

TRABAJOS 27

AMBIENTE DE PLAYA DE BOLSON EN UNA SECCION NEOGENA DE ANTEPAIS DEL NOROESTE ARGENTINO

Daniel Carlos Malizia *

ESTANTERIA CONGRESOS -
UBICACION

* Triton Argentina Inc. Corrientes 330 - Piso 4º. (1314) Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. Río Mañero Formation (Upper Miocene) is located at the base of the Neogene Sedimentary Cycle in the Sierras Pampeanas Foreland Basin. It is formed by three members: RM1, RM2 and RM3. The first and the last are composed of red and green beds, mudstones, fine sandstones and gypsum, sedimentated in an evaporite continental playa complex. RM1 and RM3 Members are composed of different sedimentary facies, and through the facies sedimentary analysis and the age determination of the sedimentary section, it was possible to determine the slow changes in the clastics/evaporites relationship, facies changes and the duration of each sedimentary cycle.

INTRODUCCION

La Formación Río Mañero (Fig.1) es un depósito clástico-evaporítico de edad terciaria tardía, que aflora al suroeste del Campo de Talampaya, provincia de La Rioja y que ha sido estudiado recientemente por primera vez por Malizia (1989). Este depósito ocupó la parte central de la gran cuenca neógena del Bermejo (Malizia, 1989) desarrollada en una aérea de aproximadamente 25.000 Km². Es posible que diferentes depocentros hayan funcionado durante el desarrollo de dicha cuenca y uno de ellos haya sido ocupado por los sedimentos estudiados en este trabajo (Fig. 1 y 2).

La Formación Río Mañero (800m de espesor) presenta tres Miembros que fueron denominados por Malizia (1989): RM1 (425m), RM2 (75m) y RM3 (300m). Este trabajo concentra su interés en la descripción e interpretación de dos aspectos: por un lado las características sedimentarias de los Miembros RM1 y RM3 (Fig.1 y 2) que presentan una sedimentación de origen clástico-evaporítica y constituyen un excelente ejemplo de un complejo ambiental de playa de bolsón, y por el otro el cálculo de la posible duración temporal de cada ambiente o subambiente en el lugar donde se lo ha estudiado. Esta segunda parte es un ejercicio teórico que se puede concretar gracias a que se cuenta con varias dataciones radiométricas en la sección y con un estudio paleomagnético (Reynolds, 1984 y Malizia, Reynolds y Tabbut, en revisión) que permitió determinar su velocidad de sedimentación.

ESTRATIGRAFIA LOCAL Y DESCRIPCION LITOLOGICA

Las rocas terciarias en la aérea de la Figura 1 fueron incluidas dentro del Grupo Alto de San Nicolás (Malizia, 1989) compuesto por tres formaciones (de base a techo): Formación Río Mañero (estudiada en este trabajo), Forma-

ción Desencuentro y Formación Quebrada del Médano (equivalente lateral de las dos anteriores que no aflora en el área). La característica litológica más notable en este grupo es el predominio de sedimentitas de grano fino, fangolitas y areniscas finas, estrechamente vinculadas con la posición central que ocupó este sector en la paleocuenca. También son comunes las tobos, evaporitas y conglomerados intraformacionales.

El Miembro RM1 de la Formación Río Mañero (Fig. 2) es una sucesión de capas rojas, formadas por areniscas finas, fangolitas y evaporitas, con estratos tabulares y contactos entre-estratos planos. En este miembro pudieron describirse con bastante claridad dos facies (Fig.3), una con características fluviales y la otra fluvio-lacustres, que se reemplazan lateralmente en el sentido de la paleopendiente de ese sector (Norte-Sur), caracterizadas por variaciones litológicas y diferentes estructuras sedimentarias. La Facies Norte tiene características fluviales más definidas, está formada por areniscas, pelitas y conglomerados intraformacionales, que presentan la curiosidad de tener como depósitos de fondo, rodados de yeso. La Facies Sur presenta definidas características de planicie de fango salino, está integrada por pelitas, areniscas finas y yeso, en estratos tabulares y con escasas estructuras del tipo flaser.

Por encima y en forma transicional se encuentra el Miembro RM2 (Fig. 2), marcadamente cuneiforme. Está compuesto por fangolitas, areniscas finas con abundante estratificación cruzada, laminación cruzada y lentes de conglomerados intraformacionales. La forma de los estratos es lenticular y los contactos entre-estratos son planos. Este miembro es interpretado como un depósito fluvio-deltaico progradante que cubrió temporalmente y parcialmente el sistema de playa (ver Fig.2).

El Miembro RM3 es de composición litológica similar al Miembro RM1. Está formado por areniscas finas, pelitas, yeso y abundantes niveles de tobos. La presencia justamente de niveles tobáceos con abundante montmorillonita le imprime un color verde que lo hace fácilmente diferenciable del resto de la sección aún desde largas distancias. Malizia (1989) menciona que unos 30 Km al Norte del Río Mañero, el Miembro RM2 desaparece por acuífamiento y el pasaje entre los miembros RM1 y RM3 es transicional.

PALEOAMBIENTE DE SEDIMENTACION. MIEMBROS RM1 Y RM2.

La asociación de estratos tabulares macizos de areniscas

finas, pelitas y evaporitas (yeso), es característico de las playas de bolsón. El nombre comúnmente utilizado por los autores de habla inglesa para identificar este ambiente es el de *continental playa*, *playa lake*, o simplemente *playa*. En este trabajo se utilizará el nombre de playa de bolsón, que se interpreta traerá menos complicaciones que el de playa continental o playa, que pueden traer alguna confusión por asociación con el ambiente marino. En el caso de la Formación Río Mañero no se detectaron elementos paleogeográficos, paleontológicos o paleoambientales que puedan sugerir alguna influencia de tipo marino.

Los Miembros RM1 y RM3 presentan diferentes subambientes que son característicos en las playas de bolsón. La playa de bolsón puede ser definida como un lago salado en el cual el nivel freático es frecuentemente encontrado varios metros por debajo de la superficie de sedimentación y el balance hídrico es negativo. Por otra parte, en la Argentina este tipo de ambiente está bastante difundido en la actualidad en la faja de clima árido y semiárido relacionada con la Cordillera de Los Andes.

Los procesos sedimentarios en las playas de bolsón son fuertemente estacionales, con un período "húmedo" durante el cual los sedimentos clásticos son acarreados hacia adentro de la playa y otro "seco" donde predomina la deposición evaporítica. Durante los estadios de flujo se depositan los

cuerpos de areniscas y se forman las estructuras sedimentarias tractivas tales como laminación ondulítica (muy abundante), estructuras flaser y ondulosa y estratificación cruzada. Los cuerpos de areniscas macizas (muy abundantes) también son depositados durante los estadios de flujo, cuando la tasa de sedimentación es lo suficientemente alta como para inhibir la formación de estructuras sedimentarias. Los cuerpos de fangolitas macizas por su parte, pueden representar depósitos distales de flujos densos o ser depositados en procesos suspensivos; en ambos casos, durante o posteriormente a un estadio de flujo.

Los subambientes reconocidos fueron los siguientes: planicie de arena, planicie de fango y planicie de fango salino (Fig. 2). Esta última es la que presenta mayor desarrollo, mientras que los dos primeros se encuentran escasamente representados. El estudio de las relaciones temporales, distribución espacial de estos ambientes y arquitectura interna de los cuerpos, permitió determinar una sucesión de eventos y procesos que tuvieron lugar en el complejo ambiental.

Ciertos patrones cíclicos fueron registrados en ambas facies (RM1 y RM2). La ciclicidad en las planicies de arena y en las planicies de fango es muy sencilla (Fig.2) y está representada por la alternancia de arena-arena, arena-fango o fango-fango. Menos común es la presencia de otras litologías, como areniscas medianas o gruesas, tobas y arcillitas. La presencia de tan escaso número de litologías puede estar relacionada con la naturaleza del área de aporte, en este caso sedimentitas triásicas de similar composición, las características y variaciones del clima, marcadamente árido, tasa de subsidencia moderada a baja y la escasa presencia de agua en el medio, concentrada en los períodos de tormenta.

Planicie de fango

La parte basal del Miembro RM1 (Fig.2) está compuesta por capas de fangolitas rojas de 0,30m de espesor, tabulares, continuas lateralmente y macizas. Esta monótona sección tiene 30m de espesor y es transicionalmente reemplazada hacia arriba por otra depositada en la planicie de fango salino. La superposición de capas de fangolitas con algunas delgadas lentes de areniscas intercaladas, evidencia una recurrencia de flujos distales que sólo acarrearón material muy fino.

Planicie de fango salino

Esta facies se caracteriza por la asociación de areniscas finas, fangolitas y evaporitas (Figura 2 y 3). La alternancia de sedimetitas siliciclasticas (arena+fango) con evaporitas revela la existencia de estadios de flujo donde los sedimentos clásticos son acarreados dentro de la playa, seguidos por períodos extremadamente áridos donde predomina la evaporación. Estos depósitos abundan en la parte media de los Miembros RM1 y RM3 (Fig.3) y son menos frecuentes en el resto de la sección. Los depósitos de planicie de fango salino tanto en el Miembro RM1 como en el RM3 son reemplazados hacia arriba por sedimentos fluviales (Fig.2) (las facies fluvia-

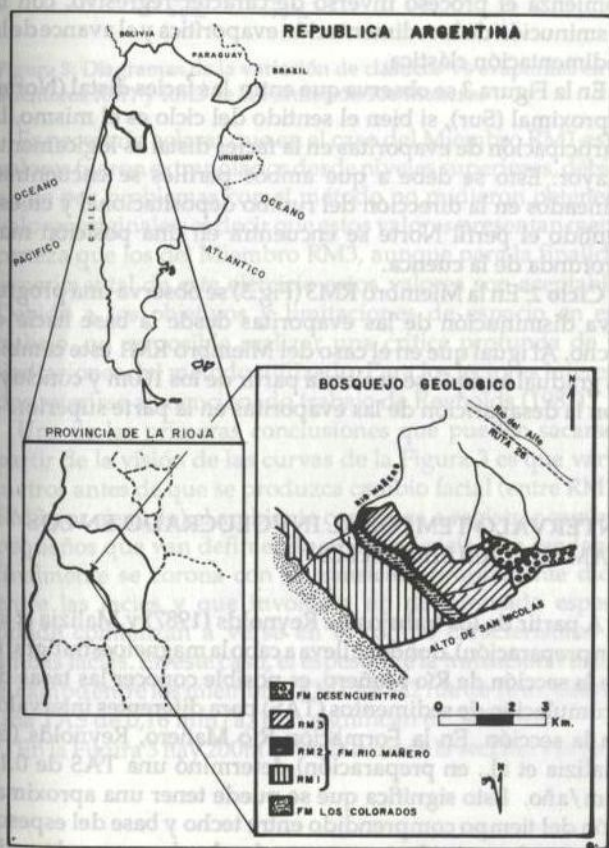


Figura 1: Bosquejo geológico y mapa de ubicación del sector sur del Campo de Talampaya estudiado en este trabajo.

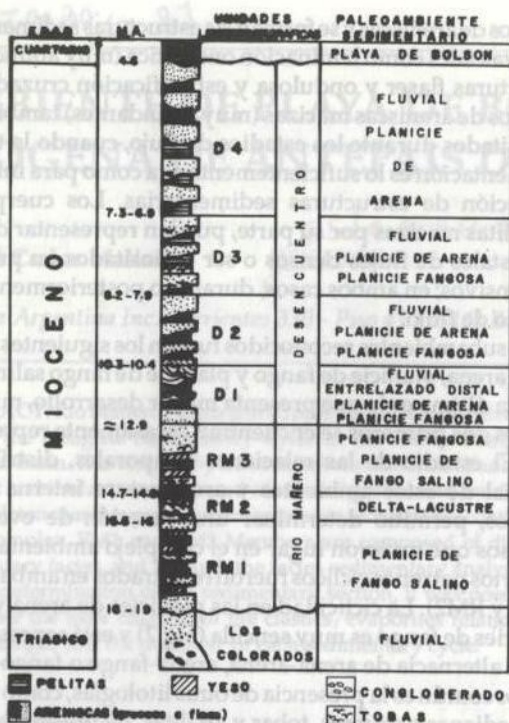


Figura 2: Columna estratigráfica del Terciario superior en el sector sur del Campo de Talampaya (Tomado de Malizzia, 1989). En la segunda columna se representan las edades de los contactos entre formaciones, según Reynolds (1984).

les del Miembro RM2 sobre RM1 y las facies fluviales de la Formación Desencuentro sobre RM3).

Planicie de arena

En la parte superior del Miembro RM3 (Fig.2) estos depósitos presentan una espesa sucesión de cuerpos arenosos tabulares, con algunas intercalaciones de capas delgadas de fangolitas. Este depósito tiene 85m de espesor. Dentro del contexto paleogeográfico es interpretado como un avance de facies arenosas sobre la planicie salina.

De acuerdo con las estructuras sedimentarias presentes (laminación cruzada, lineaciones parting, estructuras flaser), estas rocas fueron depositadas por corrientes unidireccionales con régimen de flujo bajo a alto.

TENDENCIAS VERTICALES EN LOS CAMBIOS PALEOAMBIENTALES

El análisis estadístico vertical capa por capa de las variaciones litológicas, como se muestra en la Figura 3, permitió detectar las tendencias en los cambios ambientales antes de que se produzca el cambio propiamente dicho y más allá del espesor estrictamente relacionado con la transición. Estos procesos son lentos, se revelan a nivel de Miembro y se pueden detectar, registrando los cambios pequeños (a nivel

de litofacies) en forma estadística. El proceso que va del comienzo de una facies (donde todavía pueden mezclarse elementos de la anterior, hasta el apogeo de la misma y entre este punto y su desaparición por transición a la siguiente, lo denominamos ciclo. En las Facies RM1 y RM3 puede reconocerse un ciclo en cada una. Para la construcción de los gráficos de la Figura 3, se seleccionaron las litofacies más representativas (areniscas+ fangolitas y evaporitas) y se analizó su comportamiento vertical. De estas tres litofacies las evaporitas son el indicador paleoambiental más importante ya que se depositan relacionadas a períodos de gran aridez, donde el proceso predominante es la evaporación y donde los ciclos surgen con claridad.

De esta manera los ciclos identificados fueron los siguientes:

Ciclo 1: Involucra al Miembro RM1 y está compuesto por dos subciclos menores (Fig.3). En el ciclo inferior hay un sostenido aumento de las evaporitas hacia la parte media de la facies (primer subciclo), punto a partir del cual comienzan a decrecer hacia la parte superior (segundo subciclo). Estas características sugieren que a partir del inicio de la sedimentación tuvo lugar una paulatina profundización del lago, con una retracción de las facies clásticas hacia los márgenes y la consecuente expansión de las evaporitas de la planicie de fango salino. La mayor expansión del cuerpo salino se produce en la parte media del Miembro RM1 (aproximadamente a los 180m de espesor) a partir del cual comienza el proceso inverso de carácter regresivo, con la disminución de la sedimentación evaporítica y el avance de la sedimentación clástica.

En la Figura 3 se observa que entre las facies distal (Norte) y proximal (Sur), si bien el sentido del ciclo es el mismo, la participación de evaporitas en la facies distal es lógicamente mayor. Esto se debe a que ambos perfiles se encuentran alineados en la dirección del rumbo deposicional y en ese sentido el perfil Norte se encuentra en una posición más profunda de la cuenca.

Ciclo 2: En la Miembro RM3 (Fig.3) se observa una progresiva disminución de las evaporitas desde la base hacia el techo. Al igual que en el caso del Miembro RM1 este cambio es gradual aunque se acelera a partir de los 100m y concluye con la desaparición de las evaporitas en la parte superior.

INTERVALO TEMPORAL INVOLUCRADO EN LOS CAMBIOS AMBIENTALES

A partir de los trabajos de Reynolds (1987) y Malizzia *et al.* (en preparación), donde se lleva a cabo la magnetoestratigrafía de la sección de Río Mañero, es posible conocer las tasas de acumulación de sedimentos (TAS) para diferentes intervalos en la sección. En la Formación Río Mañero, Reynolds (en Malizzia *et al.*, en preparación) determinó una TAS de 0.16 mm/año. Esto significa que se puede tener una aproximación del tiempo comprendido entre techo y base del espesor preservado y por lo tanto, conociendo el espesor de cada facies sedimentaria, la finalidad de este ejercicio es relacionar los cambios en la curva de la Figura 3 con el tiempo involucrado en o durante cada cambio facial.

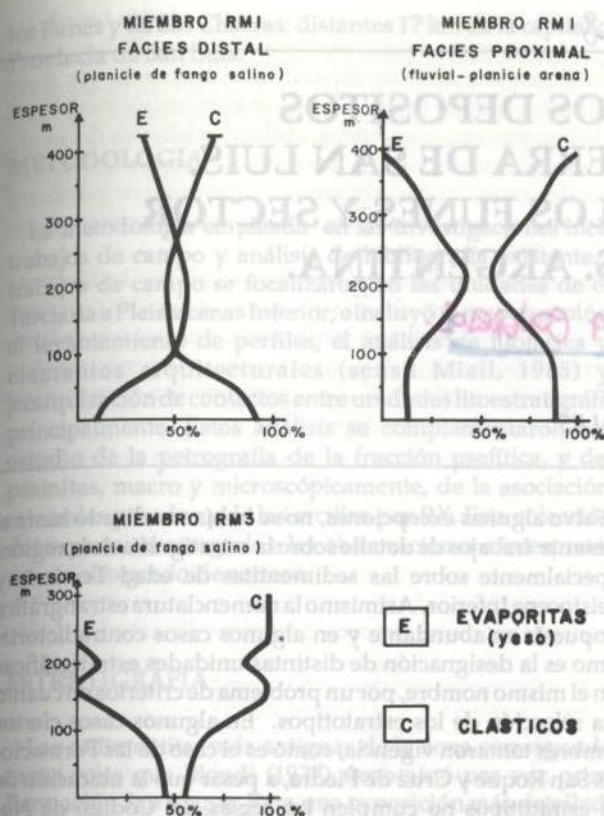


Figura 3: Diagramas de la variación de clásticos Vs evaporitas en los Miembros RM1 y RM3 de la Formación Río Mañero.

Es necesario aclarar que en el caso del Miembro RM1 estos valores fueron extrapolados desde niveles superiores, debido a que por problemas con el método no pudieron obtenerse valores originales; es decir que estos valores presentan menor certeza que los del Miembro RM3, aunque para la finalidad experimental de este ejercicio estos valores son aceptables. Debido a los objetivos y limitaciones de espacio en este trabajo, no es posible realizar una crítica profunda de las limitaciones del método utilizado. Para los lectores interesados referirse al mencionado trabajo de Reynolds (1987).

Una de las primeras conclusiones que pueden sacarse a partir de la visión de las curvas de la Figura 3 es que varios metros antes de que se produzca cambio facial (entre RM1 y RM2 por ejemplo) el ambiente comienza a registrar cambios pequeños que van definiendo una tendencia. Esa tendencia finalmente se corona con la transición propiamente dicha entre las facies y que involucra un determinado espesor donde comienzan a verse en el campo características de ambas facies. En este caso, el espesor de la transición vista en el campo entre los miembros RM1 y RM2 fue de 10m. Usando una TAS de 0,16 mm/a, 10m significan 62.500 años.

En la Figura 3 hay 200m entre la base de la sección y la parte

media del Miembro RM1, donde las evaporitas alcanzan mayor desarrollo. Este intervalo representa 1.250.000 años y se interpreta como el período de tiempo en que se logra la mayor profundización del lago salino. Este período de tiempo es aproximadamente igual al del subciclo superior, donde se produce el proceso contrario.

La transición entre el Miembro RM1 y RM2 se registra en un intervalo de aproximadamente 10m, igual que el anterior, que como ya hemos visto, representan un período de tiempo de 62.500 años. Por último, en el ciclo 2 los cambios dentro del Miembro RM3 comienzan a manifestarse en forma evidente a partir de los 100m, dado que en los primeros metros del miembro la situación es casi estacionaria. Los 200m restantes representan 1.250.000 años.

Dado que los cambios faciales en la parte superior del Miembro RM3 no estarían relacionados a cambios climáticos, sino a efectos tectónicos, una primera interpretación induciría a pensar para este caso, mas en un lento movimiento de las facies fluviales marginales sobre el centro de la cuenca (planicie de fango salino), que en un pulso relativamente rápido.

CONCLUSIONES

La Formación Río Mañero se depositó en un ambiente de playa de bolsón, en la parte central de la cuenca Neógena del Bermejo. La sedimentación es de tipo clástico-evaporítica. El miembro RM1 son capas rojas, mientras que el Miembro RM3 se detecta la presencia de abundantes niveles de tobas y es de color verde, debido probablemente a la mayor presencia de montmorillonita. Las dataciones radimétricas junto con el estudio paleomagnético llevado a cabo por Reynolds (1984) permitieron calcular el intervalo de tiempo en que se desarrolló cada facies.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- JORDAN, T.E. 1984. Cuencas, vulcanismo y acortamientos Cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile, 20-28 Lat. Sur. IX Congreso Geológico Argentino, II, 7-24.
- MALIZZIA, D.C. 1989. Contribución al conocimiento geológico y estratigráfico de las rocas terciarias del Campo de Talampaya, provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Tucumán, Argentina, 198p.
- MALIZIA, D.C., J.H. REYNOLDS AND K.D. TABBUT. En preparación. Chronology of Neogene Sedimentation, Stratigraphy, and Tectonism in the Campo de Talampaya Region, La Rioja Province, Argentina.
- REYNOLDS, J.H. 1984. Chronology of Neogene Tectonics in Central Andes (27-35 S) of Western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of Foreland Basin sediments. Unpublished Ph.D dissertation, Dartmouth College, Hannover, NH, 353p.