

ESTRUCTURAS Y CINEMÁTICA DE LAS DEFORMACIONES PRE-ANDINAS DEL SECTOR SUR DE LA PRECORDILLERA, MENDOZA

Laura GIAMBIAGI¹, José MESCUA¹, Alicia FOLGUERA² y Amancay MARTÍNEZ³

¹ CONICET-IANIGLA Centro Científico y Tecnológico CCT, Mendoza. Emails: lgiambia@lab.cricyt.edu.ar, jmesca@lab.cricyt.edu.ar

² Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires. Email: alifolguera@yahoo.com

³ Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis, San Luis.

Email: amartinez@unsl.edu.ar

RESUMEN

La estructura del sector austral de la Precordillera es el resultado de una compleja serie de eventos de deformación superpuestos: eopaleozoicos, neopaleozoicos, permo-triásicos y cenozoicos, cada uno caracterizado por estructuras con rumbos, vergencia y estilos propios. Muchas de estas estructuras eo y neopaleozoicas fueron reactivadas posteriormente durante los sucesivos episodios de deformación. El análisis cinemático de las estructuras eopaleozoicas permitió distinguir dos eventos de deformación con características cinemáticas distintas. El primer evento, D1, posee una dirección de acortamiento máximo E-O y vergencia occidental. El segundo evento, D2, posee una dirección de acortamiento máximo NO a ONO y doble vergencia. Dos modelos permiten explicar estas variaciones cinemáticas; o bien los dos eventos de deformación se encontraron separados en el tiempo y responde a dos eventos tectónicos distintos, o corresponden a un mismo evento tectónico transpresivo con rotaciones en las direcciones de acortamiento a través del tiempo. La deformación paleozoica tardía, de edad pérmica, se caracteriza por la generación de una faja plegada y corrida de piel fina en el sector oriental y de piel gruesa en el sector occidental, producto de la reactivación de estructuras eopaleozoicas. El análisis cinemático indica una dirección de acortamiento NO-SE y doble vergencia. Durante la etapa extensional, desde el Pérmico Tardío hasta Triásico Medio, la región sufrió una deformación transtensional producto de una dirección de extensión NE y la reactivación de una zona de debilidad previa de rumbo NNO. Las estructuras pre-ándicas han sido reactivadas durante la orogénesis ándica generando una faja plegada y corrida de piel gruesa con doble vergencia.

Palabras clave: *Análisis cinemático, Evolución paleozoica, Andes, Eventos tectónicos.*

ABSTRACT: *Structures and kinematics of the pre-Andean deformations of the southern sector of the Precordillera, Mendoza.* The structure of the southern sector of the Precordillera is the result of different deformational events: Eopaleozoic, Neopaleozoic, Permian-Triassic and Cenozoic, each one with particular strike, vergence and style. Many early and late Paleozoic structures have been reactivated during the subsequent tectonic events. The kinematic analysis of Eopaleozoic structures allows us to distinguish between two deformational events with particular kinematic characteristics. The first event, D1, shows an E-W maximum shortening direction and westward vergence. The second event, D2, shows a NW to WNW maximum shortening direction and double vergence. Two models explain this kinematic variation; whether the two events were separated in time and respond to different tectonic events, or they are related to a transpressive event with rotation of the shortening direction through time. The late Paleozoic deformation was characterized by the generation of a thin-skinned fold and thrust belt in the eastern sector and a thick-skinned one in the western sector with reactivation of Eopaleozoic structures. The kinematic analysis indicates a NW-SE shortening direction and double vergence. During the extensional period, from Late Permian to Middle Triassic, the region had a transtensional deformation produced by a NE extensional direction and the reactivation of a NNO-oriented preexisting weakness zones. The pre-Andean structures were reactivated during the Andean orogeny, generating a thick-skinned fold and thrust belt with double vergence.

Keywords: *Kinematic analysis, Paleozoic evolution, Andes, Tectonic events.*

INTRODUCCIÓN

Los Andes corresponden a un cordón montañoso, de casi 8.000 km de largo, formado a lo largo del contacto entre las placas

de Nazca y Sudamericana. Si bien su morfología actual es el resultado del acortamiento litosférico ocurrido durante la orogénesis Ándica, desde el Cretácico hasta la actualidad, presenta particularidades he-

redadas de períodos de deformación anteriores ocurridos a lo largo del proto-margen continental del supercontinente del Gondwana. En los Andes argentino-chilenos, estos períodos se corresponden

con los procesos orogénicos: famatiniano (Ordovícico Temprano - Carbonífero Temprano), gondwánico (Carbonífero Temprano - Cretácico temprano) y ándico (Cretácico Temprano al presente) con particulares características en la deformación, el metamorfismo y el magmatismo (Aceñolaza y Toselli 1973, Llambías *et al.* 1984). El presente trabajo analiza las características cinemáticas de la deformación pre-ándica ocurrida durante los ciclos famatiniano y gondwánico del sector más austral de la Precordillera. Este sector ha sido recientemente incluido por Cortés *et al.* (2005) dentro de lo que estos autores denominan Precordillera Sur, diferenciada del sector norte sobre la base de sus particularidades estratigráficas y estructurales, principalmente pre-ándicas.

MARCO TECTÓNICO

Durante el Paleozoico temprano dos eventos compresivos deformaron el basamento pre-andino en el sector sur de los Andes Centrales. El primer evento, denominado fase oclóyica, tuvo lugar durante el Ordovícico Medio a Tardío (Ramos *et al.* 1984). El segundo evento, denominado fase chánica, ocurrió durante el Devónico Temprano a Medio (Turner y Méndez 1975). Al menos dos terrenos alóctonos son sospechados de haber colisionado contra el protomargen del Gondwana durante este período, los terrenos de Cuyania o Precordillera y Chilenia (Ramos *et al.* 1984, 1996, Dalla Salda *et al.* 1992, Astini *et al.* 1995, Dalziel 1997) (Fig. 1).

Con posterioridad a los eventos contraccionales del Paleozoico temprano, se habría implantado, durante el Carbonífero, la subducción a lo largo del presente margen continental (Ramos 1988). El arco volcánico asociado a esta subducción estaría representado por rocas plutónicas y volcánicas carbonífero-pérmicas aflorantes en la Cordillera Frontal (Ramos *et al.* 1986, Llambías *et al.* 1987, Mpodozis y Kay 1990). La deformación neopaleozoica estaría asociada a la fase sanrafaélica, ocurrida durante el Pérmico temprano (Azcuy y Caminos 1987), que habría generado un amplio cin-

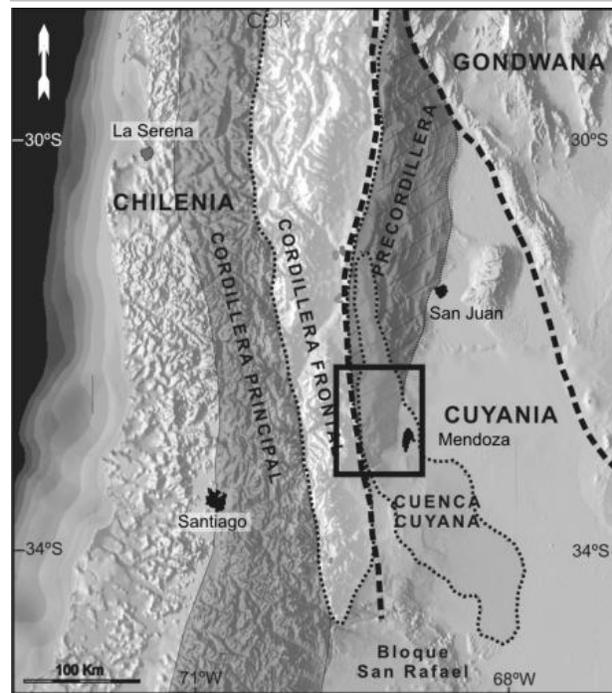


Figura 1: Mapa regional de unidades morfoestructurales que componen los Andes entre los 29° y 35°S. Se delimitaron las zonas de suturas inferidas entre los dos terrenos, Cuyania y Chilenia, sospechados de haber colisionado contra el proto-margen pacífico del Gondwana durante el Paleozoico temprano (según Ramos 2004). El recuadro indica la zona de estudio y la ubicación del mapa de la figura 3.

turón orogénico e importante engrosamiento cortical (Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1990).

Durante el Pérmico Tardío al Triásico Medio se habría instaurado un régimen tectónico extensional, con el desarrollo de un importante volcanismo ácido asociado al cese de los procesos de subducción y a un cambio de un régimen compresional a uno extensional (Llambías *et al.* 1993). La deformación permo-triásica se habría caracterizado por el desarrollo de un gran volumen de magmatismo bajo condiciones de extensión oblicua (Giambiagi y Martínez 2008). El evento extensional continuó hasta el Triásico Medio con la apertura de los depocentros continentales Cacheuta y Las Peñas de la cuenca Cuyana (Uliana *et al.* 1989). Este desarrollo periférico de sistemas de *rift* habría estado controlado por la reactivación de debilidades corticales a lo largo de los bordes de los terrenos previamente amalgamados (Ramos *et al.* 1986). Durante la deformación compresiva neógeno-cuaternaria se produjo la reactivación contraccional de fallas eo- y neo-paleozoicas orientadas favorablemente con respecto a los esfuerzos ándicos (Cortés *et al.* 1997, Folguera *et al.* 2004), y una reactivación transcurrente sinistral de fallas permo-triásicas (Cortés *et al.* 2006, Te-

rrizzano *et al.* 2008).

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades aflorantes más antiguas están representadas, en el sector occidental de la Precordillera, por metasedimentitas y metabasitas cambro-ordovícicas del Grupo Bonilla y Formación Puntilla de Uspallata (Keidel 1939, De Römer 1965, Varela 1973, Cortés *et al.* 1997, Folguera *et al.* 2004) (Fig. 2). Von Gosen (1995) dedujo un metamorfismo de facies de esquistos verdes dado por la incipiente a pronunciada recristalización de cuarzo en la Formación Puntilla de Uspallata y en el Grupo Bonilla respectivamente. Cuerpos máficos y ultramáficos se intercalan con estas metasedimentitas (Haller y Ramos 1984, Gerbi *et al.* 2002), cuya edad abarca del Proterozoico tardío al Silúrico (Davis *et al.* 2000).

En el sector oriental de la región de la Precordillera estudiada se encuentran las calizas cámbricas de la Formación Cerro Pelado y olistolitos cámbricos alojados dentro de pelitas ordovícicas de la Formación Empozada (Harrington 1961, Heredia y Gallardo 1996, Keller *et al.* 1994, Gallardo y Heredia 1995, Astini *et al.* 1995, Bordonaro 1999). Discordantemente sobre ellas se apoyan metasedimentitas siluro-devóni-

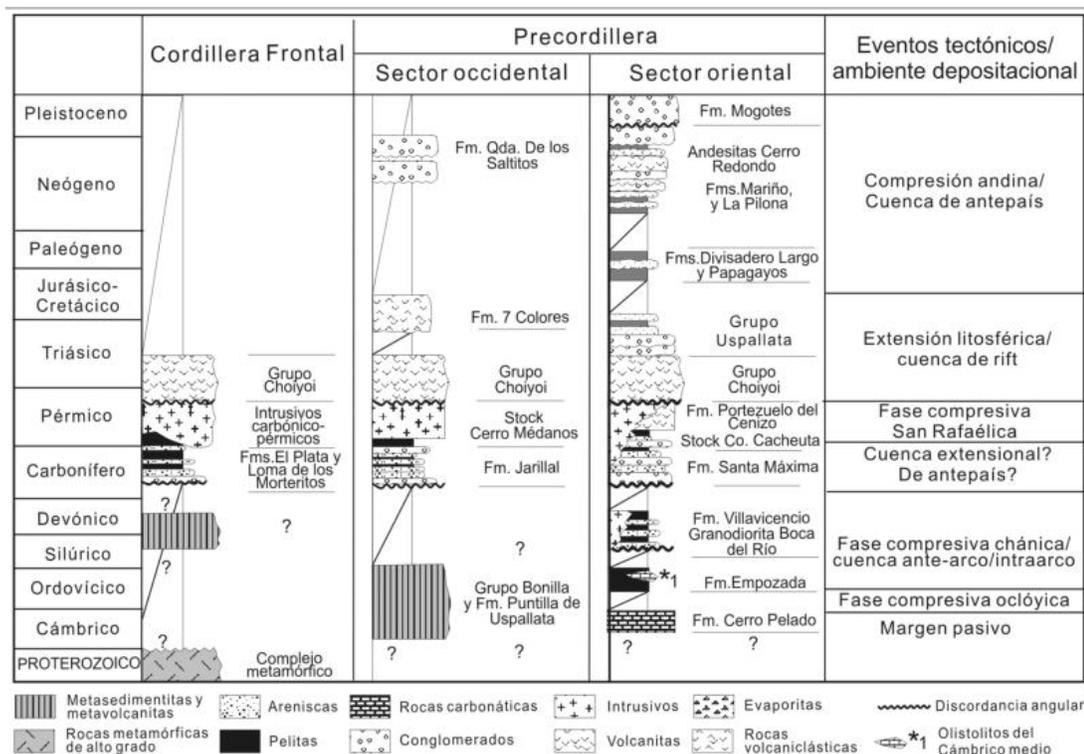


Figura 2: Cuadro estratigráfico de los sectores occidental y oriental de la Precordillera en su sector más austral y del sector nororiental del Cordón del Plata, perteneciente a la Cordillera Frontal.

cas de la Formación Villavicencio, localmente intruidas por cuerpos plutónicos del Devónico Temprano (Harrington 1971, Cucchi 1971, Cuerda 1988, Kury 1993). En fuerte discordancia angular se apoyan, en el ámbito de la Precordillera, las sedimentitas marinas carboníferas superiores a pérmicas inferiores de las formaciones Santa Máxima y Jarillal; y en el ámbito de la Cordillera Frontal, las sedimentitas marinas glaciogénicas de las Formaciones Loma de los Morteritos y El Plata (Keidel 1939, Ford 1944, Polanski 1958, Caminos 1965, Rollerli y Criado Roqué 1969, Furque y Cuerda 1979, Azcuy y Caminos 1987, Freije 2004). Por encima, se encuentran las lavas y brechas volcánicas de la Formación Portezuelo del Cenizo (Coira y Koukharsy 1976, Cortés *et al.* 1997).

Las volcanitas del Pérmico Tardío al Triásico Temprano del Grupo Choyoi se encuentran discordantemente por encima de los depósitos paleozoicos (Polanski 1958, Caminos 1965, Rollerli y Criado Roqué 1969, Cortés *et al.* 1997, Folguera *et al.* 2004, Martínez 2005). Estas rocas calcoalcalinas a alcalinas tienen características transicionales de magmatismo de arco a post-orogénico y han sido vincula-

das a procesos extensionales, probablemente asociado a las últimas etapas de subducción (Llambías y Sato 1995, Llambías 1999). En discordancia, el Triásico Temprano - Medio está representado por las sedimentitas asociadas a basaltos alcalinos del Grupo Uspallata (Stipanovic 1979, Kokogian y Mancilla 1987), y por rocas piro-clásticas de la Formación Siete Colores (Cortés *et al.* 1997).

Los depósitos sedimentarios continentales cenozoicos fueron agrupados dentro de las formaciones Papagayos, Divisadero Largo, Quebrada de los Saltitos, Mariño, La Pilona y Mogotes, con edades comprendidas entre el Paleoceno y el Pleistoceno Temprano (Groeber 1951, Rollerli y Criado Roqué 1969, Cortés 1993, Irigoyen *et al.* 2000, Chiaramonte *et al.* 2002).

ESTUDIO ESTRUCTURAL

Metodología

El mapeo geológico-estructural del sector más austral de la Precordillera correspondió a la continuación de los trabajos de mapeo realizados durante los años 1998 al 2000 para la confección de la Hoja 3369-15 Potrerillos 1:100.000 (Folguera *et*

al. 2004) y la extensión del área hasta la ciudad de Mendoza (Fig. 3). A partir de la integración de todos los trabajos geológicos y estructurales previos con los trabajos de campo realizados para la hoja geológica y posteriormente, se mapearon las estructuras principales que afectan las rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas de la región y se construyeron tres perfiles estructurales a escala 1:25.000 (Fig. 4). Se establecieron las edades relativas de movimiento de cada una de las fallas mayores, teniendo en cuenta las relaciones de corte entre ellas, la edad de las rocas afectadas y no afectadas y la comparación de las características cinemáticas.

El análisis cinemático se realizó a partir de dos estudios: (1) análisis de fallas mayores y (2) análisis de estructuras de pequeña escala. El análisis cinemático de las fallas de mayor escala (desplazamiento mayor a 100 m) se llevó a cabo a partir de la medición de la orientación de un mínimo de 25 planos de cizalla asociados a las fallas y sus vectores de deslizamiento. Se siguió el concepto de la hipótesis cinemática de Marrett y Allmendinger (1990), Twiss y Unruh (1993) y Gapais *et al.* (2000) para determinar la orientación y la magnitud

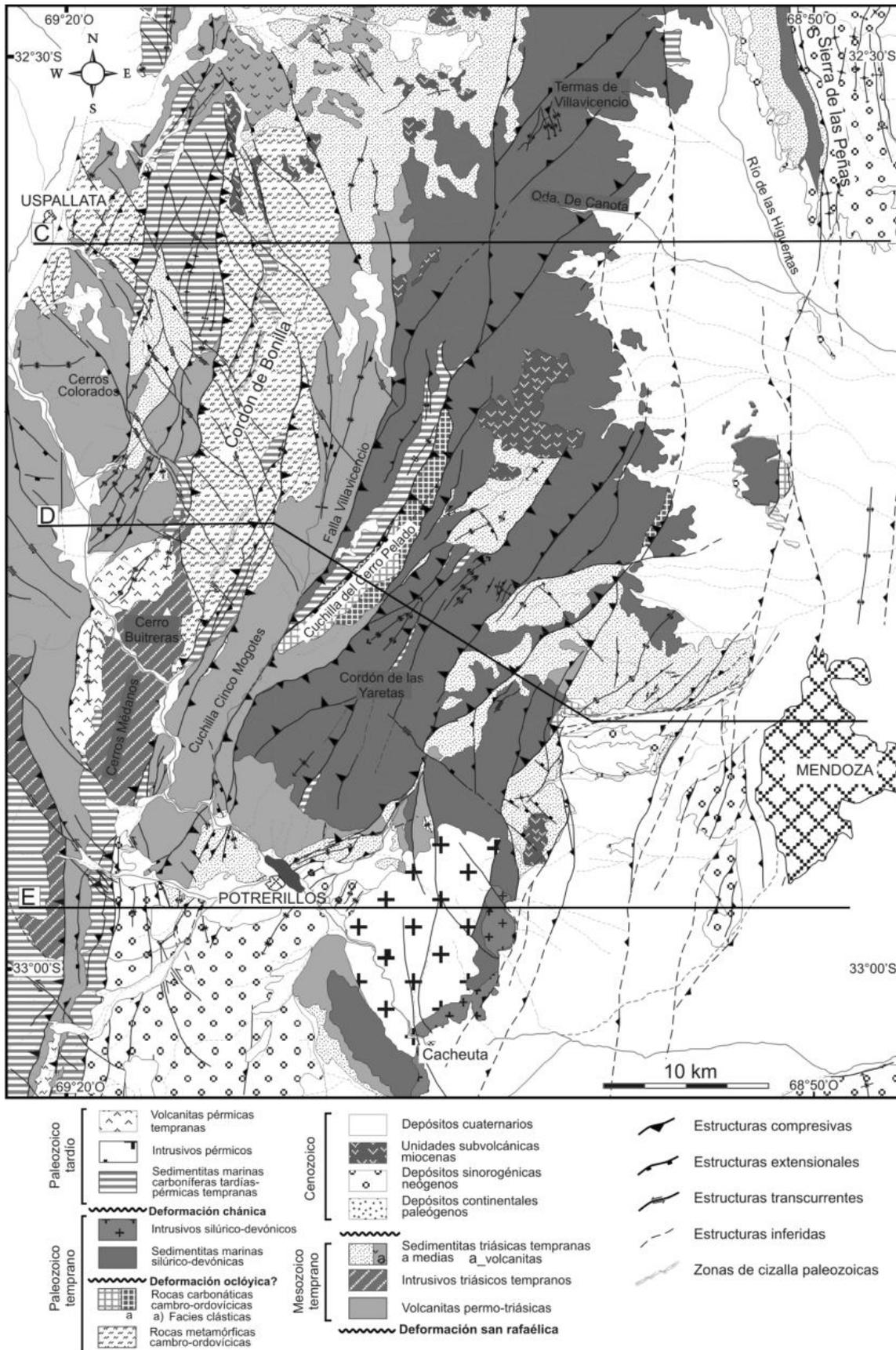


Figura 3: Mapa geológico del sector sur de la Precordillera, entre 32°20' y 33°10' S, donde se han discriminado a las estructuras principales en función de los episodios de generación y reactivación. Las líneas negras corresponden a la traza de los perfiles C, D y E de la figura 4.

relativa de los ejes principales de velocidad de deformación obtenidos a partir de las concentraciones máximas de ejes de extensión (T) y de acortamiento (P) de un gran número de datos cinemáticos.

El análisis cinemático de estructuras de pequeña escala se realizó a partir de la ubicación de estaciones de medición uniformemente distribuidas a lo largo del área estudiada. En ellas se midió orientación y sentido de desplazamiento de fallas de menor escala, planos axiales y buzamiento de ejes de pliegues y vergencia de éstos, rumbo e inclinación de capas (S0), planos de clivaje (S1-S2), lineaciones de minerales, venas de cuarzo y carbonatos, estilolitas, budines y bandas *link*. Se prestó particular atención a dilucidar la edad de generación de las estructuras de pequeña escala. Esto se realizó a partir de la observación de rocas afectadas y no afectadas por dichas estructuras, y a partir del análisis de compatibilidad cinemática entre las distintas estructuras y entre las distintas estaciones de medición.

Descripción de estructuras principales y edad del movimiento

La región estudiada constituye una faja plegada y corrida poliorogénica de doble vergencia y ha sido dividida en tres sectores con características estructurales y tectono-estratigráficas distintas (Folguera *et al.* 2004); los sectores oriental y occidental de la Precordillera y el borde oriental del Cordón del Plata (Fig. 2). La falla Villavicencio ha sido considerada como representante del límite entre los sectores oriental y occidental de la Precordillera (Figs. 3 y 4).

Sector oriental: En el sector oriental de la Precordillera afloran las sedimentitas eo- y neopaleozoicas correspondientes a las Formaciones Empozada, Cerro Pelado, Villavicencio y Santa Máxima; las volcanitas permotriásicas del Grupo Choyoi y las sedimentitas triásicas del Grupo Uspallata. Este sector posee estructuras de rumbo NNE a NE con vergencia tanto al este como al oeste (Folguera *et al.* 2004). En el sector central se observan importantes repeticiones tectónicas de la Formación Villavicencio y de las sedimentitas carbo-

níferas, cubiertas en discordancia angular por las volcanitas permo-triásicas (Fig. 3). Dicho sector corresponde a un área de compleja estructuración eopaleozoica y neopaleozoica con escasas evidencias de reactivaciones ándicas, ya que durante el Cenozoico habría actuado como un bloque levantado a partir de dos fallas ubicadas al este y dos retrocorrimientos asociados (Fig. 4, perfiles C y D).

La cuchilla del cerro Pelado se encuentra levantada por la falla Villavicencio, la estructura más importante de este sector, que presenta un rumbo NNE e inclina con alto ángulo hacia el ESE (Figs. 4 y 5). Esta estructura separa dos áreas con diferente paleogeografía y evolución estructural. La geología del Paleozoico temprano al oeste de dicha falla involucra a las rocas metamórficas silicoclásticas del Grupo Bonilla y de la Formación Puntilla de Uspallata, mientras que al este, afloran metasedimentitas clásticas y carbonáticas pertenecientes a las Formaciones Cerro Pelado, Empozada y Villavicencio, con edades similares. En el sector occidental, las rocas carboníferas apoyan discordantemente sobre las metasedimentitas cambro-ordovícicas. La ausencia de sedimentitas silúrico-devónicas hace suponer que dicho sector se encontraba elevado durante el período silúrico-devónico, o que una importante erosión aconteció entre el Devónico y el Carbonífero Tardío. La falla Cerro Pelado levanta a las calizas de la unidad homónima y a las metasedimentitas de la Formación Villavicencio por encima de las sedimentitas carboníferas. Esta estructura ándica está asociada a una zona de cizalla dúctil paleozoica que afecta a las rocas silúrico-devónicas pero no a las rocas carboníferas. De esta manera, se puede considerar a la falla Cerro Pelado como una falla eopaleozoica reactivada durante la deformación ándica (Fig. 5).

En el cordón de las Yaretas (Fig. 3) se observan tres eventos de deformación superpuestos que afectan a las metasedimentitas de la Formación Villavicencio. El primer evento correspondería a un plegamiento cuya edad estaría comprendida entre el Devónico Medio y el Carbonífero Temprano, ya que habría ocurrido con poste-

rioridad a la depositación de las sedimentitas silúrico-devónicas pero con anterioridad a la depositación de las secuencias carboníferas. El segundo evento habría tenido lugar durante el Pérmico con el desarrollo de corrimientos de rumbo NNE y vergencia al ESE. Dichos corrimientos levantan a la Formación Villavicencio por encima de los estratos carboníferos formando al menos tres escamas tectónicas, que hacia el sur son cubiertas en discordancia angular por las volcanitas permo-triásicas (Figs. 3 y 5). La más importante de estas estructuras, la falla Rincón, es cubierta en discordancia angular por las sedimentitas del *rift* triásico. El tercer evento corresponde a una reactivación ándica de algunas de las estructuras frágiles del Paleozoico tardío. Se interpreta que la falla del Toro formaba parte de este sistema de corrimientos y fue reactivada durante la deformación ándica levantando al silúrico-devónico por encima de las sedimentitas triásicas.

El sector más oriental de la Precordillera está caracterizado por los afloramientos romboidales de los depósitos de *rift* triásicos (Fig. 3). Esta geometría es el resultado de la interferencia de estructuras NNO neopaleozoicas reactivadas, como las fallas del Toro y Guamparito, y estructuras NNE a E-O correspondientes a una zona de transferencia entre depocentros de edad triásica. El complejo sistema de fallas de bajo ángulo y despegue somero que afectan a las sedimentitas triásicas en el espolón ubicado al norte de la quebrada San Isidro son interpretadas como producto de un efecto de contrafuerte de la compresión ándica contra una falla de basamento ENE, denominada falla San Isidro. Se interpreta que dicha falla fue una falla extensional que controló la depositación de las sedimentitas del Grupo Uspallata durante la extensión triásica.

La principal estructura cuaternaria del extremo oriental del sector más austral de la Precordillera es la falla La Cal que limita el borde oriental del cerro homónimo (Mingorance 2006). Asociada a esta estructura, la falla Capdeville habría generado el anticlinal homónimo (Olgíati y Ramos 2003).

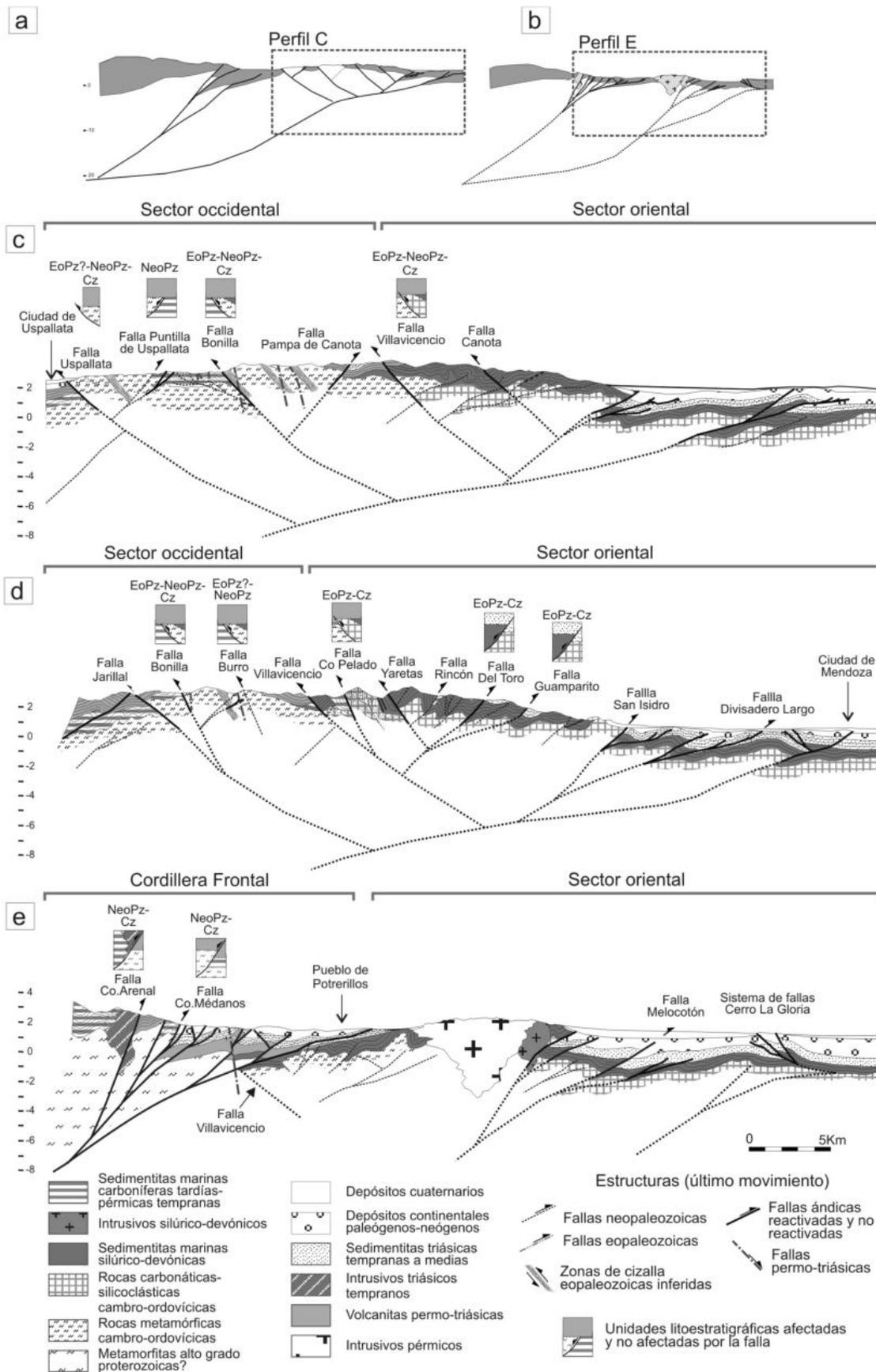


Figura 4: a y b) Esquema regional de la estructura de la Pre-cordillera a lo largo del perfil c y e respectivamente, y su relación con el levantamiento del Cordón del Plata perteneciente a la Cordillera Frontal; c - e) Perfiles estructurales. A cada una de las fallas principales se les ha inferido la edad de movimiento y de reactivación a través de relaciones entre rocas afectadas y no afectadas, tanto sobre la traza del perfil como regionalmente. Véase la ubicación de las trazas de los perfiles en Figura 3.

El sector sudoriental de la zona estudiada corresponde al dominio morfoestructural denominado Cerrilladas Pedemontanas, la cual presenta una importante deformación cuaternaria y registros de actividad sísmica histórica (Bastías *et al.* 1993, INPRES 1995, González *et al.* 2002). Las principales fallas que afectan esta región son las fallas Melocotón, Divisadero Largo y Punta de Agua, y el sistema compuesto de fallas Cerro de La Gloria (Bastías *et al.* 1993, Rodríguez y Barton 1990, Costa *et al.* 2000). Este último sistema corresponde a retrocorrimientos, fallas del Cristo y Cerro de la Gloria, de alto ángulo de inclinación y actividad cuaternaria (INPRES 1995).

Sector occidental: El sector occidental de la Precordillera está limitado por la falla Villavicencio al este y la falla Uspallata y la cuenca homónima al oeste, y comprende al cordón de Bonilla, a la cuchilla Cinco Mogotes, los cerros Colorados y al cerro Médanos (Fig. 3). En él predominan las fallas con rumbo N a NNE y vergencia al O a ONO, y fallas transcurrentes sinestrales de rumbo NO. La falla Uspallata es una estructura inferida, cuya traza correría paralela del valle de Uspallata con un rumbo NNE y vergencia occidental (Figs. 3 y 4, perfil C). Correspondería a una falla ándica con una dirección de acortamiento NNO ($Az111^\circ$). Su paralelismo con las zonas de cizalla eopaleozoicas que afectan a la Formación Puntilla de Uspallata nos permite inferir una edad eopaleozoica para su generación. El hecho de que las volcanitas permo-triásicas se apoyen discordantemente por encima de las metamorfitas cambro-ordovícicas permite suponer una reactivación neopaleozoica con importante levantamiento asociado, responsable de la erosión de los depósitos carboníferos. La falla Puntilla de Uspallata, que levanta a las metasedimentitas eopaleozoicas por encima de los depósitos carboníferos, corresponde a una estructura pérmica, no reactivada durante la orogenia ándica, de rumbo NNE y vergencia oriental, discordantemente cubierta por las rocas permo-triásicas. Una ramificación de esta falla, la falla Canteras, levanta a las secuencias carboníferas por encima de los depósitos triásicos. Se

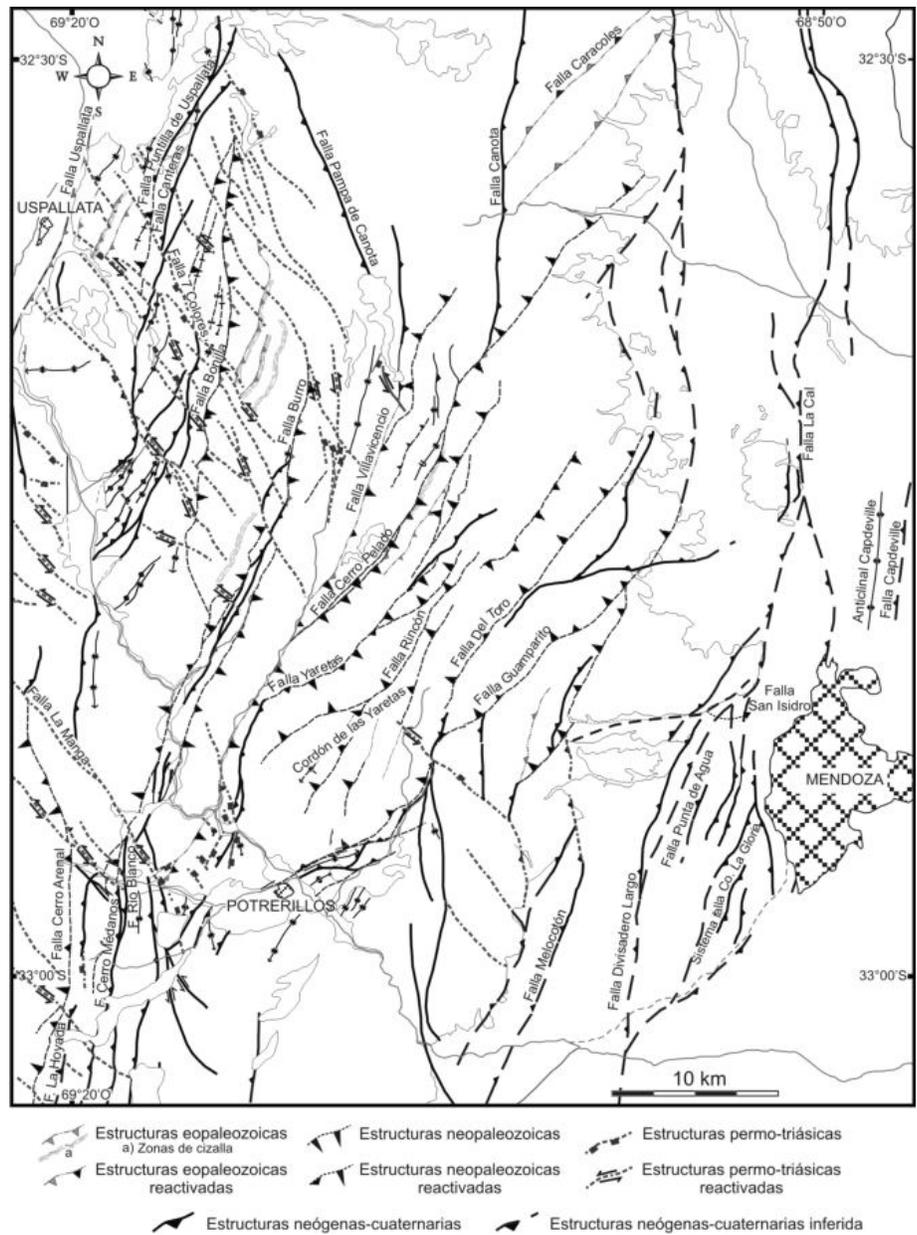


Figura 5: Mapa estructural del sector sur de la Precordillera, entre $32^\circ20'$ y $33^\circ10'S$.

infiere que esta falla se desarrolló durante el Pérmico, junto a la falla Puntilla de Uspallata, y fue reactivada durante el ándico, momento en el que se habría propagado hacia el sur, hasta la latitud del río Mendoza. El cordón de Bonilla se encuentra levantado a partir de la falla Bonilla. Esta estructura ha sido señalada por von Gosen (1995) como una estructura desarrollada durante la deformación neopaleozoica, ya que en su extremo norte, fuera de la zona de estudio, se encuentra cubierta discordantemente por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

Hacia el sur se observa una reactivación de la misma durante la deformación ándica. La reactivación pérmica de esta falla ha sido señalada por von Gosen (1995) quien documentó que la estructura levantó rocas cambro-ordovícicas por encima de rocas carboníferas, y se encuentra cubierta discordantemente por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

La falla Bonilla es cortada por el sistema de fallas del Burro al este del cerro Buitreras. Este sistema agrupa un conjunto de fallas N-S de alto ángulo que levanta a las rocas

paleozoicas inferiores por encima de las secuencias carboníferas, pero son cubiertas en discordancia por las volcanitas del Grupo Choiyoi, indicando una edad pérmica. Por su paralelismo con la falla Bonilla y con las zonas de cizalla eopaleozoicas presentes en el Cordón de Bonilla, no se descarta una edad eopaleozoica y una reactivación posterior.

Las fallas del sector occidental de la Precordillera y las del sector nororiental del Cordón del Plata son cortadas por fallas NO a NNO, con movimiento transcurrente. Estas estructuras han sido interpretadas por von Gosen (1995) como estructuras previas reactivadas durante la orogenia ándica. El estudio cinemático junto a los cambios de facies y espesores de las volcanitas del Grupo Choiyoi permiten inferir una edad permo-triásica para su generación (Giambiagi y Martínez 2008). Sin embargo, al tratarse de fallas de movimiento normal oblicuo durante el Permo-Triásico (Giambiagi y Martínez 2008), no se descarta una generación anterior.

Una serie de fallas extensionales de rumbo NE a NNE controlaron la deposición de las rocas volcanoclasticas y volcánicas triásicas de la Formación Siete Colores. Una de estas estructuras es la falla Siete Colores, que pone en contacto a las formaciones homónimas con las sedimentitas carboníferas con un desplazamiento normal puro. *Borde oriental del Cordón del Plata:* La región de La Polcura-La Manga conecta a los sectores occidental y oriental de la Precordillera con el sector nororiental del Cordón del Plata. Esta región está caracterizada por fallas ONO, cuyo movimiento de rumbo sinistral y normal puro ha sido interpretado como producto de la extensión permo-triásica (Giambiagi y Martínez 2008). Una de estas estructuras transcurrentes, la falla La Manga, localizada en la quebrada homónima, representa el límite entre Cordillera Frontal y Precordillera.

El sector nororiental del Cordón del Plata se encuentra levantado a partir del sistema de fallas de la Carrera (Caminos 1965, Polanski 1972, Cortes 1993). Presenta estructuras desarrolladas principalmente durante la deformación neopaleozoica, fase sanrafaélica; aunque fue el ciclo ándico el res-

ponsable del levantamiento del cordón como tal. Este levantamiento se produjo con posterioridad a la estructuración principal de la Cordillera Principal; y fue activo durante el Mioceno tardío - Plioceno. El sistema está conformado por tres fallas inversas principales y diversas ramificaciones de las mismas que presentan un alto ángulo. La falla Cerro Arenal es la más occidental de un sistema de tres fallas de alto ángulo y vergencia oriental. Levanta al basamento metamórfico proterozoico y sedimentitas y granitoides carbonico-pérmicos por encima de las volcanitas permo-triásicas (Figs. 3 y 4). La falla Cerro Médanos, la más oriental, corre con rumbo NNE al norte de la quebrada de la Polcura y N-S al sur de dicha quebrada. El cambio de rumbo estaría relacionado a la presencia del stock Cerro Médanos. Esta falla levanta escamas de filitas del Grupo Bonilla sobre las sedimentitas carboníferas de la Formación El Plata y a los granitos de los cerros Médanos y Buitrera por encima de la Formación Loma de los Morteritos y del Grupo Choiyoi. Al sur del área de estudio permite el afloramiento del complejo metamórfico proterozoico. Hacia el norte del río Mendoza continúa por la margen derecha de la quebrada del Medio hasta que es cortada por la falla del Burro en las nacientes de la quebrada la Angostura. Al sur del río Mendoza posee un rumbo meridional y pasa a formar parte del sistema de la Carrera, como fue señalado por Caminos (1965).

Entre las fallas Cerro Médanos y Cerro Arenal se encuentra una tercera estructura, la falla La Hoyada, que levanta una escama de filitas cambro-ordovícicas por encima de las sedimentitas carboníferas de la Formación Loma de los Morteritos. Esta estructura está cubierta discordantemente por las volcanitas permo-triásicas, acotando su edad de movimiento al Pérmico temprano. De las tres fallas del sistema, ésta sería la única que no fue reactivada durante la deformación ándica.

Cinemática de estructuras pre-ándicas

El análisis cinemático se realizó a partir del estudio y comparación de estructuras de

gran y pequeña escala.

Deformación eopaleozoica: En el sector occidental de la Precordillera fueron reconocidas dos fases de deformación en las rocas del Paleozoico temprano, denominadas D1 y D2, las cuales fueron estudiadas previamente por Keidel (1939), Braccini (1946), De Römer (1964), von Gosen (1995) y Cortés *et al.* (1997). Esta deformación habría producido una fuerte estructuración y la elevación de la proto-Precordillera (Amos y Rolleri 1964, Rolleri y Baldi 1969). La primera fase D1, está acompañada de un metamorfismo regional de facies de esquistos verdes M1 (von Gosen 1995) y una foliación pervasiva de plano axial S1 asociada a pliegues similares F1, que produjo el grano estructural dominante de las rocas del Grupo Bonilla. El plegamiento F1 está caracterizado por pliegues similares de amplitud de onda variable entre pocos centímetros a decenas de metros, con planos axiales de rumbo N-S y fuerte inclinación al este. La dirección de acortamiento calculada a partir de la concentración de polos de planos axiales es E-O ($Az277^\circ$) (Fig. 6). Asociados a estos pliegues se desarrolló un conspicuo clivaje de plano axial S1. Paralelo a los planos de S1 se observan en el cordón de Bonilla venas de cuarzo indicativas de disolución por presión y transferencia de masa durante la deformación. La Formación Puntilla de Uspallata exhibe pliegues apretados cuyos planos axiales poseen rumbo N-S a NNE e inclinación preferentemente al este.

En el cordón de Bonilla se midieron 77 planos de cizalla distribuidos en tres zonas de cizalla de rumbo N-S, con inclinación al este y techo-hacia-el-oeste, y 67 lineaciones de minerales sobre los planos de cizalla, que afectan al Grupo Bonilla pero no a los depósitos carboníferos (Fig. 6). El análisis cinemático de las mismas sugiere una dirección de acortamiento eopaleozoico E-O ($Az 259^\circ$) y vergencia occidental. Los polos de los planos axiales de pliegues similares que afectan a las rocas paleozoicas inferiores poseen un valor promedio de los polos de 288° para la Formación Puntilla de Uspallata y 274° para el Grupo Bonilla. El análisis cinemático de

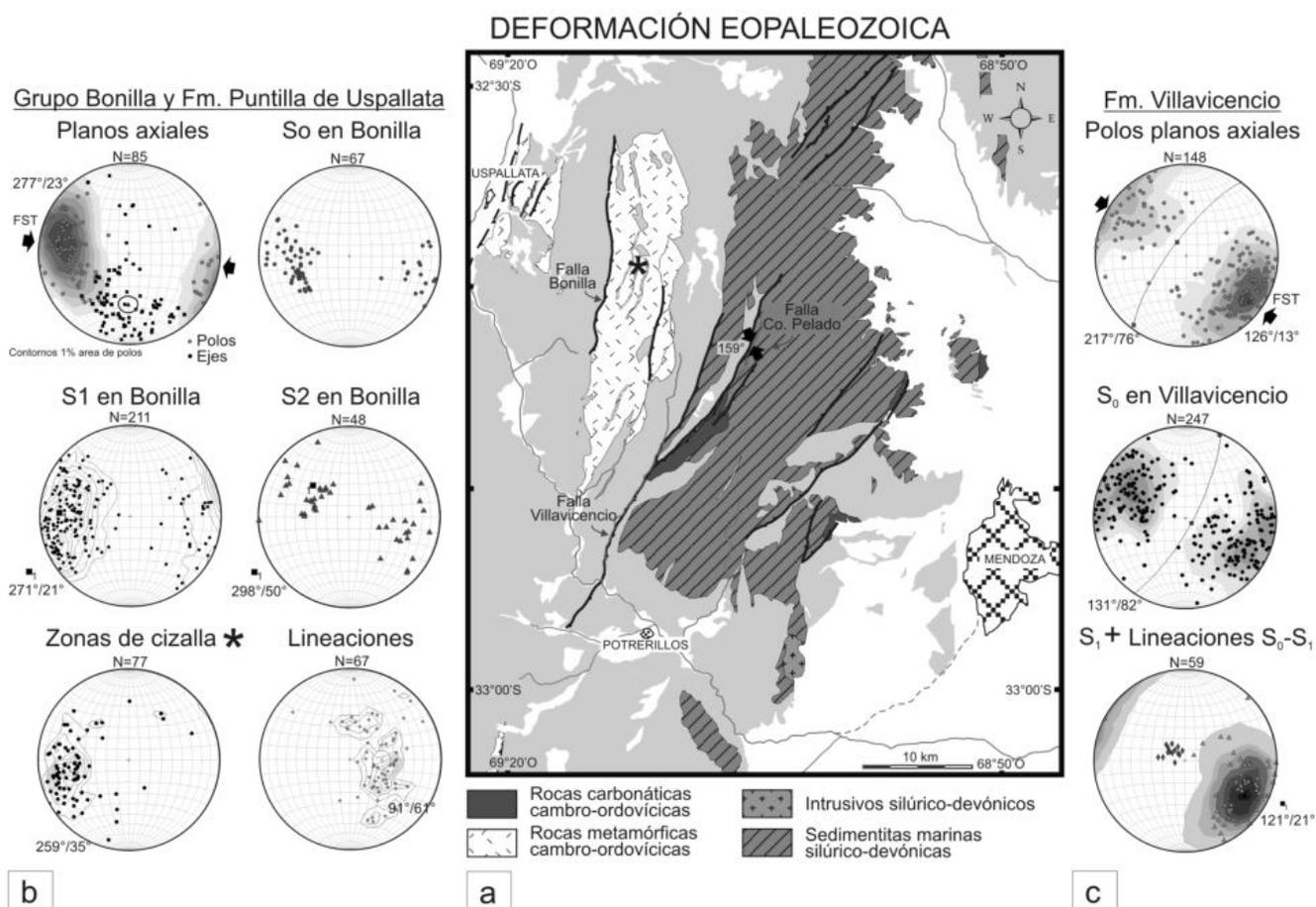


Figura 6: a) Mapa geológico del sector austral de la Precordillera donde se resaltan los afloramientos de las rocas del Paleozoico temprano y direcciones de acortamiento máximo obtenidas para una zona de cizalla asociada a la falla Cerro Pelado; b) Datos cinemáticos de estructuras dúctiles de meso- y pequeña escala - pliegues similares, foliación, zonas de cizalla y lineamientos minerales - del sector occidental de la Precordillera que afectan a las rocas cambro-ordovícicas del Grupo Bonilla y la Formación Puntilla de Uspallata; c) Datos cinemáticos de estructuras de meso- y pequeña escala del sector oriental de la Precordillera que afectan a las rocas silúrico-devónicas de la Formación Villavicencio.

estructuras menores y de zonas de cizalla permitió caracterizar a la fase D1 como una fase compresiva, con dirección de máximo acortamiento E-O y dirección de máxima extensión vertical. La vergencia de esta fase de deformación sería occidental. La segunda fase D2, es mucho menos conspicua que la fase D1. Esta fase ha sido reconocida previamente por von Gosen (1995) en el área de Uspallata, y afecta tanto a las metasedimentitas del Grupo Bonilla como a las de la Formación Puntilla de Uspallata. El clivaje S2 se desarrolla en metapelitas y metareniscas como un clivaje discontinuo. En las metasedimentitas cambro-ordovícicas, esta fase está representada por pliegues decamétricos a métricos de rumbo NE y vergencia tanto al NO como al SE, y clivaje de crenulación de plano axial (von Gosen 1995). Esta fase

de deformación estaría caracterizada por una dirección de máximo acortamiento NO. En el sector oriental de la Precordillera las rocas silúrico-devónicas correspondientes a la Formación Villavicencio se encuentran afectadas por una foliación pervasiva S1 de baja temperatura, esencialmente desarrollada en bancos de pelitas. El rumbo de esta foliación y las lineaciones de intersección asociadas a ella indican una dirección de máximo acortamiento NO-SE (Az121°). Asociados a esta foliación se desarrollaron pliegues similares F1, cuya dirección de máximo acortamiento fue calculada a partir de la medición de 148 planos axiales en Az126° (Fig. 6). Con estos datos se sugiere que las rocas silúrico-devónicas poseen una dirección de acortamiento NO-SE y una vergencia hacia el SE. Dicha dirección de acortamiento coinci-

diría con la dirección de la fase D2 presente en el sector occidental de la Precordillera. Se propone aquí que la fase de deformación que afectó a las rocas siluro-devónicas fue coetánea con la fase D2 que afecta a las rocas cambro-ordovícicas. Se caracteriza, de esta manera, a dos fases de deformación paleozoicas tempranas, D1 y D2, con direcciones de acortamiento E-O y vergencia occidental para la D1 y dirección de acortamiento ONO-ESE y doble vergencia para la D2. La edad de dichas fases ha sido acotada al período Silúrico Temprano - Devónico Medio (384,5 a 437,4 Ma) a partir de dataciones radimétricas K/Ar de minerales metamórficos (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994). Una edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar de 385 Ma (Devónico Medio) fue obtenida para micas recristalizadas presentes en una zona de

DEFORMACIÓN NEOPALEOZOICA

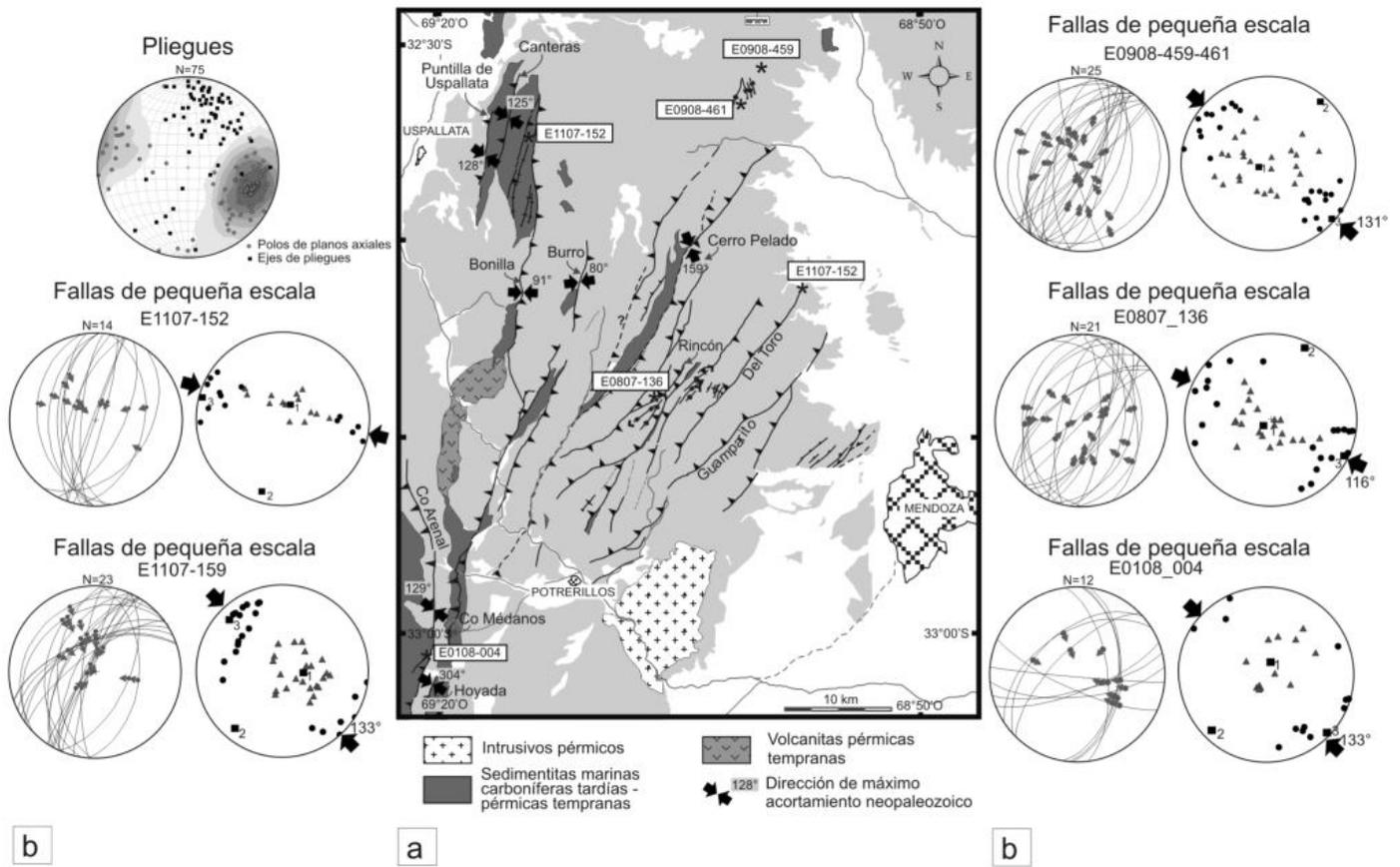


Figura 7: a) Mapa geológico del sector austral de la Precordillera donde se resaltan las rocas y las estructuras del Paleozoico tardío. Los datos cinemáticos fueron tomados en las estaciones de medición mostradas en el mapa. Se indican sobre las fallas y en el lugar de medición las direcciones de máximo acortamiento calculadas; b) Datos cinemáticos de estructuras frágiles de meso- y pequeña escala - pliegues concéntricos y fallas menores - del sector occidental de la Precordillera que afectan a las rocas pre-Choiyoi.

cizalla en el área de Bonilla por Davis *et al.* (1999).
Deformación neopaleozoica: La fase sanrafaélica fue la responsable de la deformación de las sedimentitas carboníferas y rocas más antiguas y de la generación de la discordancia angular que las separa de las volcanitas permo-triásicas del Grupo Choiyoi. La deformación paleozoica tardía se caracteriza, en el sector oriental, por fallas inversas de rumbo NE a NNE que afectaron a la Formación Villavicencio y a las sedimentitas carboníferas, y pliegues concéntricos por deslizamiento flexural (Fig. 7). Se infiere que la deformación en este sector fue de tipo piel fina, sin basamento involucrado, con despegue dentro del paquete sedimentario paleozoico, aunque no se descartan la existencia de fallas con despegue en el basamento. En el sector occidental de la Precordillera,

la deformación neopaleozoica se caracteriza por la reactivación de estructuras eopaleozoicas, con basamento involucrado, tales como las fallas Bonilla, Burro y Villavicencio. El rumbo N-S y la vergencia occidental de estas estructuras habrían estado controlados por la deformación previa, mientras que en el sector oriental, las fallas con rumbo NE serían fallas nuevas. El análisis cinemático del movimiento pérmico de las fallas mayores arrojaron los siguientes valores de máximo acortamiento (Fig. 7): Az159° (falla Cerro Pelado), Az128° (falla Puntilla de Uspallata), Az125° (falla Canteras), Az91° (falla Bonilla) y Az 80° (falla del Burro). El sector nororiental del Cordón del Plata presenta una importante deformación pérmica, registrada en las sedimentitas de las formaciones Loma de los Morteritos y El Plata. Las fallas del sistema de la Carrera

se habrían generado durante este período. El análisis cinemático de planos de cizalla asociados al movimiento pérmico arrojó una dirección de máximo acortamiento ONO para la falla Cerro Arenal (Az129°) y La Hoyada (Az304°). El análisis cinemático de estructuras menores indica una dirección de acortamiento NO-SE y vergencia oriental (Fig. 7). Las estaciones de medición fueron distribuidas a lo largo de toda el área estudiada y las direcciones de acortamiento obtenidas fueron homogéneas, con valores entre ONO y NO. Similarmente, la dirección de acortamiento calculada a partir de la concentración de polos de planos axiales de 75 pliegues concéntricos medidos en todas las estaciones fue ONO. La integración de todos los datos cinemáticos permite proponer un evento de compresión con máxima dirección de acorta-

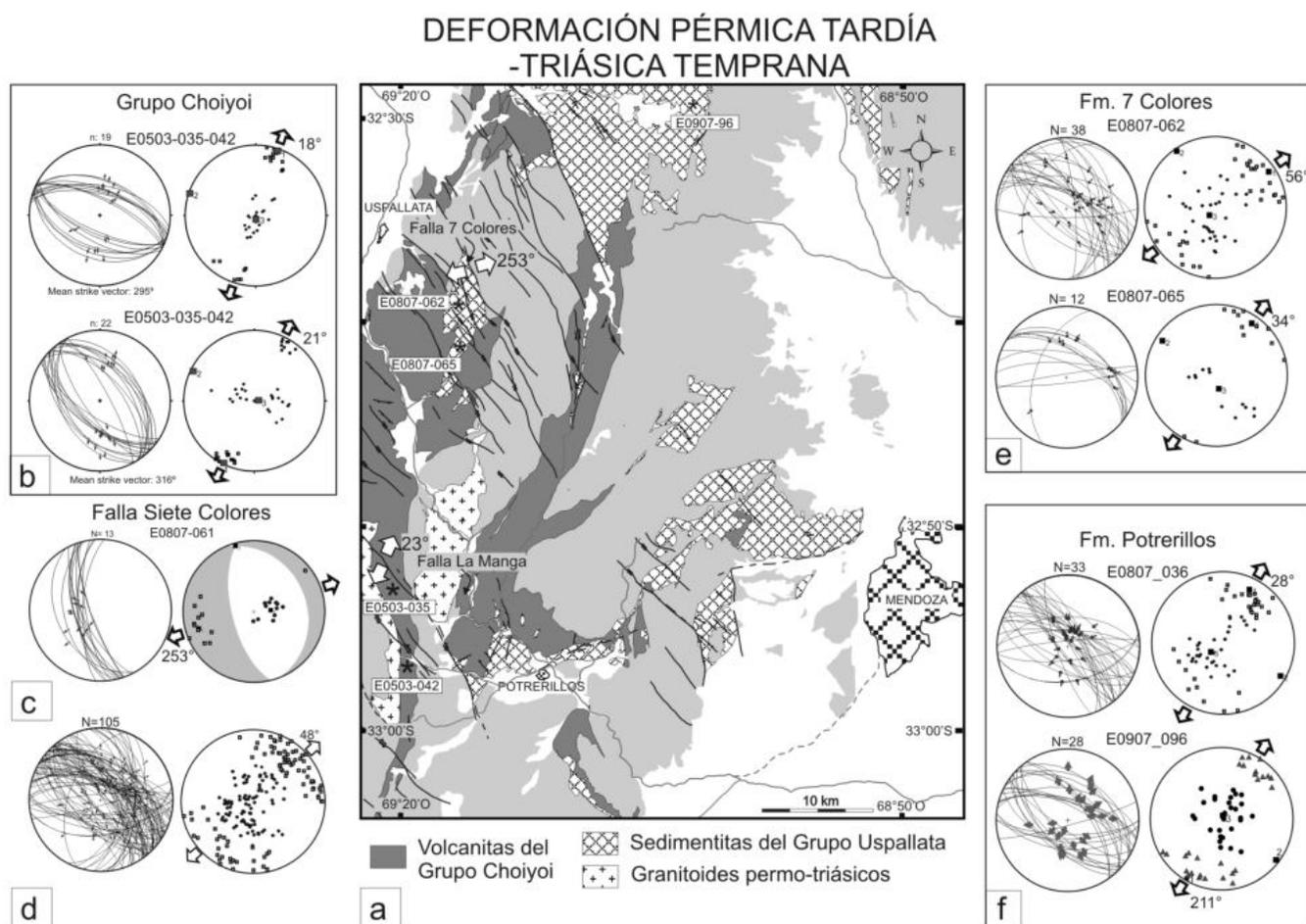


Figura 8: a) Mapa geológico del sector austral de la Precordillera donde se resaltan los afloramientos de las rocas triásicas y las estructuras asociadas. Se indican las direcciones de máxima extensión calculadas para las fallas Siete Colores y La Manga; b) Datos cinemáticos de fallas normales y normales oblicuas obtenidos de estructuras sinextensionales del Grupo Choiyoi (Giambiagi y Martínez 2008); c) Dirección de extensión obtenida para la falla Siete Colores que controló la deposición de la unidad homónima; d) Datos cinemáticos de todas las fallas normales sinextensionales medidas en las formaciones Potrerillos y Siete Colores; e y f) Discriminación de los datos d) según unidad litoestratigráfica afectada - formaciones Potrerillos y Siete Colores - y estación de medición.

miento ONO-ESE para el período de deformación pérmico temprano. La deformación correspondiente a este evento sería frágil, a partir de la generación de una faja plegada y corrida, con basamento involucrado en el sector occidental, y deformación de piel fina en el sector oriental. El sector de deformación de piel gruesa coincidiría con el sector de reactivación de estructuras desarrolladas durante la deformación eopaleozoica.

Deformación pérmica tardía-triásica media: Para el análisis cinemático del período permo-triásico, se compararon los datos obtenidos en las fallas cuyo movimiento fue sincrónico con la extrusión de las volcanitas del Grupo Choiyoi, de edad pérmica superior a triásica inferior baja, con los datos de las fallas que afectan a las sedi-

mentitas del Grupo Uspallata y de la Formación Siete Colores, de edad triásica temprana a media. Las volcanitas del Grupo Choiyoi se encuentran afectadas por fallas oblicuas normales sinestrales de rumbo NO y fallas normales de rumbo ONO desarrolladas concomitantemente con el evento magmático (Giambiagi y Martínez 2008). El estudio cinemático de dichas fallas ($n=41$) indica una dirección de extensión NNE (Az 23°) de edad pérmica superior a triásica inferior baja. Este valor concuerda con la dirección de extensión oblicua (Az 23°) obtenida para la falla La Manga de rumbo NNO (Giambiagi y Martínez 2008). En las sedimentitas del Grupo Uspallata y las rocas piroclásticas de la Formación Siete Colores se encuentran afectadas por fallas normales de rumbo predominante-

mente ONO a NO. En ellas se midieron 105 fallas menores cuyo movimiento se relacionó a la etapa de extensión de la cuenca Cuyana. Las mismas arrojaron una dirección promedio de extensión NE (Az 48°) para el Triásico temprano a medio. Esto indicaría una rotación horaria en la dirección de extensión en el Triásico Temprano para la región estudiada. El análisis cinemático de la falla Siete Colores indicó un movimiento normal puro, con una dirección de extensión 253° .

A conclusiones similares arribaron Japas *et al.* (2008), quienes calcularon una dirección de extensión Triásica Temprana a Media NE (35° - 40°) en el cordón San Bartolo, ubicado inmediatamente al norte de la zona de estudio. Estos autores sugirieron la presencia de un régimen transtensivo si-

nestral durante la sedimentación de las secuencias triásicas inferiores a medias.

DISCUSIÓN

Deformación eopaleozoica y sus posibles interpretaciones tectónicas

Existen diversas interpretaciones tectónicas para los eventos de deformación eopaleozoicos según distintos autores. Una interpretación propone que la deformación eopaleozoica es producto de dos eventos de colisión de terrenos alóctonos acrecionados contra el borde pacífico del Gondwana, uno durante el Ordovícico y otro durante el Devónico (Fig. 1). El primer evento reflejaría la colisión del terreno de Cuyania o Precordillera contra Gondwana (Dalla Salda *et al.* 1992, Astini *et al.* 1995, Ramos *et al.* 1996, Dalziel 1997, Thomas y Astini 1996, 2007). Una zona de subducción con inclinación al este fue propuesta para el período pre-colisión (Ramos 1988, Astini *et al.* 1995), asociado al volcanismo de arco de Famatina (Pankhurst *et al.* 1998, Quenardelle y Ramos 1999) y zonas de cizalla con techo al oeste en las sierras de Pie de Palo y Valle Fértil con edades de metamorfismo ~460 Ma (Casquet *et al.* 2001, Ramos 2004, Vujovich *et al.* 2004). En esta interpretación, el segundo evento representaría la colisión de otro terreno alóctono contra el proto-margen del Gondwana, denominado Chilenia (Ramos *et al.* 1984). Las rocas magmáticas presentes en el Grupo Bonilla han sido interpretadas por Haller y Ramos (1984) y Ramos *et al.* (1984) como un complejo ofiolítico asociado a una zona de sutura litosférica de rumbo N-S. Estos autores propusieron que las estructuras con vergencia occidental estarían relacionadas a una zona de subducción con inclinación al este ubicada entre el terreno ya acrecionado de Cuyania y el terreno de Chilenia. Por otro lado, Davis *et al.* (1999) y Gerbi *et al.* (2002) propusieron una zona de subducción con inclinación al oeste y un subsecuente evento colisional con deformación con vergencia oriental durante la fase chánica.

Otra interpretación sugiere que el primer

evento orogénico estaría relacionado con procesos famatinianos de subducción ordovícicos, y que la Precordillera habría colisionado contra el proto-margen gondwánico durante la orogenia chánica en el Devónico (von Gosen y Prozzi 1998, Keller *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998, Pankhurst y Rapela 1998, Keller 1999). De acuerdo con Rapela *et al.* (1998), Chilenia sería parte del terreno de Cuyania y no un terreno independiente. Una variación para esta interpretación fue propuesta por von Gosen (1997), para quien el segundo evento de deformación eopaleozoica habría abarcado desde el Silúrico tardío al límite Devónico-Carbonífero, lapso de tiempo durante el cual habrían colisionado primero Cuyania y luego Chilenia.

La deformación y el metamorfismo contrastante al este y oeste de la falla Villavicencio, entre los esquistos del Grupo Bonilla y las metareniscas de la Formación Villavicencio, se puede explicar a partir de dos modelos de evolución geológica. En el primer modelo se propone que el metamorfismo del Grupo Bonilla y el de la Formación Villavicencio serían sincrónicos, y representarían niveles corticales profundos y someros respectivamente. Esto acota la edad de deformación al Devónico Medio, con posterioridad a la depositación de las sedimentitas de la Formación Villavicencio, y sugiere la existencia de una zona de deformación con doble vergencia, occidental en el sector oeste y oriental en el este. Este modelo requiere de rotación en la dirección de acortamiento de E-O en el sector occidental a NO-SE al este, así como también un cambio a lo largo del evento de deformación en las dirección de acortamiento calculadas para el D1 y D2 en el sector occidental, que podría explicarse con un ambiente de deformación transpresivo con rotaciones según un eje vertical en sentido antihorario.

El segundo modelo que se postula es aquel donde el metamorfismo regional del Grupo Bonilla y de la Formación Puntilla de Uspallata (asociado a la deformación D1) fue anterior al que habría afectado a la Formación Villavicencio (asociado a la deformación D2). De esta manera, D1 y

D2 estarían acotados al pre-Silúrico tardío (pre-depositación de la Formación Villavicencio) y Devónico Medio respectivamente. Este modelo explicaría la cinemática de las rocas eopaleozoicas sector occidental, caracterizada por una dirección de acortamiento E-O y vergencia occidental, significativamente diferente a la del sector oriental, la cual se caracteriza por una dirección de acortamiento NO-SE y vergencia oriental. Para ello se requiere que ambas deformaciones sean producto de dos eventos compresivos distintos o de un mismo evento transpresivo, con rotaciones en el campo de deformación.

Esta segunda interpretación conciliaría los datos cinemáticos contrastantes obtenidos por Davis *et al.* (1999) y Gerbi *et al.* (2002) en la zona de Cortaderas, inmediatamente al norte de la zona estudiada, con aquellos obtenidos por von Gosen (1995) en la región de Uspallata. Los primeros autores postularon una zona de cizalla dúctil con vergencia al este y edad de movimiento devónica. El segundo autor documentó vergencia exclusivamente occidental para la deformación eopaleozoica. Como hipótesis para este segundo modelo se plantea que el primer evento de deformación, con vergencia occidental, podría haber ocurrido durante el evento compresivo Ordovícico y podría estar relacionado a la colisión del terreno de Precordillera contra el proto-margen gondwánico. La vergencia occidental, ampliamente reconocida tanto en el sector norte de la Precordillera (Thomas y Astini 2007) como en el sector occidental de las Sierras Pampeanas (Martino *et al.* 1993, Ramos *et al.* 1996, 1998, Casquet *et al.* 2001, Astini y Dávila 2004) se explicaría a partir de la existencia previa de una zona de subducción con inclinación al este, tal como fue propuesto por diversos autores anteriormente (Ramos 1988, Astini *et al.* 1995, Thomas y Astini 1996, Rapela *et al.* 1998, Ramos *et al.* 1998, Quenardelle y Ramos 1999, Ramos 2004). El segundo evento podría correlacionarse con la colisión del terreno Chilenia contra el proto-margen gondwánico durante el Devónico y estaría representado por una zona de

cizalla con doble vergencia con zonas de cizallas con techo al este y zonas de cizalla previas reactivadas con techo al oeste. La vergencia oriental de las zonas de cizalla, tanto en la región de Cortaderas como en la región oriental de la Precordillera Sur, darían indicios de la presencia de una zona de subducción con inclinación al oeste, previa a la colisión. Los estudios de procedencia realizados por Kury (1993) en la sucesión clástica de la Formación Villavicencio avalarían esta hipótesis, ya que proponen una depositación de la sucesión en un ambiente de margen pasivo, sin asociación de rocas volcánicas. Sin embargo, esta última interpretación no se ve sustentada por estudios realizados más al norte, en la Precordillera sanjuanina, que sugieren que toda la deformación eopaleozoica del sector occidental sería devónica y no habría evidencias de una deformación anterior (von Gosen 1997, Alvarez-Marrón *et al.* 2006, Alonso *et al.* 2008).

En este trabajo se dejan abiertas ambas posibilidades ya que las evidencias cinemáticas y los estudios geológicos realizados hasta la fecha no nos permiten postular claramente uno u otro modelo. Cabe destacar que, para corroborar o descartar ambos modelos haría falta un estudio de petrología y deformación de las rocas metamórficas y acotar las edades del metamorfismo que escapan a los objetivos del presente trabajo.

Rotaciones horarias pérmicas

Según los estudios paleomagnéticos realizados por Rapalini y Vilas (1991) con posterioridad a la deformación pérmica sanrafaélica y con anterioridad al volcanismo extensional del Grupo Choiyoi, se habrían registrado en este sector del valle Calingasta-Uspallata importantes rotaciones horarias, de entre 50° y 90°. Estas rotaciones según ejes verticales se habrían producido, según estos autores, a partir del movimiento dextral de fallas de rumbo paralelas al margen continental, posiblemente asociadas a una subducción oblicua.

Al sur de la zona estudiada, en el bloque San Rafael, Japas y Kleiman (2004) registraron fallas de rumbo NNO, con movimien-

to de rumbo dextrógiro y edad pérmica. En concordancia con Rapalini y Vilas (1991), Japas y Kleiman (2004) propusieron la existencia de un régimen transpresivo con dirección de acortamiento NE y de extensión NO, sugiriendo la reactivación de una fábrica cortical preexistente. En el sector de la Precordillera estudiado, estas rotaciones podrían haber estado asociadas a fallas transcurrentes de rumbo ONO a NNO que habrían permitido la rotación de bloques rígidos o semirígidos. Esto sería una explicación, aunque no la única, para desarrollo de fallas normales oblicuas de rumbo NNO durante el período extensional permo-triásico, que sugieren la existencia de fallas previas reactivadas.

Si se reconstruye la rotación post-pérmica temprana, la dirección de acortamiento eopaleozoica se caracterizaría por una vergencia sur y direcciones de acortamiento SSO-NNE para D1 y SO-NE para D2, con vergencia tanto SO como NE, mientras que la compresión neopaleozoica sería SO-NE con doble vergencia.

CONCLUSIONES

La deformación pre-ándica en el sector sur de la Precordillera presenta evidencias de tres eventos tectónicos superpuestos, dos eventos compresivos y uno extensional. Los eventos compresivos habrían ocurrido durante el Paleozoico temprano y el Paleozoico Tardío, mientras que el evento extensional se habría desarrollado durante el lapso Pérmico Tardío a Triásico Medio. La deformación eopaleozoica se caracteriza a su vez por dos eventos de deformación, D1 y D2. El primer evento posee una dirección de acortamiento máximo E-O y vergencia occidental. Para el segundo evento se registra una rotación en la dirección de acortamiento NO-SE y vergencia predominantemente oriental. Si se reconstruyen las rotaciones horarias registradas por los datos paleomagnéticos, D1 tendría una dirección de acortamiento N-S y vergencia sur, D2, SO-NE y vergencia al NE.

La deformación neopaleozoica se asocia a la fase orogénica San Rafaelica de edad

pérmica inferior. Se caracteriza por una dirección de acortamiento ONO-ESE y vergencia tanto al ONO como al ESE. Durante este período se habría generado una faja plegada y corrida de piel fina en el sector oriental de la Precordillera, mientras que en el sector occidental el basamento se encontraría afectado a partir de la reactivación de estructuras eopaleozoicas. Si se reconstruyen las rotaciones horarias registradas por los datos paleomagnéticos, esta deformación tendría una dirección de acortamiento SSO-NNE y vergencia al SSO y al NNE.

Durante la etapa extensional que abarcó desde el Pérmico Tardío hasta Triásico Medio, la región sufrió una deformación transtensional sinistral producto de una dirección de extensión regional NE y la reactivación de una zona de debilidad previa de rumbo NNO. Esta debilidad se habría reactivado bajo un régimen extensional con un movimiento normal con componente de movimiento de rumbo sinistral. Este modelo permitiría explicar la rotación horaria entre las direcciones de extensión calculadas para el Pérmico Tardío al Triásico más temprano y aquellas calculadas para el Triásico Temprano a Medio.

Durante el Cenozoico la mayor parte de las estructuras pre-ándicas habrían sido reactivadas durante la orogenia ándica generando una faja plegada y corrida de piel gruesa con doble vergencia para el sector más austral de la Precordillera.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado a partir de los subsidios UBACYT TW87 (Universidad de Buenos Aires) y PICT 07-10942 de la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica. Las discusiones en el campo y el intercambio de opiniones con M. Etcheverría, M. Tunik, S. Barredo, F. Bechis, V.A. Ramos, N. Heredia, J.L. Alonso, G. Gallastegui, J. García Sansegundo, P. Farías, R. Rodríguez y A. Zavattieri ayudaron a mejorar el trabajo y se agradecen especialmente. Se agradece también la ayuda en el campo de Natalia Marchese, Gui-

lermo Peralta, Cristian Guerra, Diego Márquez, Diego Di Carlo y Ezequiel García Morabito, y las correcciones y sugerencias del árbitro Nemesio Heredia y de otro anónimo que contribuyeron a mejorar sustancialmente el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Peleozoico inferior del noroeste argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763.
- Alonso, J.L., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Faria, P., Rodríguez Fernández L.R. y Ramos, V.A. 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research* 13: 204-215.
- Alvarez-Marrón, J., Rodríguez Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F. y Brown, D. 2006. Neogene structures overprinting Paleozoic thrust Systems in the Andean Precordillera at 30°S latitude. *Journal of the Geological Society* 163: 949-964, London.
- Amos, A.J. y Rolleri, E.O. 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras* 368: 50-71.
- Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Ocloyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23, TC4008, doi: 10.1029/2003TC001620.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107: 253-273.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.) *El sistema carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina: 239-252.
- Bastías, H., Tello, G.E., Perucca, J.L. y Paredes, J.D. 1993. Peligro sísmico y geotectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio 6-1: 645-658.
- Bordonaro, O.L. 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(8): 189-204.
- Braccacini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23: 81-105.
- Buggisch, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, F. y Krumm, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera - Evidence from K-Ar Data. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*: 275-286.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(3): 351-392.
- Casquet, C., Baldo, E.G., Pankrust, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J. 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29: 703-706.
- Chiaromonte, L., Ramos, V.A. y Araujo, M. 2000. Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, Cuenca Cuyana, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 309-336.
- Coira, B. y Koukharsky, M.M. 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: F105-123.
- Cortés, J.M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.
- Cortés, J.M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Pereyra, F. y Brodtkorb, A. 1997. Hoja 3369-09, Uspallata. Servicio Geológico Minero Argentino, Informe inédito, Buenos Aires.
- Cortés, J. M., Yamin, M. y Pasini, M. 2005. La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 395-402.
- Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M.M., Yamin, M.G. y Terrizzano, C.M. 2006. Fajas oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30' LS). *Controles paleotectónicos*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 639-646.
- Costa, C., Machette, M.N., Dart, R.L., Bastias, H.E., Paredes, J.D., Perucca, L.P., Tello, G.E. y Haller, K.M. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina. USGS Open-File Report 00-0108
- Cucchi, R.J. 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(4): 503-515.
- Cuerda, A. 1988. Investigaciones estratigráficas en el Grupo Villavicencio, Precordillera de Mendoza y San Juan, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 177-187.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America. Results of Laurentian-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-621.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review hipótesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* 109: 16-42.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. y Snee, L.W. 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the SW Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. *Geological Society of America. Special Paper* 336: 115-138.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.M. y Kay, S.M. 2000. Mafia and ultramafic cristal fragments of the SW Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in Western Argentina. *Geology* 28: 171-174.
- De Römer, H.S. 1964. Sobre la geología de la zona de El Choique, entre el cordón de los Farallones y el cordón de Bonilla, quebrada de Santa Elena, Uspallata (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19(1):9-18.
- Folguera, A., Etcheverría, M., Pazos, P., Giambiagi, L., Cortés, J.M., Fauqué, L., Fusari, C. y Rodríguez, M.F. 2004. Descripción de la Hoja Geológica Potrerillos (1:100.000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 262 p., Buenos Aires.
- Ford, A. 1944. Estudio de las condiciones estratigráficas y tectónicas del pie oriental del Cerro

- del Plata (Mendoza). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, inédita, 124 p., Córdoba.
- Freije, R.H. 2004. Estudio estratigráfico de las unidades neopaleozoicas de la Precordillera mendocina, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, inédita, 247 p., Bahía Blanca.
- Furque, G. y Cuerda, A. J. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En Turner, J. C. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 1: 455-522, Córdoba.
- Gallardo, G. y Heredia, S. 1995. Estratigrafía y sedimentología del miembro inferior de la Formación Empozada (Ordovicio medio a superior), Precordillera Argentina. En Reunión Internacional del Proyecto 271 IUGS-UNESCO, Noviembre 1990, Porto Alegre, Academia Nacional de Ciencias, Boletín 60(3-4): 449-460, Córdoba.
- Gapais, D., Cobbold, P., Bourgeois, O., Rouby, D. y Urreiztieta, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22: 881-888.
- Gerbi, C., Roeske, S.M. y Davis, J.S. 2002. Geology and structural history of the south-west Precordillera margin, northern Mendoza Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 821-835.
- Giambiagi, L.B. y Martínez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension along an ancient lithospheric anisotropy, southwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 252-260.
- González, M.A., González Días, E.F., Sepúlveda, E., Regairza, M.C., Costa, C., Cisneros, H., Bea, S., Gardini, C., Pérez, I. y Pérez, M. 2002. Carta de peligrosidad geológica 3369-II, Mendoza. Provincias de Mendoza y San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino, Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín 324, 178 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. *Ciencias Geológicas*, Revista 1(5) PAGINAS.
- Haller, M.J. y Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las Provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83.
- Harrington, H. 1961. The Cambrian formation of South America. En *El Sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base*. 20° Congreso Geológico Internacional, Actas Simposio 3: 504-516, Moscú.
- Harrington, H. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramplón, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería (1953), Boletín 114: 1-81, Buenos Aires.
- Heredia, S. y Gallardo, G. 1996. Las megaturbiditas de la Formación Empozada: un modelo interpretativo para el Ordovícico turbidítico de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica de Chile* 23: 17-34.
- INPRES 1995. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica 19, 269 p, San Juan.
- Irigoyen, M.V., Buchan, K.L. y Brown, R.L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 112: 803-816.
- Japas, M. S. y Kleiman, L.E. 2004. El ciclo Choiyoi en el bloque de San Rafael (Mendoza): de la orogénesis tardía a la relajación mecánica. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 7: 89-100.
- Japas, M.S., Cortés, J.M. y Pasini, M.M. 2008. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(2): 213-222.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la sierra de Uspallata (provincia de Mendoza). *Physis* 14(46): 3-96.
- Keller, M. 1999. Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crystal fragment in South America. *Geological Society of America, Special Paper* 341, 131 p.
- Keller, M., Buggish, W. y Lehnert, O. 1998. The stratigraphic record of the Argentine Precordillera and its plate tectonic background. *Geological Society, Special Publication* 142: 35-56, London.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O. y Vaccari, N.E. 1994. The Upper Cambrian and Coger Ordovician of the Precordillera (western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy* 31: 115-132.
- Kokogian, D. y Mancilla, O. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En Chebli, G. y Spalleti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, serie *Correlación Geológica* N°6: 169-210.
- Kury, W. 1993. Características composicionales de la Formación Villavicencio, Devónico, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 321-328.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 349-376.
- Llambías, E.J. y Sato, A. 1990. El batolito de colangüil (29°-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17: 99-108.
- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Río Negro*. Relatorio del 9° Congreso Geológico Argentino: 83-117.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Puigdomenech, H.H. y Castro, C.E. 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting. Frontal Range of Argentina between 29° and 31° S. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 92-95.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 1: 53-64.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic análisis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12: 973-986.
- Martínez, A.N. 2005. Secuencias volcánicas Permo-Triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédita, 275 p., Buenos Aires.
- Martino, R.D., Simpson, C. y Law, R.D. 1993. Taconic (Ocolytic) aged west-directed ductile thrusts in basement rocks of the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Program* A-233.
- Mingorance, F. 2006. Morfometría de la escarpa de falla histórica identificada al norte del Cerro La Cal, zona de falla La Cal, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 620-638.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana:

- andes Chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180.
- Olgiate, S. y Ramos, V. 2003. Geotectónica cuaternaria en el anticlinal Borbollón, provincia de Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas en CD, Concepción.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publication 142: 1-9.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication 142: 343-367, London.
- Polanski, J. 1958. El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12(3): 165-196.
- Polanski, J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 24a-b Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128, 110 p., Buenos Aires.
- Quenardelle, S. y Ramos, V.A. 1999. The Ordovician Western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Argentine Precordillera accretion. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper 336: 63-86.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En Clark, S. y Burchfiel, D. (eds.) *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7: 1009-1026.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 84-106.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, M., Podozis, C., Kay, S. M., Cortés, J. M. y Palma, M. A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preandínicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 377-391.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 143-158, London.
- Rapalini, A.E. y Vilas, J.F. 1991. Tectonic rotations in the Late Paleozoic continental margin of southern South America determined and dated by paleomagnetism. *Geophysical Journal International* 107: 333-351.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Rodríguez, E.J. y Barton, M. 1990. Geología del pie de monte del oeste de la ciudad de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 460-463.
- Rolleri, E. y Criado Roqué, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rolleri, E. y Baldi, B.A.J. 1969. paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. En la *estratigrafía del Gondwana*. Coloquio de la U.I.C.G. (Mar del Plata, 1967), UNESCO, 1005-1024, París.
- Stipanovic, P.N. 1979. El Triásico del valle del río Los Patos (provincia de San Juan). En Turner J.C.M. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 695-744, Córdoba.
- Terrizzano, C.M., Cortés, J.M. Fazzito, S.Y. y Rapalini, A.E. 2008. Neotectonic transpressive zones in Precordillera Sur, Central Andes of Argentina: A structural and geophysical investigation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 253(1): 103-114, Stuttgart.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 2007. Vestiges of an Ordovician west-vergent thin-skinned Ocoyic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. *Journal of Structural Geology* 29: 1369-1385.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruyá, provincia de Salta, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 51: 11-24.
- Twiss, R.J. y Unruh J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research* 103: 12,205-12,222
- Uliana, M.A., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A. y Balkwill, H. R. (eds.) *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614
- Varela, R. 1973. Estudio geotectónico del extremo sudoeste de la Precordillera de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(3): 241-267.
- von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 8(3/4): 377-404.
- von Gosen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Río Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publication 142: 235-258.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7: 1041-1056.

Recibido: 15 de septiembre, 2009

Aceptado: 7 de diciembre, 2009