

IMPLICANCIAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA EVOLUCIÓN DE LAS FALLAS NORMALES DEL HEMIGRABEN RINCÓN BLANCO, CIERRE NORTE DE LA CUENCA CUYANA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Silvia Barredo (*)

(*) Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. E-mail: silvia@gl.fcen.uba.ar

Keywords: Hemigraben Rincón Blanco, propagación de fallas normales, control tectónico de la sedimentación

Abstract: *Stratigraphic concerns in the evolution of the Rincón Blanco halfgraben normal faults, northern end of Cuyana Basin, San Juan province*

The Triassic Rincón Blanco halfgraben is related the northernmost portion of the Cuyana Basin which outcrops in the surroundings of Los Patos river, in the San Juan province. Continental, epiclastic and pyroclastic sedimentation took place in isolated depocenters which built an asymmetric halfgraben with its deepest portion to the east-northeast, in the Rincón Blanco region, and the ramp to the west close to the Barreal - Hilario towns. The infilling was strongly controlled by tectonics which in term produced distinctive features along the whole sequence. Several authors have examined the displacement patterns along normal faults and they assume that boundary faults grow along strike, building at the same time the displacement. This latter implies that the location and thickness of sinextensional infilling will be affected by the evolution of these structures. The basic fault geometries include a single fault, segments of fault that link together and a fault that propagates laterally. Using these basic concepts it was possible to reconstruct the east margin of the basin, buried under several backthrusts and to understand the relationship of the sedimentary sequence associated to it (Marachemill Unit) and previously considered part of the Rincon Blanco Group.

INTRODUCCIÓN

La arquitectura de una cuenca es el resultado de la interacción de factores primarios como la evolución del drenaje, los efectos de las variaciones del clima y del nivel de base regional (nivel de mar) y/o local y, particularmente en las cuencas de rift de la evolución de la falla maestra o de la interacción de las fallas a medida que se propagan.

El crecimiento de las fallas principales parece seguir 3 patrones de evolución básicos: mayor desplazamiento en el centro con decrecimiento hacia los extremos o *tips* a medida que aumenta la extensión; desplazamiento variable a lo largo del rumbo al incorporar segmentos a lo largo del rumbo o *en-chelón*, con zonas de transferencia o relevo; propagación asimétrica con un extremo mas o menos fijo y otro móvil (Schilsche y Anders 1996; Morley 1999). En función de esto está claro que un hemigraben modificará con el tiempo su extensión, profundidad y geometría como consecuencia del comportamiento de las fallas asociadas. Si además el esfuerzo que actuó durante la extensión fue oblicuo, la falla tiene chance de estar segmentada y escalonada por numerosas fallas menores que le confieren un diseño *en-chelon* (McClay 1997; Leeder 1995; Dawers y Underhill, 2000).

Los modelos que predicen el relleno de este tipo de cuencas asumen que la propagación lateral de las fallas y la depositación ocurren simultáneamente, lo que da lugar a onlaps progresivos sobre el basamento a lo largo del eje de la cuenca (modelo de propagación). La propagación se producirá a través de segmentos que se encadenan siguiendo una dirección predominante (propagación unilateral), o bien será el resultado del encadenamiento de dos segmentos sincrónicos que se superponen. Sin embargo, Morley (1999) sugiere que en algunos casos de propagación lateral, una falla queda inactiva mientras que un nuevo segmento se propaga eventualmente reactivando al anterior y produciendo cambios abruptos en la posición del depocentro. En estos casos, las fallas crecen rápidamente hasta alcanzar su máxima extensión luego de lo cual acomodan el desplazamiento fuera de fase (modelo de no propagación).

La falla maestra que controló la depositación triásica del Grupo Rincón Blanco es de alto ángulo, presenta un diseño curvo en planta con un perfil cóncavo lo que hace suponer que tal vez tenga comportamiento lístrico en profundidad (Barredo 2002). Este tipo de fallas suele muchas veces conformar sistemas encadenados (McClay 1997) y en Rincón Blanco ciertas diferencias que se observan en las características faciales y en la distribución lateral de los ambientes sugieren que la sedimentación sinextensional fue afectada por la propagación y el desplazamiento de segmentos de falla que se encadenaron más que una única estructura.

Variaciones en la potencia de las distintas unidades a lo largo del eje de la cuenca sugieren que el espacio de acomodación - y en consecuencia la subsidencia - no fue uniforme. El relleno muestra además evidencias tectosedimentarias que indican la existencia de una reactivación tectónica marcada la que fue interpretada por Barredo (1999) como el comienzo de un segundo estadio de rift (sinrift II). Tanto el primer sinrift (sinrift I) como el segundo se caracterizan por el desarrollo de facies lacustres que evolucionaron en situación de máximo creación de espacio de acomodación y que ocupan posiciones geográficas diferentes. Esto último también parece indicar que la geometría del rift varió con el tiempo como consecuencia de la evolución del fallamiento extensional.

MARCO GEOLÓGICO

La subcuenca Rincón Blanco forma parte del cierre norte de la cuenca Cuyana, consiste en un hemigraben asimétrico de dirección submeridional; se extiende a lo largo de 45 km desde la latitud de la ciudad de Barreal hasta el cerro El Alto de los Pajaritos por el Norte, alcanzando un ancho máximo de 60 km (López Gamundí 1994; Barredo y Stipanovic 2002). La falla maestra o falla de borde (*master fault*) se localiza al este del sistema; muestra un mayor desplazamiento hacia el este-estenoreste (López Gamundí, 1994; Barredo y Ramos 1997), lo que le confiere una geometría asimétrica en dicha dirección (Fig. 1). Su diseño en planta es curvo, presenta alto ángulo (74°) con un perfil cóncavo lo que hace suponer que tiene comportamiento lístrico en profundidad (Barredo 2002). Su traza está sólo expuesta en la porción sur de la cuenca debido al avance de los retrocorrimientos de vergencia occidental de la sierra del Tontal (Fig. 1). En función del modelo de origen propuesto para la cuenca Cuyana por Ramos (1992) se considera que el hemigraben Rincón Blanco estaría también asociado a un mecanismo de cizalla simple, con desarrollo de una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (*detachment*) lo que favoreció la generación de un rift asimétrico, con su rampa hacia el oeste y el margen activo hacia el este (Barredo 2005).

El relleno de sinrift y *sag* del margen activo están representados por el Grupo Rincón Blanco (Borrello y Cuerda 1965 enmendado por Stipanovic 1979 y por Barredo 1999). Aflora al noreste de la localidad de Barreal, provincia de San Juan, entre el faldeo occidental de la Sierra del Tontal y los cerros Alto de los Pajaritos y Hilario (Fig. 1). Sus unidades están bien expuestas a lo largo de una banda meridiana de 24 km de extensión con un ancho máximo de 5 km. Presenta variaciones en la distribución de las distintas formaciones y cambios de espesor notables como resultado de la asimetría de la subcuenca. Se estableció un espesor total superior a los 2300 m (López Gamundí 1994; Barredo y Ramos 1997) mientras que en la rampa el espesor no sobrepasa los 950 m (López Gamundí 1994; Spalletti 2001). La deformación compresiva a la que fue sometido durante el Terciario caracterizada por sistemas de corrimientos andinos de vergencia oriental y el avance de los retrocorrimientos Tontal produjeron el plegamiento sinclinal de la secuencia y la supresión de la mayor parte de las unidades, mientras que un tramo de la falla maestra original se preserva parcialmente reactivada como falla inversa de alto ángulo en el margen oriental, a la altura del cerro Bola (Barredo 2002) (Fig. 1).

El análisis de la historia del relleno sugiere la existencia de dos estadios de rift (Rift I y Rift II) (Barredo 1999). En términos generales, el estadio de sinrift I se caracterizó por una fuerte subsidencia tectónica y consecuente generación de espacio de acomodación sobre todo a la latitud del cerro Bola. El sinrift II fue de menor envergadura y su mejor desarrollo se observa al norte de esta última localidad, a la latitud de Rincón Blanco (Fig. 1).

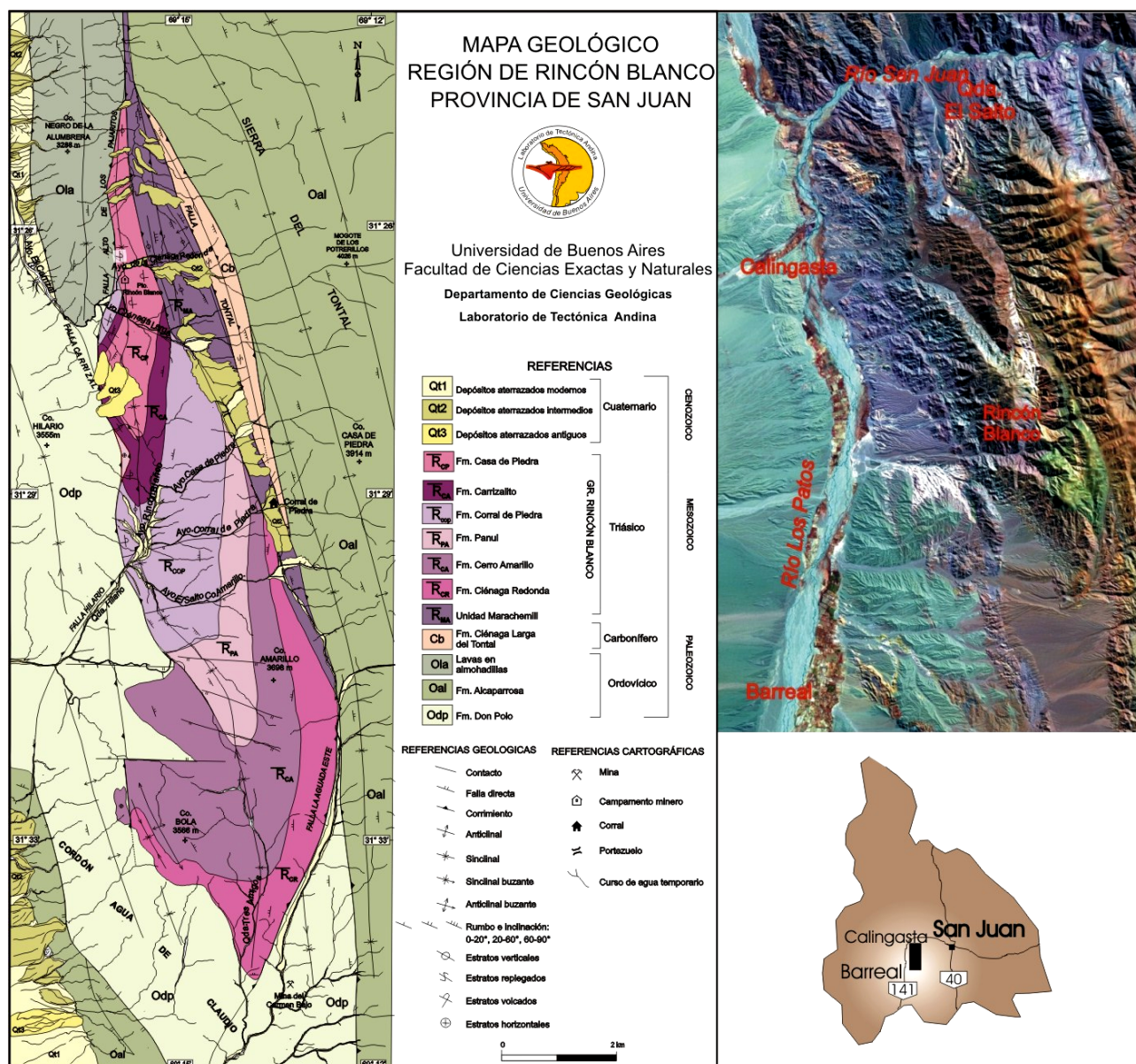


Figura 1: Mapa de geológico del margen activo de Rincón Blanco. Imagen satelital de la región donde aflora el relleno del hemigraben con el margen activo hacia el este y la rampa al oeste, limitada por la traza del río.

Los estudios estratigráficos y sedimentológicos del relleno del margen activo incluyen dentro del Grupo Rincón Blanco la totalidad de los afloramientos del área (Borrello y Cuerda 1965; Irigoyen y Stover 1969; Stipanovic 1979). Sin embargo, trabajos recientes señalan que los niveles localizados hacia el este, contra la sierra del Tontal, presentan diferencias en el arreglo de facies con los del Grupo Rincón Blanco que no permiten una correlación lateral directa (Barredo 2004). Estos niveles están además en contacto tectónico en la mayoría de su exposiciones con las unidades del grupo y, solo a la altura del Cerro Amarillo se ubican por debajo en contacto levemente discordante (Fig. 1). Debido a esto y a pesar de no contar con datos absolutos de edad, Barredo (2004) propone separar estas rocas del Grupo Rincón Blanco utilizando para ello conceptos tectosedimentarios y la identifica preliminarmente como Unidad Marachemill.

En líneas generales el relleno del Grupo Rincón Blanco comienza con potentes conglomerados de abanico aluvial que afloran mayormente en la porción sur del depocentro y sobre todo a lo largo de su margen oriental con escasas intercalaciones de riolitas y tobas riolíticas. Estos corresponden a la Formación Ciénega Redonda que alcanza 400 m de potencia en la quebrada El Salto Norte - Cerro Amarillo (Barredo y Stipanovic 2002). Sigue la Formación Cerro Amarillo que corresponde en su sección inferior a sistemas efímeros con flujos canalizados desarrollados en las porciones distales de los sistemas de abanicos aluviales que pasa en tramo medio a superior a facies lacustres y culmina con conglomerados lenticulares de origen

fluvial en un arreglo granocreciente (Fig. 2). El máximo espesor medido es de 600 m en el área de cerro Bola donde se desarrollaron los principales niveles lacustres. Esta unidad representa el momento de mayor espacio de acomodación de la cuenca con desarrollo de secuencias transgresivas (rift clímax) mientras que se interpreta que el techo podría corresponder al pasaje hacia el estadio de *sag* (rift tardío) (Barredo 2005). El comienzo del segundo sinrift puede interpretarse a través del desarrollo de los abanicos aluviales de la Formación Panul (Fig. 2). Esta unidad está expuesta a lo largo del margen oriental, el máximo espesor medido corresponde a 270 m a la altura del arroyo El Salto Norte. El contacto basal es pseudoconcordante con la Formación Cerro Amarillo como resultado de la reactivación extensional del sistema de fallas normales que originaron la cuenca (Barredo 1999). Estos ambientes evolucionaron a sistemas fluviales meandriformes y a lagos someros de la Formación Corral de Piedra con aporte piroclástico y bajo un clima notablemente más húmedo que el que caracterizó el primer estadio de rift. Aflora desde la quebrada El Salto Norte hasta la quebrada Casa de Piedra donde presenta un espesor de 300 m. La constante profundización del lago dio lugar a la formación de un gran cuerpo estable con importante producción orgánica identificado como Formación Carrizalito. Su mayor desarrollo se observa en la cercanía de las quebradas Casa de Piedra y Rincón Blanco, donde alcanza 250 m, se acuña hacia el norte en la Ciénaga Larga mientras que hacia el oeste del área de Rincón Blanco solo se desarrollaron facies someras, resaltando así la asimetría de la cuenca. Hacia el techo las facies profundas son reemplazadas por facies someras y por secuencias fluvio-deltaicas progradacionales en un arreglo granocreciente que caracterizan la base de la Formación Casa de Piedra (Fig. 2). Estas facies son rápidamente reemplazadas por sistemas fluviales entrelazados y meandriformes acompañada de importante aporte piroclástico. La unidad está muy bien expuesta a la altitud del cerro Alto de Los pajaritos por el norte extendiéndose hacia el sur hasta la quebrada Casa de la Ciénaga Larga donde se midieron aproximadamente 360 m (Barredo y Ramos 1997).

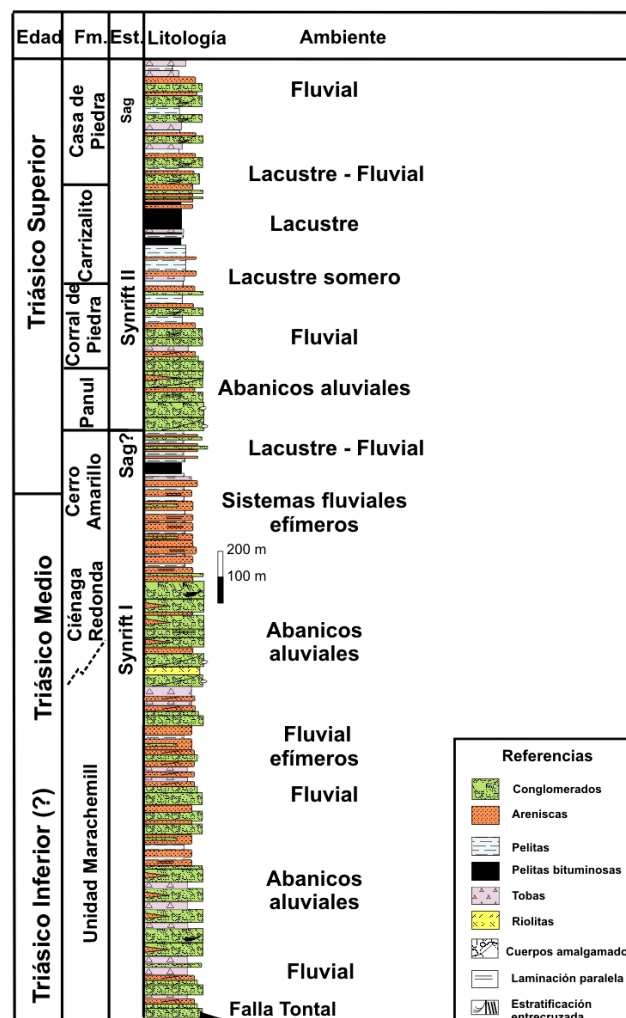


Figura 2: Columna estratigráfica del relleno triásico del hemigraben Rincón Blanco.

Los niveles identificados como Unidad Marachemill afloran en el borde oriental de la cuenca donde llegan a registrar una potencia parcial de 905 metros debido a que los límites inferior y superior corresponden a fallas inversas (Fig. 1). El conjunto se extiende desde el Portezuelo Alto Sur, en las proximidades de la quebrada El Salto del Cerro Amarillo hacia el norte hasta la quebrada El Salto, en las proximidades del río San Juan. Comienza como ríos arenosos acompañados de intensa actividad volcánica explosiva con desarrollo de numerosos niveles de tobas de caída y flujos ignimbríticos que la diferencia del Grupo Rincón Blanco. Esta secuencia pasa gradualmente a abanicos aluviales gruesos y bajadas con importante aporte piroclástico y riolítico. Siguen sistemas efímeros y barreales que son reemplazados por ríos gravosos a arenosos con planicies de inundación bien desarrolladas y finalmente a ambientes de ríos efímeros que evolucionaron bajo un clima semiárido (Fig. 2).

CONSECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS DE LA PROPAGACIÓN Y DESPLAZAMIENTO DE FALLAS NORMALES

Para analizar la evolución del hemigraben se consideró que el estilo estructural de la falla de borde se corresponde con fallas de crecimiento, modelo que considera la dependencia existente entre el tamaño de una falla y su desplazamiento. Muchos trabajos acerca de este tipo de estructuras concluyen que con el tiempo aumentan tanto su extensión como el rechazo y consecuentemente la dimensión de las cuencas asociadas (e.g. Jackson y Leeder 1994; Schilche 1991). A desplazamiento constante el incremento de área dependerá del tipo de ley que se utilice para relacionar el parámetro de extensión de la falla y el desplazamiento (Dawers *et al.* 1993). Así, algunos autores proponen una relación lineal entre el desplazamiento y la propagación de las fallas según: $D=cL^n$ (e.g. Marret y Allmendinger 1991; Scholz y Cowie 1990) donde D , es el desplazamiento, L , longitud y c , constante que depende de las propiedades de las rocas y n otra constante que varía entre 1 y 2.

Morley (1999) propone a su vez que este tipo de fallas muestra tres patrones básicos de evolución: a) máximo desplazamiento en el centro de la falla, con marcada disminución hacia los extremos; b) variable a lo largo de la falla lo que ocurre cuando incorpora el desplazamiento de otras fallas del sistema de similar edad c) asimétrico, con un extremo de la falla permanece más o menos fijo y otro que se propaga. En este último caso puede ser gradual a lo largo del rumbo o, puede producirse un salto en su localización y formarse una nueva falla de la antigua, eventualmente su propagación podrá hacer que se una a la vieja y la reactive.

Los modelos más aceptados en la actualidad asumen que las fallas de borde crecen por propagación a lo largo del rumbo como una única estructura y/o por encadenamiento con otros segmentos de falla durante el desarrollo de muchos rifts (e.g. Schilsche y Olsen, 1990; Morley *et al.* 1990; Schilsche y Anders 1996; Dawers y Underhill, 2000; Withjack, Schilche y Olsen 2002). Mayormente, se basan en que la propagación de la falla y el desplazamiento ocurren simultáneamente, de manera que con el tiempo la cuenca se ensancha a lo largo del eje, sin embargo Morley (1999) propuso que hay casos en los que el mayor desplazamiento no ocurre en forma simultánea a la propagación de la falla sino que se da fuera de fase.

Cualquiera sea el caso, la implicancia más importante que se desprende de estos modelos es que el espacio de acomodación y el relleno sintectónico están condicionados por el comportamiento de las estructuras y en consecuencia la historia del desplazamiento quedará impreso en el registro estratigráfico (Leeder y Gawthorpe 1987; Schilche 1991). La aplicación de este concepto constituye una herramienta de notable interés cuando se considera la evolución del hemigraben de Rincón Blanco, sometido a intensa deformación compresiva durante el Terciario. Sistemas de corrimientos ándicos sumados a retrocorrimientos de vergencia oeste suprimieron gran parte del registro sedimentario de los márgenes e incluso la mayor parte de la falla maestra (Fig 1). Interpretar su geometría dependió en gran parte del análisis de las características tectofaciales, de la posición paleogeográfica de las unidades de relleno y de la aplicación de estos resultados a los modelos de crecimiento de fallas. Las diferencias faciales observadas entre la Unidad Marachemill y el Grupo Rincón Blanco, los cambios de espesor a lo largo del eje de la cuenca y los cambios de posición del depocentro de la cuenca observados entre los depósitos de sinrift I y sinrift II podrían explicarse en primera aproximación como resultado de la propagación de la falla de borde, ya sea como un único segmento o como segmentos relacionados entre sí por una zona de transferencia.

DISCUSIÓN

Las observaciones estratigráficas muestran que la Unidad Marachemill se encuentra mayormente en relación lateral con el Grupo Rincón Blanco pero al menos una parte está en relación infrayacente con ésta (Fig. 3). Por otro lado, la primer unidad presenta características sedimentológicas que permiten interpretar ambientes mayormente desarrollados en condiciones de clima semiárido con escaso registro fósil, mientras que en el Grupo Rincón Blanco sólo se registraron condiciones similares durante la depositación del sinrift I, pero para el sinrift II los estudios muestran que el clima se torno templado y mas húmedo desarrollándose ambientes lacustres extensos que fueron acompañados de una fauna y flora abundante (Barredo *et al.* 1999).

Para explicar esto se pueden revisar los modelos citados más arriba que refieren a la relación entre la propagación de las fallas y la generación de rechazo. Si se considera que al comienzo de la extensión existió una falla que se propagó al sur, se puede pensar que ésta acomodó gran parte de la Unidad Marachemill dado que gran parte subyace al Grupo Rincón Blanco y a medida que se propagaba fue trasladando el depocentro



Figura 3: Fotografía que muestra el único sector de la cuenca donde se observa el contacto entre la Formación Ciénega Redonda, base del Grupo Rincón Blanco y la Unidad Marachemill.

hasta la latitud del cerro Amarillo, donde las Formaciones Ciénega Redonda y Cerro Amarillo alcanzaron los mayores espesores y donde se instaló el lago de esta última unidad. Sin embargo al desarrollarse el segundo estadio de rifting los sistemas se trasladaron otra vez al norte (Fig.1) cuando se esperaría que avanzara al sur, esto permite pensar que tal vez actuaron dos segmentos en vez de uno.

En cambio si se considera que al menos durante una parte de la historia del rift actuaron dos segmentos de fallas que evolucionaron en forma independiente, es posible explicar las discrepancias entre la Unidad Marachemill y el Grupo Rincón Blanco, mientras que el cambio de posición de los depocentros entre el sinrift I y II quedaría justificada por la interacción entre los dos segmentos de falla.

Se estima que inicialmente un segmento acomodó parte de la Unidad Marachemill (Fig. 4) pero luego la deformación se trasladó a otro segmento que rompió en el *hanging wall* y que controló la depositación de la base del Grupo Rincón Blanco. Esto es consistente con las características faciales de ambas secuencias ya que se desarrollaron en un relieve marcado y bajo un clima semiárido. Asimismo, la Formación Ciénega Redonda, presumiblemente más joven que la base de la Unidad Marachemill, apoya sobre basamento a la latitud del Cerro Bola sugiriendo que las fallas se propagaban en dicha dirección. Por las características observadas en la arquitectura del relleno, se estima que la zona de transferencia de rechazos de los segmentos pudo estar parcialmente elevada sin llegar a desconectar las cuencas, pero que determinó condiciones particulares en la sedimentación de cada una durante el rifting. Esta zona coincidiría con la quebrada de la Ciénega Larga cuya traza recta fuera interpretada como un lineamiento por Quartino *et al.* (1971) y posteriormente asociada al sistema de retrocorrimientos El Tontal por Barredo (2004) (Fig. 1).

Al producirse la reactivación del fallamiento con la depositación de la Formación Panul, el segundo segmento se propagó, eventualmente reactivando el anterior o simplemente interactuando mecánicamente, lo que dio lugar a una mayor subsidencia en el lugar de traslape y por ende a un mayor espacio de acomodación. Se presume que coincidiría con la quebrada Rincón Blanco ubicada al norte del depocentro del sinrift I, donde se produjo la mayor acumulación de pelitas bituminosas de la Formación Carrizalito (Fig. 4). Según Gawthorpe y Leeder (2000) durante el encadenamiento los segmentos acumulan rechazo sin aumentar la extensión, Dawers y Underhill (2000) sugieren además que la depositación de las pelitas del clímax del rift están directamente relacionadas a la interacción de los segmentos de falla antes que éstas conformen una única estructura. El dominio de paleoflujos axiales en el techo de las Formaciones Carrizalito (clímax del rift) y el hecho que las pelitas bituminosas de la Formación Carrizalito se extienden más allá de la quebrada de la Ciénaga Larga, o antigua zona de transferencia, es también un buen indicador a favor del encadenamiento de segmentos de falla.

La falta de datos de edades absolutas y el complejo marco tectónico del área de estudio no permiten definir si la propagación de las fallas y el desplazamiento ocurrieron simultáneamente. Pero si se puede establecer que existieron dos segmentos de fallas y que hubo una tendencia a la propagación lateral hacia el sur, dado que hacia el norte del área de estudio no hay rocas del Grupo Rincón Blanco por encima de la Unidad Marachemill. El patrón de comportamiento es similar al tipo “c” propuesto por Morley (1999) con un segmento original parcialmente desactivado y un segundo segmento (aparentemente más joven) que al propagarse reactivó al anterior produciendo un salto en la ubicación del depocentro: lo desplazó hacia el norte en vez de continuar su traslado hacia el sur.

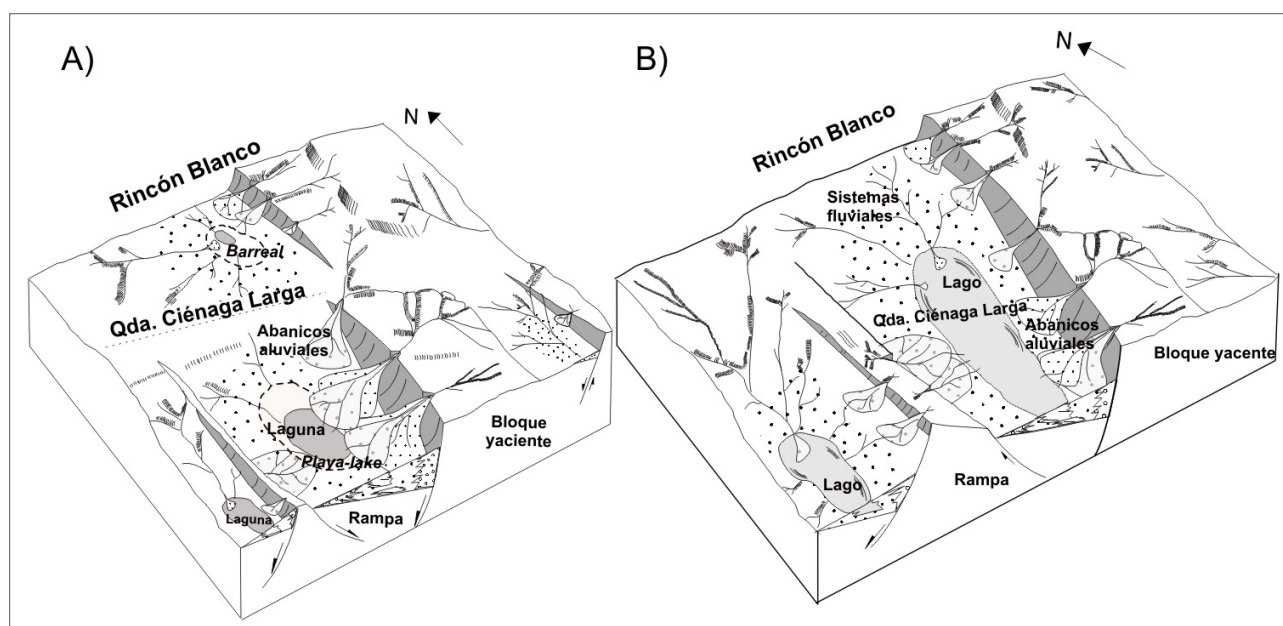


Figura 4: Bloques diagrama sintéticos que muestran la evolución propuesta en este trabajo para el hemigraben. A) Dos segmentos de fallas con una zona de transferencia en la quebrada de la Ciénaga Larga. El segmento septentrional actuó primero y acomodó la Unidad Marachemill, el austral al Grupo Rincón Blanco más joven. B) El segundo segmento se propagó hacia el norte y reactivó al anterior desplazando el depocentro en dicho sentido y sepultando el alto original.

CONCLUSIONES

El complejo marco estructural que presentan los afloramientos triásicos del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la Cuenca Cuyana, no permite explicar los contrastes faciales de sus depósitos a lo largo del rumbo de la cuenca ni la geometría original del rift en este sector. Mediante el estudio de los ambientes sedimentarios y de su ubicación geográfica fue posible analizar el comportamiento de la falla maestra. Asumiendo para ello que el estilo estructural del rift se corresponde con el de fallas de crecimiento, se consideraron los modelos de propagación y de no propagación analizados por Morley (1999) para el caso de una única falla o para dos segmentos.

El modelo de propagación lateral a través de dos fallas justifica los cambios de posición de los depocentros y la disminución de los espesores de la Unidad Marachemill hacia el sur y el aumento al mismo tiempo de los de la base del Grupo Rincón Blanco. Al comienzo de la extensión se habría desarrollado una falla que creó el espacio para acomodar los sedimentos de gran parte de la Unidad Marachemill, mientras que hacia el *hangingwall* rompió otro segmento que controló la depositación de la base del Grupo Rincón Blanco, cuyo depocentro se ubicó a la latitud del actual cerro Amarillo. El sinrift I evolucionó hacia un postrift incipiente que no prosperó ya que fue interrumpido por una fuerte reactivación tectónica que marca el inicio del sinrift II (Barredo 2002). Este segundo estadio de rift es producto de un nuevo evento extensivo que dio lugar a la interacción entre los segmentos de fallas y consecuente reorganización de la cuenca: el depocentro se trasladó más al norte del anterior, hacia lo que hoy es el Rincón Blanco y el antiguo alto de la zona de transferencia fue cubierto por la sedimentación. Se interpreta que el máximo espacio de acomodación alcanzado en el segundo estadio se registra como ajuste del desplazamiento ocurrido durante la interacción entre los segmentos de fallas, previo a la máxima extensión del fallamiento.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece las observaciones realizadas por el Dr. Víctor Ramos y por los árbitros que contribuyeron a enriquecer su contenido. Este trabajo fue financiado por el proyecto UBACYT X160.

BIBLIOGRAFÍA

- Barredo, S.P., 1999. Evidencia de reactivación tectónica en el rift triásico de Rincón Blanco, San Juan. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 30, Salta.
- Barredo, S.P., 2002. La estructura de los depósitos triásicos del margen activo de la subcuenca Rincón Blanco, provincia de San Juan. En: En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osera, H.A. y Panarello, H.O. (editores). Actas del XV Congreso Geológico Argentino, I: 308-307, Argentina.
- Barredo, S.P., 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires: 325 pp. Inédita.
- Barredo, S.P., 2005. Propuesta de correlación tectonoestratigráfica entre las unidades triásicas de las localidades de Barreal-Agua De Los Pajaritos y Rincón Blanco, Provincia de San Juan. XVI Congreso Geológico Argentino. En prensa.
- Barredo, S.P. y Ramos, V.A.; 1997. Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift triásico. II Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas I: 130-135, San Juan.
- Barredo, S.P., 1999, G. Ottone, C. Marsicano y C. Rodríguez Amenábar. Continental Biotic Association of the Triassic Rincón Blanco Subbasin, Argentina. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Abstracts: 8-9, Buenos Aires.
- Barredo, S.P. y Stipanovic, P., 2002. El Grupo Rincón Blanco. En: Stipanovic, P.N. y C.A. Marsicano (editores), *Léxico Estratigráfico de la Argentina*, III: 870 pp.
- Borrello, A.V. y Cuerda, A.J., 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). Comisión de Investigaciones Científicas. Provincia Buenos Aires, Notas: 2 (10), La Plata.
- Dawers, N. H., Anders, M.H. y Scholz, C.H., 1993. Fault length and displacement: scaling laws. *Geology*, 21: 1107-1110.
- Dawers, N. H. y Underhill, J.R. 2000. The Role of Fault interaction and linkage in Controlling Synrift Stratigraphic Sequences: Late Jurassic, Statfjord East Area, Northern North Sea. *American Association of Petroleum Geologists*, 84(1): 45-64.
- Gawthorpe, R.L. y Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12 (3-4): 195-218.
- Jackson J.A y Leeder, M.R., 1994. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 16: 1041-1059.
- Leeder, M. R., 1995. Continental rifts and proto-oceanic rifts troughs. En C. J. Busby y R. V. Ingersoll, editores. *Tectonics of sedimentary basins*: Oxford, Blackwell Science: 119-148.

- Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block-half-graben basins. En: Coward, M.P., Dewey, J.F. y Hancock, P.L., (editores), Continental Extensional Tectonics. Geological Society London Special Publication, 28: 139-152.
- López Gamundí, O. R., 1994. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo basin (Triassic), western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts: 6-7, Recife.
- Marret, R. y Allmendinger, R.W., 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13: 735-738.
- Mc Clay, K.R., 1997. Tectonic Regimes and Fault Systems: Structural Geology for Petroleum Exploration. Short Course. Tecpetrol, VI: 350 pp. Buenos Aires.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L. y Munn, S.G., 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 1234-1253.
- Morley C.K., 1999. Patterns of Displacements Along Large Normal Faults: implications for Basin evolution and Fault Propagation, based on Examples from East Africa. *American Association of Petroleum Geologists*, 83(4): 613-634.
- Quartino, B.J., Zardini, R.A. y Amos, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la Región de Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1: 184 pp.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 5: 2-9.
- Schilsche, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*, 3: 123-141.
- Schilsche, R.W., 1995. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. *American Association of Petroleum Geologists*, 79: 1661-1678.
- Schilsche, R.W. y Olsen, P.E., 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with applications to early Mesozoic rifts of eastern North America. *Journal of Geology*, 98: 135-155.
- Schilsche, R.W. y Anders, M.N., 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geological Society of America Special Publication*, 303: 183-203.
- Scholz, C.H. y Cowie, 1990. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, 346:837-838.
- Spalletti, L.A., 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (2): 189-210.
- Stipanovic, P.N., 1979. El Triásico del Valle del río Los Patos (Provincia de San Juan). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, II: 695-744, Córdoba.
- Withjack, M. O., Schilche, R., W. y Olsen, P. A., 2002. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. En: *Sedimentation in Continental Rifts*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, 73: 57-81.