

EVIDENCIAS DE EXTENSIÓN OBLICUA EN LOS DEPÓSITOS DE SINRIFT DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA

Florencia BECHIS^{1,2}, Laura GIAMBIAGI², Silvia LANÉS³, Víctor GARCÍA⁴ y Maisa TUNIK⁵

¹ CONICET - IID y PCA, Universidad Nacional de Río Negro, San Carlos de Bariloche. E-mail: florbechis@gmail.com

² CONICET - IANIGLA, CCT Mendoza, Mendoza. E-mails: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar

³ 109 Natalia Block, Bougain Villas, Century City, Cape Town, South Africa. E-mail: lucero_sil@yahoo.com.ar

⁴ CONICET - Laboratorio de Modelado Geológico, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. E-mail: victorg@gl.fcen.uba.ar

⁵ CONICET - CIMAR, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén. E-mail: mtunik@uncoma.edu.ar

RESUMEN

La zona de estudio abarca el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina, cuya apertura estuvo relacionada a procesos extensionales regionales ocurridos durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano. El objetivo principal de este trabajo fue determinar los principales controles estructurales que actuaron sobre la apertura del depocentro Atuel, proponiéndose como hipótesis principal que esta subcuenca correspondió a un rift de tipo oblicuo. Para ello se midieron datos de indicadores cinemáticos en planos de fallas menores, los cuales fueron integrados con datos de fallas normales mayores en un modelo estructural cinemático. La orientación general del depocentro estuvo controlada por dos estructuras principales de rumbo nor-noroeste, las fallas normales Alumbre y La Manga, mientras que su estructura interna está caracterizada por un patrón bimodal de fallas oeste-noroeste y nor-noroeste. Los datos cinemáticos medidos en planos de fallas de pequeña escala indican una dirección de extensión noreste ($\lambda 1$ medio = Az 046°) oblicua a la orientación general nor-noroeste de la subcuenca, lo que permite interpretar que el depocentro Atuel evolucionó como un rift de tipo oblicuo, controlado probablemente por la reactivación de discontinuidades paleozoicas de rumbo nor-noroeste. Se infiere una dirección de extensión regional de orientación nor-noroeste, con una probable refracción de la deformación a una dirección de extensión noreste en el interior del depocentro. El principal factor que controló la generación de un rift oblicuo habría sido una importante localización de la deformación en las fallas Alumbre y La Manga. Esta localización habría sido la responsable de una serie de características propias que distinguen al depocentro Atuel de otros depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina.

Palabras clave: *Depocentro Atuel, Jurásico, Transtensión, Indicadores cinemáticos, Rift oblicuo.*

ABSTRACT: *Evidences of oblique rifting in the synrift deposits of the northern sector of the Neuquén Basin.* This study is focused on the Atuel depocentre, which sedimentary infill records the first stages of the Neuquén Basin opening during Late Triassic to Early Jurassic times in response to regional extensional processes. Our main goal was to determine the structural controls related to the kinematics of the Atuel depocentre opening. We propose as the main hypothesis that this sub-basin corresponded to an oblique rift. In order to confirm or discard this hypothesis, we integrated the kinematic analysis of small-scale fault-slip data with timing and orientation of the main normal faults. The general orientation of the Atuel depocentre was controlled by two NNW oriented main structures, the Alumbre and La Manga normal faults, interpreted as possibly reactivated Paleozoic structures. On the other hand, the internal structure of the depocentre is characterized by a bimodal pattern of WNW and NNW oriented faults. The kinematic data from small-scale faults show a NE extension direction (mean $\lambda 1 = Az 046^\circ$) oblique to the main NNW rift trend, supporting the hypothesis that the Atuel depocentre evolved as an oblique rift. We estimated a regional extension direction oriented NNE, with possible refraction to a NE extension inside the rifted area, with respect to the regional motion. The main factor that controlled the development of an oblique rift was a strong strain localization in the reactivated Alumbre and La Manga faults. This localization would have been responsible for several distinctive characteristics that mark the difference between the Atuel and other depocentres of the northern sector of the Neuquén basin.

Keywords: *Atuel depocentre, Jurassic, Transtension, Kinematic indicators, Oblique rift.*

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio está ubicada en la faja plegada y corrida de Malargüe y abarca el

depocentro Atuel de la cuenca Neuquina (Fig. 1), el cual se extiende entre los ríos Diamante y Salado, en la provincia de Mendoza (Mancada y Figueroa 1993,

1995). La apertura de este depocentro estuvo relacionada a procesos extensionales regionales que afectaron al margen sudoccidental de Gondwana entre el

Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, dando origen a la cuenca Neuquina. Las secuencias de sinrift triásicas superiores a jurásicas inferiores de la cuenca se encuentran restringidas a depocentros aislados limitados por fallas normales, mostrando considerables variaciones laterales de espesores y de facies (Uliana y Biddle 1988, Legarreta y Uliana 1996).

Las fallas normales principales que controlaron la apertura y desarrollo del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina fueron identificadas e interpretadas recientemente por Giambiagi *et al.* (2008a) sobre la base de datos estructurales de campo, información de subsuelo, y trabajos previos acerca de la estructura extensional mesozoica del depocentro y la evolución tectono-estratigráfica de su relleno (Manceda y Figueroa 1993, 1995, Lanés 2002, 2005, 2007, Lanés *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2005 a y b, 2008b, Bechis *et al.* 2005, 2007, 2008, Bechis y Giambiagi 2008, en prensa y Tunik *et al.* 2008). Para la determinación de la arquitectura extensional del depocentro se realizó una integración de toda la información disponible, utilizando distintos tipos de evidencias, tales como: (a) el control de las estructuras extensionales previas sobre la deformación terciaria, (b) la presencia de discordancias angulares y progresivas en los depósitos triásicos superiores a jurásicos inferiores, (c) evidencias de deformación sincrónica con la sedimentación y (d) variaciones laterales de facies y espesores de los depósitos de sinrift.

La orientación general del depocentro Atuel estuvo controlada por la presencia de dos fallas principales de rumbo noroeste, las fallas Alumbre y La Manga, las cuales fueron interpretadas previamente como estructuras paleozoicas reactivadas durante la extensión (Giambiagi *et al.* 2005b). La estructura interna del depocentro es más difícil de identificar debido a la intensa deformación andina que sufrió su relleno, pero en términos generales se puede observar una distribución bimodal de fallas (Giambiagi *et al.* 2005 a y b, 2008a, Bechis *et al.* 2007). Para explicar esta distribución bimodal se pro-

pusieron y evaluaron distintos mecanismos posibles, entre ellos el de rift polifásico, con variaciones en la dirección de extensión, y el de rift oblicuo (Giambiagi *et al.* 2005a, 2008a, Bechis *et al.* 2005, 2007, 2008). En los sistemas de rift oblicuo, la dirección de extensión regional es oblicua con respecto a la orientación general de la cuenca, generalmente controlada por la presencia de una zona de debilidad litosférica o por una fábrica previa del basamento que conforma la corteza superior (Tron y Brun 1991, Morley 1999, Morley *et al.* 2004).

El objetivo principal de este trabajo fue determinar los principales controles estructurales que actuaron sobre la cinemática de la apertura del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina, proponiéndose como hipótesis principal que esta subcuenca correspondió a un rift de tipo oblicuo. Para alcanzar este objetivo se midieron indicadores cinemáticos de fallas menores, los cuales fueron integrados con los datos de fallas mayores en un modelo cinemático del depocentro. Se caracterizó el movimiento de las fallas normales principales y su relación con la dirección de extensión local y/o regional. De esta manera, se pudo identificar el modelo del tipo de rift que mejor se ajusta a los datos (rift ortogonal versus rift oblicuo) y se evaluaron los posibles controles que actuaron durante la apertura de la subcuenca, tales como reactivación de debilidades previas del basamento, dirección de extensión regional, localización de la deformación, partición de esfuerzos y/o deformación, entre otros.

METODOLOGÍA

Durante las tareas de campaña se realizó un mapeo geológico y estructural general del área de estudio. Se identificaron las distintas unidades aflorantes y sus relaciones estratigráficas y estructurales. Se mapearon en detalle las estructuras compresivas terciarias, identificando su orientación y las unidades afectadas. Se realizó un relevamiento de detalle de las unidades triásicas superiores a jurásicas infe-

riores, con el fin de relevar la mayor cantidad posible de elementos que permitan identificar las estructuras extensionales mesozoicas. Se identificaron y mapearon detalladamente fallas normales de distintas escalas, anticlinales de *roll-over*, pliegues de propagación de falla, diques clásicos y discordancias angulares y progresivas afectando los depósitos de sinrift. Se recolectaron fósiles diagnósticos con el fin de ubicar bioestratigráficamente los depósitos aflorantes en los distintos sectores y sus estructuras y discordancias asociadas. A partir de estos datos bioestratigráficos se pudieron datar los sedimentos afectados por la deformación extensional mesozoica.

Se identificaron en el campo más de 250 fallas normales de pequeña a mediana escala afectando los depósitos de sinrift, con un desplazamiento variable entre pocos centímetros a varios metros. Estas fallas fueron relevadas en un total de 12 estaciones, ampliamente distribuidas dentro del área de estudio. Sobre las fallas se midieron valores de rumbo, inclinación y sentido y dirección de desplazamiento utilizando indicadores cinemáticos, siguiendo los distintos criterios propuestos por Petit (1987). El criterio principal utilizado para determinar el sentido del desplazamiento fue la separación de elementos planares oblicuos a las fallas, tratándose generalmente de los estratos sedimentarios, ya que las secuencias de sinrift en el área son predominantemente clásticas. En la mayoría de los casos, la dirección del rechazo de las fallas se midió utilizando estrías observadas en los planos de cizalla. Se prestó especial atención en la identificación de características que permitieran confirmar la edad triásica tardía a jurásica temprana de las fallas medidas, tales como el engrosamiento del espesor de los estratos en el bloque colgante de las mismas, la presencia de discordancias progresivas o angulares, y la fosilización de las fallas por estratos más modernos de la secuencia de sinrift. Por otra parte, se intentó también diferenciar las fracturas tectónicas de cicatrices asociadas a deslizamientos o slumps.

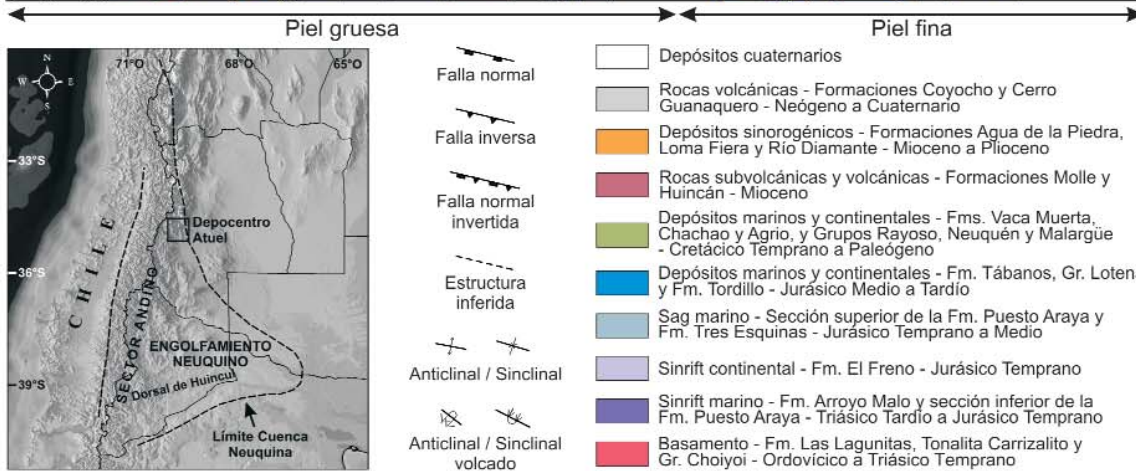
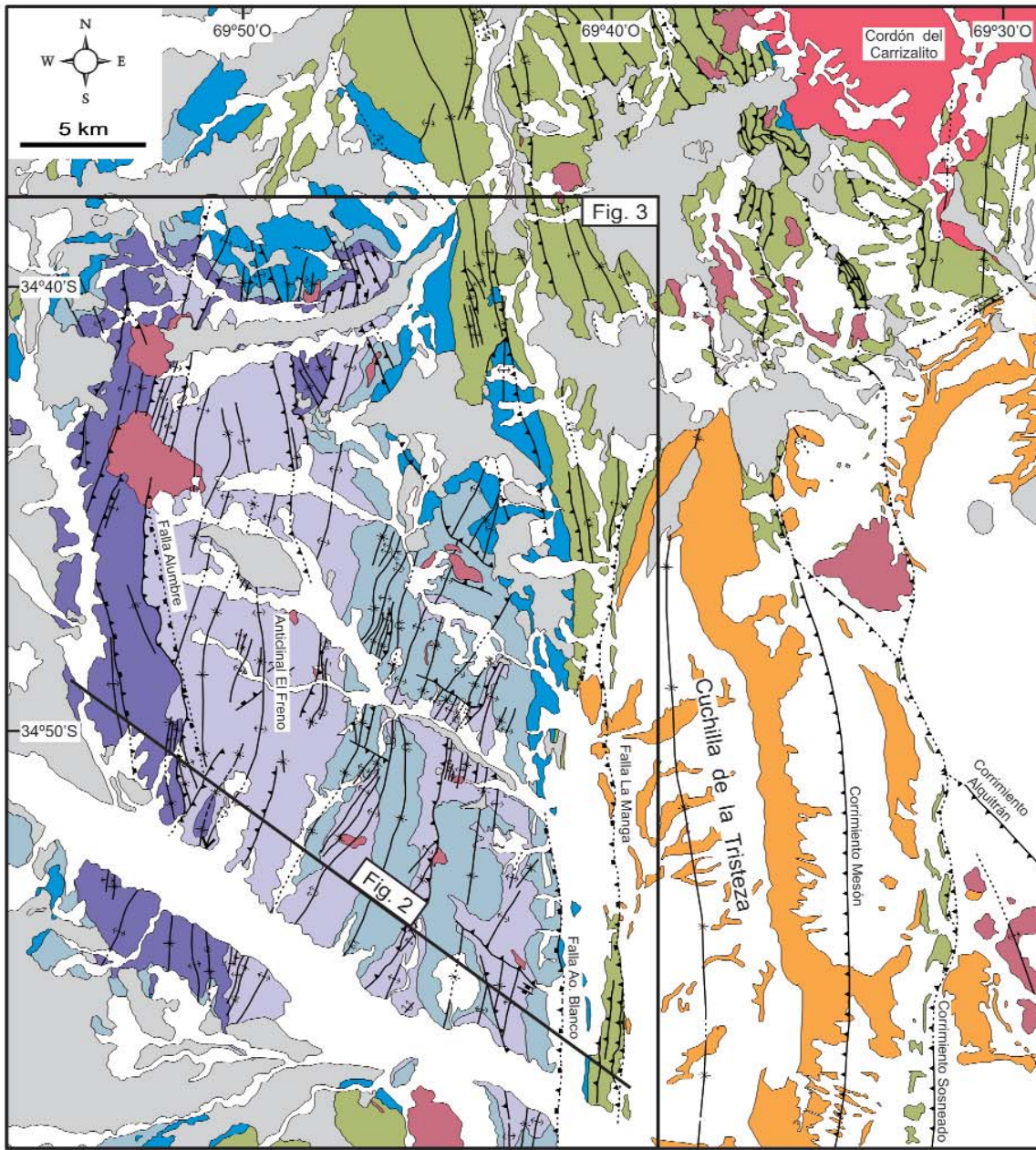


Figura 1: Mapa geológico y estructural simplificado del área de estudio (modificado de Kozłowski *et al.* 1981, Cruz *et al.* 1991, Mancada y Figueroa 1993, Fortunatti *et al.* 2004, Fortunatti y Dimieri 2006, Turienzo y Dimieri 2005, Giambiagi *et al.* 2008b, entre otros).

Para evitar confusiones con este tipo de estructuras se midieron rasgos planares, evitando superficies irregulares y curvas, las cuales pueden generarse a partir de procesos sedimentarios asociados a sobrecarga sedimentaria y remoción en masa por gravedad (McClay 1987).

Los datos de fallas menores con indicadores cinemáticos fueron procesados con el programa *FaultKinWin*® de Richard Allmendinger. En primer lugar fueron restaurados a su posición original previa a la deformación compresiva andina, rotando los datos a partir de la horizontalización de los estratos que los contenían. Los datos rotados fueron procesados utilizando el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham (Marrett y Allmendinger 1990) con el fin de obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3) para cada localidad. Los valores obtenidos para cada estación fueron comparados e integrados con el fin de evaluar posibles variaciones locales, regionales y temporales.

Finalmente se integraron los resultados del análisis cinemático de fallas menores con los datos de las fallas normales principales (siguiendo el esquema estructural propuesto por Giambiagi *et al.* 2008a), generando un modelo cinemático de la apertura del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina.

MARCO GEOLÓGICO: LA CUENCA NEUQUINA

La cuenca Neuquina puede dividirse en dos grandes sectores: el engolfamiento neuquino y el sector andino (Fig. 1). En los sectores norte y este del engolfamiento neuquino, la alta disponibilidad de información de subsuelo relevada por la industria petrolera y la relativamente baja influencia de la deformación andina permiten identificar la estructura del basamento estructural de la cuenca con mayor detalle. En este sector las fallas normales mesozoicas muestran una orientación oeste-noroeste a nor-noroeste (Vergani *et al.* 1995, Arregui 2005, Barrionue-

vo *et al.* 2005, Limeres *et al.* 2005, Pecuch *et al.* 2005, Valenzuela *et al.* 2005, Rossello y Barrionuevo 2005, Mosquera y Ramos 2006, Cristallini *et al.* 2006, 2008, Barredo *et al.* 2008). En el sector central del engolfamiento se encuentra la dorsal de Huincul, cuya estructura y evolución tectónica es muy compleja, presentando grandes variaciones de interpretación de acuerdo a los distintos modelos tectónicos publicados y a la evolución de la calidad de la información de subsuelo disponible (Orchuela *et al.* 1981, Ploszkiewicz *et al.* 1984, Veiga *et al.* 1999, Mosquera 2002, Pángaro *et al.* 2006, Silvestro y Zubiri 2008). De acuerdo con las interpretaciones más recientes, las fallas extensionales triásicas superiores a jurásicas inferiores en el sector de la dorsal de Huincul presentarían también una orientación general oeste-noroeste a noroeste (Pángaro *et al.* 2006, Silvestro y Zubiri 2008).

La estructura extensional de la cuenca Neuquina en el sector occidental o andino es más difícil de reconocer porque fue posteriormente afectada por la deformación compresiva ándica. Parte de los depósitos de sinrift fueron deformados y exhumados, encontrándose actualmente expuestos en las fajas plegadas y corridas andinas. Estos depósitos conforman excelentes afloramientos, ideales para obtener datos de campo que permiten estudiar la estructura, cinemática y evolución tectono-sedimentaria de este sector de la cuenca durante su apertura. Muchas fallas inversas que involucran al basamento en la deformación han sido interpretadas como asociadas a la inversión de fallas normales mesozoicas en las fajas plegadas y corridas de Agrio y Malargüe (Manceda y Figueroa 1993, 1995, Zapata *et al.* 1999, Kim *et al.* 2005, Giambiagi *et al.* 2008b), e incluso más al norte, en el sector sur de la faja plegada y corrida de Aconcagua (Giambiagi *et al.* 2003, 2005 c). La orientación de estas fallas interpretadas como invertidas es generalmente submeridiana, con rumbo variable entre nor-noroeste y nor-noreste. Sin embargo, en estudios más recientes se comenzaron a identificar fallas normales mesozoicas

de rumbo oblicuo al de las estructuras compresivas ándicas. Estas fallas oblicuas presentan rumbos este-oeste, este-noreste, noreste, oeste-noroeste y noroeste y fueron identificadas en los depocentros Chachil, Chacaico, Cara Cura - Reyes, Atuel y Chacal - Melehue (Pángaro *et al.* 2004, Franzese *et al.* 2006, 2007, Yagupsky *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2008 a y c, Bechis *et al.* 2008, Muravchik 2008, García Morabito y Ramos 2008). Entre las evidencias utilizadas por estos autores para la identificación de las fallas de orientación oblicua a la cadena andina se encuentran criterios estructurales, como la presencia de inflexiones o zonas de transferencia en las estructuras compresivas terciarias, y criterios estratigráficos y sedimentológicos, como variaciones laterales de facies y espesores en los depósitos de sinrift. En algunos casos se han observado y medido directamente en afloramientos de las unidades de sinrift fallas de pequeña y mediana escala con estas orientaciones oblicuas (Pángaro *et al.* 2004, Bechis *et al.* 2005, Bechis y Giambiagi 2008, en prensa, Giambiagi *et al.* 2008c, 2009 este volumen).

ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Basamento estructural

El basamento estructural de la cuenca Neuquina en el área aflora en el sector nororiental de la zona de estudio, en el Cordón del Carrizalito (Fig. 1). Dicho cordón constituye el extremo sur de la Cordillera Frontal, que desaparece a la latitud aproximada del río Diamante. Este bloque está conformado por rocas meta-sedimentarias ordovícicas (Tickyj *et al.* 2009) agrupadas en la Formación Las Lagunitas (Groeber 1946, Volkheimer 1978), plutones carboníferos denominados informalmente como Tonalita Carrizalito (Dessanti y Caminos 1967, Volkheimer, 1978, Caminos, 1979) y extendidos afloramientos del complejo volcánico y plutónico permo-triásico del Grupo Choiyoi (Groeber 1946, Volkheimer 1978, Llam-bías *et al.* 1993).

Relleno triásico superior a jurásico inferior del depocentro Atuel

El relleno triásico superior a jurásico inferior del depocentro Atuel está conformado por rocas sedimentarias silicoclásticas marinas y continentales agrupadas en las formaciones Arroyo Malo, El Freno, Puesto Araya y Tres Esquinas (Fig. 1; Reijenstein 1967, Stipanovic 1969, Volkheimer, 1978, Riccardi *et al.* 1997). Siguiendo el esquema propuesto por Lanés (2002, 2005, 2007) y Lanés *et al.* (2008), la estratigrafía del depocentro permite diferenciar dos áreas bien definidas (Fig. 2). En el sector occidental afloran las Formaciones Arroyo Malo y Puesto Araya. La edad de esta secuencia queda comprendida entre el Retiano y el Sinemuriano Temprano (Riccardi *et al.* 1988, 1997, von Hillebrandt 1989, Riccardi e Iglesia Llanos 1999) y la sedimentación se produjo en un ambiente de abanicos deltaicos asociados a fuertes quiebras de pendiente (Lanés 2002, 2005). En el sector oriental afloran las Formaciones El Freno y Puesto Araya. Los sedimentos de la Formación El Freno se depositaron en un ambiente fluvial de ríos entrelazados y de ríos de baja sinuosidad con barras alternas (*sensu* Miall 1996) (Giambiagi *et al.* 2005a, Spalletti *et al.* 2005, Lanés *et al.* 2008), probablemente coetáneo con los abanicos deltaicos del sector occidental (Lanés 2002, 2005, Tunik *et al.* 2008). La edad de la Formación Puesto Araya en el sector oriental es sinemuriana superior a toarciana inferior (Riccardi *et al.* 1988, 1991, von Hillebrandt 1989), notablemente más joven que en el sector occidental, y su sedimentación registra la transgresión de una plataforma dominada por tormentas (Lanés 2002, 2005). Las sedimentitas de la Formación Puesto Araya pasan transicionalmente, en todo el ámbito del depocentro, a las pelitas negras de la Formación Tres Esquinas, de edad toarciana a bajociana.

Con respecto al ambiente tectónico imperante durante la depositación de estos sedimentos, la relación entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario permite identificar dos etapas en la evo-

lución tectónica del depocentro Atuel (Lanés 2002, 2005, 2007, Lanés *et al.* 2008). La primera etapa corresponde a la fase de sinrift (Retiano a Sinemuriano Temprano tardío), mostrando un espacio de acomodación mayor al aporte (Lanés 2002, 2005). Este período se caracterizó por la depositación de abanicos deltaicos de talud en el sector occidental (Formación Arroyo Malo y sección inferior de la Formación Puesto Araya), mientras que en el sector oriental se desarrollaron los sistemas fluviales mencionados (Formación El Freno). Las marcadas variaciones laterales de los sistemas deposicionales durante esta etapa fueron controladas por una paleogeografía dominada por fallas normales activas (Figs. 2 y 3). La segunda etapa (Sinemuriano Temprano tardío a Toarciano) muestra una acomodación variable. Durante el Sinemuriano Temprano tardío, la acomodación fue superada por el aporte sedimentario provocando la progradación de un abanico deltaico de tipo intermedio entre los de talud y los tipo Gilbert en el tope de las sucesiones fandeltaicas occidentales (sección inferior de la Formación Puesto Araya) y la mayor migración lateral en los sistemas fluviales de baja sinuosidad con barras alternas de la Formación El Freno del sector oriental (Lanés 2002, 2005, 2007, Lanés *et al.* 2008). Esta acomodación decreciente marca el comienzo de la etapa de sag en el depocentro Atuel. Posteriormente, el espacio de acomodación excede nuevamente al aporte, provocando la transgresión de una plataforma marina y un marcado incremento en el área de depositación marina durante el Sinemuriano Temprano tardío a Toarciano (sección superior de la Formación Puesto Araya y Formación Tres Esquinas), fenómeno que coincide con un ascenso eustático global del nivel del mar (Lanés 2005).

Depósitos jurásicos a paleógenos de la cuenca Neuquina

Siguiendo el esquema estratigráfico propuesto por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), por encima de los depósitos

pelíticos de la Formación Tres Esquinas se disponen las capas de yeso de la Formación Tábanos. Estas evaporitas son sobreyacidas por areniscas y pelitas transgresivas de la Formación Lotena, pelitas y rocas carbonáticas calovianas a oxfordianas de la Formación La Manga y mantos de yeso de la Formación Auquillo, conformando el Grupo Lotena. A continuación se disponen en forma concordante los depósitos jurásicos superiores a cretácicos inferiores del Grupo Mendoza, compuesto por sedimentos continentales de la Formación Tordillo y pelitas y carbonatos de las Formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio, depositadas en un ambiente de plataforma carbonática. Durante el Cretácico Temprano tardío tuvo lugar una importante caída del nivel del mar que quedó registrada por evaporitas y carbonatos de la Formación Huitrín y areniscas rojas continentales de la Formación Rayoso, agrupadas en el Grupo Bajada del Agrio. El Cretácico Tardío se encuentra ampliamente representado en el área por las potentes rocas sedimentarias continentales del Grupo Neuquén, las cuales se disponen por encima de las rocas del Grupo Bajada del Agrio mediante una discordancia erosiva no angular de carácter regional. Posteriormente tuvo lugar una transgresión marina desde el océano Atlántico, representada por las rocas clásticas y carbonáticas de las Formaciones Loncoche y Roca, de la sección inferior del Grupo Malargüe. Este grupo se completa con sedimentitas finas continentales paleógenas de las Formaciones Pircala y Coihueco.

Rocas volcánicas, subvolcánicas y depósitos sinorogénicos cenozoicos

En el área de estudio se encuentran rocas volcánicas y subvolcánicas andesíticas a basálticas de edad miocena (Fig. 1), correspondientes a las Formaciones Molle y Huincán (Groeber 1946, Volkheimer 1978, Nullo *et al.* 2002, Sruoga *et al.* 2005). Estas unidades están representadas por cuerpos pre-, sin- y post-tectónicos con respecto al levantamiento principal de los Andes a esta latitud, por lo que se han

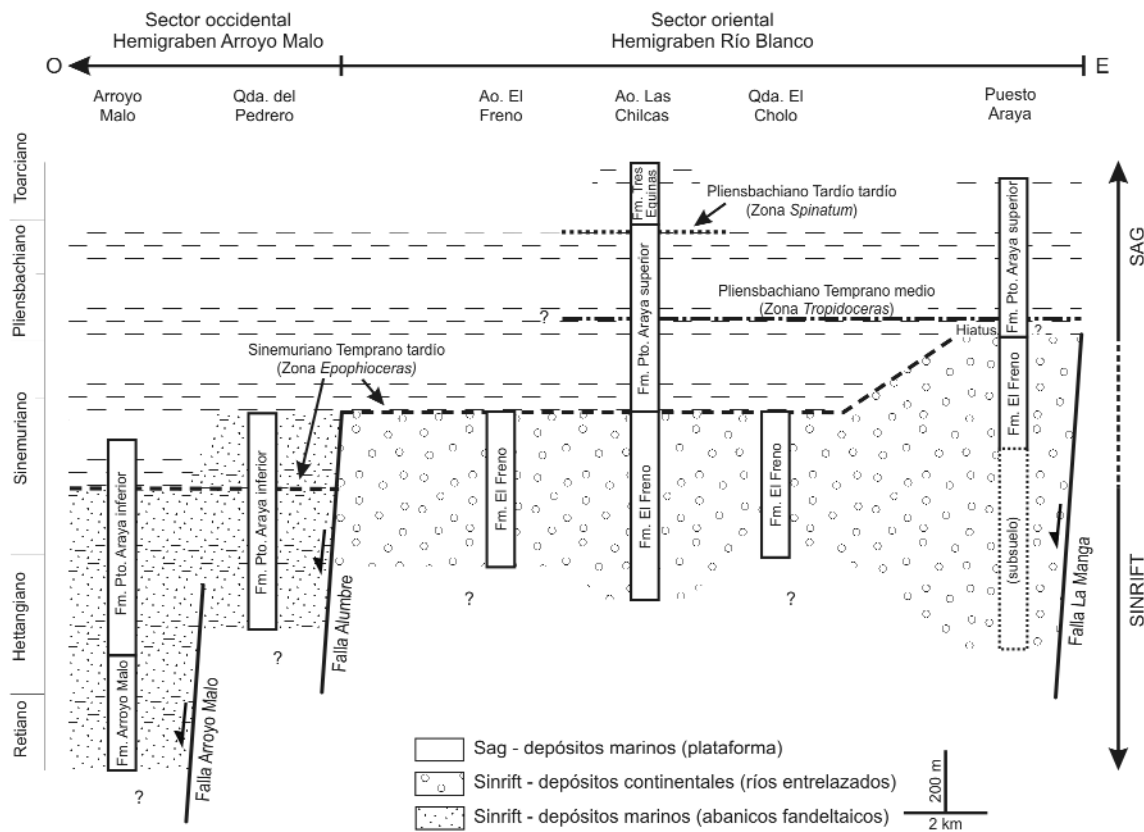


Figura 2: Esquema cronostratigráfico donde se indica la distribución de facies y unidades litoestratigráficas que forman parte del relleno triásico superior a jurásico inferior del depocentro Atuel (modificado de Lanés *et al.* 2008). Nótese que los espesores de las unidades de sinrift corresponden a espesores mínimos, ya que en ningún caso aflora la base de dichas unidades. Ver ubicación del perfil en la figura 1.

utilizado para acotar la deformación compresiva y su evolución temporal y espacial (Baldauf 1997, Giambiagi *et al.* 2008b). Completan la estratigrafía magmática cenozoica del área rocas efusivas pliocenas a cuaternarias agrupadas en las Formaciones Coyocho y Cerro Guanaquero (Volkheimer 1978, Sruoga *et al.* 2005).

En la Cuchilla de la Tristeza, ubicada en el sector oriental de la zona de estudio, afloran potentes depósitos clásticos, volcánoclasticos y volcánicos que corresponden al relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís cenozoica (Fig. 1). Estos depósitos están representados por las formaciones neógenas Agua de la Piedra, Loma Fiera y Río Diamante (Yrigoyen 1993, Combina *et al.* 1994, Baldauf 1997, Combina y Nullo 2000, Giambiagi *et al.* 2008b) y por conglomerados gruesos pleistocenos de las formaciones Los Mesones, La Invernada y Las Tunas (Polanski 1963).

ARQUITECTURA EXTENSIONAL DEL DEPOCENTRO ATUEL

La distribución de los depósitos de sinrift en superficie y en subsuelo permitió inferir la presencia de dos fallas principales de orientación nor-noroeste, las fallas La Manga y Alumbre (Figs. 2 y 3, Giambiagi *et al.* 2005b, 2008 a y b). Estas fallas limitaron dos hemigrábenes, denominados Arroyo Malo y Río Blanco (Fig. 2, Giambiagi *et al.* 2008 a y b), y controlaron la subsidencia de la cuenca, la distribución de ambientes sedimentarios y el patrón de drenaje durante la etapa de sinrift (Lanés 2002, 2005, 2007, Lanés *et al.* 2008). Mientras que los depósitos de sinrift del bloque colgante de la falla La Manga corresponden a sedimentos fluviales, sedimentos coetáneos al oeste de la falla Alumbre se depositaron en un ambiente de abanicos deltaicos submarinos (Figs. 2 y 3). Estas fallas se desarrollaron tempranamente en la historia de la

apertura del depocentro Atuel, tal como lo indican las variaciones laterales de facies y espesores (Figs. 2 y 3, Lanés 2002, 2005, Lanés *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2008a) y la presencia de discordancias angulares y progresivas en su bloque colgante (Figs. 3a, 4 y 5). Por otra parte, la estructura interna del depocentro Atuel presenta una distribución bimodal de fallas normales nor-noroeste y oeste-noroeste (Fig. 3, Bechis *et al.* 2007, 2008, Giambiagi *et al.* 2008 a y b). Estas fallas de segundo orden han sido interpretadas a partir de la presencia de discordancias angulares y progresivas (Fig. 3a) y a partir del control que ejercieron sobre las estructuras andinas.

El límite oriental del depocentro Atuel coincide con el lineamiento regional Borbollón - La Manga, de orientación nor-noroeste (Giambiagi *et al.* 2008a). Hacia el este de este lineamiento no se encuentran depósitos de edad jurásica inferior en superficie ni en subsuelo, mientras que hacia el oeste del mismo se registran

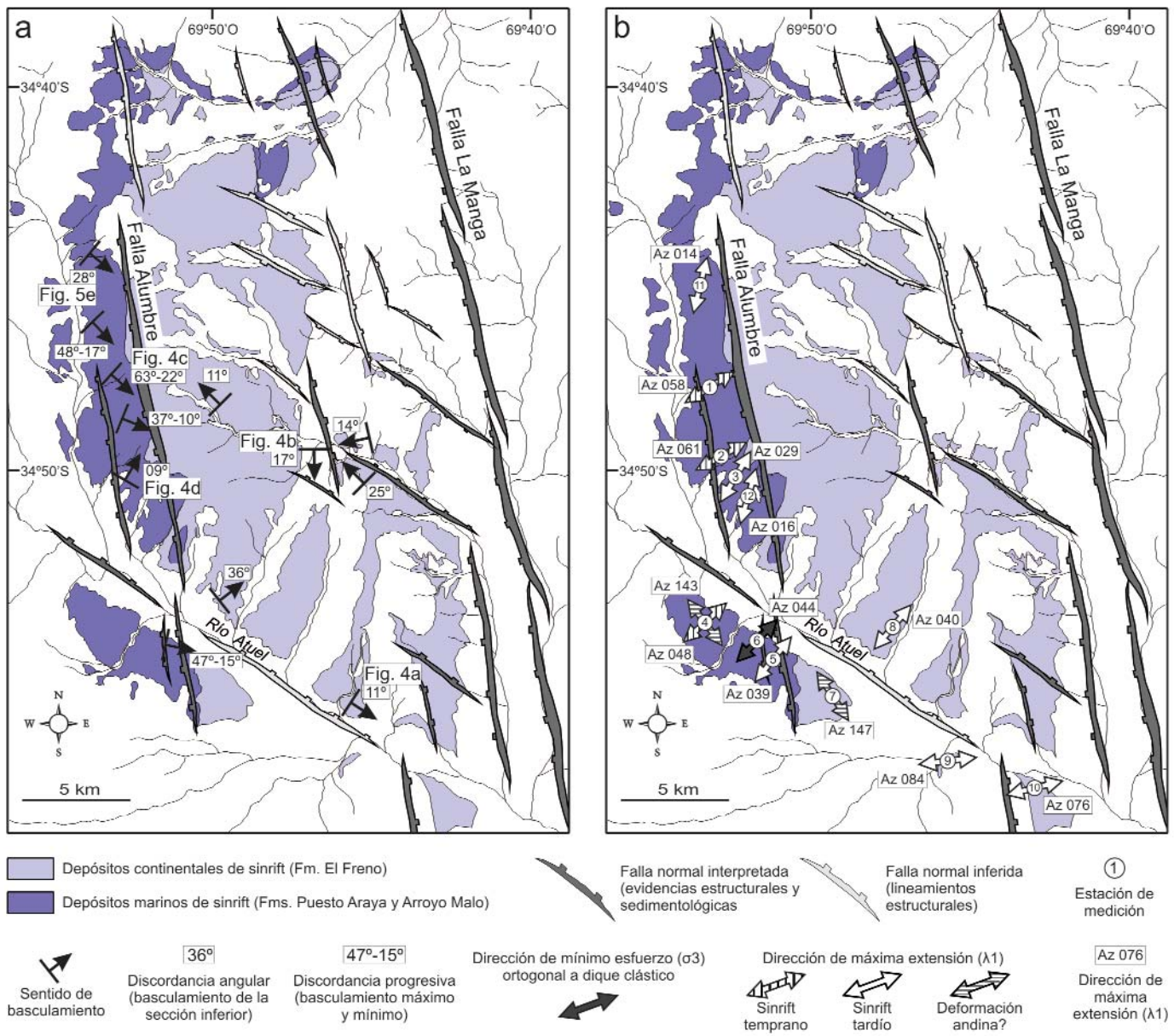


Figura 3: a) Datos de discordancias angulares y progresivas afectando los depósitos de sinrift del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. Se indicó la ubicación de las discordancias que corresponden a las fotos de la figura 4 y de la figura 5; b) Ubicación de las estaciones donde se midieron datos de indicadores cinemáticos en fallas menores (modificado de Bechis y Giambiagi 2008, en prensa). La doble flecha indica la orientación del eje principal (λ_1) del elipsoide de deformación obtenido (en todos los casos λ_3 es subvertical). Se diferenciaron los datos según si las fallas fueron medidas en depósitos correspondientes al sinrift temprano (Triásico Tardío a Hettangiano) o tardío (Sinemuriano Temprano). Véase ubicación de los mapas en la figura 1.

más de 1.000 m de depósitos continentales de sinrift correspondientes a la Formación El Freno (Fig. 2, Giambiagi *et al.* 2005b, 2008 a y b). Estas características permitieron interpretar la presencia de una importante falla normal de orientación nor-noroeste y bloque hundido hacia el oeste, la falla La Manga, en cuyo bloque colgante se desarrolló el hemigraben Río Blanco (Figs. 2 y 3, Giambiagi *et*

al. 2005b, 2008 a y b). En los sedimentos fluviales de sinrift se identificaron discordancias angulares y progresivas (Figs. 3a y 4) y fallas normales de pequeña escala, como se verá más adelante. Estos elementos permiten confirmar el carácter sintectónico de la sedimentación, siendo de gran utilidad también para la identificación de las fallas normales de segundo orden que conforman la estructura inter-

na del hemigraben Río Blanco (Fig. 3). Por otra parte, la falla Alumbre es la más occidental de las fallas normales principales interpretadas en el área. Esta falla controló marcadas variaciones laterales de facies observadas en los depósitos de sinrift, restringiendo la sedimentación marina al hemigraben Arroyo Malo, ubicado en el sector occidental del depocentro Atuel (Figs. 2 y 3, Lanés 2002, 2005,

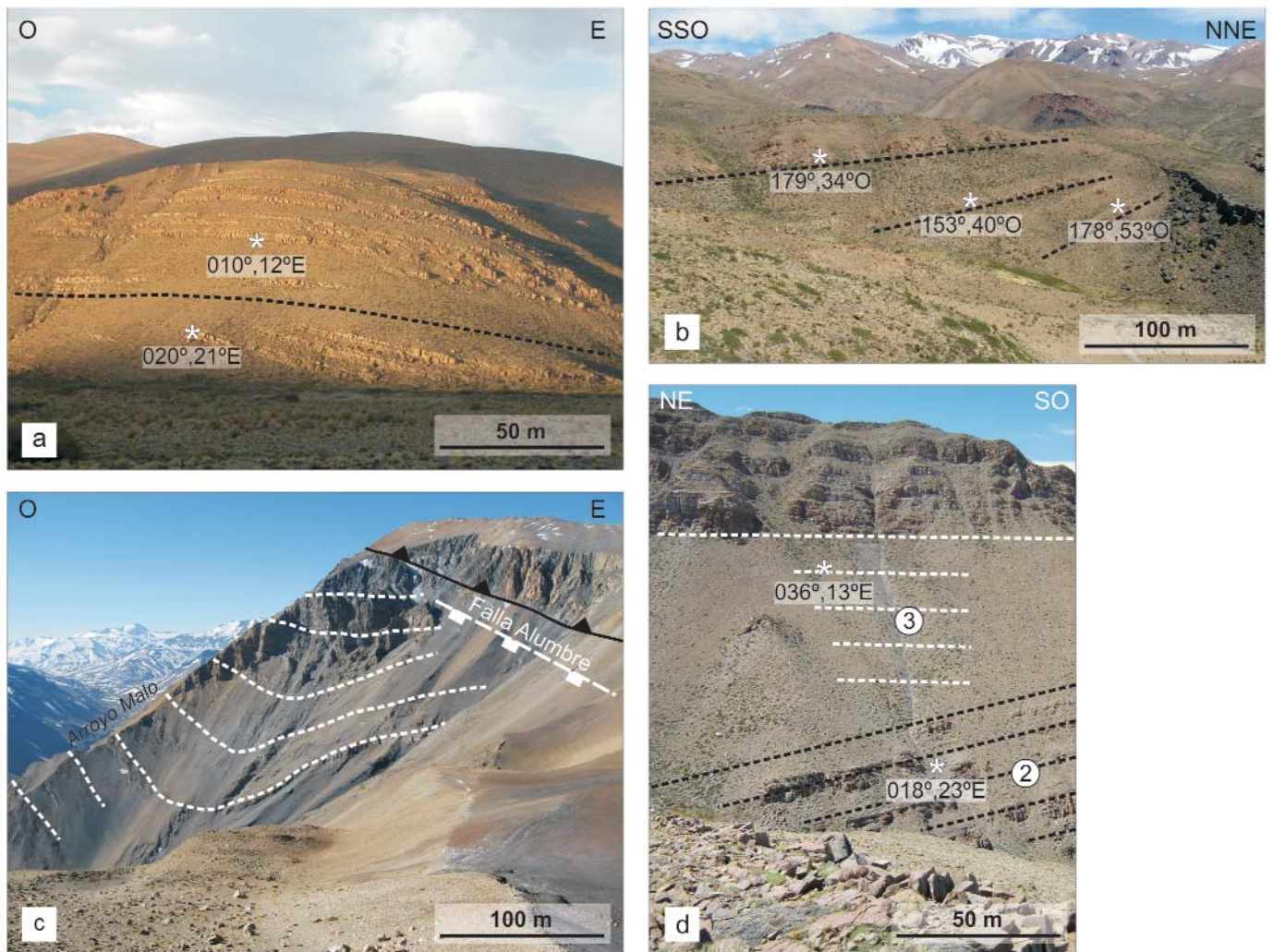


Figura 4: Fotos de discordancias angulares y progresivas afectando a los depósitos de sinrift del depocentro Atuel. Consultar ubicación en la figura 3; a y b) Discordancias afectando a los depósitos de la Formación El Freno en el hemigraben Río Blanco; c) Estratos de crecimiento en un sinclinal interpretado como asociado a la propagación de la falla Alumbre. Nótese que la falla Alumbre no aflora, pero fue marcada su traza en línea punteada para indicar su posición relativa con respecto al sinclinal de crecimiento; d) Discordancia angular en el bloque colgante de la falla Alumbre. Se indica la ubicación de las estaciones de medición 2 y 3 de la figura 3b.

Giambiagi *et al.* 2005b, 2008a). El relleno de sinrift del bloque colgante de la falla Alumbre está conformado por depósitos marinos de abanicos deltaicos asignados a la Formación Arroyo Malo y a la sección inferior de la Formación Puesto Araya, los cuales se encuentran restringidos arealmente al sector occidental del depocentro (Figs. 2 y 3). La orientación nor-noroeste de la falla Alumbre se evidencia por la distribución de los depósitos fandeltaicos (Fig. 3) y por los datos de paleopendientes y paleocorrientes, que indican que la zona de aporte habría sido un área elevada de orientación nor-noroeste a nor-noreste, ubicada hacia el este

(Lanés, 2002, 2005). Se observa un recurrente basculamiento sintectónico hacia el este de los depósitos de abanicos deltaicos, coetáneo con la sedimentación, indicando la ubicación de esta importante falla normal (Figs. 3a y 4). Este basculamiento no puede deberse a una inclinación primaria de los estratos, ya que las paleocorrientes y paleopendientes indican que la cuenca se profundizaba hacia el oeste (Lanés, 2002, 2005). Por otra parte, discordancias progresivas asociadas a una estructura sinclinal observadas en los depósitos de sinrift de la pared colgante de la falla Alumbre (Fig. 4c) permiten identificar a este sinclinal como un plie-

gue por propagación de falla extensional, similar a los descritos por ejemplo en el rift de Suez (Sharp *et al.* 2000). Los estratos del flanco occidental del sinclinal fueron medidos sistemáticamente de base a techo. Se calculó un basculamiento sintectónico progresivo hacia el este de entre 63°, para los depósitos inferiores, y 22°, para los niveles superiores (Fig. 3a).

LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE

El relleno del depocentro Atuel fue intensamente afectado durante la deformación ándica, formando parte del sector

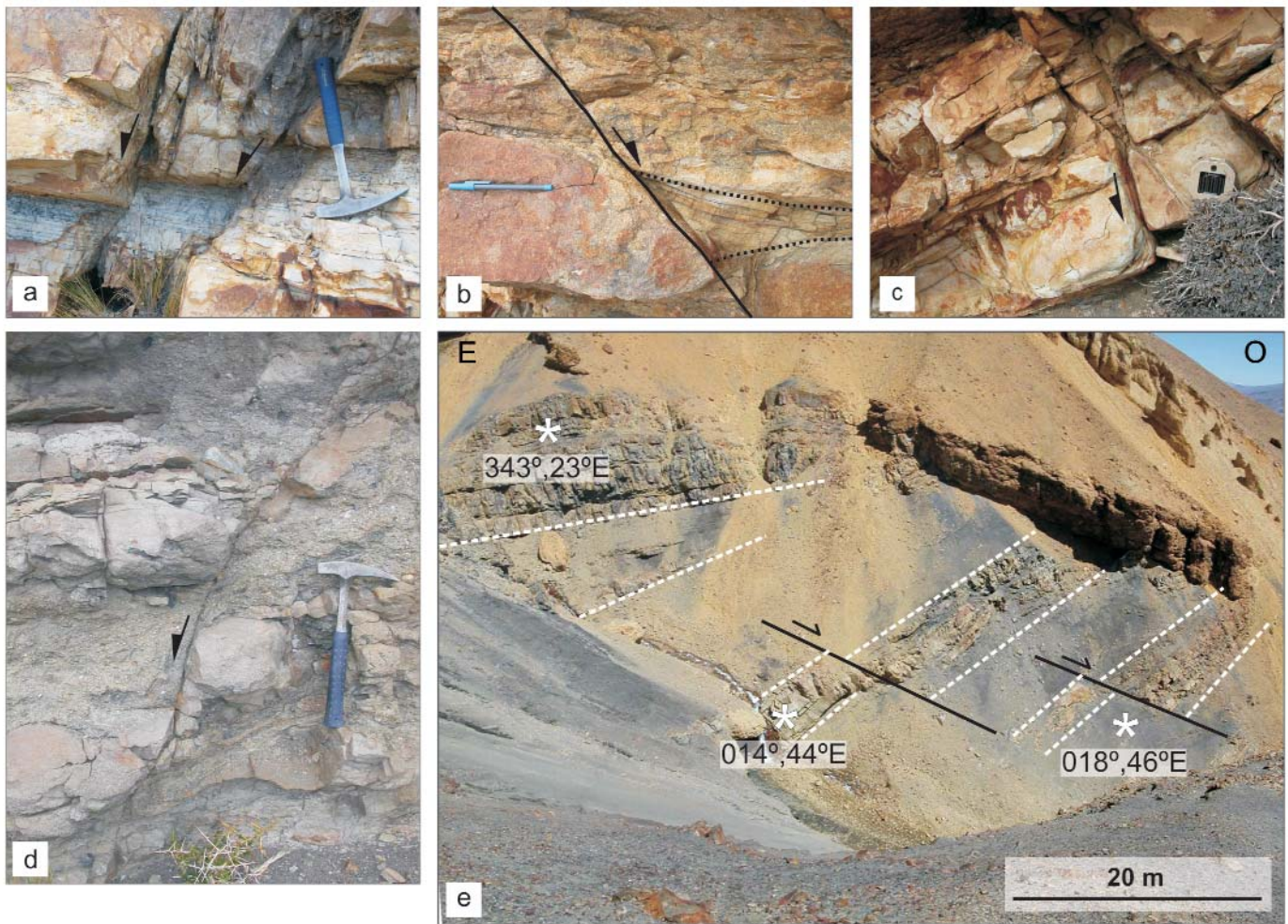


Figura 5: a-e) Fotos de ejemplos de fallas normales de pequeña escala donde fueron medidos los datos cinemáticos mostrados en la figura 3b. En el caso de la figura 5b se puede apreciar una falla normal con relleno sintectónico en su bloque colgante, ausente en el bloque yacente. En la figura 5e se observan fallas menores asociadas a una discordancia sintectónica progresiva, relacionada al basculamiento del bloque colgante de la falla Alumbre (ver ubicación en la figura 3). Nótese el engrosamiento de los bancos arenosos en el bloque colgante de las fallas. Martillo geológico: 37 cm de longitud, brújula: 10 cm de longitud, bolígrafo: 13 cm de longitud.

norte de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski 1984, Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1993, 1995, Fortunatti *et al.* 2004, Fortunatti y Dimieri 2006, Turienzo *et al.* 2004, Giambiagi *et al.* 2008b, entre otros). En este sector, la faja plegada y corrida presenta un sector occidental de deformación de piel gruesa con basamento involucrado en la deformación y un sector oriental de deformación predominantemente epidérmica (Fig. 1, Giambiagi *et al.* 2008b). En el sector occidental con deformación de piel gruesa afloran las unidades triásicas superiores a jurásicas inferiores que conforman el relleno de sinrift y sag del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina, las cuales se encuentran intensamente de-

formadas mostrando gran complejidad estructural. En cambio, el sector oriental se caracteriza por la presencia de estructuras someras con vergencia hacia el este que conforman un frente orogénico emergente para este segmento de la faja plegada y corrida (Kozłowski *et al.* 1993). Las unidades que afloran en este sector corresponden a depósitos continentales del Cretácico Superior a Cuaternario, encontrándose extensos y potentes paquetes de depósitos sinorogénicos neógenos separados por discordancias angulares que marcan los pulsos de deformación (Kozłowski 1984, Combina y Nullo 2000, Giambiagi *et al.* 2008b). Hacia el norte del sector oriental, Turienzo y Dimieri (2008) interpretaron, a partir de in-

formación de subsuelo, la presencia de fallas inversas que involucran al basamento en la deformación. Estas fallas estarían asociadas a la culminación hacia el sur de la estructura que conforma el Cordón del Carrizalito (Fig. 1). Este cordón está constituido por un bloque de basamento conformando un gran anticlinal asimétrico con vergencia oriental que hunde hacia el sur (Kozłowski 1984). El bloque habría sido levantado por una importante falla inversa que inclina hacia el oeste y aflora en su borde oriental, habiéndose interpretado también la presencia de retrocorrimientos menores asociados a esta falla principal (Turienzo y Dimieri 2005, 2008). Estas fallas inversas que involucran al basamento van per-

diendo rechazo hacia el sur, donde solo pueden ser inferidas a partir de información de subsuelo, tal como fuera notado por Turienzo y Dimieri (2008).

El límite entre los estilos estructurales de piel gruesa, hacia el oeste y de piel fina, hacia el este, coincide con el borde oriental del depocentro Atuel. Este borde habría estado delimitado por la falla La Manga, interpretada como una falla normal fuertemente invertida durante la deformación andina (Giambiagi *et al.* 2008 a y b). Por otra parte, en la figura 1 se puede observar que la mayor parte de las estructuras andinas que afectan al sector interno del depocentro Atuel presentan un rumbo nor-noreste a noreste y que localmente se observan estructuras con orientación nor-noroeste, las cuales se interpretaron como controladas por fallas normales previas (Bechis *et al.* 2008). Tal es el caso de la falla Alumbre, que también puede reconocerse de manera independiente a partir de la distribución de los sedimentos fandeltaicos de sinrift, como ya fue mencionado anteriormente (Lanés 2002, 2005, Giambiagi *et al.* 2008 a). Esta falla ha sido interpretada como invertida durante la deformación andina (Giambiagi *et al.* 2008b), generando un sistema de retrocorrimientos de rumbo nor-noroeste (Figs. 1 y 4c, Fortunatti y Dimieri 2006). Por otra parte, las fallas normales de segundo orden de orientación oeste-noroeste actuaron como zonas de acomodación durante la deformación compresiva, mientras que las de rumbo nor-noroeste en algunos casos se infirieron a partir de la presencia de curvaturas o inflexiones observadas en las fallas inversas neógenas, mientras que en otros ejemplos se interpretaron como fallas invertidas (Bechis *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2008a).

ANÁLISIS CINEMÁTICO DEL DEPOCENTRO ATUEL

Datos de indicadores cinemáticos

Se midieron datos de indicadores cinemáticos en fallas normales de pequeña escala afectando el relleno de sinrift del

depocentro Atuel (Fig. 5), las cuales mostraron un amplio rango de orientaciones, variando entre oeste-noroeste y noreste (Figs. 6 y 7). Los datos obtenidos fueron procesados con el fin de obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3) para cada localidad (Fig. 3b). En todos los casos se pudo observar que los ejes de deformación intermedio y máximo (λ_2 y λ_1) presentan una posición subhorizontal, indicando un régimen tectónico extensional (λ_3 subvertical). En la mayor parte de las estaciones las fallas normales presentan una orientación noroeste, con variaciones entre oeste-noroeste y nor-noreste. Estas fallas presentan una dispersión de la dirección de máxima extensión (λ_1) entre nor-noreste y este-noreste (Fig. 3b), con un valor medio al Az 046° para la deformación interna del depocentro Atuel. En la localidad 6 se identificó un dique clástico sinsedimentario orientado al Az 134° (Fig. 3b), por lo que se interpretó una orientación perpendicular para el esfuerzo mínimo en este sector durante la etapa tardía del sinrift ($\sigma_3 = \text{Az } 044^\circ$; Fig. 3b). Este valor es consistente con el promedio obtenido a partir de la inversión cinemática de los datos de las fallas menores (λ_1 medio = Az 046°).

Por otra parte, en las estaciones 4 y 7 se midieron fallas normales de orientación noreste, las cuales indican una dirección de extensión noroeste, notablemente distinta de la obtenida para el resto de las localidades (Figs. 3b y 7). Estas estaciones están ubicadas justamente en la charnela de dos grandes anticlinales de rumbo noreste, por lo que han sido interpretadas como fallas posiblemente relacionadas a la flexura de los estratos jurásicos durante plegamiento compresivo cenozoico (Bechis y Giambiagi 2008, en prensa). Las fallas normales que indican una extensión noroeste presentan una orientación similar a la del eje de los anticlinales donde se encuentran las estaciones, mientras que las direcciones de máxima extensión obtenidas (λ_1) son aproximadamente perpendiculares a dichos ejes

(Fig. 7). Estos datos indican que la teoría de una fracturación asociada al plegamiento terciario es factible. Sin embargo, se han reportado datos cinemáticos que indican direcciones de estiramiento noroeste a nor-noroeste en otros depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina (Giambiagi *et al.* 2008c, 2009 este volumen), por lo que los datos analizados podrían estar indicando algún efecto más regional que el propuesto como asociado al plegamiento neógeno local, como se verá más adelante en la discusión.

Interpretación del movimiento de las fallas principales

La integración de los datos cinemáticos con la información disponible de las fallas normales principales Alumbre y La Manga permite caracterizar su movimiento a lo largo de la evolución del depocentro Atuel durante el período de sinrift.

En términos generales se observa una variación entre las direcciones de extensión en el sector interno del depocentro, mayormente nor-noreste a noreste (estaciones 1 a 8, 11 y 12, Fig. 3b), y las observadas en el sector oriental del mismo, marcadamente este-noreste (estaciones 9 y 10, Fig. 3b). Las estaciones de medición donde se observó la extensión este-noreste se encuentran ubicadas en las cercanías de la falla La Manga, presentando una dirección de máxima extensión aproximadamente perpendicular al rumbo de la falla. Estas fallas afectan a los depósitos de sinrift más tardío. Estos datos pueden interpretarse de distinta manera de acuerdo a si se analizan en términos dinámicos o cinemáticos. Una posibilidad es interpretar esta variación como relacionada a una perturbación local del campo de esfuerzos en las cercanías de la falla principal La Manga. Sin embargo, por tratarse de datos obtenidos en el bloque colgante de una falla de gran desplazamiento (>1.000 m, Giambiagi *et al.* 2008 a), se interpretan a los datos obtenidos como datos cinemáticos, reflejo del movimiento normal de la falla La Manga. De esta manera se interpreta que dicha

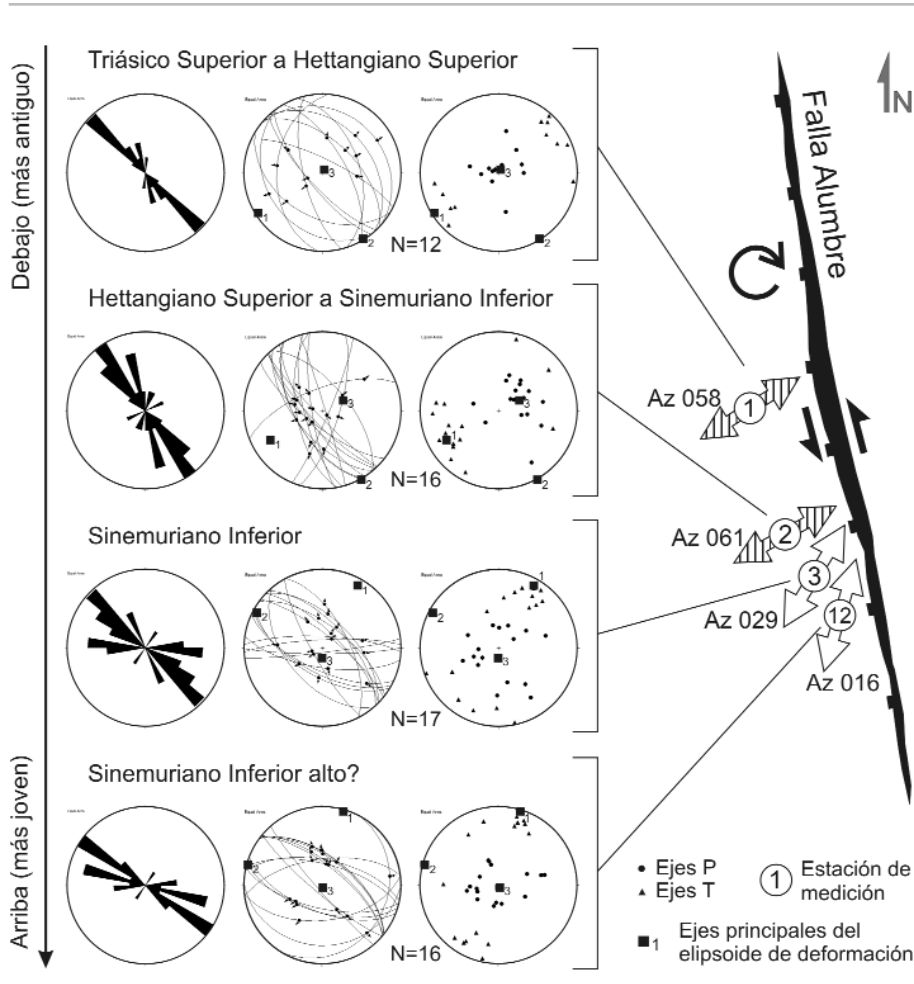


Figura 6: Datos cinemáticos del bloque colgante de la falla Alumbre, los cuales permiten interpretar una rotación horaria asociada a un movimiento normal oblicuo con componente lateral izquierda de la falla (gráficos realizados con los programas *FaultKinWin*® y *StereoNet*®, de R. Allmendinger). Ver ubicación de las estaciones de medición en las figuras 3b y 4d.

falla habría tenido un movimiento predominantemente normal, al menos durante la etapa más tardía del sinrift.

En datos obtenidos de la pared colgante de la falla Alumbre se puede observar una variación de la dirección de extensión obtenida para los depósitos de sinrift de distinta edad, ya que los depósitos más antiguos muestran un estiramiento noreste a este-noreste que contrasta con el nor-noreste observado en los sedimentos más modernos (Fig. 6). La presencia de una discordancia angular entre las estaciones 2 y 3 (Fig. 4d), coincidiendo con el registro del cambio en la orientación del λ_1 entre estas dos localidades, sugiere que la variación se debe a factores locales relacionados a la deformación de la falla Alumbre. Se interpreta que la direc-

ción de estiramiento presentaba una orientación nor-noreste y que los datos más antiguos se encuentran rotados horariamente con respecto a los registrados en las secuencias más modernas. De esta manera se caracteriza al movimiento de la falla Alumbre como normal oblicuo, con una componente lateral izquierda responsable de la rotación de los estratos en su bloque colgante (Fig. 6). Datos paleomagnéticos obtenidos por Iglesia Llanos *et al.* (2006) no permiten interpretar una rotación de grandes bloques en el interior del depocentro Atuel, debido a que estos autores no observaron rotaciones de los datos paleomagnéticos entre perfiles ubicados hacia el oeste y el este de la falla Alumbre. La rotación horaria asociada a la falla Alumbre debería tratar-

se entonces de un efecto local. De acuerdo a esta interpretación, no se descarta que los estratos asociados a las discordancias angulares y progresivas relevadas en el bloque colgante de la falla hallan sufrido también una rotación horaria según ejes verticales (Fig. 3a).

DISCUSIÓN

Modelo cinemático de apertura del depocentro Atuel

La orientación general nor-noroeste del depocentro Atuel habría sido controlada por la presencia de las dos fallas principales interpretadas, las fallas Alumbre y La Manga. La oblicuidad entre la orientación general nor-noroeste del área extendida y la dirección de extensión noreste obtenida a partir de datos cinemáticos (λ_1 medio = Az 046°) permite interpretar que el depocentro Atuel evolucionó como un rift de tipo oblicuo (Fig. 8).

La orientación de las fallas normales principales Alumbre y La Manga es similar a la orientación de zonas de cizalla de primer orden permo-triásicas ubicadas en el bloque San Rafael (Japas y Kleiman 2004). Esta similitud sugiere que estas fallas normales se podrían haber formado como resultado de una reactivación normal a normal-oblicua de estructuras discretas previas, tal como fuera propuesto por Giambiagi *et al.* (2005b, 2008a). Los datos cinemáticos presentados en este trabajo permiten caracterizar el movimiento de la falla Alumbre como oblicuo normal y lateral izquierdo, mientras que la falla La Manga podría haber tenido un movimiento similar durante la etapa inicial del rifting, aunque su movimiento durante la etapa más tardía habría sido predominantemente normal (Fig. 8).

Durante la evolución del depocentro Atuel se habría producido una importante localización de la deformación en las fallas Alumbre y La Manga. Esta localización habría sido la responsable de varias características propias del depocentro, que lo distinguen de otros depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina (ver discusión en Giambiagi *et al.* 2009

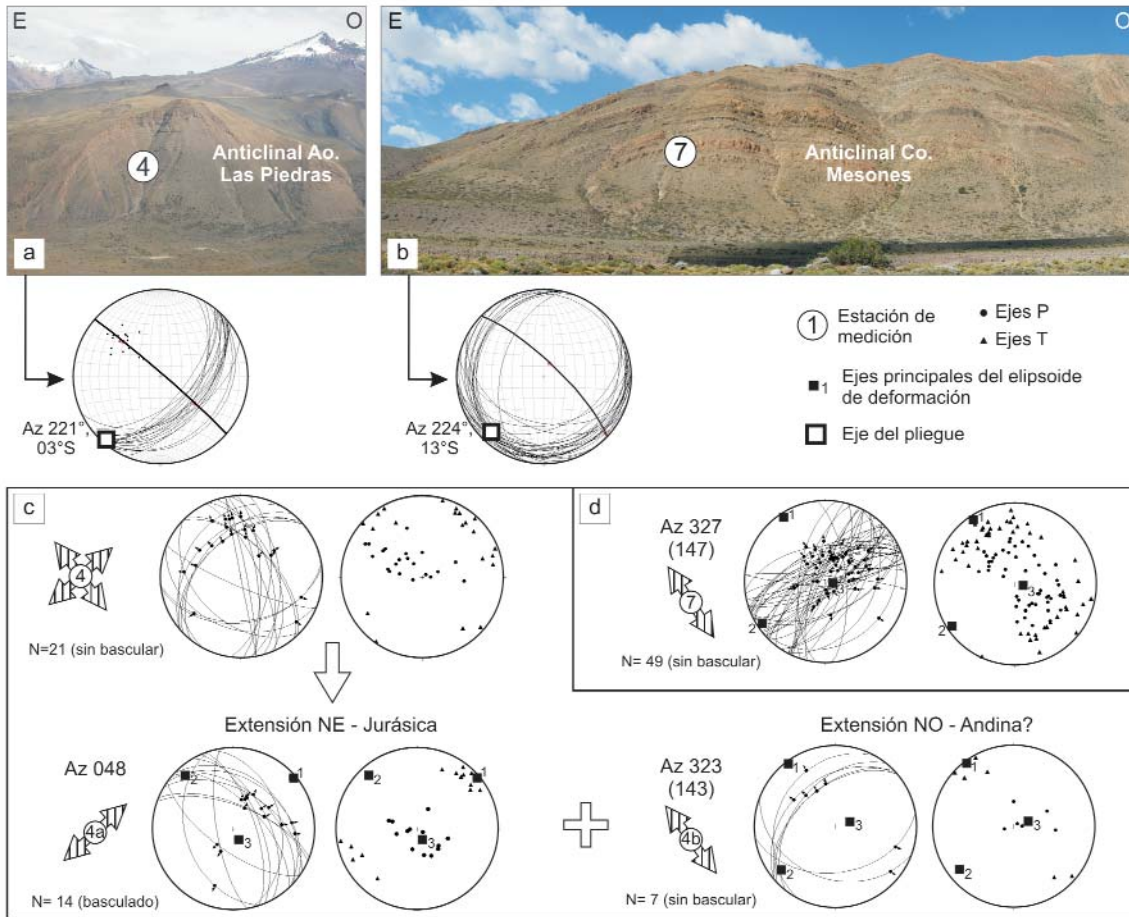


Figura 7: a y b) Fotos de los dos anticlinales ubicados al sur del río Atuel donde se midieron datos de indicadores cinemáticos que indican una dirección de extensión noroeste (estaciones 4 y 7, ver ubicación en figura 3b). Se calculó la orientación del eje de cada anticlinal a partir de datos de rumbo e inclinación de los limbos. En el caso del anticlinal Arroyo Las Piedras sólo se contó con datos del limbo oriental del pliegue; c) Datos cinemáticos de la estación 4, pudiéndose notar una orientación bimodal con dos grupos alineados según los ejes noreste-sudoeste y noroeste-sudeste, respectivamente; d) Datos cinemáticos de la estación 7. Ver discusión en el texto. Los cálculos y gráficos fueron realizados con los programas *StereoNet*® y *FaultKinWin*®, de Richard Allmendinger.

este volumen): (a) la orientación general nor-noroeste del área extendida, debida a la localización de la deformación en la falla La Manga, marcando el límite oriental del depocentro (Fig. 8b), (b) la ingresión marina observada en el sector occidental del depocentro, donde se encuentran los únicos depósitos marinos triásicos a hetangianos de toda la cuenca (Fig. 2) y (c) la distribución de los ambientes deposicionales durante la etapa de sinrift, ya que la falla Alumbre mantuvo fija la línea de costa hasta fines del Sinemuriano Temprano, mientras que la falla La Manga limitaba y controlaba la sedimentación fluvial del sector oriental del depocentro (Figs. 2 y 3). El principal factor responsable de la generación del rift de tipo oblicuo del depocentro Atuel habría sido la gran localización de la deformación en la falla La Manga. El movimiento predominantemente normal inferido para esta falla du-

rante la etapa tardía del sinrift se podría explicar a partir de variaciones relacionadas a una deformación oblicua de la subcuenca. De acuerdo a observaciones realizadas en modelos análogos de rift oblicuo, fallas normales subparalelas a la cuenca tienden a formarse cerca de sus bordes, mientras que fallas subperpendiculares a la dirección de extensión son más comunes hacia el centro del área extendida (Withjack y Jamison 1986, Tron y Brun 1991, McClay y White 1995). En el depocentro Atuel se habría producido un efecto similar durante la etapa tardía o de *climax* del rift, con partición de la deformación entre las zonas de borde y central del depocentro. La acomodación de la extensión perpendicular a los límites del depocentro se habría realizado mayormente en el borde oriental, donde gran parte de la deformación se habría acomodado mediante un movimiento predominantemente normal de la falla La

Manga, evidenciado por datos cinemáticos de fallas menores ubicadas en su bloque colgante. En cambio, la falla Alumbre habría continuado con un movimiento normal oblicuo debido a su posición interna con respecto al área deformada. La gran dispersión de los resultados obtenidos a partir de la inversión de los datos cinemáticos no permite inferir directamente la orientación del campo regional de esfuerzos. La heterogeneidad de las direcciones de extensión obtenidas estaría indicando variaciones locales de la deformación asociadas a la cinemática interna del depocentro (Bechis y Giambiagi 2008, en prensa). Por otra parte, de acuerdo con los resultados de modelos analíticos, en un área con deformación oblicua transtensiva se produciría un efecto de refracción entre el ángulo que forma el borde del área deformada con respecto a la dirección regional de extensión (α), y la dirección de máximo estira-

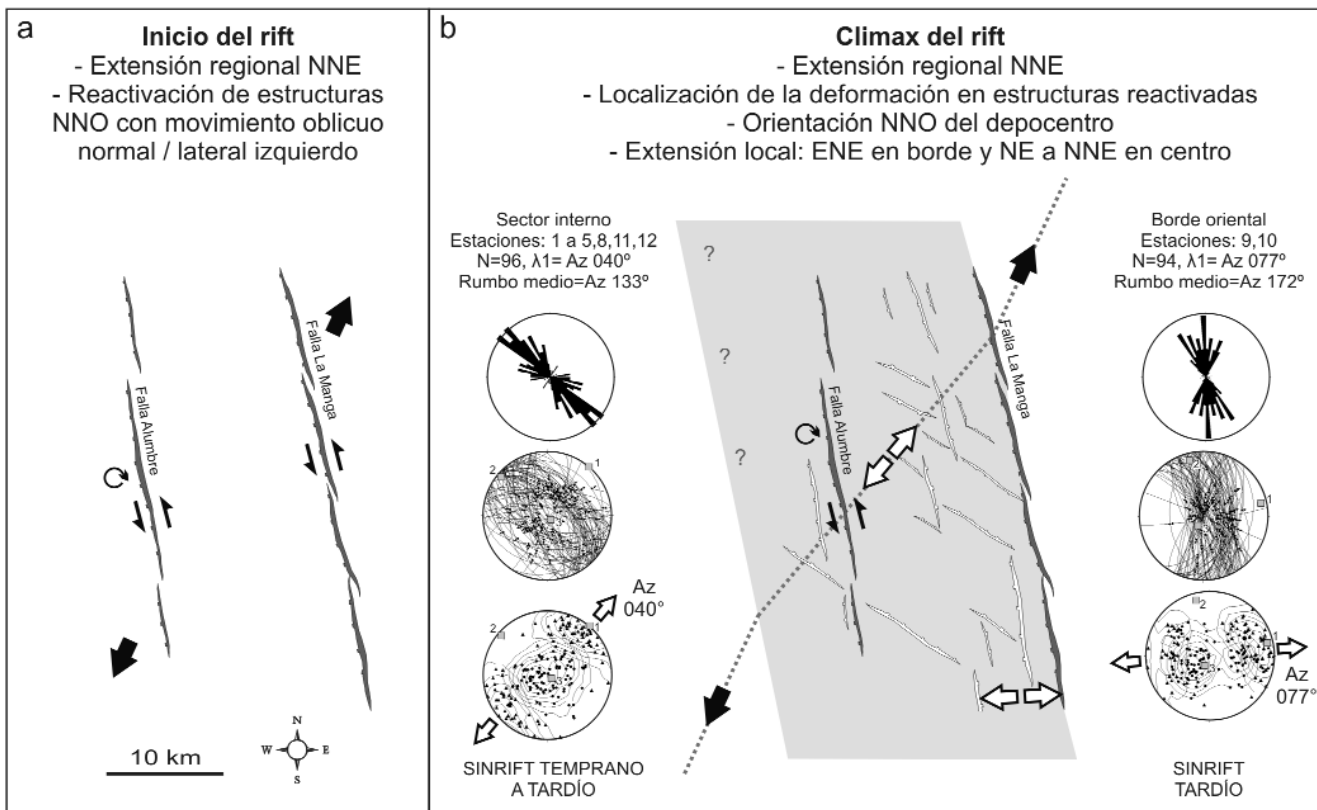


Figura 8: Modelo cinemático de apertura del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina como un rift oblicuo, mostrando las direcciones de extensión o estiramiento regional (flechas negras) y local (flechas blancas); a) Inicio de la deformación extensional con reactivación normal oblicua de las fallas Alumbre y La Manga; b) Etapa de climax de la extensión del depocentro Atuel como una cuenca de rift oblicuo. La línea punteada ejemplifica una posible refracción de la deformación debida a la extensión oblicua en el interior del área extendida. Los datos de indicadores cinemáticos fueron agrupados según la región donde fueron obtenidos, pudiéndose notar variaciones de la dirección de extensión entre el borde ($\lambda_1 \sim \text{ENE}$) y la zona central ($\lambda_1 \sim \text{NE a NNE}$) del depocentro.

miento instantáneo (θ_t) en el interior del área extendida (Teyssier *et al.* 1995). En el caso del depocentro Atuel, los datos cinemáticos de fallas menores relevadas en el interior del rift estarían reflejando el máximo estiramiento instantáneo (θ_t). La presencia de fallas con componente lateral de movimiento, como es el caso de la falla Alumbre, produciría una partición de la deformación alterando la relación analítica entre las distintas direcciones de deformación (Teyssier *et al.* 1995). Si bien los datos obtenidos para el depocentro Atuel dan una importante dispersión y, a su vez, hay que tener en cuenta el efecto de una posible partición de la deformación, en términos generales se puede estimar que la dirección regional de estiramiento presentaba una orientación noreste, con una refracción hacia un estiramiento noreste en el sector interno de la cuenca de rift (Fig 8b).

Extensión regional durante la apertura de la cuenca Neuquina

Los resultados obtenidos en este trabajo son similares a los presentados en trabajos previos donde se estimó la dirección de esfuerzos principales durante la etapa de sinrift de la cuenca Neuquina a partir de la orientación de fallas normales principales (Vergani *et al.* 1995, Silvestro y Zubiri 2008). Sin embargo, se desea resaltar aquí la importancia de contar con datos de indicadores cinemáticos obtenidos en afloramiento al momento de estimar la dirección de los ejes de deformación o esfuerzos asociados a la formación y evolución de una cuenca de rift. Tanto en el caso de un rift oblicuo (depocentro Atuel), como en los ejemplos de deformación tridimensional (depocentros Malargüe y Cara Cura - Reyes, Giambiagi *et al.* 2008c, 2009 este volumen), se generan patrones de falla bimodales y la

dirección de extensión regional no se corresponde con la perpendicular a las fallas normales principales. Sólo se podría inferir una orientación perpendicular a las fallas de los esfuerzos en el caso de un rift de tipo ortogonal ($\alpha = 90^\circ$), en el que todas las fallas serían paralelas y perpendiculares a la dirección de extensión. Por otra parte, en el caso de un rift oblicuo la dirección de extensión interna no coincide con la orientación regional de los ejes de deformación, debido a la deformación no coaxial que produce el estiramiento oblicuo (Teyssier *et al.* 1995), agregando otro factor de complejidad al análisis cinemático y dinámico.

A partir de un detallado análisis cinemático, Giambiagi *et al.* (2008c, 2009 este volumen) propusieron que los depocentros Malargüe y Cara Cura-Reyes se habrían desarrollado bajo un régimen de deformación tridimensional. De acuerdo

con estos autores, en los depocentros mencionados se habría generado un patrón de fallas orto-rómbicas simétricas con respecto a una dirección de extensión principal nor-noreste, responsable de la apertura de la cuenca, y otra oeste-noroeste que podría estar relacionada a procesos de subducción con extensión detrás del arco. En el caso del depocentro Atuel no se habría desarrollado un campo de deformación tridimensional con dos direcciones de extensión de magnitud similar, sino que se habría generado una cuenca de rift oblicuo controlada mayormente por la dirección de extensión regional nor-noreste. Esta diferencia con respecto a los depocentros Malargüe y Cara Cura-Reyes se podría deber al efecto de la localización de la deformación en estructuras previas reactivadas. Esta localización progresiva habría provocado una evolución hacia la generación de un rift oblicuo con deformación interna no coaxial, inhibiendo la deformación tridimensional observada más al sur. La extensión noroeste observada en el sector sur del depocentro Atuel (Fig. 7) podría estar reflejando la extensión secundaria interpretada para los depocentros Malargüe y Cara-Cura Reyes. Sin embargo, en el caso del depocentro Atuel sólo habría producido un efecto muy localizado, ya que esta dirección de extensión es relativamente menos importante que el estiramiento noreste a nor-noreste observado en la mayoría de las estaciones de medición relevadas.

Extensión regional asociada a la fragmentación del Gondwana occidental

La dirección de extensión nor-noreste propuesta para el depocentro Atuel y otros depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina es consistente con la recurrente aparición de datos que indican direcciones de extensión nor-noreste a noreste durante el período de extensión regional que va desde el Triásico Temprano hasta el Jurásico Temprano. Datos cinemáticos obtenidos de fallas que afectan a las volcanitas de la sección superior del Grupo Choiyoi (Japas y Kleiman 2004,

Giambiagi y Martínez 2008, Kleiman y Japas en prensa) y al relleno de los depocentros extensionales de la cuenca Cuyana (Japas *et al.* 2008, Giambiagi *et al.* 2008d) indican direcciones de extensión nor-noreste a noreste. Orientaciones similares de la dirección de extensión fueron reportadas incluso afectando rocas triásicas del sector norte del macizo Nordpatagónico (Giacosa *et al.* 2007).

Las teorías acerca del origen de la tectónica extensional que caracterizó al sector occidental de Gondwana durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano pueden incluirse en dos grandes grupos. Las primeras propuestas asociaron este período extensional con un colapso del orógeno formado durante la fase San Rafael en el Paleozoico tardío (Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990, Franzese y Spalletti 2001, Llambías *et al.* 2007, Kleiman y Japas 2009), mientras que el otro grupo de explicaciones incluye la extensión como un proceso relacionado a la formación y ruptura temprana del supercontinente Pangea (Uliana y Biddle 1988, Charrrier *et al.* 2007). La aparente permanencia de una dirección de extensión regional constante a lo largo de este extenso período parecería favorecer la segunda hipótesis, sugiriendo que esta dirección de extensión regional nor-noreste a noreste estuvo asociada a procesos geodinámicos durante la fragmentación de Pangea, ya que el colapso de un orógeno provocaría una mayor heterogeneidad espacial y temporal de los datos. Sin embargo, no se descarta que la relajación mecánica del orógeno paleozoico sanrafaélico podría haber ejercido un control local o interno en la deformación de la cuenca Neuquina, a partir de la reactivación de estructuras previas discretas o generando zonas de debilidad controlando la ubicación y orientación de los depocentros.

CONCLUSIONES

La orientación general del depocentro Atuel de la cuenca Neuquina estuvo controlada por la presencia de dos fallas normales principales de rumbo nor-noro-

te, las fallas Alumbre y La Manga, que fueron interpretadas en trabajos previos como estructuras paleozoicas reactivadas, mientras que la estructura interna del depocentro está caracterizado por un patrón bimodal de fallas oeste-noroeste y nor-noroeste. Se integraron los datos cinemáticos de fallas menores con la información disponible de las fallas normales principales, lo que permitió caracterizar su movimiento a lo largo de la evolución del depocentro Atuel durante el período de sinrift. Esta integración permitió interpretar al movimiento de la falla Alumbre como normal oblicuo, con componente lateral izquierda responsable de rotaciones horarias de carácter local en su bloque colgante, mientras que la falla La Manga habría tenido un rechazo predominantemente normal durante la etapa tardía del sinrift.

Se midieron y procesaron datos de indicadores cinemáticos de fallas normales de pequeña escala, los cuales indicaron un régimen tectónico extensional para la deformación interna del depocentro Atuel (λ_2 y λ_1 subhorizontales, y λ_3 subvertical). Se encontró una considerable dispersión de la dirección de máxima extensión obtenida para las distintas estaciones de medición entre rumbos nor-noreste y este-noreste y se calculó una dirección de máxima extensión media noreste (λ_1 medio = Az 046°) para la deformación interna de la subcuenca. La dispersión de los resultados cinemáticos fue interpretada como debida a variaciones locales de la deformación durante la etapa de sinrift, asociadas a una extensión oblicua del depocentro.

La oblicuidad entre la orientación general nor-noroeste del área extendida y la dirección de extensión noreste obtenida a partir de datos cinemáticos permitió interpretar que el depocentro Atuel evolucionó como un rift de tipo oblicuo. Se infiere una dirección de extensión regional de orientación nor-noreste, con una probable refracción de la deformación a una dirección de extensión noreste en el interior del depocentro. El principal factor que habría controlado la generación de

un rift oblicuo habría sido una importante localización de la deformación en las fallas reactivadas Alumbre y La Manga. Esta localización sería la responsable de una serie de características propias que distinguen al depocentro Atuel de otros depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la tesis doctoral de Florencia Bechis y ha sido realizado con fondos de los proyectos PICT 07-10942 y PICT 38295, otorgados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, y el proyecto PIP 5843, otorgado por CONICET. Los autores agradecen especialmente a Alejandro Celli, Gabriela Da Poian, Diego Iaffa, Diego Kietzmann, José Mescua, Darío y Sergio Orts, Marilín Peñalva, Julieta Suriano, Carla Terrizzano y Daniel Yagupsky, por su invaluable ayuda durante las tareas de campaña. Se agradece la colaboración prestada por los doctores Sara Ballent, Susana Damborenea, Miguel Manceñido y Alberto Riccardi, del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, quienes llevaron a cabo la determinación de los invertebrados fósiles. Este trabajo se vio enriquecido además por interesantes discusiones sobre el tema mantenidas con el Dr. Ernesto Cristallini. Se agradecen las sugerencias y comentarios realizados por los árbitros Martín Turienzo y Gonzalo Zamora Valcarce.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arregui, C.D. 2005. Trampas asociadas con rasgos de basamento en la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en formato digital, 16 p., Buenos Aires.
- Baldauf, P. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Master Thesis, George Washington University, (inédita), 356 p., Washington.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R. 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuyana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos: 443-455.
- Barrionuevo, M., Valenzuela, M., Olea, G. y Gutiérrez Pleimling, A. 2005. Trampas características de las formaciones Triásico-Jurásicas en la plataforma oriental de la Cuenca Neuquina. En Koslowski, E., Vergani, G. y Boll, A. (eds.) Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuenas Productivas de Argentina, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata): 207-224.
- Bechis, F. y Giambiagi, L. 2008. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics (Oviedo), Extended abstracts: 575-580.
- Bechis, F. y Giambiagi, L.B. en prensa. Kinematic analysis of data from small scale faults and its application to the study of an extensional depocenter, Neuquén basin, west-central Argentina. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo.
- Bechis, F., Giambiagi, L. y García, V.H. 2005. Extensión multifásica en el depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina, evidenciada en estructuras de pequeña escala. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 87-94.
- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V.H. y Lanés, S. 2007. Evidencias de extensión oblicua en el depocentro Atuel de la Cuenca Neuquina. 3° Simposio Argentino del Jurásico (Mendoza), Resúmenes: 28.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., García, V.H. y Mescua, J.F. 2008. Control of Mesozoic extensional structures on the Andean deformation in the northern Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. 7° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Niza), Extended Abstracts: 71-74.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner, J.C.M. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) The Geology of Chile, The Geological Society: 21-114, London.
- Combina, A.M. y Nullo, F. 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(3): 201-210.
- Combina, A.M., Nullo, F., Stephens, G. y Baldauf, P. 1994. Paleambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 418-424.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Cristallini, E., Pando, G., Martínez, J.M., Buhler, M., Tomezzoli, R., Barredo, S. y Zambrano, O. 2008. Controles precuyanos en la estructura de la cuenca Neuquina. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 3: 759-760.
- Cruz, C.E., Manceda, R.E., Aguerre, G. y Brisón, I. 1991. Plano Geológico Río Diamante - Arroyo La Matancilla. Gerencia General de Exploración, Comisión Geológica N°7, Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A. (inédito).
- Dessanti, R. y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22(2): 135-162.
- Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2006. Tectónica del valle del río Atuel al pie del Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D, 9: 56-61.
- Fortunatti, N., Turienzo, M. y Dimieri, L. 2004. Retrocorrimientos asociados al frente de avance orogénico, arroyo Blanco, Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D, 7: 34-30.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic - early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.

- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I. 2006. Tectono-stratigraphic evolution of a Mesozoic Graben Border System: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 163: 207-221.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Anchetta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacabuco, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 49-62.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2008. Evolución tardío cenozoica del retroarco interno andino entre los 38° y los 40°S. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 109-110.
- Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Di Tommaso, I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte del Macizo Nordpatagónico (40°-41°S, 67°30'-69°45'O) Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(3): 355-365.
- Giambiagi, L.B. y Martínez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26(3): 252-260.
- Giambiagi, L., Álvarez, 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.
- Giambiagi, L., Suriano, J. y Mescua, J. 2005a. Extensión multiepisódica durante el Jurásico Temprano en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 524-534.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S. y García, V. 2005b. Evolución cinemática del depocentro Atuel, Triásico Tardío - Jurásico Temprano. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 4: 307-312.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005c. Influencia de las estructuras de rift triásicas - jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 661-671.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., Lanés, S., Tunik, M., García, V., Suriano, J. y Mescua, J. 2008a. Formación y evolución triásico-jurásica del depocentro Atuel, cuenca Neuquina, provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 520-533.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008b. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., Barredo, S. y Tunik, M. 2008c. Cinemática de la apertura de los depocentros Atuel y Cara Cura-Reyes, cuenca Neuquina: rift con múltiples sets de fallas. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos: 431-442.
- Giambiagi, L.B., Mescua, J., Folguera, A. y Martínez, A. 2008d. Pre-andean deformation in the southern central Andes (32°-33°S). 7° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Niza), Extended Abstracts: 231-234.
- Giambiagi, L.B., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278-292.
- Groeber, P. 1946 (reimpreso en 1980). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones*, 1980, N°1: 37-73.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin: b) Mendoza Province. *Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie E*, 3, 103 p.
- Iglesia Llanos, M.P., Riccardi, A.C. y Singer, S.E. 2006. Palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén Basin, Argentina: A new Jurassic apparent polar wander path for South America. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 379-397.
- Japas, M.S. y Kleiman, L.E. 2004. El ciclo Choiyoi en el bloque de San Rafael (Mendoza): de la orogénesis tardía a la relajación mecánica. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D*, 7: 89-100.
- Japas, M.S., Cortés, J.M. y Pasini, M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 213-222.
- Kim, H.J., Scaricabarozzi, N. y Ramos, V.A. 2005. La estructura al sur del río Diamante y su relación con la falla de Malargüe, Cuenca Neuquina, Centro-oeste de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 63-70.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the Southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473 (3-4): 283-299.
- Kozłowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 381-395.
- Kozłowski, E., Baldi, J. y Mancilla, O. 1981. Plano geológico, Río Diamante - Río Atuel. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, (inédito).
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y recursos naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 235-256.
- Lanés, S. 2002. Paleoambientes y Paleogeografía de la primera transgresión en Cuenca Neuquina, Sur de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 403 p., Buenos Aires.
- Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectonosedimentary evolution of the first transgression. *Geologica Acta* 3(2): 81-106.
- Lanés, S. 2007. Depósitos fluviales de la Formación El Freno en el valle del Atuel, sur de Mendoza: datos preliminares. 3° Simposio Argentino Jurásico (Mendoza), Resúmenes: 49.
- Lanés, S., Giambiagi, L.B., Bechis, F. y Tunik, M. 2008. Late Triassic - Early Jurassic successions of the Atuel depocenter: sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 534-548.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 120: 303-330.
- Limeres, M., Dajczgiewand, D. y Orchueta, I. 2005. Estilo de entrapamiento en el yaci-

- miento Loma Negra, Cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. En Koslowski, E., Vergani, G. y Boll, A. (eds.) *Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina*, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata): 383-390.
- Llambías, 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.
- Llambías, E.J., Kleinman, L.E. y Salvarradi, J.A. 1993. El magmatismo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 53-64.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 217-235.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1993. La inversión del rift mesozoico en la Faja Fallada y Plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 219-232.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A. J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8): 973-986.
- McClay, K.R., 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London Handbook, John Wiley & Sons, 161 p., Chichester.
- McClay, K.R. y White, M.J. 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology* 12: 147-151.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, 582 p., Berlin.
- Morley, C.K. 1999. Influence of Preexisting Fabrics on Rift Structure. En Morley, C.K. (ed.), *Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa*, The American Association of Petroleum Geologists, AAPG Studies in Geology 44: 151-160.
- Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornawan, A. y Wonganan, N. 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology* 26: 1803-1829.
- Mosquera, A. 2002. Inversión tectónica jurásica inferior en el sector central de la Dorsal de Huinul, área Los Bastos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en formato digital, 11 p., Buenos Aires.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin* (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- 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.
- Muravchik, M., D'Elía, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos: 457-470.
- Nulló, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 119-132.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V. y Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 81-293.
- Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M. 2004. Relevamiento Geológico del Precuyano en las Sierras de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Repsol-YPF, (Informe inédito), 29 p., Buenos Aires.
- Pángaro, F., Pereira, M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M. y Gosalvez, G. 2006. Tectonic inversion of the Huinul High, Neuquén Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of It's disappearance. 9° Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas (Cartagena), Actas, 9 p.
- Pecuch, D., Lasalle, D. y Larriestra, C. 2005. Modelo predictivo de propiedades petrofísicas basado en la integración no lineal de datos sísmicos y de pozo. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en formato digital, 12 p., Buenos Aires.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9(5-6): 597-608.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchard, L., Vaillard, J.C. y Viñes, R. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla Huinul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 163-169.
- Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los Ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(3-4): 127-349.
- Reijnenstein, 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, Universidad de Buenos Aires (inédito), 67 p., Buenos Aires.
- Riccardi, A. e Iglesia Llanos, M.P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 298-300.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno (Santiago), Actas 2: 359-377.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4(3): 159-170.
- Riccardi, A., Damborenea, S.E., Manceñido, M. O., Scasso, S., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 228-234.
- Rossello, E.A. y Barrionuevo, M. 2005. El hemigraben invertido del yacimiento 25 de Mayo - Medanito S.E. (Cuenca Neuquina, Argentina): evolución geodinámica de un rift en borde de cuenca. 6° Congreso de Exploración y Desa-

- rollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en formato digital, 15 p., Buenos Aires.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R. y Gupta, S. 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *Geological Society of America, Bulletin* 112 (12): 1877-1899.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 49-64.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E.M. y Artabe, A.E. 2005. Nuevo enfoque estratigráfico del Triásico - Jurásico Temprano en la región del río Atuel, Provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 3: 77-82.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D. y Zanettini, J.C. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipú, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 290, 116 p., Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23(5): 447-450.
- Tickyj, H., Rodríguez Raising, M., Cingolani, C.A., Alfaro, M. y Uriz, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 295-302.
- Tron, V. y Brun, J.P. 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188: 71-84.
- Tunik, M., Lanés, S., Bechis, F. y Giambiagi, L.B. 2008. Análisis petrográfico preliminar de las areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 714-727.
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2005. Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 111-125.
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2008. La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 160-161.
- Turienzo, M., Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2004. Configuración estructural del basamento en la confluencia del arroyo Blanco y el río Atuel, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie D, 7: 27-33.*
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18(2): 172-190.
- Valenzuela, M.E., Olea, G.M., Gutierrez Pleimling, A.G. y Gavarrino, A.S. 2005. Evaluación del Precuyano en el bloque Barranca de los Loros, Provincia de Río Negro. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Trabajos Técnicos en formato digital, 19 p., Buenos Aires.
- Veiga, R., Lara, M. y Bruveris, P. 1999. Hydrocarbon distribution along the outer margin of a back-arc basin: Examples in the Neuquén Basin, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 60: 142-164.
- Vergani, G. D., Tankard, J., Belotti, J. y Welsink, J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151, 83 p., Buenos Aires.
- von Hillebrandt, A. 1989. The Lower Jurassic of the Río Atuel region, Mendoza Province, Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas 4: 39-43.
- Withjack, M.O. y Jamison, W.R. 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics* 126: 99-124.
- Yagupsky, D.L., Cristallini, E.O., Fantín, J., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Varadé, R. 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology* 30: 839-853.
- Yrigoyen, M.R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The structures of the Andean fold and thrust belt in relation to basement control in the Neuquén Basin. *Boletín de Informaciones Petroleras* 60: 112-121.

Recibido: 10 de diciembre, 2008

Aceptado: 28 de mayo, 2009