

CINEMÁTICA DE APERTURA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA

Laura GIAMBIAGI¹, Maisa TUNIK², Silva BARREDO³, Florencia BECHIS¹, Matías GHIGLIONE³, Pamela ALVAREZ⁴ y Marina DROSINA⁵

¹ CONICET-IANIGLA Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza. Emails: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar, fbechis@lab.cricyt.edu.ar

² CONICET-CIMAR - Universidad Nacional del Comahue, Neuquén. CONICET- E-mail: mtunik@uncoma.edu.ar

³ Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires. Departamento de Ciencias Geológicas, Buenos Aires. Email: silvia@gl.fcen.uba.ar

⁴ Enap-Sipetrol, Santiago, Chile. Email: palvarez@sipetrol.cl

⁵ YPF S.A., Neuquén. Email: mdrosinas@yfp.com

RESUMEN

La cuenca Neuquina es una cuenca extensional de tras-arco productora de hidrocarburos, formada en el borde occidental del Gondwana y abierta al océano Pacífico a lo largo de su margen occidental. Su período extensional triásico tardío a jurásico temprano se caracteriza por la formación de una serie de depocentros aislados. Los depocentros más septentrionales son los de Yeguas Muertas - Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Malargüe, Palauco y Cara Cura - Reyes. En este trabajo presentamos modelos de arquitectura de dichos depocentros obtenidos a partir de la integración de estudios geológicos previos con estudios estructurales y estratigráficos nuevos. El depocentro Atuel está caracterizado por dos hemigrábenes de rumbo noroeste con distribución bimodal de fallas nor-noroeste y oeste-noroeste. Los estudios cinemáticos de fallas menores indican una dirección de extensión máxima nor-noreste a noreste, sugiriendo que el depocentro corresponde a un rift oblicuo. Los depocentros Malargüe y Cara Cura - Reyes presentan conjuntos heterogéneos de datos cinemáticos de fallas con un patrón bimodal en los ejes extensionales desarrollado durante un simple período de deformación extensional. En el trabajo evaluamos las posibles causas para esta heterogeneidad, tales como reactivación de anisotropías, deformación triaxial, múltiples eventos de deformación y perturbación local del campo de esfuerzos próximo a fallas mayores, y concluimos que estos depocentros fueron generados bajo un régimen de deformación triaxial. El análisis de movimiento de fallas nos permitió derivar información cinemática para cada depocentro, y a partir de ella inferimos interpretaciones dinámicas para la apertura de la cuenca. Nuestro modelo sugiere la existencia de una combinación de dos eventos tectónicos superpuestos: una dirección de extensión principal nor-noroeste producto de la fragmentación del supercontinente de Pangea, y otra dirección de extensión secundaria oeste-noroeste a oeste-este relacionada con la interacción de las placas Pacífica y Sudamericana.

Palabras clave: *Rift, Dirección de extensión, Paleoesfuerzos, Deformación tridimensional, Andes.*

ABSTRACT: *Kinematics of the opening of northern sector, Neuquén Basin.* The Neuquén Basin is an oil-bearing back-arc extensional basin, formed in the western edge of the Gondwana continent and open to the Pacific at its western margin. Its extensional period, from Late Triassic to Early Jurassic, is characterized by the development of several isolated depocenters. The northernmost depocenters correspond to Yeguas Muertas - Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Malargüe, Palauco and Cara Cura - Reyes. By integrating previous geological studies with new structural and stratigraphic studies we present models for the architecture of each depocenter. The extensional structure of the Atuel depocenter is characterized by two NNW-trending half-grabens with bimodal distribution of normal faults inside -NNW and WNW. Kinematic studies of small-scale extensional faults show a NNE to NE maximum stretching direction (λ_1), suggesting that the Atuel depocenter acted as an oblique rift. The Malargüe and Cara Cura - Reyes depocenters present kinematically heterogeneous sets of fault-slip data with bimodal pattern of extension axes developed during a single period of extensional deformation. We evaluated possible causes for this heterogeneity, such as anisotropy reactivation, triaxial deformation, multiple deformation events, and local perturbation of stress field close to major faults, and concluded that these depocenters were opened under a triaxial strain field. Fault-slip data analyses allow us to derive kinematic information for each depocenter, and this is used to achieve dynamic interpretations for the opening of the basin. Our model suggests a combination of two tectonic events, regional NNE extension during the fragmentation of the Pangea supercontinent and NW to W-E extension related to the Pacific and South America plate interaction.

Keywords: *Rift, Extensional direction, Paleostresses, Tridimensional deformation, Andes.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina se originó en el margen suroccidental de la placa Sudamericana, entre las latitudes 33° y 41° S, durante el Triásico Tardío al Cretácico Temprano. En planta posee una geometría triangular y se la divide en dos sectores: el sector andino ubicado al oeste y afectado por la deformación cretácico-cenozoica y el sector del engolfamiento, ubicado al este del anterior. En el sector del engolfamiento los depocentros que se desarrollaron durante la etapa de extensión corresponden mayormente a hemigrábenes de rumbo noroeste a oeste-noroeste (Uliana y Biddle 1988, Barrionuevo *et al.* 2005, Mosquera y Ramos 2005, Pángaro *et al.* 2005, Valenzuela *et al.* 2005, Cristallini *et al.* 2006, Barredo *et al.* 2008, Silvestro y Zubiri 2008), mientras que el sector andino se caracteriza por la distribución noroeste hasta nor-noreste de sus depocentros (Manceda y Figueroa 1995, Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Pángaro *et al.* 2002, Arregui 2005, Mosquera y Ramos 2005, Giambiagi *et al.* 2005, 2008b, Bechis y Giambiagi 2008, Muravchik *et al.* 2008). La etapa inicial de apertura de esta cuenca quedó registrada en sus depósitos de sinrift temprano, principalmente continentales, volcánicos y piroclásticos del Noriano-Sinemuriano, agrupados dentro del ciclo pre-Cuyano (Gulisano 1981) o la mesosecuencia pre-Cuyo (Legarreta y Gulisano 1989). Estos depósitos varían en espesor ampliamente a lo largo de toda la cuenca, pasando desde estar ausentes hasta más de 1.000 m, y presentan marcada geometría de cuña en corte vertical. Los depocentros que albergaron a los depósitos de sinrift habrían estado separados durante la etapa extensional y luego se habrían conectado durante la etapa de climax del rift, desde el Pliensbachiano al Toarciano. Durante el período de subsidencia termal, que abarcó desde el Jurásico Temprano más tardío hasta el Cretácico Temprano, se depositaron sedimentos clásticos y carbonáticos, marinos y continentales, cuyos espesores superan los 5.000 m (Legarreta

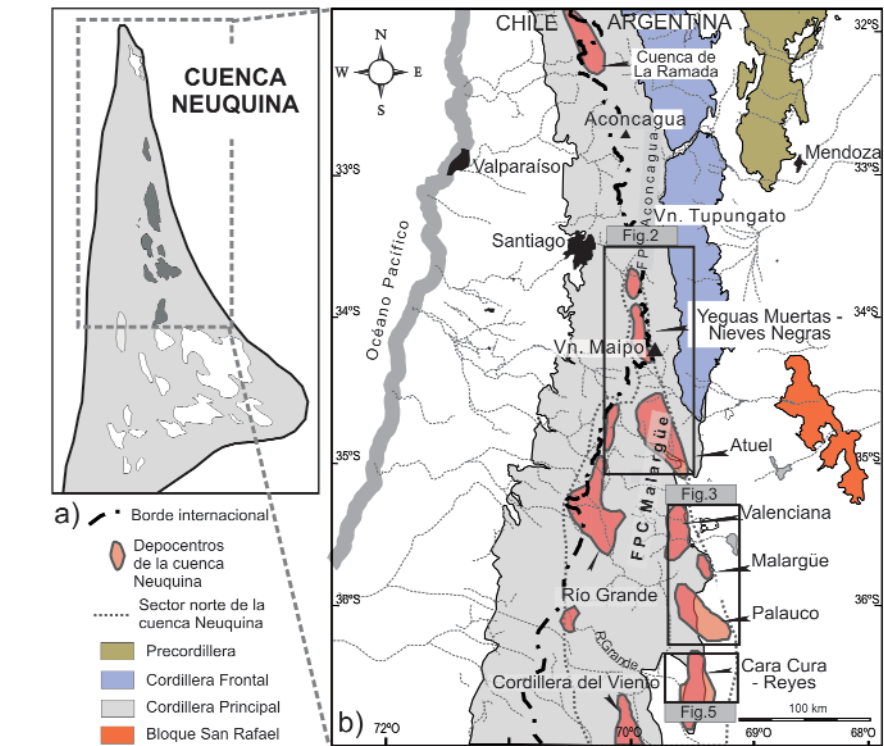


Figura 1: a) Distribución areal de la cuenca Neuquina donde se observan los depocentros principales desarrollados durante la etapa extensional que abarcó desde fines del Triásico Tardío al Jurásico Temprano. Los depocentros sombreados en gris son los correspondientes al sector norte de cuenca; b) Mapa simplificado del sector norte de la cuenca Neuquina, donde se muestran las extensiones de los depocentros más septentrionales y su ubicación actual con respecto a las unidades morfoestructurales que componen los Andes. Los recuadros corresponden a los depocentros analizados en este trabajo (modificado de Giambiagi *et al.* 2008b).

y Uliana 1996).

Los depocentros septentrionales del sector andino, ubicados en la Cordillera Principal de Mendoza y región central de Chile, son los depocentros Yeguas Muertas-Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Río Grande, Palauco, Malargüe, Cordillera del Viento y Cara Cura - Reyes (Fig. 1) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994, Manceda y Figueroa 1995, Álvarez *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2003 a y b, 2005, Llambías *et al.* 2007). Un rasgo común en casi todos estos depocentros es la existencia de un patrón complejo de fallas extensionales, marcado frecuentemente por la bimodalidad en el rumbo de dichas estructuras. El objetivo principal de este trabajo es realizar un estudio de la cinemática de apertura triásica tardía-jurásica temprana del sector norte de la cuenca, de manera tal de dar un contexto cinemático para el amplio rango de orientación de las estructuras extensionales. A partir del

estudio cinemático de la deformación se analizan y discuten direcciones posibles de los ejes de paleoesfuerzos principales.

MARCO TECTÓNICO

La cuenca Neuquina se desarrolló sobre un basamento con anisotropías mecánicas previas, cuya impronta principal fue producida durante la fase Sanrafaélica (Polanski 1958), de edad pérmica temprana, y asociada a la formación del orógeno ubicado en el paleomargen pacífico del Gondwana (Llambías y Sato 1990, Mpodzis y Kay 1990). Con posterioridad a la fase sanrafaélica, desde el Pérmico Tardío al Triásico Temprano, se instauró un régimen extensional con el desarrollo de un importante magmatismo bimodal, conocido con el nombre de Grupo Choiyoi. Este magmatismo posee características geoquímicas que muestran una variación desde arco magmático a un ambien-

te post-orogénico asociado a un régimen extensional, probablemente vinculado al cese de los procesos de subducción (Kay *et al.* 1989, Llambías *et al.* 2003). El período extensional continuó durante el Triásico Temprano con la generación de diversos sistemas de rift de rumbo nor-noroeste (Rolleri y Criado 1968, Charrier 1979, Uliana y Biddle 1988), como la cuenca del Bermejo y la cuenca Cuyana. A partir del Triásico Tardío alto, durante la etapa de enfriamiento térmico de estas cuencas, se habría restaurado la subducción en el margen occidental de Gondwana con un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas extensionales de retroarco (Charrier 1979, Uliana y Biddle 1988, Legarreta y Uliana 1991). Una de estas cuencas corresponde a la cuenca Neuquina cuya apertura estuvo asociada a procesos extensionales relacionados a la fragmentación de Gondwana, la apertura del océano Atlántico Sur y a un régimen de subducción con extensión detrás del arco magmático (Legarreta y Uliana 1991, Mpodozis y Ramos 1989).

METODOLOGÍA

Los depocentros estudiados fueron Yeguas Muertas - Nieves Negras, Atuel, Malargüe, Palauco y Cara Cura - Reyes. En dichos depocentros se integraron estudios nuevos de deformación cenozoica con estudios previos, tanto estructurales como estratigráficos. A partir de dicha integración se reconstruyó la arquitectura de los mismos, identificando cuando fue posible la geometría de las fallas extensionales principales, su distribución espacial y su relación con el relleno de la cuenca. Los depocentros Atuel, Malargüe y Cara Cura - Reyes son los que presentan mejores afloramientos de los depósitos de sinrift, y en ellos se realizó el análisis cinemático de fallas de rift. Para realizar la reconstrucción de la arquitectura de los depocentros, se realizó un detallado estudio de las estructuras ándicas, de manera tal de reconstruir la posición de los afloramientos donde se tomaron

datos cinemáticos. Cada una de las estaciones de medición fue restituida al momento previo a la deformación ándica. Así mismo, la coherencia, o ausencia de ella, de los datos cinemáticos restaurados de esta manera, permitió constatar que las estructuras extensionales se generaron durante la etapa de sinrift triásica-jurásica, y no con posterioridad, durante la deformación ándica.

Dentro de cada uno de ellos se identificó una población de fallas normales y se la dividió en dos o más subpoblaciones con cinemática similar. Las conclusiones cinemáticas de los depocentros estudiados, especialmente Malargüe y Cara Cura, fueron extrapolados al depocentro Palauco, cuyos depósitos de sinrift no afloran pero, al igual que los dos otros, presentaría una distribución bimodal de fallas.

Dentro de cada depocentro se dividieron las fallas extensionales en fallas de gran y pequeña escala. Las fallas de gran escala son aquellas de gran longitud (más de un kilómetro) e importante desplazamiento (más de 100 m) que afectan al basamento y pueden corresponder a fallas de borde (fallas maestras) o a bordes de grandes bloques de basamento (fallas sintéticas o antitéticas con respecto a la falla maestra). Estas fallas van acompañadas generalmente de un levantamiento isostático de la pared basal y ejercen un control de primer orden sobre la geometría y la sedimentación del depocentro. Pueden corresponder a estructuras pre-existentes y son susceptibles a reactivaciones posteriores. Se las puede, a su vez, subdividir en fallas principales y secundarias dependiendo de su control sobre la arquitectura de la cuenca. Las fallas menores pueden afectar o no al basamento, aunque generalmente no lo hacen. Su orientación puede ser más compleja que la de las fallas mayores, ya que estas últimas perturban el campo de esfuerzos adyacente a ellas y la orientación de fallas menores próximas. Sin embargo, al no afectar al basamento de la cuenca, estas fallas no corresponden a estructuras pre-existentes reactivadas y rara vez son reactivadas en subsiguientes eventos deformaciona-

les (Homberg *et al.* 2002), por lo que pueden ser útiles para el estudio cinemático de la deformación (Eyal y Reches 1983). El análisis cinemático de fallas, obtenido a partir de la medición de la orientación de los planos de falla y sus vectores de deslizamiento, es utilizado para obtener información dinámica o cinemática de la deformación de una región. De acuerdo con Twiss y Unruh (1993) y Gapais *et al.* (2000) esta información debe ser considerada como deformaciones internas y rotaciones finitas, obteniéndose a partir de ellas el tensor de velocidad de deformación. Siguiendo este concepto y utilizando la hipótesis cinemática de Marrett y Allmendinger (1990) se determinó la orientación y la magnitud relativa de los ejes principales de velocidad de deformación obtenidos a partir de las concentraciones máximas de ejes de extensión (T) y de acortamiento (P) de un gran número de datos cinemáticos. Para dicho análisis se obtuvieron datos de fallas de menor escala y, cuando fue posible, de fallas de gran escala. A partir de la comparación de los ejes de deformación obtenidos para las fallas de distintas escalas se pudieron obtener conclusiones sobre la cinemática de apertura y evolución de cada depocentro, y las posibles causas de los múltiples sets de fallas. De esta manera, la simetría del patrón de fallas extensionales es utilizada para inferir los mecanismos de su generación (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997). Si las fallas menores se pueden aproximar a una deformación infinitesimal o incrementos finitos muy pequeños en la deformación, la comparación de los ejes P y T obtenidos para cada una de las estaciones de medición nos permitirá deducir deformaciones coaxiales - aquellas donde los ejes de deformación finitos coinciden con los ejes de deformación infinitesimales (Means *et al.* 1980) - o no coaxiales. Los sistemas de deformación coaxiales nos proveen de información sobre el estado del campo de esfuerzos que generó dicha deformación, ya que dichos sistemas son relativamente independientes de las condiciones de borde (Tikoff y Wojtal 1999).

De esta manera, en aquellos depocentros donde se puede aproximar la deformación como coaxial se podrán hacer interpretaciones sobre la disposición espacial de los ejes principales de paleoesfuerzos.

EL DEPOCENTRO YEGUAS MUERTAS - NIEVES NEGRAS

El depocentro Yeguas Muertas - Nieves Negras se encuentra en territorio chileno, próximo a la frontera internacional, formando parte de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Fig. 2a). La identificación de estructuras de rift fue realizada a partir de la integración de estudios estructurales (Giambiagi *et al.* 2003 a y b, 2005) con estudios estratigráficos realizados por Godoy (1993), Alvarez *et al.* (1997) y Charrier *et al.* (2002). La estratigrafía de rift está caracterizada por una sucesión jurásica denominada Formación Nieves Negras por Alvarez *et al.* (2002). Corresponde a más de 400 metros de pelitas negras intercaladas con niveles finos de areniscas y algunos mudstones nodulares. Esta sucesión fue interpretada por Alvarez *et al.* (1997), desde el punto de vista paleoambiental, como de ambiente marino profundo con desarrollo de turbiditas. Hacia el techo la sucesión se hace más carbonática y es portadora de fauna de amonites correspondientes a la zona *Steinmanni*, indicando una edad bathoniana-calloviana (Alvarez *et al.* 1997). La base de la unidad no aflora, por lo que se infiere un espesor considerablemente mayor. La ubicación de las fallas normales principales más orientales ha sido inferida a partir de la presencia de fallas inversas de alto ángulo, de rumbo nor-noroeste, asociadas a los depósitos del rift (Figs. 2 b y c). La inversión de estas fallas normales habría sido la responsable de la generación de los anticlinales Yeguas Muertas y Nieves Negras (Alvarez *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2003b). Hacia el este no se tienen evidencias directas o indirectas sobre la presencia de estructuras de rift, por lo que se interpreta a éstas como las fallas triásico-jurásicas más orientales. De esta manera se caracterizó al depocentro co-

mo compuesto por dos hemigrábenes alineados en sentido nor-noroeste y con fallas maestras inclinando al oeste (Giambiagi *et al.* 2005). Las dimensiones del depocentro habrían sido 60 km de largo por 20 km de ancho aproximadamente (Fig. 2a).

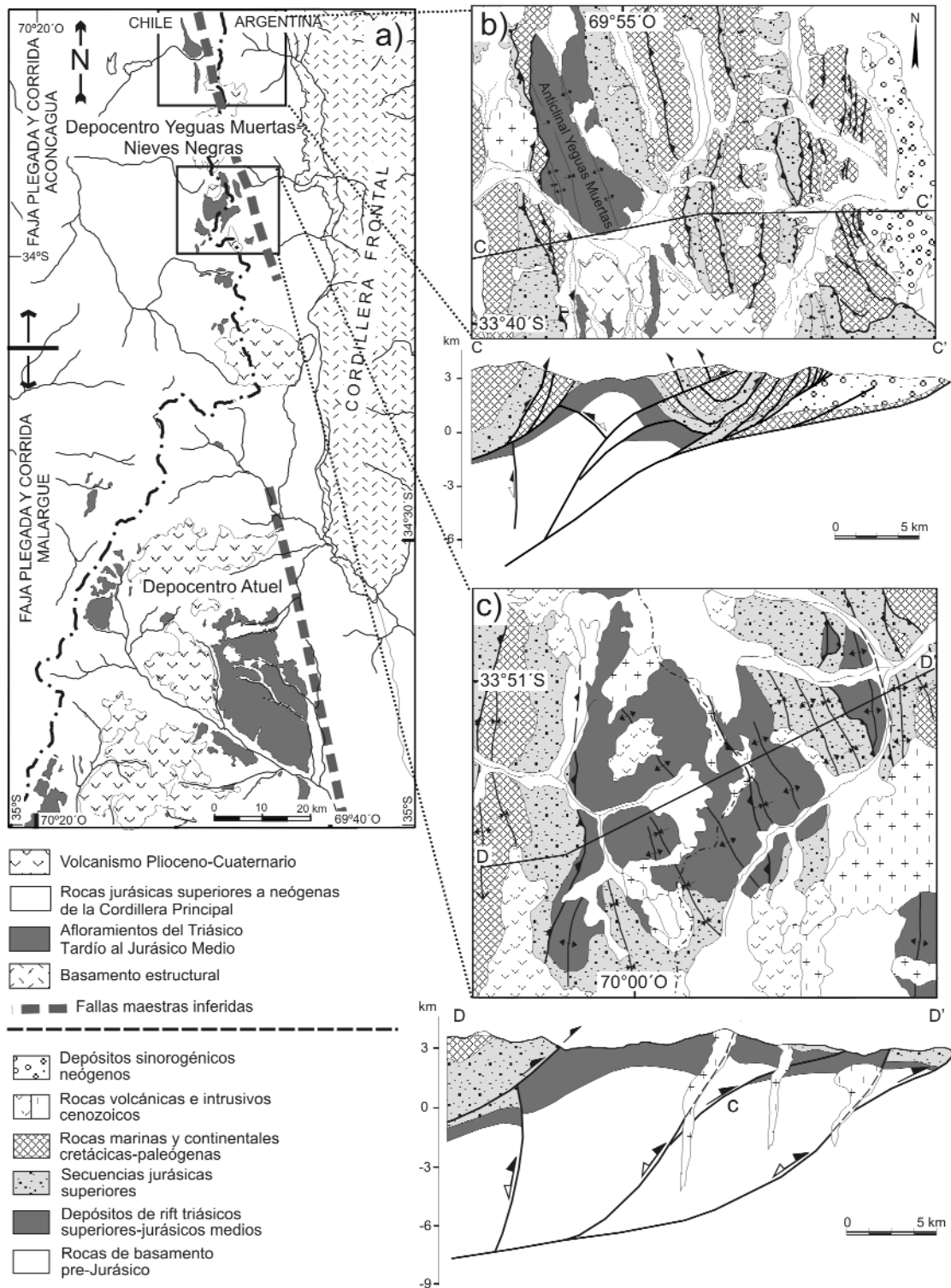
EL DEPOCENTRO ATUEL

El depocentro Atuel corresponde a una subcuenca de rumbo nor-noroeste, con falla maestra inclinando al oeste, ubicado entre los paralelos 34°30' y 35° S (Fig. 1) (Manceda y Figueroa 1995), de 70 km de largo por 25 km de ancho. El relleno del depocentro consta de depósitos mixtos, continentales y marinos del Retiano-Toarciano, agrupados bajo las Formaciones Arroyo Malo, El Freno, Puesto Araya y Tres Esquinas (véase Lanés *et al.* 2008 y referencias allí). La integración de toda la información estratigráfica y estructural previa y la obtenida a partir del análisis cinemático de fallas extensionales (véase Bechis *et al.* 2009) permitió identificar la ubicación y geometría de las fallas mayores del rift (Giambiagi *et al.* 2008 a y b). A partir de estos estudios se pudo establecer que el depocentro Atuel estuvo caracterizado por dos fallas principales, Alumbre y La Manga, de rumbo nor-noroeste e inclinación al oeste, que controlaron el desarrollo de dos hemigrábenes. Dentro de estos hemigrábenes, habría existido una distribución de fallas normales coetáneas, de rumbo nor-noroeste y oeste-noroeste (Bechis y Giambiagi 2008). A partir del análisis cinemático de fallas menores se estableció una dirección de extensión noreste a nor-noreste (Bechis y Giambiagi 2008). Dicha extensión habría sido responsable del movimiento normal oblicuo de las fallas principales nor-noroeste, dando lugar así a la generación de un rift oblicuo (Bechis *et al.* 2007).

EL DEPOCENTRO MALARGÜE

El depocentro Malargüe posee una geo-

metría de hemigraben que pasaría hacia el norte a una de graben (Fig. 3a), con una falla maestra inclinando al oeste de rumbo nor-noroeste y dimensiones de 20 km de largo por 10 de ancho aproximadamente (Giambiagi *et al.* 2009). El inicio del relleno de sinrift corresponde al Grupo Tronquimalal (Stipanovic 1979). El mismo está integrado por las Formaciones Chihuido y Llantenes y está cubierto por la Formación Remoredo. La Formación Chihuido fue estudiada desde el punto de vista paleoambiental por Stipanovic (1949), Spalletti y Morel (1992) y Volkheimer y Papu (1993), quienes relevaron perfiles de detalle obteniendo espesores de 320, 190 y 140 metros respectivamente. Spalletti (1997) reinterpretó los ambientes de sedimentación propuestos sugiriendo un ambiente de abanicos aluviales y ríos entrelazados con intercalaciones de pelitas negras hacia el techo que sugieren la instalación de un ambiente deltaico-lacustre, con intercalaciones de rocas piroclásticas. El pasaje hacia la Formación Llantenes es gradual, colocándose su límite con el desarrollo más conspicuo de pelitas negras que poseen abundante flora (Stipanovic 1949, Menéndez 1951, Volkheimer y Papu 1993, Artabe *et al.* 1998). La Formación Llantenes está compuesta por pelitas negras con lentes arenosos y conglomerádicos intercalados, los cuales han sido interpretados por Spalletti (1997) como correspondientes al desarrollo de un paleolago templado con subdeltas y canales de desborde asociados. Asimismo se han reconocido niveles conspicuos de brechas andesíticas (Llambías *et al.* 2005) y lahares (Spalletti 1997) sugiriendo una actividad volcánica concomitante con la sedimentación. Hacia el techo, la unidad se torna más areno-conglomerádica siendo la presencia de bancos conglomerádicos de más de dos metros de potencia un indicio del inicio de la depositación de la Formación Remoredo (Groeber y Stipanovic 1953). Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) caracterizaron a esta unidad en el arroyo Loncoche, donde sus conglomerados se asientan en discordancia angular sobre



las volcanitas del Grupo Choiyoi. Según estos autores la unidad corresponde a depósitos aluviales canalizados y en manto de pelitas, areniscas y conglomerados con participación piroclástica y posee una geometría de cuña.

La edad de la Formación Chihuido ha sido estimada, mediante el análisis de su microflora, en triásica superior (Volkheimer y Papu 1993). Asimismo, la edad de la Formación Llantenés ha sido establecida como triásica superior por Stipanich

(1949), Menéndez (1951) y Stipanich y Bonetti (1969), mientras que Artabe *et al.* (1998) le asignaron una edad neotriásica alta e incluyeron a la Formación Chihuido en el mismo período, confirmando el pasaje gradual entre ambas unidades.

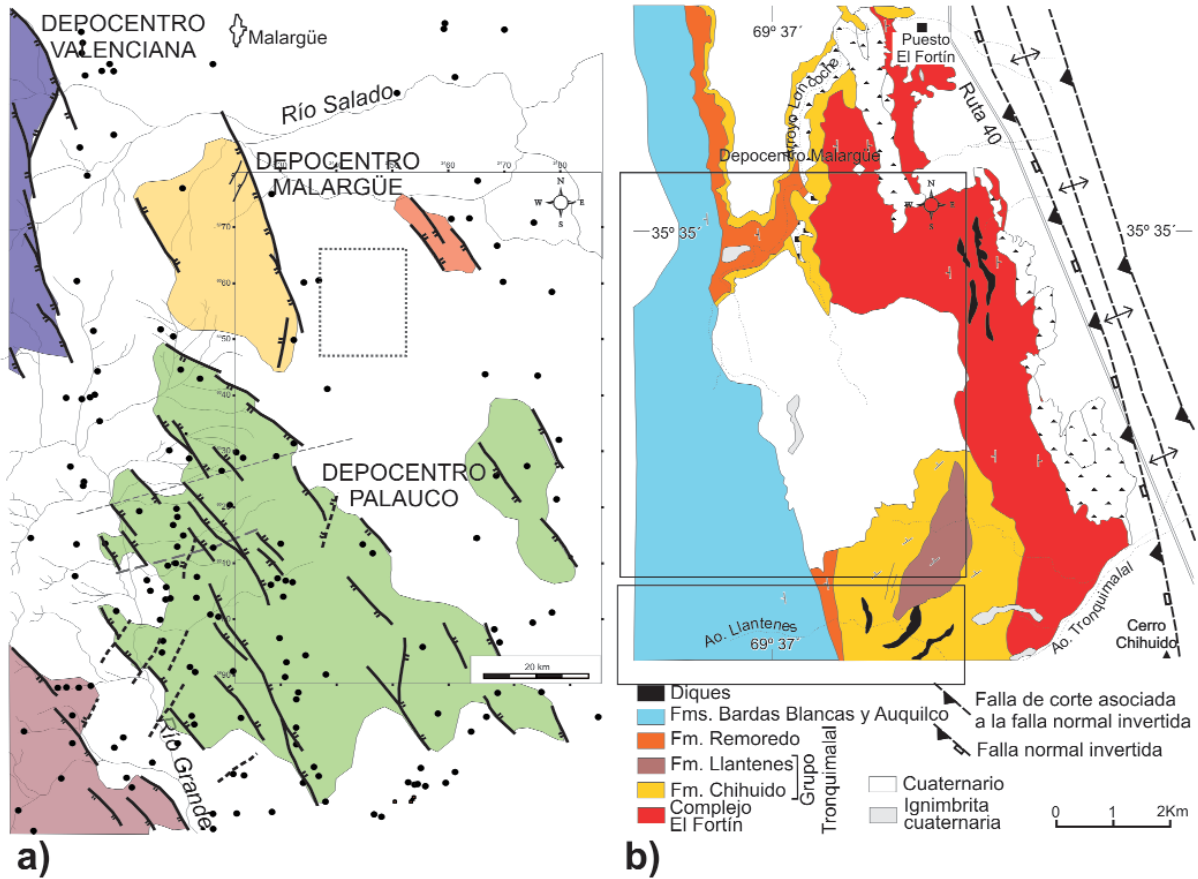


Figura 3: a) Esquema de fallas previas a la deformación andina del rift triásico-jurásico al sur de la ciudad de Malargüe, donde se muestra la distribución de los depósitos de sinrift obtenido a partir de la integración de estudios geológicos previos, datos de subsuelo y datos de campo. Los puntos corresponden a la ubicación de los pozos analizados. En línea punteada gris se resalta la ubicación de una zona de transferencia ándica, inferida como reactivada de una falla de transferencia jurásica. El recuadro corresponde al mapa de la figura 3b; b) Mapa geológico de la región comprendida entre los arroyos Loncoche y Tronquimalal, realizado por Lambías *et al.* (2005), donde se mapearon las estructuras de basamento interpretadas por Giambiagi *et al.* (2009) como fallas del rift triásico-jurásico invertidas del depocentro Malargüe.

Spalletti (1997) propuso que los sedimentos de la Formación Chihuido se depositaron en una etapa de importante subsidencia tectónica y que los de la Formación Llantenes lo habrían hecho en un período de atenuamiento de la subsidencia tectónica y un pasaje a la subsidencia térmica. Sin embargo, los modelos actuales de evolución del relleno del rift indican que en un primer momento se pueden depositar sistemas aluviales de alta energía durante los estadios iniciales del rift y que el periodo de mayor subsidencia tectónica coincide con el desarrollo del sistema lacustre, el cual puede evolucionar hacia un sistema deltaico o fluvial (Cowie *et al.* 2001, Gawthorpe y Leeder 2001, Withjack *et al.* 2002). De esta manera, tanto los sedimentos del Grupo Tronquimalal como aquellos de la For-

mación Remoredo podrían haberse depositado durante la etapa activa del rift. El hemigraben-graben de rumbo nor-noroeste posee internamente fallas extensionales menores coetáneas de rumbo nor-noroeste a este-noroeste que afectan a los depósitos de sinrift de la Formación Chihuidos (Fig. 4a). En el gráfico de lineaciones tangenciales (Fig. 4b) y contornos de ejes T (Fig. 4d) se observa una distribución bimodal de datos cinemáticos. Las fallas nor-noroeste corresponden a fallas normales puras, con altos valores de *rake* (mayores a 70°), con una dirección de extensión este-noroeste (61°). Las fallas este-noroeste son fallas normales puras con dirección de extensión nor-noroeste (153°). Se observó en los afloramientos que fallas de rumbo nor-noroeste cortaban a fallas este-noroeste, y vice-

versa, indicando una misma edad para la generación de ambas subpoblaciones. Se infiere de esta manera un patrón bimodal de fallas con dos direcciones de extensión asociadas, que habrían actuado durante el mismo período extensional. Los datos cinemáticos de fallas de menor escala distribuidos en distintas estaciones de medición a lo largo del depocentro, permiten inferir además que los estratos próximos a las fallas principales no sufrieron rotaciones a partir de ejes verticales.

EL DEPOCENTRO PALAUCO

El depocentro Palauco ha sido estudiado a partir de la información de subsuelo analizada en trabajos previos (Giambiagi *et al.* 2009), ya que las unidades más anti-

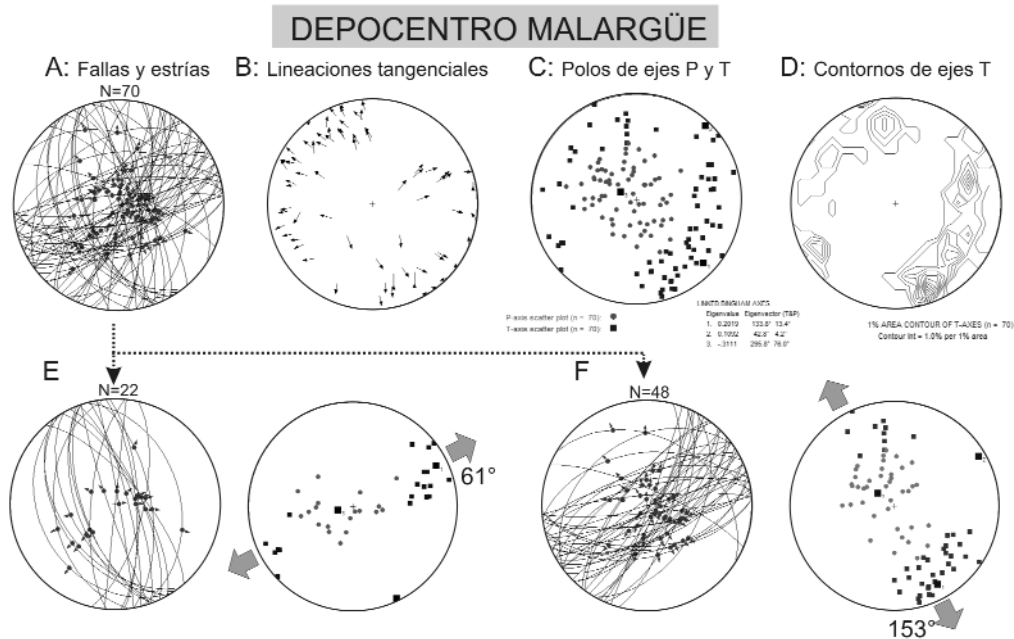


Figura 4: Datos cinemáticos del depocentro Malargüe en proyecciones estereográficas, hemisferio inferior. a) Planos de fallas y estrías; b) Diagrama de lineaciones tangenciales construido a partir de los polos de los planos de falla y la tangente al círculo máximo que contiene dicho polo y la orientación de las estrías. Las flechas indican el movimiento de cizalla del bloque del labio bajo sobre el plano de falla; c) Ejes de extensión T (cuadrado negro) y de acortamiento P (círculo gris) y orientación de ejes cinemáticos obtenidos a través del programa FaultKinWinFull 1.2.2 (Allmendinger 2001); d) Diagrama de contornos de 1% de área de los ejes T; e) Subpoblación de fallas con dirección de extensión este-noroeste; f) Subpoblación de fallas con dirección de extensión noroeste.

guas que afloran corresponden al Grupo Neuquén de edad cretácica. Los depósitos de sinrift están representados por tobas porfíricas, intercaladas con limoarcilitas, arcilitas tobáceas, areniscas y conglomerados con gran participación piroclástica. Dicho relleno ha sido incluido dentro del Precuyano. Los espesores de los mismos, atravesados por los pozos, son muy variables, entre 0 y más de 1.000 m. En el cerro Tricolor, hacia el oeste del depocentro, donde afloran las secuencias jurásicas, Lanés y Palma (1998) caracterizaron al Precuyano como compuesto por tres secciones: una inferior dominada por depósitos piroclásticos fenoandesíticos morados, seguido por pelitas lacustres gris verdosas, calizas y tobas y finalmente piroclastitas dacíticas de color castaño. Estos autores consideraron a estas rocas como parte del relleno de depocentros aislados, sin influencia marina y como parte del sinrift con una geometría de sus depósitos fuertemente cuneiforme. La interpretación de la ubicación y geometría de las fallas extensionales se llevó a cabo a partir del análisis de espesores de sinrift atravesados por los pozos y de la integración en tres dimensiones de perfiles estructurales balanceados realizados por Giambiagi *et al.* (2009). A partir de esta interpretación se propone aquí que

las fallas extensionales que controlaron la deposición de los estratos de sinrift poseen un rumbo predominante noroeste a oeste-noroeste (Fig. 3). Sin embargo, fallas extensionales de rumbo nor-noreste a noreste que, junto a las fallas noroeste a oeste-noroeste, habrían controlado el espacio de acomodación durante la etapa extensional. Esta interpretación concuerda con los trabajos realizados por Atencio *et al.* (2008) quienes, a partir de la aplicación de técnicas dinámicas de visualización de datos sísmicos 3D, distinguieron la presencia de posibles grábenes o hemigrábenes de orientación nor-noreste en el área de Los Cavaos, ubicada en el sector occidental de la sierra de Palauco.

EL DEPOCENTRO CARA CURA - REYES

El relleno de sinrift del depocentro Cara Cura-Reyes corresponde a una sucesión de más de 800 m de rocas volcanoclásticas y clásticas continentales (Miranda 1963) agrupadas como Precuyano o Sedimentitas Precuyanas por Gulisano (1981). Dicho ciclo ha sido dividido y caracterizado por Pángaro *et al.* (2004) en cuatro secciones: A, B, C y D, y en su porción superior incluye dentro del ciclo a la Formación Remoredo. Según estos autores,

la sección A del ciclo Precuyano está compuesta por brechas y autobrechas de composición andesítica intercaladas con coladas de igual composición. El Precuyano B está constituido por ortobrechas resultantes de flujos granulares y parabrechas matriz sostén resultantes de flujos densos, coladas basálticas de texturas porfiroides e ignimbritas que en conjunto alcanzan un espesor de 400 metros. En la sección inferior de este nivel se hallaron restos de plantas de edad jurásica inferior (Pángaro *et al.* 2004) y trazas fósiles tipo *endicbna* en pelitas finamente laminadas producidas en cuerpos de agua someros y muy localizados resultantes del endicamiento de cursos de agua. Se estima que los flujos removilizaron material volcánico pobremente consolidado en un relieve acentuado por la geometría de los hemigrábenes. El precuyano C incluye domos riolíticos que algunas veces intruyen la secuencia del Precuyano B, diques y coladas riolíticas y riodacíticas (Pángaro *et al.* 2004). Por encima siguen vaques y paraconglomerados matriz sostén generados en flujos densos que removilizaron los materiales volcánicos y ortoconglomerados clasto sostén levemente canalizados asociados a las colas fluidas de dichos flujos. El precuyano D está constituido por una serie de ortoconglo-

merados, vaques, areniscas y pelitas que alternan con coladas basálticas e ignimbritas, encontrándose estos últimos subordinados con respecto a los clásticos. El ciclo Precuyano culmina con una serie de pelitas y tufitas rojizas, areniscas, conglomerados y brechas de origen fluvial-aluvial distal asignadas a la Formación Remoredo, las cuales se encuentran intercaladas con coladas basálticas y tobas de caída. Las facies fluviales corresponderían a sistemas entrelazados arenosos de alta sinuosidad con buen desarrollo de planicies de inundación. La presencia de niveles de pelitas negras y de *chalarzolititas* permite interpretar que se formaban cuerpos de aguas someros y estancos en estas planicies, concomitantes con el desarrollo de volcanismo activo.

El depocentro está caracterizado por un sistema de fallas normales de rumbo este-noreste e inclinación al sud-sudeste y en menor proporción por fallas oeste-noroeste e inclinación al sud-sudoeste (Fig. 5), cuyo rechazo no supera en ningún caso los 200 metros y que limitan

bloques discretos. En estos últimos fue medido un gran número de fallas de pequeña escala ($n=281$) con una amplia dispersión de rumbos y dos máximos en Az 79° y Az 127° . El estudio cinemático de fallas mayores (fallas A-E) consistió en estimar la orientación de los ejes de deformación principales a partir de la orientación de los ejes de acortamiento y extensión (P y T) de planos estriados ubicados sobre las mismas (Fig. 5). En dicho análisis se observan dos direcciones de extensión, nor-noroeste a noroeste y noreste. Para las fallas principales A y B, el análisis cinemático de planos de cizalla arrojó una dirección de extensión noreste; mientras que para las fallas C, D y E la dirección de extensión obtenida fue norte a nor-noroeste (Fig. 5). De esta manera se pueden caracterizar a las fallas A, B y C como normales oblicuas y a las D y E como normales. Debido a que las fallas afectan rocas que forman parte de las distintas secciones del Precuyo, A, B, C y D (*sensu* Pángaro *et al.* 2004), se puede proponer una ausencia de rotación signi-

ficativa del campo de esfuerzos a lo largo del período de sinrift.

Para el estudio cinemático de fallas menores se utilizó el procedimiento de contorno de Kamb y la distribución estadística de Bingham promediándose los ejes principales de deformación (ejes P y T) (Fig. 6). Se caracterizó así un sistema de cuatro modas de ejes T ortorómbicas y simétricas que indicarían dos direcciones de extensión coetáneas, una nor-noreste a noreste y otra nor-noroeste. Para descartar variaciones cinemáticas locales por movimiento de fallas mayores, se discriminaron los datos cinemáticos según su ubicación areal (ver estaciones Fig. 5) y temporal (para Precuyo B, C, D y Formación Remoredo) (Fig. 7). Los datos obtenidos indican dos direcciones de extensión superpuestas (NNE a NE y NNO a NO) en la mayoría de las estaciones de medición, y permitieron descartar rotaciones de bloques a partir de ejes verticales durante la etapa de sinrift.

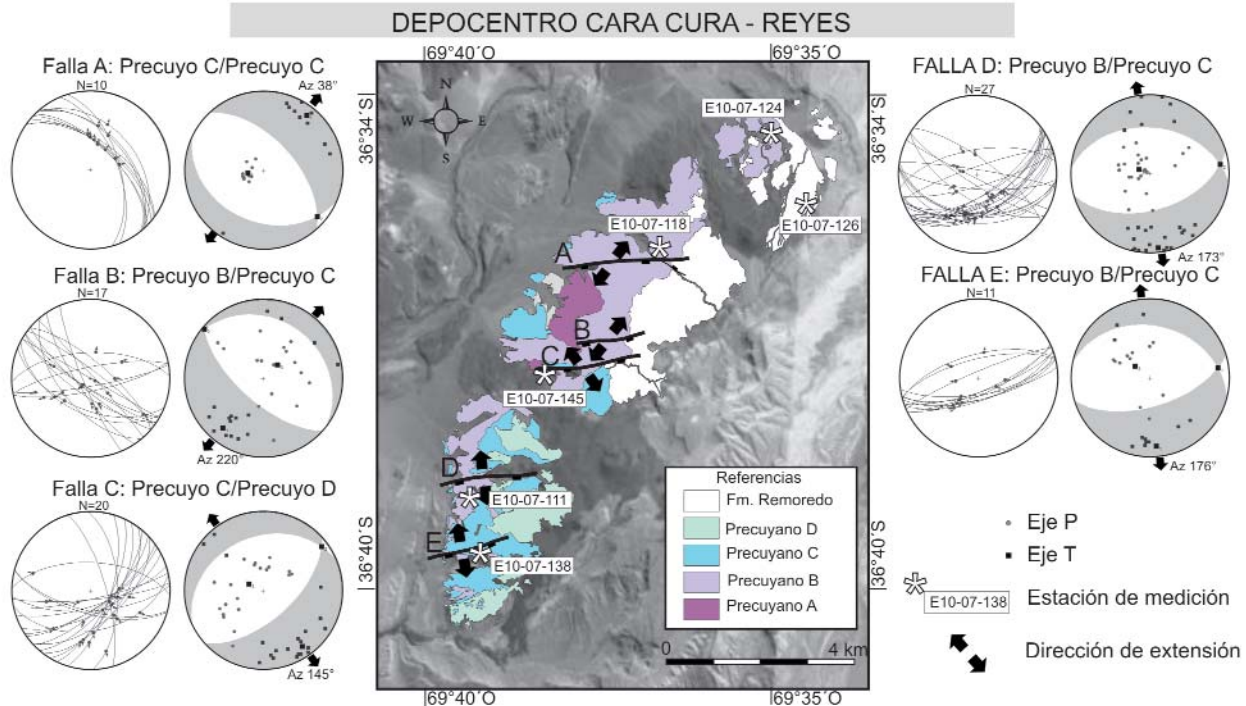


Figura 5: Imagen satelital de la sierra de Cara Cura y mapa de afloramientos del ciclo Precuyano realizado por Pángaro *et al.* (2004), donde se marcaron las principales fallas normales del rift triásico-jurásico. Cada falla ha sido analizada desde el punto de vista cinemático a partir de la medición de planos de cizalla asociados al movimiento de las mismas. Utilizando el programa FaultKinWinFull 1.2.2 (Allmendinger 2001) se obtuvieron las direcciones de extensión a partir de la distribución de ejes P y T. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior.

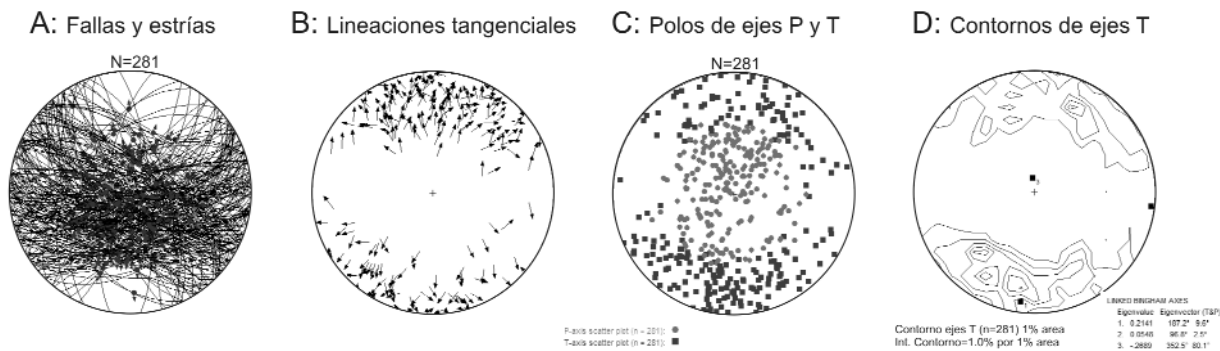


Figura 6: Análisis cinemático de falla menores (desplazamiento < 10 m) del depocentro Cara Cura-Reyes, en proyecciones estereográfica, hemisferio inferior. a) Planos de fallas y estrías (n=281); b) Lineaciones tangenciales; c) ejes T (cuadrados) y P (círculos); d) contornos de Kamb de ejes T utilizando el programa FaultKinWinFull 1.2.2 (Allmendinger 2001),

DISCUSIÓN

Población bimodal de fallas normales: marco teórico

En el estudio de la geometría de un rift es común encontrar una población bimodal de fallas principales, pudiéndose agrupar familias de fallas dentro de al menos dos subpoblaciones con distinto rumbo. Existen varias posibles causas, tanto dinámicas como cinemáticas para este patrón bimodal, de manera tal que distinguir entre ellas es muy importante para el estudio geométrico y cinemático del rift. Dentro de las posibles causas dinámicas se encuentran: (i) rift polifásico, (ii) rift con control de debilidades litosféricas, (iii) perturbación de esfuerzos cerca de fallas principales, y (iv) permutación de esfuerzos principales. Un rift polifásico es aquel donde existen dos o más fases de extensión y una rotación del campo de esfuerzos entre fases. Esto puede producir una subpoblación de fallas generada durante el primer episodio de apertura del rift y otra subpoblación de fallas, con distinto rumbo, producto de la rotación del campo de esfuerzos externo, y de edad posterior a la subpoblación anterior. Por otro lado la presencia de una corteza inferior y/o un manto litosférico debilitados con anterioridad a los esfuerzos extensionales puede generar un rift con control de debilidades litosféricas, donde el campo de esfuerzos actuante es el resultado del campo de esfuerzos regional y del campo local producto de la exten-

sión litosférica (Zoback 1992). En este tipo de rift la debilidad previa puede localizar el eje de la cuenca e inducir una rápida extensión y adelgazamiento de la litósfera (Bellahsen *et al.* 2006). Las variaciones, tanto topográficas como en el espesor y la densidad litosférica, que inducen un rápido adelgazamiento, pueden asimismo generar un campo de esfuerzos local del sistema de rift, perpendicular a la zona de mayor adelgazamiento. El campo de esfuerzo sobrepuesto al regional cambiará la orientación de magnitud de este último. De esta manera el patrón de fallas normales variará a lo largo del tiempo, tal como ocurre con un rift polifásico. Sin embargo, el patrón de fallas resultantes cuando existe control de debilidades litosféricas será más complejo, ya que el campo de esfuerzos resultante variará con el tiempo gradualmente.

Otra reorientación en el esfuerzo, pero a escala más local, puede darse cuando dos o más fallas están presentes en un volumen de rocas y se mueven simultáneamente produciendo una perturbación de esfuerzos cerca de fallas principales (Roberts 1996, Maerten 2000, Gupta y Scholz 2000). Los modelos numéricos de Dupin *et al.* (1993) demostraron que bajo condiciones de esfuerzos andersonianos la relación Wallace-Bott entre las estrías observadas y el esfuerzo de cizalla es válida. Cuando las fallas se interceptan o cuando la distancia entre ellas está dentro del rango de perturbación del campo de esfuerzos, pueden existir variaciones en las di-

recciones de desplazamiento sobre un mismo plano de falla. En este caso el patrón bimodal de fallas se restringirá arealmente a las zonas próximas a las fallas principales y no abarcará la totalidad del depocentro.

La permutación de esfuerzos principales es otra causa de bimodalidad en el patrón de fallas normales. Cuando la magnitud del esfuerzo principal intermedio σ_2 aumenta o disminuye, aproximándose su valor a σ_1 y σ_3 respectivamente, puede producirse una permutación de ejes σ_2/σ_3 o σ_1/σ_2 . A lo largo de la evolución del rift puede existir la siguiente permutación que dará lugar a sistemas de fallas más complejos. Si σ_2 disminuye hasta valores cercanos a σ_3 , puede existir extensión multidireccional caracterizada por permutaciones σ_2/σ_3 . En este caso los sets de fallas normales serán ortogonales entre sí.

Dentro de las causas cinemáticas se encuentran: (a) rift con reactivación de debilidades corticales, y (b) deformación tridimensional durante la apertura de la cuenca. Al primero se lo puede clasificar como un rift ortogonal con reactivación de planos de debilidad o rift oblicuo con reactivación de planos de debilidad. El grado de resistencia a la reactivación de la fábrica con respecto a la resistencia de la roca intacta, junto con la orientación de la fábrica, serán los controles principales entre los dos tipos de rift (Morley *et al.* 2004). Ambos presentan una distribución bimodal o polimodal de fallas; sin embar-

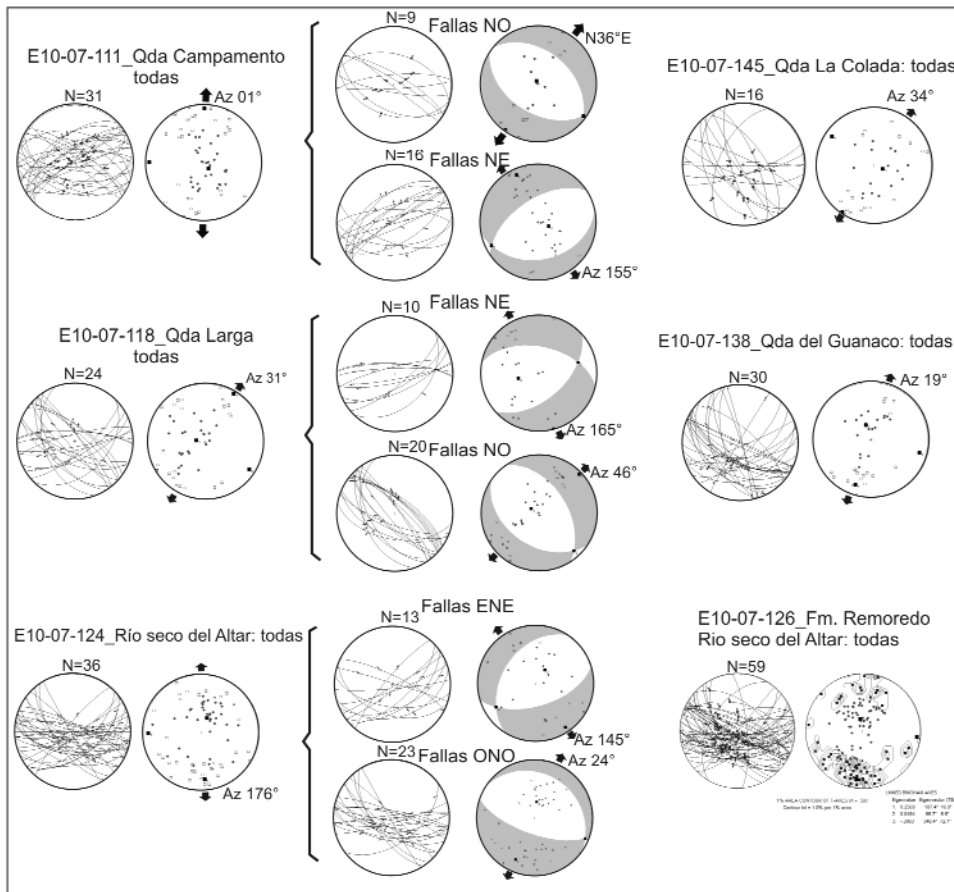


Figura 7: Estaciones de medición (ver ubicación en Figura 5) del depocentro Cara Cura-Reyes, en el sector de la sierra de Cara Cura, donde se observan los planos y estrías de fallas y las direcciones de extensión obtenidas a partir de los ejes P y T (proyección estereográfica, hemisferio inferior). Obsérvese la bimodalidad en los patrones de ejes T en cada una de las estaciones.

go en un rift ortogonal con reactivación de planos de debilidad las fallas principales son perpendiculares a la dirección de extensión, mientras que en un rift oblicuo las fallas principales son oblicuas a la dirección de extensión. En ambos casos, la interacción de planos de fallas puede producir un patrón de estrías múltiples bajo un mismo régimen de esfuerzos (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1997). El fallamiento en respuesta a una deformación tridimensional bajo un régimen de deformación poliaxial (o triaxial verdadero) donde el esfuerzo principal intermedio influye sobre el desarrollo de las fallas, puede producir un patrón de al menos cuatro sets de fallas distribuidas de manera ortorrómbica y simétrica con respecto a las direcciones de deformación principales (Reches 1978, Krantz 1988, Healy *et al.* 2006) (Fig. 8). En este caso el movimiento de partículas no se producirá únicamente sobre el plano que forman la dirección de extensión máxima δ_1 y la mínima δ_3 , sino que se producirá

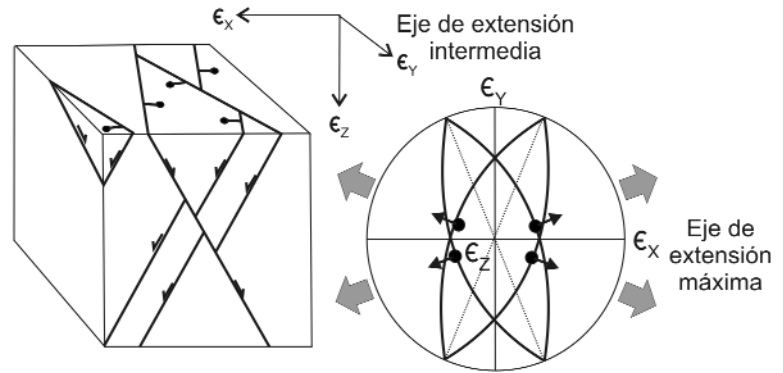


Figura 8: Bloque diagrama y red estereográfica de fallas ortorrómbicas simétricas producto de la deformación tridimensional. Las fallas se desarrollan en cuatro sets simétricamente dispuestos con respecto a los ejes principales de deformación (modificado de Krantz 1988).

en las tres dimensiones con deformación no rotacional. Bajo estas condiciones las dos direcciones de extensión medidas no coinciden con los ejes principales de deformación. Según los modelos de deslizamiento de Reches (1978) y del eje impar de Krantz (1988), la bisectriz del ángulo agudo entre las dos direcciones de extensión corresponde a la dirección de máxima extensión (Fig. 9).

Población bimodal de fallas normales en el sector norte de la cuenca Neuquina

Los datos obtenidos a partir de los análisis cinemáticos de fallas de pequeña y gran escala en los depocentros Atuel, Malargüe y Cara Cura-Reyes permiten inferir que la bimodalidad en el patrón de fallas extensionales del sector norte de la cuenca Neuquina estuvo condicionado

por la presencia de debilidades corticales pre-existentes en el basamento cristalino y por el régimen tectónico imperante durante el período extensional de la cuenca. La presencia de estructuras de rumbo nor-noroeste en el basamento habría condicionado la ubicación y el rumbo de las fallas maestras de los depocentros más septentrionales, Atuel y Yeguas Muertas-Nieves Negras, cuya apertura estaría caracterizada como un rift oblicuo con reactivación de planos de debilidad cortical.

El análisis cinemático de los depocentros Malargüe y Cara Cura-Reyes permite proponer que durante la etapa de extensión estos depocentros se habrían desarrollado a partir de una deformación tridimensional, con dos direcciones de extensión coetáneas cuyos ejes no coincidirían con los ejes de paleoesfuerzos. En el depocentro Malargüe estas direcciones serían noreste y nor-noroeste, y en el depocentro Cara Cura-Reyes serían nor-noreste y nor-noroeste. Para descifrar el significado de este sistema ortorómbico de ejes de deformación utilizamos una modificación de la aproximación propuesta por el modelo cinemático del eje impar (*odd-axis model*) de Krantz (1988). Dicho modelo sugiere que la geometría de fallas es función de la razón entre los principales ejes de deformación, y especialmente el valor relativo del eje intermedio δ_z . Este modelo permite la determinación de las magnitudes relativas de los ejes de deformación principales a partir de la obtención del valor del escalar k , que describe la razón entre el eje de extensión intermedio y la dirección de extensión mínima ($k = \delta_y / \delta_z$). Nuestra modificación utiliza los valores de P y T en lugar de los polos de fallas y sus estrías para facilitar el manejo de una gran cantidad de datos cinemáticos, ya que dichos ejes se ubican sobre el plano que forman el polo de la falla y la dirección de las estrías, a un ángulo de 45° con respecto al polo (Fig. 9a).

Los valores obtenidos del análisis cinemático del depocentro Malargüe (Fig. 9b) indican una dirección de extensión máxima (δ_x) horizontal, de rumbo nor-nores-

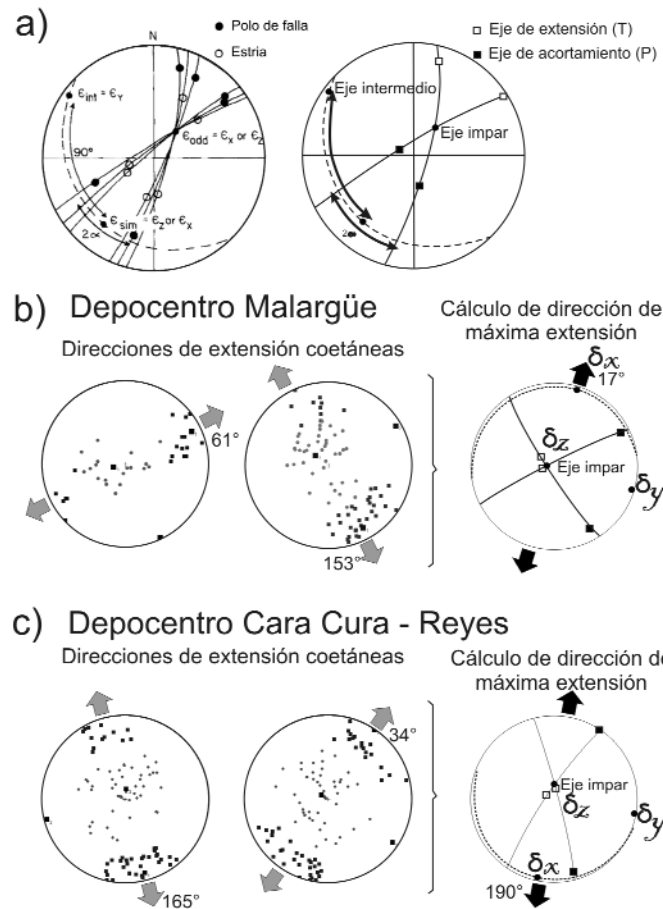


Figura 9: a) Modelo de eje impar de Krantz (1988), que permite determinar a partir de la medición del ángulo la magnitud relativa de los ejes principales de deformación. Nuestra modificación del modelo de eje impar que permite obtener el ángulo a partir de la concentración de ejes P y T; b) Cálculo de la dirección de máxima extensión para el depocentro Malargüe, aplicando el modelo cinemático de eje impar modificado; c) Cálculo de la dirección de máxima extensión para el depocentro Cara Cura-Reyes, aplicando el modelo cinemático de eje impar modificado.

te (17°), una dirección de extensión intermedia (δ_y) horizontal, de rumbo oeste-noroeste (287°), y una dirección de extensión mínima (δ_z) vertical, con δ_z positivo (compresional) y δ_y y δ_x negativos (extensionales), y un valor de -0.48 para k ($k = \delta_y / \delta_z$). Estos resultados permiten interpretar a la extensión del depocentro como tridimensional.

El análisis cinemático de fallas menores del depocentro Cara Cura-Reyes (Fig. 9c) indica, al igual que el depocentro Malargüe, una dirección de extensión máxima (δ_x) horizontal, de rumbo nor-noreste (190°), una dirección de extensión intermedia (δ_y) horizontal, de rumbo oeste-noroeste, y una dirección de extensión mínima (δ_z) vertical, con δ_z positivo (compresional) y δ_y y δ_x negativos (extensionales), y un valor de -0.23 para k .

Interpretación dinámica de datos cinemáticos

Una estimación de la orientación del cam-

po de esfuerzos imperante durante la etapa extensional inicial de la cuenca Neuquina es crucial para entender los procesos tectónicos que permitieron el desarrollo de las principales estructuras de dicha cuenca. La interpretación de los datos cinemáticos obtenidos en los depocentros Atuel, Malargüe y Cara Cura-Reyes permite comprender la cinemática de apertura del sector norte de la cuenca.

La no uniformidad en la distribución del campo de deformación en el sector norte de la cuenca Neuquina podría estar reflejando: (i) una distribución no uniforme en el campo de esfuerzos imperante durante la apertura, (ii) variaciones en las propiedades mecánicas de la corteza, o (iii) una disminución en el valor relativo del σ_2 con respecto a los otros dos ejes principales de esfuerzos.

Para realizar interpretaciones dinámicas del campo de esfuerzos durante la etapa extensional de la cuenca es necesario presuponer que los vectores de deslizamien-

to medidos de las fallas extensionales sean considerados como paralelos al vector de máximo esfuerzo de cizalla (Hipótesis de Wallace-Bott). Para ello es necesario asumir que: (a) el tensor de esfuerzos fue homogéneo y constante dentro del depocentro estudiado durante la etapa de extensión estudiada, (b) existió un paralelismo entre vectores de cizalla y deslizamiento, (c) no existió interferencia entre fallas mayores, (d) la vorticidad fue cero dentro de cada depocentro -deformación coaxial - y (e) la deformación se acomodó exclusivamente a través de movimiento de fallas (Carey y Brunier 1974, Michael 1984, Marrett y Allmendinger 1990, Twiss *et al.* 1991, Dupin *et al.* 1993, Twiss y Unruh 1998, Gapais *et al.* 2000, Pascal 2002, Blenkinsop 2006). Estas presuposiciones permiten estimar la orientación y el valor relativo de los vectores de esfuerzos principales. Por lo tanto, si se infieren estas condiciones se puede interpretar, como una aproximación, que las direcciones principales de paleoesfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3) coinciden con las direcciones principales de deformación (δ_x , δ_y , δ_z).

El depocentro Atuel no cumpliría con todos estos supuestos ya que al ser un rift oblicuo su vorticidad no fue cero y el gran desplazamiento registrado en las dos fallas principales estaría perturbando el campo de esfuerzos internos (ver Discusión en Bechis *et al.* 2009, este volumen). Como se comprobó a partir del estudio cinemático de fallas menores, los bancos habrían sufrido rotación horaria a partir del movimiento normal oblicuo sinistral de las fallas mayores. Sin embargo, en los depocentros Malargüe y Cara Cura-Reyes la simetría de fallas normales ortorrómbica estaría indicando una deformación con vorticidad casi nula, y las fallas mayores cuyos rechazos no superan los 300 m no habrían interactuado entre sí. En estos depocentros se interpreta que las direcciones de paleoesfuerzos no diferirían significativamente de las direcciones principales de deformación. De esta manera se puede interpretar al campo de esfuerzos imperante durante la eta-

pa extensional del sector norte de la cuenca Neuquina con una dirección de esfuerzos mínimos σ_3 nor-noreste y una intermedia σ_2 oeste-noroeste (Fig. 10). Para explicar la deformación tridimensional a partir de dos direcciones de extensión, se propone aquí que el valor relativo de σ_2 con respecto a los otros dos ejes principales de esfuerzos habría estado disminuido por procesos tectónicos relacionados a la interacción de las placas Sudamericana y Pacífica.

CONCLUSIONES

La apertura del sector septentrional de la cuenca Neuquina presenta diversas particularidades en la cinemática de la extensión de cada depocentro. Los más septentrionales, Yeguas Muertas-Nieves Negras y Atuel, presentan la característica distintiva de tener una falla maestra de orientación nor-noroeste, interpretada como producto de reactivación de una estructura previa, sugiriendo un origen como rift oblicuo con control de debilidades corticales previas con una direc-

ción de extensión nor-noreste. Los depocentros Malargüe, Palauco y Cara Cura-Reyes poseen un patrón de fallas ortorrómbicas simétricas con respecto a la dirección de extensión principal nor-noreste y otra secundaria de rumbo nor-noroeste a noroeste, que indicarían una extensión bajo un campo de deformación tridimensional.

A pesar de la disparidad entre los distintos campos de deformación obtenidos para los depocentros más septentrionales, Nieves Negras-Yeguas Muertas y Atuel, y los depocentros surmendocinos, Malargüe, Palauco y Cara Cura-Reyes, se infiere que el campo de esfuerzos actuante durante la etapa extensional de la cuenca fue constante y uniforme y la dirección de los esfuerzos mínimos habría sido nor-noreste.

Se propone como hipótesis que la deformación tridimensional del sector norte de la cuenca Neuquina podría ser la consecuencia de una dirección regional de extensión nor-noreste, responsable de la apertura de la cuenca, y otra oeste-noroeste a oeste-este que podría estar rela-

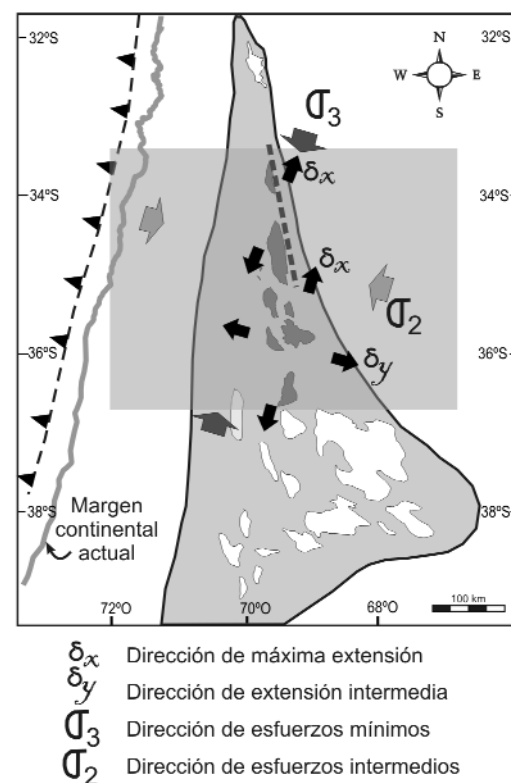


Figura 10: Resultados cinemáticos obtenidos para el sector norte de la cuenca Neuquina. Se observan dos direcciones de extensión, nor-noreste y oeste-noroeste interpretadas como producto de una dirección de paleoesfuerzos mínimos (3) nor-noreste y dirección de paleoesfuerzos intermedia (2) disminuida en su valor relativo con respecto a los valores de 1 y 3, de rumbo oeste-noroeste.

cionada a procesos de subducción con extensión detrás del arco.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se realizó a través de fondos del CONICET (PIP 5843) y de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 38295 y PICT 07-10942). Se desea agradecer la valiosa colaboración en estos proyectos de Silvia Lanés, Víctor García, José Mescua y Julieta Suriano, así como discusiones con Víctor A. Ramos, Estanislao Godoy y Osvaldo Carbone. Se agradece especialmente a YPF S.A. por los datos de subsuelo y a los dos árbitros anónimos por las sugerencias y correcciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 2001. FaultKinWinFull versión 1.2.2. A program for analyzing fault slip data for Windows™ computers. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>
- Alvarez, P.P., Aguirre-Urreta M.B., Godoy E. y Ramos V.A. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45' - 34°00' LS). 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 425-429.
- Alvarez, P.P., Giambiagi, L., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2002. Tectosedimentary evolution of triassic jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32°-34° sl). 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 27-30.
- Arregui, C.D. 2005. Trampas asociadas con rasgos de basamento en la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, Buenos Aires
- Artabe, A.E., Morel, E.M., Spalletti, L., Brea, M. 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 526-584.
- Atencio, M.R., Periale, S. y Zamora Valcarce, G. 2008. Técnicas de visualización en ambientes estructurales complejos. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 683-697.
- 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, Trabajos Técnicos: 443-455.
- Barriónuevo, 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. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Trampas, Actas digitales, Buenos Aires.
- 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), Resumen extendido: 575-580.
- 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., Lanés, S., García, V.H. y Tunik, M., 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 293-310.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S. y Daniel, J.M. 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. Tectonics 25: TC1007, doi:10.1029/2004TC001626.
- Blenkinsop, T.G. 2006. Kinematic and dynamic fault slip analyses: implications from the surface rupture of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. Journal of Structural Geology 28: 1040-1050.
- Carey, E. y Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Comptes Rendus Académie des Sciences Paris 279: 891-894.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile. Comunicaciones 26: 1-137.
- Charrier, R., Alvarez, P.P. y Zurita, E. 2002. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34°30'S). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 479-484.
- Cowie, P.A., Gupta, S y Dawers, N. H. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. Basin Research 12: 241-261.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of the 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.
- Dupin, J.M., Sassi, W. y Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. Journal of Structural Geology 15: 1033-1043.
- Eyal, Y. y Reches, Z. 1983. Tectonic analysis of the Dead Sea rift region since the Late-Cretaceous based on mesostructures. Tectonics 2: 167-185.
- 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.
- Gapais, D., Cobbold P., Bourgeois O., Rouby D. y Urreiztieta, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. Journal of Structural Geology 22: 881-888.
- Giambiagi, L., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2003a. 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., Ramos, V.A., Godoy, E., Alvarez, P.P. y Orts, S. 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. Tectonics 22(4): 1041-1051.
- Giambiagi, L., Alvarez, P.P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005. 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., Bechis, F., García, V. y Clark, A. 2008a. Temporal and spatial relationship bet-

- ween thick- and thin-skinned deformation in the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.
- Giambiagi, L., Bechis F., Lanés S., García V. y Tunik M. 2008b. Formación y evolución triásica-jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 518-531.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009. Kinematic models of basement /cover interactions: insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31: 1443-1457.
- Gawthorpe, R.L. y Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195-218.
- Godoy, E. 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas I: 104-107,.
- Groeber, P y Stipanovic, P. 1953. Triásico. En Groeber, P., Stipanovic, P., y Mingramm, A. (eds) *Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA* 2(1): 13-141.
- Gulisano, C. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza: 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. *Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 159, 103 p.
- Gupta, A. y Scholz, C.H. 2000. A model of normal fault interaction based on observations and theory. *Journal of Structural Geology* 22: 865-879.
- Healy, D., Jones R.R. y Holdsworth, R.E. 2006. New insights into the development of brittle shear fractures from a 3-D numerical model of microcrack interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 249: 14-28.
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O. y Angelier, J. 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics* 357: 137-158.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- Krantz, R. 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10: 225-237.
- Lanés, S. y Palma, R.M. 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 357-366.
- Lanés, S., Giambiagi, L., 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 Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. *Cuencas sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán* 6: 221-245, Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentology, Special Publication* 12: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic sucesión in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- 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., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 243-257.
- 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.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Basei, M.A.S. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 567-578.
- Maerten, L. 2000. Variations in slip on intersecting normal faults: implications for paleostress inversion. *Journal of Geophysical Research* 270: 197-206.
- 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 análisis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12: 973-986.
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S. y Williams, P.F. 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformation. *Journal of Structural Geology* 2: 371-378.
- Menendez, C.C. 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes (provincia de Mendoza). *Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica)* 2, 3: 147-261.
- Michael, A.J. 1984. Determination of stress from fault-slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research* 89: 11.517-11526.
- Miranda, J. 1963. Relevamiento geológico de la zona situada entre el bloque oriental de las Sas. de Reyes y Cara Cura, y el extremo sudoeste de la Altiplanicie del Payún (prov. de Mendoza). YPF, informe inédito, 46 pp.
- 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. y Ramos, V. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, Buenos Aires.
- 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 Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J.A. (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.
- Muravchik, M., D'Elia, 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, Trabajos Técnicos: 457-477.
- Nieto-Samaniego, A. F. y Alaniz-Alvarez, S. A. 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics* 270: 197-206.
- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G. 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales, Buenos Aires.
- Pángaro, F., Corbera, R., Carbone, O. y Hinterwimmer, G. 2005. Los reservorios del "Precuyano". 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Rocas Reservorios: 230-255.
- Pángaro, F., Pereira, M. y Giorgetti, M. 2004. Relevamiento geológico del Precuyano, en las Sas. de Reyes y Cara Cura, Provincia de Mendoza, Argentina. Repsol-YPF, (informe inédito), 22 p., Buenos Aires.
- Polanski, J. 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12(3): 165-196.
- Reches, Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics* 47: 109-129.
- Roberts, G.P. 1996. Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology* 18: 835-845.
- Rolleri, E.O. y Criado, P. 1968. La Cuenca Triásica del norte de Mendoza. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 1-60.
- Sassi, W. y Faure, J.-L. 1997. Role of faults and layers interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics* 266: 101-119.
- 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: 49-64.
- Spalletti, L. 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 49: 109-124.
- Spalletti, L. y Morel, E. 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de la evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuiui (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). 4ª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 159-166.
- Stipanovic, P.N. 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 217-234.
- Stipanovic, P.N. 1979. El Triásico de Valle del río de Los Patos (provincia de San Juan). En Turner, J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 695-744, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. *Gondwana Stratigraphy, Proceedings of the 1st International Union of Geological Sciences, Gondwana Symposium: 1081-1119*, Unesco, Paris.
- Tikoff, B. y Wojtal, S.F. 1999. Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology* 21: 959-967.
- Twiss, R.J. y Unruh J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?. *Journal of Geophysical Research* 103: 12.205-12.222
- Twiss, R.J., Protzman, G.M. y Hurst, S.D. 1991. Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics* 186: 215-239.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South América. *Revista Brasileira de Geociencias* 48: 172-190.
- Valenzuela, M.E., Olea, G.M., Gutiérrez 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, Actas digitales, Buenos Aires.
- 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 Welsnik, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62: 383-402.
- Volkheimer, W y Papu, O. 1993. Una microflora del Triásico superior de la Cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 30:93-100.
- Withjack, M.O., Schilche, R.W. y Olsen, P.A. 2002. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. En *Sedimentation in Continental Rifts*, Society for Sedimentary Geology Special Publication 73: 57-81.
- Zoback, M.L. 1992. First- and second-order pattern of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research* 97: 11.703-11.728.

Recibido: 12 de diciembre, 2008

Aceptado: 28 de mayo, 2009