

PROCESOS PALEOCEANOGRÁFICOS, PALEOCLIMÁTICOS Y TECTÓNICOS QUE CONDICIONARON LA EVOLUCIÓN CUATERNARIA DEL MARGEN CONTINENTAL ARGENTINO

Roberto Antonio Violante¹, José Luis Cavallotto¹ y Francisco Javier Hernández Molina²
violante@hidro.gov.ar

¹ Servicio de Hidrografía Naval, División Geología y Geofísica Marina, Sección Geología Marina 'Dr. Gerardo Parker'. Av. Montes de Oca 2124, Buenos Aires C1270ABV, Argentina.

² Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36200 Vigo, España.

Palabras claves: Margen Continental Argentino, paleoceanografía, paleoclimas, paleogeografía.

1. INTRODUCCIÓN

El Océano Atlántico Suroccidental juega un rol esencial en los procesos oceanográficos y climáticos del planeta por ser prácticamente el único sitio donde las corrientes marinas originadas en las masas de aguas antárticas interactúan con los sistemas de corrientes oceánicas originadas en las masas de aguas subtropicales. Por otro lado, los fondos marinos de la región guardan las evidencias de los procesos tectónicos y sedimentarios vinculados a la apertura continental resultante del desmembramiento de Gondwana y la separación de Sudamérica y África. La conjunción de procesos oceanográficos (que son a su vez causa y consecuencia de cambios climáticos), tectónicos y sedimentarios, produjo en el Margen Continental Argentino (MCA) configuraciones morfosedimentarias que guardan las evidencias de todos aquellos cambios. De esta manera, la evolución del MCA durante el Cuaternario fue condicionada por la historia geológica del Océano Atlántico.

La presente contribución surge de trabajos recientes de los autores (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Violante *et al.*, 2010) en el MCA, integrados en el marco de la evolución regional descrita por Cavallotto *et al.* (2011), quienes basaron su estudio en la compilación de la extensa bibliografía disponible en las temáticas paleoceanográfica, paleoclimática y tectónica para el Atlántico Suroccidental, la cual no se cita aquí por razones de espacio, remitiéndose al lector para su consulta al trabajo de Cavallotto *et al.* (2011).

2. EVOLUCIÓN DEL MCA

La configuración del MCA está genéticamente relacionada a la extensión cortical y expansión oceánica resultante de la ruptura de Gondwana. Otros factores intervinientes fueron los cambios climáticos y oceanográficos, fluctuaciones eustáticas, variaciones de temperatura del agua de mar, glaciaciones y procesos tectónicos.

Las etapas iniciales de la expansión del fondo oceánico entre Sudamérica y África se caracterizaron por procesos tectónicos tensionales y compresivos ocurridos en el Jurásico medio. Posteriormente, voluminosos derrames volcánicos tuvieron lugar a finales del Jurásico-Cretácico temprano. La separación continental se completó con la reactivación de la fractura Malvinas-Agulhas en el Aptiano (~115 Ma), cuando el mar invadió antiguos ambientes euxínicos y se instaló un proto-oceano Atlántico con mayor circulación de aguas e incremento en la oxigenación. A principios del Campaniano (~81 Ma), las aguas profundas

jugaron un papel importante en la configuración del margen, como lo evidencia el complejo drift sedimentario que caracteriza al Atlántico Suroccidental (Hinz et al., 1999). El Maastrichtiano (70-65 Ma) se caracterizó por una transgresión marina de alcance global, que cubrió grandes áreas de la Patagonia dando lugar así la primera transgresión del Atlántico que alcanzó las cuencas andinas. De esta manera se originó la "primera" plataforma continental argentina (Nañez y Malumián, 2009) representada por un extenso mar somero con amplios ambientes marginales. Durante el Paleoceno (65.5-55 Ma) el nivel del mar se mantuvo alto, dando origen a la transgresión atlántica conocida como Mar Salamanca. Ese período finalizó con un evento marino regresivo coincidente con la fase tectónica Larámica, caracterizada por una fase de deformación cortical asociada con el inicio del levantamiento de los Andes. A principios del Eoceno (55-50 Ma), con un proto-Océano Atlántico ya desarrollado, los niveles globales del mar eran altos en un contexto climático de altas temperaturas, las cuales en latitudes bajas eran típicas de mares subtropicales. Las evidencias microfaunísticas demuestran que las aguas marinas alcanzaron sectores de Patagonia (Malumián y Nañez, 2009). Ese océano evolucionó en un mar abierto en el cual la circulación termohalina estaba controlada más por la salinidad que por la temperatura.

Al final del Eoceno (40-35 Ma) ocurrió un enfriamiento de las masas de aguas profundas que fue acompañado por una regresión marina y por el desplazamiento de las zonas de generación de aguas profundas desde las bajas a las altas latitudes. A los 34 Ma, las primeras evidencias de formación de masas de hielo aparecieron en el este de la Antártida, en coincidencia con una disminución global de las temperaturas. Deformaciones tectónicas globales fueron documentadas en este momento, las que en el oeste de Sudamérica se manifestaron con una nueva reactivación en el ascenso de la Cordillera de los Andes (Fase Tectónica Inca).

En el Oligoceno temprano (32-30 Ma) tuvo lugar la apertura del Pasaje de Drake, evento que en conjunción con la apertura del Pasaje de Tasmania (iniciada previamente alrededor de 38 Ma), produjo el inicio de la circulación de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), que llevó progresivamente al aislamiento térmico de la Antártida. La transferencia de calor desde las bajas a altas latitudes se vio consecuentemente interrumpida, de manera que se produjo el enfriamiento definitivo de la Antártida con acumulación de grandes masas de hielo en su región oriental, dando lugar a un nuevo evento regresivo de alcance global. Estos procesos llevaron a la instalación del modelo actual de circulación oceánica termohalina, que en el MCA se manifestara en la conformación morfosedimentaria y el desarrollo de sistemas depositacionales contorníticos (Hernández-Molina *et al.*, 2009). La fase tectónica Pehuenche, relacionada con los procesos mayores que condujeron a la elevación de los Andes, se desarrolló simultáneamente con la etapa final de la apertura del Pasaje de Drake (~29 Ma).

Al mismo tiempo, en el extremo sur de Sudamérica ocurrían las primeras etapas de movimientos extensionales y transtensionales transversales al margen que llevaron a la Placa de Scotia a penetrar por debajo del Pasaje de Drake, con la consiguiente formación del Arco de Scotia. Este evento duró entre 30 y 6 Ma. Coincidente con la parte inicial del período, en el Oligoceno tardío (25 Ma) tuvo lugar un calentamiento global asociado con transgresiones marinas, que dieron lugar a un mar poco profundo y regionalmente limitado en partes de Patagonia (Malumián y Nañez, 2009). Poco después, en el Mioceno inferior (23 Ma), un nuevo enfriamiento global con niveles de mar bajos llevó a una nueva glaciación.

El Mioceno medio, entre 17 y 14,5 Ma, continuó con otro aumento de las temperaturas globales en coincidencia con el óptimo climático del Neógeno, disminución en las masas de hielo antártico y un nuevo ascenso del nivel del mar. Ese período se caracterizó por

volúmenes de hielo reducidos en las regiones polares y mayores temperaturas del agua de fondo, con la excepción de breves períodos intercalados de glaciaciones. Estos procesos, junto con una subsidencia regional significativa, dieron lugar a transgresiones marinas en los márgenes del Atlántico Suroccidental, que en la región pampeana corresponden al Mar Paranense y en la Patagonia a las facies marinas descritas por Malumián y Nañez (2009). En el MCA se documentan para esa época fuertes eventos regresivos asociados a la expansión de las masas de hielo de Antártida, que quedaron documentados en las secuencias estratigráficas por una significativa discordancia (horizonte reflector AR5 reconocido por relevamientos sísmicos). Ese evento fue originalmente asignado a los 15 Ma (Hinz *et al.*, 1999; Violante *et al.*, 2010). La aparente contradicción entre esos eventos fríos y el intervalo de clima cálido y procesos transgresivos mencionados para la misma época del Mioceno medio, merece más investigación. Sin embargo, puede considerarse que algunos de los “breves períodos de glaciaciones” mencionados por Zachos *et al.* (2001) dentro del ciclo mayor de climas cálidos del Mioceno, pueden haber sido significativos en las áreas circundantes a Antártida donde estarían representados por el horizonte reflector AR5 de carácter regresivo. De ser así, la edad de ese horizonte reflector debería ser posiblemente corregida, y asignarlo al período frío de 16 Ma definido por Zachos *et al.* (2001).

Con posterioridad a los períodos dominantes de climas cálidos del Mioceno medio, entre 14 y 10 Ma se produjo un nuevo enfriamiento global con el reestablecimiento del extenso manto de hielo antártico. Como resultado, ocurrió una nueva regresión marina y las corrientes frías profundas de origen antártico (AABW) comenzaron a ser muy activas. Al mismo tiempo, la fase orogénica Quechua contribuyó a la elevación de las Cordilleras Patagónica y Principal. Este nuevo escenario geomorfológico dio lugar a cambios en las condiciones climáticas como consecuencia del “efecto de barrera” de las montañas recientemente elevadas que interferían con el patrón de los vientos y con la circulación de masas de aire húmedo provenientes del Pacífico, induciendo a una intensificación de la aridez en la Patagonia. Estos cambios favorecieron en Sudamérica un aumento sustancial en la provisión de sedimentos de oeste a este como consecuencia del creciente incremento en las pendientes entre las alturas cordilleranas y el nivel del mar. Al mismo tiempo, en respuesta a la combinación de factores tectónicos, geomorfológicos y cambios climáticos, el Océano Atlántico Suroccidental comenzó a ser afectado por la circulación de la masa de Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) y de la masa de Agua Intermedia Antártica (AAIW).

La interacción entre las dos masas de agua dio lugar a la mayor parte de los cambios morfosedimentarios en el MCA. Durante el lapso transcurrido entre 16 y 5 Ma (momentos representados por los horizontes reflectores sísmicos AR5 y H2 respectivamente –Violante *et al.*, 2010), el Sistema Depositacional Contornítico que se desarrollaba desde el Oligoceno temprano alcanzó su expresión más significativa modelando el relieve submarino y dándole al margen los rasgos del presente (Hernández-Molina *et al.*, 2009; Violante *et al.*, 2010).

A finales del Mioceno, las nuevas condiciones oceanográficas y climáticas resultaron en una disminución de las temperaturas oceánicas y la instalación permanente de las masas de hielo en la Antártida. El clima en la región patagónica-pampeana se hizo muy frío y los glaciares cordilleranos hicieron su primera aparición alrededor de los 7 Ma (Rabassa *et al.*, 2005). El enfriamiento global fue interrumpido a los 5-4 Ma, alcanzándose las temperaturas más cálidas de la época entre 4-3 Ma. Una nueva fase diastrófica andina (Diaguita) ocurrida en el Plioceno tardío fue responsable del levantamiento final de los Andes centrales de Argentina y Chile, la Puna, las Sierras Pampeanas y la Mesopotamia. Los procesos tectónicos globales

dieron lugar, alrededor de 3-2,6 Ma, a un evento de gran importancia representado por el cierre definitivo del Istmo de Panamá, desactivando así la conexión Atlántico-Pacífico, lo que condujo a un incremento en la actividad de la Corriente del Golfo que favoreció el transporte de aguas cálidas y salinas hacia el Atlántico Norte, induciendo a la intensificación de la NADW y la formación de masas de hielo, hechos que se tradujeron en el comienzo de las glaciaciones en el Hemisferio Norte. En consecuencia, el aumento de los gradientes de temperatura influyó en la circulación de la NADW hacia el Atlántico Suroccidental. Desde entonces, las condiciones glaciales se asentaron definitivamente en Antártida y Patagonia. A principios del Cuaternario (2.6 Ma), en coincidencia con los períodos alternantes de glaciaciones/interglaciaciones de alta frecuencia, la AABW se reactivó definitivamente y la circulación de aguas profundas alcanzó su configuración actual, con un incremento de la AABW durante los períodos glaciales y de la NADW durante los períodos interglaciales. Las últimas etapas de evolución del MCA fueron dominadas por las fluctuaciones glacioeustáticas del nivel del mar, cuya base estratigráfica está representada en su sector norte por el horizonte reflector sísmico N (base del Cuaternario, Parker *et al.*, 2008). En la plataforma continental esos eventos se manifiestan a través de secuencias depositacionales de ambiente litoral-marino somero que representan a cada una de las transgresiones. La transgresión más reciente (post-LGM) está documentada no solamente por el registro sedimentario reconocido a través de análisis sismoestratigráficos y testigos marinos, sino también por el labrado de las terrazas de la plataforma en respuesta a variaciones en la velocidad de ascenso del nivel del mar. En cambio, en el talud, los procesos sedimentarios se manifestaron por el predominio de sedimentación de carácter contornítico y agradación durante las etapas de nivel del mar alto (interglaciales), y acción turbidítica, deslizamientos, flujos de detritos, excavación de cañones submarinos y formación de superficies erosivas durante las etapas de nivel de mar bajo (glaciaciones). El estudio de los registros sedimentarios y faunísticos preservados en testigos documenta las etapas más recientes de la evolución del talud (Pleistoceno superior-Holoceno), caracterizada por la interrelación de depósitos terrígenos y hemipelágicos (Laprida *et al.*, 2011; Bozzano *et al.*, 2011).

3. CONSIDERACIONES FINALES

Los rasgos evolutivos del MCA pueden sintetizarse en tres etapas principales:

1. Etapa inicial (pre-Mastrichtiano): dominada por factores internos (endógenos). Los condicionantes tectónicos prevalecieron sobre los oceanográficos y climáticos. Los procesos mayores estuvieron relacionados con la tectónica de placas, expansión del fondo oceánico y separación de Sudamérica y África, con predominio de sedimentación continental.
2. Etapa transicional (primeros tiempos del Terciario, pre-Eoceno-Oligoceno): se establecieron en la región los primeros ambientes marinos someros (proto-Océano Atlántico), donde los factores climáticos y oceanográficos condicionantes fueron tan importantes en la formación del margen como los tectónicos.
3. Etapa final (post-Oligoceno): dominada por factores exógenos, cuando el Océano Atlántico se instaló definitivamente y prevalecieron las condiciones climáticas y oceanográficas, que evolucionaron hacia su configuración actual. El patrón de circulación oceánica se convirtió en el factor preponderante en la evolución morfosedimentaria del margen, siendo el tectonismo un factor secundario con procesos a largo plazo como la elevación de la cordillera andina y la subsidencia de las cuencas. Las fluctuaciones glacio-eustáticas durante el Cuaternario y sus

efectos resultantes registrados en la plataforma, así como los procesos marinos en el talud dominados por sedimentación asociada a la circulación termohalina (depósitos contorníticos) y por procesos gravitacionales en pendientes (depósitos turbidíticos y de deslizamientos), condujeron al MCA a su configuración morfosedimentaria actual.

REFERENCIAS

- Bozzano, G., Violante, R.A. & Cerredo, M.E., 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geomarine Letters*, DOI: 10.1007/s00367-011-0239-x.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. & Hernández-Molina, F.J., 2011. Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. *Biological Journal of the Linnean Society*, Artículo BIJ 1683.
- Hernández-Molina, F.J., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L. & Rebesco, M., 2009. A contourite depositional system on the Argentine Slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, vol. 37, pp. 507–510
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Goncalves de Souza, K. & Meyer, H., 1999. The Argentine continental margin north of 48° S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 16, pp. 1-25.
- Laprida, C., García Chaporí, N., Chiessi, C.M., Violante, R.A., Watanabe, S. & Totah, V., 2011. Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: Paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, vol. 57, n. 2, pp. 183-195.
- Malumián, N. & Nañez, C., 2009. The Atlantic upper Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, paleoecology and paleogeography. *Workshop "Paleogeography and paleoclimatology of Patagonia: Effects on Biodiversity"*, La Plata, Abstracts, pp. 31.
- Parker, G., Violante, R.A., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Costa, I.P. & Cavallotto, J.L., 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*, vol. 15, n. 2, pp. 105-124.
- Rabassa, J., Coronato, A.M. & Salemme, M., 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciation and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 20, pp. 81–103.
- Violante, R.A., Paterlini, C.M., Costa, I.P., Hernández-Molina, F.J., Segovia, L.M., Cavallotto, J.L., Marcolini, S., Bozzano, G., Laprida, C., García Chaporí, N., Bickert, T. & Spiess, V., 2010. Sismoestratigrafía y evolución geomorfológica del talud continental adyacente al litoral del este bonaerense, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, vol. 17, n. 1, pp: 33-62.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K., 2001. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, vol. 292, pp. 686-693.