

Discordancias progresivas en los depósitos pre-neógenos del Famatina (Formación del Crestón), La Rioja, Argentina y su implicancia en la evolución del antepaís andino

Federico M. DÁVILA¹ y Ricardo A. ASTINI²

CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica FCFyN, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Velez Sarsfield 1611 (X5016GCA) Córdoba, Argentina.

¹E-mail: fmdavila@com.uncor.edu

²E-mail: raastini@com.uncor.edu

RESUMEN. Se describen y analizan una serie de discordancias progresivas en los depósitos sinorogénicos de la Formación del Crestón que subyacen al Grupo Angulos (Neógeno) en la región central del Famatina (La Rioja, Argentina). Se trata de un conjunto de estratos con un espesor superior a los 1000 m, fuertemente abanicados y donde las sucesivas superficies de truncamiento constituyen discordancias intraformacionales. El abanicamiento cubre un espectro cercano a 80° con un paquete basal de polaridad invertida y buzamientos de 60° al oeste y el tramo superior representado por una sucesión de polaridad normal y buzamientos del orden de los 45° al este. Internamente se observan al menos 6 dominios de buzamiento, separados por discordancias angulares. Las discordancias se desarrollan entre el eje del sinclinal El Crestón y el anticlinal Los Colorados y tienen continuidad por más de 15 kilómetros. Del tratamiento estructural se deduce un plano de movimiento que contiene a todos los polos de estratificación de 102°/80°SO. Esto último permite inferir un eje de rotación de 13°/10° que coincide aproximadamente con el eje del anticlinal Los Colorados, asociando su formación al crecimiento del anticlinal. Las discordancias registradas en la Formación del Crestón se habrían formado por traslape rotatorio (*offlap* rotatorio) evidenciando levantamientos tectónicos acelerados. Las asociaciones de facies de abanicos aluviales junto a las discordancias progresivas indican que la sedimentación habría tenido lugar en una antefosa, inmediatamente adyacente a una faja plegada. Esta constituye la primera mención de discordancias sintectónicas en la región del Famatina que permiten inferir una migración del frente de deformación hasta esta región antes de los 6,9 Ma.

Palabras clave: *Discordancias progresivas, Depósitos sinorogénicos, Formación del Crestón, Andes Centrales, sierra de Famatina*

ABSTRACT. *Progressive discordances in the pre-Neogene deposits of Famatina (Del Crestón Formation) of La Rioja, Argentina, and their implication for the evolution of the Andean foreland.* A set of progressive unconformities in the synorogenic deposits of the Del Crestón Formation that underlie the Angulos Group (Neogene), Central Famatina (La Rioja), are described and analysed. More than 1000 m of relatively proximal alluvial fan strata are strongly fanned forming rotational intraformational unconformities. The strata fan more than 80°, between an overturned domain dipping 60° W and a normal domain dipping 45° E. Six dip domains were determined separated by angular unconformities. The progressive unconformities are developed between the El Crestón Syncline and the Los Colorados anticline for over 15 km. The plane 102°/80° SW that contains all the poles to bedding of rotated strata allows inference of a 13°/10° rotation axis, which approximately parallels the Los Colorados anticline axis, suggesting that its formation was coeval with the development of the anticline. The general pattern of the progressive unconformities is comparable to rotational *offlap*, providing evidence of formation under accelerated uplifting. Both facies associations and progressive unconformities indicate their position in the proximal foredeep depozone, adjacent to the front of the thrust belt. This is the first documentation of these kinds of stratigraphical relationships in the Famatina Range and allows us to infer an Andean-related deformation previous to 6.9 Ma.

Key words: *Progressive unconformities, synorogenic deposits, Del Crestón Formation, Central Andes, sierra de Famatina*

Introducción

Los Andes son una cadena montañosa relativamente simple, resultado de la subducción de litósfera oceánica bajo un margen continental y simbolizan la manifestación más espectacular de la interacción placa oceánica-placa continental. Desde sus inicios sedimentos clásticos predominantemente continentales rellenaron las cuencas de antepaís. El estudio de estos depósitos

sinorogénicos es fundamental para entender la evolución de la Orogenia Andina (Ramos 1999).

El Sistema de Famatina se extiende a lo largo de casi 400 km entre los 27° y 31° de latitud S (Fig. 1a) y se ubica dentro del antepaís fragmentado (*broken foreland*) de los Andes centrales (Jordan y Allmendinger 1986), donde el ángulo de subducción es actualmente casi horizontal (Barazangi y Isacks 1976). Pese a su posición dentro del antepaís, esta sierra supera los 6000 m

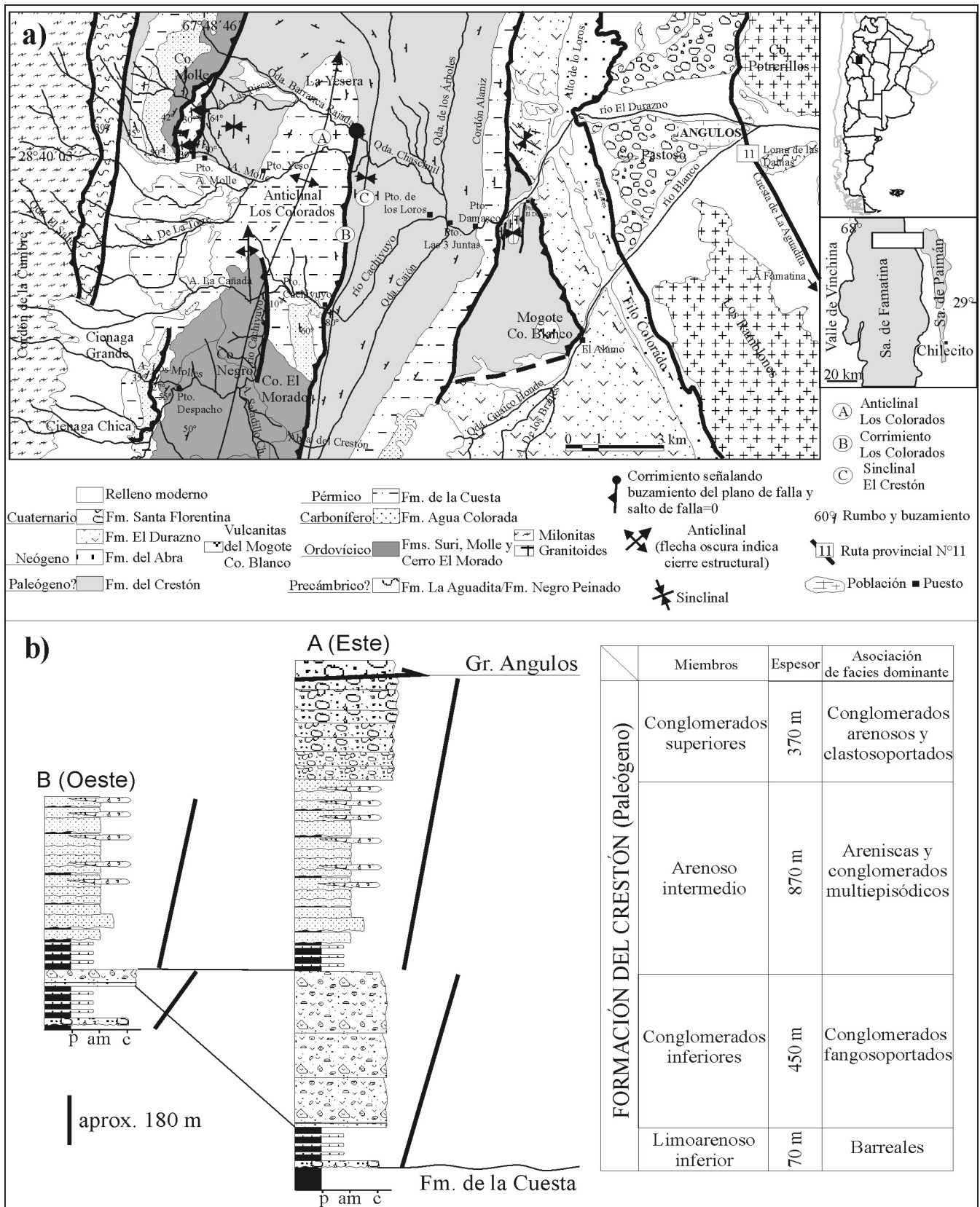


Figura 1: a, Mapa de ubicación y geología de la región de estudio. b, Columna estratigráfica sintética de la Formación del Crestón sobre el curso del río El Durazno. A) Columna tipo levantada en el flanco E del sinclinal El Crestón y B) columna en el flanco O del sinclinal El Crestón (Dávila y Astini 2002).

de altura sobre el nivel del mar, constituyendo una de las regiones con tasa de alzamiento más elevada de la cadena andina central (Tabbutt 1990), al menos durante el Mioceno–Pleistoceno.

La sedimentación sinorogénica en la vertiente E del Famatina, ha sido tradicionalmente incluida dentro del Grupo Angulos (Turner 1962), compuesto por las Formaciones del Abra, del Buey y El Durazno, a la que se puede agregar la Formación Santa Florentina (De Alba 1979) (Fig. 1a). Estos depósitos registran la sedimentación a partir de $6,9 \pm 1,2$ Ma (Tabbutt 1990). La Formación del Crestón definida por Turner (1960) antecede al Grupo Angulos (Fig. 1b) y según Dávila (2001) y Dávila y Astini (2002) constituye la primera unidad de clara vinculación sinorogénica dentro del ciclo andino en la región. Esta unidad preneógena (Dávila y Astini 2002) ha sido excluida de los análisis más recientes referidos a sedimentación sinorogénica a pesar de su gran espesor y distribución areal importante dentro de la vertiente oriental del Famatina.

Este trabajo tiene por objeto describir y analizar una serie de discordancias progresivas que han sido cartografiadas dentro de la Formación del Crestón en la región central del Famatina, constituyendo la primera mención de este tipo de discordancias sintectónicas en la región. Se discute asimismo, la implicancia de este hallazgo en la cronología del antepaís.

Depósitos sinorogénicos pre-neógenos: características distintivas.

La Formación del Crestón aflora en el borde oriental de la sierra de Famatina entre el corrimiento principal del cordón de la Cumbre y la localidad de Angulos, en fajas submeridionales (Fig. 1a). Se trata de un conjunto de conglomerados y areniscas con intercalaciones de limolitas y nódulos de yeso de color morado. Se apoya en discordancia regional de bajo ángulo sobre depósitos pérmicos de la Formación de La Cuesta y se encuentra sobrecorrida por encima del Grupo Angulos de edad neógena (Tabbutt 1990) (Fig. 1b). Esto lleva a suponer que, a pesar de la carencia de información geocronológica precisa, la Formación del Crestón se habría depositado entre el Pérmico y el Neógeno. Sobre la base de evidencias geológicas locales y regionales y datos de geotermocronología dados a conocer por Coughlin *et al.* (1998), Dávila y Astini (2002) sugieren una edad paleógena para esta unidad, asignada previamente al Triásico o al Cretácico.

La Formación del Crestón puede dividirse en cuatro miembros informales (Dávila y Astini 2002) (Fig. 1b). La organización vertical de las unidades en ambos flancos del sinclinal El Crestón, y la marcada continuidad lateral de las exposiciones permiten realizar correlaciones litoestratigráficas precisas entre los miembros de la formación. El miembro limoarenoso inferior se trata de una alternancia de 70 m de areniscas y pelitas moradas

con estratofábrica tabular y delgada, al que le suprayace en forma neta el miembro de conglomerados inferiores, matriz soportados y de composición predominantemente volcánica, de aproximadamente 450 m de potencia (Fig. 1b). Le sigue el miembro arenoso intermedio con un espesor aproximado de 870 m de espesor, caracterizado por su ritmicidad interna y la alternancia de conglomerados y microconglomerados clasto soporte, con intercalaciones de delgados bancos limoarenosos. La formación culmina con el miembro de conglomerados superiores que posee un espesor aproximado de 370 metros. Este último está constituido por conglomerados arenosos y clasto soportados de composición granítica (Fig. 1b). Dávila y Astini (2002) reconocen seis asociaciones de facies, que forman los cuatro miembros mencionados, sugiriendo ambientes de abanicos aluviales que van desde un dominio de aquellos con baja eficiencia en la base a un dominio de abanicos con alta eficiencia en el tope. Las asociaciones de facies de barreales fangosos (localmente salinos) y lagos efímeros, de conglomerados fango soportados, de conglomerados arenosos y clasto soportados y de areniscas y conglomerados multiepisódicos son las más representativas (Fig. 1b). En sentido ascendente, la unidad incluye dos ciclos con arreglo grano estrato creciente que en general marcan una mayor proximidad del área de aporte. Mientras que en el ciclo basal dominan los clastos andesíticos, vinculados a la decapitación de edificios volcánicos, en el superior dominan los clastos graníticos, hecho que marca una progresiva exposición y denudación de basamento en el área fuente (Dávila y Astini 2002).

Discordancias progresivas

En el tramo medio del río Chaschuil (Fig. 1a), la Formación del Crestón se dispone formando un conjunto de estratos de más de 1000 m de espesor fuertemente abanicados, donde las sucesivas superficies de truncamiento constituyen discordancias intraformacionales (Figs. 2a y b). Esta serie de discordancias progresivas se desarrollan entre el eje del sinclinal El Crestón y el anticlinal Los Colorados, ambos de expresión regional (Fig. 1a). En este sector se reconocieron tres de los cuatro miembros informales descritos anteriormente para la formación. No obstante, cabe destacar que el miembro de conglomerados inferiores sólo posee 40 m de potencia (Fig. 1b), en comparación con los 450 m registrados en el flanco E del sinclinal El Crestón, en el río El Durazno (Fig. 1a). Esto sugiere una geometría marcadamente cuneiforme del depósito en sentido E-O, con un ápice al O, a partir del cual el espesor de la unidad va incrementándose hacia al E. Cabe destacar que estas discordancias tienen expresión regional habiéndose reconocido a 5 y 10 kilómetros hacia el S del río Chaschuil, sobre el curso medio del río Cachiuyuyo (Fig. 1a, en las proximidades del puesto Cachiuyuyo) y en la

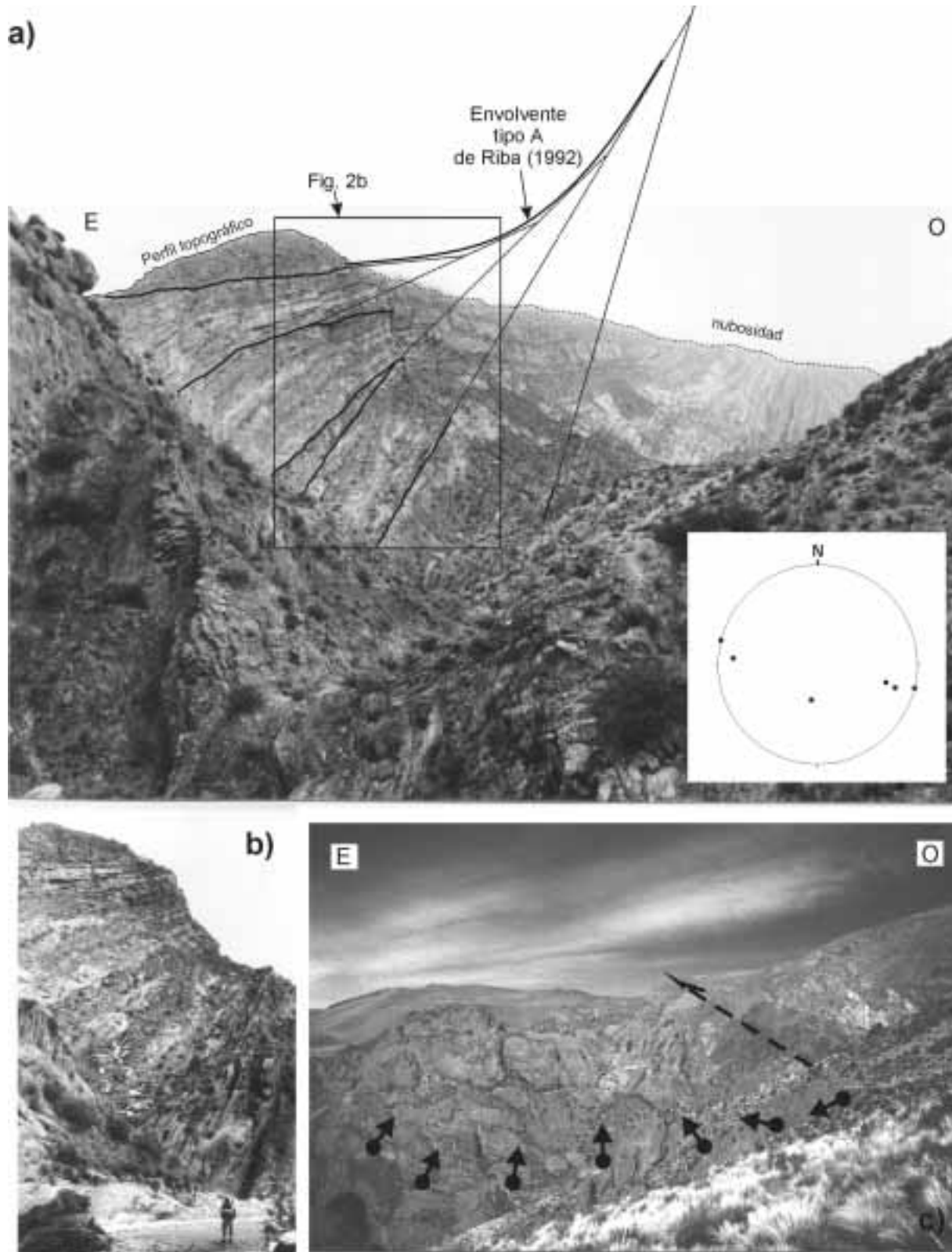


Figura 2: **a**, Vista panorámica de la Formación del Crestón mostrando las discordancias progresivas sobre el perfil del río Chaschuil (margen S). Obsérvese el abanicamiento de la estratificación en un patrón rotatorio con traslape descendente. En margen inferior derecho puede verse una red estereográfica equiareal con polos promedio de los planos de estratificación de los seis dominios de buzamiento. **b**, Detalle del abanicamiento estratal marcado en la figura 2a. **c**, Vista panorámica de la Formación del Crestón mostrando las discordancias progresivas en el perfil del Abra del Cajón (margen S). Nótese el corrimiento de los Colorados que sobrepone unidades ordovícicas sobre la Formación del Crestón y el abanicado de capas superior a 90°. Las marcas indican la polaridad estratigráfica.

quebrada del Cajón, respectivamente (Figs. 1a y 2c).

El abanicamiento de los estratos está dado principalmente por variaciones en el buzamiento (Figs. 2a y b). En sección transversal se observa que de O a E los estratos involucrados afloran con polaridad invertida en la sección basal próxima al corrimiento principal de Los Colorados, es decir, con bases estratigráficas dispuestas hacia el O (Fig. 2c). Esta estructura se resuelve hacia el norte del río Chachuil, donde se ubica el punto ciego, en el flanco rebatido del anticlinal asimétrico de Los Colorados. Los estratos se ponen verticales en un trayecto aproximadamente de 500 metros, hasta adoptar una posición estratigráfica normal, con estructuras de base hacia el E (Fig. 2a). Lo anterior puede verse también en el perfil de la quebrada del Cajón (Fig. 2c), donde el buzamiento de la estratificación varía entre 60° hacia el O (estratos invertidos) y 45° al E pasando por posiciones verticales intermedias (Figs. 2a y b). Dicha geometría sugiere deformación contemporánea con la sedimentación comparable con las discordancias progresivas descritas por Riba (1973) y Anadón *et al.* (1986) en la cuenca de antepaís cenozoica de la región pirenaica.

Los paquetes estratales que conforman la sucesión desarrollan una geometría acuñada en sección transversal lo que genera no sólo el abanicamiento, sino la convergencia de capas hacia el nivel superior del perfil topográfico (Figs. 2a, b y c). Internamente se observan al menos 6 dominios de buzamiento, separados por discordancias angulares (Fig. 2a). Hacia el oeste (fuera de la Fig. 2a), aparecen otros 3 dominios de buzamiento. El ángulo entre estos es muy variable, y van desde muy bajo (<10° entre los dominios 1 y 2), hasta muy marcado (>10° entre los dominios 2 y 3) (Fig. 2a). De los datos promedio de estratificación volcados en una red estereográfica equiareal se deduce un plano de movimiento que contiene a todos los polos de estratificación de 102°/80°SO (Fig. 2a). Esto último permite asumir un eje de rotación de 13°/10° (Fig. 2a), éste representaría el eje alrededor del cual habrían rotado los estratos de la Formación del Crestón para generar las discordancias sintectónicas observadas; eje que coincide parcialmente con el del anticlinal Los Colorados (véase Fig. 1a).

Entre los principales dominios se desarrollan delgados niveles conglomerádicos inmediatamente por encima de la superficies discordantes. Estos son conglomerados polimícticos arenosos finos y medianos, que muestran cambios graduales en la composición. En los dominios inferiores, ubicados hacia el O, predominan los clastos de volcanitas porfíricas (>95% son fenoandesitas). En posiciones intermedias los conglomerados muestran una variada gama de litologías con progresivamente mayor presencia de sedimentitas del Paleozoico superior (clastos de areniscas rojas), sedimentitas y rocas volcánicas ordovícicas (verdes y moradas), y granitos y milonitas de grano grueso, similares a los que hoy se exponen en el cordón de la Cumbre. En los dominios de buzamiento ubicados hacia el E, donde

los estratos presentan polaridades normales, hay un predominio de clastos de rocas graníticas y en forma subordinada con origen en las unidades del Carbonífero y Pérmico. Los clastos de fenoandesitas son numéricamente muy subordinados (<1%). Esto indica que a medida que se generaban las discordancias intraformacionales, relacionadas a una estructura de crecimiento, ubicada inmediatamente hacia el O, también existían eventos de deformación y exhumación como lo revela el marcado cambio composicional desde los dominios con polaridad invertida buzantes al O y con polaridad normal buzantes al E.

Finalmente, se interpreta que las estructuras de crecimiento mencionadas estarían relacionadas con el pliegue por propagación de falla del anticlinal Los Colorados (Dávila *et al.* 2003), tal como lo sugiere la similitud en orientación de los ejes de rotación de estratos y el eje del pliegue. La ausencia de discordancias progresivas al norte del cierre periclinal del anticlinal Los Colorados (Fig. 1a) supone que este anticlinal habría estado en proceso de crecimiento durante la depositación de la Formación del Crestón, añadiendo así, una importante implicancia cinemática vinculada con la edad de dicha unidad y el marco tectónico de la sedimentación.

Significado e inferencia sobre la tasa de levantamiento

Las discordancias angulares tradicionales se forman entre dos series, una inferior deformada durante una fase tectónica, seguida de denudación y truncamiento, que es luego recubierta por una serie superior que la traslapa (*onlap*). No obstante, existen discordancias cuyos estratos se han depositado durante los movimientos tectónicos, conocidas como discordancias sintectónicas (Riba 1992). Estas discordancias comunes en depósitos sinorogénicos, reflejan ascenso y sedimentación incremental, producto de deformación progresiva, de allí que comúnmente se las denomine discordancias progresivas o de crecimiento. En las discordancias sintectónicas los estratos se disponen en forma abanicada, pero existen transiciones con discordancias angulares (Riba 1973, 1976, 1992). El abanicamiento se produce por la rotación progresiva de las superficies depositacionales vinculadas con levantamiento y/o arrastre generado por estructuras tectónicas (*e.g.* flancos de anticlinales, fallas de alto ángulo, frente de *nappes*, diapiros, etc.) (Anadón *et al.* 1986). De acuerdo a Riba (1992) las discordancias angulares sintectónicas pueden ser consideradas como megaestructuras sedimentarias, y por ello ser orientadas de manera similar a las estructuras sedimentarias a pequeña escala, de acuerdo con los elementos geométricos de las mismas, con las direcciones de aporte y con el sentido de los “empujes” tectónicos (ver figura 6 de Riba 1973). En sentido relativo, las discordancias progresivas son producto de la

interacción entre las tasas de sedimentación-erosión y subsidencia-levantamiento, resultando muy evidentes cuando el movimiento incremental es rápido y/o las tasas de sedimentación lentas. Esto es más común de sectores proximales, ubicados muy próximos al frente orogénico, donde la mayoría de ellas se relaciona con flancos de pliegues por propagación de fallas (Suppe *et al.* 1992). Este es el tipo denominado “de frente activo” (Riba 1992).

Entre las discordancias progresivas de frente activo se distinguen: a) abanicos aluviales superpuestos que progadan en forma de cuñas rotatorias (con terminaciones en *offlap*), debido a levantamientos tectónicos acelerados bajo tasas de sedimentación constantes (ver figura 6 de Riba 1973), b) *onlap* rotatorios formados bajo tasas de levantamiento tectónico bajas o levantamientos amortiguados (ver figura 6 de Riba 1973). En ambos casos, la estructura resultante se desarrolla a partir de la rotación de las capas alrededor de un eje (Anadón *et al.* 1986). También puede existir una combinación de ellos, hecho que refleja la variación del balance entre tasas de levantamiento y sedimentación. Estas últimas se generan sobre bloques activos en sinclinales confinados (Anadón *et al.* 1986).

Dependiendo de donde se las observe y del grado de su exposición, las discordancias sintectónicas pueden mostrar una marcada angularidad. Estas suelen denominarse discordancias sintectónicas angulares y pueden extenderse por varios kilómetros antes de desaparecer en zonas aledañas de la cuenca donde la sedimentación no se vio interrumpida (Anadón *et al.* 1986) (ver figura 6 de Riba 1973) o bien desaparecer lateralmente en forma abrupta por un control estructural.

Sobre la base de los modelos de Riba (1973, 1976, 1992) y Anadón *et al.* (1986), las discordancias registradas en la Formación del Crestón podrían clasificarse como progresivas, porque se formaron concomitantemente con la sedimentación de la unidad, al mismo tiempo que la superficie depositacional rotaba. Por su geometría, aplicando la metodología de Riba (1973), corresponderían a las discordancias generadas por traslape rotatorio (*offlap* rotatorio, envolvente tipo A) (Fig. 2a). Sobre la base de la gráfica construida sobre la fotografía panorámica de la figura 2a se interpreta que durante la depositación de la Formación del Crestón el ascenso tectónico (movimiento incremental) fue acelerado. Esto habría producido el marcado abanicamiento que se observa afectando a la sucesión de facies gravosas típicas de abanicos aluviales.

Discusión

DeCelles y Giles (1996) dividen a los “sistemas depositacionales de cuencas de antepaís” en 4 depozonas bien diferenciadas, que de la parte más interna hacia la más externa son: la depozona de cuña frontal (*wedge-top depozone*), la antifosa (*foredeep depo-*

zone), el abultamiento periférico (*forebulge depozone*) y la depozona retroperiférica (*back-bulge depozone*). Cada una de estas subdivisiones presentan características distintivas; sin embargo, la depozona de cuña frontal presenta algunos caracteres que permiten diferenciarla de las demás. Esta involucra a la cuña orogénica y se extiende hacia el antepaís, hasta el frente de deformación, que puede asociarse con un frente ciego (*frontal tip*). La forma del depósito es acuñada en dirección al orógeno (*hinterland*) y se caracteriza por sedimentación de depósitos sinorogénicos gruesos, desarrollo de discordancias tectónicas y evidencias de deformación progresiva (Frostick y Steel 1993, DeCelles y Giles 1996). En general, las demás depozonas no tienen secciones tan acuñadas, la sedimentación es más fina y carecen por lo general de discordancias sintectónicas.

Si bien las discordancias progresivas no son exclusivas de un tipo de cuenca, sino el reflejo de un mecanismo de interacción entre tectónica y sedimentación, es en los sistemas de antepaís donde se han descrito los mejores ejemplos. En estos últimos se desarrollan cuando el avance de la cuña orogénica afecta a la depozona de la antifosa. En este momento pasan a formar parte de la cuña frontal (DeCelles y Giles 1996). Así los estratos que antiguamente formaban parte de la antifosa son rotados y cubiertos en forma discordante por sedimentos más jóvenes y gruesos, de la recién formada depozona de cuña frontal en avance. Riba (1973) considera la formación de las discordancias progresivas dentro de los márgenes de cuencas de antepaís como el resultado de la propagación de fallas dentro de una pila sedimentaria, convirtiendo en zona erosiva a sectores de un abanico aluvial (véase también Frostick y Steel 1993). Si comparamos estos modelos con lo expuesto en Famatina, la espesa secuencia aluvial grano-estratocreciente representaría la depozona de una cuña frontal en avance, tal como lo indican la geometría depositacional, las asociaciones de facies, el arreglo secuencial y las discordancias sintectónicas. Asimismo, esto revelaría una migración del frente de deformación hacia el E, tal como lo sugiere la geometría de las discordancias sintectónicas registradas en la Formación del Crestón (Fig. 2a).

Sobre la base de las estructuras aflorantes en la región de estudio (Fig. 1a), se desprende una cinemática del tipo fuera de secuencia, con una migración general del frente de deformación neógena-Cuaternaria de E a O. Esto permite inferir que en un primer estadio de la deformación andina, y mientras se depositaba la Formación del Crestón, la faja plegada se desplazó hacia el E. Esto habría sucedido hasta que la cuña tectónica, integrada en su frente por la faja plegada y corrida famatiniana, se encontró con el contrafuerte de basamento (granitoides y metamorfitas de bajo grado que componen la sierra de Paimán). Este frente habría detenido la migración hacia el E e induciendo a la generación de fallas fuera de secuencia, las que hoy están expuestas al SO de esta área en la Faja de deformación

del Salto Negro (véase figura 3, Astini 1998).

Las discordancias progresivas descritas en este trabajo añaden un elemento decisivo para considerar a la Formación del Crestón como propia de un marco de antepaís, hecho permitiría descartar una edad pre-andina (Mesozoica) como suponen Dávila y Astini (2002). Por su vinculación con modelos cinemáticos propios de cuñas deformadas (*top wedge* de DeCelles y Giles 1996) implican su desarrollo en una etapa con deformación activa del antepaís. Si las inferencias de Dávila y Astini (2002) sobre una edad pre-neógena (pre Grupo Angulos) para la Formación del Crestón son correctas, la deformación del antepaís habría comenzado en el Paleógeno.

Conclusiones

Se describen y analizan discordancias progresivas en la Formación Del Crestón que constituye la unidad basal de los depósitos sinorogénicos en el Famatina. Se trata de un conjunto de estratos con un espesor superior a los 1000 m, fuertemente abanicados y donde las sucesivas superficies de truncamiento constituyen discordancias intraformacionales. El abanicamiento cubre un espectro cercano a 80° con un paquete basal de polaridad invertida y buzamientos de 60° al oeste, y el tramo superior representado por una sucesión de polaridad normal y buzamientos del orden de los 45° al este. Los estratos de crecimiento muestran una convergencia situada próxima a la línea del horizonte y se encuentran recostados sobre el corrimiento que limita por el este a la mayor estructura plegada del área, el anticlinal de Los Colorados. Dicho corrimiento termina en un punto ciego en la proximidad del río Chaschuil, resolviéndose hacia el S en un pliegue por propagación de falla con asimetría de vergencia este. El abanicado estratal producto de las discordancias progresivas se registra hacia el sur por más de 15 km siempre en adyacencia al corrimiento de Los Colorados.

Este tipo de discordancias progresivas generalmente se desarrolla con esta expresión en el sector frontal de fajas plegadas y corridas, en cuencas de antepaís, donde existe deformación activa. De acuerdo con los modelos existentes, para desarrollarse la fisonomía abanicada, las discordancias debieron formarse mientras la superficie depositacional rotaba contemporáneamente con la sedimentación. Por su geometría, definen un traslape rotatorio (*offlap* rotatorio) que evidencia levantamientos tectónicos acelerados.

La posición estratigráfica de esta unidad por debajo del Grupo Angulos (Mioceno) permite suponer, no sólo una cronología más antigua para el desarrollo del antepaís andino de lo considerado con anterioridad, sino un desplazamiento del frente de deformación hasta esta región antes de los 6,9 Ma, hecho que modificaría los esquemas de evolución andina propuestos para la región.

Agradecimientos

Se agradece especialmente a la AAPG Foundation Grant-in-Aid quien apoya el proyecto de tesis doctoral de F. M. Dávila en el Famatina. Asimismo, agradecemos a Christopher Schmidt, J. Pablo Giargei y al baquiano Don Pedro Álvarez por su valiosa ayuda en el campo y a la CONAE por habernos facilitado las imágenes satelitales del Famatina. Los árbitros contribuyeron con valiosas sugerencias para mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. and Riba, O., 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 8: 259-271.
- Astini, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4): 445-460.
- Barazangi, M. and Isacks, B.I., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4:686-692.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. and Holcombe, R.J., 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology*, 26 (11): 999-1002.
- Dávila, F.M., 2001. Structural and Stratigraphic Development in the Early Stages of the Andean Broken Foreland, Famatina Ranges, Western Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 85(11): 2048.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A., 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 57 (4): 463-482
- Dávila, F.M., Astini R.A. and Schmidt, C., 2003. Unraveling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type O superposed folding. *Geology*, 31: 257-278
- De Alba, E., 1979. El Sistema de Famatina. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Vol. 1: 349-395. Córdoba.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- Frostick, L.E. and Steel, R.J., 1993. Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. In: Frostick, L.E. and Steel, R.J., (Eds.), *Tectonic controls and signatures on sedimentary successions*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 20: 1-9.
- Jordan, T.A. and Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Ramos, V.A., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682. Buenos Aires.
- Riba, O., 1973. Las discordancias sintectónicas del alto Cardener (Prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geológica Hispana*, 8: 90-99. Madrid.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.

- Riba, O., 1992. Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. En Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*, 491-524. Madrid.
- Suppe, J., Chou, G.Y. and Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay (Ed.), *Thrust Tectonics*: 105-122. Londres.
- Tabbutt, K.D., 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of Sierra de Famatina, Northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuff interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *Journal of Geology*, 98: 557-566.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 42: 77-126. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velazco y región oeste (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 43: 5-54.

Recibido: 5 de septiembre, 2001

Aceptado: 4 de marzo, 2003