

# CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DEL SECTOR SUR DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE (35°-36°S): DISTRIBUCIÓN DEL ACORTAMIENTO E INFLUENCIA DE ESTRUCTURAS PREVIAS

Laura GIAMBIAGI<sup>1</sup>, Matías GHIGLIONE<sup>2</sup>, Ernesto CRISTALLINI<sup>3</sup> y Germán BOTTESI<sup>4</sup>

<sup>1</sup> CONICET-IANIGLA Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza. Email: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar

<sup>2</sup> Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires. Departamento de Ciencias Geológicas, Buenos Aires. Email: matias@gl.fcen.uba.ar

<sup>3</sup> Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe), Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. Email: ecrystallini@gmail.com

<sup>4</sup> REPSOL-YPF, Buenos Aires. Email: glbottesio@repsolypf.com

## RESUMEN

En el presente trabajo se analizan los mecanismos de deformación de estructuras de piel gruesa en el sector sur de la faja plegada y corrida Malargüe, entre los 35° y 36° S. A partir de la confección de 15 secciones estructurales balanceadas seriadas de 75 km de longitud y su comparación, se pudo analizar la compleja interacción espacial entre la deformación de la cobertura sedimentaria de edad triásica tardía a cenozoica y el basamento estructural, compuesto principalmente por rocas metamórficas e ígneas paleozoicas. Dicho análisis permitió estudiar el grado de influencia de estructuras previas en la deformación, así como la relación entre las estructuras de basamento de bajo y alto ángulo, los mecanismos de deformación y el porcentaje de acortamiento. Dentro de los controles sobre los mecanismos de interacción entre estructuras de piel fina y de piel gruesa se concluye que fueron tres los principales: (1) las variaciones reológicas y de espesores de la cobertura mesozoica, (2) la velocidad de deformación, y (3) la presencia de estructuras previas. Dentro del primer control se observó que las fuertes anisotropías mecánicas dentro de la estratigrafía de la cobertura mesozoica, junto al importante espesor de esta cobertura, favorecieron mecanismos de tipo pliegues por flexión de falla con muy alta relación  $p/s$ . Por el contrario, una baja velocidad de deformación favorecería un plegamiento con cizalla triangular y baja relación  $p/s$ . Dentro del control de estructuras previas, éstas pueden haber ejercido dos tipos contrapuestos de controles. La presencia de estructuras previas favorece altos valores de  $p/s$  y mecanismos de tipo plegamiento por flexión de falla; mientras que geometrías de fallas previas de tipo lítrico tienden a ejercer un control inverso, es decir bajos valores de  $p/s$ , debido a la dificultad de reactivar el sector superior de alto ángulo.

Palabras clave: *Cuenca Neuquina, Deformación andina, Estructuras de basamento, Geología estructural, Interacción basamento-cobertura.*

**ABSTRACT:** *Structural characteristics of the southern sector of the Malargüe fold and thrust belt (35°-36°S): Distribution of the shortening and influence of previous structures.* The deformational mechanisms for basement-involved structures are analyzed in the southern sector of the Malargüe fold and thrust belt between 35° and 36°S. We constructed 15 balanced cross-section, of 75 km length that allow us to study the complex spatial interaction between deformation in the Late Triassic to Cenozoic sedimentary cover and the structural basement, composed mainly of Paleozoic metamorphic and igneous rocks. Our analysis shed some light into the degree of influence of preexisting structures in the Andean deformation, as well as the relationship between high and low angle basement structures, the deformational mechanisms and the amount of shortening. Among the controls of thick- and thin-skinned interaction mechanisms are: (1) rheologic and thicknesses variations of the Mesozoic cover; (2) strain rate; and (3) presence of preexisting structures. The first control is pointed out by the variations in mechanic anisotropy and thickness of the sedimentary cover in the western sector of the belt, which favored the fault-bend folding mechanism with high  $p/s$  ratio. On the other hand, low strain rate would favor triangular shear folding with low  $p/s$  ratio. The presence of preexisting faults could either favor or prevent the fault-bend folding with high  $p/s$  ratio, depending on the geometry of the previous structure relative to Andean compression direction.

Keywords: *Neuquén basin, Andean deformation, Basement structures, structural geology, Basement cover interaction.*

## INTRODUCCIÓN

La faja plegada y corrida Malargüe se encuentra dentro del ámbito de la Cordille-

ra Principal, entre los 34° y 36° S. Ha sido interpretada tradicionalmente como una faja de piel gruesa, cuyas fallas de basamento estarían relacionadas a la inversión

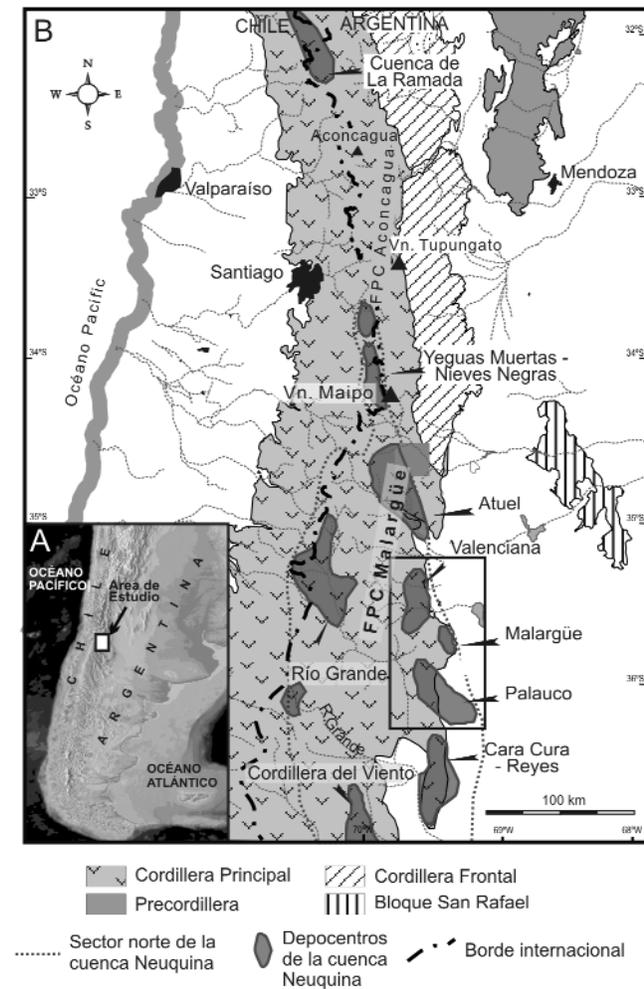
tectónica de fallas normales lítricas del rift triásico-jurásico (Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995). La faja puede dividirse en dos sectores, al norte y al sur

del río Atuel, de distinto comportamiento estructural (Giambiagi *et al.* 2008a). El sector norte presenta una región con basamento involucrado en la deformación en su sector oeste (Kozlowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995, Turienzo *et al.* 2005, Fortunatti y Dimitri 2005, Giambiagi *et al.* 2008a), mientras que al este se observa un comportamiento de piel fina (Kozlowski 1984, Kozlowski *et al.* 1989, 1990, Manceda y Figueroa 1995, Ramos 2002, Pereira y Broens 2005, Kim *et al.* 2005, Giambiagi *et al.* 2008b). El sector sur posee un comportamiento de piel gruesa a lo ancho de toda la faja y está caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas con deformación de piel fina (Ploszkiewicz 1988, Manceda y Figueroa 1995, Nacioni 1996, Dimieri 1997, Zapata *et al.* 1999, Rojas y Radic 2002, Silvestro y Kraemer 2005, Giampaoli *et al.* 2002, 2005, Dicarlo y Cristallini 2007).

En este trabajo se analiza el estilo de deformación del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36° S, desde el río Malargüe hasta el río Grande (Figs. 1 y 2). Esta faja constituye un excelente laboratorio natural para el estudio de la interrelación entre plegamiento y fallamiento, con estructuras de basamento involucradas en la deformación, ya que posee muy buenos afloramientos y abundante información de subsuelo. Asimismo, en esta región de los Andes es posible observar coexistencia de estructuras de piel fina y piel gruesa e importantes acumulaciones de depósitos sinorogénicos. El objetivo principal del trabajo es determinar las relaciones geométricas y cinemáticas de las estructuras de basamento, que permitan comprender los factores, tanto reológicos como cinemáticos, que controlaron los distintos mecanismos de deformación en esta región de la faja plegada y corrida de Malargüe.

## MARCO GEOLÓGICO

Durante el Mesozoico, el margen occidental de Sudamérica estuvo caracterizado por la presencia de una trinchera oce-



**Figura 1:** Mapa de distribución de las unidades morfoestructurales que componen los Andes entre los 32° y 36° S, y de los depocentros del sector septentrional de la cuenca Neuquina (modificado de Giambiagi *et al.* 2008b).

ánica activa, un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas de retroarco ubicadas hacia el este del arco (Charrier 1979, Uliana y Biddle 1988, Legarreta y Uliana 1991). La más importante de estas cuencas corresponde a la cuenca Neuquina. La región que actualmente abarca al sector sur de la faja Aconcagua y a toda la faja Malargüe formó parte, durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio, del sector septentrional de esta cuenca (Fig. 1). En dicha región se desarrollaron los depocentros Yeguas Muertas-Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Malargüe y Palauco (Manceda y Figueroa 1995, Alvarez *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2003, 2005) (Fig. 1).

El área de estudio involucra a los depocentros Malargüe, Valenciana y Palauco, de edad triásica superior a jurásica inferior. El relleno de los depocentros Malargüe y Valenciana corresponde a depó-

sitos de sinrift de más de 800 m de espesor depositados en ambientes fluvio-lacustres y continentales, representados el Grupo Tronquimal y la Formación El Freno respectivamente (Stipanovic 1949, Volkheimer 1978). El relleno del depocentro Palauco corresponde a más de 1.000 m de rocas sedimentarias continentales clásticas, volcánicas y volcánicas y ha sido agrupado dentro del ciclo pre-cuyano (Gulisano 1981).

Durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano el espacio de acomodación de la cuenca estuvo controlado principalmente por la subsidencia térmica y por los cambios eustáticos, aunque localmente existen evidencias de eventos extensionales y compresivos. Este paquete estructural comprende a más de 4 km de espesor de depósitos clásticos, carbonáticos y evaporíticos (Fig. 3).

A fines del Cretácico Temprano se pro-

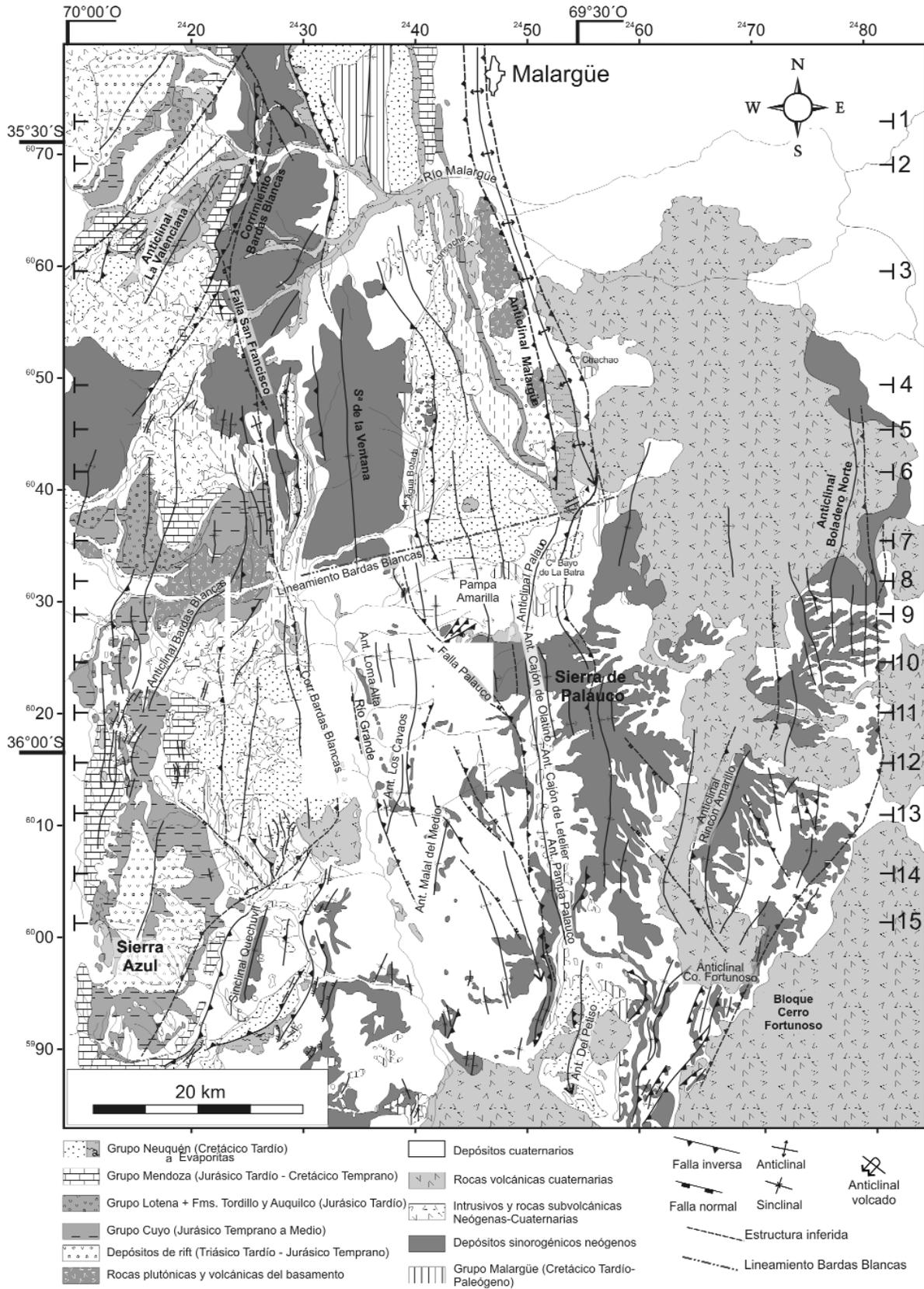
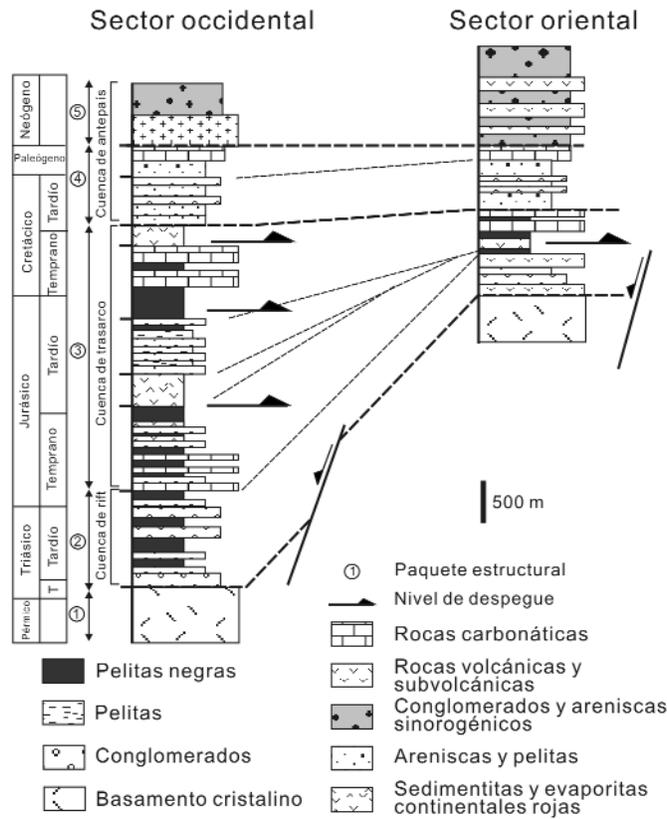


Figura 2: Mapa geológico del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (modificado de Yagupsky *et al.* 2007).

dujo una reorganización tectónica de las placas mayores (Somoza 1998), generando una mayor compresión en el sector occidental de la placa Sudamericana y consecuentemente el cierre de las cuencas de trasarco (Mpodozis y Ramos 1989). Se instauró de esta forma un período de tectónica compresional que habría afectado, a estas latitudes, al sector occidental de la Cordillera Principal. Sin embargo, a lo largo de todo el frente de corrimientos de la faja plegada y corrida de Malargüe, no existen evidencias de estructuras contraccionales hasta el Mioceno Medio (Kozłowski 1984, Manceda y Figueroa 1995, Silvestro y Kraemer 2005, Silvestro *et al.* 2005, Giambiagi *et al.* 2008a, Silvestro y Atencio - este volumen). A partir de ese momento, y hasta el Plioceno, el relleno de los depocentros triásico-jurásicos habría sido deformado e incorporado dentro de las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe, formando parte de la Cordillera Principal de Mendoza (Fig. 2). Los depósitos sinorogénicos neógenos-cuaternarios fueron depositados inicialmente en una cuenca de antepaís, dentro de un depocentro de *foreland sensu stricto*, que con el avance de la deformación fue alcanzado por los corrimientos frontales y segmentado en una serie de depocentros de techo de cuña. Estos depocentros contienen más de 2.000 m de andesitas, brechas piroclásticas, lavas andesíticas y basálticas, conglomerados, areniscas y limonitas que poseen discordancias sintectónicas y progresivas con formación de estratos de crecimiento que preservan la evidencia de los últimos episodios compresivos (Silvestro y Kraemer 2005, Silvestro *et al.* 2005, Silvestro y Atencio, 2009).

### METODOLOGÍA

La metodología utilizada para el estudio tridimensional de la deformación consistió en: (i) mapeo de las estructuras integrado con trabajos previos publicados e inéditos (Groeber 1937, Dessanti 1973, Legarreta *et al.* 1985, Kozłowski *et al.* 1989, Gulisano y Gutierrez Pleimling 1994, Di-



**Figura 3:** Columna estratigráfica de las unidades aflorantes en los sectores occidental y oriental, donde se muestra la subdivisión de cinco paquetes estructurales sobre la base de la estratigrafía mecánica: (1) basamento estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe, (2) depósitos de sinrift triásico-jurásicos, (3) depósitos de cuenca de trasarco jurásico-paleógenos, (4) depósitos sinorogénicos neógenos, y (5) volcánicas neógeno-cuaternarias.

carlo y Cristallini 2007, Yagupsky *et al.* 2007, 2008), (ii) interpretación de datos de subsuelo: secciones sísmicas e información de pozos; (iii) construcción de 15 perfiles estructurales balanceados paralelos a la dirección de transporte tectónico estimada según la orientación de las estructuras mayores, y espaciados entre 2 y 10 km cada uno (Figs. 4 y 5); y (iv) desarrollo de modelos cinemáticos de interacción entre el basamento y la cobertura para las principales estructuras de basamento utilizando algoritmos de modelado.

La geometría tridimensional de las estructuras mayores fue obtenida a partir de la integración de información estructural registrada en planta con las secciones estructurales. Cada perfil fue restaurado al momento pre-mioceno para analizar la ubicación y geometría de fallas preexistentes. Para el análisis de los mecanismos de plegamiento/fallamiento de cada sistema de falla/pliegue determinamos el modelo cinemático que mejor se ajusta a la estructura. Asimismo, los dis-

tintos mecanismos fueron relacionados a las variaciones longitudinales y transversales en el acortamiento de cada estructura.

En una faja plegada y corrida los mecanismos de deformación que permiten describir las estructuras son: el deslizamiento flexural, el flujo flexural, la cizalla oblicua y la cizalla triangular (Fig. 6). Los mismos han sido modelados a partir de algoritmos utilizados para el análisis cinemático de una falla y la simulación de los efectos de la geometría de ésta sobre la deformación de las paredes colgante y basal.

El algoritmo de deslizamiento flexural (*flexural slip*) permite a las capas deslizarse unas con respecto a las otras a lo largo de sus contactos, manteniendo el espesor de las capas constantes (Fig. 6a) (Kane *et al.* 1997). Los modelos de flexión y propagación de falla de Suppe (1983) asumen que el deslizamiento flexural es el principal mecanismo de deformación. Este mecanismo se ve favorecido por la presencia de estratigrafía mecánica hete-

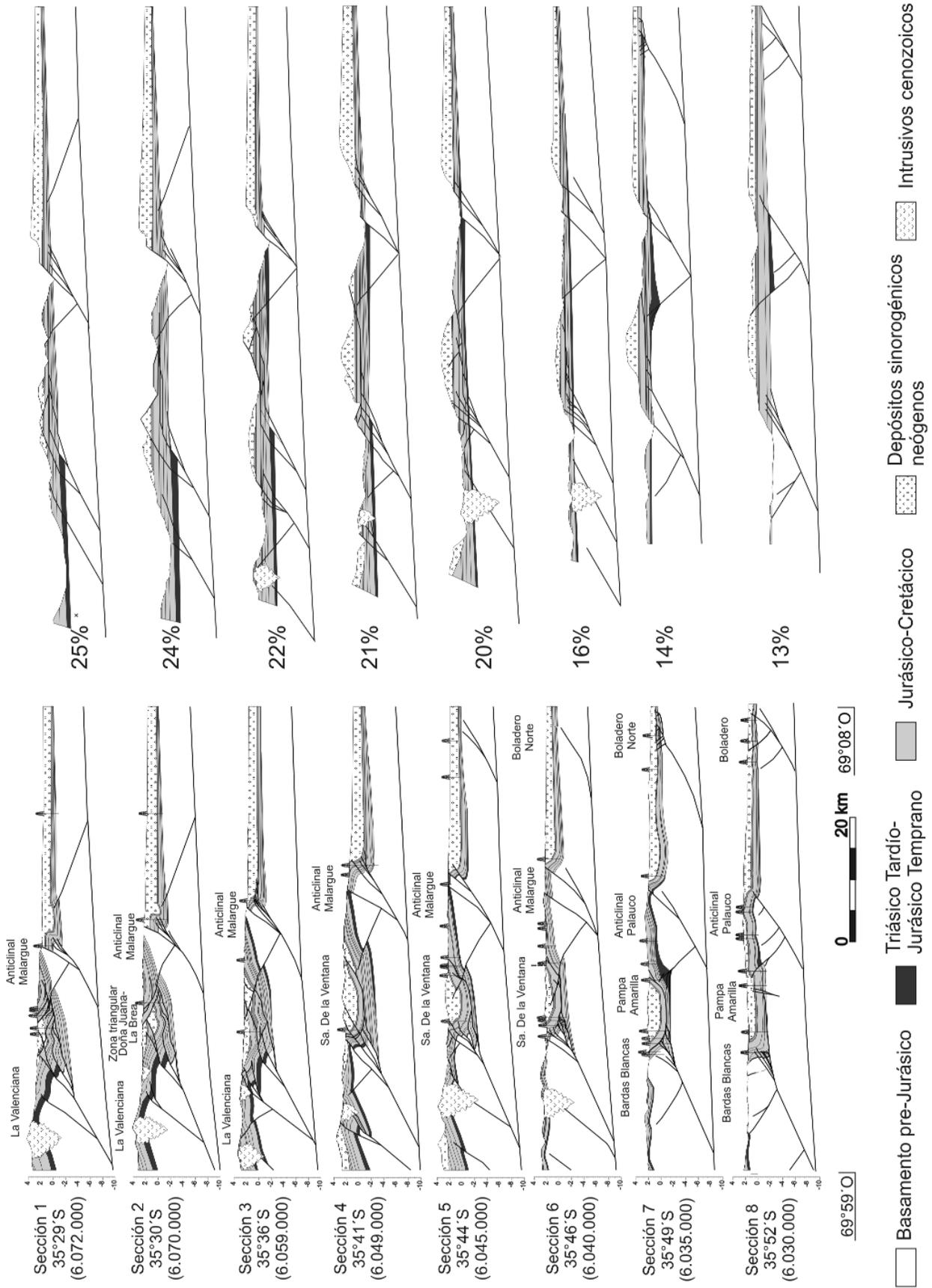


Figura 4: Perfiles estructurales balanceados 1 a 8 del frente de corrimientos de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35°29' y 35°52' S (véase ubicación en Fig. 2).

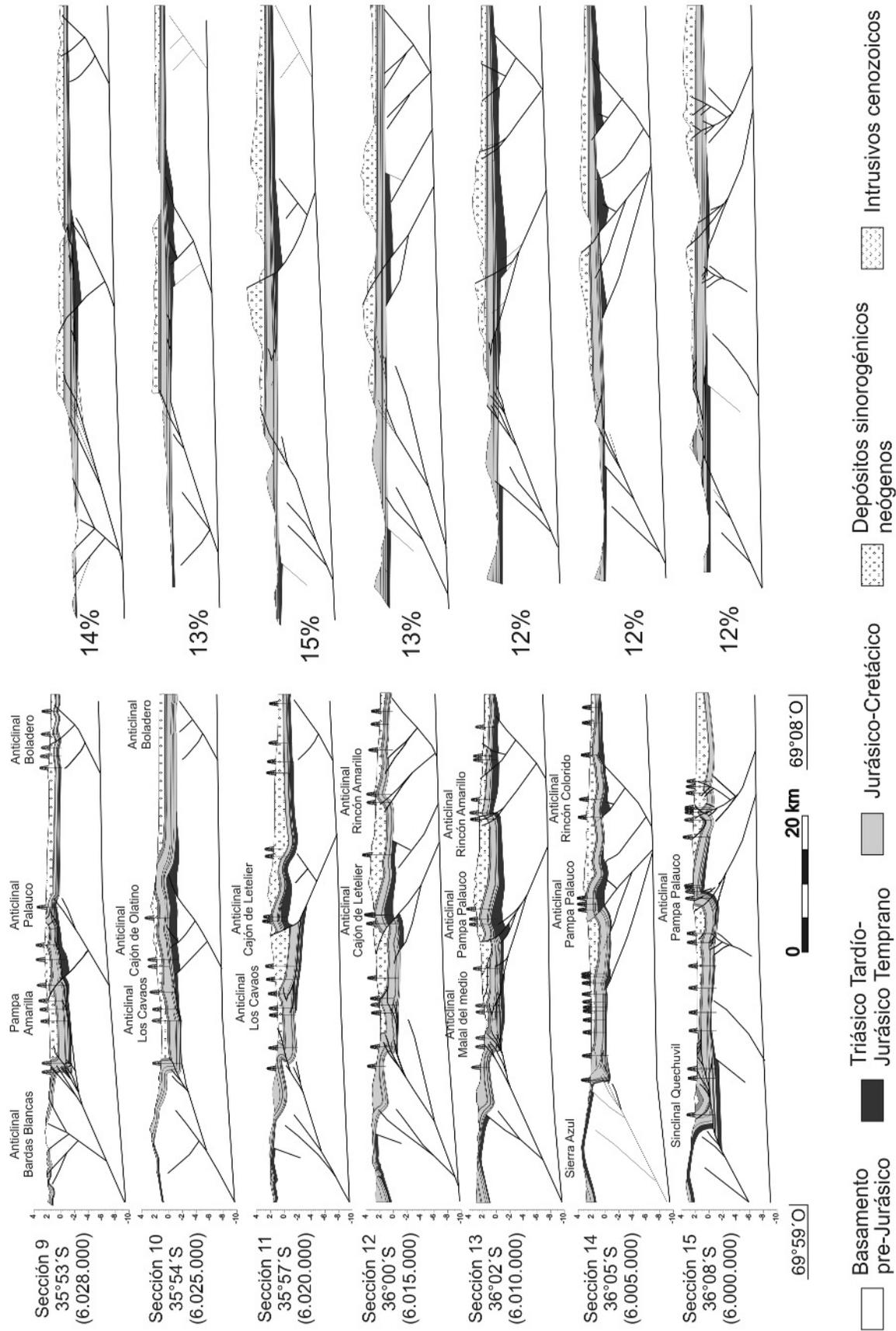


Figura 5: Perfiles estructurales balanceados 8 a 15 del frente de corrimientos de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35°52' y 36°08' S (véase ubicación en Fig. 2).

rogénea (Erickson 1996) con una anisotropía planar marcada, tal como el plegamiento asociado a una falla en una faja plegada y corrida de piel fina, donde se preservan los espesores y la longitud de las capas (Suppe y Medwedeff 1990).

El flujo paralelo a la falla (*fault-parallel flow*) es un algoritmo utilizado para modelar el movimiento de la pared colgante sobre una falla cuando la mayoría de la deformación ocurre discretamente entre las interfaces de las capas (Fig. 6b) (Sanderson 1982, Egan *et al.* 1999). Este algoritmo modela a las estructuras de la pared colgante cuando la deformación en ella es acomodada a partir de cizalla paralela a la falla, asumiendo un movimiento de partículas paralelo a la superficie de la misma. Puede aplicarse en fajas de piel fina, regiones extensionales, sobre todo en plegamiento por flexión de fallas (Egan *et al.* 1999).

El algoritmo de cizalla inclinada (*inclined shear*) o cizalla oblicua modela geométricamente la relación entre la geometría de la falla y la deformación de la pared colgante utilizando vectores de cizalla verticales o inclinados (White *et al.* 1986, Dula 1991, Xiao y Suppe 1992, Withjack y Peterson 1993). Este algoritmo asume una deformación difusa a través de la pared colgante en vez del deslizamiento discreto entre capas (Fig. 6c). Se aplica mayormente en regiones dominadas por extensión, especialmente en el caso de la generación de un anticlinal de *rollover* sobre una falla extensional lítrica, y en los casos de inversión y presencia de fallas sin-tectónicas con fuerte variación en el espesor de las capas a través de ellas (Buddin *et al.* 1997, Bulnes y McClay 1998).

El algoritmo de *trishear* utiliza el mecanismo de cizalla triangular y deriva de la descripción de la velocidad de deformación, asumiendo que el desplazamiento a lo largo de una falla es acomodado a partir de la distribución de la deformación en una zona triangular que irradia desde el punto de terminación de la falla (Fig. 6d) (Erlev 1991, Hardy y Ford 1997, Allmendinger 1998, Zehnder y Allmendinger 2000, Cristallini y Allmendinger 2002,

Allmendinger *et al.* 2004). A pesar de ser hoy en día, un modelo cinemático muy utilizado, las condiciones físicas que determinan si una región dada se deforma por *trishear* o no y los factores que producen cambios en los parámetros del mismo no están todavía bien estudiados.

## ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La faja plegada y corrida de Malargüe está deformada a partir de corrimientos y retrocorrimientos, tanto de piel fina como de piel gruesa, de rumbo N a NNE, y fallas inversas de alto ángulo y rumbo NO a NNO (Fig. 2). Las estructuras principales que involucran al basamento se pueden agrupar en tres fajas. La faja occidental está compuesta por el sistema de fallas Bardas Blancas, con vergencia al Este. La faja central está constituida por los sistemas de fallas Malargüe y Palauco, con doble vergencia. La faja oriental está restringida al sector sur, y constituida por una serie de anticlinales, como los anticlinales Boleadero Norte, Cerro Fortunoso y Rincón Amarillo (Figs. 2 y 5), con vergencia tanto al este como al oeste.

Los anticlinales Malargüe y Palauco son dos estructuras con basamento involucrado, alineados a lo largo de la dirección N-S y con una zona de transición ubicada a los 35°50'S, correspondiente al lineamiento Bardas Blancas ubicado entre las secciones 7 y 8 (Yagusky *et al.* 2008) (Fig. 2). Los datos sísmicos indican que este lineamiento levanta al bloque norte con vergencia al sur produciendo la exhumación del anticlinal Malargüe con respecto al anticlinal Palauco, razón por la cual este último tiene una cobertura cenozoica más espesa (compárense los perfiles 7 y 8 en Figura 4).

Ambos anticlinales tienen una geometría marcadamente asimétrica en perfil y su vergencia varía desde al Este en el anticlinal Malargüe en los perfiles 1 a 7 (Fig. 4), a doble vergencia en el sector norte del anticlinal Palauco correspondientes a los perfiles 8 a 10 (Figs. 4 y 5), a vergencia al Oeste en el sector sur del mismo en los perfiles 11 a 15 (Fig. 5). Los limbos fron-

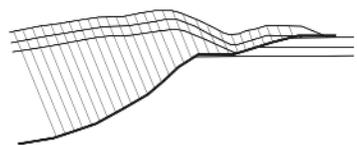
### A Deslizamiento flexural



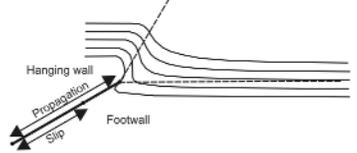
### B Flujo flexural



### C Cizalla oblicua



### D Cizalla triangular



**Figura 6:** Algoritmos utilizados para la restauración cinemática de una falla (véase descripción de los mismos en el texto).

tales de ambos pliegues son más cortos y empinados que los limbos dorsales (Figs. 4 y 5). El anticlinal Malargüe exhibe poca deformación en su limbo dorsal, mientras que su limbo frontal se va empinando en profundidad hasta ponerse vertical o volcado cerca de la terminación de la falla (Fig. 7a). Importantes variaciones en el espesor de los bancos han sido identificadas en este sector por pozos petroleros, y se puede interpretar a la interfaz basamento-cobertura como una superficie plegada y posteriormente fallada, ya que dicha interfaz se encuentra plegada en el sector de la pared basal próxima a la falla. La estructura presenta rumbo norte, excepto en los perfiles 3 y 4 y 5, donde muestra un rumbo NNO (Fig. 2). Este cambio de rumbo coincide con el afloramiento de depósitos de sinrift del Grupo Tronquimalal en el núcleo del anticlinal y permite interpretarlo como una estructura previa reactivada durante la compresión andina. En ninguno de los perfiles la falla se propaga hasta la superficie, sino que forma una estructura ciega ubicada

por debajo de los depósitos continentales cretácicos (Fig. 4). El punto desde donde esta falla se propaga fue obtenido a partir del modelado con cizalla triangular (*trishbear*) (Fig. 7b), que indica que el nucleamiento de la misma podría corresponder a un punto de propagación de una falla de corte (*short-cut fault*), creada a partir de la inversión de una falla lístrica (Mc Clay 1989).

El anticlinal Malargüe ha sido interpretado previamente como un pliegue por flexión de falla (Ploszkiewicz 2002, Minngramm *et al.* 1993, Nocioni 1996, Manceda y Figueroa 1995), o más recientemente como un pliegue por propagación de falla (Rojas y Radic 2002, Silvestro y Kramer 2005). Siguiendo con esta última interpretación, aquí se propone un modelo de propagación de falla con una reactivación positiva de una falla normal lístrica y el desarrollo de una falla de corte nucleada desde el sector profundo de esta falla (Fig. 7b). La compleja estructura del limbo frontal del pliegue puede ser explicada a partir de la existencia de una zona triangular modelada a partir del algoritmo de *trishbear*. En este modelo, la progre-

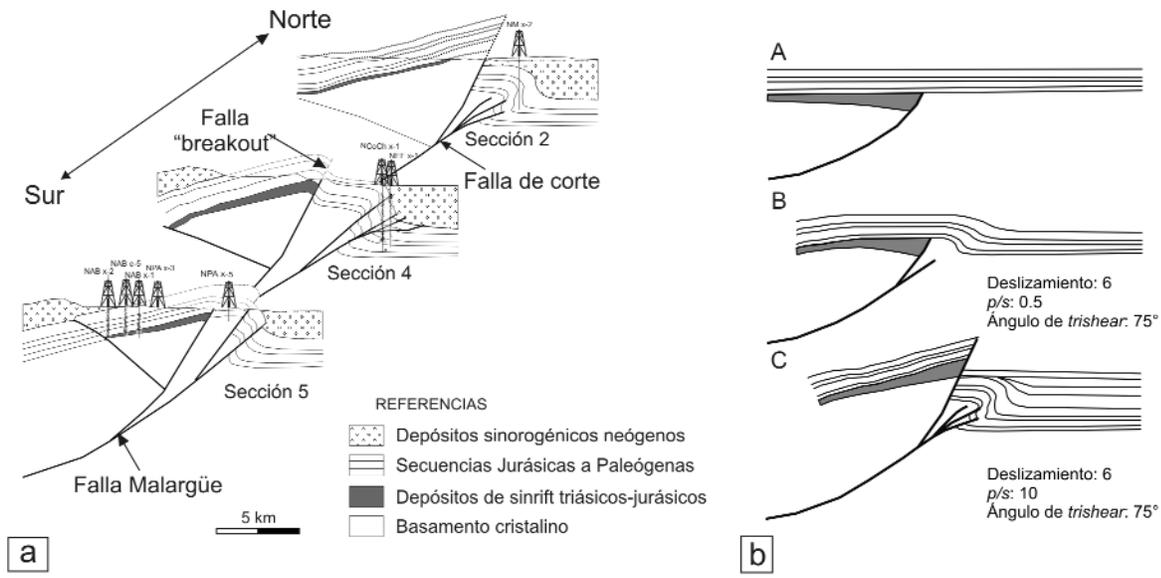
siva rotación del limbo durante el plegamiento ocurre hasta que la estructura se bloquea, requiriendo de la generación de corrimientos a través del limbo dorsal de manera tal de acomodar deformación adicional. En este estadio de deformación, la falla preexistente Malargüe podría haberse reactivado y propagado casi instantáneamente desde el despegue basal a través de las rocas de basamento ya falladas, sin plegamiento asociado.

El anticlinal Palauco está formado por una serie de estructuras conectadas, denominadas Pampa Amarilla, Cajón de Olatino, Cajón de Letelier, Pampa Palauco y Del Petiso (Figs. 2 y 8). El retrocorrimiento Palauco alcanza la superficie al sur de la sección 10, coincidiendo con un incremento abrupto en el acortamiento que produjo un rechazo vertical de hasta 2.000 m (Fig. 5). En este sector, los depósitos de sinrift perforados alcanzan más de 1.000 de espesor. Parte del acortamiento horizontal es transferido a las secuencias mesozoicas formando pliegues epidérmicos hacia el oeste. Estos pliegues son anticlinales denominados de norte a sur, Loma Alta, Los Cavaos y Malal del Me-

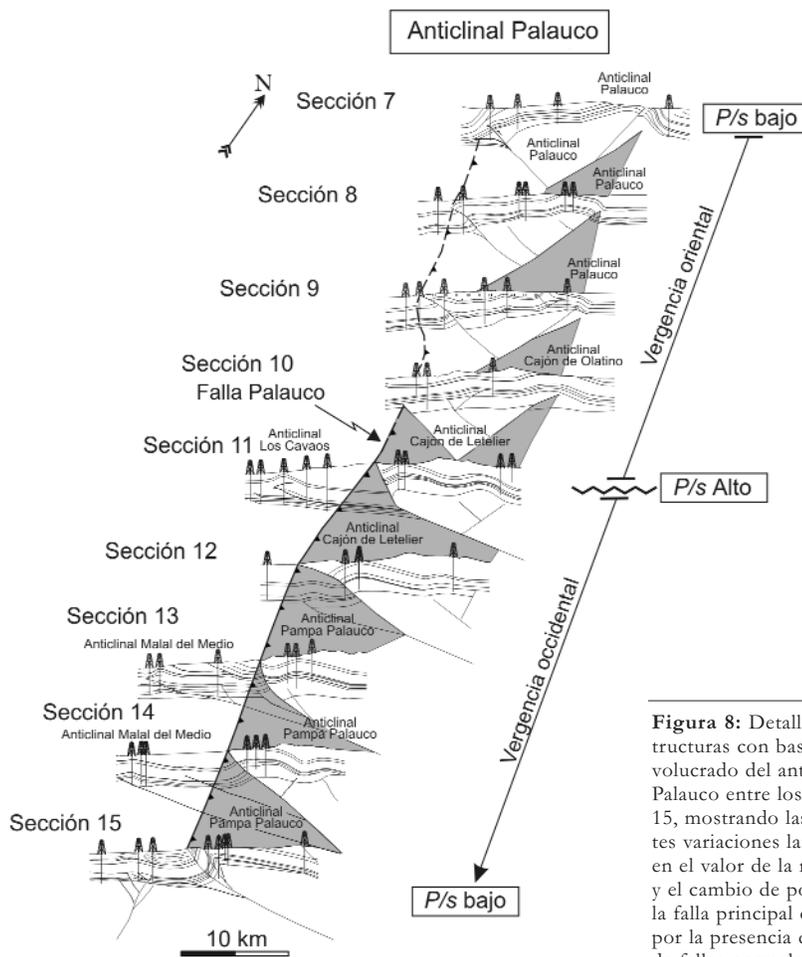
dio (Fig. 2). Los anticlinales con basamento involucrado han sido modelados utilizando el algoritmo *trishbear*, con una baja relación propagación/deslizamiento ( $p/s$ ), excepto en los perfiles 11 y 12. En este último sector se infiere que la inversión de la falla previa Palauco habría ocurrido con un alto valor de  $p/s$ , aprovechando la presencia de una debilidad previa que le habría permitido propagarse rápidamente hacia la superficie.

A partir del análisis de variación de espesores de depósitos de sinrift y la identificación y mapeo de estructuras asociadas a estos depósitos en el depocentro Palauco, se propuso la existencia de un sistema de fallas normales compuesto por segmentos solapados de rumbo NNO a NO formados durante la extensión triásico-jurásica. Algunos de estos segmentos se habrían unido durante la compresión ándica; como por ejemplo el retrocorrimiento Palauco que presenta segmentos de rumbo N-S y otros de rumbo NNO (Fig. 2).

El sistema de Bardas Blancas levanta diversos bloques de basamento con vergencia al este, transfiriendo el rechazo



**Figura 7:** a) Interpretación del anticlinal Malargüe en los perfiles 2, 4 y 5, donde se observa una estructura anticlinal asimétrica, con importante deformación en el limbo frontal y escasa en el limbo dorsal; b) Modelo alternativo de la evolución del anticlinal Malargüe en el perfil 2. A) Etapa previa a la estructuración donde se observa la falla lístrica de rift Malargüe y su control sobre la sedimentación triásico-jurásica. B) El primer episodio de contracción de la estructura genera la inversión del sector inferior de la falla lístrica y el desarrollo de una falla de corte (*short-cut fault*) como consecuencia del abandono del sector más empujado de la falla previa. Esto ha sido modelado con Trishbear y un bajo valor  $p/s$ . C) El sistema se bloquea y la estructura preexistente se reactiva con un alto valor de  $p/s$ .



**Figura 8:** Detalle de las estructuras con basamento involucrado del anticlinal Palauco entre los perfiles 7 y 15, mostrando las importantes variaciones latitudinales en el valor de la relación  $p/s$  y el cambio de polaridad de la falla principal controlada por la presencia del sistema de fallas normales Palauco.

hacia la cobertura sedimentaria formada por las secuencias jurásicas superiores a cretácicas inferiores (Fig. 9). Estos bloques son de norte a sur: La Valenciana, San Francisco, Bardas Blancas y Sierra Azul (Fig. 2). El levantamiento de los mismos ha sido interpretado como producto del movimiento de la falla ciega Bardas Blancas (Manceda *et al.* 1992, Dimieri 1997, Dicarlo y Cristallini 2007). El sistema de fallas contiene elementos que son consistentes tanto con modelos de propagación como de flexión de falla. Sobre la base de sus diferencias cinemáticas ha sido dividido en tres sectores: norte, centro y sur, entre los perfiles 1 y 8, 9 y 12 y 13 y 15 respectivamente (Figs. 4 y 5). En el sector norte, se evidencian dos etapas de estructuración. En la primera etapa, el deslizamiento de la falla de basamento es transmitido hacia la cobertura a partir de la generación de dos niveles de

despegues principales, uno ubicado en las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta y otro en las evaporitas de la Formación Huitrín. Estos despegues, que habrían actuado simultáneamente, fueron los responsables de la generación de un sistema de fallas de piel fina escalonado, con rampas en capas competentes y niveles de *detachment* en capas incompetentes. Se infiere que la interfaz basamento-cobertura es una superficie plana no deformada producto de una rápida propagación de la falla de basamento con un alto valor de  $p/s$ . Durante la segunda etapa de estructuración se produce un cambio en la cinemática de la deformación, desde un plegamiento por flexión de falla a otro por propagación de falla. Este cambio está reflejado en el decrecimiento de la trasladación de la deformación hacia el antepaís. El mecanismo que mejor describe este sistema de fallas es uno con cizalla

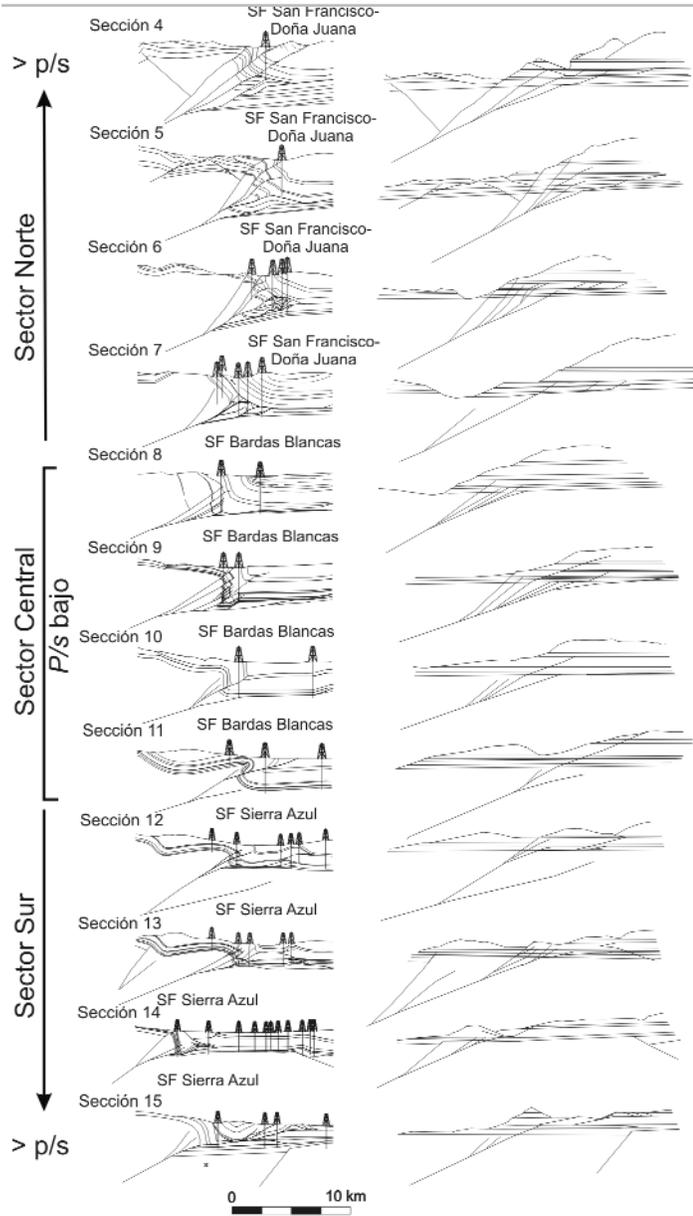
inclinada sintética en el basamento y deslizamiento flexural en la cobertura, para la primera etapa de estructuración. A mayor acortamiento, las fallas habrían cortado a través del flanco frontal del anticlinal ubicado en el basamento y habrían alcanzado el nivel de las pelitas negras. Nuestras observaciones son consistentes con un modelo híbrido donde las estructuras evolucionaron desde un pliegue por flexión de falla a uno de propagación por cizalla triangular.

El sector central del sistema de fallas Bardas Blancas se encuentra entre los perfiles 8 y 12. Al sur del perfil 8 se observa un cambio en la cinemática de la falla de basamento de pliegue por flexión a otro por propagación de falla. En este sector se observa que la interfaz basamento-cobertura se encuentra plegada y fallada. Esto está de acuerdo con plegamiento por propagación de las capas que fueron sucesivamente plegadas y luego falladas, y ha sido modelado con un valor bajo de  $p/s$ .

Por otro lado, el sector sur del sistema, entre los perfiles 13 y 15, el mecanismo que mejor se ajusta a la deformación observada es uno de plegamiento por flexión de falla y ha sido modelado con el algoritmo de flujo paralelo a las fallas, con valores de  $p/s$  que se incrementan hacia el sur.

**Distribución del acortamiento horizontal, sus variaciones latitudinales y longitudinales y su relación con la topografía actual y el espesor de los depósitos sinorogénicos**

La restitución palinospástica de los perfiles 1 a 15 muestra variaciones en el acortamiento horizontal mínimo, tanto latitudinales como longitudinales. El acortamiento medido disminuye gradualmente de norte a sur (Fig. 10A), desde 25% (25,3 km) en el perfil 1 hasta 12% (10 km) en el perfil 15. La pérdida de 15,3 km de acortamiento a lo largo de una distancia de 78 km puede haber rotado a las estructuras preandinas en sentido horario hasta un máximo 11°. Esta pérdida en el acortamiento es homogénea y está acomodada



**Figura 9:** Detalle del sistema de fallas Bardas Blancas, entre los perfiles 4 y 15, donde se observan variaciones latitudinales, tanto graduales como abruptas, en el valor de la relación  $p/s$ .

existe una estrecha relación entre el acortamiento horizontal y la reactivación o no de fallas preexistente. El porcentaje de acortamiento entre un mecanismo y otro varía ampliamente, pudiendo llegar al 72% para las fallas de basamento de bajo ángulo, mientras que las fallas inferidas como invertidas registran un acortamiento máximo de 33%. Estas fallas de basamento de bajo y alto ángulo transmitieron el acortamiento hacia la cobertura sedimentaria, produciendo en algunas regiones un fuerte desacople entre el acortamiento del basamento y el de la cobertura.

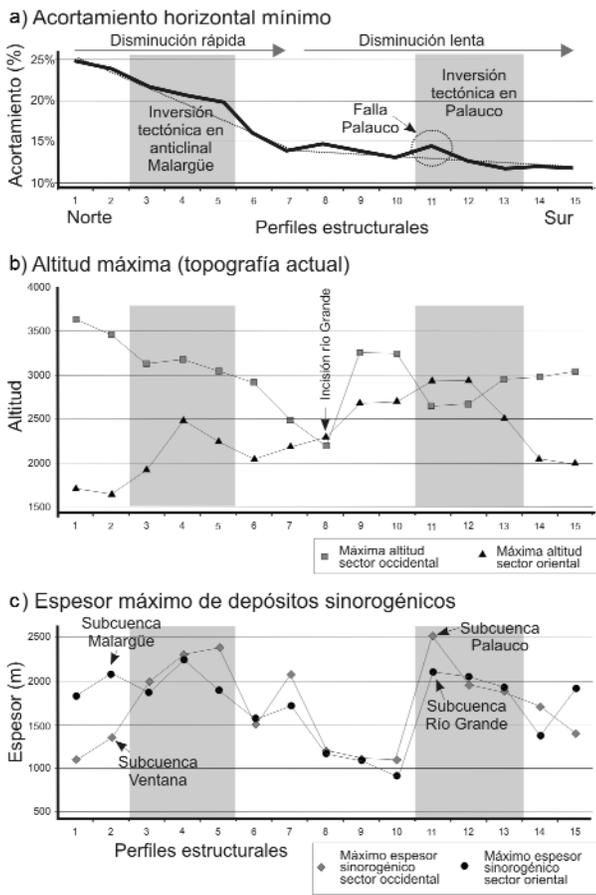
Es interesante destacar que no se observa una relación directa entre el acortamiento horizontal y los espesores de depósitos sinorogénicos (Fig. 10C). Sin embargo, los máximos espesores de las subcuencas neógenas se ubican en los sectores tanto al este como al oeste de las estructuras invertidas Malargüe y Palauco, indicando una relación directa entre la inversión de fallas previas de alto ángulo y la generación de espacio de acomodación.

### DISCUSIÓN: FACTORES QUE CONTROLAN LA CINEMÁTICA DE INTERACCIÓN ENTRE ESTRUCTURAS DE BASAMENTO Y DE COBERTURA

El estudio del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe permite ayudar a comprender los mecanismos de interacción entre la cobertura y el basamento y la distribución de acortamiento a lo largo y a lo ancho de cada estructura individual. Esta faja muestra una gran variedad de geometrías, desde plegamiento por propagación de fallas, por flexión de fallas, zonas de deformación triangular, retrocorrimientos y corrimientos paralelos a las capas. Esta gran variabilidad en la cinemática de las estructuras a lo largo de una misma faja sugiere que no son función únicamente de controles litológicos, sino también de otras variables. Diversos estudios previos han sugerido que tales variables pueden ser: 1) condiciones fisi-

a través de todas las estructuras de basamento principales, especialmente el sistema de fallas Bardas Blancas y la zona triangular Doña Juana - La Brea. Sin embargo, la disminución es rápida en el sector norte - entre los perfiles 1 y 7 -, y más lenta en el sector sur - entre los perfiles 8 y 15 (Fig. 10A). La rápida disminución en el acortamiento del sector norte se ve reflejada en la pérdida de altitud máxima del cordón occidental, donde se concentra la mayor parte del acortamiento (Fig. 10B). Esta disminución estaría también relacionada con la disminución del  $p/s$  de norte a sur. En el sector sur la relación

entre el acortamiento horizontal y la altitud máxima actual no es tan directa, aunque se observa el importante control sobre la altitud de la inversión tectónica en el sector de Palauco (Fig. 10B - perfiles 11 y 12). A este cambio en la velocidad de disminución del acortamiento de rápido a lento a partir del perfil 8 se lo puede relacionar con el cambio en la relación  $p/s$  de alto a bajo interpretado para el sistema de fallas del sector occidental (Fig. 9). Existe asimismo una importante variación en la distribución del acortamiento a lo largo de los perfiles, en sentido este-oeste. En las estructuras de basamento



**Figura 10:** Gráfico comparativo de variaciones latitudinales (perfiles 1 a 15) en el (A) porcentaje de acortamiento horizontal, (B) altitud máxima de los sectores occidental y oriental, y (C) espesor máximo de los depósitos sinorogénicos en los sectores occidental y oriental. Las zonas sombreadas grises corresponden a los segmentos donde fueron interpretadas estructuras de rift invertidas.

cas de la deformación (Gangi *et al.* 1977, Berger y Johnson 1980, Mitra y Mount 1998), 2) contraste de competencia entre las rocas de basamento y las de cobertura (Mitra y Mount 1998), 3) composición y fábrica del basamento (Mitra y Mount 1998), 4) cantidad y velocidad del deslizamiento, 5) resistencia y grado de anisotropía mecánica de la cobertura (Chester *et al.* 1991, Strayer y Hudleston 1997, Erickson *et al.* 2001, Finch *et al.* 2003, Strayer *et al.* 2004), 6) presencia o ausencia de estratos de crecimiento (Barrier 1998, Strayer *et al.* 2004), y 7) geometría de la falla de basamento (Finch *et al.* 2003).

En este trabajo fueron analizados los diversos factores que han sido postulados como controles sobre la cinemática de la deformación entre el basamento y la cobertura para el caso de la estructura de Bardas Blancas y los anticlinales Malargüe y Palauco. Las condiciones físicas de la deformación, así como el contraste de

competencia entre las rocas de basamento y las de cobertura, y la composición y fábrica del basamento son similares para todas las estructuras. Estos factores no cambian notablemente a lo largo y ancho del rumbo de las mismas, demostrando que no ejercieron un control de primer orden sobre los mecanismos de interacción entre estructuras de piel fina y de piel gruesa. De la misma manera, la presencia de importantes espesores de depósitos sinorogénicos mio-pliocenos tanto en el sector occidental como en el sector oriental de la región estudiada indica que este parámetro no controló la cinemática de las principales estructuras. Por el contrario, los espesores de depósitos habrían estado controlados por la presencia de fallas previas invertidas como fue discutido previamente. Por otro lado, la naturaleza del paquete estratigráfico mesozoico que sobreyace al basamento cristalino varía notablemente en los espesores de las unidades que lo componen (desde más

de 4 km al oeste hasta menos de 1,5 km al este). En la estructura de Bardas Blancas las capas de evaporitas y pelitas negras registran una deformación penetrativa que absorbió el desplazamiento de las fallas de basamento a través de deformación interna. Esto no se observa en el sector este, donde las capas mesozoicas son considerablemente más delgadas. De esta manera, se puede sugerir que las variaciones en los espesores de la cobertura a través del rumbo de las principales estructuras ejercen un importante control en el mecanismo de interacción entre el basamento y la cobertura.

Los tiempos de deformación de las estructuras de Bardas Blancas y Malargüe fueron acotados por Silvestro y Kraemer (2005) a partir de la edad de los depósitos sinorogénicos y su relación con dichas estructuras. Para el anticlinal Malargüe estos autores analizaron las relaciones de *onlap* del limbo frontal y propusieron que la estructura estuvo activa durante el lapso entre 7 y 1 Ma. Durante el Plioceno Tardío al Pleistoceno Temprano el pliegue fue fallado a partir del movimiento de la falla Malargüe. El período de deformación principal de la estructura Bardas Blancas ha sido acotado por estos autores entre 15,8 y 6,7 Ma. Utilizando estos intervalos de tiempo y el rechazo medido en las estructuras, calculamos la velocidad de deformación en ambas estructuras en el perfil 3 y obtuvimos valores de 0,5 y 2,2 mm/a para las estructuras Malargüe y Bardas Blancas respectivamente. Esta discrepancia en la velocidad de deformación de ambas estructuras podría ser otro factor que controló la relación fallamiento-plegamiento.

De esta manera, las variaciones en los espesores y en la anisotropía mecánica de la cobertura, junto a las variaciones en la velocidad de deformación, podrían haber controlado las variaciones en la cinemática entre las estructuras Bardas Blancas, Malargüe y Palauco. Sin embargo estos factores sólo pueden explicar variaciones a través del rumbo de dichas estructuras (variaciones oeste-este), pero no a lo largo del mismo (variaciones norte-sur). Un

tercer factor que podría haber ejercido un control importante en el estilo de deformación a lo largo del rumbo es la presencia de estructuras extensionales preexistentes, tales como las fallas Palauco y Malargüe. La falla Malargüe, interpretada como una falla preexistente de geometría lítrica, podrían haber prevenido la inversión de sus sectores superiores durante la compresión cenozoica y generado una estructura de bajo valor de  $p/s$ ; mientras que la presencia de la falla previa de Palauco habría permitido una rápida propagación de la falla generando una estructura de alto valor de  $p/s$ . En este sentido, la faja oriental restringida al sector sur, presenta claras evidencias de tratarse de un depocentro extensional cuyas fallas normales poseen un rumbo NNO a NO. Algunas de estas fallas fueron levemente reactivadas (Figs. 2 y 5), sugiriendo que podría corresponderse con un estadio inicial de las estructuras Malargüe y Palauco.

## CONCLUSIONES

El sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe puede ser dividido en tres fajas: occidental, central y oriental. La faja occidental es la que presenta los mayores porcentajes de acortamiento y regula el porcentaje de acortamiento total sumado en las tres fajas, llegando a exponer en superficie al basamento cristalino en las transectas con mayor acortamiento. El mecanismo que mejor representa a estas estructuras de basamento es el de cizalla inclinada (*inclined-shear*) con una alta relación  $p/s$  (propagación/desplazamiento), que permite un importante desacople entre el sector de máximo acortamiento del basamento y el sector de máximo acortamiento de la cobertura sedimentaria. La faja central, compuesta por los anticlinales Malargüe al norte y Palauco al sur, está controlada en algunos sectores por la inversión de estructuras previas que ejercieron un control de primer orden sobre la vergencia del sistema de fallas. El mecanismo de deformación que mejor representa a las estructuras mapeadas es el de cizalla triangular (*trishear*) con una re-

lación  $p/s$  baja, que genera un menor desacople entre el sector de mayor acortamiento en el basamento con respecto al de la cobertura. La faja oriental presenta suaves estructuras anticlinales asociadas a la leve inversión de depocentros extensivos triásicos-jurásicos, y por lo tanto podrían ser un equivalente actual de lo que fueron los estadios iniciales de deformación de la faja central durante el Mioceno. Se trata de estructuras doble-vergentes que disminuyen su grado de inversión hacia el sur y se caracterizan por el adelgazamiento y *onlap* de las secuencias sedimentarias cretácicas, señalando el borde oriental de la cuenca Neuquina.

Del análisis de las secciones realizadas se desprende que el basamento está involucrado en la deformación a partir de dos mecanismos principales: generación de corrimientos de bajo ángulo y reactivación de fallas previas de alto ángulo. Los primeros son estructuras andinas no reactivadas, de rumbo N-S a NNE, cuyo acortamiento horizontal puede llegar hasta el 78% de la longitud inicial; mientras que las segundas corresponderían a estructuras previas del rift mesozoico invertidas durante la compresión andina, de rumbo predominante NNO a NO y cuyo acortamiento en ningún caso superó el 33%.

Dentro de los controles sobre los mecanismos de interacción entre estructuras de piel fina y de piel gruesa se concluye que, para el sector de la faja estudiado han sido tres los principales: 1) las variaciones reológicas y de espesores de la cobertura mesozoica, 2) la velocidad de deformación, y 3) la presencia de estructuras previas. Dentro del primer control se observó que las fuertes anisotropías mecánicas dentro de la estratigrafía de la cobertura mesozoica, junto al importante espesor de esta cobertura, favorecieron mecanismos de tipo pliegues por flexión de falla con muy alta relación  $p/s$ . Este mismo tipo de mecanismo puede haberse favorecido con una alta velocidad de deformación de la estructura de basamento. Por el contrario, una baja velocidad favorecería un plegamiento con ciza-

lla triangular y baja relación  $p/s$ . Dentro del control de estructuras previas, éstas pueden haber ejercido dos tipos contrapuestos de controles. La presencia de estructuras previas favorece altos valores de  $p/s$  y mecanismos de tipo plegamiento por flexión de falla. Sin embargo, si la geometría de la falla es lítrica, el control puede ser inverso debido a la dificultad de reactivar la terminación superior de alto ángulo.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Repsol-YPF por el apoyo y la información brindada, y por permitir la publicación de los datos; al CONICET y a la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica, que a través de sus subsidios PIP 5843 y PICT 07-10942 ayudaron a financiar el trabajo. Se agradece especialmente las correcciones y sugerencias de los árbitros Marcelo Farías y Federico Dávila que aportaron ideas para mejorar el trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 1998. Inverse and forward numerical modeling of *trishear* fault-propagation folds. *Tectonics* 17: 640-656.
- Allmendinger, R.W., Zapata, T.R., Manceda, R. y Dzelalija, F. 2004. *Trishear* kinematic modeling of structures with examples from the Neuquén Basin, Argentina. En McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 356-371.
- 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° S). 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Actas 1: 27-30.
- Barrier, L. 1998. Relations tectonique-sédimentation en bordure de bassins compressifs intramontagneux. *Memoire de DEA Dynamique de la Croute Continentale*, Université de Rennes, 16 p.
- Berger, P. y Johnson, A.M. 1980. First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp. *Tectonophysics* 70: 9-24.

- Buddin, T.S., Kane, S.J., Williams, G.D., Egan y S.S. 1997. A sensitivity analysis of 3-dimensional restoration techniques using vertical and inclined shear constructions. *Tectonophysics* 269: 33-50.
- Bulnes, M. y McClay, K.R. 1998. Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin. *Marine and Petroleum Geology* 15: 667-687.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Universidad de Chile, Comunicaciones* 26: 1-137.
- Chester, J.S., Logan, J.M. y Spang, J.H. 1991. Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. *Geological Society of America Bulletin* 103: 1059-1072.
- Cristallini, E.O. y Allmendinger, R. 2002. Backlimb trishear: a kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology* 24: 289-295.
- Dessanti, R.N. 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Provincia de Mendoza). *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 139, 70 p.
- Dicarlo, D.J. y Cristallini, E. 2007. Estructura de la margen norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 187-199.
- Dimieri, L.V. 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19: 1419-1422.
- Dula, W.F. 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75: 1609-1625.
- Egan, S.S., Kane, S., Buddin, T.S., Williams, G.D. y Hodgetts, D. 1999. Computer modeling and visualization of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers and Geosciences* 25: 283-297.
- Erickson, G. 1996. Influence of mechanical stratigraphy on folding vs faulting. *Journal of Structural Geology* 18: 443-450.
- Erickson, G., Strayer, L.M. y Suppe, J. 2001. Initiation and reactivation of faults during movement over a thrust-fault ramp: Numerical mechanical models. *Journal of Structural Geology* 23: 11-23.
- Erslev, E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.
- Finch, E., Hardy, S. y Gawthorpe, R.L. 2003. Discrete element modeling of contractional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. *Journal of Structural Geology* 25: 515-528.
- Fortunatti, N. y Dimieri, L. 2005. La geometría del basamento en el arroyo Malo, valle del río Atuel, Mendoza, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas en CD (307).
- Gangi, A.F., Min, K.D. y Logan, J.M. 1977. Experimental folding of rocks under confining pressure: Part IV - Theoretical analysis of faulted drape-folds. *Tectonophysics* 42: 227-260.
- Giambiagi, L., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A. 2003. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- 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: 661-671.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García V. y Clark, A. 2008a. Temporal and spatial relationship between 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): 520-533.
- Giampaoli, P., Dajczgewand, D.M. y Dzelalija, F. 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, Cuenca Neuquina Surmendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 168-173.
- Giampaoli, P., Ramirez, J.L. y Gait, M.A. 2005. Estilos de entrapamiento en la faja plegada y fallada de Malargüe. 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata): 121-140.
- Groeber, P. 1937. Mapa Geológico de la Hoja 30c (Puntilla de Huicán) del mapa Geológico General de la República Argentina. Dirección Nacional de Minería y Geología.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 579-592.
- Gulisano, C. y Gutierrez Pleimling, A. 1994. Field trip guidebook, Neuquina Basin, Mendoza Province. 4° International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Asociación Geológica Argentina, 103 p.
- Hardy, S. y Ford, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault-propagation folding. *Tectonics* 16: 841-854.
- Kane, S.J., Williams, G.D., Buddin, T.S., Egan, S.S. y Hodgetts, D. 1997. Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention Official Program: A58.*
- 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.
- Kozłowski, E. 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, Provincia de Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 381-395.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manceda, R. 1989. Informe geológico zona Malargüe Occidental. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- Kozłowski, E., Cruz, C., Condat, P. y Manceda, R. 1990. Modelo estructural para el zócalo de la cuenca Neuquina, Mendoza, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 27-30.
- 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 Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 235-256.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 12: 429-450.
- Legarreta, L., Kokogian, D. y Boggetti, D. 1985. Informe Sierra de Palauco. Estratigrafía. Provincia de Mendoza. YPF, (inédito), Buenos Aires.
- 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., Welsink, H.J. (eds): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Manceda, R., Bolatti, N.D. y Manoni, R. 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas. Boletín de Informaciones Petroleras 9(31), 32-103.
- McClay, K.R. 1989. Analogue models of inversion tectonics. En Cooper, M. E., Williams, G. D. (eds.): Inversion tectonics, Geological Society, Special Publication 44: 41-59, London.
- Mingramm, A., González Segura, J. y Nocioni, A. 1993. Foldbelt tectonics of the Malargüe area central west Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 179-187.
- Mitra, S. y Mount, van S. 1998. Foreland basement-involved structures. American Association of Petroleum Geologists 82: 70-109.
- 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.
- Nocioni, A.D. 1996. Estudio estructural de la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 2: 353-372.
- Pereira, D.M. y Broens, S. 2005. La deformación andina a la latitud del río Diamante, provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 101-106.
- Ploszkiewicz, V. 1988. Propuesta de perforación del pozo YPF. MdN.CDJx-1 (Cerro Doña Juana). YPF, (inédito), 12 p., Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, V. 2002. El sobrecorrimiento plegado del anticlinal Malargüe, Cuenca Neuquina, Provincia de Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 220-222.
- Ramos, V.A. 2002. La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate). Actas 2: 166-167.
- Rojas, L. y Radic, J.P. 2002. Estilos de deformación del basamento y de la cobertura sedimentaria en la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 224-229.
- Sanderson, D.J. 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets; a review. Tectonophysics 88: 201-233.
- Silvestro, J. y Kraemer, P. 2005. Evolución tectosedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35°30'S. Faja Plegada de Malargüe. República Argentina. 6° Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), CD.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35° y 36°S, Malargüe. Revista Asociación Geológica Argentina 60: 627-643.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 Mys: implications for mountain building in the central Andean region, Journal of South American Earth Sciences 11: 211-215.
- Stipanovic, P.N. 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 4(3): 217-234.
- Strayer, L.M. y Hudleston, P.J. 1997. Numerical modeling of fold initiation at thrust ramps. Journal of Structural Geology 19: 551-566.
- Strayer, L.M., Erickson, S.G. y Suppe, J. 2004. Influence of growth strata on the evolution of fault-related folds: distinct-element models. En McClay, K.R. (ed.) Thrust Tectonics and hydrocarbon systems, American Association of Petroleum Geologists Memoir 82: 413-437.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geologicae Helveticae 83: 409-454.
- Turienzo, M., Dimieri, L. y Ponce, F. 2005. Descripción e interpretación de las estructuras asociadas al alto de basamento del río Blanco, perfil Arroyo Tordillo-Los Toscales, Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 47-52.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. Revista Brasileira de Geociencias 18(2): 172-190.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Boletín 151. Servicio Geológico Nacional, 83 p., Buenos Aires.
- White, N.J., Jackson, J.A. y McKenzie, D.P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. Journal of Structural Geology 8: 897-909.
- Withjack, M.O. y Peterson, E.T. 1993. Prediction of normal-fault geometries: a sensitivity analysis. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 77: 1860-1873.
- Xiao, H. y Suppe, J. 1992. Origin of rollover. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 76: 509-529.
- Yagupsky, D., Cristallini, E., Zamora Valcarce, G. y Varadé, R. 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina 62: 124-138.
- Yagupsky, D., Cristallini, E., 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.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén basin. En McClay, K. (ed.): Thrust Tectonics 99 (London): 122-124.
- Zehnder, A.T. y Allmendinger, R.W. 2000. Velocity field for the trishear model. Journal of Structural Geology 22: 1009-1014.

Recibido: 16 de abril, 2009

Aceptado: 11 de septiembre, 2009