

Tarjados y está compuesta por areniscas, tufitas y pelitas con escasos conglomerados. Para el estudio paleoambiental se levantaron tres perfiles columnares de detalle en los alrededores del paraje El Chiflón, cercano a la localidad de La Torre, provincia de La Rioja. Mediante el estudio de estas secciones se han reconocido cinco asociaciones de facies (AF):

La AF-A, compuesta por conglomerados, areniscas guijarrosas y areniscas blanquecinas, correspondería a depósitos de sistemas fluviales de alta sinuosidad. Estos se localizan en la base de la sucesión y estarían vinculados a los movimientos generados con posterioridad a la depositación de las sedimentitas de la Formación Tarjados.

La AF-B, representada por chonitas y tufitas grises y violáceas, es interpretada, en base a su relación vertical y lateral con otras asociaciones, como depósitos lacustres prodeltaicos con importante aporte piroclástico.

La AF-C, compuesta por una sucesión granocreciente de tufitas y areniscas tufáceas, finas a gruesas, con restos de troncos, es interpretada como depósitos de frente y plataforma deltaica que progradan sobre la asociación AF-B.

La AF-D, constituida principalmente por pelitas verdes y negras con escasas intercalaciones de pelitas rosadas, con briznas y restos de vegetales, corresponderían a depósitos de decantación en cuerpo de agua (lago) con escaso aporte de tufitas.

La AF-E, compuesta por una sucesión granocreciente de areniscas finas a gruesas con estructuras de corriente y oscilación, interpretadas como depósitos de frente y plataforma deltaica.

El arreglo vertical de las asociaciones de facies permite interpretar a la Formación Lomas Blancas como depósitos lacustres-deltaicos, donde se reconocieron un total de tres ciclos de expansión y contracción del sistema lacustre. El primero de ellos, correspondiente al Miembro Inferior de Guirín et al. (1994), presenta un importante aporte de material piroclástico, lo cual lleva a los autores a correlacionarlo con la Formación Chañares. Los dos ciclos subsiguientes, correspondientes al Miembro Superior, presentan características litológicas que permitirían relacionarlos litoestratigráficamente con la Formación Los Rastros.

Bossi, G. E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, Madrid, 2, Sec.1 (Geol) sec. 1: 611-626

Bossi, G.E. y Herbst, R., 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (1): 45-55.

Guirín, A., Limarino C.O., Caselli A.T., Net L. y Poma S., 1994. Sedimentología de las facies lacustres en la Formación Lomas Blancas (Triásico Medio, Cuenca Ischigualasto-Villa Unión). Vº Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 307-312. San Miguel de Tucumán.

EVIDENCIAS DE ACCIÓN DE MAREAS EN LA CUENCA DE ÑIRIHUAU

Marcos Asensio^{1,2}, Carlos Zavala^{1,2}, Mariano José Arcuri^{1,2}.

1. Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología. San Juan 670 (8000) Bahía Blanca

2. CONICET

masensio@uns.edu.ar, czavala@criba.edu.ar, marcuri@uns.edu.ar

La Cuenca de Ñirihuau se encuentra desarrollada en la faja subandina de los Andes Patagónicos Septentrionales. Está integrada por materiales predominantemente continentales depositados en el Oligoceno-Mioceno medio. Esta contribución pretende dar a conocer el hallazgo de estructuras relacionadas a acción de mareas localizadas dentro de las secuencias sedimentarias presentes en la cuenca.

Se conocen importantes trabajos sobre la sedimentología de los materiales terciarios depositados en los ambientes continentales involucrados para esta región (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981; Spalletti e Iñiguez Rodríguez, 1981; Spalletti *et al.*, 1982, Cazau *et al.* 1989). En éstos, se han reconocido sistemas deposicionales tales como sistemas de abanico aluvial, sistemas lacustres

y sistemas fluviales. No obstante, se tiene conocimiento de la presencia de niveles marinos (Feruglio 1927, 1941, González Bonorino y González Bonorino 1978, Ramos 1982) principalmente por la aparición de fósiles indicadores.

Los depósitos marinos presentes en la cuenca han sido adjudicados tanto a intrusiones pacíficas (Chiesa y Camacho 2001) como atlánticas (Bertels, 1980, Barreda *et al.* 2003). La asignación se ha realizado teniendo en cuenta las asociaciones faunísticas de los fósiles. Este punto conflictivo se debe a la ubicuidad de las especies encontradas pudiendo correlacionarlas a los depósitos existentes de ambos océanos para la misma época.

Respecto a las mareas, estas se deben a la interacción del sistema gravitacional luna-sol sobre las distintas masas de agua terrestres. El resultado de este sistema se evidencia de manera más significativa en los océanos que en los cuerpos de agua desarrollados sobre el continente. Asimismo, las modificaciones que producen las corrientes de marea sobre las costas es mayor en zonas semicerradas, como bahías o estuarios (Perillo y Codignoto 1989, Reading y Collinson 1996), que en costas abiertas.

La interacción del sistema luna-sol sobre las masas de agua oceánicas determina una importante ciclicidad en las mareas. De esta forma se conocen ciclos de mareas de cuadratura (menor amplitud) y ciclos de mareas de sicigia (mayor amplitud). Así, es posible hallar la presencia de cuerpos sedimentarios que muestran ciclicidad dentro y a lo largo de su desarrollo. Esto es reflejo, principalmente, de los cambios de velocidad que se dan durante el desarrollo de una marea y la variación de la energía mareal a lo largo del día lunar.

En la Cuenca de Ñirihuau se han reconocido depósitos de *tidal bundle* o paquetes mareales con su característica estructura entrecruzada sigmoidal. Las mismas son generadas por dos fenómenos principales: por un lado tractivos, producidos durante la aceleración de la corriente de marea (flujo o reflujo) dando como resultado paquetes arenosos y por otro lado la decantación de material en suspensión en el momento de quietud de la corriente (estoa). De esta manera, la arquitectura interna queda conformada por *sets* de láminas arenosas separadas por tapices de materiales finos (*mud drape*). El conjunto de láminas arenosas y láminas de finos posee una cierta inclinación, la cual, va disminuyendo hasta hacerse asintótica al lecho.

Finalmente, en nuestro ejemplo de la cuenca de Ñirihuau, Estos depósitos se han hallado vinculados a la parte superior de barras de desembocadura deltaicas. Las arenas que comprenden estos depósitos son de una escasa madurez textural (*wacke*) y en lo que respecta al típico tapiz de pelitas queda conformado por restos carbonosos vegetales. La descripción de este tipo de depósitos sumado a la existencia de niveles con fósiles diagnósticos es importante para reforzar la hipótesis del vínculo marino de la cuenca durante el Neógeno.

Barreda V., García V., Quattrocchio M. E., Volkheimer W. (2003) Edad y paleoambiente de la Formación Río Foyel, Cuenca Ñirihuau, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35 (2): 229-239.

Bertels, A. (1980) Foraminíferos (Protozoa) y Ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas del Río Foyel" (Oligoceno) de la Cuenca de Ñirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina. *Ameghiniana*, 17: 49-52.

Cazau, L.; Mancini, D.; Cangini, J.; Spalletti, L. (1989) Cuenca del Ñirihuau. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Eds. G. Chebli & L. Spalletti). *Serie Correlación Geológica*, 6: 299-318.

Chiesa J. O Y Camacho H. H. (2001) Invertebrados marinos eocenos de la parte inferior de la Formación Río Foyel, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 16 (2): 299-316.

Feruglio, E. (1941) Nota preliminar sobre la Hoja 40B, San Carlos. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 18 (200): 27-64.

González Bonorino, F. y González Bonorino G. (1978) Geología de la región de S. C. De Bariloche: Un estudio de las Formaciones Terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 33 (3): 175-210.

Perillo, G. E. M. y Codignoto J.O. (1989) Ambientes costeros. *Boletín Sedimentológico, Edición especial*, 4: 137-159.

Ramos, V. (1982) Las intrusiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). *III Congreso Geológico Chileno*, Actas: 263-288.

Reading H. G. y Collinson J. D. (1996) Clastic Coast. En: *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. (Ed. H. G. Reading) 3rd ed., pp 154-231. Blackwell Science, Oxford.

Spalletti, L. (1981) Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 36 (3): 288-311.

Spalletti, L. e Iñiguez Rodríguez A. M. (1981) Significado geológico de los argilominerales y zeolitas de sedimentitas volcánicas terciarias (Formación Nirihuau). Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 36 (4): 358- 371.

Spalletti, L., Merodio J. y De Posadas V. C. (1982) Caracteres petrográficos y geoquímica de las piroclásticas de la Formación Nirihuau. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 37 (3-4), 454-468.

AGRADACIÓN FORZADA: UN CONCEPTO ÚTIL PARA EL DESARROLLO DE ESPEORES ANÓMALOS EN SISTEMAS ALUVIALES INTERMONTANOS

Ricardo A. Astini¹, Federico M. Dávila¹, Federico Martina¹.

1. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, F.C.E.FyN., U.N.C., Av. Velez Sarfield 1611, X5016GCA
Córdoba. raastini@com.uncor.edu, fmdavila@com.uncor.edu, fmartina@com.uncor.edu

La Formación El Durazno, aflorante sobre el flanco oriental de la sierra de Famatina, compone parte de los depósitos sinorogénicos Neógenos en la región. Es la unidad más potente del Grupo Angulos (>1100 m) y, a pesar de ello, no describe grandes variaciones texturales a través de ella, particularmente en los tamaños máximos promedios registrados en la sedimentación epiclástica. Está formada por una sucesión dominada por conglomerados polimícticos medianos a gruesos con intercalaciones de areniscas gruesas y medianas, frecuentemente tobáceas, tobas pumíceas medianamente soldadas y escasas areniscas finas y limolitas. Internamente, se divide en dos miembros: el Miembro Río Blanco, con abundante participación piroclástica y volcánogénica, y el Miembro El Álamo, esencialmente conglomerádico. La Formación El Durazno se habría depositado en paleoambientes de alto gradiente, dominados por abanicos aluviales surcados por cursos entrelazados (Dávila, en prensa). En contraste con la unidad infrayacente, el incremento de granulometrías promedio y de espesores indica que, a partir de la base de esta unidad, se inició un proceso de sedimentación activa en depocentros fuertemente subsidentes. Asimismo, en forma contemporánea y, particularmente durante la depositación del Miembro Río Blanco, se desarrolló un intenso volcanismo explosivo, marcado por la repentina aparición de los primeros niveles piroclásticos, cuyo análisis detallado se realiza en Martina *et al.* (este volumen).

La abundancia de conglomerados fluviales desorganizados, así como su geometría fuertemente lenticular, sugiere una región de relativo alto gradiente y proximidad al área fuente. Esto último resulta consistente con la frecuencia de depósitos ignimbríticos registrados en la unidad. En este escenario, son necesarias tasas de subsidencia elevadas para posibilitar la preservación de sectores proximales del sistema depositacional y evitar el retrabajo y transporte hacia sectores más estables, situados por debajo del punto de intersección (*cf.* Hooke, 1967). Teniendo en cuenta las edades registradas en las ignimbritas que limitan al Miembro Río Blanco (5,3 Ma en la base, Dávila, 2003; y 4,0 Ma en el techo, Tabbutt, 1990) y los espesores registrados, se obtuvieron valores promedio de la tasa de sedimentación de ~0,4 mm/año, excluyendo al grueso de los depósitos conglomerádicos que componen el Miembro El Álamo. Si, en cambio, consideramos como edad más joven de la unidad la del último nivel ignimbrítico registrado próximo al tope en la quebrada del río El Durazno, se determina una tasa de sedimentación promedio de ~0,85 mm/año para el conjunto de la formación (Dávila, 2003). Estas tasas reflejan un importante suministro de material a la cuenca, que, por sí solas, no son suficientes para generar subsidencia por carga de sedimentos en una cuenca de antepaís de retroarco, como es el caso de la región de estudio. En éstas, el espacio de acomodación es comúnmente amplificado por carga tectónica vinculada con apilamiento de escamas estructurales. Sin embargo, la región central del Famatina expone un cinturón deformado por fallas de alto ángulo afectando basamento, y donde el acortamiento calculado para la totalidad de la orogenia andina no excede el 30% (Dávila, 2003). Dado un espesor elástico de la corteza de entre 30 y 40 km, la geometría y deformación de esta faja plegada y corrida no produciría el apilamiento necesario como para lograr explicar, satisfactoriamente, la preservación de la Formación El Durazno. Considerando los extensos y espesos mantos ignimbríticos preservados en la Formación El Durazno, es posible que el vulcanismo