterlini**, 1996. Fisiografía de la Plataforma Continental. En: V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. 1996. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo, 1:1-16.
- Parker, G., C.M. Paterlini y R.A. Violante**, 1997. El Fondo Marino. En: E.E. Boschi (Ed.), *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros*, INIDEP, Mar del Plata, 1: 65-87.
- Parker, G., C.M. Paterlini, R.A. Violante, I.P. Costa, S. Marcolini y J.L. Cavallotto**, 1999. *Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior del noreste bonaerense)*. Servicio Geológico y Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín N° 273: 86 p.
- Parker, G., C.M. Paterlini, R.A. Violante, I.P. Costa, S. Marcolini y J.L. Cavallotto**, 2005. Geología submarina: Plataforma continental frente a Mar del Plata, Provincia de Buenos Aires, 2005. *XVI Congreso Geológico Argentino*, la Plata. Actas III: 817-824.
- Parker, G., R.A. Violante, C.M. Paterlini, S. Marcolini, I.P. Costa y J.L. Cavallotto**, 2008. Las secuencias sismoestratigráficas del Plioceno-Cuaternario en la Plataforma Submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 15 (2):105-124.
- Paterlini, C.M., R.A. Violante, I.P. Costa, S. Marcolini C. Laprida, N. García Chapori y G. Parker**. 2005 Fisiografía y edad del cañón submarino Mar del Plata. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Actas III: 809-816.
- Perillo, G.M.E. y J. Kostadinoff**, 2005. Margen Continental de la Provincia de Buenos Aires. En: Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires, *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata: 277-292.
- Perillo, G.M.E., M.C. Piccolo y J. Marcovecchio**, 2005. Coastal Oceanography of the Western South Atlantic continental shelf (33°S to 55°S). En: A.A. Robinson y K. Brink (Eds.). COASTS Interdisciplinary Global Coastal Ocean Study. *The Sea*, 14, J.Wiley & Co., New York: 295-327.
- Piccolo, M.C.**, 1998. Oceanography of the Western South Atlantic continental shelf from 33°S to 55°S. En: A.R. Robinson y K.H. Brink (Eds.), *Coastal Oceanography, The Sea*. J. Wiley & Sons: 253-271.
- Pickering, K.T., R.N. Hiscott y F.J. Hein**, 1989. *Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman Ltd. London, 416 pp.
- Piola, A.R. y A.L. Gordon**, 1989. Intermediate waters in the Southwest South Atlantic. *Deep Sea Research*, 36-1: 1-16.
- Piola, A.R. y R.D. Matano**, 2002. Brazil and Falklands (Malvinas) corrientes. En: J.H. Steele, S.A. Thorpe y K.K. Turekian (Eds.), *Encyclopedia of Oceanic Sciences*, Academic Press, San Diego: 340-349.
- Piola, A.R. y A.L. Rivas**, 1997. Corrientes en la Plataforma Continental. En: E.E. Boschi (Ed.), *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros*, INIDEP, Mar del Plata, 1:119-132.
- Piola, A.R., E.J.D. Campos, O.O. Möller Jr., M. Charo y C. Martínez**, 2000. Subtropical Shelf front off Eastern South America. *Journal of Geophysical Research*. 105 (C3):6565-6578.
- Piola, A.R., Matano, R.P., E.D. Palma, O.O. Möller Jr. y E.J.D. Campos**, 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf, *Geophysical Research Letters*, 32, L01603, doi: 10.1029/2004GL021638.
- Piola A.R., O.O. Möller Jr. R.A. Guerrero y E.J.D. Campos**, 2008. Variability of the subtropical shelf front off eastern South

- America: Winter 2003 and Summer 2004. *Continental Shelf Research*, 28: 1639-1648.
- Pratson, L.F., C.A. Nittrouer, P.L. Wiberg, M.S. Steckler, J.B. Swenson, D.A. Cacchione, J.A. Karson, A.B. Murray, M.A. Wolinsky, T.P. Gerber, B.L. Mullenbach, G.A. Spinelli, C.S. Fulthorpe, D.B. O'Grady, G. Parker, N.W. Driscoll, R.L. Burger, C. Paola, D.L. Orange, M.E. Field, C.T. Friedrichs y J.J. Fedele**, 2007. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. En: C.A. Nittrouer *et al.* (Eds.), *Continental Margin Sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ., Sp. Publ. N° 37: 339-380.
- Rabassa, J., A.M. Coronato y M. Salemme**, 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 81-103.
- Reid, J.L.**, 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Progress in Oceanography*. 23: 149-244.
- Reid, J.L.**, 1996. On the circulation of the South Atlantic. En: Wefer, G., Berger, W., Siedler, G. y Webb, J. (Eds.), *The South Atlantic-Present and Past Circulation*. Springer Verlag, Berlin: 13-44.
- Ramos, V.A.**, 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo: Buenos Aires: 385-404.
- Schumann, T.K.**, 2002. *The hydrocarbon potential of the deep offshore along the Argentina Volcanic rifted margin: a numerical simulation*. PhD. Thesis, Univ. Hamburgo (Alemania), 244 pp.
- Segovia, L. y R.A. Violante**, 2007. Características sísmicas de megaestructuras sedimentarias cenozoicas en la terraza y talud inferior del sector bonaerense del Margen Continental argentino. *6as. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Mar del Plata. Resúmenes: 105.
- Speer, K., W. Zenk, G. Siedler, J. Pätzold y K. Heidland**, 1992. First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic. *Earth Planet Science Letters*. 113:287-292.
- Spieß, V., N. Albrecht, T. Bickert, M. Breitzke, M. Brüning, A. Dreyzehner, U. Groß, D. Krüger, H. von Lom-Keil, H.-J. Möller, M. Nimrich, W.-T. Ochsenhirt, T. Rudolf, C. Seiter, T. Truscheit, R.A. Violante y T. Westerhold**, 2002. *ODP Südatlantik 2001, Part 2, Cruise N° 49, Leg. 2*. Meteor Berichte 02-1, 57 pp.
- Tavella, G.F.**, 2005. Cuenca del Salado. En: de Barrio, R.E. *et al.* (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Relatorio: 459-472.
- Tavella, G.F. y C.G. Wright**, 1996. Cuenca del Salado. En: V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo: Buenos Aires: 95-116.
- Thiede, J., T. Agdestein y J.E. Strand**, 1980. Temporal and spatial variations of the Upper Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the deep North Atlantic Ocean. *Marine Geology*. 36 (1-2): M11-M19.
- Turic, M.A., A.V. Nevistic y G. Rebay**, 1996. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental. En: V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo: Buenos Aires: 405-423.
- Urien, C.M. y M. Ewing**, 1974. Recent sediments and environments of Southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Río Negro Continental Shelf. En: C. Burk y Ch. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York: 157-177.
- Urien, C.M. y J.J. Zambrano**, 1996. Estructura del Margen Continental. En: V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. 1996. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo, 3: 29-65.
- Urien, C.M., L.R. Martins y I.R. Martins**, 1979. Modelos depositacionales en la Plataforma Continental de Río Grande do Sul, Uruguay y Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, Actas II: 639-658.
- van Andel, Tj. H., J. Thiede J.G. Sclater y W.W. Hay**, 1977. Depositional history of the South Atlantic during the last 125 million years. *Journal of Geology*. 85:651-98.
- Viana, A.R.**, 2002. Seismic expression of shallow to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian Margin. *Marine Geophysical Researches*. 22:509-521.
- Viana, A.R., C.M. Hercos, W. de Almeida Jr., J.L.C. Magalhães y S.B. de Andrade**, 2002. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos slope, SW Atlantic Margin. En: D.A.V. Stow *et al.* (Eds.), *Deep water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. Geological Society of London, Memoirs 22:249-259.
- Violante, R.A.**, 2009. *Informe sobre la campaña F/S Meteor 78/3, 1ª etapa (Montevideo-Montevideo, 18/5/2009-13/6/2009)*. COPLA, Comisión de Límites de la Plataforma Continental, 19 pp. (inédito).
- Violante, R.A. y G. Parker**, 2000. El Holoceno en las regiones costeras y marinas del noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (4):337-351.
- Violante, R.A. y G. Parker**, 2004. The post-Last Glacial Maximum transgression in the de la Plata river and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International* 114 (1):167-181.
- Violante, R.A., I.P. Costa, C.M. Paterlini y L.M. Segovia**, 2006. Marco Geológico del Cuaternario en la Plataforma Exterior-Talud Superior del sector este-Bonaerense del Margen Continental Argentino. *Tercer Congreso Argentino del Cuaternario y Geomorfología*, Córdoba, I: 763-772.
- Violante, R.A., I.P. Costa, S. Marcolini, C.M. Paterlini, L. Segovia, J.L. Cavallotto, C. Laprida, N. García Chaporí, G. Bozzano, F.J. Hernández-Molina, T. Bickert y V. Spieß**, 2008a. Descripción morfosedimentaria de los ambientes de plataforma exterior-talud del este bonaerense. En: A. Tripaldi y G. Veiga (Eds.), *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, Buenos Aires, Resúmenes: 186.
- Violante, R.A., C.M. Paterlini, F.J. Hernández-Molina, P. Marshall, M. de Isasi, L. Somoza, I.P. Costa, L. Segovia, V. Spieß y T. Bickert**, 2008b. Los rasgos erosivos y depositacionales del sector norte del talud continental argentino. En: A. Tripaldi y G. Veiga (Eds.), *XII Reunión Argentina de Sedimentología*,

- Buenos Aires, Resúmenes: 187.
- Violante, R.A., S. Marcolini, J.L. Cavallotto, C.M. Paterlini, I.P. Costa, C. Laprida, W. Dragani, S. Watanabe, V. Totah, E.I. Rovere y M.L. Osterrieth**, en prensa. The Argentina Continental Shelf: morphology, sediments, processes and evolution since the Last Glacial Maximum. En: A.R. Chivas y F.L. Chiocci (Eds.), *Continental Shelves During Last Glacioeustatic Cycle: Shelves of the World Reviews*. Volumen Final del Proyecto IUGG-UNESCO-IGCP 464 "Continental Shelves during the Last Glacial Cycle", Geological Society of London (Publisher).
- von Lom-Keil, H., V. Spieß y V. Hopfauf**, 2002. Fine-grained sediment waves on the western flank of the Zapiola Drift, Argentine Basin: evidence for variations in Late Quaternary bottom flow activity. *Marine Geology* 192:239-258.
- Yrigoyen, M.R.**, 1975. Geología del subsuelo y Plataforma Continental. En: Relatorio: Geología de la Prov. de Buenos Aires, *VI Congreso Geológico Argentino*, Bahía Blanca, Actas: 139-168.
- Yrigoyen, M.R.**, 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las Cuencas del Salado y Colorado. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29:645-650.
- Watanabe, S., V. Totah, C. Laprida, N. García Chaporí, R.A. Violante y G. Parker**, 2005. Estudio preliminar de los foraminíferos planctónicos y bentónicos de un testigo del Talud Bonaerense, Atlántico sudoccidental. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Actas III: 357-366.
- Wefer, G., W.H. Berger, G. Siedler y D.J. Webb (Eds.)**, 1996. *The South Atlantic, Present and Past Circulation*. Springer, 644 pp.
- Wefer, G., S. Mulitza y V. Ratmeyer (Eds.)**, 2004. *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer-Verlag, 722 pp.
- Wigley, R.A. y J.S. Compton**, 2006. Late Cenozoic evolution of the outer continental shelf at the head of the Cape Canyon, South Africa. *Marine Geology* 226:1-23.
- Wildeboer Schut, E. y G. Uenzelmann-Neben**, 2005. Cenozoic bottom current sedimentation in the Cape Basin, South Atlantic. *Geophysical Journal International* 161:325-333.
- Wildeboer Schut, E., G. Uenzelmann-Neben y R. Gersonde**, 2002. Seismic evidence for bottom current activity at Agulhas Ridge. *Global and Planetary Change* 34:185-198.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas y K. Billups**, 2001. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science* 292:686-693.