

# Extensión multiepisódica durante el Jurásico temprano en el depocentro Atuel de la cuenca neuquina

Laura B. GIAMBIAGI<sup>1</sup>, Julieta SURIANO<sup>2</sup> y José MESCUA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires y CRICYT–IANIGLA  
Dr. Adrián Leal s/n, Parque General San Martín, Ciudad de Mendoza, 5500. CC 330.

<sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires

**RESUMEN.** Un estudio estructural y de paleoesfuerzos de la región ubicada en el sector septentrional del depocentro Atuel de la cuenca neuquina demostró que la misma sufrió al menos dos episodios extensionales durante el Jurásico temprano. El primer episodio ocurrió durante la depositación de los sedimentos fluviales de la Formación El Freno, con el desarrollo de fallas con rumbo NNE. Se interpreta que estas fallas se desarrollaron a partir de la influencia de estructuras previas del basamento. La dirección de paleoesfuerzos mínimos es interpretada como ENE y explicaría el comportamiento transtensivo levógiro de las fallas del primer sistema extensivo. El segundo episodio extensivo se desarrolló durante la depositación de las sedimentitas marinas de la base de la Formación Puesto Araya y sus fallas se ubicaron próximas a la falla principal del hemigraben de rumbo NNO.

**Palabras clave:** *Cuenca neuquina, Depocentro Atuel, Extensión multiepisódica, Extensión oblicua, Paleoesfuerzos.*

**ABSTRACT.** *Multiepisodic extension during the Early Jurassic in the Atuel depocentre of the Neuquén basin.* Structural and paleostress studies of the northernmost part of the Atuel depocentre of the Neuquén basin show that the area has undergone at least two rifting episodes during the Lower Jurassic. The first episode occurred during the deposition of the El Freno fluvial strata, with the development of a series of NNE trending faults. It is likely that the NE to NNE inherited structural lineations of the Paleozoic basement had a strong control during this extensional stage. As the ENE extensional direction was oblique to these pre-existing structures, there was a sinistral strike-slip movement along the rift faults. The second rifting event developed during the deposition of the lower part of the Puesto Araya Formation marine sediments and its faults were localized close to the main rift normal fault, which has a NNW trend.

**Key words:** *Neuquén basin, Atuel depocenter, Multiepisodic extension, Oblique extension, Paleostress*

## Introducción

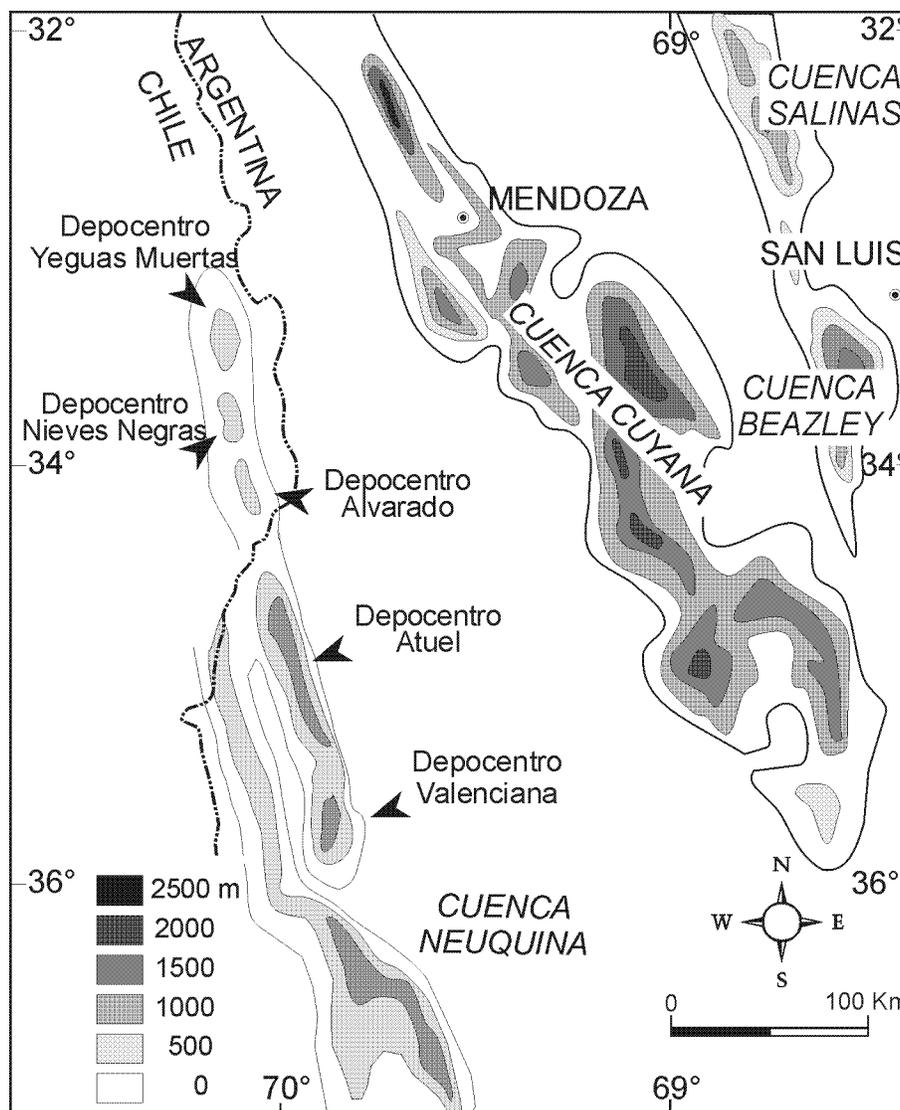
La zona de estudio se encuentra dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe, en el sector más septentrional del depocentro Atuel de la cuenca neuquina (Fig. 1). Este depocentro corresponde a un hemigraben de rumbo NNO y polaridad al oeste, con máximos espesores hacia el este, que se extiende entre los ríos Diamante y Salado (Manceda y Figueroa 1995). El objetivo de este trabajo es documentar la presencia de dos eventos extensionales ocurridos durante el Jurásico temprano en el sector septentrional de la cuenca y discutir los distintos modelos que podrían haber sido responsables de la extensión multiepisódica. La excepcional exposición de los depósitos de sinrift, la presencia de fallas normales, transcurrentes, transtensivas, transpresivas y fallas invertidas, así como la identificación de estratos sinextensionales relacionados a estas fallas, permitieron realizar diversas hipótesis sobre el comportamiento estructural del área y su evolución a través del tiempo.

## Metodología

El trabajo de campo consistió en un estudio detallado de la

geometría de las fallas reconocidas, los pliegues asociados y la estratigrafía de las unidades de sinrift. La ausencia de exposición de planos de fallas dificultó la interpretación del movimiento de las mismas, por lo que se prestó particular atención a las variaciones en los espesores y truncamientos de los bancos y a las relaciones entre las unidades de sinrift y las estructuras, de manera tal de reconstruir los puntos de desplazamiento nulos de las fallas extensivas invertidas. El reconocimiento de estos puntos permitió, asimismo, establecer la actividad temporal de cada falla. Los criterios usados para identificar la dirección de movimiento de cada falla fueron las separaciones estratigráficas de aquellos bancos identificados, los pliegues asociados y la observación de lineamientos en las superficies de las fallas. Asimismo, se utilizaron como datos importantes la presencia de cuñas sedimentarias interpretadas como estratos de crecimiento. El tiempo de movimiento de cada falla se acotó tomando en cuenta la edad de las unidades estratigráficas afectadas y no afectadas por el movimiento extensivo o transtensivo. En aquellas fallas que fueron invertidas se reconstruyó primeramente el movimiento de cada falla al momento de preinversión.

En gabinete se modelaron las distintas estructuras utilizando el programa Trishear 3D de Cristallini *et al.* (2004). Este



**Figura 1:** Sistemas de rift triásico-jurásicos en el margen occidental del Gondwana, entre los 32° y 37° S. El recuadro corresponde a la región estudiada en el presente trabajo. Se muestran los espesores estimativos de los sedimentos triásico – jurásicos (modificado de Ramos 1994 y Giambiagi *et al.* 2003).

programa permitió generar modelos donde la geometría de los patrones de fallas indica una extensión oblicua a la zona de rift, como es esperable para una región con estructuración previa que gobernó parcialmente la generación de nuevas estructuras. El modelo Trishear 3D provee una descripción cinemática de una zona de deformación triangular y permite el análisis de las tres principales direcciones de esfuerzos, que a su vez pueden ser usadas para predecir la orientación de las fracturas extensivas y fracturas de Riedel.

### Marco tectónico

La cuenca Neuquina ha sido considerada una cuenca de retro-arco (Mpodozis y Ramos 1989), cuya apertura correspondió a procesos extensivos relacionados a la fragmentación del Gondwana, la apertura del océano Atlántico Sur y a un ré-

gimen de subducción con extensión detrás del arco magmático en el margen occidental durante el Mesozoico (Uliana *et al.* 1989, Mpodozis y Ramos 1989, Legarreta y Uliana 1991). Estos procesos extensivos generaron depocentros alargados de orientación NNO (Rolleri y Criado 1968, Charrier 1979). La zona de estudio abarca a uno de ellos, el depocentro Atuel, ubicado entre los ríos Diamante y Atuel (Fig. 1). Diversos autores atribuyen la orientación de los depocentros jurásicos tempranos a un régimen extensivo de dirección ENE-OSO (Rolleri y Criado 1968; Chong y Hillebrandt 1985, Vergani *et al.* 1995, Giambiagi *et al.* 2003), mientras que otros la atribuyen a condiciones tectónicas transtensivas (Criado *et al.* 1981, Franzese *et al.* 2003).

El basamento de la cuenca sufrió diversos eventos tectónicos previos a la extensión mesozoica. La cuenca se desarrolló sobre estructuras previas, cuya impronta principal corresponde a la fase Sanrafaélica (Polanski 1958). Esta orogenia,

de edad pérmica inferior, está asociada a la formación del orógeno ubicado en el paleomargen pacífico del Gondwana (Llambias y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990, Storey y Alabaster 1991). En las proximidades de la zona de estudio, esta fase fue responsable de la generación de dos sistemas de fallas compresivas de mediano a alto ángulo y rumbo NNE y N a NNO (Polanski 1958, 1964, Fuentes *et al.* 1986, Stephens *et al.* 1991, Cortés y Kleiman 1999) probablemente controladas por estructuras previas (Sellés-Martínez 1999, Folguera y Giambiagi 2002).

Con posterioridad a la fase sanrafaélica, un período de estabilidad en el supercontinente de Gondwana (Rapalini 1990) promovió la acumulación de calor y la elevación regional responsable posteriormente de un colapso gravitacional del orógeno (Llambias y Sato 1990, Storey y Alabaster 1991). Como consecuencia de esto, durante el Triásico medio, se instauró un régimen extensivo con el desarrollo de diversos sistemas de rift de rumbo NNO (Uliana y Biddle 1988; Uliana *et al.* 1989). La extensión triásica-jurásica temprana fue seguida de una subsidencia regional como resultado del atenuamiento litosférico.

En la cuenca Neuquina, la fase de rift ha sido acotada para el período Triásico tardío – Jurásico temprano. De acuerdo con Uliana y Biddle (1988) y Legarreta y Gulisano (1989) el fenómeno de rift persistió hasta el Bajociano. Durante el Jurásico temprano dos episodios de rift han sido distinguidos para esta cuenca (Vergani *et al.* 1995). El primero, desde el Triásico tardío al Sinemuriano, donde existió un fuerte control de los depósitos de sinrift a partir de fallas extensivas en el basamento que conformaron depresiones aisladas con geometría de grábenes y hemigrábenes (Mancada y Figueroa 1995). El segundo, desde el Pliensbaquiano al Toarciano, ha sido identificado a partir de una discordancia Pliensbaquiana y los depósitos marinos ubicados por encima. Sin embargo, la edad de depositación de estos sedimentos varía a lo largo del depocentro entre el Hettangiano medio y el Sinemuriano temprano (Riccardi *et al.* 1990, Lanés 2002).

## Estratigrafía

La estratigrafía de la zona estudiada incluye secuencias sedimentarias marinas y continentales jurásicas y volcanitas Cenozoicas pre- y post tectónicas. El basamento estructural se encuentra expuesto en el Cordón del Carrizalito, perteneciente a la Cordillera Frontal, al noreste de la zona de estudio. Dicho cordón está compuesto por rocas sedimentarias devónicas con metamorfismo de bajo grado, granitos y tonalitas carbonico-pérmicas y rocas volcánicas permo-triásicas (Volkheimer 1978). Las rocas del basamento se encuentran afectadas por estructuras compresivas de rumbo NNE y estructuras extensivas permo-triásicas de rumbo NNO a NO (Giambiagi y Martínez 2005).

La sección jurásica del depocentro Atuel ha sido estudiada en detalle por Rejeinstein (1967), Volkheimer (1978), Riccardi *et al.* (1988, 1990) y Lanés (2002). Las rocas jurásicas inferiores están integradas por sedimentitas marinas y continentales perteneciente a las Formaciones El Freno y Puesto Araya (Volkheimer 1978). El Jurásico medio está representado por

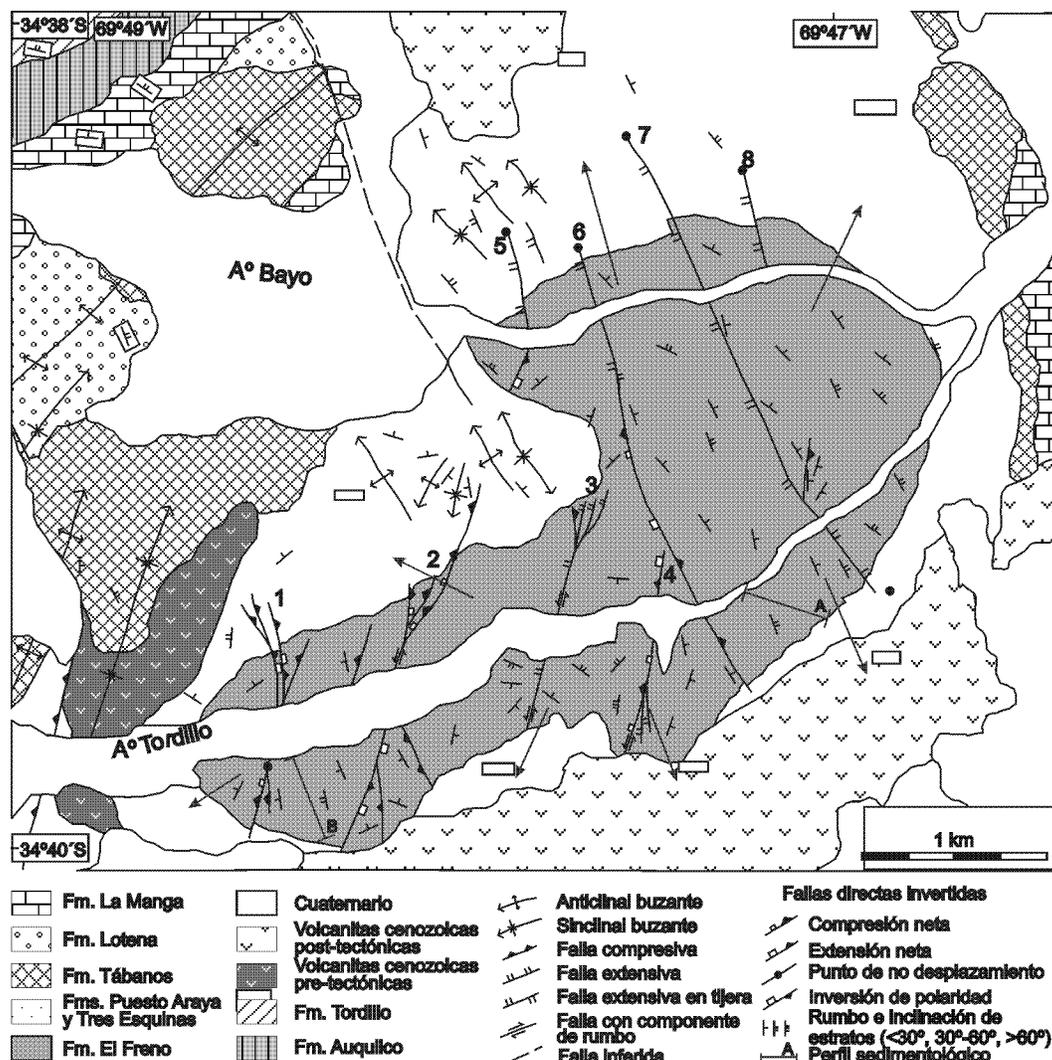
pelitas negras de la Formación Tres Esquinas, seguidas de evaporitas, sedimentitas finas y carbonatos de las Formaciones Tábanos, Lotena y La Manga (Fig. 2). Por encima se disponen evaporitas de la Formación Auquilco y bancos rojos de la Formación Tordillo del Jurásico tardío. Plegadas en concordancia con las secuencias mesozoicas se observan rocas volcánicas cenozoicas pre-tectónicas. Cubriendo discordantemente a todas estas unidades afloran rocas volcánicas cenozoicas post-tectónicas (Fig. 2).

### Unidades jurásicas inferiores

En la Formación El Freno se levantaron dos perfiles (Fig. 3) compuestos por ciclos granodecrecientes de conglomerados y areniscas, con pelitas subordinadas. Los conglomerados presentan matriz arenosa, predominantemente cuarzo en la base del perfil, pasando abruptamente a una composición más feldespática y con menor proporción de cuarzo en la sección media del perfil. Este pasaje coincide con el aumento en el tamaño de los clastos y quedó registrado en ambos perfiles, hecho que permitió correlacionar el comienzo de ese nuevo ciclo en los perfiles. Los bancos, que poseen estructura masiva y en algunos casos estratificación entrecruzada grosera, presentan textura matriz y clastosostenidas. Los conglomerados matriz sostén son mal seleccionados y poseen clastos subredondeados de rocas volcánicas y cuarzo. Su tamaño máximo varía entre 3 y 5 cm en la parte inferior y hasta 10 cm en la parte superior. Los bancos están formados por lentes amalgamados de bases erosivas cóncavas. Es frecuente también la intercalación de lentes conglomerádicas con clastos de hasta 2 cm en bancos arenosos. Los conglomerados son clastosostenidos y están mal seleccionados. Los clastos son subredondeados, compuestos por rocas volcánicas y cuarzo. El tamaño máximo de los clastos varía entre aproximadamente 5 cm en la parte inferior y 15 cm en la parte superior. Las areniscas se encuentran en general mal seleccionadas, de grano grueso a medio en la parte inferior y media de los dos perfiles, y grano fino en el tope. Los clastos son subredondeados y se componen de rocas volcánicas y cuarzo. Los bancos son lenticulares, de hasta 10 m de espesor, y presentan estructuras de corriente (estratificación entrecruzada en artesa, planar y laminación paralela de bajo ángulo). Se encuentran intercalados bancos de pelitas grises y marrones de hasta 30 cm de espesor, en ocasiones laminadas.

Por encima de la Formación El Freno, en concordancia, se encuentra una sucesión de pelitas finamente laminadas con escasas intercalaciones de areniscas finas a muy finas y pelitas con laminación ondulítica. Los bancos son delgados, de entre 0,4 y 10 cm de espesor, y poseen geometría fuertemente tabular. Esta sucesión corresponde a las sedimentitas marinas litorales de la Formación Puesto Araya y posiblemente su techo sea la transición a las lutitas de la Formación Tres Esquinas. La transición desde conglomerados y areniscas de la Formación El Freno a las pelitas negras es abrupta registrando un rápido descenso del nivel de base de la cuenca.

La edad de estas unidades ha sido interpretada en base a los contenidos paleontológicos como Hettangiano temprano – Sinemuriano temprano para la Formación El Freno (Rejeinstein 1967) y Hettangiano medio – Pliensbachiano tar-



**Figura 2:** Mapa geológico y estructural de la región estudiada. Los números corresponden a las distintas fallas descritas en el texto. Nótese la diferencia en la actitud de los estratos en el sistema de fallas de rumbo NNE y en el sistema NNO planteados en los estereogramas de igual área. La transtensión del primer sistema produjo una mayor dispersión en la actitud de los bancos que la extensión neta del segundo sistema. Las unidades jurásicas inferiores a medias, Puesto Araya y Tres Esquinas, fueron mapeadas conjuntamente ya que para su distinción es necesario un estudio detallado de las mismas que no fue el objetivo del presente estudio.

dío para la Formación Puesto Araya (Riccardi *et al.* 1990). Sin embargo, la estratigrafía jurásica es complicada ya que la extensión creó numerosos depocentros no siempre coetáneos, siendo el límite formacional diacrónico (Lanés 2002).

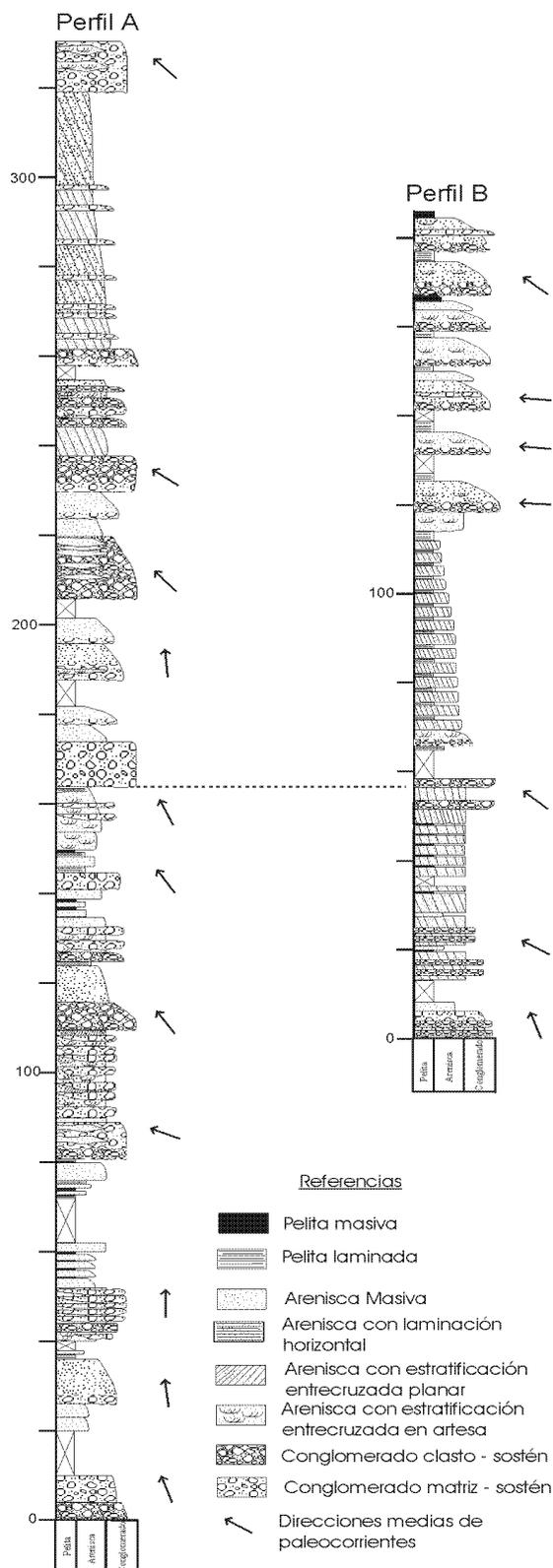
### Estructura

La estructura que se encuentra afectando a las rocas del Jurásico temprano a medio de la región estudiada ha sido anteriormente interpretada como un anticlinal de rumbo NNO-SSE (Kozlowski *et al.* 1981). Sin embargo, a partir del análisis detallado de estructuras, se observó una deformación mucho más compleja. Se distinguieron dos sistemas de fallas principales que comprometieron a las sedimentitas jurásicas tempranas a medias en la deformación: (1) un sistema de fallas de rumbo NNE ubicado en la parte más occidental de los aflora-

mientos de la Formación El Freno; y (2) un sistema de fallas NNO ubicado al este del anterior. El primer sistema está constituido por las fallas numeradas del 1 al 4, y el segundo por aquellas numeradas del 5 al 8 (Fig. 2). La orientación de estas estructuras coincide a una escala más regional con los dos sistemas de fracturación superpuestos propuestos por Momburú y Uliana (1978) para toda la cuenca neuquina, por lo que el estudio detallado de su génesis a escala local podría aportar al conocimiento del sistema de rift de toda la cuenca.

#### Sistema de fallas NNE

En este sistema se agrupan a cuatro fallas cuya característica principal es la de afectar, durante el proceso extensivo, únicamente a las sedimentitas de la Formación El Freno. La actitud de los estratos de esta unidad estratigráfica es muy variada, ya que las fallas directas poseen un importante desplaza-



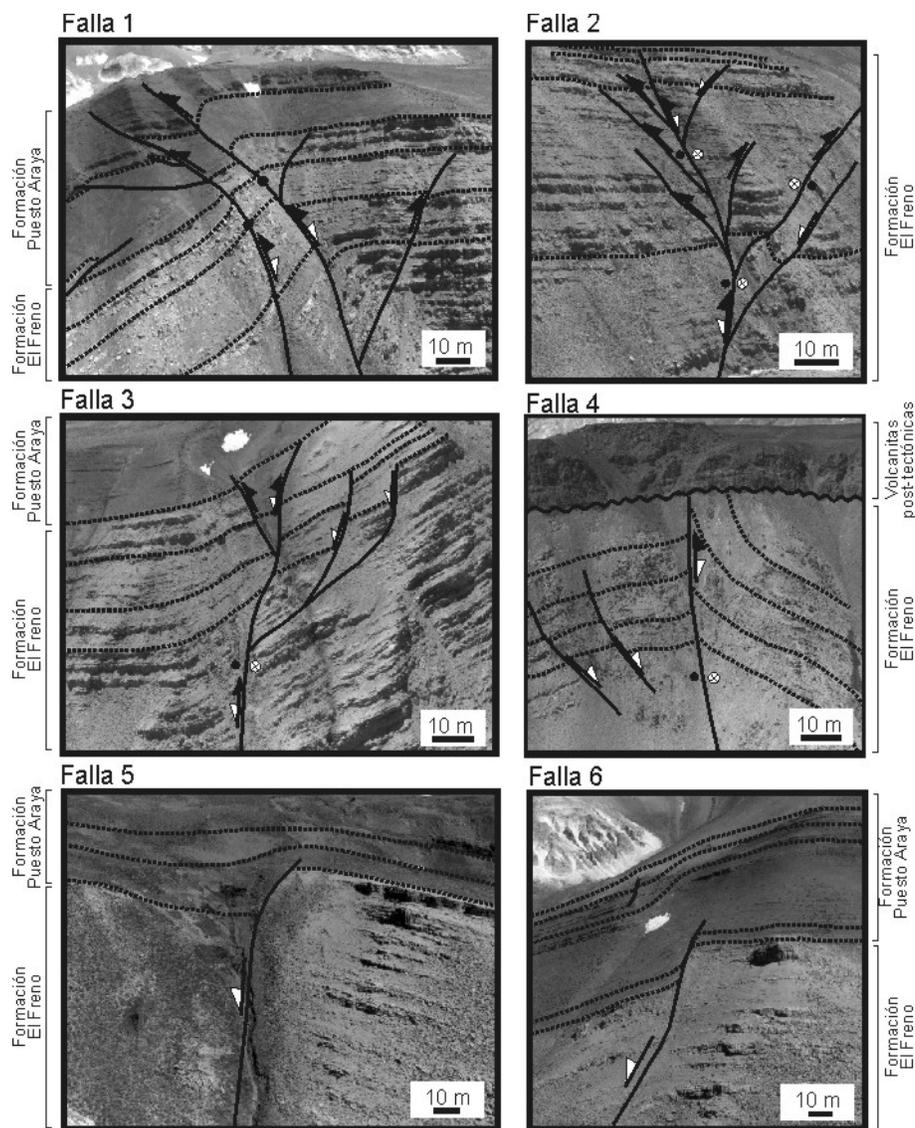
**Figura 3:** Perfiles sedimentarios de la Formación El Freno. Véase ubicación en la Figura 2. La línea punteada corresponde al comienzo de los dos ciclos de ambos perfiles donde se observó el cambio en la composición de las areniscas y aumento en el tamaño de los clastos. La separación horizontal entre los dos perfiles es de 2,8 km.

miento de rumbo, observado a partir de la geometría de los pliegues asociados a dichas fallas, y muchas de ellas fueron invertidas posteriormente. El límite superior del movimiento de las fallas está acotado por la edad de la base de la Formación Puesto Araya (Hettangiano medio a Sinemuriano temprano). Los bancos sedimentarios sintectónicos, nombrados aquí como estratos de crecimiento, sirven de gran ayuda para esclarecer aún más los momentos de generación de las fallas y serán discutidos para cada una de ellas.

*La falla 1*, de rumbo  $14^\circ$  y  $355^\circ$  al sur y norte respectivamente del arroyo Tordillo, es una falla directa invertida de geometría helicoidal y desplazamiento del orden de magnitud comprendido entre 1 y 3 m. Se encuentra cortando a los conglomerados de la Formación El Freno con una relación de falla normal y a las sedimentitas de la Formación Puesto Araya con una relación inversa. Está compuesta por dos ramificaciones de una falla directa observada al sur del arroyo Tordillo (Figs. 2 y 4). La restitución a partir del método de cizalla vertical de las fallas al momento previo a la inversión permitió observar que su generación correspondió a fallas subverticales con geometría cóncava hacia arriba (Fig. 5).

*La falla 2* posee un rumbo de  $22^\circ$  e inclina  $82^\circ$  al oeste al norte del arroyo, mientras que al sur lo hace con un ángulo de  $80^\circ$  al este. En el sector norte presenta ramificaciones cuyas inclinaciones varían entre  $50^\circ$  al este y  $54^\circ$  al oeste (Fig. 4). Corresponde a una típica estructura en flor con desplazamiento de rumbo levógiro y dextrógiro superpuestos. Las relaciones de corte entre distintos planos de fallas indicaron que el movimiento de rumbo levógiro se produjo con anterioridad al dextrógiro. La geometría de la falla permitió interpretada como una estructura de transtensión para el período de deposición de las sedimentitas de la Formación El Freno y transpresión para el período de estructuración ándica durante su inversión tectónica.

*La falla 3* posee rumbo  $23^\circ$  e inclinaciones que varían entre  $65^\circ$  y  $90^\circ$  al oeste. La dirección de movimiento ha sido identificada a partir de la posición estratigráfica de los estratos de la Formación El Freno y de la presencia de estratos de crecimiento en dicha unidad. En el sector más septentrional, esta falla está compuesta de una falla principal de mayor importancia y dos pequeñas ubicadas al este. Estas últimas cortan a los bancos de la Formación El Freno mostrando una relación de no coetaneidad. Ambas estructuras presentan cuñas de sedimentos que se engrosan de este a oeste hasta chocar con la falla que permiten reconstruir las distintas etapas de movimiento de las fallas (Fig. 6). La falla ubicada más al este presenta una cuña ubicada estratigráficamente por debajo de la cuña de la falla ubicada al oeste. Esto indica que no fueron activas coetáneamente sino que actuaron en distintos períodos. En la Figura 7 se observa la rotación progresiva del rumbo de los estratos de la pared colgante a lo largo de un perfil vertical desde  $96^\circ$  hasta  $157^\circ$  (Fig. 7A) y una variación en la inclinación desde  $30^\circ$  al S hasta  $10^\circ$  al NE (Fig. 7B). Esto se interpreta como producto de la deposición de los sedimentos durante la actividad de una falla transcurrente, levemente extensional, con dirección de movimiento levógiro. Al igual que la falla 2, esta falla posee las características típicas de una estructura en flor negativa producto de un régimen transtensivo, donde la componente de rumbo fue más importante que la extensión. La inversión de esta estructura fue



**Figura 4:** Fotos e interpretación de las estructuras de los sistemas de fallas normales y transtensivas de rumbo NNE (fallas 1 a 4) y fallas normales de rumbo NNO (fallas 5 y 6). Todas las fotos presentan vista al norte, excepto la foto de la falla 4 que posee vista hacia el sur. Con líneas punteadas se remarcaron bancos guías.

muy poca, presentado actualmente una relación de falla directa.

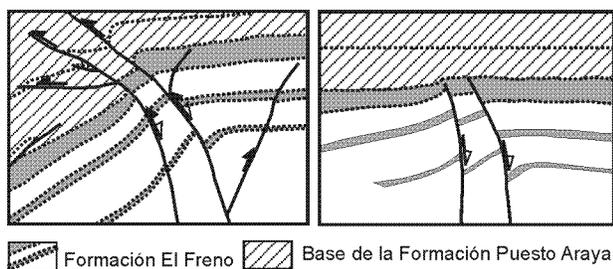
La falla 4 posee un rumbo de 10° y fuerte inclinación al oeste. Es levemente listrica llegando a presentarse vertical en el tope. Si bien no ha sido posible la recolección de indicadores cinemáticos, ya que los planos de falla no se encuentran expuestos, mediante la actitud de los estratos fue posible delinear la geometría de pliegues de arrastre relacionados al movimiento jurásico de la falla, que permitieron interpretarla como una falla transtensiva con movimiento horizontal levógiro. Esta falla se encuentra invertida en forma compresiva durante la compresión ándica.

*Sistema de fallas NNO*

Este sistema está compuesto por fallas normales generadas

durante la depositación del sector inferior de la Formación Puesto Araya. Si bien no se encontraron superficies de falla expuestas, la variación en planta y perfil de actitud de los estratos permitió asumir movimientos puramente extensionales sin componente de rumbo. El desplazamiento de las fallas varía entre 0,50 y 3 m. Los bancos afectados por este sistema poseen una actitud estructural homogénea de rumbo NNW e inclinaciones que varían entre 15° y 39° al ENE (Fig. 2). Todas las fallas presentan engrosamiento de la parte basal de la Formación Puesto Araya en el labio bajo (labio occidental) de la falla. No se observan en los bancos de la Formación El Freno cambios de espesores ni variaciones en las inclinaciones. Por todo esto se interpreta que estas fallas se generaron durante la depositación del sector inferior de la Formación Puesto Araya (Hettangiano medio a Sinemuriano temprano).

La falla 5 posee un rumbo de 155° y fuerte inclinación al



**Figura 5:** Interpretación y reconstrucción de la falla 1 del sistema NNE al momento de pre-inversión. Las fallas afectan a la Formación El Freno pero son cubiertas por la Formación Puesto Araya.

oeste que varía entre  $80^\circ$  y  $90^\circ$  (Figs. 2 y 4). La variación en el espesor de las sedimentitas de la base de la Formación Puesto Araya permitió determinar el movimiento extensivo de la falla durante la deposición de las mismas. La curvatura de la falla en su sector superior es explicada por la erosión de la pared del bloque basal probablemente asociada a una velocidad de creación de espacio mayor a la tasa de sedimentación (Fig. 8). Si bien esta curvatura podría deberse a generación de cizalla flexural durante la inversión tectónica de la falla, esto se descarta por la escasa reactivación ándica que sufrió la misma.

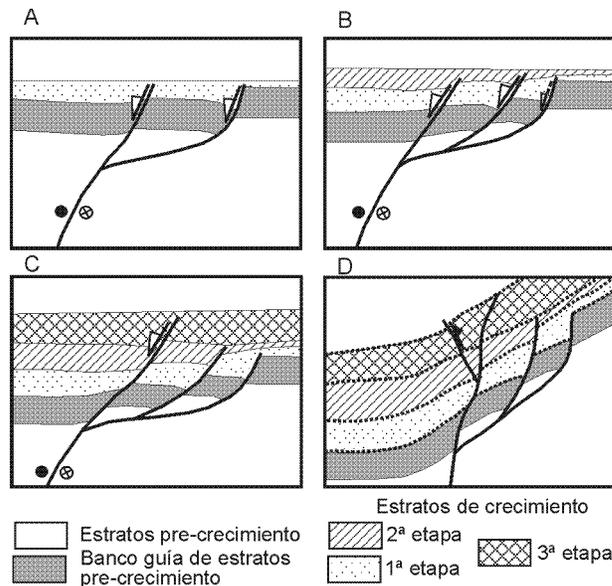
La falla 6 es una falla directa, que presenta un quiebre en su rumbo de  $160^\circ$  a  $148^\circ$  junto con una variación en la inclinación de aproximadamente  $75^\circ$  al oeste a  $85^\circ$  al este (Fig. 2). El sector norte de la falla no se encuentra invertido mientras que en el sector ubicado al sur de dicho quiebre se observa una leve inversión. Al igual que la falla 5 presenta menor inclinación hacia el tope, interpretada como producto de la erosión sinsedimentaria (Fig. 4).

La falla 7 corresponde a una falla directa de geometría helicoidal que no ha sido invertida posteriormente. En el sector ubicado al norte del arroyo Tordillo posee un rumbo de  $153^\circ$  e inclinación de  $80^\circ$  al SO (Fig. 2). Al sur de dicho arroyo inclina fuertemente al NE ( $85^\circ$ ) y posee un rumbo de  $140^\circ$ . En el sector de quiebre en el rumbo se observa localmente una complicación en la actitud de los estratos y pequeñas fallas compresivas de rumbo NNE.

La falla 8 es una pequeña estructura ubicada al norte del arroyo Bayo con un rumbo de  $153^\circ$  e inclinación de  $80^\circ$  al SO (Fig. 2). Es una falla directa con desplazamiento de apenas 50 cm.

#### Deformación ándica

La deformación ándica fue la responsable de la inversión de fallas extensivas pre-existentes y de la generación de pliegues de rumbo NNE asociados a estructuras de rift pre-existentes. Todas las fallas del sistema NNE presentan evidencias de inversión tectónica, mientras que la mayor parte de las del sistema NNE se preservaron sin invertirse. Únicamente se observa inversión en el sector austral de la falla 6. Los pliegues corresponden a anticlinales y sinclinales buzantes al norte, ubicados al oeste de los afloramientos de las sedimentitas del Jurásico temprano, que se encuentran afectando a las unidades jurásicas medias a superiores (Fig. 2). El rumbo coinci-



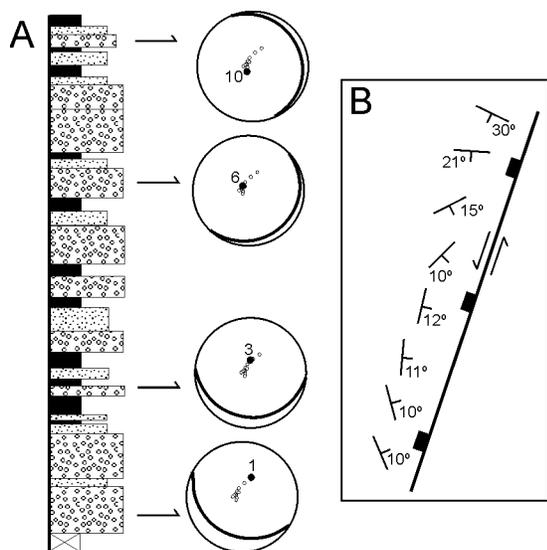
**Figura 6:** Interpretación de los distintos momentos en el desarrollo de la falla 3 del sistema NNE-SSO, a partir de las estructuras observadas y los estratos de crecimiento. A) Generación de la falla transensiva levógira con una escama de falla listrica asociada netamente extensiva. B) Desarrollo de la segunda escama de falla extensiva, en los últimos momentos de desplazamiento de la escama anterior. C) Generación de un hemigraben asociado a la falla transensiva principal. D) Interpretación de la falla actualmente.

dente con el sistema de fallas NNE permite suponer un control de fallas pre-existentes pertenecientes a este sistema en la generación de dichas estructuras.

#### Interpretación paleoambiental del jurásico temprano y rasgos del depocentro Atuel

El ambiente de deposición de la Formación El Freno en la localidad estudiada es interpretado como un sistema fluvial entrelazado, ya que la mayoría de los bancos son lenticulares, tienen base erosiva y se encuentran amalgamados, indicando que el sistema fluvial no tenía migración lateral importante. La asociación de conglomerados y areniscas se interpreta como fenómenos de nucleamiento, agradación, migración y destrucción de barras. Es frecuente encontrar bancos de conglomerado matriz sostén que hacia el tope pasan a conglomerados clasto sostén que representan barras gravosas. Algunos de los paquetes arenosos podrían representar migración de formas de lecho de pequeña escala en el tope de las barras o en los márgenes del canal. La escasa proporción de bancos pelíticos representa decantación en canales fluviales abandonados.

Las paleocorrientes medidas a lo largo de los dos perfiles y el grado de redondez de los clastos evidencian un aporte desde el sur al este, predominando las direcciones desde el SSE y un importante transporte. Si bien las fallas normales registradas en la zona para ambos periodos de rift presentan importantes variaciones en los espesores de los estratos adyacentes a las paredes basales, no existen evidencias de mate-

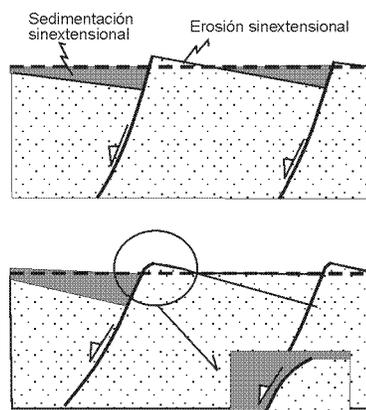


**Figura 7:** Perfil esquemático de la Formación El Freno ubicado en las proximidades de la falla 3, al sur del arroyo Tordillo. Se puede observar un cambio progresivo hacia el techo del perfil en el rumbo e inclinación de las capas ploteados en estereogramas de igual área. Estas capas han sido interpretadas como sintectónicas con respecto al desplazamiento transtensivo levógiro de la falla 3.

rial procedente de las paredes colgantes de dichas fallas, tal como fragmentos angulosos de rocas pre-triásicas o clastos de las mismas sedimentitas jurásicas. Este hecho sugiere una velocidad de aporte de material que superó a la velocidad de generación de espacio y fue responsable de la conexión entre los distintos espacios creados. La red de drenaje habría estado fuertemente controlada por las estructuras, generando sistemas fluviales paralelos al hemigraben Atuel, que drenaban hacia el NNO.

El segundo episodio de rift registra una ingresión marina. Durante este episodio se observan superficies de falla que demuestran erosión de su labio colgante asociada a divergencia de los estratos próximos a ellas. Esta erosión es posible cuando existe una mayor velocidad de movimiento de falla con respecto a la velocidad de sedimentación. Si bien, trabajos anteriores postularon que la variación en los espesores de los depósitos marinos del jurásico temprano se produjo como resultado de la deposición sobre un basamento previamente fallado (Gulisano y Gutierrez Pleimling 1994; Legarreta y Uliana 1996), en la zona estudiada se observa que coetáneamente con el comienzo de dicha sedimentación continuaron desarrollándose fallas normales.

El borde oriental del depocentro Atuel corresponde a un marcado lineamiento de rumbo 170°, denominado aquí Borbollón-La Manga, que corre paralelo al arroyo La Manga y se continúa hacia el norte por el río Blanco hasta el arroyo Borbollón (Fig. 9). Al este de este lineamiento las unidades más antiguas corresponden a la Formación Vaca Muerta (Kozlowski *et al.* 1981, 1990, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994). Por ello se infiere que este lineamiento corresponde a una importante falla normal relacionada a la extensión jurásica y responsable de la generación de un hemigraben. Las fallas extensionales estudiadas en la zona corresponden, de esta manera, a fallas



**Figura 8:** Posible explicación para la generación de fallas ligeramente listricas con marcada curvatura convexa hacia el tope de las mismas por rotación y erosión del extremo superior del bloque basal. Este fenómeno se observa en las fallas 6 y 7.

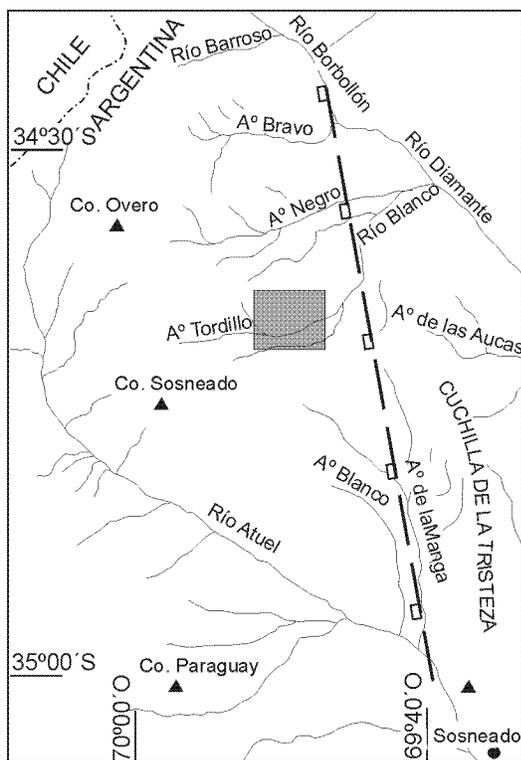
secundarias sintéticas y antitéticas con respecto a esta falla principal. La posterior inversión de la falla principal sería responsable del levantamiento de toda la secuencia Jurásica por encima de las rocas cretácica-cuaternarias.

**Discusión**

Lo arriba expuesto deja en evidencia la presencia de dos sistemas extensivos ocurridos durante distintos periodos del Jurásico temprano. El primer sistema se desarrolló durante la deposición de las sedimentitas fluviales de la Formación El Freno, nombrada aquí sinrift I. El segundo sistema se formó posteriormente, coetáneamente a la deposición de los sedimentos marinos de la sección basal de la Formación Puesto Araya, nombrada aquí sinrift II. La variación promedio en el rumbo de las estructuras de ambos sistemas es de 46°.

Cuatro modelos de paleoesfuerzos principales podrían ajustarse a la variación en el rumbo de las estructuras observadas, nombrados aquí A, B, C y D (Fig. 10), pero sólo uno contempla a las estructuras transtensivas del primer episodio de rift.

*Modelo A:* El modelo más sencillo es uno con variación en la dirección de los paleoesfuerzos mínimos ( $\sigma_3$ ) a lo largo del Jurásico temprano. Un primer episodio de extensión con dirección ESE-ONO sería el responsable de la generación de las fallas sinextensionales del sinrift I, generadas con un rumbo promedio de 7°. El segundo episodio extensivo, ocurrido durante la deposición del sinrift II, habría generado fallas de rumbo 160° a partir de esfuerzos mínimos con dirección ENE-OSO (Fig. 10A). El modelo de campo de esfuerzos variable explicaría la generación de estructuras de distinto rumbo durante distintos periodos de la extensión del depocentro. Sin embargo, localmente, este modelo no explica el movimiento de rumbo levógiro de las estructuras relacionadas al sinrift I y no toma en cuenta a la estructura inferida como principal del depocentro, relacionada al lineamiento Borbollón-La Manga, de rumbo 170°, que habría ejercido un importante control en su geometría.



**Figura 9:** Mapa geográfico de la región del depocentro Atuel donde se observa al lineamiento Borbollón-La Manga, interpretado como falla principal del depocentro. El rectángulo gris indica la región estudiada.

**Modelo B:** Este modelo propone a las estructuras del sinrift I como fallas transcurrentes, producto de un sistema de paleoesfuerzos mínimos de dirección  $67^\circ$  (ENE-OSO), que habría sufrido un leve cambio para el sinrift II en dirección  $70^\circ$  (Fig. 10B). Las estructuras generadas durante la segunda etapa corresponderían a estructuras netamente extensivas. Si bien este modelo explicaría la presencia de dos sistemas de fallas de rumbos distintos para un mismo campo de esfuerzos local, no toma en cuenta la presencia de la estructura de borde del depocentro y su influencia en la generación de paleoesfuerzos locales, así como tampoco la transtensión de las fallas asociadas al sinrift I.

**Modelo C:** Este modelo se planteó suponiendo que el lineamiento Borbollón-La Manga corresponde a una estructura previamente desarrollada relacionada a la extensión permo-triásica que influyó en la generación de las fallas de rift próximas a ella. Al igual que el modelo A, este modelo propone la variación en la dirección de los esfuerzos principales (Fig. 10C). Para calcular cuantitativamente la influencia de la estructura previa durante la extensión se utilizó el programa Trishear 3D propuesto por Cristallini *et al.* (2004). Este programa permitió generar modelos tridimensionales de la falla pre-existente, a la que se le aplicó un esfuerzo transtensional para obtener las probables direcciones de las fallas extensivas y fracturas de Riedel que podrían encontrarse en las inmediaciones de la falla. El modelo que más se ajustó a la actitud de las fallas del sinrift I, es un modelo con esfuerzos mínimos en dirección NO-SE ( $125^\circ$ ), mientras que para las fallas del sinrift II los

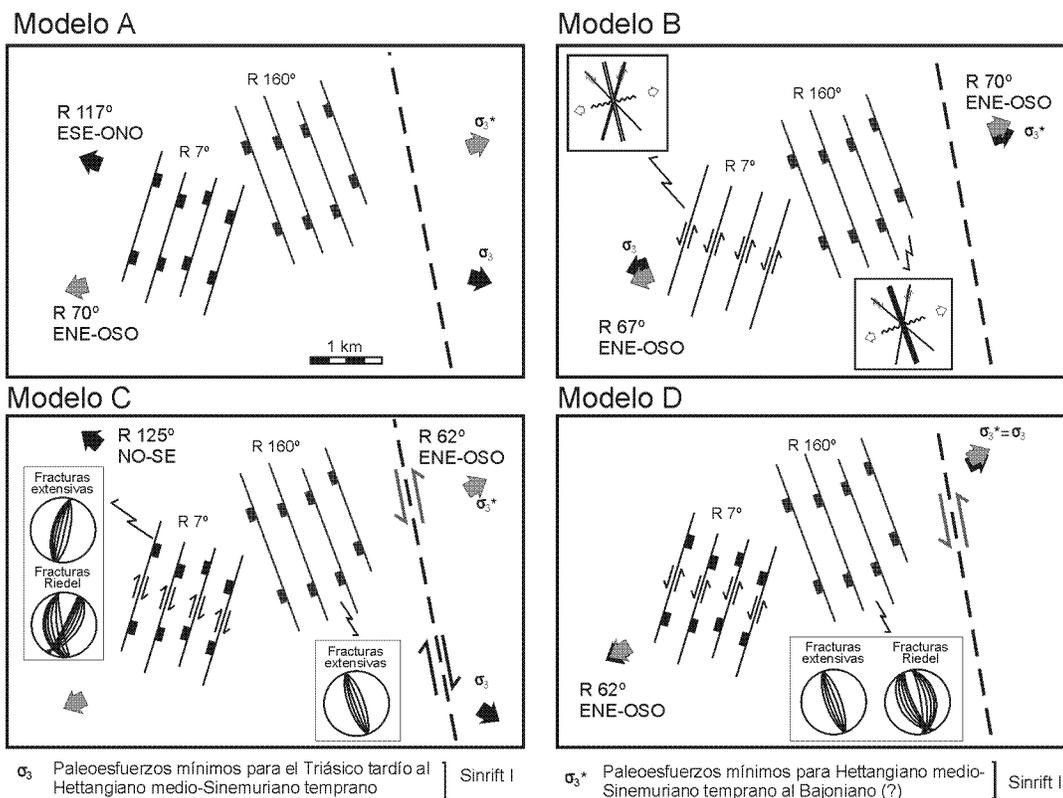
esfuerzos habrían sido en dirección ENE-OSO ( $62^\circ$ ). Sin embargo, este modelo no permitiría un desplazamiento de rumbo levógiro para las fallas del sinrift I.

**Modelo D:** es un modelo de esfuerzos mínimos no variables a lo largo del Jurásico temprano, con influencia de estructuras previas. La presencia de estructuras transtensivas del sistema NNE y estructuras netamente extensivas del sistema NNO se puede explicar a partir de un campo de esfuerzos locales único con una mínima dirección de esfuerzos en dirección ENE-OSO. El primer sistema de rift habría reactivado estructuras previas de rumbo NNE en el basamento estructural de la cuenca. Asimismo, es probable que el lineamiento Borbollón-La Manga fuese una zona de debilidad del basamento que se vio reactivada en forma transtensiva. Al hacerse potente la cobertura sedimentaria con los depósitos del sinrift I, estas estructuras previas dejaron de ser fundamentales para el desarrollo de nuevas estructuras extensivas. El siguiente episodio de extensión se vio condicionado localmente del lineamiento Borbollón-La Manga que afectó al sector próximo a ella.

El modelo D explica la presencia de las estructuras transtensivas y extensivas sin necesidad de proponer un cambio en las direcciones de esfuerzos durante el Jurásico temprano, por lo que se lo considera como el más viable. Asimismo, este modelo se encuentra respaldado por la presencia de estructuras sanrafaélicas con rumbo NNE y estructuras permo-triásicas de rumbo NNO en la Cordillera Frontal. La consistente orientación y los estrechos hemigrábenes del sinrift II avalan la teoría de que los paleoesfuerzos mínimos fueron casi perpendiculares a la orientación de los depocentros.

## Conclusiones

Sobre la base del estudio detallado de estructuras jurásicas inferiores y la sedimentación asociada a ellas en el depocentro Atuel, la cinemática de la deformación jurásica inferior ha sido interpretada como una combinación de dos etapas de rift oblicuo con características particulares y paleoesfuerzos principales en dirección ENE-OSO. La primera etapa se caracteriza por la generación de un hemigraben de rumbo NNO-SSE controlado por la falla Borbollón-La Manga. Asociado a esta falla principal, se habría desarrollado un sistema complejo de fallas secundarias transtensivas sintéticas y antitéticas, de rumbo NNE, resultado de una extensión oblicua a los ejes principales de esfuerzos del rift. El rumbo de estas estructuras estuvo influenciado por la presencia de estructuras pre-existentes en el basamento pre-jurásico, cuya reactivación fue coetáneas con la sedimentación de depósitos de ríos entrelazados de la Formación El Freno. El drenaje habría sido hacia el NNO, indicando un sistema de ríos paralelo al hemigraben Atuel. La segunda etapa corresponde a la generación, durante la depositación de las sedimentitas marinas del sector basal de la Formación Puesto Araya, de una serie de fallas secundarias normales sintéticas y rumbo NNO, que habrían actuado coetáneamente. Esto indicaría que la ingresión marina se habría producido mientras se desarrollaban las fallas sobre una compleja topografía y no posteriormente como ha sido postulado.



**Figura 10:** Cuatro modelos de campos de paleoesfuerzos mínimos que explicarían la presencia de los distintos sistemas de fallas. Los rumbos de las fallas extensivas corresponden a un promedio de los rumbos medidos. **A)** Modelo de campo de esfuerzos variable a lo largo del Jurásico temprano responsable de la generación de fallas netamente extensivas con distinto rumbo. **B)** Modelo de campo de esfuerzos no variable que propone a las estructuras del sinrift I como fallas transcurrentes. **C)** Modelo de campo de esfuerzos variable que supone al lineamiento Borbollón-La Manga como una estructura de basamento previamente desarrollada. **D)** Modelo de campo de esfuerzos no variable con influencia de estructuras previas del basamento de rumbo NNE-SSO que más se ajusta a las geometrías observadas.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido realizado con fondos de los subsidios PIP 4162 del Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas y UBACYT TW87 de la Universidad de Buenos Aires. Se desea agradecer a los árbitros del mismo, Ernesto Cristallini y Tomás Zapata, por las sugerencias y correcciones que mejoraron notoriamente el manuscrito.

**TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile. Comunicaciones, 26: 1-137.  
 Chong, G. y Hillebrandt, A. 1985. El Triásico preandino de Chile entre los 23°30' y 26°00' de lat. Sur. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 1-162, Antofagasta.  
 Cortés, J. M. y Kleiman, L. E. 1999. La orogenia sanrafaélica en los Andes de Mendoza. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 31, Calafate.  
 Criado, P., Momburu, C. A. y Ramos, V. A. 1981. Estructura e interpretación tectónica. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192, San Luis.  
 Cristallini, E. O., Giambiagi, L. B. y Allmendinger, R. 2004. True 3D Trishear: a kinematic model for strike-slip and oblique-slip

deformation. Geological Society of America Bulletin, 116: 938-952.  
 Folguera, A. y Giambiagi, L. B. 2002. Estructura de la Precordillera mendocina y sector oriental del Cordón del Plata, entre Potrerillos y Uspallata, 32°20' a 33°00' S. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 176-180.  
 Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32° - 54°S). Journal of South American Earth Sciences, 16(1): 81-90.  
 Fuentes, A. J., Ramos, V. A. y Velo, R. A. 1986. La falla del río Tupungato: una fractura de cizalla gondwánica, Mendoza, Argentina. Comunicaciones, 37: 1-15.  
 Giambiagi, L. B. y Martínez, A. 2005. Permo-triassic oblique extension in southwestern South American. Journal of South American Earth Sciences, en prensa.  
 Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E. y Ramos, V. A. 2003. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. Tectonophysics, 369: 1-19  
 Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pleimling, A. R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, Field Guide. Asociación Geológica Argentina, serie E (2): 111.  
 Kozłowski, E., Balde, J. y Mancilla, O. 1981. Plano geológico, Río Diamante – Río Atuel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito).  
 Kozłowski, E., Cruz, C., Condal, P. y Manceda, R. 1990. Modelo estructural para el zócalo de la cuenca Neuquina, Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 27-30.

- Lanés, S. 2002. Paleoambientes y Paleogeografía de la primera transgresión en Cuenca Neuquina, Sur de Mendoza. Tesis Doctoral (inédita)- FCEN-Universidad de Buenos Aires, 403 p.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico superior – Terciario inferior), Argentina. En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds): Universidad Nacional de Tucumán, 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 12*: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 120: 303-330.
- Llambias, E. J. y Sato, A. M. 1990. El batolito de Colangüil (28°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina, estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17: 89-108.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir 62*: 369-382.
- Momburu, C. y Uliana, M. 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2*: 239-256.
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: andes Chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17: 153-180.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En G. E. Erickson, M. T. Cañas Pinochet y J. A. Reinemund (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*, 11: 59-90.
- Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 12(2): 165-196.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 ab - Volcán de San José, provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín 98*: 1- 92.
- Ramos, V. A. 1994. Terrones of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S). En: K. J. Reutter, E. Scheuber y P. J. Wigger (Eds.): *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer Verlag, 249-261, Berlín.
- Rapalini, A. E. 1990. Variaciones paleolatitudinales de América del sur en el Carbonífero-Pérmico. *11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2*: 259-262.
- Rejeinstein, C. 1967. Estratigrafía y tectónica de la zona al Norte del río Atuel, entre los arroyos Blanco y Malo (Provincia de Mendoza). Trabajo final de Licenciatura, (inédito) Universidad de Buenos Aires, 67 p.
- Riccardi, A., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O. y Ballent, S. C., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. *5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2*: 359-374.
- Riccardi, A., Damborenea, S. E. y Manceñido, M. O. 1990. Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En: Westermann, G. E. G. y A. Riccardi (Eds.): *Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific*. *Newsletters on Stratigraphy 21(2)*: 75-103, Berlin-Stuttgart.
- Rolleri, E. O. y Criado, P. 1968. La Cuenca Triásica del norte de Mendoza. *3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1*: 1-60.
- Sellés-Martínez, J. 1999. Revisión crítica del basamento de la Cordillera Frontal. *14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1*: 135-138.
- Stephens, G., Nullo, F. y Baldauf, P. 1991. Geometry and structural history of the Sosneado thrust fault and earlier basement-core folds. Southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Annual Meeting with programs*, 23: A139.
- Storey, B. C. y Alabaster, T. 1991. Tectonomagmatic control on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-Atlantic margin of Antarctica. *Tectonics*, 10: 1274-1288.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18(2): 172-190.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: A. Tankard y H. R. Balkwill (eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir 46*: 599-614.
- Vergani, G. D., Tankard J., Belotti J. y Welsink J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: J. Tankard, R. Suárez and H. J. Welsink (Eds): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir 62*: 383-402.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, *Boletín 151*: 1-83, Buenos Aires.

**Recibido:** 22 de septiembre, 2004

**Aceptado:** 27 de mayo, 2005