

ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DE LAS NACIENTES DEL RÍO BORBOLLÓN, ALTO RÍO DIAMANTE, PROVINCIA DE MENDOZA

José F. MESCUA^{1,2} y Víctor A. RAMOS²

¹ IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Parque General San Martín, Mendoza. Email: jmescua@lab.cricyt.edu.ar

² Laboratorio de Tectónica Andina, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - CONICET.

RESUMEN

Se presentan los resultados de un relevamiento geológico de detalle de las nacientes del río Borbollón, en la Cordillera Principal mendocina. El registro estratigráfico de la zona abarca una sucesión sedimentaria jurásico-cretácica temprana, los productos de la actividad ígnea neógena y depósitos cuaternarios. El trabajo de campo permitió reconocer por primera vez las Formaciones Tres Esquinas y La Manga de edad jurásica en el área de estudio. Se describen también las principales estructuras geológicas del área, y se realiza una interpretación basada en los datos obtenidos y en trabajos previos. Una sección estructural balanceada a escala regional de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 34°15' muestra el estilo estructural y la magnitud del acortamiento orogénico en esta región de los Andes.

Palabras clave: *Depósitos jurásicos, Cuenca Neuquina, Andes, Faja plegada y corrida de Malargüe, Estructura, Argentina.*

ABSTRACT: *Stratigraphy and Structure of the Río Borbollón area, Mendoza.* Results of a detailed geologic survey of the Río Borbollón area, located in the Cordillera Principal of the province of Mendoza are presented. The stratigraphic record of the area corresponds to a Jurassic-early Cretaceous sedimentary succession, the products of Neogene igneous activity and Quaternary deposits. The Tres Esquinas and La Manga Formations of Jurassic age were recognized for the first time in the study area. The main structural features of the area are described and interpreted based on the obtained data and previous works. A balanced structural cross section of the Malargüe fold and thrust belt at 34°15'S depicts the structural style and the amount of orogenic shortening in this region of the Andes.

Keywords: *Jurassic deposits, Neuquén Basin, Andes, Malargüe fold and thrust belt, structure, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo presenta el relevamiento geológico de un sector de la Cordillera Principal en la provincia de Mendoza que se encontraba prácticamente inexplorado desde el punto de vista geológico debido a su aislamiento y difícil acceso. El área de estudio se encuentra en el sector centro-oeste de la provincia de Mendoza (Fig. 1) y está enmarcada por los paralelos 34°15' y 34°30'S y los meridianos 69°50' y 70°O.

Durante el relevamiento se identificaron unidades que no eran conocidas en el área (las Formaciones La Manga y Tres Esquinas, y el Granito Borbollón). Por otro lado, el mapeo detallado de las estructuras aflorantes en combinación con los datos de Broens y Pereira (2005) permitió confeccionar una sección estructural balan-

ceada a escala regional de la faja plegada y corrida de Malargüe (Fig. 5), generándose un modelo de la evolución estructural de la faja plegada y corrida a la latitud del área de estudio.

Antecedentes

Entre los estudios previos de carácter regional que incluyeron parte del área se encuentran los trabajos pioneros de Gerth (1925, 1931), Kittl (1944) y Groeber (1947). Posteriormente Legarreta *et al.* (1993) describieron la estratigrafía de los depósitos mesozoicos; Kozłowski *et al.* (1993) la estructura y Ramos (1993) la evolución tectónica a escala regional de la provincia de Mendoza. Sruoga *et al.* (2002) realizaron la Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo a escala 1: 250.000, que incluye el área de estudio. Por último, diversas investigaciones del Laboratorio de Tectónica Andina

de la Universidad de Buenos Aires analizaron la evolución estructural de la faja plegada y corrida de Malargüe en secciones cercanas a la latitud del área estudiada (Broens y Pereira 2005, Giambiagi *et al.* 2005b y c, Kim *et al.* 2005, Fuentes y Ramos 2008, entre otros).

A pesar de estos estudios regionales las características del área estudiada permanecían desconocidas, en especial por las dificultades de acceso que presentan los diferentes cruces del río Borbollón a estas latitudes.

MARCO TECTÓNICO

El área de estudio se encuentra en el extremo norte de zona de subducción normal sur (33°-40°S Lat.) de los Andes centrales (Jordan *et al.* 1983). En este sector, en el cual la placa de Nazca se subduce

con un ángulo de entre 35° y 40° (Campos *et al.* 2002), existe un arco magmático activo desarrollado sobre el sector chileno de la Cordillera Principal, y la deformación en el antepaís se limita al incipiente levantamiento del bloque de San Rafael (Ramos 1999). Se ha propuesto que en tiempos miocenos, la subducción en este segmento era subhorizontal (Kay 2002, Ramos y Folguera 2005), lo que estaría evidenciado por la presencia de un volcanismo con afinidad de arco en las sierras Chorreada (Bermúdez *et al.* 1993) y de Chachahuén (Kay 2002), a más de 500 km de la trinchera oceánica. Según Kay (2002), Ramos y Folguera (2005) y Ramos y Kay (2006), el posterior empinamiento de la placa habría provocado un período de extensión en el retroarco acompañado de la efusión de los basaltos plio-cuaternarios de la provincia basáltica andino cuyana (Bermúdez *et al.* 1993), debido a la fusión del manto hidratado (Folguera *et al.* 2009). Posteriormente se habría restablecido el régimen compresional que rige en la actualidad.

ESTRATIGRAFÍA DEL AREA DE ESTUDIO

El registro estratigráfico del área de estudio puede dividirse en tres secciones. La primera corresponde a una sucesión sedimentaria mesozoica, la segunda a los productos de la actividad ígnea terciaria y la tercera a los depósitos cuaternarios (Fig. 2). La sucesión mesozoica abarca el Jurásico medio a Cretácico inferior, y se encuentra integrada por unidades típicas del sector surmendocino de la cuenca Neuquina: las Formaciones Tres Esquinas, La Manga, Auquilco, Tordillo, Vaca Muerta y Agrío. Durante el Terciario, el arco volcánico andino se estableció en la región. Debido a éste la sucesión mesozoica se encuentra intruida por diques, filones capa y un cuerpo plutónico de composición granítica, y cubierta por brechas volcánicas y piroclásticas emitidas por los centros volcánicos Listado, Bayo y Paredón. Los depósitos cuaternarios corresponden a depósitos glaciares, depósi-

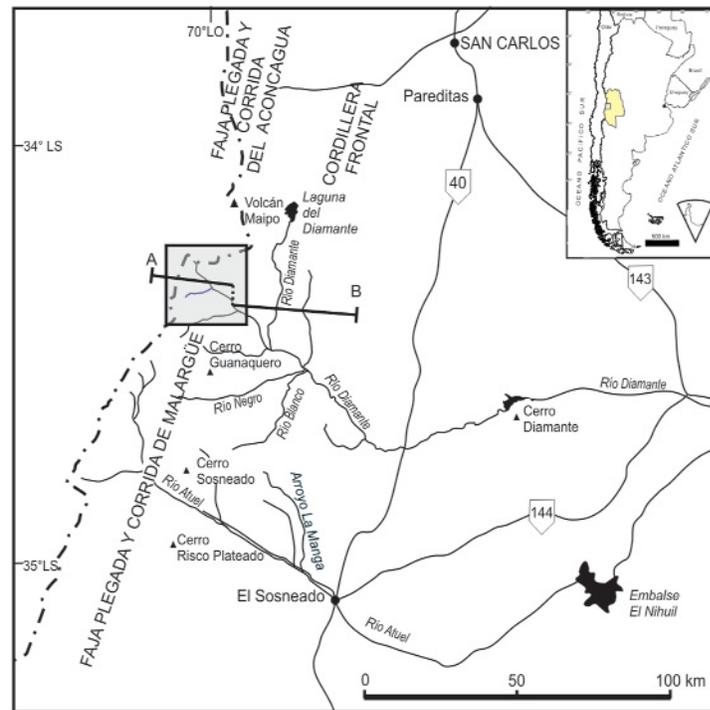


Figura 1: Mapa de ubicación. La línea A-B muestra la ubicación de la sección estructural (Fig. 5).

tos glaci-fluviales aterrazados, depósitos de remoción en masa, y depósitos coluviales y aluviales recientes.

Depósitos mesozoicos

La Formación Tres Esquinas (Stipanovic 1969) presenta una distribución areal muy restringida en la zona de estudio. Sólo aflora en un gran anticlinal desarrollado al oeste del arroyo Bayo. Los afloramientos en la margen norte del río Borbollón corresponden a una sucesión de pelitas negras laminadas, en bancos centimétricos, muy silicificadas, con motas de color claro. Su base se encuentra cubierta, y el espesor aflorante es de aproximadamente 30 metros. Atribuimos estos afloramientos a la Formación Tres Esquinas debido a su posición estratigráfica y litología. Su depositación habría tenido lugar en un ambiente marino, en posiciones de plataforma externa o de centro de cuenca (Legarreta y Uliana 1999). Si bien la Formación Tres Esquinas abarca el Sinemuriano a Calloviano temprano (Legarreta y Uliana 1999), los afloramientos del área de estudio representan sólo la sección superior de esta unidad. Se correlacionarían por su proximidad geográfica con los afloramientos de la equivalente

Formación Nieves Negras descritos por Charrier *et al.* (2002) en la vertiente occidental de la cordillera, de edad calloviana temprana indicada por la presencia de *Eurycephalites* sp. cf. *E. vergarensis* de la Zona Estándar *Vergarensis* (Riccardi *et al.* 1991). La Formación La Manga (Stipanovic 1965) presenta una distribución semejante a la de la Formación Tres Esquinas, aflorando en el anticlinal al oeste del arroyo Bayo. Se trata de una sucesión de unos 60 m de espesor, integrada por calizas masivas de color gris con intercalaciones minoritarias de pelitas negras, que se dispone en forma concordante sobre la Formación Tres Esquinas. Se encontraron restos fósiles mal preservados como moldes de amonites y bivalvos. Su ambiente deposicional corresponde a una rampa carbonática, caracterizada como de energía alta a moderada (Varadé *et al.* 1998). Es asignada al Calloviano debido a su contenido fosilífero con representantes de las Zonas de *Plicatilis* y *Cordatium* (*Peltoceras*) determinado en las localidades de Arroyo La Manga, Vega de la Veranada y Sierra de Reyes (Stipanovic 1965, Stipanovic *et al.* 1976). La Formación Auquilco (Stipanovic 1965) constituye una de las unidades mesozoicas mejor desarrolladas en el ámbito de la

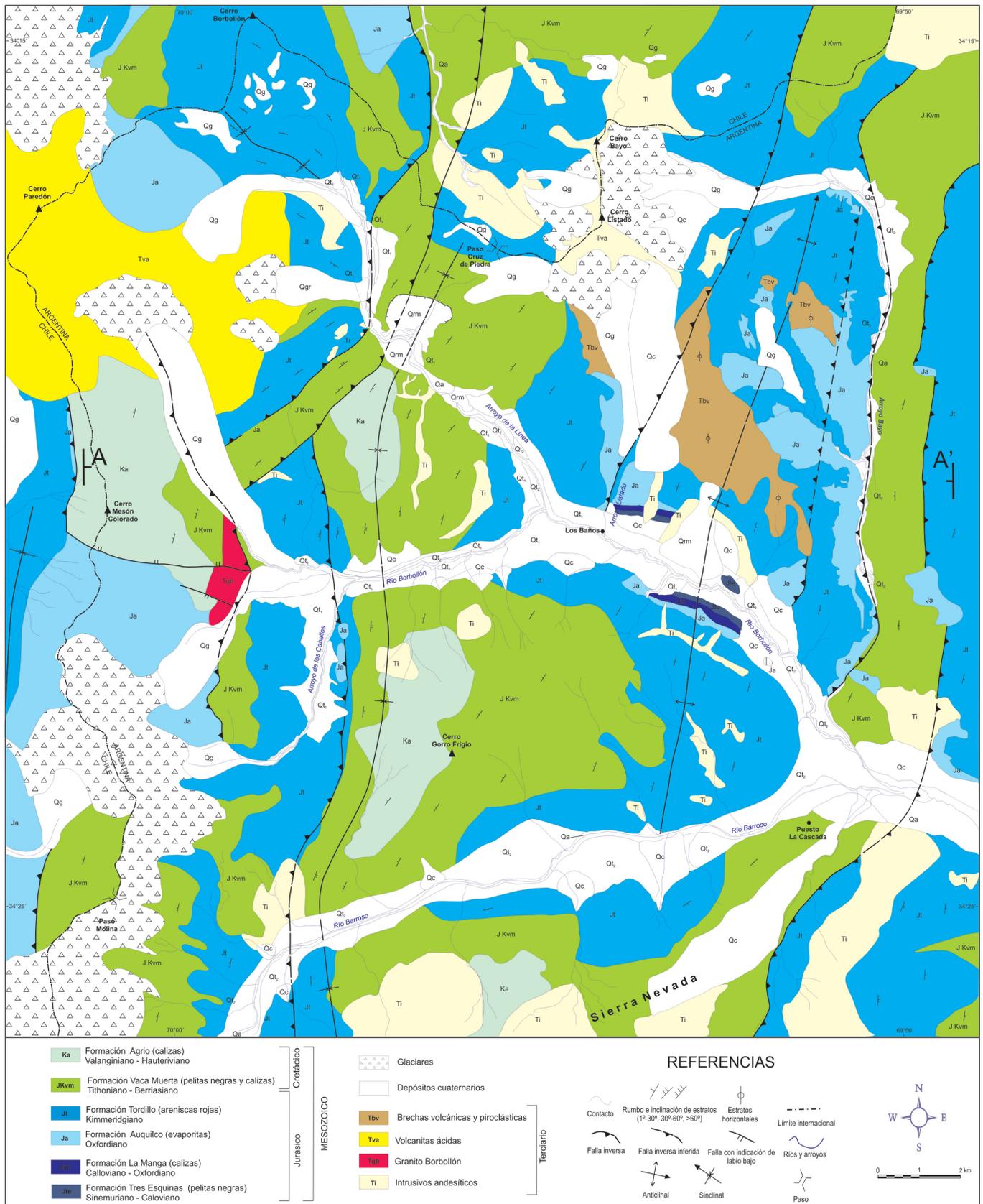


Figura 2: Mapa geológico. A-A' indica la traza de la sección estructural que cruza el área de estudio.

Cordillera Principal mendocina. Se encuentra ampliamente distribuida en la zona de estudio, mostrando un alto grado de perturbación tectónica por su comportamiento dúctil lo que dificulta la determinación de su espesor. Se la encuentra en franjas submeridianales que marcan las estructuras principales y como diapiros de yeso en los sectores donde tuvo mayor deformación frente a la compresión. Junto con las demás unidades jurásicas forma parte del anticlinal del arroyo Bayo. Su litología corresponde a yeso y anhidrita laminados en bancos de espesores centimétricos de colores gris y blanco (facies de "varve evaporítico" según Legarreta y Uliana 1999), depositados en una cuenca restringida de índole hipersalina. Marca un evento regional de desecación de la cuenca. Se le asigna una edad oxfordiana superior (Stipanovic 1965). La Formación Tordillo (Stipanovic 1969) se encuentra distribuida homogéneamente en la zona de estudio, siendo una de las unidades con mayor representación areal. Sobreyace en forma paraconcordante a la Formación Auquilco. Conforman una sucesión predominantemente arenosa de 1.060 metros de espesor, medidos en la margen sur del río Borbollón. Se compone mayoritariamente de areniscas medias a finas de color morado con estructuras de corriente, intercaladas con areniscas gruesas y pelitas del mismo color y areniscas de color amarillo. Hacia el tope de la sucesión se encuentran areniscas finas de color negro, que predominan sobre las areniscas moradas inmediatamente por debajo del pasaje abrupto a las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. El ambiente de depositación de esta unidad en el área de estudio se interpreta como un sistema fluvial entrelazado distal. Un análisis de procedencia de las areniscas de esta unidad demostró que la Formación Tordillo recibió el aporte clástico desde ambos márgenes de la cuenca (Mescua *et al.* 2008). Debido a la ausencia de fósiles, se asigna una edad kimeridgiana a esta unidad sobre la base de sus relaciones estratigráficas. La Formación Vaca Muerta (Weaver 1931)

se encuentra ampliamente representada en la zona de estudio, con una distribución semejante a la de la Formación Tordillo, a la que cubre en forma concordante. Su sección basal se encuentra integrada por pelitas negras laminadas con concreciones discoidales de hasta 1 m de diámetro. Son escasas las intercalaciones de calizas, que gradualmente pasan a predominar en la sección superior de la unidad. El espesor total registrado es de 460 m. Estos depósitos representan la facies interna de Legarreta *et al.* (1993), y documentan el retorno a un contexto deposicional de cuenca marina con fondo euxínico (Legarreta y Uliana 1999). El material fósil recolectado fue determinado por la Dra. Beatriz Aguirre-Urreta (amonites) y el Dr. Darío Lazo (bivalvos). Se reconocieron:

- Bivalvos de la Familia *Buchidae*.
- Amonites:
 - Choicensisphinctes choicensis*. Tithoniano inferior: Zona de *Virgatospinctes mendocanus*. Especímenes de la Familia *Perisphinctidae*.
 - Pseudolisoceras zitteli*. Tithoniano inferior a medio: Zona de *Pseudolisoceras zitteli*.
 - Aulacosphinctes* sp. Tithoniano medio: Zona de *Aulacosphinctes proximus*?
 - Substeuroceras koenei*. Tithoniano superior: Zona de *Substeuroceras koenei*.

La edad de la Formación Vaca Muerta determinada sobre la base de su contenido fosilífero es tithoniana a berriasiana. La Formación Agrio (Weaver 1931) se encuentra en el sector central de la zona de estudio y en la zona del límite internacional. Se dispone en forma concordante sobre la Formación Vaca Muerta. Está compuesta por calizas de color gris claro, masivo, intercaladas con pelitas gris oscuras. El espesor parcial registrado en la margen sur del río Borbollón es de 35 metros. En el Cordón del Límite presenta un espesor de varios cientos de metros, aunque no puede descartarse que se encuentre engrosada por repeticiones tectónicas. Su contenido fosilífero consiste en impresiones de amonites indeterminados y bivalvos (*Ostrea* sp.). Según Legarreta *et al.* (1993), la asociación de calizas micríticas y pelitas oscuras encontrada en

esta unidad indica un ambiente de depositación marino de aguas calmas y profundas, variando desde plataforma profunda hasta talud. La edad de la Formación Agrio ha sido acotada en base a su contenido fosilífero entre el Valanginiense superior y el Barremiano inferior en el sector más oriental de la cuenca (Aguirre-Urreta y Rawson 1997).

Magmatismo cenozoico

En el sector limítrofe de las nacientes del río Borbollón se encuentra un cuerpo plutónico intruyendo a la sucesión mesozoica, que ha sido denominado Granito Borbollón (Mescua 2006). Corresponde a una roca de color rosado claro con textura granosa fina. Al microscopio se observó que se encuentra compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, y biotita. Presenta xenolitos aparentemente dioríticos de pocos centímetros de diámetro. Sobre la base de sus relaciones estratigráficas, puede establecerse que el Granito Borbollón es posterior a la Formación Agrio, a la cual intruye. Varios autores (Kurtz *et al.* 1997, Maksaeve *et al.* 2003) han reconocido y datado cuerpos plutónicos similares en la vertiente occidental de la cordillera, obteniendo edades que varían entre los 21 y los 8,4 Ma. Por otro lado, en la región del paso de Nieves Negras (33°50'S), se ha datado un intrusivo en 3,4 Ma (Granito Arroyo Colina, Ramos *et al.* 1997). Por correlación con estos eventos magmáticos, la edad del Granito Borbollón puede ser estimada como pliocena.

Diques y filones capa andesíticos son muy abundantes en la región estudiada; frecuentemente intruyendo a la sucesión mesozoica. Debido a la falta de dataciones y la ausencia de relaciones estratigráficas que delimiten con precisión el momento de intrusión se ha preferido no asignarlas a una unidad formal. Corresponden a una roca de color gris, en ocasiones alterada a colores castaños, con textura porfírica. Se observan a simple vista abundantes fenocristales de plagioclasa de hasta unos pocos milímetros. Al microscopio se observó una textura por-

fírica seriada, con fenocristales de plagioclasa (labradorita-andesina), hornblenda, biotita y feldespatos potásico. La pasta se compone de los mismos minerales; en una de las muestras se observó además una pequeña cantidad de cuarzo. Como en el caso del Granito Borbollón, la edad de estos cuerpos intrusivos queda acotada por sus relaciones estratigráficas. Son posteriores a la Formación Agrio, a la cual intruyen. Parte de estos cuerpos son afectados por la estructuración del área, ocurrida probablemente en el Mioceno medio a superior. Otros parecen haber aprovechado las estructuras para su intrusión por lo que serían sin-tectónicos. Se les asigna en consecuencia una edad miocena.

En los centros efusivos del área de estudio, ubicados en las cumbres de los cerros Listado-Bayo y Paredón, puede observarse una roca volcánica estratificada, muy alterada. Entre los arroyos Bayo y de la Línea se encuentra un manto ígneo de disposición subhorizontal, proveniente del centro volcánico de los cerros Listado y Bayo, que fluyó hacia el sur y el este cubriendo el relieve previo hasta una cota de 3.800 m en la margen norte del río Borbollón. La sección basal de este manto está compuesta por piroclastitas de color amarillo claro. Por sobre éstas se encuentra una brecha volcánica de unos 150 m de espesor, compuesta por grandes bloques subredondeados de andesita color castaño de entre 0,3 y 2 m, unidos por una matriz también andesítica. Las volcanitas del cerro Listado fueron asignadas por Kittl (1944) al Plioceno. Tanto los centros volcánicos, así como la unidad coetánea de brechas volcánicas y piroclásticas, se encuentran parcialmente desmantelados por la acción erosiva de los glaciares. Su actividad fue, por lo tanto, anterior al retiro de los glaciares en el área de estudio. Teniendo en cuenta además la disposición horizontal de las brechas volcánicas y piroclásticas, la actividad de estos centros volcánicos puede definirse como postectónica. Ramos *et al.* (1997) presentaron una datación K/Ar de 3,5 Ma de una riolita postectónica en

la región del paso de Nieves Negras, que podría correlacionarse con las encontradas en el área de estudio. Por lo tanto se asigna una edad pliocena a estas volcanitas, de manera coincidente con la propuesta de Kittl (1944).

ESTRUCTURA

Marco estructural regional: la transición entre las fajas plegadas y corridas de Malargüe y Aconcagua

La zona de estudio se encuentra en el extremo norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, en un sector que ya forma parte de la transición a la faja plegada y corrida del Aconcagua.

La faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993) abarca el segmento austral de la Cordillera Principal en la provincia de Mendoza. Ha sido interpretada tradicionalmente como una faja de piel gruesa (Kozłowski *et al.* 1993, Manceda y Figueroa 1995), caracterizada por la participación en la deformación de bloques del basamento correspondiente al Grupo Choiyoi, como puede observarse al sur del río Salado (35°S). Allí el basamento está involucrado en la deformación en toda la faja plegada y corrida.

Por el contrario, a la latitud del área de estudio pueden reconocerse tres sectores con diferente comportamiento estructural (Kozłowski *et al.* 1993, Ramos 2002). Los sectores externo y medio se encuentran al este del área de estudio. Conforman una faja de deformación epidérmica con despegue dentro de la sucesión mesozoica (Kozłowski *et al.* 1993, Ramos 2002, Broens y Pereira 2005). El sector interno, que incluye el área de estudio, se extiende al oeste del puesto El Chacayal (69°46' LO). Las estructuras son amplias allí y se encuentran limitadas por fallas inversas; son frecuentes las estructuras transversales. Esto sugiere una activa participación del basamento en la deformación, a pesar de la ausencia de afloramientos del basamento de las secuencias jurásicas (Kozłowski *et al.* 1993). Posteriormente fue interpretado como una zona de inversión tectónica (Ramos 2002), relacio-

nada a la inversión de las fallas directas del episodio extensional que tuvo lugar durante el Jurásico.

La edad de la deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe fue establecida, al sudeste del área de estudio, a partir de la relación entre las estructuras y la edad de los depósitos sinorogénicos y dataciones de volcanitas sin-tectónicas y postectónicas (Baldauf 1997, Giambiagi *et al.* 2005c). Se determinó que los corrimientos de piel fina del sector oriental se generaron entre 15 y 7 Ma y la reactivación de fallas de basamento en el sector occidental ocurrió entre 14 y 7 Ma (Giambiagi *et al.* 2005b).

En cuanto a la faja plegada y corrida del Aconcagua, cabe mencionar que si bien fue tradicionalmente interpretada como un clásico ejemplo de faja plegada y corrida de piel fina (Ramos 1988, Kozłowski *et al.* 1993, Cegarra y Ramos 1996), en los últimos años se ha encontrado en su sector austral evidencia creciente de la participación de basamento y de la influencia de estructuras pre-existentes (Godoy 1993, 1998, Ramos *et al.* 1997, Giambiagi *et al.* 2003, 2005b). De manera semejante a lo descrito para el extremo norte de la faja plegada y corrida de Malargüe, Giambiagi *et al.* (2003) identifican a la latitud de 33°35' S un dominio occidental con deformación de piel gruesa, mientras que inmediatamente al este del límite internacional argentino-chileno el estilo de la deformación cambia a piel fina. Por lo tanto, puede observarse un sector transicional entre las fajas plegadas y corridas Aconcagua de piel fina, al norte, y Malargüe de piel gruesa, al sur, dentro del cual se encuentra el área de estudio. La transición presenta características mixtas, con deformación de piel fina al este y de piel gruesa al oeste.

Límite oriental de la zona de estudio: la falla Río Borbollón

La zona de estudio se encuentra en su totalidad dentro del sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe. El límite oriental de este sector a la latitud del área de estudio corresponde a la falla llamada

Río Borbollón por Zubiri (2002), que atraviesa el Cordón del Eje, inmediatamente al este del límite oriental de la zona de estudio. Esta falla es interpretada como la continuación hacia el norte de la falla de Malargüe, que levanta el Grupo Choiyoi involucrándolo en la deformación en el sur de Mendoza (Fuentes y Ramos 2008). Kim *et al.* (2005) proponen continuar hacia el norte la falla de Malargüe hasta la latitud del río Negro (34° 30' S). La falla Río Borbollón coincide además con el lineamiento Borbollón-La Manga, propuesto por Giambiagi *et al.* (2005b, 2008) como la falla maestra del depocentro Atuel del rift jurásico temprano. De esta manera, el cambio de estilo estructural en la deformación cenozoica al este de la falla se explicaría por la ausencia de depósitos y estructuras relacionadas con el rift. A la latitud de la zona de estudio, el cambio en estilo estructural a ambos lados de esta falla puede reconocerse debido a que al este se encuentran expuestas unidades que suprayacen a la Formación Vaca Muerta, afectadas por estructuras epidérmicas (Zubiri 2002, Broens y Pereira 2005), mientras que al oeste afloran depósitos más antiguos en estructuras amplias que sugieren la participación de bloques del basamento en profundidad. Asimismo puede observarse una mayor elevación topográfica del sector interno respecto a los sectores medio y externo.

Interpretación estructural de la comarca

La figura 3 muestra las principales estructuras relevadas en el área de estudio. Dentro de estas estructuras pueden reconocerse dos tipos. Por un lado se encuentran estructuras cuyas características sugieren una participación del basamento en la deformación. Por otro lado se encuentran estructuras que muestran un nivel de despegue dentro de la sucesión sedimentaria mesozoica.

Un ejemplo del primer tipo es el anticlinal del arroyo Bayo. Esta estructura corresponde a un suave pliegue de gran longitud de onda (~5km), con eje de rumbo NNE. En el núcleo del anticlinal se encuentran las rocas más antiguas de la

zona de estudio (Formaciones Tres Esquinas y La Manga). Tanto su flanco este como el oeste se encuentran interrumpidos por corrimientos con despegue en el yeso de la Formación Auquilco al norte del río Borbollón. Entre el Borbollón y el Barroso, su flanco este alcanza inclinaciones máximas de 25°, mientras que el flanco oeste presenta inclinaciones de entre 20° y 30°. La presencia en su núcleo de rocas pre-Auquilco impide pensar que el anticlinal del arroyo Bayo sea un pliegue por despegue a partir de esta formación, como fueron interpretadas las estructuras encontradas al sur y sudeste del área del estudio (Zubiri 2002, Fuentes y Ramos 2008). Por lo mencionado, se infiere que la falla Arroyo Bayo, ubicada al este del anticlinal, es una falla directa del rift jurásico que fue reactivada durante la orogenia andina como falla inversa.

El flanco occidental del anticlinal del arroyo Bayo al norte del Río Borbollón se encuentra afectado por la falla Los Baños. Este corrimiento con despegue en la Formación Auquilco se desarrolla a lo largo del valle glaciario que ocupa el arroyo Listado, continuando hacia el norte con rumbo NNE. Hacia el sur, la falla desaparece al llegar al río Borbollón en Los Baños, donde los fluidos que circulan por la zona de falla salen a la superficie formando un manantial de aguas termales con abundante precipitación de carbonato de calcio. En el arroyo Listado la falla pone en contacto a las Formaciones Auquilco y Tordillo con las unidades jurásicas que forman el anticlinal del arroyo Bayo, mientras que al norte, en territorio chileno, monta la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta. La falla Los Baños demuestra que la deformación de piel fina también tuvo lugar en el sector interno de la faja plegada y corrida, donde la deformación de piel gruesa fue el proceso principal en la estructuración ándica.

La falla de alto ángulo Arroyo de los Caballos (Figs. 4 a, b), ubicada al oeste de las anteriores estructuras, también es interpretada en este trabajo como una falla normal jurásica invertida. Cruza toda la

zona de estudio en sentido norte, montando la Formación Auquilco sobre las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Agrio. Nuevamente como en el caso de la falla Arroyo Bayo, la fluencia plástica del yeso genera diapiros y hace que la Formación Tordillo se encuentre en contacto con el labio bajo en gran parte de la traza de falla. Al este de la falla se observa un sinclinal de arrastre que afecta en superficie a las formaciones Vaca Muerta y Agrio (Fig. 4 a).

Entre las nacientes del río Borbollón y las del arroyo de la Línea, la falla del arroyo de los Caballos se encuentra interrumpida por dos corrimientos de rumbo NE (Fig. 4 c). De estos dos corrimientos, el que se encuentra al sur presenta un nivel de despegue dentro de las pelitas de la Formación Vaca Muerta, mostrando en el sector occidental una relación *younger-over-older* al montar esta formación sobre la Formación Tordillo. Asociado a este corrimiento se encuentra un sinclinal en el labio bajo. El corrimiento ubicado al norte tiene un despegue ubicado a mayor profundidad, en el yeso de la Formación Auquilco. Estas estructuras son interpretadas como corrimientos fuera de secuencia debido a su relación de corte con la falla del arroyo de los Caballos.

Un nuevo corrimiento fuera de secuencia, éste con rumbo norte, se encuentra al pie del Cordón del Límite (Fig. 4 d). Levanta a la Formación Vaca Muerta y al Granito Borbollón, que intruye la sucesión mesozoica, sobre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta. En el sector sur de la zona de estudio y en la vertiente chilena de la cordillera, puede observarse que esta deformación involucra un nivel de despegue más profundo ubicado en la Formación Auquilco.

Sección estructural

La figura 5 presenta una sección estructural balanceada de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud de la zona de estudio (34°15' LS). La sección fue construida a partir de datos de superficie, ya que no se cuenta con información de subsuelo para el área de estudio. Está ba-

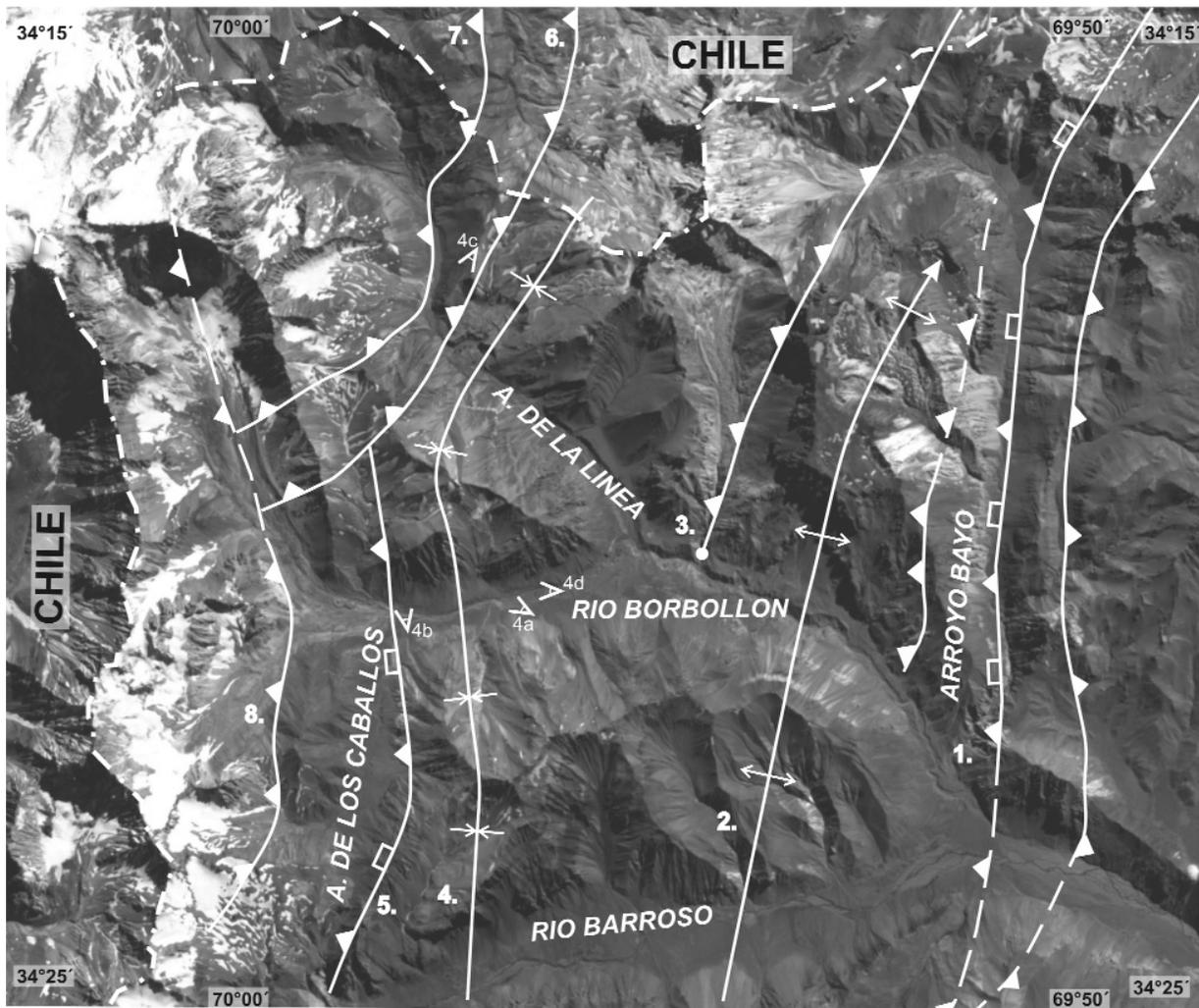


Figura 3: Principales estructuras de la zona de estudio. 1. Falla Arroyo Bayo; 2. Anticlinal Arroyo Bayo; 3. Falla Los Baños; 4. Sinclinal de arrastre de la falla Arroyo de los Caballos; 5. Falla Arroyo de los Caballos; 6, 7, 8. Corrimientos fuera de secuencia. Se muestra la ubicación de las fotos de la figura 4.

sada en el relevamiento de campo del sector interno, y en el mapeo realizado por Broens y Pereira (2005) para los sectores medio y externo. Se utilizaron los principios de construcción indicados por Dahlstrom (1969) y Marshak y Woodward (1989). En el sector de piel fina se utilizaron los modelos cinemáticos de Suppe (1983), Suppe y Medwedeff (1990) y Suppe *et al.* (2004).

Se utilizaron dos niveles de despegue para la deformación de piel fina. En el sector interno el despegue tuvo lugar en las evaporitas de la Formación Auquilco, mientras que en el sector externo el despegue se habría desarrollado en las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta. De acuerdo al modelo presentado, la deformación de piel fina tendría lugar en

una primera etapa, seguida por la reactivación de las fallas normales mesozoicas en el sector interno.

La traza de la sección es equivalente a la de una de las secciones presentadas por Kozłowski *et al.* (1993). La principal diferencia entre ambas se encuentra en el sector interno de la faja plegada y corrida. Nuestro modelo involucra el basamento a partir de la reactivación compresiva de las fallas extensionales jurásicas de alto ángulo, mientras que el de Kozłowski *et al.* (1993) lo hacía mediante corrimientos de bajo ángulo.

El acortamiento mínimo obtenido para la cobertura es de 16,5 km, correspondiente al 31%. Este valor es semejante al obtenido por otros autores en secciones cercanas al área de estudio (Kozłowski *et*

al. 1993, Turienzo y Dimieri 2008), y coherente con la tendencia de disminución del acortamiento de norte a sur a lo largo de la faja plegada y corrida de Malargüe. De acuerdo al modelo estructural que presentamos, el basamento presenta un acortamiento estimado de sólo 2 km, equivalente al 7%.

DISCUSIÓN

Durante buena parte del Mesozoico, la región de estudio estuvo sometida a una tectónica extensional, que habría tenido lugar hasta el Jurásico tardío (Mescua *et al.* 2008). Posteriormente, desde el Cretácico superior se observa el comienzo de una etapa de tectónica compresiva en varios sectores de los Andes (Mpodozis y

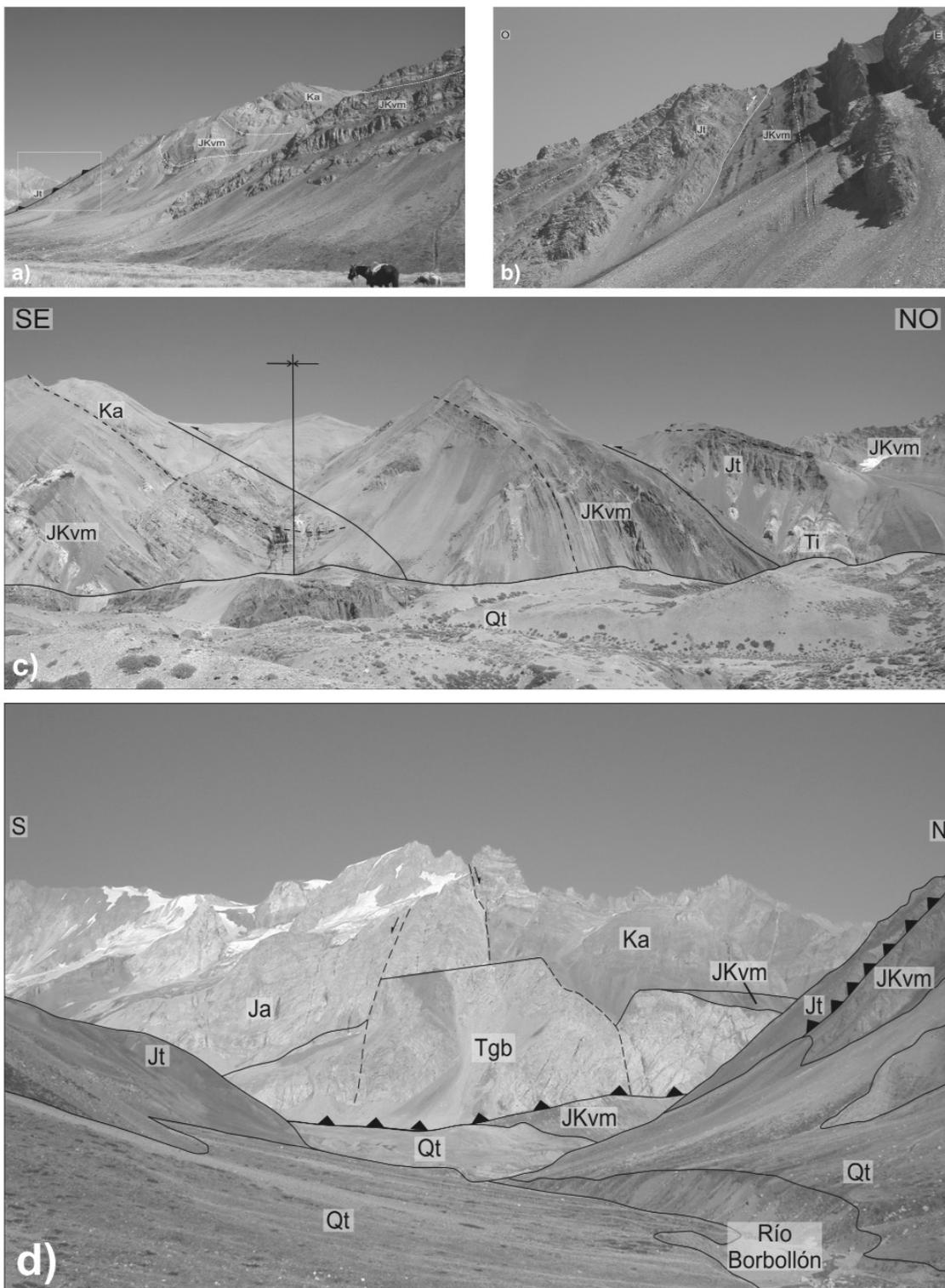


Figura 4: Fotos de campo de las estructuras, ubicación en la figura 3. 4a) Falla Arroyo de los Caballos y sinclinal de arrastre asociado, el recuadro muestra la ubicación de la figura 4b. 4b) Falla Arroyo de los Caballos. 4c) Corrimientos fuera de secuencia en el Arroyo de la Línea. Se observan los corrimientos 6 y 7 de la figura 3. 4d) Corrimiento fuera de secuencia del Cordón del Límite.

Ramos 1989), incluyendo la zona de estudio según Broens y Pereira (2005). La principal fase de deformación ándica habría tenido lugar a partir del Mioceno inferior o medio. Al sudeste del área de estudio fue datada entre 15 y 7 Ma (Baldauf

1997, Giambiagi *et al.* 2005 b, c). Esta edad de la deformación se encuentra evidenciada por una tasa de denudación elevada durante el Mioceno medio y superior en la zona del arco magmático al oeste del área de estudio, registrada en varios

plutones (La Obra, Cruz de Piedra, etc.), lo que refleja el alzamiento tectónico de estos cuerpos plutónicos durante ese período (Kurtz *et al.* 1997, MaksaeV *et al.* 2003). La primera etapa de deformación ándica a la latitud del área de estudio habría co-

respondido al avance hacia el antepaís de corrimientos de piel fina, con dos niveles de despegue. En el sector occidental este despegue corresponde a las evaporitas de la Formación Auquilco, como lo demuestra la falla Los Baños. El despegue se trasladaría secuencia arriba hasta la Formación Vaca Muerta en el sector oriental. La pérdida de los niveles de despegue por acuñaamiento de las formaciones habría tenido un papel importante en el desarrollo de la faja plegada y corrida, como fue sugerido por Broens y Pereira (2005). Esto puede observarse en su sector frontal, donde el acuñaamiento de la Formación Vaca Muerta marca la terminación de las estructuras de piel fina. La terminación hacia el este del despegue en la Formación Auquilco podría estar relacionada a un episodio extensional kimeridgiano (Mescua *et al.* 2008), que habría permitido la conservación de grandes espesores de evaporitas en el sector central de la cuenca mientras que en las áreas más elevadas se habría erosionado, al menos parcialmente.

La deformación ándica tuvo en el sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe características de piel gruesa, involucrando al basamento pre-Jurásico en la deformación (Kozłowski *et al.* 1993). Tradicionalmente se ha interpretado que el basamento se deformó mediante la inversión de fallas normales mesozoicas (Manceda y Figueroa 1995, Ramos 2002, Broens y Pereira 2005, Fuentes y Ramos 2008). Para el sector de transición a la faja plegada y corrida del Aconcagua, se ha presentado otro modelo involucrando el basamento mediante corrimientos ándicos de bajo ángulo (Kozłowski *et al.* 1993, Turienzo y Dimieri, 2008). Este modelo permite relacionar el importante acortamiento de la cobertura en el sector oriental de piel fina con el acortamiento generado por las cuñas de basamento del sector interno. En el modelo de inversión tectónica, en cambio, esto no es posible, ya que la inversión de fallas de alto ángulo no es un método efectivo para generar acortamiento, sino que predomina el levantamiento. Sin embargo, la coinciden-

cia espacial entre las zonas que sufrieron extensión durante el Mesozoico y las actuales zonas de piel gruesa sugiere algún vínculo entre ambos procesos. La orientación NNW y N de las fallas normales mesozoicas (Giambiagi *et al.* 2003, 2005b) en relación al vector de convergencia andina, que varió de ENE a E-O desde el Mioceno (Somoza 1998), y al campo de esfuerzos actual con el esfuerzo principal compresivo también E-O (Guzmán *et al.*, 2007), hace que éstas sean zonas de debilidad con orientación favorable para su reactivación. Por otro lado, las fallas que involucran al basamento suelen presentar alto ángulo (por ejemplo la falla Arroyo de los Caballos, fig. 4 b). Por estos argumentos interpretamos que la inversión tectónica de las fallas extensionales mesozoicas puede haber sido el principal mecanismo de estructuración ándica del basamento. De esta manera, de acuerdo con el modelo aquí presentado, la deformación de la cobertura ocurre en una primera etapa, desacoplada de la del basamento, y su acortamiento se traslada hacia el oeste, fuera de la zona de estudio. La reactivación de las fallas de basamento ocurriría en una segunda etapa de deformación, con menor acortamiento, y sería responsable del levantamiento del sector interno a su presente elevación topográfica y de la exposición en superficie de unidades más antiguas que las expuestas en el sector oriental. Tres estructuras corresponderían a fallas normales invertidas: la falla Borbollón, de orientación NNW, corresponde al lineamiento Borbollón-La Manga, falla principal del depocentro extensional Atuel de la cuenca Neuquina (Giambiagi *et al.* 2005b). Las fallas Arroyo Bayo y Arroyo de los Caballos, de orientaciones NNE a N, serían semejantes a las fallas reconocidas por Giambiagi *et al.* (2003) en el sector occidental de la faja plegada y corrida del Aconcagua a los 33°40'S.

En dos sectores de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud de la zona de estudio se reconoció deformación fuera de secuencia. Por un lado, en el sector frontal Broens y Pereira (2005) recono-

cieron estructuras fuera de secuencia asociadas a la presencia del bloque de basamento que actualmente integra la Cordillera Frontal, que habría actuado como un *sticking point* impidiendo el avance de la faja plegada y corrida. En el sector interno, en este trabajo presentamos una serie de corrimientos fuera de secuencia. Estos corrimientos podrían integrar una faja longitudinal de deformación fuera de secuencia que continuaría hacia el sur en el corrimiento El Fierro (Godoy *et al.* 1999), y hacia el norte en los corrimientos reconocidos a la latitud de 33°40'S por Giambiagi *et al.* (2003). En este caso, su origen estaría relacionado a algún proceso regional, probablemente relativo al mecanismo de avance de la faja plegada y corrida por cuña crítica de Coulomb (Davis *et al.* 1983, Dahlen 1984). Más estudios son necesarios para establecer con precisión la edad y el origen de estos episodios de deformación fuera de secuencia. En cuanto a los eventos magmáticos mayores ocurridos en el área de estudio, la intrusión del Granito Borbollón podría estar asociada a la etapa principal de deformación o bien a la última deformación fuera de secuencia de la región interna. Mientras que las volcanitas del cerro Listado corresponderían a un episodio post-orogénico, datado más al norte en 3,5 Ma, que podría estar asociado al empinamiento de la placa a estas latitudes según el modelo tectónico de Kay (2002) y Ramos y Folguera (2005).

CONCLUSIONES

La realización de un relevamiento geológico a escala de detalle de un sector de la Cordillera de los Andes que no contaba con estudios previos detallados permitió determinar el registro estratigráfico de la zona de estudio, que comprende una sucesión sedimentaria mesozoica, intrusivos y volcanitas terciarios y depósitos cuaternarios. Se reconocieron por primera vez en la zona de estudio las Formaciones Tres Esquinas y La Manga, extendiendo el registro estratigráfico del área hasta el Jurásico medio. En el sector del

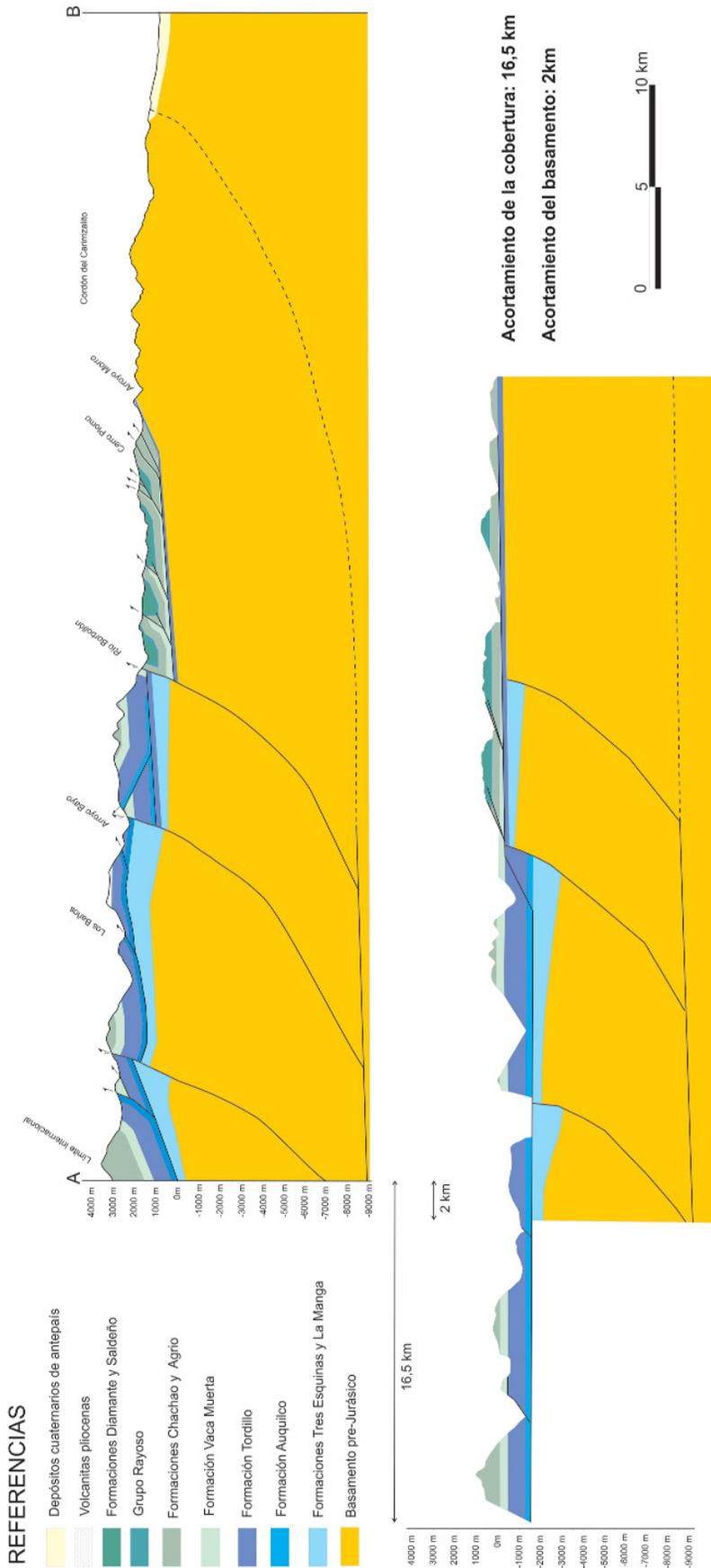


Figura 5: Sección estructural balanceada de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 34°15'S. Ubicación en la figura 1. La falla que levanta la Cordillera Frontal está dibujada en forma esquemática.

límite internacional se reconoció además un intrusivo granítico previamente desconocido, que denominamos granito Borbollón.

El relevamiento de las estructuras superficiales del área de estudio permitió reconocer una deformación mixta de piel fina y piel gruesa. La deformación de piel fina afectó toda la faja plegada y corrida de Malargüe, mientras que la deformación de piel gruesa se encuentra restringida al sector interno, en el que según el modelo aquí presentado habría tenido lugar la inversión tectónica de fallas extensionales jurásicas. En el sector occidental del área de estudio se observaron una serie de corrimientos fuera de secuencia, que podrían formar parte de una faja de deformación fuera de secuencia de escala regional. A partir de nuestro relevamiento geológico del sector interno y de la información presentada por Broens y Pereira (2005) para el sector medio y externo de la faja plegada y corrida de Malargüe, construimos una sección estructural balanceada regional a la latitud de 34°10'S. Nos basamos en una interpretación de la evolución estructural según la cual durante el Mioceno habría tenido lugar un primer episodio de deformación con características de piel fina, seguido de la reactivación de las fallas normales mesozoicas del sector interno con desplazamiento inverso. El último episodio de estructuración de la faja plegada y corrida estaría dado una deformación fuera de secuencia de piel fina, que habría ocurrido en el Mioceno tardío. Las volcanitas pliocenas no se encuentran afectadas por la deformación. El acortamiento mínimo estimado para la cobertura es de 16,5 km (31%), mientras que para el basamento estimamos un acortamiento de 2 km (7%).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con fondos del proyecto PICT 14144 adjudicado a Víctor Ramos. Agradecemos las correcciones y sugerencias de los árbitros Matías Ghiglione y Martín Turienzo, que ayudaron a mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, B. y Rawson, P. F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134(4): 449-458.
- Baldauf, P. E. 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Phd Thesis, George Washington University, (inédito), 356 p.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 161-172.
- Broens, S. y Pereira, D. M. 2005. Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 685-695.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel E., Zollo A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., y Lyon-Caen, H. 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132: 177-195.
- Cegarra, M. y Ramos, V. A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (ed.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales* 24: 387-422, Buenos Aires.
- Charrier, R., Álvarez, P., y Zurita, E. 2002. Hallazgo de Jurásico marino en la faja plegada y corrida del río Las Leñas, alta cordillera de Chile. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), *Actas* 1: 479-484.
- Dahlstrom, C.D. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 6: 743-757.
- Dahlen, F. 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research* 89: 10125-10133.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88: 1153-1172.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J. L., Freguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94: 222-235.
- Fuentes, F. y Ramos, V.A. 2008. Geología de la región del cerro Guanaquero, río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 84-96.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V.A. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Gerth, E. 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* 9(1): 11-55, Córdoba.
- Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* 10(2): 125-172, Córdoba.
- Giambiagi, L. B. y Ramos, V. A. 2002. Structural evolution of the Andes between 33° 30' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segments, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 99-114.
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P., Godoy, E. y Ramos, V. A. 2003. The control of pre-existing extensional structures in the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, Chile and Argentina. *Tectonophysics* 369: 1-19.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., Lanés, S. y García, V. 2005a. Evolución cinemática del depocentro Atuel, Triásico tardío- Jurásico temprano. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), *Actas* 2: 81-86.
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P. y Tunik, M. 2005 b. Relación entre las estructuras de rift triásicas-jurásicas y el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas Aconcagua y Malargüe. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), *Actas* 2: 81-87.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V. y Clark A. 2005c. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the thrust front of the Malargüe fold and thrust belt, Southern Central Andes. 6° International Symposium on Andean Geodynamics (Barcelona), *Abstracts*: 315-318.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A.H. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459 (1-4): 123-139.
- Godoy, E. 1993. El Calloviano 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* 1:104-107.
- Godoy, E. 1998. Intrusivos sintectónicos entre los ríos Aconcagua y Cachapoal, Andes de Chile Central. 10° Congreso Geológico Latinoamericano, *Actas* 2: 149-154.
- Godoy, E., Yáñez, G. y Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306: 217-136.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. II- Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2): 141-176. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones* 1 (1980), 174 p., Buenos Aires.
- Guzmán, C., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26(TC 3016), doi:10.1029/2006TC001958.
- Jordan, T.E., Isacks, B. Ramos V.A. y Allmendinger, R.W. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983(3): 20-26.
- Kay, S. M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), *Actas* 3: 282-283.
- 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: 63-69.
- Kittl, E. 1944. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillera al sur de Mendoza y del Grupo del Descabezado. *Museo Argentino de Ciencias Naturales, Anales* 41: 71-192, La Plata.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. A. 1993.

- Estructura. En V. A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: 235-256.
- Kurtz, A.C., Kay, S.M., Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35° S). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 75-90.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A., y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En V. A. Ramos (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: 87-114.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En R. Caminos (ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico y Minero Argentino, *Anales* 29: 399-416, Buenos Aires.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F. y Charrier, R. 2003. Denudación/Alzamiento del Mioceno superior - Plioceno inferior de la cordillera de Chile central (33°-35° S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. 10° Congreso Geológico Chileno, *Actas CD-ROM*. Universidad de Concepción, Chile.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En A. J. Tankard, R. Suárez y H. J. Welsink (eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 369-382.
- Marshak S. y Woodward N. 1989. Introduction to cross-section balancing. En S. Marshak and G. Mitra, (eds.): *Basic Methods of Structural Geology*: 303-332, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Mescua, J. F. 2006. Geología de las nacientes del río Borbollón, alto río Diamante, provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 86 p., Buenos Aires.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L.B. y Becáis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (kimeridgiano) en el suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 512-519.
- Mpodzis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En G. E. Eriksen, M. T. Cañas Pinochet y J. A. Reinemund (eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series* 11: 59-90.
- Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes (30°-33° S latitude). En S. Clark, D. Burchfield y J. Suppe (eds.): *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geological Society of America *Special Paper* 218: 31-54.
- Ramos, V. A. 1993. Interpretación tectónica. En V. A. Ramos, (ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 257-268.
- Ramos, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-189.
- Ramos, V. A. 2002. La transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe: influencia del basamento de la Cordillera Frontal. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), *Actas* 3: 166-168.
- Ramos, V. A., Alvarez, P. P., Aguirre Urreta, M. B. y Godoy, E. 1997. La Cordillera Principal a la latitud del Paso Nieves Negras (33°50'S Chile-Argentina). 8° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 3: 1704-1708.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. El origen de la Payenia (Mendoza sur y norte de Neuquén): evolución estructural y tectonomagmática de los Andes a estas latitudes. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), *Actas* 2: 115-123.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°- 39°S Latitude). En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, *Special Paper* 407: 1-18.
- Riccardi, A. C., Westermann, G. E. y Elmi, S. 1991. Biostratigraphy of upper Bajocian-middle Callovian (Middle Jurassic), South America. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 149-157.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 Ma: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 211-215.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., y Repol, D. 2002. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Servicio Geológico y Minero Argentino, *Boletín* 290, 116 p., Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.
- Stipanovic, P. N., Westermann, G. E. G. y Riccardi, A. C. 1976. The indopacific ammonite Mayaites in the Oxfordian of Southern Andes. *Ameghiniana* 12(4) (1975): 281-305.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science* 283: 684-721.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Ecolgae Geologicae Helveticae* 83: 409-454.
- Suppe, J., Connors, C. y Zhang, Y. 2004. Shear fault bend folding. En K. McClay (ed.): *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 82: 303-323.
- Turienzo, M. y Dimieri, L. 2008. La estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe en la zona del río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. 17° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 160-161.
- Varadé, R., Gerster, R., Olea, G., Bolatti, N., Vitulli, N. y Howard, D. W. 1998. Análisis sísmico regional de rampa carbonática en la Cuenca Neuquina (Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras*, Septiembre 1998: 24-33.
- Weaver, C. E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, *Memoir* 1: 1-469, Seattle.
- Zubiri, M. 2002. Geología y estructura en las adyacencias del Arroyo Bravo, provincia de Mendoza. Trabajo final de licenciatura, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 79 p., Buenos Aires.

Recibido: 31 de marzo, 2009

Aceptado: 10 de septiembre, 2009