

Evolución Geodinámica de los Andes argentino-chilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico

Late Neoproterozoic-Paleozoic geodynamic evolution of the Argentine-Chilean Andes and the Antarctic Peninsula

N. HEREDIA^{1*}, J. GARCÍA-SANSEGUNDO², G. GALLASTEGUI¹, P. FARIAS², R. GIACOSA³, J. L. ALONSO², P. BUSQUETS⁴, R. CHARRIER^{5,6}, P. CLARIANA¹, F. COLOMBO⁴, A. CUESTA², J. GALLASTEGUI², L. GIAMBIAGI⁷, L. GONZÁLEZ-MENÉNDEZ¹, C.O. LIMARINO⁸, F. MARTÍN-GONZÁLEZ⁹, D. PEDREIRA², L. QUINTANA^{1,2}, L. R. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ¹, A. RUBIO-ORDÓÑEZ², R. SEGGIARO⁹, S. SERRA-VARELA¹¹, L. SPALLETTI¹², R. CARDÓ¹³ y V. A. RAMOS⁸

^{1*} *Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, E28003 Madrid, España
(e-mail: n.heredia@igme.es)*

² *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/Jesús Arias de Velasco s/n, E33005, Oviedo, España*

³ *Instituto Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR) e Instituto Investigación Paleobiología y Geología (U. N. Río Negro), 8332 General Roca, Río Negro, Argentina*

⁴ *Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, C/ Martí i Franqués s/n, E08028, Barcelona, España*

⁵ *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile*

⁶ *Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Sazié 2115, Santiago, Chile*

⁷ *Unidad de Tectónica, IANIGLA-CONICET, Avda. Ruiz Leal s/n, 5500 Mendoza, Argentina*

⁸ *IDEAN-Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Universidad de Buenos Aires y CONICET, C/ Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Buenos Aires, Argentina*

⁹ *Área de Geología ESCET, Universidad Rey Juan Carlos. C/Tulipán s/n, 28933 Mostoles, Madrid, España*

¹⁰ *Universidad Nacional de Salta y Servicio Geológico y Minero Argentino, Avda. Bernardo Houssay 1099, Barrio Castañeras, 4400 Salta, Argentina*

¹¹ *Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro-CONICET, Avda/ Roca 1242, 8332 General Roca, Argentina*

¹² *Centro de Investigaciones Geológicas. Universidad Nacional de La Plata, Diagonal 113 n.º 275, B1904DPK La Plata, Argentina*

¹³ *Universidad Nacional de San Juan y Servicio Geológico Minero Argentino, Sargento Cabral, 685 Oeste. 5400 San Juan, Argentina*

Resumen: Durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico, el actual segmento argentino-chileno de la Cordillera de los Andes y, desde finales del Paleozoico, la Península Antártica, formaron parte del margen suroccidental de Gondwana. Durante este periodo de tiempo, a dicho margen se fue acrecionando un conjunto de fragmentos continentales de tamaño y aloctonía variable, dando lugar en el Paleozoico a seis orogenias de diferente extensión temporal y espacial: Pampeana (Ediacárico-Cámbrico temprano), Famatiniana (Ordovícico Medio-Silúrico), Chánica (Devónico Medio-Carbonífero temprano), Oclóyica (Ordovícico Medio-Devónico), Gondwánica (Devónico Medio-Pérmico medio) y Tabarin (Pérmico tardío-Triásico). Todas estas orogenias son colisionales, salvo la Tabarin y la Gondwánica al sur de los 38° S.

Palabras clave: Evolución geodinámica, Paleozoico, Andes argentino-chilenos, Península Antártica, Orógeno Oclóyico, Orógeno Famatiniano, Orógeno Chánico, Orógeno Gondwánico, Orógeno Tabarin.

Abstract: During the late Neoproterozoic and Paleozoic times, the Argentine-Chilean Andes -and since the late Paleozoic the Antarctic Peninsula- formed part of the southwestern margin of Gondwana. During this period of time, a set of continental fragments of variable extension and allochthony was successively accreted to that margin, resulted in six Paleozoic orogenies of different temporal and spatial extension: Pampean (Ediacaran-early Cambrian), Famatinian (Middle Ordovician-Silurian), Chanic (Middle Devonian-early Carboniferous), Oclóyic (Middle Ordovician-Devonian), Gondwanan (Middle Devonian-middle Permian) and Tabarin (late Permian-Triassic). All these orogenies had a collisional character, with the exception of the Tabarin and the Gondwanan south of 38° S.

Keywords: Geodynamic evolution, Paleozoic, Argentine-Chilean Andes, Antarctic Peninsula, Oclóyic orogen, Famatinian orogen, Chanic orogen, Gondwanan orogen, Tabarin orogen.

En el año 2000 comenzaba el primero de los cinco proyectos de investigación trianuales que, con financiación del Plan de I+D+i español, se han desarrollado hasta el año 2015 para la realización de trabajos de investigación geológica en el sector argentino-chileno de la Cordillera de los Andes. En ellos ha participado un nutrido grupo de geólogos españoles del IGME y de las universidades de Oviedo y Barcelona, argentinos del SEGEMAR, CONICET y de las universidades de Buenos Aires, La Plata, Salta, San Juan y Río Negro, y chilenos, pertenecientes a las universidades de Chile y Andrés Bello y al SERNAGEOMIN. El objeto de estos trabajos fue inicialmente el estudio de las rocas relacionadas con el Ciclo Andino (Mesozoico-Cenozoico) pero en los últimos tres proyectos los estudios se centraron en el basamento paleozoico de la Cordillera de los Andes que afloran de forma dispersa en territorio de Argentina y Chile y también en la Península Antártica (Fig. 1A). Estas rocas registran una compleja historia geológica caracterizada por varios ciclos orogénicos que se relacionan con la acreción/colisión de diferentes microcontinentes al margen suroccidental de Gondwana. En dichos ciclos son reconocibles diferentes escenarios geotectónicos, tales como márgenes continentales pasivos, eventos de subducción y colisión continental, cuencas sinorogénicas, etc., que permiten reconstruir con una cierta precisión la evolución geológica de este sector durante el Neoproterozoico tardío-Paleozoico. La información y conclusiones obtenidas, junto con lo aportado por la multitud de trabajos publicados sobre esta temática, nos animan a presentar una sinopsis sobre la evolución geodinámica de los

Andes chileno-argentinos, anterior al levantamiento de la actual cordillera.

La Cordillera de los Andes se extiende a lo largo de casi 10000 km por todo el borde occidental de Sudamérica (Fig. 1A) con alturas máximas muy próximas a los 7000 m. Esta cordillera debe su génesis a un proceso orogénico relativamente reciente y todavía activo, ligado a una subducción continua bajo el margen pacífico de América del Sur. Dicha subducción ha tenido lugar desde comienzos del mesozoico y a partir del Cretácico dio lugar a la Orogenia Andina (Ramos, 2009 y trabajos citados en este).

En la Cordillera de los Andes y su entorno afloran retazos más o menos extensos de rocas neoproterozoicas (ediacáricas) y paleozoicas que se vieron involucradas en eventos orogénicos más antiguos que la Orogenia Andina (Cretácico-actualidad) que es la responsable de la configuración actual de la Cordillera de los Andes. Estas orogenias paleozoicas se desarrollaron en lo que en esa época constituía el margen occidental del continente de Gondwana. A lo largo del Paleozoico, en el sector suroccidental de dicho margen y en el entorno de lo que actualmente es la parte más austral de Sudamérica (21°-55° S, Fig. 1A) y la Península Antártica (63°-75° S), tuvo lugar la colisión de una serie de fragmentos continentales de tamaño, composición litológica y aloc-tonía variables, de manera que algunos podrían ser terrenos (fragmentos alóctonos respecto a Gondwana), aunque todos ellos surgieron de la desmembración neoproterozoica del supercontinente de Rodi-

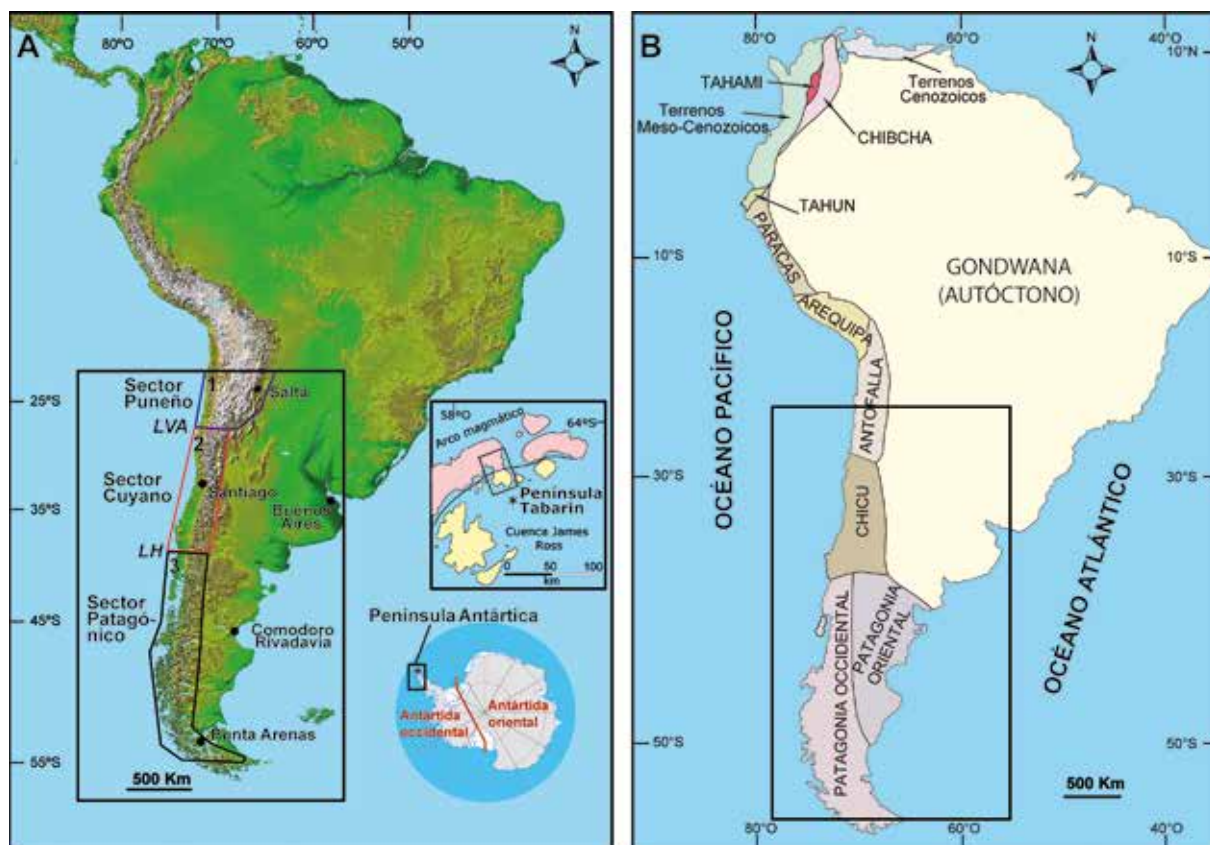


Fig. 1.- A) Imagen SRTM (NASA) de América del Sur en la que se aprecia el trazado de la Cordillera de los Andes. En el recuadro inferior se señala la zona objeto de estudio con los diferentes sectores diferenciados en el basamento paleozoico. LVA- Lineamiento Valle Ancho, LH- Lineamiento Huincul. También se muestra un esquema de la Antártida en el que se enmarca la Península Antártica y en esta, con un asterisco en su extremo norte, se marca la situación de la Península Tabarin. En otro esquema, por encima del anterior, se muestra con más detalle la Península Tabarin y su zonación geológica meso-cenozoica (del Valle *et al.*, 1992): en rosa la zona del arco magmático y en amarillo la cuenca de James Ross. B) Esquema de América del Sur con la disposición de los diferentes fragmentos continentales/terrenos paleozoicos. Modificada de Ramos (2009).

nia (ver Li *et al.*, 2008 y trabajos allí citados). Dichos fragmentos continentales han sido denominados, de norte a sur: Antofalla, Chi-Cu, Patagonia Oriental, Patagonia Occidental y Antártida Occidental (Fig. 1B), aunque en el primer caso (Antofalla) el terreno involucrado está todavía en discusión (ver explicación más adelante, al comienzo del Ciclo Orogénico Oclóyico). Los fragmentos antes citados formaban parte de placas litosféricas que, en ocasiones, estaban compuestas por subplacas, las cuales hasta ahora no habían sido definidas como tales, como es el caso de Chilenia y Cuyania, pertenecientes a la placa Chi-Cu y anteriormente definidas como terrenos, y la de Atacama parcialmente separada del margen de Gondwana, entre las que también se produjeron colisiones.

Los eventos orogénicos paleozoicos fueron tanto colisionales como no colisionales, pudiendo coexistir y/o sucederse en el tiempo (generación de un orógeno no colisional durante la acreción previa a la colisión) y han sido descritos para el extremo sur del territorio suramericano por Ramos *et al.* (1986), Ramos (1988*a, b*, 1999, 2009) y Ramos y Naipauer (2014), entre otros. En este trabajo seguiremos la propuesta de estos autores, modificándola con datos propios.

Así, las orogénias que culminan con un evento colisional son la Pampeana (Ediacárico-Cámbrico temprano) producida probablemente por la acreción/colisión de Antofalla, la Ross (Cámbrico tardío-Ordovícico Temprano) producida por la acreción/col-

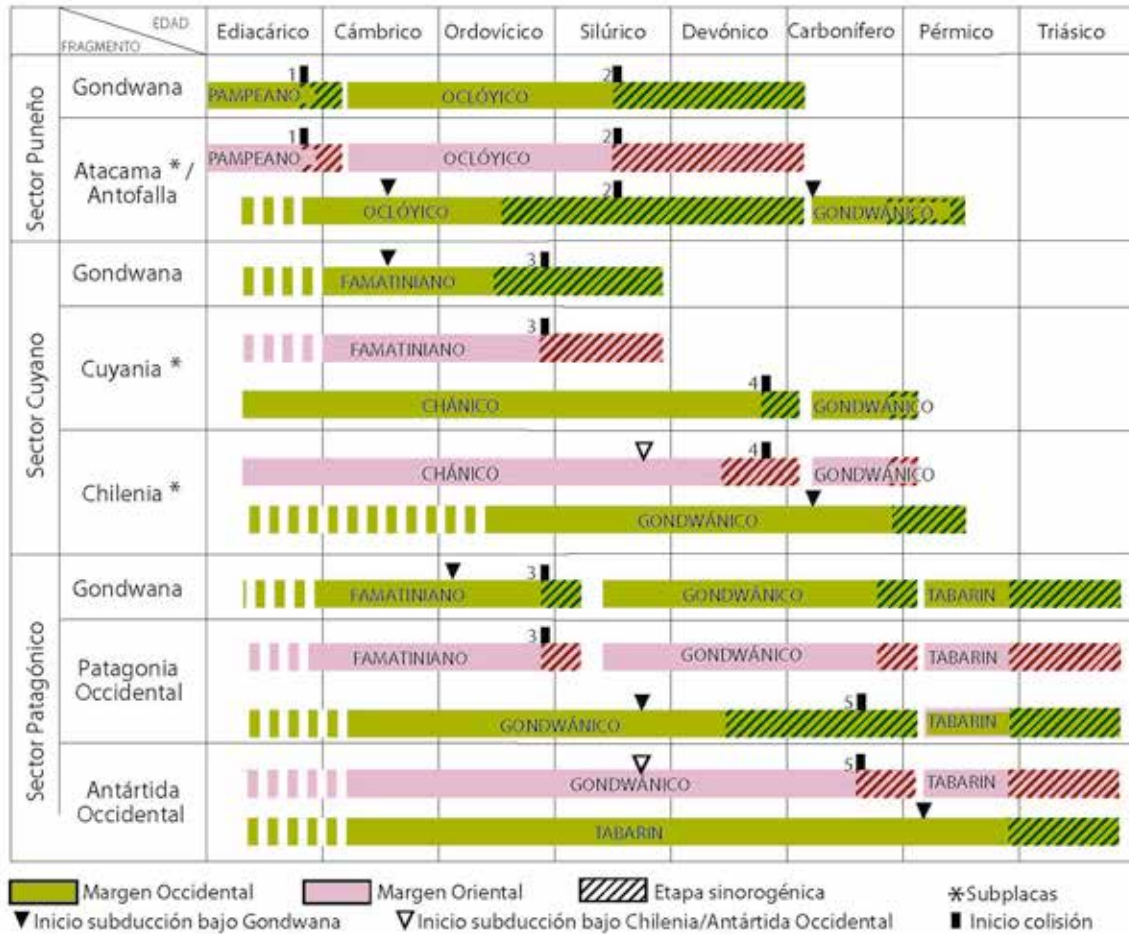


Fig. 2.- Esquema mostrando la extensión temporal de los diferentes ciclos orogénicos y sus principales acontecimientos tectónicos en los fragmentos continentales/terrenos involucrados en los tres sectores en que se divide el basamento paleozoico de los Andes para la descripción de su evolución geodinámica. (1) Inicio de la colisión Antofalla-Gondwana, (2) inicio de la colisión Atacama-Gondwana, (3) inicio de la colisión Cuyania-Gondwana y Patagonia Occidental-Gondwana, (4) inicio de la colisión Gondwana-Chileña, (5) inicio de la colisión Antártida Occidental-Gondwana.

sión de la Patagonia Oriental, la Famatiniana (Ordovícico Medio-Silúrico) producida por la acreción/colisión de dos fragmentos con diferente posición paleogeográfica: Chi-Cu y la Patagonia Occidental (Fig. 1B), la Oclóyica (Ordovícico Medio-Devónico) producida por una subducción/colisión en la subplaca de Atacama, la Chánica (Devónico Medio-Carbonífero temprano) producida por la acreción/colisión de la subplaca de Chileña (parte occidental de Chi-Cu) y la Gondwánica o San Rafael (Devónico Medio-Pérmico medio) producida por la acreción/colisión de la Antártida Occidental. Esta última orogenia tiene también una parte no colisional (Heredia *et al.*, 2006) al norte de los

38° S, donde no existió este fragmento continental. En este artículo se propone además la existencia de una nueva orogenia, de tipo no colisional, a la que denominaremos Tabarin (Pérmico tardío-Triásico), producida por una última subducción proto-pacífica, pero ya bajo el margen de Pangea, y que es reconocible en la Patagonia y en la Península Antártica. Estas orogenias culminan los ciclos orogénicos del mismo nombre, en los que se han separado la etapa preorogénica de la sinorogénica, que tienen diferente edad según el margen en el que se desarrollen. De los ciclos orogénicos relacionados con dichas orogenias, no nos referiremos en este trabajo al Pampeano, ya que se desarrolló fundamentalmente durante el

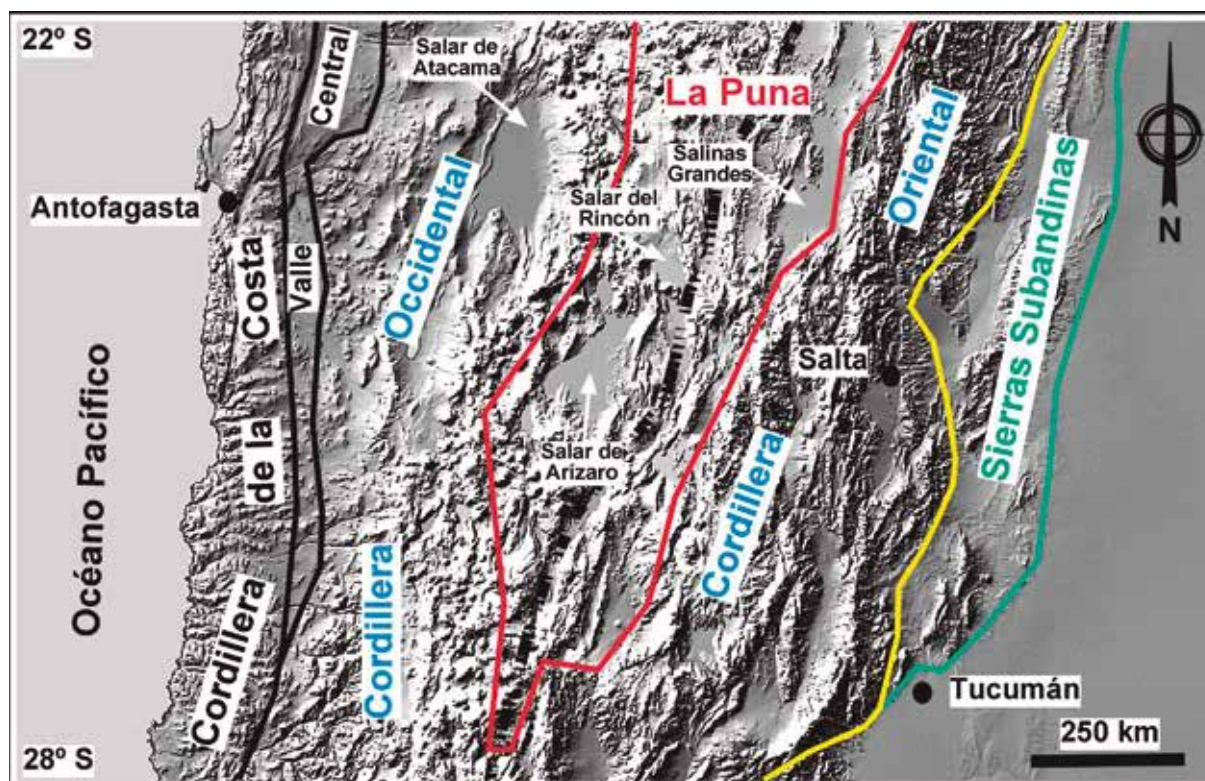


Fig. 3.- Principales unidades morfoestructurales del Sector Puneño de los Andes, situado al N del lineamiento Valle Ancho (28° S). La línea negra discontinua muestra la posición aproximada de la antigua zona de sutura precámbrica entre Antofalla y Gondwana.

Precámbrico, ni al de Ross, que no es reconocible en el entorno de la Cordillera de los Andes. Por último, las orogénias paleozoicas no se encuentran homogéneamente repartidas a lo largo de los Andes, con excepción de la Gondwánica, que presenta marcadas variaciones de norte a sur tanto en edad como en tipo (colisional o no colisional). Esto ha permitido separar en el basamento de los Andes argentino-chilenos tres sectores distintos, cuyos límites coinciden aproximadamente con dos importantes lineamientos actuales (Fig. 1A) y cuya arquitectura geológica ha condicionado la evolución tectonoestratigráfica durante el Ciclo Orogénico Andino, ya en tiempos meso-cenozoicos. Dichos lineamientos, denominados Valle Ancho (28° S, LVA en la Fig. 1A) (Ramos, 1999) y Huincul (38° S, LH en la Fig. 1A) (Ploszkiewicz *et al.*, 1984), parecen estar relacionados con estructuras mayores del basamento paleozoico de los Andes (Chernicoff y Zappetini, 2003). Así, al norte de los 28° S se sitúa el Sector Puneño (Fig. 1A) en el que posteriormente al Ciclo Orogénico Pampeano se desarrollaron los ciclos orogénicos Oclóyico

y Gondwánico (no colisional); entre los 28°-38° S se localiza el Sector Cuyano (Fig. 1A) en el que se reconocen los ciclos Famatiniano, Chánico y Gondwánico (no colisional) y en el Sector Patagónico (al sur de los 38° S, Fig. 1A), se reconocen los ciclos Famatiniano, Gondwánico (colisional) y Tabarin. En la figura 2 se muestra la distribución temporal de los diferentes ciclos orogénicos y sus principales eventos tectónicos en cada uno de los márgenes de los fragmentos continentales involucrados en esta evolución y referida a los tres sectores mencionados.

Evolución geodinámica del Sector Puneño

La evolución geodinámica de este sector (Figs. 1A y 3) está marcada por la separación y posterior colisión con Gondwana (Ciclo Oclóyico) de la subplaca de Atacama y la posterior implantación de una subducción en el margen occidental de esta subplaca (Ciclo Gondwánico). Este sector incluye, de oeste a este, las siguientes unidades morfoestructurales: Cordillera de

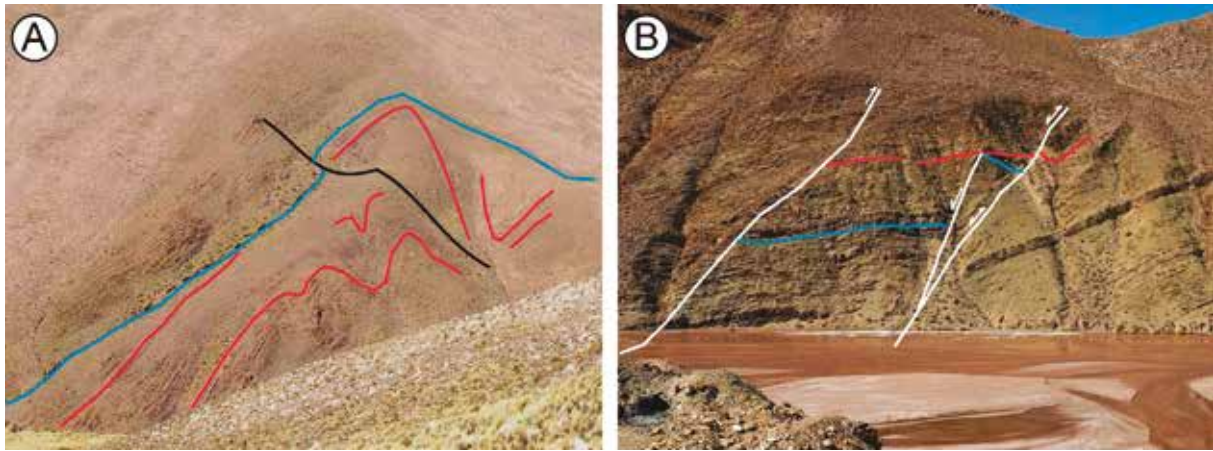


Fig. 4.- A) Discordancia entre rocas del Ciclo Oclóyico (arriba) y del Ciclo Pampeano en la Cordillera Oriental de los Andes. Cuesta de Lipán (Provincia de Jujuy, Argentina). B) Fallas normales sinsedimentarias afectando a rocas ordovícicas de La Puna. Rio Pastos Chicos cerca de Susques (Provincia de Jujuy, Argentina). Oeste a la derecha de las fotos.

la Costa, Valle Central, Cordillera Occidental (incluyendo la Precordillera Chilena), altiplano de La Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Fig. 3).

El Ciclo Orogénico Oclóyico

El Ciclo Orogénico Oclóyico culmina con la colisión entre Gondwana y la subplaca de Atacama, la cual parece coincidir con el antiguo fragmento continental peri-gondwánico de Antofalla (Ramos *et al.* 1988a; Bahlburg y Hervé, 1997; Bahlburg *et al.*, 2000) (Fig. 1B) aunque el marco geotectónico durante el Ciclo Pampeano no está todavía demasiado claro (ver además Kraemer *et al.*, 1995; Rapela *et al.*, 1998, Ramos, 1999; Casquet *et al.*, 2012; entre otros), de manera que según los diferentes autores podrían aparecer uno o más fragmentos continentales/terrenos involucrados en este ciclo (Antofalla, Pampia, Mara, etc.). Nosotros creemos que faltan todavía muchos datos sobre la Orogenia Pampeana (vergencia de las estructuras, zonación metamórfica, marco tectosedimentario, etc.), sin los cuales es difícil precisar las características del fragmento/s continental/es que están vinculados con esta orogenia y si este/estos son o no terrenos. Como en este trabajo no se analizará el Ciclo Pampeano, ya que tuvo lugar fundamentalmente en el Precámbrico, mantendremos en la descripción del Sector Puneño el nombre más antiguo, Antofalla, que se ajusta a algunas de las observaciones realizadas por nuestro grupo, aunque sin negar la existencia de las otras posibilidades.

Lo que si parece claro es que con anterioridad al Ciclo Oclóyico, entre el Neoproterozoico y el Cámbrico temprano, se habría producido la colisión que dio lugar a la Orogenia Pampeana en el Sector Puneño (Ramos, 1988a; Rapela *et al.*, 1998) (Figs. 2 y 4A). Esta orogenia finalizó en este sector de los Andes antes de los ca. 535 Ma (Hongn *et al.*, 2001), edad de los granitos postorogénicos más antiguos. Fruto de esta colisión son los posibles restos ofiolíticos de edad Precámbrica que afloran en la parte sur de La Puna y que han sido interpretados como la sutura del Orogénico Pampeano (Fig. 3) (Bahlburg *et al.*, 2000), la cual delimitaría hacia el oeste el posible terreno Antofalla.

Coincidiendo con el fin de la Orogenia Pampeana, a partir del Cámbrico temprano tardío, en el margen occidental de Gondwana (el opuesto al de la colisión pampeana) comenzó una nueva subducción (Fig. 2) que a partir del Cámbrico tardío (Moya, 2015), pero sobre todo durante el Ordovícico (climax durante el Ordovícico Temprano), generó un arco magmático sobre la cuenca de retrocuña (APO en la Fig. 5A). Este arco dio lugar también a términos efusivos, representados por la Faja Eruptiva Occidental de La Puna (Coira *et al.*, 1999, 2009). La cuenca de trasarco relacionada con esta subducción se mantuvo en extensión desde el Cámbrico temprano (Hongn *et al.*, 2001) hasta el Ordovícico Medio (Coira *et al.*, 2009), rellenándose por una gruesa secuencia de materiales siliciclásticos (Fig. 4B), volcánicos y volcano-clásticos (Bahlburg y Hervé, 1997). Aunque no está claro si llegó a formarse corteza oceánica, durante

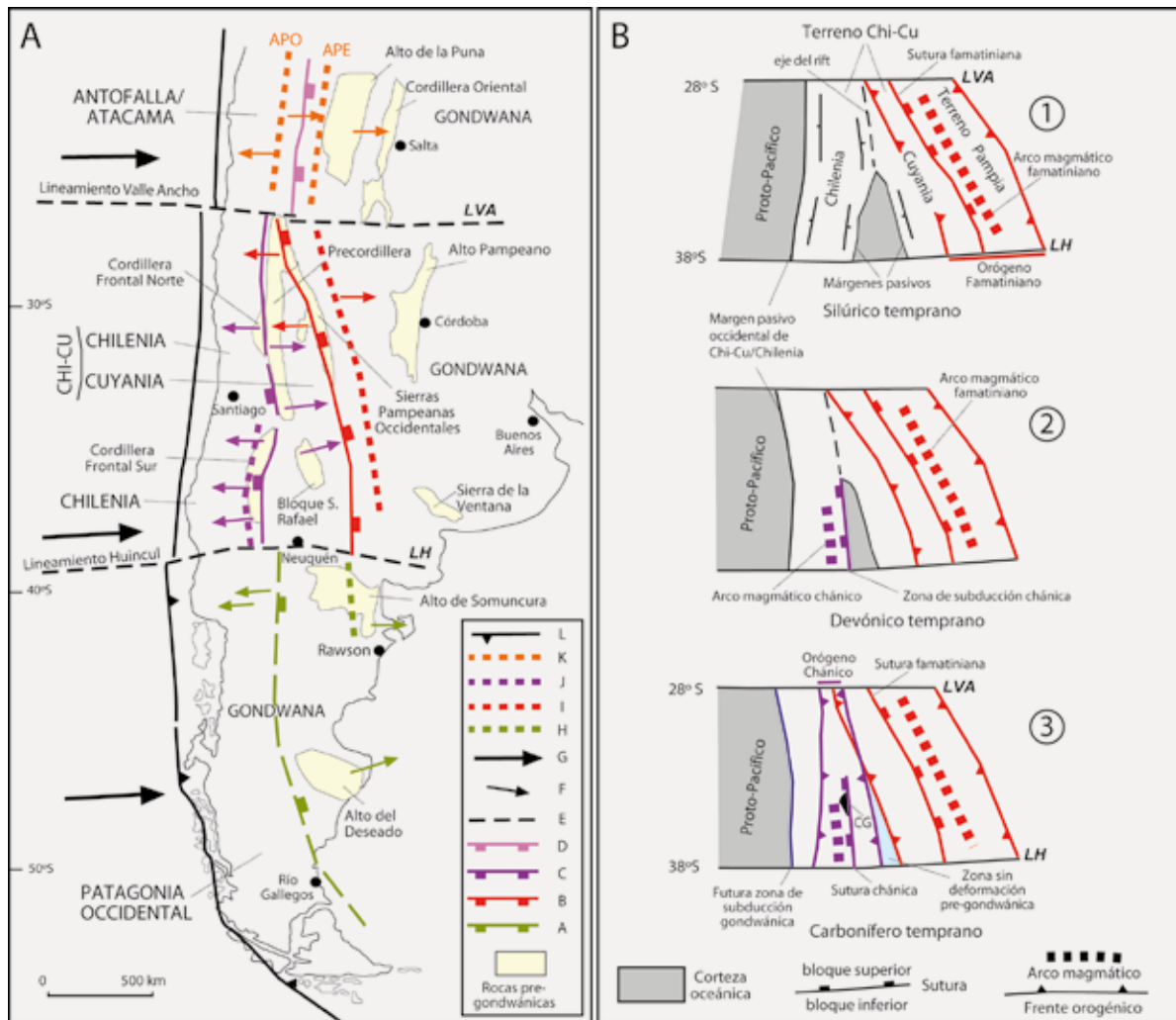


Fig. 5.- A) Disposición de los principales elementos geotectónicos (fragmentos continentales/terrenos, suturas y arcos magmáticos) del Paleozoico de Argentina y Chile (margen SO de Gondwana) en el Carbonífero temprano. Suturas (los rectángulos marcan la placa superior): A- Famatiniana del Sector Patagónico (Ordovícico Tardío?), B- Famatiniana del Sector Cuyano (Ordovícico Medio). C- Chánica (Devónico Tardío), hacia el N esta línea marca el límite entre las dos ramas del Orógeno Chánico (sin sutura), y D- Pampeana (Cámbrico temprano) y límite entre las dos ramas del posterior Orógeno Oclóyico. E- Límites entre los diferentes sectores de los Andes que coinciden con lineamientos andinos: LVA- Lineamiento Valle Ancho, LH-Lineamiento Huincul. F- Vergencia de las estructuras paleozoicas (Verde-Famatinianas patagónicas, Rojo- Famatinianas cuyanas, Morado- Chánicas, Naranja- Oclóyicos). G- Sentido de desplazamiento de la litosfera oceánica protopacífica hacia el margen de Gondwana. Arcos magmáticos: H- Famatiniano del Sector Patagónico, I- Famatiniano del Sector Cuyano, J- Chánico, K- Oclóyicos del Sector Puneño: APO- Arco de La Puna Occidental, APE- Arco de La Puna Oriental. L- Subducción Gondwánica: los triángulos morados indican la antigua zona de subducción oclóyica reactivada. B) Modelo de evolución geodinámica para el Sector Cuyano entre el Silúrico temprano y el Carbonífero temprano. En color rojo se muestran los principales elementos geotectónicos famatinianos de este sector del margen SO de Gondwana y en morado los chánicos. CG- Complejo Guarguaraz. Modificado de García-Sanseguundo *et al.* (2014a).

este proceso extensional se produjo un metamorfismo de LP-HT que afectó tanto al basamento como a los sedimentos de la cuenca de trasarco (Sola *et al.*, 2013; Hongn *et al.*, 2014) y permitió el desarrollo de un cortejo de estructuras ductiles, entre las que destacan fajas miloníticas a diferentes escalas (Hongn and Riller, 2007, Hongn *et al.*, 2014; Finch *et al.*,

2015). Este episodio metamórfico alcanzó condiciones de fusión parcial y fue coetáneo con el emplazamiento de diversos plutones en niveles medios de la corteza (Hongn *et al.*, 2014), los cuales, junto con sus equivalentes volcánicos, forman lo que Coira *et al.* (1999) denominaron Faja Eruptiva Oriental de La Puna (APE en la Fig. 5A). La cuenca de trasarco

tenía su eje de expansión aproximadamente sobre la zona de sutura entre Pampia y Antofalla propuesta por Ramos (1988a) y Bahlburg *et al.* (2000) y llegó a ser lo suficientemente ancha como para independizar una subplaca, Atacama, en esta etapa preorogénica del Ciclo Oclóyico (Fig. 3).

Los restos de la cuenca de antearco oclóyica son muy escasos y podrían corresponder con series turbidíticas marinas del Ordovícico Inferior que afloran en la parte chilena y cerca de la frontera con Argentina. Estas series contienen numerosas intercalaciones volcánicas (Breitkreuz, 1986) y según Bahlburg y Hervé (1997) muestran facies más profundas hacia el oeste (hacia la trinchera oceánica).

Entre el Ordovícico Medio (ca. 465 Ma; Ramos, 1972) y el Silúrico medio (ca. 431 Ma), la subducción produjo el acortamiento del margen occidental de Gondwana (Bahlburg, 1990), dando lugar a la Orogenia Oclóyica (Turner y Méndez, 1975; Ramos, 1986) (Fig. 2). En esta etapa inicial no colisional se produjo la intrusión de algunos plutones sinorogénicos (Vergara, 1978) en la zona del arco magmático (Faja Eruptiva Occidental) (APO en la Fig. 5A) y en la cuenca de trasarco (Bahlburg *et al.*, 2016), con un máximo, según este último autor, en el entorno de los 444 Ma. Restos de la cuenca de antepaís de retroarco afloran en La Puna, cerca del Salar del Rincón (provincia de Salta, Fig. 3) y de la de antearco cerca de la costa de Chile, con edades comprendidas entre el Ordovícico Tardío y el Silúrico (Ramos, 1986; Bahlburg *et al.*, 1994; Bahlburg y Hervé, 1997).

A partir del Silúrico medio (ca. 431 Ma; edad de los granitos de subducción más modernos según Vergara, 1978) se produce el bloqueo de la subducción, por lo que el vulcanismo y plutonismo se reducen drásticamente. A su vez, comienza la inversión de la cuenca extensional de trasarco a medida que la subplaca de Atacama se acerca a Gondwana, lo que da lugar a la formación de un orógeno de colisión que se prolonga hasta finales del Devónico (Fig. 2), o incluso hasta el Carbonífero temprano (Díaz-Martínez, 1996). Sin embargo Martina *et al.*, (2011) reconocen cerca del límite sur de este sector rocas volcánicas de edades comprendidas entre ca. 348 y 342 Ma (límite Tournaisiense-Viseense) que pa-

recen estar relacionadas con un evento extensional y son claramente postorogénicas respecto del Ciclo Oclóyico. Por otra parte, las rocas sedimentarias del Carbonífero superior se disponen ya claramente discordantes sobre las estructuras oclóyicas, tal y como se aprecia en la parte este de la Cordillera Oriental (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999). El Orógeno Oclóyico es reconocible desde el borde oriental de la Cordillera de la Costa de Chile (Charrier *et al.*, 2007) hasta la Cordillera Oriental, en el entorno del meridiano de Salta (Figs. 3 y 4) (Alonso *et al.*, 2012). Sus zonas internas son muy reducidas en extensión (se restringen al territorio de La Puna, Figs. 3 y 6A) y parecen relacionadas con la etapa colisional, ya que muestran escasa actividad plutónica sinorogénica y en ellas la deformación tuvo lugar en condiciones metamórficas que no superaron el grado bajo (Mon and Hongn, 1991; Astini, 2008). En la rama oriental del Orógeno Oclóyico (al este de la antigua Sutura Pampeana de La Puna, Fig. 3) las estructuras muestran vergencia hacia el este, con algunas estructuras retrovergentes (Mon *et al.*, 1993) (Fig. 6B). Por el contrario, la rama occidental (al oeste de dicha sutura) es poco conocida, debido fundamentalmente a la escasez de afloramientos. No obstante, en algunos sectores del borde occidental de La Puna parecen existir vergencias tanto hacia el oeste como hacia el este (Fig. 5A), lo que podría indicar tanto la presencia de estructuras retrovergentes como la superposición de estructuras precolisionales (vergentes al este) y colisionales (vergentes al oeste).

Secuencias sinorogénicas oclóyicas poco deformadas afloran principalmente en las cercanías del frente orógeno que se desarrolló sobre el margen de Gondwana y que hoy se sitúa aproximadamente en el límite entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas (Fig. 3), donde se conserva parte de la cuenca de antepaís periférica relacionada con la rama oriental del orógeno. Esta cuenca se encuentra rellena por sedimentos de edades comprendidas entre el Silúrico y el Devónico (Stark *et al.*, 1993; Bahlburg y Hervé, 1997), aunque podrían llegar hasta el Carbonífero inferior (Díaz-Martínez, 1996; Azcuy y di Pasquo, 1999), no más allá del Tournaisiense, donde ya existen depósitos postorogénicos (Martina *et al.*, 2011). Asimismo, existen afloramientos aislados de rocas sedimentarias del Devónico-Carbonífero en la Cordillera de la Costa de Chile (Fig.

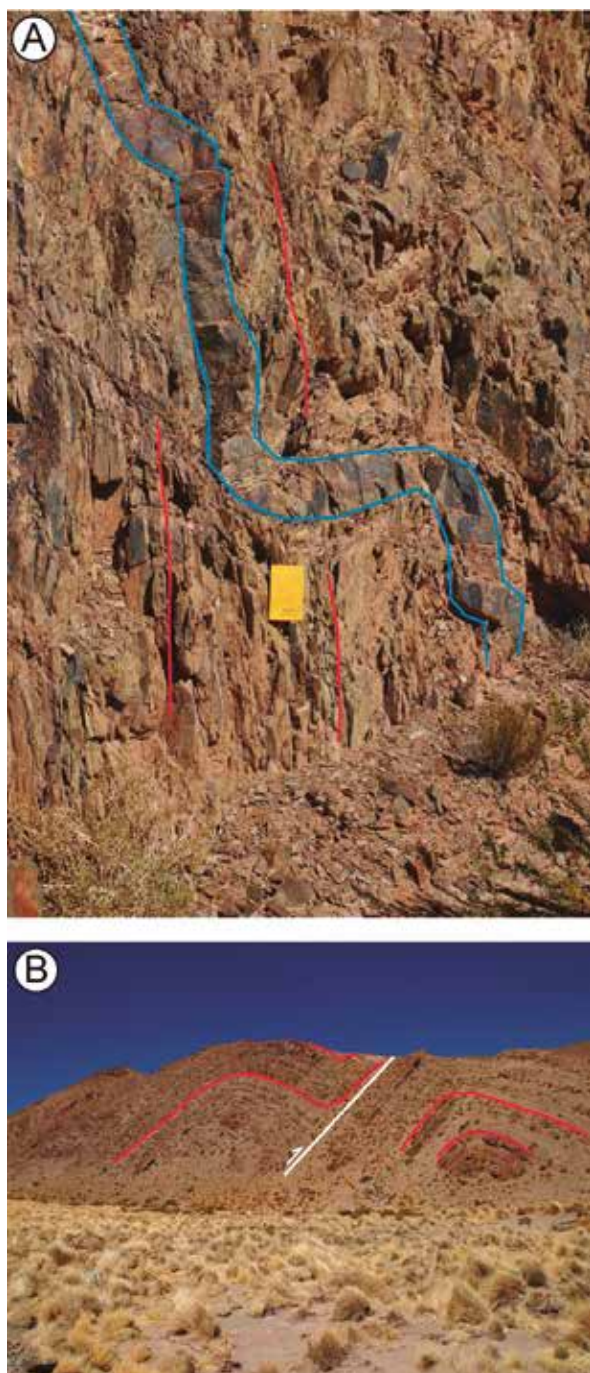


Fig. 6.- A) Rocas ordovícicas en la parte occidental de La Puna afectadas por pliegues oclóyicos con un clivaje de plano axial. Ruta Nacional 52, muy cerca del límite entre las provincias de Salta y Jujuy (Argentina). SE a la derecha de la foto. B) Cabalgamientos y pliegues oclóyicos en la parte occidental de la Cordillera Oriental (Provincia de Salta, Argentina). Este a la derecha de la foto.

3), de carácter turbidítico, que contienen depósitos desorganizados (Bell, 1984; Niemeyer *et al.*, 1997).

Estos depósitos han sido interpretados por Bahlburg y Breitzkreuz (1993) como turbiditas del margen pasivo, aunque también podrían interpretarse como sedimentos sinorogénicos del surco (*foredeep*) de una cuenca de antepaís periférica marina relacionada con el levantamiento de la rama occidental del Orogéno Oclóyico.

El lineamiento Valle Ancho (LVA en Figs. 1A y 5) podría constituir el límite sur de Antofalla/Atacama, del propio cinturón orogénico oclóyico que tiene un trazado aproximadamente N-S y de la actual unidad morfoestructural del altiplano de La Puna (Fig. 3).

El Ciclo Orogénico Gondwánico

La Orogenia Gondwánica ha sido relacionada con una pequeña colisión entre el terreno de Mejillonia (Ramos, 1988a) y el margen de Gondwana durante el Pérmico tardío-Triásico temprano (Lucassen *et al.*, 1999). Sin embargo, Casquet *et al.* (2014) aportan pruebas que sustentan la existencia del orógeno Gondwánico no colisional propuesto para este sector por Tomlinson *et al.* (2012). Según estos últimos autores, el Ciclo Gondwánico en este sector comenzó en el Carbonífero temprano (Fig. 2) con el desarrollo de una subducción en el margen occidental de la subplaca de Atacama (Figs. 2 y 7), ya acrecionada a Gondwana, coincidiendo con el final de la Orogenia Oclóyica. Esta subducción se puede interpretar como una reactivación de la antigua subducción oclóyica, que permanecía bloqueada desde el Silúrico medio y en relación con la cual se habría originado una cuenca extensional de retrocuña que habría empezado a rellenarse en el Tournasiense. En esta etapa y en el Viseense, son muy abundantes las intercalaciones volcánicas (Díaz-Martínez, 1996) con edades comprendidas entre los ca. 348-342 Ma (Martina *et al.*, 2011). En el Carbonífero inferior las cuencas tienen depocentros aislados que se desarrollan hacia el interior del territorio argentino y boliviano (Sierras Subandinas, Fig. 3) y más tarde, durante el Carbonífero tardío se expanden, aunque no lo hacen por la mayor parte de la Cordillera Oriental y La Puna que representan altos estructurales y por lo tanto se comportan como áreas fuente para los sedimentos de esa edad (Fig. 7). Posteriormente, al comienzo de la etapa orogénica gondwánica

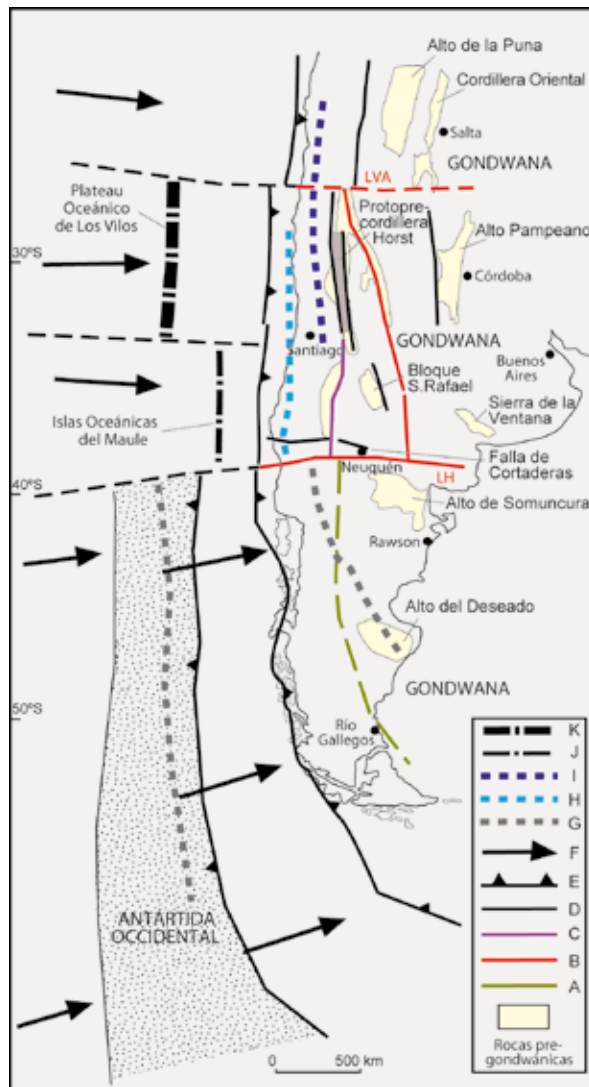


Fig. 7.- Disposición de los principales elementos geotectónicos del Paleozoico de Argentina y Chile (margen SO de Gondwana) en el Carbonífero tardío. Suturas (ver también figura: A- Famatiniana del Sector Patagónico, B- Famatiniana del Sector Cuyano. C- Chánica, D- Pampeana y límite entre las dos ramas del posterior Orogéno Oclóyico. E- Subducciones gondwánicas. F- Sentido de desplazamiento de la litosfera oceánica protopacífica hacia el margen de Gondwana y de la Antártida Occidental. G- Arco Magmático Sector Patagónico. Arcos Magmáticos del Sector Cuyano y Puneño: H- Arco Carbonífero tardío, I- Arco Pérmico temprano. Relieves oceánicos: J- Cadena de islas, H- Plateau oceánico.

esta cuenca se dividirá por la formación de un arco magmático (Fig. 7) que aflora en la parte chilena de los Andes y que tiene edades mayoritariamente pérmicas (ca. 296-265 Ma) según datos de Huete *et al.* (1977) y Mpodozis y Cornejo (1994). La Orogenia Gondwánica dio lugar a un estrecho cinturón oro-

génico con disposición N-S (Fig 6), cuyas zonas internas se sitúan en el entorno de la Sierra de Limón Verde (localidad 12 en la Fig. 8), cerca de Antofagasta. En esta localidad afloran rocas ígneas básicas y gneises deformados en condiciones metamórficas de alta presión (HP) (Lucassen *et al.*, 1999). Estas rocas corresponderían a la parte basal del prisma de acreción relacionado con la subducción gondwánica y son conocidas en la literatura geológica chilena como Serie Occidental. Dichas rocas fueron exhumadas en el Pérmico temprano-medio (Tomlinson *et al.*, 2012) en relación con un evento compresivo que permitió su emplazamiento en niveles altos de la corteza y muy próximos al arco. Este evento compresivo ha sido relacionado por estos últimos autores con un episodio de subducción plana que se correspondería con la Orogenia San Rafael o Gondwánica de Ramos (1988b), característica del Sector Cuyano. La ausencia de rocas y estructuras compresivas relacionadas con este ciclo en gran parte de los Andes del Sector Puneño, sobre todo en la parte oriental de La Puna y más al este, parece indicar que la subducción gondwánica fue siempre muy empinada. Esta geometría de la subducción dificultó la propagación hacia el este de la deformación, que no alcanzó el territorio argentino, donde además el Carbonífero superior y el Pérmico han sido relacionados tradicionalmente con cuencas extensionales (ver Azcuy y di Pasquo, 1999).

Evolución geodinámica del Sector Cuyano

Durante el Neoproterozoico, una etapa de rift (Davis *et al.*, 2000) tuvo lugar dentro del fragmento continental de Chi-Cu (Fig. 1B) que se encontraba en deriva hacia Gondwana. Este proceso extensional dio lugar a la apertura de un pequeño océano hacia el sur que permitió la separación de dos subplacas dentro de Chi-Cu: Cuyania y Chilenia (Figs. 5A y 5B1). Hacia el norte, este proceso se abortó y ambos continentes quedaron separados por un mar epicontinental que se situaba sobre la corteza continental adelgazada de Chi-Cu. Para algunos autores Chi-Cu sería un fragmento alóctono, un terreno, con una procedencia peri-lauréntica (Ramos *et al.*, 1986; Dalla Salda *et al.*, 1992; Astini *et al.*, 1995; Keller, 1999; Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004, entre otros), mientras que para otros sería un fragmento

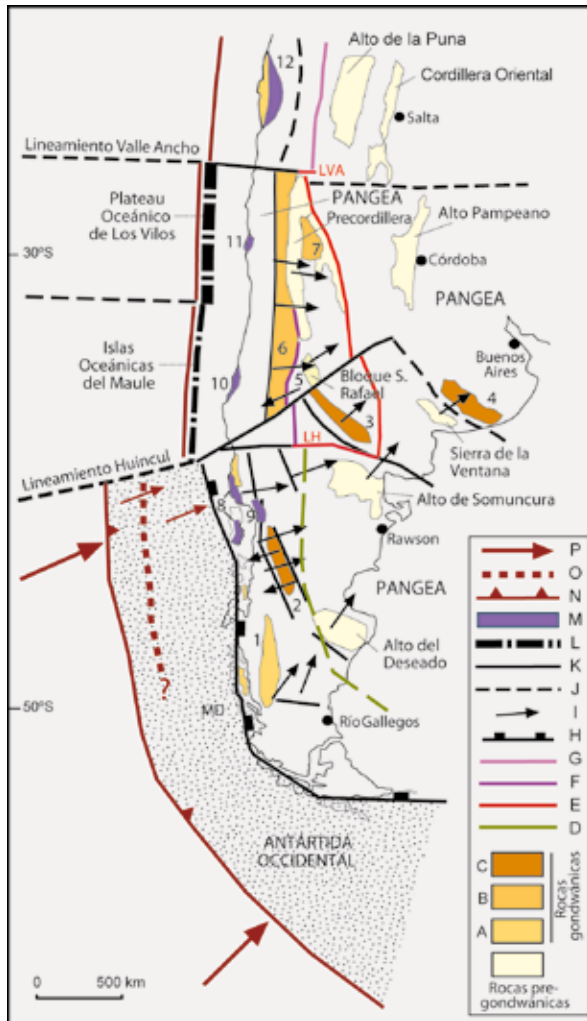


Fig. 8.- Principales elementos geotectónicos del Paleozoico de Argentina y Chile (margen SO de Pangea) en el Pérmico tardío. Principales afloramientos de rocas Gondwánicas: A- rocas preorogénicas y sinorogénicas de antearco: 1) Complejo Metamórfico de los Andes Centrales, 8 a 12) Serie Oriental de la Cordillera de la Costa (ver denominaciones en M). B- Rocas preorogénicas de trasarco y sinorogénicas relacionadas con cuencas de antepaís periféricas: 2) Tecka-Tepuel, 3) San Rafael Sur, 4) Claromecó, 5) San Rafael Norte. C- Rocas preorogénicas de retrocuña y sinorogénicas relacionadas con cuencas de antepaís de retroarco: 6) Río Blanco, 7) Paganzo. Suturas pregondwánicas: D- Famatiniana del Sector Patagónico, E- Famatiniana del Sector Cuyano. F- Chánica, G- Pampeana, H- Gondwánicas, Verdes-Tabarin). I- Vergencia de las estructuras paleozoicas (Negras-gondwánicas. J- Posición aproximada del frente orogénico gondwánico. K- Traza de las estructuras gondwánicas. L- Relieves oceánicos acrecionados al margen de Gondwana. M- Unidades alóctonas de alta presión relacionadas con el prisma de acreción gondwánico (Serie Occidental) emplazadas sobre la cuenca de antearco (Serie Oriental): 8) Puerto Montt-Chiloé, 9) Bariloche, 10) Pichilemu-Constitución, 11) Los Vilos, 12) Antofagasta. N- Margen SO de Pangea: la línea con triángulos marca la subducción del Ciclo Tabarin. O- Arco magmático del Ciclo Tabarin. P- Sentido de desplazamiento de la litosfera oceánica protopacífica hacia el margen de Pangea. LVA- Lineamiento Valle Ancho. LH- Lineamiento Huincul.

cial y la Cordillera Frontal), Valle de Rodeo-Uspallata, Precordillera y Bloque San Rafael (incluyendo sus equivalentes hacia el sur, hasta el Bloque de Chaldileuvú).

peri-gondwánico (para-autóctono) y no un terreno (Baldis *et al.*, 1989; Aceñolaza *et al.*, 2002; Finney *et al.*, 2003; López y Gregori, 2004; Finney, 2007; González-Menéndez *et al.*, 2013).

La evolución geodinámica paleozoica en el Sector Cuyano de los Andes (Figs. 1A y 9) está determinada por la colisión con Gondwana de las subplacas de Cuyania y Chilenia (Figs. 2 y 5A y 5B1), cuyo proceso de acreción a Gondwana se relaciona con los ciclos orogénicos Famatiniano y Chánico. Tras la colisión de Chilenia con Gondwana, en el margen occidental del primero se creó la subducción con la que se relaciona el Ciclo Orogénico Gondwánico (Ramos, 1988a). El Sector Cuyano incluye, de oeste a este, las siguientes unidades morfoestructurales (Fig. 9): Cordillera de la Costa, Valle Central, Alta Cordillera (en la que se separan la Cordillera Prin-

El Ciclo Orogénico Famatiniano

El Ciclo Famatiniano se relaciona con la acreción de la subplaca de Cuyania a Gondwana (Figs. 2 y 5) y, a esta latitud, se desarrolló principalmente en la parte extrandina y, más concretamente, en las Sierras Pampeanas Occidentales (Fig. 5A), siendo también reconocible en la mayor parte del extremo norte de la Precordillera y en la Precordillera Oriental (Fig. 9). Por esta razón se tratará de forma breve y con el objeto de facilitar la descripción de los ciclos orogénicos Chánico y Gondwánico, conservados principalmente en el entorno cordillerano.

Parece probable que la acreción de Cuyania a Gondwana se haya producido en relación con una subducción en el margen de este último continente, que dio lugar al arco magmático famatiniano (Figs. 2, 5A y 5B) entre el Cámbrico tardío y el Ordovícico Medio

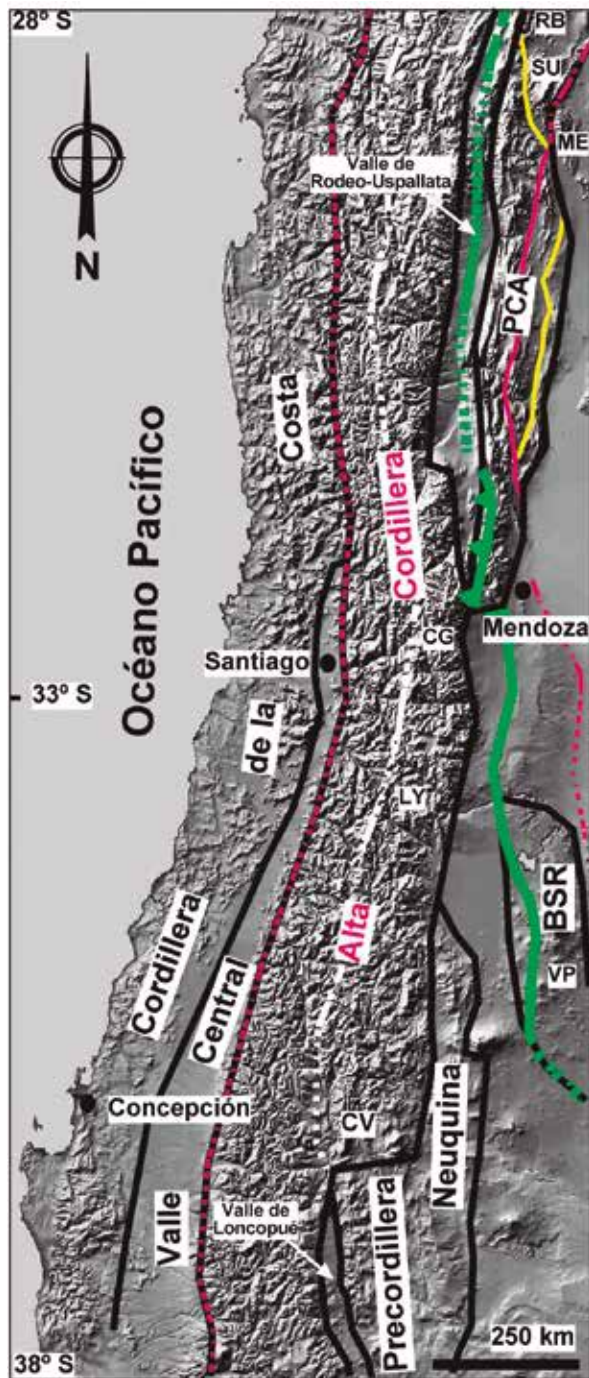


Fig. 9.- Principales unidades morfoestructurales del Sector Cuyano de los Andes, situado entre los lineamientos Valle Ancho (28° S) y Huíncul (38° S). Línea Amarilla- Posición aproximada del frente orogénico de la rama occidental del Orógeno Famatiniano. Líneas Rojas- Posición aproximada de los frentes orogénicos del Orógeno Chánico. Línea Verde- Posición aproximada del límite entre las dos ramas del Orógeno Chánico; los triángulos verdes marcan el bloque superior en la zona de sutura. Principales afloramientos del basamento mesoproterozoico: RB- Río Bonete, SU- Sierra de Umango, ME- Sierras del Maz y Espinal, VP- Parte sur del Bloque San Rafael y LY- Las Yaretas. PCA- Precordillera. BSR- Bloque San Rafael. CV- Cordillera del Viento. CG- Complejo Guarguaraz.

des cámbricas (ver Bahlburg *et al.*, 2016, para una compilación actualizada de edades) y desde el punto de vista geodinámico solo sería comparable con su Faja Occidental, ya que en la Faja Oriental está relacionado con la apertura de una cuenca de trasarco.

A partir del Ordovícico Medio, en el margen de Gondwana comienza a formarse un orógeno de tipo andino (Astini y Dávila, 2004) (Fig. 2). Posteriormente (Ordovícico Tardío, ca. 460 Ma) tuvo lugar la colisión entre la subplaca de Cuyania y Gondwana (Fig. 2), iniciándose la fase final de la Orogenia Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1973; Astini *et al.*, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998) que se prolongó hasta el límite Silúrico-Devónico (Ramos *et al.*, 1996; Mulcahy *et al.*, 2011). La rama occidental de este orógeno, formada sobre Cuyania, es más estrecha que la oriental ya que solo afectó a una parte importante del entorno andino en la Precordillera Norte, mientras que en el resto únicamente afectó a la Precordillera Oriental (Fig. 9). Tampoco existen evidencias de deformación famatiniana en la Precordillera Central y Occidental ni en la Precordillera Sur o en su prolongación austral, el Bloque de San Rafael (Fig. 9), sectores que debieron formar parte del antepaís famatiniano occidental. En la parte norte de la Precordillera, diversos autores (Astini *et al.*, 1995; Astini y Dávila, 2004) citan estructuras famatinianas vergentes al oeste y sedimentos sinorogénicos de edad Ordovícico Superior, integrados en la denominada Cuenca de Antepaís de Guandacol (Thomas y Astini, 2003). Además, en esta parte norte, el borde más oriental de la Precordillera no se encontraba muy alejado de la antigua zona de sutura famatiniana (Fig. 5A), lo que da lugar a que la deformación famatiniana sea intensa y dúctil (zonas internas del Orógeno Fa-

(ca. 500-460 Ma, según Ramos, 1999; Rapela *et al.*, 2001; Otamendi *et al.*, 2009). Este arco tiene cierta continuidad y es parcialmente contemporáneo con el magmatismo de la Faja Eruptiva de La Puna (Coira *et al.*, 1999, 2009) del Sector Puneño (APE en la Fig. 5A) por lo que en ocasiones se ha denominado a todo este conjunto como Arco Famatiniano. Sin embargo, el magmatismo de La Puna no tiene eda-

matiniano) con desarrollo de hasta dos foliaciones penetrativas y zonas de cizalla en la base de los calbagamientos. Esta intensa deformación hace que niveles emplazados en la corteza media del arco famatiniano (Otamendi *et al.*, 2009) y del basamento mesoproterozoico grenvilliano de Cuyania (Varela *et al.*, 2011) se encuentren involucrados en la deformación famatiniana, la cual los emplazó en niveles corticales altos y permitió que fueran totalmente exhumados por erosión antes del Devónico (Rapela *et al.*, 2008). Afloramientos de este basamento se observan a lo largo del borde oriental de la Precordillera Norte (Varela *et al.*, 2011), como en el río Bonete y en las sierras de Umango y del Maz y Espinal (RB, SU y ME en la Fig. 9). El cinturón orogénico famatiniano tendría, al igual que la sutura famatiniana, un trazado predominante NNO-SSE, aunque parece girar a un trazado más N-S en su extremo austral (Fig. 5A y B). Este trazado favorecería que el frente orogénico occidental progresase más hacia el oeste en su parte norte, razón por la que en la mayor parte del extremo norte de la Precordillera son reconocibles estructuras famatinianas.

Hasta el momento actual la Orogenia Oclóyica se ha descrito como una «fase orogénica» más dentro del Ciclo Famatiniano, junto con la Orogenia Famatiniana (Ramos, 1988*b*; Astini and Dávila, 2004, entre otros) y en ocasiones con la Chánica (Ramos, 1999; Heredia *et al.*, 2012, entre otros), o se han utilizado indistintamente los nombres de orogenia/ciclo Oclóyica/o (Turner y Méndez, 1975; Collo *et al.*, 2008, entre otros) o Famatiniana/o (Aceñolaza y Toselli, 1973; Rapela *et al.*, 2001, entre otros). En este trabajo proponemos la existencia de una clara separación entre los ciclos Famatiniano y Oclóyico, basándonos principalmente en que: 1) tienen edades distintas (empiezan en una edad similar, pero la Orogenia Oclóyica se extiende más en el tiempo), 2) ambos ciclos están relacionados con evoluciones geotectónicas diferentes (fundamentalmente la colisión de una placa litosférica que contiene un fragmento continental en la Famatiniana y la inversión de una cuenca de tras-arco en la Oclóyica), 3) muestran un conjunto de estructuras y unas condiciones de deformación distintas y 4) se desarrollan en entornos paleogeográficos diferentes (al norte de los 28° S la Oclóyica y al sur de esta latitud la Famatiniana).

El Ciclo Orogénico Chánico

En la parte sur del Sector Cuyano, este ciclo orogénico está relacionado con la separación y posterior acreción de la subplaca de Chileña a la de Cuyania (Figs. 3 y 7) y en su parte norte con la apertura y posterior inversión del rift que se generó dentro de Chi-Cu (Fig. 5B1). La edad más antigua de este rift viene marcada por las rocas ofiolíticas que aparecen sobre la Precordillera Sur, datadas en ca. 570 Ma (Davis *et al.*, 2000). El Ciclo Orogénico Chánico se reconoce en diversos afloramientos de basamento paleozoico de la Alta Cordillera de los Andes, donde se conservan restos de los márgenes orientales de Chileña y del rift intracontinental de Chi-Cu (Fig. 9); pero sobre todo se encuentra conservado en la Precordillera (Furque, 1979), que contiene los márgenes occidentales de Cuyania y del mencionado rift (Fig. 9).

La sucesión preorogénica se apoya sobre un basamento mesoproterozoico grenvilliano (>1.0 Ga), el cual aflora en un único lugar de la Cordillera Frontal (Las Yaretas, LY en la Fig. 9) y en varios puntos de la parte sur del Bloque de San Rafael (VP en Fig. 9). Los rasgos principales de esta sucesión aparecen descritos en los trabajos de Keller (1999), Bordonaro (1999) y Baldis y Peralta (1999). La serie preorogénica tiene diferente área fuente en función del margen en el que fue depositada, si bien su edad y características son similares en ambos márgenes. En su parte inferior (Neoproterozoico a Ordovícico) contiene un elevado número de intercalaciones volcánicas básicas en la parte más distal de ambos márgenes (Kay *et al.*, 1984; Keller, 1999; González-Menéndez *et al.*, 2013; entre otros).

En el margen de Chileña, con el área fuente situada al oeste, la edad de la sucesión preorogénica abarca desde el Ediacárico (López de Azarevich *et al.*, 2009; Varela *et al.*, 2011) al Devónico Superior (Giacosa *et al.*, 2014*a*), esta última obtenida a partir de circones detríticos (ca. 374 Ma) en rocas metamórficas por Zappettini *et al.* (2012). En el margen de Cuyania, la secuencia preorogénica llega hasta el Frasnense (Keller, 1999; Amenábar y di Pasquo, 2008), con el área fuente situada al este. En este margen se reconocen hasta dos plataformas carbonatadas, una cámbrica y otra ordovícica, que pasan hacia el oeste a facies sili-

ciclásticas más profundas (Spalletti *et al.*, 1989) que contienen olistolitos calcáreos procedentes de dicha plataforma (Borrello, 1969; Bordonaro, 1980; Baldi *et al.*, 1982, Thomas *et al.*, 2012). Estos hechos llevaron a diversos autores (Astini, 1997; Keller, 1999; Alonso *et al.*, 2008) a proponer la presencia en esta época de un margen pasivo en la parte occidental de Cuyania (Precordillera) que profundizaría hacia el oeste. La extensión habría dado paso hacia el sur a un episodio de rift más abierto, donde se habría formado corteza oceánica, mientras que hacia el norte esta separación no llegó a ser efectiva de modo que las subplacas de Chileña y Cuyania permanecieron unidas (Fig. 5B1) por una corteza continental adelgazada (Kay *et al.*, 1984; González-Menéndez *et al.*, 2013).

A partir del Silúrico, la Cordillera Famatiniana (Fig. 5B1) debió de constituir una nueva área fuente para el margen occidental de Cuyania, de modo que el Orogéno Famatiniano no solo tendría capacidad de alimentar su cuenca de antepaís periférica, sino que los sedimentos podrían llegar también hasta dicho margen de manera similar a lo que ocurre actualmente con la Cordillera de los Andes y el margen pasivo atlántico o con los Himalayas y el margen septentrional del Océano Índico. El evento orogénico famatiniano debe ser también responsable de que la parte superior de la sucesión preorogénica (Silúrico-Devónico Superior) del margen occidental de Cuyania sea ligeramente discordante a escala regional (Fig. 10A) sobre la sucesión pre-silúrica. En esta parte alta de la secuencia preorogénica chánica están casi ausentes las intercalaciones volcánicas y las facies sedimentarias son más homogéneas y continuas, lo que podría interpretarse en relación con la instalación de un episodio de subsidencia térmica. Hacia el sur, el margen de Cuyania mantiene durante el Silúrico y el Devónico unas características similares a las de la parte norte. En la parte sur del margen oriental de Chileña la sucesión devónica preorogénica contiene intercalaciones de rocas volcánicas (Zappettini y Dalponte, 2009) y algunas rocas plutónicas con edades desde el Devónico Inferior (Tickyj, 2011) que no se reconocen al norte. Esto parece indicar que en dicha parte sur el margen oriental de Chileña pasó de ser un margen pasivo a uno activo sometido a subducción, en el cual durante el Devónico llegó a desarrollarse un arco magmático incipiente (Figs. 2

y 5B2). Según Davis *et al.* (2000) este tránsito tuvo lugar durante el Silúrico, coincidiendo con el final de la colisión famatiniana, probablemente porque el desplazamiento hacia el este de Cuyania debió absorberse en esta nueva subducción (Fig. 5B2). Este arco magmático con vulcanismo activo debió ser la fuente de los circones de edad Devónico Superior descritos por Zappettini *et al.* (2012) en la Cordillera del Viento (CV en la Fig. 9) situada en la parte sur de la Cordillera Frontal, que no han sido encontrados en las sucesiones preorogénicas de la parte norte de la misma, donde la subducción chánica no tuvo lugar y por lo tanto no pudo desarrollarse un arco volcánico.

En la Cordillera Frontal, Willner *et al.* (2011) describen, en el Complejo Guarguaraz (López y Gregori, 2004; López de Azarevich *et al.*, 2009) (CG en Figs. 5B3 y 9) rocas deformadas en condiciones de HP en el Devónico Medio (ca. 390 Ma). Massonne y Calderón (2008) y Willner *et al.* (2011) vinculan este metamorfismo y deformación con la colisión entre Chileña y Cuyania, en la que la primera de estas subplacas se introduciría bajo la segunda, una vez finalizada la subducción de la corteza oceánica bajo Cuyania. Sin embargo, en la sucesión paleozoica del margen de Cuyania no se han descrito secuencias sinorogénicas ni discontinuidades importantes hasta el Carbonífero temprano, lo que permite dudar de la existencia de un evento orogénico colisional en el Devónico Medio, el cual ya había sido propuesto por Davis *et al.* (2000). Por otro lado, parece claro que la subducción debió de realizarse bajo Chileña por la presencia de un arco magmático incipiente en el margen oriental de esta subplaca, cuyos granitos (Devónico Inferior, según Tickyj, 2011) presentan deformación compresiva simultánea con su emplazamiento. Todos estos datos apuntan a la existencia de un orógeno incipiente de tipo andino en el margen suroriental de Chileña en el Devónico Temprano-Medio (Fig. 2), el cual sería consistente con las edades del evento metamórfico de HP, propuesto por Willner *et al.* (2011).

A partir del Devónico Tardío (ca. 374 Ma) tiene lugar la colisión entre las subplacas de Chileña y Cuyania (Ramos *et al.*, 1986) al consumir la subducción el pequeño océano que las separaba hacia el sur (Figs. 2 y 5B3), produciéndose en este momen-

to el emplazamiento del Complejo Metamórfico de Guarguaraz (que contiene relictos de alta presión) sobre el margen de Chileña (Fig. 5B3) (García-Sansegundo *et al.* 2016) y de las ofiolitas sobre el de Cuyania, lo que coincide con la edad de los depósitos sinorogénicos chánicos más antiguos. El emplazamiento del Complejo Metamórfico de Guarguaraz culminó en el Tournaisense (ca. 353 Ma, Willner *et al.*, 2011), mientras que la sucesión sinorogénica se prolonga hasta el Viseense. En la parte norte de este Sector, donde ambas subplacas se encontraban unidas por una corteza continental adelgazada (Fig. 5B1 y B2), la compresión chánica produjo la inversión de la cuenca extensional preorogénica. En esta parte norte la sucesión sinorogénica chánica llega a apoyarse sobre el basamento mesoproterozoico que aflora en el sector oriental de la Precordillera (Varela *et al.*, 2011 y trabajos citados) y que fue exhumado durante la Orogenia Famatiniana.

La parte sur del Orógeno Chánico presenta unas zonas internas bien desarrolladas y situadas próximas a la zona de colisión. En estas zonas internas se conservan restos no subducidos de la corteza oceánica que separaba Chileña de Cuyania emplazados tectónicamente sobre el margen de Cuyania (Davis *et al.*, 1999), así como extensas láminas alóctonas que contienen la secuencia preorogénica metamorfozada de Chileña (Giambiagi *et al.*, 2014). Estas unidades alóctonas, pertenecientes a Chileña, deben ser las responsables del registro estratigráfico del extremo sur de la Precordillera, tan distinto al del resto de la misma (Giambiagi *et al.*, 2014) y muy probablemente también de la estratigrafía que presenta la parte oeste del Bloque San Rafael (Farias *et al.*, 2016). Los cabalgamientos responsables de la exhumación del Complejo Metamórfico de Guarguaraz son asimismo causantes de los afloramientos de basamento mesoproterozoico, constituidos por el gneis grenvilliano de Las Yaretas (Ramos y Basei, 1997, LY en la Fig. 9). En las zonas internas de la parte sur del Orógeno Chánico afloran también rocas plutónicas, desde sin- a postorogénicas (Heredia *et al.*, 2012; Giacosa *et al.*, 2014a), entre las que destaca la apenas deformada Tonalita del Carrizalito (ca. 334 Ma, Caminos *et al.*, 1979). La presencia de este magmatismo durante la Orogenia Chánica apunta a un mayor engrosamiento cortical en esta parte sur del orógeno.

Por el contrario, en la parte norte las zonas internas tienen escaso desarrollo y el metamorfismo regional no supera la facies de los esquistos verdes (von Gosen, 1992, 1997), encontrándose limitado a la parte más occidental de la Precordillera. El magmatismo sinorogénico es también escaso, aunque deben existir algunos plutones aislados en la Cordillera Frontal, sobre todo hacia su límite sur, ya que clastos de rocas plutónicas del Carbonífero inferior (ca. 348 Ma) aparecen incluidos en los conglomerados basales de la secuencia sinorogénica de esta parte norte del orógeno en la Precordillera Occidental (Gallastegui *et al.*, 2014).

Las estructuras chánicas tienen una vergencia generalizada hacia el oeste en su rama occidental (Heredia *et al.*, 2012, García-Sansegundo *et al.*, 2014b) y hacia el este en la oriental (Álvarez-Marrón *et al.*, 2006) (Figs. 5A y 5B3) desarrollada sobre la Precordillera (Cuyania) y que es la rama que mejor se conserva (Fig. 9). En este sentido, la lámina alóctona afín a Chileña que se apoya sobre la parte occidental de la Precordillera sur presenta estructuras chánicas dúctiles vergentes hacia el oeste y otras más modernas y frágiles que vergen hacia el este. Las primeras se produjeron cuando esta lámina se deformó sobre el margen de Chileña, al que pertenece, y las segundas durante su emplazamiento sobre el margen de Cuyania (Giambiagi *et al.*, 2014).

En la parte norte de este Sector, en la Precordillera Occidental y límite oriental de la Cordillera Frontal estas estructuras son pliegues (Fig. 11A), a veces con un clivaje asociado que no suele afectar a los niveles más arenosos y cabalgamientos (Furque, 1979; Álvarez-Marrón *et al.*, 2006; Alonso *et al.*, 2016). En la parte sur las zonas internas están mejor desarrolladas, se encuentran contenidas principalmente en la rama occidental del orógeno (Figs. 5B3 y 9) y sus estructuras principales son pliegues a todas las escalas y zonas de cizalla. Los pliegues llevan asociadas dos foliaciones penetrativas (von Gosen, 1995) (Fig. 11B), son vergentes hacia el oeste en la rama occidental (Cordillera Frontal) (García-Sansegundo *et al.*, 2014b) y desde verticales a vergentes al este, con algunas estructuras retrovergentes en su rama oriental (Precordillera) (Giambiagi *et al.*, 2014) (Fig. 3).

Coetáneamente con el proceso orogénico chánico, entre el Tournaisense y el Viseense tuvo lugar el de-

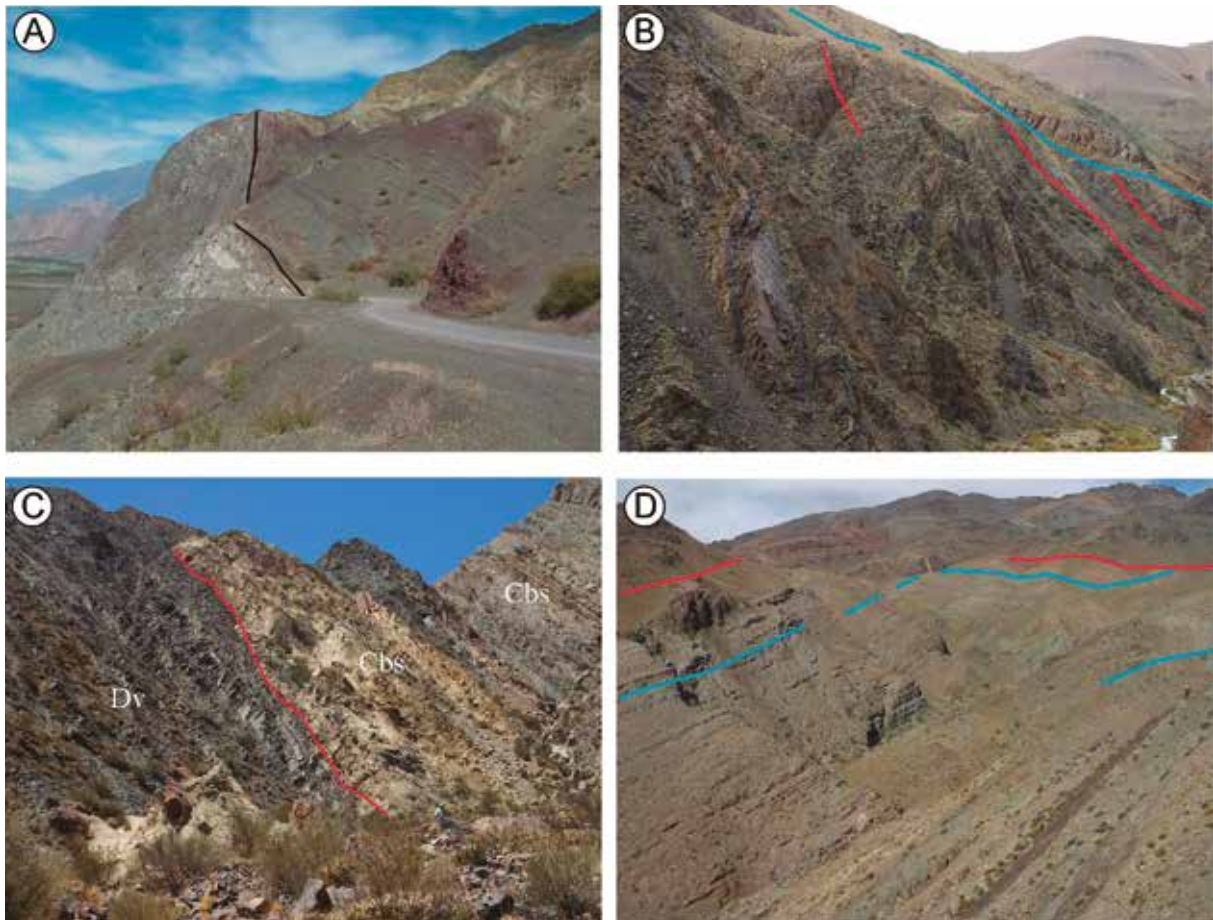


Fig. 10.- A) Disconformidad (línea negra) entre la base de la secuencia silúrica y las calizas ordovícicas en la Precordillera Central. Valle del río San Juan, cerca de El Tambolar (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la derecha de la foto. B) Discordancia angular entre el Carbonífero superior y el Devónico en la parte oriental de la Cordillera Frontal. Quebrada del Agua Negra (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la derecha de la foto. C) Paraconformidad entre las secuencias del Carbonífero superior (Cbs) y del Devónico (Dv) en la Precordillera Central. Valle del río San Juan, cerca de la central hidroeléctrica de Los Caracoles (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la izquierda de la foto. D) Discordancia entre depósitos permo-triásicos del comienzo del Ciclo Andino (línea roja) y la secuencia sinorogénica gondwánica en la Cordillera Frontal. Quebrada de Cortaderas, Sierra de Castaño (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la izquierda de la foto.

pósito de potentes series sinorogénicas (Limarino y Césari, 1992; Césari y Gutiérrez, 2000; Césari *et al.*, 2011; Colombo *et al.*, 2014; Gallastegui *et al.*, 2014) (Fig. 2), que se conservan en la Precordillera (Cuyania) (Figs. 9 y 12B). El área fuente de estos sedimentos se encontraba en los relieves de la cordillera que se estaba formando, que junto con la deformación y el depocentro de la cuenca migraron hacia el oeste en la rama occidental y hacia el este en la oriental (Heredia *et al.*, 2012). El Orógeno Chánico se encuentra postdatado en algunos lugares por rocas del Carbonífero inferior (Viseense superior) (Azcuay *et al.*, 1981; Astini *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2014a) y de forma generalizada por sedimentos

del Carbonífero superior-Pérmico inferior (Furque, 1979; Heredia *et al.*, 2002; Álvarez-Marrón *et al.*, 2006; Heredia *et al.*, 2012; García-Sansegundo *et al.*, 2014b; Colombo *et al.*, 2014) (Fig. 10B).

El Orógeno Chánico es más ancho en su parte sur que en la norte (Fig. 5B3 y 9) y es oblicuo al famatiniano (NNO-SSE frente a N-S). Por esta razón el frente orogénico de la rama oriental del Orógeno Chánico intersecta al frente occidental famatiniano en la parte norte, mientras que hacia el sur se separan (Figs. 5B3 y 9). Esto se pone de manifiesto en la parte oriental de la Precordillera Central, donde no existe discordancia angular entre los materiales

Cámbrico-Devónicos y Carbonífero-Pérmicos (von Gosen, 1992, 1997) (Fig. 10C), lo cual determina la ausencia de estructuras vinculadas con dichos orógenos en esta zona de la Precordillera Central (Figs. 5B3 y 9). Por otro lado, la deformación chánica tampoco parece haber afectado al margen occidental de Chileña (Figs. 5B3 y 9), dado que en la Cordillera de la Costa en Chile tampoco existe discordancia entre los materiales marinos Silúrico-Devónicos del margen pasivo de Chileña y los Carbonífero-Pérmicos, relacionados con el posterior margen activo gondwánico (Charrier *et al.*, 2007), lo que apunta a que el actual límite de la Alta Cordillera en Chile se corresponde con el del frente occidental del Orógeno Chánico (Fig. 9).

El Ciclo Orogénico Gondwánico

En el Carbonífero temprano, una nueva subducción (Fig. 2) comienza en el antiguo margen pasivo occidental de Chileña (Hervé, 1988; Rebolledo y Charrier, 1994; Hervé *et al.*, 2003) a la vez que termina la colisión Chánica en el margen opuesto (Fig. 7). Esta subducción se mantiene activa durante todo el Ciclo Orogénico Gondwánico de este sector.

El comienzo de este ciclo (etapa preorogénica, Fig. 2) es muy similar al del Sector Puneño, sobre todo en la parte chilena. Durante esta etapa, una gran parte del margen occidental de Gondwana se encontraba sometido a un régimen extensional que dio lugar a la formación de un rift con depocentros muy localizados, de los cuales los mejor conservados se sitúan en la parte argentina, tanto en la Precordillera (Remesal *et al.*, 2004; Astini *et al.*, 2005), como en la Cordillera Frontal y también en su equivalente hacia el sur, la Cordillera del Viento (CV en la Fig. 9) (Zöllner y Amos, 1973; Méndez *et al.*, 1995; Llambías *et al.*, 2007) (Fig. 11C). Estos depocentros contienen abundantes intercalaciones de rocas volcánicas de carácter bimodal con edades de ca. 337 Ma en la Precordillera (Ezpeleta *et al.*, 2009; Astini *et al.*, 2011) y de ca. 328-326 Ma en la Cordillera del Viento, situada en la parte sur de la Cordillera Frontal (Suárez *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013) (Fig. 11C) y escasos términos plutónicos (ca. 330-326 Ma), localizados en la parte norte de la Cordillera Frontal (Batolitos del Elqui-Limarí y Colangüil) y

que han sido citados por Llambías y Sato (1990, 1995), Hervé *et al.* (2014) y Sato *et al.* (2015); todo lo cual indica que el Ciclo Gondwánico comienza ya en el Visense más alto. A comienzos del Carbonífero tardío (HF en la Fig. 11C) la extensión se atenúa ligeramente y las intercalaciones volcánicas son más escasas. En este periodo las cuencas sedimentarias se expanden, desarrollándose por todo el margen de Gondwana un conjunto de cuencas de retrocuña parcialmente separadas entre sí por altos estructurales (horst) (Fig. 7). Estos altos estructurales, sobre todo el alto Pampeano (Fig. 7) que es el más extenso, se convirtieron en área fuente para la mayor parte de los sedimentos carboníferos que llegaban hasta el margen continental de Gondwana (Spalletti *et al.*, 2012). En los Andes argentinos, las cuencas de Río Blanco y Paganzo (6 y 7 en la Fig. 8) se encontraban parcialmente separadas por un horst formado en el basamento pre-gondwánico, el alto de la Protoprecordillera, un viejo resto del Orógeno Chánico (Heredia *et al.*, 2012) (Fig. 7). Más al oeste, cerca de la zona de subducción gondwánica (Fig. 7), un primer arco magmático, el Batolito de la Costa (Figs. 7 y 12A), se mantuvo activo durante una gran parte del Carbonífero tardío (ca. 320-300 Ma) (Hervé *et al.*, 1988; Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990; Deckart *et al.*, 2014).

A finales del Carbonífero y en relación con esta subducción, dio comienzo la Orogenia San Rafael o Gondwánica (Fig. 2). Este orógeno tiene un trazado N-S (Fig. 8), y las principales estructuras son cabalgamientos y pliegues asociados con vergencia predominante al este (Alonso *et al.*, 2005, Alonso *et al.*, 2014) (Fig. 11D). Sus zonas internas no muestran un buen desarrollo, como es habitual en los orógenos no colisionales, en los que dichas zonas están restringidas al prisma de acreción (Fig. 11E). Durante el Pérmico temprano, y a diferencia de lo que ocurre en el Sector Puneño, en la parte norte del Sector Cuyano la subducción se hizo plana (Ramos y Folguera, 2009), con lo que la deformación migró rápidamente hacia el este junto con el arco magmático (Fig. 7). Este magmatismo dio lugar a las unidades intrusivas calcoalcalinas y peraluminosas (Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990; Pankhurst *et al.*, 1996; Hervé *et al.*, 2014) del batolito Elqui-Limarí (ca. 301-284 Ma) (Fig. 7), así como a algunas unidades intrusivas del batolito de Colangüil (Llambías y

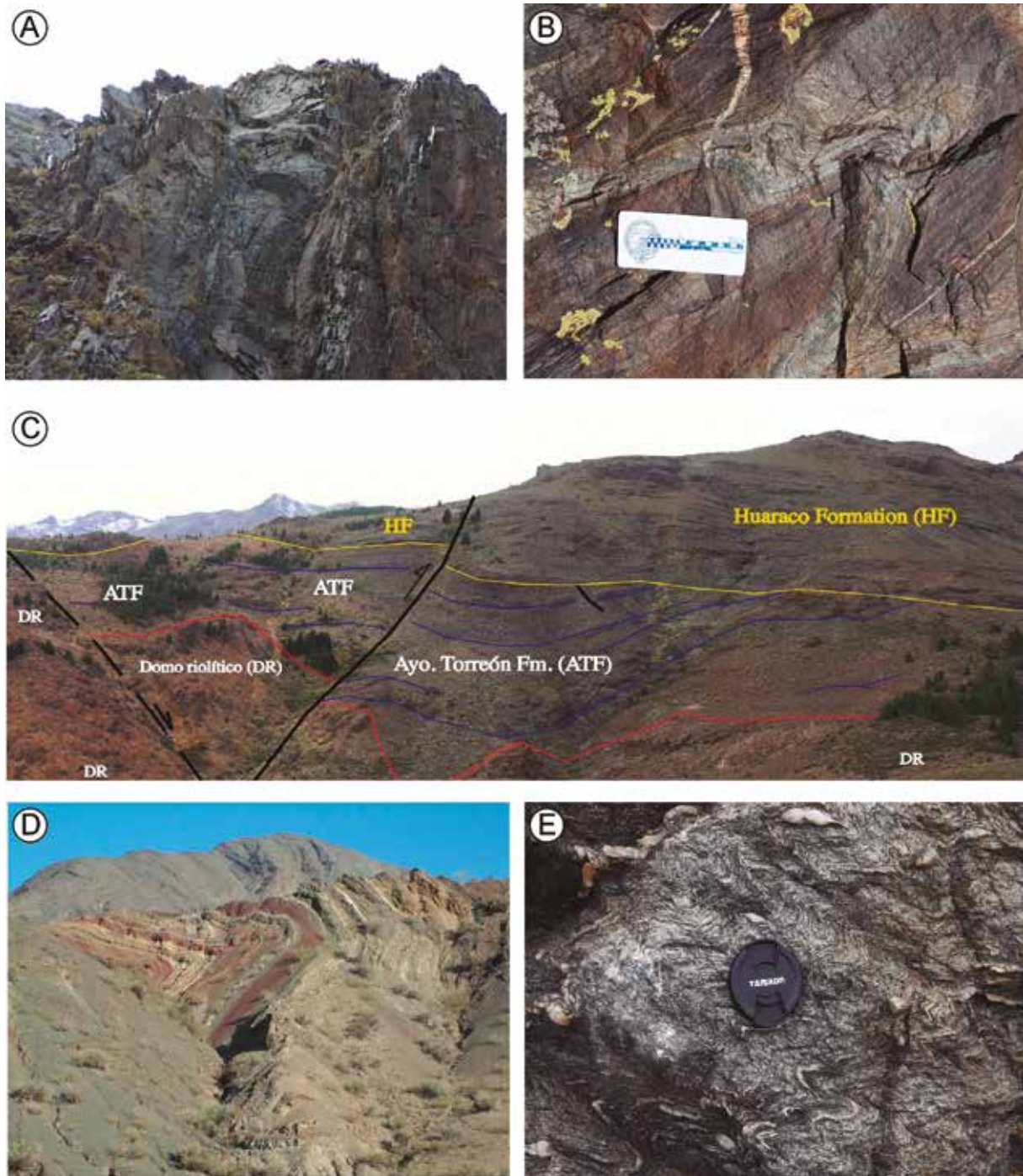


Fig. 11.- A) Pliegues asimétricos chánicos (el flanco corto mide unos 5 m), sin clivaje asociado, que afectan a niveles arenosos (posiblemente devónicos) del límite oriental de la Cordillera Frontal (parte norte). Quebrada del Agua Negra (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la derecha de la foto. B) Pliegue chánico con desarrollo de clivaje de plano axial y que pliega tanto a la estratificación como a un clivaje previo subparalelo a esta. Borde oriental de la Cordillera Frontal (parte sur) en el Cordón del Plata (Provincia de Mendoza, Argentina). Este a la izquierda de la foto. C) Discordancia e intercalaciones volcánicas (domo riolítico, DR) relacionadas con la tectónica extensional que caracteriza el inicio del Ciclo Gondwánico (Carbonífero temprano). Cordillera del Viento, cerca de Andacollo (Provincia de Neuquén, Argentina). Este a la derecha de la foto. D) Pliegue retrovergente gondwánico afectando a rocas del Carbonífero superior de la Precordillera Central. Valle del río San Juan, entre el Dique de Los Caracoles y el río Uruguay (Provincia de San Juan, Argentina). Este a la izquierda de la foto. E) Pliegues deformando la esquistosidad gondwánica de fase 2 en rocas del prisma de acreción. Costa del Pacífico en los alrededores de Los Vilos (Región de Coquimbo, Chile). Oeste a la derecha de la foto (área 11 en la Fig. 8).

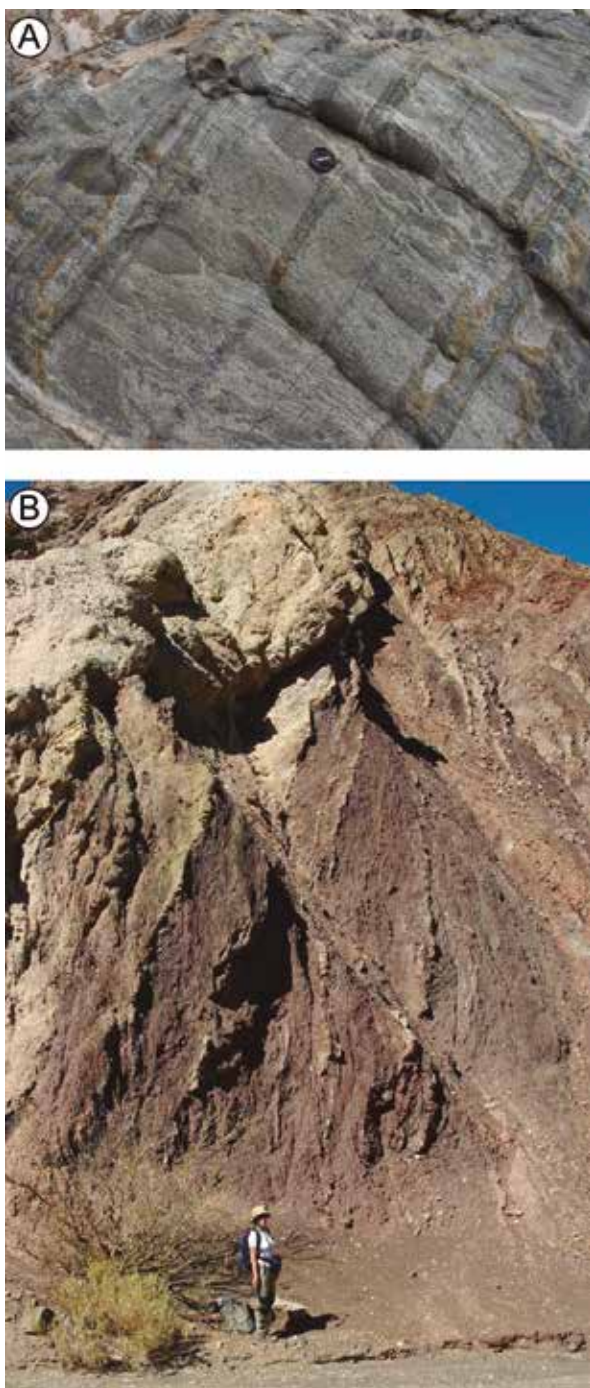


Fig. 12.- A) Rocas plutónicas carboníferas del Batolito de la Costa de Chile con deformación gondwánica e intruidas por diques jurásicos. Costa del Pacífico en los alrededores de Viña del Mar (Región de Valparaíso, Chile). Oeste a la derecha de la foto. B) Discordancia entre depósitos sinorogénicos gondwánicos del Pérmico (arriba) y depósitos sinorogénicos chánicos del Carbonífero inferior en la Precordillera Occidental. Valle del río San Juan en el entorno de la Quebrada del Salto (Provincia de San Juan, Argentina). Oeste a la derecha de la foto.

Sato, 1990, 1992, 1995; Heredia *et al.*, 2002, Sato *et al.*, 2015), situado más al este, llegando a alcanzar la Precordillera, e incluso algunos plutones las Sierras Pampeanas occidentales (Ramos y Folguera, 2009). Durante esta etapa de subducción subhorizontal, en el Pérmico temprano y medio (hasta ca. 260 Ma) se habría producido el acercamiento de un relieve oceánico tipo «plateau» al margen de Gondwana (García-Sansegundo *et al.*, 2014a) (Fig. 7). La llegada de este relieve oceánico a la fosa oceánica (Fig. 8) produjo el progresivo bloqueo de la subducción, el consiguiente empinamiento de esta y la migración hacia el oeste del magmatismo y la deformación, quedando esta última restringida a las cercanías de la fosa (García-Sansegundo *et al.*, 2014a). El bloqueo de la subducción dio lugar a la exhumación del prisma de acreción y su emplazamiento sobre la cuenca de antearco más próxima al arco, tal como se observa en Los Vilos (área 11 en la Fig. 8) (García-Sansegundo *et al.*, 2014a).

En la parte austral del orógeno la inclinación de la subducción permaneció constante, con lo que el frente orogénico avanzó menos hacia el este y el arco magmático (Batolito de la Costa) se mantuvo inactivo y estable (Fig. 7) hasta el fin de la Orogenia San Rafael (Pérmico temprano, ca. 280 Ma) (Ramos *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2014a). En esta parte austral, la Orogenia San Rafael está probablemente relacionada con la acreción al margen de Gondwana de un cordón de islas oceánicas (Hyppolito *et al.*, 2014) que permitió la exhumación del prisma de acreción basal gondwánico (Figs. 7 y 8) como puede observarse en el entorno de Pichilemu-Constitución (área 10 en la Fig. 8).

En todo el Sector Cuyano, las rocas del prisma de acreción gondwánico están afectadas por hasta tres episodios de deformación durante los que se generaron foliaciones penetrativas asociadas al desarrollo de pliegues y zonas de cizalla dúctiles. La primera foliación se produjo en condiciones de alta presión y baja temperatura (en adelante HP-LT), mientras que el resto de estructuras están relacionadas con la exhumación del prisma de acreción y su emplazamiento sobre la cuenca de antearco.

Las series sinorogénicas gondwánicas (Fig. 2) tienen edades comprendidas entre el Carbonífero superior

y el Pérmico medio y las que se conservan corresponden en su mayor parte al retroarco (Busquets *et al.*, 2005), donde contienen abundantes intercalaciones de rocas volcánicas (Busquets *et al.*, 2013a y b). En la Cordillera Frontal y Precordillera las series de retroarco son de origen continental, tienen edades comprendidas entre el Carbonífero superior más alto y el Pérmico inferior y conservan el único paleobosque de esa edad de toda Sudamérica (Césari *et al.*, 2010; Césari *et al.*, 2012). Los depósitos y depocentros del retroarco migran hacia el este junto con la deformación, apoyándose tanto sobre las series preorogénicas como sobre los antiguos relieves extensionales de tipo Protoprecordillera (Heredia *et al.*, 2012). Por el contrario, en el antearco (costa chilena) las series sinorogénicas son marinas (Rivano y Sepúlveda, 1985) y llegan hasta el Pérmico medio (Díaz-Martínez *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2007, 2015; García-Sansegundo *et al.*, 2014a).

Con la excepción de las áreas más septentrionales y más próximas a la fosa, el Orógeno Gondwánico en el Sector Cuyano colapsa a partir de los ca. 280 Ma, cuando empiezan a formarse cuencas extensionales postorogénicas muy subsidentes (Heredia *et al.*, 2002) que se rellenaron con las gruesas secuencias volcánicas de la parte inferior del Grupo Choiyoi (Choiyoi calcoalcalino de Llambías y Sato, 1992).

Cuando la Orogenia San Rafael concluye en el Pérmico medio (ca. 265 Ma) (García-Sansegundo *et al.*, 2014a) todo el margen queda en extensión, terminando de depositarse las rocas postorogénicas del resto del Grupo Choiyoi (Fig. 10D), así como sus equivalentes intrusivos, localizados principalmente en los batolitos del Elqui-Limarí (Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990; Pankhurst *et al.*, 1996; Hervé *et al.*, 2014) y Colangüil (Llambías y Sato, 1990, 1992, 1995; Sato y Llambías, 1993; Llambías *et al.*, 2003, Sato *et al.*, 2015). Este magmatismo muestra una transición de calcoalcalino a anorogénico o Tipo-A y alcanza el Triásico medio (ca. 242 Ma) (Llambías y Sato, 1992; Sato *et al.*, 2015).

Evolución geodinámica del Sector Patagónico

El Sector Patagónico (Fig. 1A) es probablemente el menos conocido, a pesar de lo cual existen eviden-

cias de la presencia de los ciclos orogénicos Famatiniano (Ordovícico Temprano-Silúrico temprano) y Gondwánico (Silúrico medio-Pérmico temprano), así como de un tercero más moderno, no reconocido hasta ahora y que en este trabajo denominaremos Tabarin (Pérmico-Triásico). En este sector solo haremos referencia a dos unidades morfotectónicas: la Zona Andina o Cordillerana y la Extraandina. La Zona Andina coincide con la actual Cordillera de los Andes y la Zona Extraandina representa el resto de la Patagonia, ambas al sur del lineamiento Huincul (Fig. 1A, 7 y 8).

El Ciclo Orogénico Famatiniano

Las rocas involucradas en este ciclo orogénico afloran de forma muy discontinua a lo largo de los Andes Patagónicos, aunque el mayor número de afloramientos se encuentra en la Cordillera Norpatagónica. Este ciclo está relacionado con la acreción de la Patagonia Occidental al margen de Gondwana (Figs. 1B, 2, 7 y 8). Este margen estaba a su vez formado por el antiguo fragmento continental de la Patagonia Oriental (Fig. 1B) que colisionó en el Cámbrico temprano con el terreno de la Antártida Oriental dando lugar a la Orogenia Ross (Stump, 1995; Goodge *et al.*, 2004). La Orogenia Ross se desarrolló durante la mayor parte del Cámbrico, extendiéndose probablemente hasta el Ordovícico Temprano. Esta orogenia se reconoce solo en la Zona Extraandina y su existencia ha sido mencionada en la parte oriental de la Patagonia por González *et al.* (2011), Chernicoff *et al.* (2013) y Ramos y Napp (2014).

En el Ciclo Famatiniano del Sector Patagónico, rocas metasedimentarias de alto grado y migmatitas con hasta tres foliaciones superpuestas (Figs. 13A y B) aparecen generalmente como «roof pendants» o como xenolitos en granitoides del Devónico (Serra-Varela *et al.*, 2015) (Fig. 13A). La migmatización tiene una edad Silúrico Temprano y las rocas migmatizadas solo están afectadas por la última foliación (Serra-Varela, comunicación personal) (Fig. 13B). Además, aparecen algunos granitoides deformados de edad ordovícica (ca. 476-450 Ma) que afloran en los macizos de Somuncura o Norpatagónico (González *et al.*, 2011) y Deseado (Loske *et al.*, 1999;

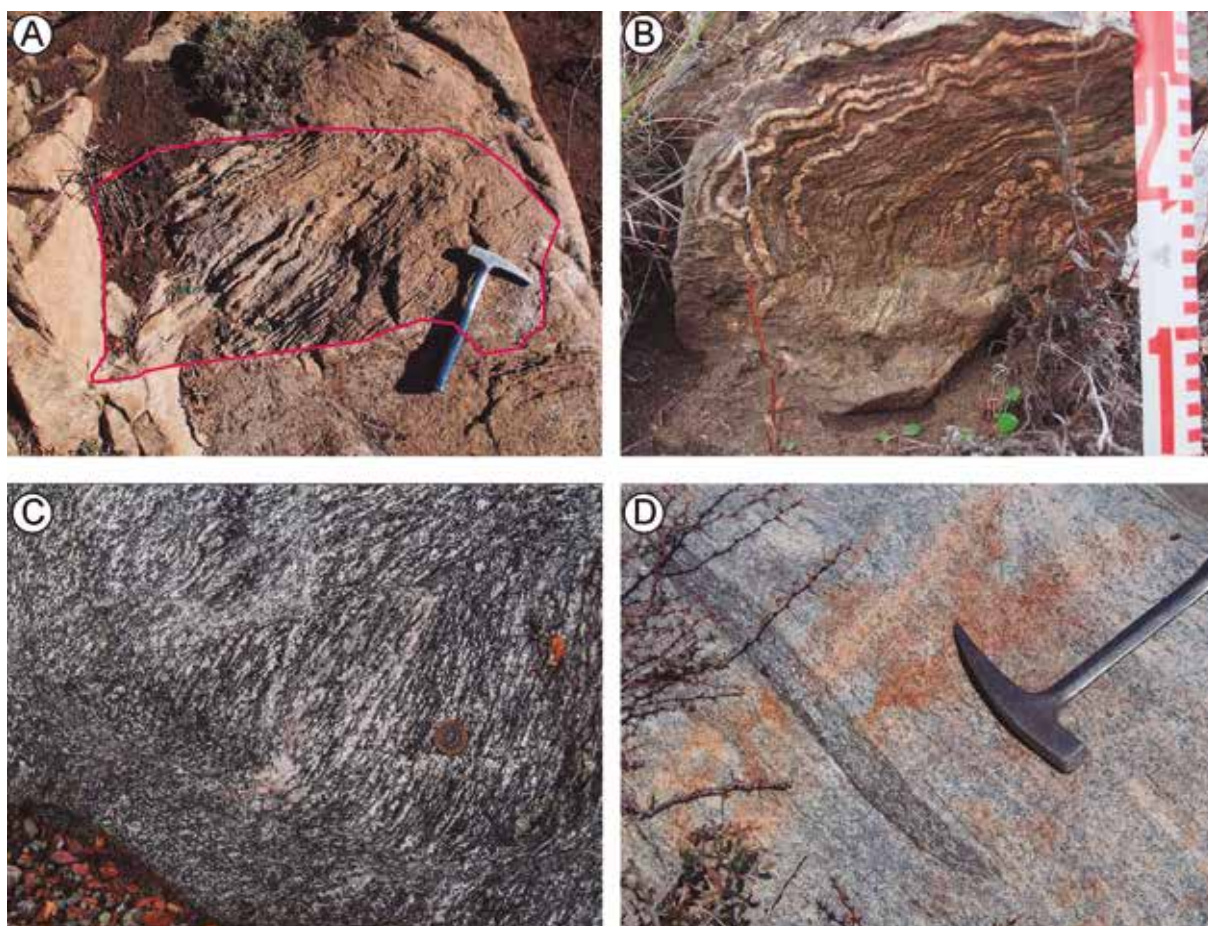


Fig. 13.- A) Xenolito de rocas foliadas famatinianas en granitos devónicos de la Cordillera Norpatagónica. Valle del río Pulmarí (Provincia de Neuquén, Argentina). B) Pliegue famatiniano de fase 3 plegando al clivaje de fase 2, a favor del cual se han intruido venas migmatíticas. Valle del río Quilquihue, cerca del lago Lolog (Provincia de Neuquén, Argentina). Oeste a la izquierda de la foto. C) Tonalita devónica deformada por una zona de cizalla gondwánica de escala métrica. Cordillera Norpatagónica en los alrededores del lago Curruhe (Provincia de Neuquén, Argentina). Oeste a la derecha de la foto. D) Foliación gondwánica en una roca granítica del Carbonífero inferior. Zona Extrandina, Macizo Norpatagónico. Alrededores de la Estancia Leleque (Provincia de Chubut, Argentina). Oeste a la derecha de la foto.

Pankhurst *et al.*, 2003) situados fuera del entorno cordillerano, lo que indicaría que la deformación famatiniana en este sector debe comenzar en el Ordovícico Tardío. Estos granitos cortan a las estructuras de la Orogenia Ross y contienen circones heredados de ese ciclo (Pankhurst *et al.*, 2006; Chernicoff *et al.*, 2013; Ramos y Naipauer, 2014), por lo que deben corresponder al arco magmático famatiniano (Fig. 5A). Este arco magmático se habría desarrollado, como en el Sector Cuyano, sobre el margen de Gondwana, aunque en el Sector Patagónico no existen edades cámbricas, ya que la Orogenia Ross todavía era activa en ese periodo (hasta ca. 492-485 Ma, según Ramos y Naipauer, 2014).

Las rocas metasedimentarias mencionadas representan, muy probablemente, una secuencia preorogénica de edad ordovícica que debería ser más antigua en el margen opuesto al que colisionó durante la Orogenia Ross. En este sentido, Serra-Varela *et al.* (2016) obtienen una edad máxima de sedimentación para estas rocas en la Zona Cordillerana Norpatagónica (entorno de San Martín de los Andes) de ca. 506 Ma. Por otro lado, diversos autores han citado edades neoproterozoicas para el basamento del entorno de la Cordillera Andina de la Patagonia (Parica, 1986; Linares *et al.*, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1991, 1994, 1999), aunque la validez de estas edades está actualmente en discusión.

No se han descrito afloramientos de la secuencia sinorogénica, mientras que las series postorogénicas (Fig. 2) han sido datadas como Wenlock con base en su contenido fosilífero (Müller, 1965, Manceñido y Damborenea, 1984). Los granitoides preorogénicos más modernos, como ya se ha descrito anteriormente, tienen una edad del Ordovícico Superior temprano (ca. 454 Ma), mientras que los postorogénicos más antiguos tienen una edad Ludlow-Pridoli (ca. 425-420 Ma) según Loske *et al.* (1999). Todo lo anterior permite deducir que las secuencias sinorogénicas deberían tener una edad comprendida entre el Ordovícico Superior y el Silúrico inferior (Fig. 2).

En el Sector Patagónico de los Andes, las estructuras asociadas al Ciclo Famatiniano se han desarrollado en condiciones metamórficas (con el desarrollo de hasta tres clivajes), presentan un trazado aproximado N-S a NNO-SSE y vergencias que varían entre O y OSO (Fig. 5A), aunque en la Zona Extrandina más próxima a la cordillera estas estructuras tienden a mostrar una vergencia más generalizada hacia el O (Fig. 5A).

Del Orógeno Famatiniano Patagónico no se conoce ni la posición exacta de la sutura ni la extensión total de sus dos ramas ni, por tanto, la posición de sus respectivos frentes orogénicos, aunque parece afectar a la mayor parte del territorio patagónico. Así, en Sierra Grande (Macizo de Somuncura, Fig. 5A), cerca de la costa del Océano Atlántico, afloran sedimentos sinorogénicos cámbricos relacionados con la Orogenia Ross (Ramos y Naipauer, 2014) deformados en facies de los esquistos verdes y que presentan hasta tres foliaciones tectónicas, la primera de las cuales se relaciona con pliegues vergentes al E (González *et al.*, 2011) que son las estructuras que mejor se reconocen. Según estos autores dicha deformación afecta también a granitoides de edad ordovícica inferior (ca. 472 Ma), lo que permitiría relacionarla con la Orogenia Famatiniana e indicaría que el Macizo de Somuncura corresponde a la parte interna de la rama oriental del Orógeno Famatiniano patagónico (Fig. 5A). Además, Giacosa *et al.* (2014b) describen un complejo ígneo-metamórfico pre-Gondwánico al oeste del Macizo de Somuncura que consideran perteneciente a las zonas internas de dicho orógeno.

Por otro lado, en el Macizo del Deseado afloran rocas metasedimentarias y metaígneas del Paleozoico

inferior cuyo metamorfismo, que alcanzó su clímax y la facies anfibolítica en tiempos Silúricos (Fracchia y Giacosa, 2006), es anterior a la intrusión de granitoides silúrico-devónicos (ca. 425-402 Ma, Loske *et al.*, 1999; Giacosa *et al.*, 2002, 2010) que son por tanto postfamatinianos. Estas rocas presentan zonas de cizalla dúctil y una foliación penetrativa, relacionada con pliegues vergentes al ESE y ENE (Giacosa *et al.*, 2002), lo que indica que, al igual que el Macizo de Somuncura, el del Deseado se sitúa en las zonas internas de la rama oriental del Orógeno Famatiniano Patagónico (Fig. 5A). Por otra parte, el patrón de circones detríticos extraídos de rocas preorogénicas en el entorno cordillerano muestra principalmente edades mesoproterozoicas y escasez de circones de edades jóvenes, lo que podría indicar su relación con un margen pasivo o con una cuenca de rift (Serra-Varela *et al.*, 2016). Por el contrario, los patrones obtenidos para unidades cambro-ordovícicas del Macizo Norpatagónico Oriental (Somuncura) no presentan circones de edades mesoproterozoicas, por lo que serían correlacionables con cuencas asociadas a arcos volcánicos activos. Esto apunta también a que el Macizo Norpatagónico Oriental debió localizarse en esta época sobre Gondwana (antiguo fragmento de la Patagonia Oriental), en el que se desarrolló el arco magmático famatiniano, mientras que la zona cordillerana se situaba sobre el margen pasivo de la Patagonia Occidental (Fig. 5A). Lo anteriormente expuesto indica que la zona de colisión/sutura entre Patagonia y Gondwana debe actualmente encontrarse en algún punto entre los macizos del Deseado y Somuncura y el entorno de la Cordillera de los Andes (Fig. 5A), aunque permanecería oculta bajo la cobertera postfamatiniana. También parece indicar que en la Cordillera Patagónica y su entorno están representadas las zonas más internas de la rama occidental (vergente al O) del Orógeno Famatiniano.

Como se deduce de lo hasta ahora expuesto, el Ciclo Orogénico Famatiniano de este sector de los Andes presenta algunas similitudes con el del Sector Cuyano, aunque es posible que los fragmentos continentales involucrados no sean los mismos y que por lo tanto el de la Patagonia Occidental no sea la extensión hacia el sur de Chi-Cu (Fig. 1A y 5A). Las diferencias más notables son: 1) la orogenia se desarrolla en un periodo más corto en el Sector Patagónico (Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano) que en el

Sector Cuyano (Ordovícico Medio-Silúrico Tardío) (Fig. 2), 2) en la sucesión estratigráfica preorogénica del Neoproterozoico-Paleozoico inferior de Chi-Cu son comunes las intercalaciones carbonatadas, mientras que en este sector no se han reconocido, 3) en función de la posición de sus respectivas zonas internas y del límite aproximado de sus dos ramas, parece que la sutura famatiniana está desplazada hacia el este en el Sector Cuyano (Fig. 5A y 7) y 4) la corta actividad del arco magmático, restringido al Ordovícico Temprano y Medio (Fig. 2), podría indicar una escasa separación entre los fragmentos continentales de la Patagonia Occidental y Oriental. Además, Ramos y Naipauer (2014) consideran que este último fragmento podría ser peri-Gondwánico, de manera que es muy probable que ambos fragmentos hayan tenido una posición más cercana al margen de Gondwana que el de Chi-Cu. Sin embargo, la falta de datos sobre la edad de la base de la sucesión preorogénica (neoproterozoica?) impide conocer el momento en el que se produjo la separación entre estos dos antiguos fragmentos continentales patagónicos.

El Ciclo Orogénico Gondwánico

Este ciclo orogénico se relaciona con la acreción de la Antártida Occidental al margen de Gondwana (Figs. 1B, 2 y 7). En este Sector, el Orógeno Gondwánico afecta a la mayor parte del territorio argentino y chileno y muestra una geometría arqueada (Fig. 8).

A mediados del Silúrico (Wenlock según Müller, 1965), después de la colisión de la Patagonia Occidental con Gondwana, en el margen opuesto a la colisión se inició una nueva subducción (Figs. 2 y 7) que determinó el final de la Orogenia Famatiniana en el Sector de Patagonia. En este tiempo la Patagonia formaba parte de una cuenca marina de retrocuña en la que se depositaron potentes series siliciclásticas que afloran sobre todo en la Zona Extrandina. A finales del Silúrico (ca 420 Ma) pero sobre todo a partir del Devónico (Loske *et al.*, 1999), esta subducción generó un arco magmático (Fig. 7) cuya actividad se prolongó hasta el principio del Carbonífero tardío (ca 320 Ma) (Pankhurst *et al.*, 2003, 2006). Este arco magmático se encuentra también representado en la Zona Cordillerana (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Martínez-Dopico *et*

al., 2011; Quezada *et al.*, 2015), y de él se conservan principalmente sus términos plutónicos, intruidos en el basamento pre-gondwánico (Fig. 13C y D). La subducción permitió la acreción de la Antártida Occidental a Gondwana y dio lugar a un prisma de acreción en el margen de este último continente (Forsythe y Mpodozis, 1979; Thomson y Hervé, 2002) donde tuvo lugar el metamorfismo de HP-LT descrito por Willner *et al.* (2004) cerca de la costa chilena (área 8 en la Fig. 8) y por García-Sansegundo *et al.* (2009) en el área de Bariloche (área 9 en la Fig. 8). Pankhurst *et al.* (2006) describen circones con recrecimientos metamórficos de 335 y 360 Ma y Martínez *et al.* (2012) picos metamórficos entre 391 y 350 Ma (Devónico Medio y el Carbonífero temprano) que representan el periodo de máxima actividad del arco magmático previo a la colisión y deben indicar la presencia de un orógeno de Tipo Andino en este periodo. Sobre este margen activo de Gondwana compartimentado por la presencia del arco magmático, se habría depositado una sucesión preorogénica que abarcaría desde probablemente el Neoproterozoico hasta la base del Devónico Medio (datos obtenidos de Dalla Salda *et al.*, 1991, 1999; Hervé *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006). A partir del Devónico Medio y hasta el Carbonífero tardío la sedimentación debe estar relacionada con la etapa sinorogénica precolisional (Fig. 2). La secuencia sinorogénica precolisional ha sido interpretada recientemente en Argentina como depositada en una cuenca de trasarco (cuenca de antepaís de retroarco) por Martínez-Dopico *et al.* (2011) y como de antearco por López de Luchi *et al.* (2002, 2010) en sectores más próximos a la cordillera. En la parte sur de la Cordillera Patagónica, cerca de la frontera entre Argentina y Chile, aflora el Complejo Metamórfico de los Andes Orientales (área 1 en la Fig. 8), cuyas rocas metasedimentarias tienen edades comprendidas entre el Devónico Superior y el Carbonífero (Ramos, 1989; Hervé *et al.*, 2003), ya que están intruidas por granitoides deformados y no deformados próximos a los 307 Ma (Bell y Suárez, 2000) y 283 Ma (Ramos, 1989). Dichos metasedimentos han sido interpretados como turbiditas depositadas en un margen pasivo por Augustsson y Bahlburg (2003). Sin embargo, si admitimos como cierto el contexto geodinámico y paleogeográfico descrito hasta ahora, lo más probable es que correspondan a depósitos del antearco más distal o más próximo a la fosa.

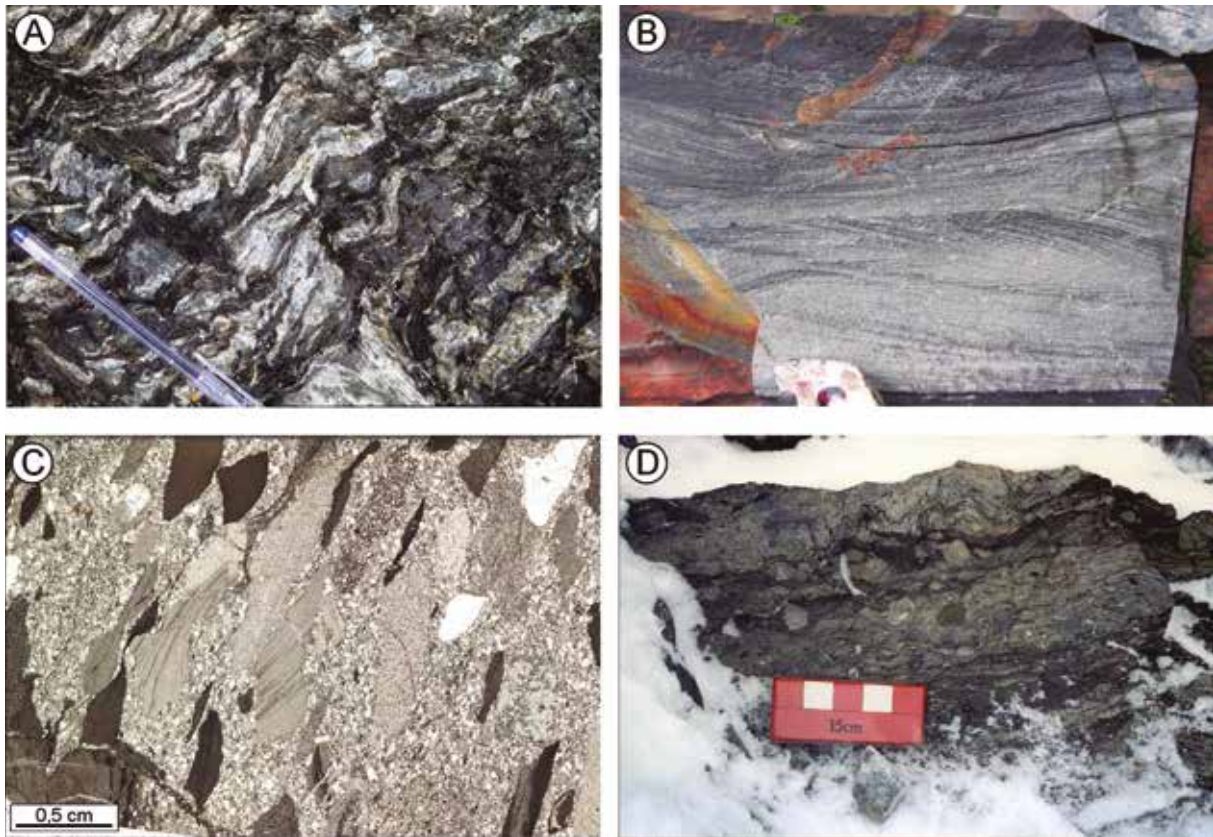


Fig. 14.- A) Rocas con deformación gondwánica cerca de View Point (extremo suroccidental de la Península Tabarin (Península Antártica). Las venas de cuarzo se disponen subparalelas a la foliación más penetrativa, que aparece afectada por un clivaje de crenulación espaciado. Oeste a la derecha de la foto. B) Ripples centimétricos en areniscas marinas someras de la secuencia preorogénica del Ciclo Tabarin. Bahía Hope, extremo noroccidental de la Península Tabarin. Oeste a la derecha de la foto. C) Brecha de la secuencia sinorogénica del Ciclo Tabarin con cantos angulosos de rocas sedimentarias y volcánicas en una matriz arenosa. En algunos cantos se aprecian los ripples que caracterizan algunas facies arenosas de la secuencia preorogénica y que están representados en la foto B. Bahía Düse de la Península Tabarin. D) Rocas volcánicas (ignimbritas) intercaladas en la secuencia sinorogénica del Ciclo Tabarin. Entorno de la Bahía Düse de la Península Tabarin, cerca del Refugio Independencia. Norte a la derecha de la foto.

La presencia de una subducción bajo Gondwana durante un largo periodo de tiempo (Silúrico medio hasta el comienzo del Carbonífero tardío), debe implicar una gran separación entre este continente y el fragmento de la Antártida Occidental, que probablemente constituya un terreno; aunque para tener una mayor seguridad habría que estudiar con detalle el basamento precarbonífero de este último, el cual aflora de forma muy fragmentaria.

A partir del Carbonífero tardío se produjo la colisión de la Antártida Occidental con Gondwana (Figs. 2 y 8) que dio lugar al Orógeno Gondwánico patagónico. Este orógeno tiene una disposición arqueada, con la parte cóncava hacia el NE y donde las estructuras presentan un trazado casi N-S en su parte norte, NO-SE en la parte media (García-Sansegundo *et*

al., 2009) y ONO-ESE a E-O en su parte sur (Giacosa *et al.*, 2012) con vergencia dominante hacia el E, NE y N respectivamente (Fig. 8). Estas vergencias indican que en la Patagonia nos encontramos sobre la rama oriental-nororiental de este sector del Orógeno Gondwánico, faltando por completo la rama del orógeno desarrollada sobre el fragmento de la Antártida Occidental y que actualmente aflora en la Península Antártica.

La rama del Orógeno que aflora en la Patagonia tiene una anchura cercana a los 800 km y se prolonga hacia el norte en la parte oriental del Sector Cuyano (Fig. 8). En este Sector Cuyano, el frente orogénico Gondwánico se desarrolló en el antepaís del previamente formado Orógeno Gondwánico no colisional, propagándose hasta la Sierra de la Ventana, por

delante de la cual se sitúa la cuenca de antepaís de Claromecó (López-Gamundi *et al.*, 1994, 1995; Ramos, 1999) (área 4 en la Fig. 8). Esto implica que, al menos, la parte oriental del Lineamiento Huincul debió de reactivarse en esta época.

En relación con el Orógeno Gondwánico Patagónico se produjo la intrusión de granitoides sinorogénicos del Carbonífero superior-Pérmico (ca. 320-290 Ma) y postorogénicos del Pérmico (a partir de ca. 290 Ma), a lo largo de las zonas internas del orógeno (Pankhurst *et al.*, 2006). Los granitoides sinorogénicos se concentran principalmente en el arco magmático preorogénico y al oeste del mismo, mientras que los segundos, aunque más irregularmente repartidos, se concentran en el entorno del arco y en las proximidades del lineamiento Huincul. Durante este proceso orogénico, las rocas de alta presión del prisma de acreción que se situaba cerca de la costa de Chile fueron exhumadas a finales del Carbonífero (ca 305 Ma, según Willner *et al.*, 2004) y parte de ellas transportadas tectónicamente más de 100 km al este de la zona de sutura (área de Bariloche, área 9 en la Fig. 8) (García-Sansegundo *et al.*, 2009). Por otra parte, asociado a este proceso orogénico tuvo lugar un metamorfismo regional progrado de presión baja a intermedia y alta temperatura que afectó a gran parte del territorio patagónico, alcanzando condiciones de alto grado cerca de la costa chilena. Este metamorfismo acompaña a tres episodios de deformación caracterizados por el desarrollo de al menos dos foliaciones penetrativas (García-Sansegundo *et al.*, 2009). Los sedimentos sinorogénicos relacionados con las cuencas de antepaís periféricas de este Orógeno tienen edad Carbonífero-Pérmico y afloran desde la Cuenca de Tepuel-Genoa (área 2 en la Fig. 8), en el extremo SO del orógeno, hasta la de Claromecó, en el extremo NE del mismo (área 4 en la Fig. 8).

La rama del Orógeno Gondwánico desarrollada sobre la Antártida Occidental (rama antártica) está menos estudiada y sus afloramientos conocidos se encuentran dispersos en la Península Antártica, aunque cabe la posibilidad de que existan afloramientos de este posible terreno en Tierra del Fuego. Se trata por una parte de rocas metamórficas cámbrico-pérmicas (Fig. 14A) que sufrieron deformación compresiva contemporánea con un metamorfismo

de edad Carbonífero tardío-Pérmico (ca. 315-291 Ma, según Loske *et al.*, 1990, Miller y Loske, 1992), cuyo pico se alcanzó en torno a los 311 Ma (Milne y Millar, 1991). Además, existen rocas plutónicas con edades ca. 426-320 Ma (Pankhurst, 1983; Loske y Miller, 1991; Milne y Millar, 1991), aunque predominan las más jóvenes (Carbonífero inferior), a las que pertenecen la mayoría de los circones detríticos de las sucesiones postorogénicas (Miller *et al.*, 1987; Loske *et al.*, 1988). Este magmatismo apunta a que sobre el margen oriental de la Antártida Occidental se desarrollaron una subducción y un arco magmático de edades muy similares a las del margen de Gondwana, en una etapa previa a la colisión (Fig. 7).

El Ciclo Orogénico Tabarin

Desde hace tiempo, tanto en la Patagonia como en la Península Antártica se conoce la existencia de eventos de deformación compresiva permo-triásicos (Hervé, 1992, Hervé *et al.*, 2008) que fueron atribuidos a la Orogenia Gondwánica. Sin embargo, datos obtenidos recientemente por nuestro grupo de trabajo, aconsejan proponer la existencia de un nuevo ciclo orogénico, de edad Pérmico-Triásico y por lo tanto intercalado entre las orogenias Gondwánica y Andina, con el que se relacionaría dicha deformación. Para este ciclo orogénico utilizaremos la denominación de Tabarin, dado que sus secuencias pre- (Fig. 14B) y sinorogénicas (del Valle *et al.*, 2007) (Fig. 14C y D) se conservan de forma completa en la península del mismo nombre, localizada en el extremo norte de la Península Antártica (Fig. 1A). Más concretamente dichas secuencias afloran en el denominado Arco Magmático, según la zonación meso-cenozoica de esta región de la Antártida (Fig. 1A) propuesta por del Valle *et al.* (1992).

Las secuencias post-gondwánicas, de edad permo-triásica, son bien conocidas en el entorno de la Península Antártica (Thomson, 1975; Smellie, 1991) y en el subsuelo de la Patagonia (Ramos y Palma, 1991; Giacosa *et al.*, 2010), lo que permite establecer con precisión el inicio del Ciclo Orogénico Tabarín. Sin embargo, este aspecto no puede ser precisado en el margen pacífico de la Antártida Occidental, el opuesto y más alejado de la colisión gondwánica y hoy ocupado por la parte más occi-

dental de la Península Antártica e islas adyacentes. Este margen debió formar parte del antepaís gondwánico, por lo que el Ciclo Tabarin pudo iniciarse durante el Paleozoico temprano o en una época anterior (Fig. 2). Las rocas más antiguas datadas en este margen corresponden a un granito deformado de ca. 506 Ma (Harrison y Piercy, 1991) que intruye en una secuencia metasedimentaria, más antigua por tanto que el Cámbrico medio.

Los depósitos sinorogénicos permo-triásicos de la Península Tabarin contienen intercalaciones de rocas volcánicas (Fig. 14 D) y habían sido interpretados por del Valle *et al.* (2007) como pertenecientes a una cuenca de antepaís de retroarco; aunque estos autores la relacionaron con el Ciclo Gondwánico. Aquí, relacionamos esta sedimentación con un evento orogénico no-colisional ligado al Ciclo Tabarin; el cual comenzaría con una subducción desarrollada bajo el margen oeste de la Antártida Occidental (Figs. 2 y 8), cuando esta ya formaba parte del supercontinente de Pangea y antes del comienzo de su desmembración. El inicio de esta subducción coincidió con el final de la colisión gondwánica en el margen opuesto (Fig. 2). Una vez restituidas a su posición original, las estructuras relacionadas con este ciclo tendrían un trazado NO-SE y vergencia predominante hacia el NE (Muñoz *et al.*, 1992; del Valle *et al.*, 2007).

Una vez finalizada la Orogenia Gondwánica y al comienzo del Ciclo Tabarin, la Patagonia andina y extraandina estuvo sometida a un régimen extensional (Ramos y Palma, 1991; Giacosa *et al.*, 2010) que dio lugar a algunas cuencas aisladas de carácter continental (intramontañosas), fuertemente subsidentes y rellenas por sedimentos con frecuentes intercalaciones volcánicas en su parte inferior. Durante este periodo también se produjo la intrusión de diversos granitoides postorogénicos que se emplazan en niveles corticales altos, sobre todo en el entorno del antiguo arco magmático gondwánico y del lineamiento Huinul.

A finales del Pérmico (en torno a los 265 Ma, Tikkyj *et al.*, 1997) y durante el Triásico se pasó del régimen extensional previo a uno compresivo dentro del Ciclo Tabarin, probablemente transpresional, en relación con el cual se produjeron una serie de zonas de cizalla trascurrentes y mayoritariamente senestras

(Coira *et al.*, 1975; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Volkheimer y Lage, 1981; Llambías *et al.*, 1984, entre otros). Estos desgarres con trazado NO-SE (von Gosen, 2003; von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst *et al.*, 2006) son paralelos o se superponen a las estructuras gondwánicas (Fig. 8) y afectan a diversas intrusiones post-gondwánicas, cuyas edades más modernas se sitúan en ca. 208 Ma (Rapela *et al.*, 1992).

Síntesis y conclusiones

- Durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico, lo que hoy son los Andes argentino-chilenos, y desde finales del Paleozoico también la Península Antártica, formaron parte del margen suroccidental de Gondwana. Durante este tiempo se acrecieron a dicho margen un conjunto de fragmentos continentales de tamaño y aloctonía variable que han sido denominados de norte a sur: Antofalla, Chi-Cu, Patagonia Oriental, Patagonia Occidental y Antártida Occidental, de los cuales este último y el de Chi-Cu podrían ser terrenos.
- Estos fragmentos formaban parte de placas litosféricas que en algunos casos han podido ser divididas en subplacas, producidas tanto durante su deriva (Chi-Cu) como inmediatamente después de una primera colisión con Gondwana (Antofalla). En Chi-Cu se independizan las subplacas de Chileña y Cuyana e, inmediatamente después de la colisión de Antofalla, se independizó de Gondwana la subplaca de Atacama.
- La colisión de los fragmentos continentales anteriormente citados con Gondwana y una última subducción bajo su margen más suroccidental, dieron lugar a siete orogenias de extensión temporal y espacial limitadas:
 - Pampeana (Neoproterozoico-Cámbrico temprano) producida por la colisión de Antofalla (aunque en el caso de esta orogenia el/los terreno/s involucrados están todavía en discusión).
 - Ross (Cámbrico temprano-Ordovícico Temprano) producida por la colisión de la Patagonia Oriental).

- Oclóyica (Ordovícico Medio-Carbonífero temprano), producida por la colisión de la subplaca de Atacama.
 - Famatiniana (Ordovícico Medio-Silúrico) producida por la acreción/colisión de la subplaca de Cuyania de Chi-Cu.
 - Chánica (Devónico Medio-Carbonífero temprano) producida por la colisión de la subplaca de Chilenia (contra el antiguo margen occidental de la placa de Cuyania).
 - Gondwánica (Devónico Medio-Pérmico medio) producida por la acreción/colisión de la Antártida Occidental con el margen más austral de Gondwana. Para el resto del margen de Gondwana, esta orogenia supuso un evento no colisional (Tipo Andino) relacionado con subducción.
 - Tabarin (Pérmico tardío-Triásico) relacionada con la última subducción protopacífica, pero ya bajo el margen de Pangea y previamente a su desmembración.
- A pesar de que la mayor parte de las orogenias descritas terminan con eventos colisionales, en la mayor parte de las mismas es posible reconocer eventos precolisionales relacionados con orógenos de Tipo Andino, más o menos evolucionados, que se desarrollaron durante el proceso de acreción de dichos fragmentos continentales a Gondwana y sobre los antiguos márgenes activos.
- De todas estas orogenias, la Pampeana y la Ross no han sido estudiadas en este trabajo, dado que el ciclo orogénico con el que están relacionadas se desarrolló fundamentalmente durante el Precámbrico, en el primer caso, o no está representado en la Cordillera de los Andes en el segundo.
- Proponemos que se separe el Ciclo Orogénico Oclóyico, con el que culmina la orogenia del mismo nombre, del Famatiniano, dado que 1) tiene edades distintas (empiezan en una edad similar, pero la Orogenia Oclóyica se extiende más en el tiempo), 2) están relacionadas con evoluciones geotectónicas distintas (fundamentalmente la colisión de una placa litosférica que contiene un fragmento continental en la Famatiniana y la inversión de una cuenca de tras-arco en la Oclóyica) y 3) se desarrollan en entornos paleogeográficos distintos (al norte de los 28° S la Oclóyica y al sur de esta latitud la Famatiniana).
 - La mayor parte de los cinturones orogénicos paleozoicos tienen un trazado N-S, con excepción del gondwánico que es arqueado, disponiéndose prácticamente E-O en su parte más austral.
 - La distribución espacial de las orogenias paleozoicas permite distinguir tres sectores en el basamento de los Andes argentino-chilenos, que de norte a sur han sido denominados:
 - Sector Puneño, hasta los 28° S, en él se reconocen las orogenias Pampeana (no estudiada aquí), Oclóyica y Gondwánica (no colisional).
 - Sector Cuyano, entre los 28° y 38° S, en él se reconocen las orogenias Famatiniana, Chánica y Gondwánica (no colisional).
 - Sector Patagónico, al sur de los 38° S, en él se reconocen las orogenias Famatiniana, Gondwánica y Tabarin.
 - Estos sectores se encuentran separados actualmente por dos lineamientos andinos que han sido denominados Valle Ancho (28° S) y Huinacul (38° S). Estos lineamientos son estructuras neoproterozoicas-paleozoicas que coinciden con la terminación de algunos de los fragmentos continentales o placas tectónicas anteriormente mencionadas. El lineamiento Valle Ancho coincide con la terminación hacia el sur del fragmento continental peri-gondwánico de Antofalla y la subplaca de Atacama. El lineamiento Huinacul coincide con la terminación hacia el sur de la subplaca de Chilenia y probablemente de todo Chi-Cu, así como con la terminación hacia el norte de la Patagonia Oriental y del posible terreno de la Antártida Occidental.
 - De las orogenias colisionales pre-gondwánicas, la única que presenta unas zonas internas bien desarrolladas es la famatiniana, sobre todo en el Sector Cuyano, donde llega a exhumarse el basamento mesoproterozoico y partes profundas del arco magmático cambro-ordovícico.

- La Orogenia Gondwánica no colisional de los sectores Cuyano y Puneño se desarrolló con diferentes inclinaciones en la subducción, desde muy empinada en el Sector Puneño a plana en la parte norte del Sector Cuyano. Esto dio lugar a una diferente propagación de la deformación hacia el este, máxima en este último sector y mínima en el Puneño, donde no afectó a territorio argentino.
- Algunos rasgos del Ciclo y la Orogenia Andina, sobre todo aquellos que determinan los límites de las grandes unidades morfotectónicas, deben de estar condicionados por herencias paleozoicas, como, por ejemplo:
 - En el Sector Puneño: 1) el frente andino que determina el límite este de la Cordillera Oriental parece coincidir con el frente oriental oclóyico, 2) el frente occidental oclóyico puede situarse en el borde oriental de la Cordillera de la Costa, y 3) el límite sur de La Puna podría estar controlado por el lineamiento Valle Ancho.
 - En el Sector Cuyano: 1) el límite occidental de la Alta Cordillera parece coincidir con el frente oriental del Orógeno Chánico; 2) la Precordillera y su extensión hacia el sur, desde el Bloque de San Rafael hasta el de Chadileuvú, tienen sus límites norte y sur en los lineamientos Valle Ancho y Huincul respectivamente; 3) la Cordillera Frontal tiene también su límite sur en este último lineamiento.
 - En el Sector Patagónico, muchas de las características que distinguen a la Cordillera Patagónica no se extienden al norte del lineamiento Huincul.

Agradecimientos

Este artículo constituye un compendio de los resultados obtenidos dentro de los Proyectos DGICYT PB-98/1189, InverAndes (BTE2002-04316-C03), PaleoAndes I (CGL2006-12415-CO3/BTE) PaleoAndes II (CGL2009-13706-CO3) y Torandes (CGL2012-38396-C03), financiados por el Plan de I+D+i Español y Fondos FEDER de la UE. Agradecemos a los revisores del artículo, los Drs. A. Folguera y D. Orts, la lectura crítica del manuscrito original y sus valiosas sugerencias.

Bibliografía

- ACEÑOLAZA, F. G. y TOSELLI, A. J. (1973): Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Actas del 2.º Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas (Venezuela)*, 2: 755-763.
- ACEÑOLAZA, F. G., MILLER, H. y TOSELLI, A. J. (2002): Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America - a discussion. *Tectonophysics*, 354: 121-137.
- ALONSO, J. L., BANCHIG, A. L., VOLDMAN, G. G., ALBANESI, G. L., CARDÓ, R., FERNÁNDEZ, L. P., MARTÍN-MERINO, G., ORTEGA, G., SUÁREZ-RODRÍGUEZ, A., FESTA, A., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ L. R. y Ramos, V. A. (2016): Relación estructural entre la Precordillera Central y Occidental en la sección del Río San Juan. *Acta Geológica Lilloana*, 28 (Suplemento): 25-31.
- ALONSO, J. L., GALLASTEGUI, J., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FARIAS, 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.
- ALONSO, J. L., GALLASTEGUI, J., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y GARCÍA-SANSEGUNDO, J., (2014): Stratigraphy and structure of the Punta Negra Anticline. Implications on the structural evolution of the Argentine Precordillera. *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 283-292.
- ALONSO, J. L., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., HEREDIA, N., FARIAS, P. y GALLASTEGUI, J. (2005): Gondwanic and Andean structure in the Argentine Central Precordillera: The Río San Juan section revisited. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. IRD Editions, París: 36-39.
- ALONSO, J. L., SEGGIARO, R., QUINTANA, L., GALLASTEGUI, J., M. BULNES, J. POBLET, HEREDIA, N. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (2012): Paleozoic deformations in the Eastern Cordillera of the Andes at 23°S (NW Argentina). *Geo-Temas*, 13: 1844 - 1847.

- ÁLVAREZ-MARRÓN, J., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R., HEREDIA, N., BUSQUETS, P., COLOMBO, F. y BROWN, D. (2006): Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30° S latitude. *Journal of the Geological Society of London*, 163: 949-964.
- AMENÁBAR, C. y DI PASQUO, M. (2008): Nuevos aportes a la palinología, cronología y paleoambientes de la Precordillera Occidental de Argentina: formaciones El Planchón, Codo (Devónico) y El Ratón (Mississippiano). *Acta Geológica Lilloana*, 21 (1): 3-20.
- ASTINI, R. A. (1997): Las unidades calcáreas del Ordovícico Medio y Superior de la Precordillera Argentina como indicadores de una etapa extensional. Actas de las II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan (Argentina): 8-14.
- ASTINI, R. (2008): Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cámbrico-Ordovícico. (B. Coira. and E. Zappettini, Eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio 17th Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Jujuy (Argentina): 50-73.
- ASTINI, R. A. y DÁVILA, F. M. (2004): Ordovician back arc foreland and Oclayic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, 23: 1-19.
- ASTINI, R. A., BENEDETTO, J. L. y VACCARI, N. E. (1995): The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentia rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- ASTINI, R. A., DÁVILA, F. M., LÓPEZ GAMUNDÍ, O., GÓMEZ, F. J., COLLO, G., EZPELETA, M., MARTINA, F. y ORTIZ, A. (2005): Cuencas de la Región Precordillerana, en Chebli, G. A., Cortiñas, J. S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E. L. (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina. Instituto Argentino del Petróleo y el Gas: 115-146.
- ASTINI, R. A., MARTINA, F. y DÁVILA, F. M. (2011): La Formación Los Llantenes en la Precordillera de Jagüé (La Rioja) y la identificación de un episodio de extensión en la evolución temprana de las cuencas del Paleozoico superior en el oeste argentino. *Andean Geology*, 38 (2): 245-267.
- AUGUSTSSON, C. y BAHLBURG, H., (2003): Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constrains of meta-sediments in the back-top of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile, en McCann, T. y Saintot, A. (eds.), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. *Geological Society of London Special Publication*, 208: 253-268.
- AZCUY, C. L. y DI PASQUO, M. (1999): Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna, en Caminos, R. (ed.), Geología de Argentina. Servicio Geológico y Minero Argentino, Anales, 29: 239-260.
- AZCUY, C. L., CESARI, S. N. y LONGOBUCCO, M. I., (1981): Las plantas fósiles de la Formación El Ratón (Provincia de San Juan). *Ameghiniana*, 18: 11-28.
- BAHLBURG, H. (1990): The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: geodynamic evolution from back-arc basin to foreland basin. *Geotektonische Forschungen*, 75: 1-107.
- BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C. (1993): Differential response of a Devonian-Carboniferous platform-deeper basin system to sea-level change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research*, 5: 21-40.
- BAHLBURG, H. y HERVÉ, F. (1997): Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (7): 869-884.
- BAHLBURG, H., BERNDT, J. y GERDES, A. (2016): The ages and tectonic setting of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, Ordovician, NW Argentina. *Lithos*, 256-257: 41-54.
- BAHLBURG, H., MOYA, C. y ZEIL, W. (1994): Geodynamic evolution of the early Palaeozoic continental margin of Gondwana in the Southern Central Andes of Northwestern Argentina and Northern Chile,

- en Reutter, K.-J., Scheuber, E., y Wigger, P. (eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin (Alemania): 293-302.
- BAHLBURG, H., MOYA, C., ZIMMERMANN, U., BOCK, B. y HERVÉ, F. (2000): Paleozoic plate-tectonic evolution of the Western Gondwana margin in northern Chile and northwestern Argentina, en Miller H. y Hervé, F. (eds.), *Geoscientific Cooperation with Latin America*, *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 1: 345-354.
- BALDIS, B. A. y PERALTA, S. (1999): El Silúrico y Devónico de la Precordillera y Bloque de San Rafael, en Caminos, R. (ed.), *Geología de Argentina*. Servicio Geológico y Minero Argentino, *Anales*, 29: 215-238.
- BALDIS, B. A. J., BERESI, M. S., BORDONARO, O. y VACA, A. (1982): Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas del V Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires (Argentina), 4: 399-445.
- BALDIS, B. A., PERALTA, S. y VILLEGAS, R. (1989): Esquemáticas de una posible transcurrancia del terrane de Precordillera como como fragmento continental procedente de áreas pampeano-bonaerenses. *Instituto Superior de Correlación Geológica*, 5: 81-100.
- BELL, C. M. (1984): Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 141: 339-347.
- BELL, C. M. y SUÁREZ, M. (2000): The Río Lácteo Formation of southern Chile. Late Palaeozoic orogeny in the Andes of southernmost of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1-2): 133-145.
- BORDONARO, O. (1980): El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 26-40.
- BORDONARO, O. (1999): Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael, en Caminos, R. (ed.), *Geología de Argentina*. Servicio Geológico y Minero Argentino, *Anales*, 29: 189-204.
- BORRELLO, A. V. (1969): Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales*, 15: 1-188.
- BREITKREUZ, C. (1986): Das Paläozoikum in der Kordilleren Nordchiles (21-25°S). *Geotektonische Forschungen*, 70: 1-88.
- BUSQUETS, P., COLOMBO, F., HEREDIA, N., DE PORTA, N. S., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. y ÁLVAREZ MARRÓN, J. (2005): Age and tectonostratigraphic significance of the Upper Carboniferous series in the basement of the Andean Frontal Cordillera: Geodynamic implications. *Tectonophysics*, 399 (1-4): 181-194.
- BUSQUETS, P., LIMARINO, C. O., CARDO, R., MÉNDEZ-BEDIA, I., GALLASTEGUI, G., COLOMBO, F., HEREDIA, N. y CESARI, S. N. (2013a): The neopalaeozoic of the Sierra de Castaño (Andean Cordillera Frontal, San Juan, Argentina): Tectonic and paleoenvironmental reconstruction. *Andean Geology*, 40 (1): 172-195.
- BUSQUETS, P., MÉNDEZ-BEDIA, I., GALLASTEGUI, G., COLOMBO, F., CARDÓ, R., LIMARINO, C., HEREDIA, N. y CÉSARI, S. (2013b). The relationship between carbonate facies, volcanic rocks and plant remains in a Late Palaeozoic lacustrine system (San Ignacio Fm, Frontal Cordillera, San Juan province, Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 102: 1271-1287.
- CAMINOS, R., CORDANI, U. G. y LINARES, E. (1979): Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. *Actas del 2.º Congreso Geológico Chileno*, Arica (Chile), 1: 43-60.
- CASQUET, C., HERVÉ, F., PANKHURST, R. J., BALDO, E., CALDERÓN, M., FANNING, C. M., RAPELA, C. W. y DAHLQUIST, J. A. (2014): The Mejillonia suspect terrane (Northern Chile): Late Triassic fast burial and metamorphism of sediments in a magmatic arc environment extending into the Early Jurassic. *Gondwana Research*, 25 (3): 1272-1286.
- CASQUET, C., RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., BALDO, E., GALINDO, C. M., FANNING, C. M.,

- DAHLQUIST, J. A. y SAAVEDRA, J. (2012): A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3 (2): 137-145.
- CÉSARI, S. N. y GUTIÉRREZ, P. R. (2000): Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in Central-Western Argentina. *Palynology*, 24: 113-146.
- CÉSARI, S. N., BUSQUETS, P., COLOMBO PIÑOL, F., MÉNDEZ BEDIA, I. y LIMARINO, C. O. (2010): Nurse logs: an ecological strategy in a late Palaeozoic forest from the southern Andean region. *Geology*, 38(4): 295-298.
- CÉSARI, S. N., BUSQUETS, P., MÉNDEZ-BEDIA, I., COLOMBO, F., LIMARINO, C. O., CARDÓ, R. y GALLASTEGUI, G. (2012). A late Paleozoic fossil forest from the southern Andes, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 333-334: 131-147.
- CÉSARI, S. N., LIMARINO, C. O. y GULBRANSON, E. L. (2011): An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 106: 149-160.
- CHARRIER, R., PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M. P. (2007): Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, en Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London: 21-114.
- CHARRIER, R., RAMOS, V. A., TAPIA, F. y SAGRIPANTI, L. (2015): Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina), en Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M. Hoke, G.D. y Farías, M. (eds.), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. *Geological Society of London Special Publications*, 399: 23-61.
- CHERNICOFF, C. J. y ZAPPETTINI, E. O. (2003): Delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnéticas. *Revista Geológica de Chile*, 30 (2): 299-316.
- CHERNICOFF, C. J., ZAPPETTINI, E. O., SANTOS, J. O. S., McNAUGHTON, N. J. y BELOUSOVA, E. (2013): Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4: 37-56.
- COIRA, B., KAY, S. M., PÉREZ, B., WOLL, B., HANNING, M. y FLORES, P. (1999): Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile, en Ramos V. A. y Keppie, J. D. (eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*. *Geological Society of America Special Paper*, 336: 145-170.
- COIRA, B., KIRSCHBAUM, A., HONGN, F., PÉREZ, B. y MENEGATTI, N. (2009): Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: Chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 374-382.
- COIRA, B., NULLO, F., PROSERPIO, C. y RAMOS, V. A. (1975): Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 361-383.
- COLLO, G. ASTINI, R. A., CARDONA, A., DO CAMPO, M. D. y CORDANI, U. (2008): Edades de metamorfismo en las unidades con bajo grado de la región central del Famatina: la impronta del ciclo orogénico oclóyico (Ordovícico). *Revista Geológica de Chile*, 35 (2): 191-213.
- COLOMBO, F., LIMARINO, C. O., SPALLETI, L. A., BUSQUETS, P., CARDÓ, R., MÉNDEZ-BEDIA, I. y HEREDIA, N. (2014): Late Palaeozoic lithostratigraphy of the Andean Precordillera revisited (San Juan Province, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40 (2), 241-259.
- DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. y VARELA, R. (1991): El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi, y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 263-276.
- DALLA SALDA, L. H., CINGOLANI, C. y VARELA, R. (1992): Early Palaeozoic Orogenic belt of the Andes

- in southwestern South-America - result of Laurentia-Gondwana collision. *Geology*, 20(7): 617-620.
- DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C. (1999): El basamento pre-Gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico, en Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29 (5): 107-112.
- DALLA SALDA, L. H., VARELA, R., CINGOLANI, C. y ARAGÓN, E. (1994): The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonian. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 377-386.
- DAVIS, J. S., ROESKE, S. M., MCCLELLAND, W. M., y Kay, S. M. (2000): Mafic and ultramafic crustal fragments of the SW Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in Western Argentina. *Geology*, 28: 171-174.
- DAVIS, J. S., ROESKE, S. M., MCCLELLAND, W. C. y SNEE, L. W. (1999): Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: 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.
- DECKART, K., HERVÉ, F., FANNING, M., RAMÍREZ, V., CALDERÓN, M. y GODOY, E. (2014): U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of Zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, 41(1): 49-82.
- DEL VALLE, R. A., ELLIOT, D. H. y MACDONALD, D. I. M. (1992): Sedimentary basins on the East flank of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 4 (4): 477-478.
- DEL VALLE, R., HEREDIA, N., MONTES, M., NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (2007): El Grupo Trinity Peninsula en la Península Tabarín, extremo norte de la Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (4): 498-505.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E. (1996): Síntesis estratigráfica y geodinámica del Carbonífero de Bolivia. Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia, Tarija (Bolivia): 355-367.
- DÍAZ-MARTÍNEZ, E., MAMET, B., ISAACSON, P. E. y GRADER, G. W. (2000): Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (6): 511-525.
- EZPELETA, M., ASTINI, R.A., DÁVILA, F. M. y CAWOOD, P. (2009): SHRIMP U-Pb dating and subsidence analysis of pre-Andean Paganzo Basin, northwestern Argentina: Implications for late Paleozoic tectonic evolution of western Gondwana. Abstracts of the Colloquium on Latin America, Göttingen (Alemania): 93-95.
- FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., RUBIO-ORDÓÑEZ, Á., CLARIANA, P., CINGOLANI, C. y HEREDIA, N. (2016): La deformación Chánica en el Bloque San Rafael (Provincia de Mendoza, Argentina): implicaciones tectónicas. *Geo-Temas*, 16 (2): 411-414.
- FINCH, M., WEINBERG, R., FUENTES, G. HASALOVÁ, P. y BECCHIO, R. (2015): One kilometre-thick ultramylonite, Sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Journal of Structural Geology*, 72: 33 - 54
- FINNEY, S. C. (2007): The parautochthonous Gondwanan origin of Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina: A reevaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta*, 5: 127-158.
- FINNEY, S. C., GLEASON, J. D., GEHRELS, G. G., PERALTA, S. H. y ACEÑOLAZA, G. (2003): Early Gondwanan Connection for the Argentine Precordillera Terrane. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 205: 349-359.
- FORSYTHE, R. D. y MPODOZIS, C. (1979): El Archipiélago Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del basamento pre Jurásico Superior. *Revista Geológica de Chile*, 7: 13-29.
- FRACCHIA, D. y GIACOSA, R. (2006): Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la

- Estancia Tres Hermanas, noroeste de la Comarca del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1): 118-131.
- FURQUE G. (1979): Descripción geológica de la Hoja 18c, Jachal, Provincia de San Juan. Carta Geológica Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164. Buenos Aires (Argentina).
- GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L., RUBIO-ORDÓÑEZ, A., CUESTA, A. y GERDES, A. (2014): Origin and provenance of igneous clasts from late Palaeozoic conglomerate formations (Del Ratón and El Planchón) in the Andean Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 40(2): 261-282.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIACOSA, R. y HEREDIA, N. (2009): Structure of the North-Patagonian Gondwanic basement in the Bariloche area. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1599-1608.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FARIAS, P., HEREDIA, N., GALLASTEGUI, G., CHARRIER, R., RUBIO-ORDÓÑEZ, A. y CUESTA, A. (2014a): Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31° 30' S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian Geology*, 40(2): 293-308.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FARIAS, P., RUBIO-ORDÓÑEZ, A. y HEREDIA, N. (2014b): The Palaeozoic basement of the Andean Frontal Cordillera at 34° S (Cordon del Carrizalito, Mendoza Province, Argentina): Geotectonic implications. *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 321-330.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GALLASTEGUI, G., FARIAS, P., RUBIO-ORDÓÑEZ, A., CUESTA, A., HEREDIA, N., GIAMBIAGI, L. y CLARIANA, P. (2016): Evolución tectono-metamórfica Chánica del Complejo Guarguaraz, Cordillera Frontal de los Andes (Mendoza, Argentina). *Geo-Temas*, 16 (2): 427-430.
- GIACOSA, R., ALLARD, J., FOIX, N. y HEREDIA, N. (2014a): Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 331-348.
- GIACOSA, R., FRACCHIA, D. y HEREDIA, N. (2012): Structure of the Southern Patagonian Andes at 49° S, Argentina. *Geologica Acta*, 10(3): 265-282.
- GIACOSA, R., GÓNZALEZ, P., SILVA NIETO, D., BUSTEROS, A., LAGORIO, S. y ROSSI, A. (2014b): Complejo ígneo-metamórfico Cáceres: una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). Actas del 19.º Congreso Geológico Argentino, Córdoba (Argentina), S21-19: 1450-1451.
- GIACOSA, R., MÁRQUEZ, M. y PANZA, J. (2002): Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado (Haller, M., Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio 15.º Congreso Geológico Argentino, I-2: 33-44.
- GIACOSA, R., ZUBIA, M., SÁNCHEZ, M. y ALLARD, J. (2010): Meso-Cenozoic tectonics of the Southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au-Ag veins in the Eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 30 (3-4): 134-150.
- GIAMBIAGI, L. B., MESCUA, J. F., HEREDIA, N., FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., FERNÁNDEZ, C., STIER, S., PÉREZ, D. J., BECHIS, F., MOREIRAS, S. M. y LOSSADA, A., (2014): Reactivation of Paleozoic structures during Cenozoic deformation in the Cordon del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 309-320.
- GONZÁLEZ, P. D., TORTELLO, M. F. y DAMBORENEA, S. E. (2011): Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta*, 9(2): 159-173.
- GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L., GALLASTEGUI, G., CUESTA, A., HEREDIA, N. y RUBIO, A. (2013): Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). *Gondwana Research*, 24(1): 359-376.
- GOODGE, J., WILLIAMS, I. y MYROW, P. (2004): Provenance of Neoproterozoic and lower Paleozoic

- siliciclastic rocks of the central Ross orogen, Antarctica: Detrital record of rift-, passive- and active-margin sedimentation. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (1): 79-99.
- HARRISON, S. M. y PIERCY, B. A. (1991): Basement gneisses in north-western Palmer Land: further evidence for pre- Mesozoic rocks in Lesser Antarctica, en Thomson, M. R. A., Crame J. A. y Thomson, J. W. (eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press: 341-344.
- HEREDIA N., ALONSO J., BUSQUETS, P., COLOMBO, F., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GALLASTEGUI, J., GARCÍA-SANSEGUNDO, J., GIACOSA R. E., MONTES M., NOZAL F., RAMOS V. A. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (2006): El Orógeno Gondwánico entre los Andes Centrales (30° S) y la Península Antártica (65° S): Evolución y marco geotectónico. *Actas del XI Congreso Geológico Chileno: Geodinámica Andina, Antofagasta (Chile)*, 2: 251-254.
- HEREDIA, N., FARIAS, P., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y GIAMBIAGI, L. (2012): The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology*, 39(2): 242-257.
- HEREDIA, N., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R., GALLASTEGUI, G., BUSQUETS, P. y COLOMBO, F. (2002): Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30° 00'-31° 30' S latitude). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 79-99.
- HERVÉ, F. (1988): Late Palaeozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11: 183-188.
- HERVÉ, F. (1992): Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la Península Antártica al norte de los 65° S y el archipiélago de las Shetlands del Sur: Revisión y problemas (J. López-Martínez, Ed.), *Geología de la Antártida Occidental*. Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 19-31.
- HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FANNING, M., PANKHURST, R. y GODOY, E. (2013): Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23: 1122-1135.
- HERVÉ, F., CALDERÓN, M. y FAUNDEZ, M. (2008): The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6 (1): 43-53.
- HERVÉ, F., FANNING, M., CALDERÓN, M. R. y MPODOZIS, C. (2014): Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos*, 184-187: 436-446.
- HERVÉ, F., FANNING, C. M. y PANKHURST, R. J. (2003): Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (3-4): 107-123.
- HERVÉ, F., HALLER, M.J., DUHART, P. y FANNING, C. M. (2005): SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen an Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implications. *Actas del 16.º Congreso Geológico Argentino, La Plata (Argentina)*, 1: 309-314.
- HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., PARADA, M. A., BROOK, M., PANKHURST, R. J., SNELLING y N. J., DRAKE, R. (1988): Granitoids of the Coast Range of central Chile: Geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2): 185-194.
- HONGN, F. y RILLER, U. (2007): Tectono-magmatic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in NW-Argentina. *Journal of Geology*, 115: 163-180.
- HONGN, F., TUBÍA, J. M., ARANGUREN, A. y MON, R. (2001): El batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 113-124.
- HONGN, F., TUBÍA, J. M., ESTEBAN, J. J., ARANGUREN, A., VEGAS, N., SERGEEV, S., LARIONOV, A. y BASEI, M. (2014): The Sierra de Cachi (Salta, NW Argentina): geological evidence about a Famatinian

- back-arc at mid crustal levels. *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 225-240.
- HUETE, C., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., ULRICKSEN, C. y VERGARA, H. (1977): Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas de la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra de Moreno y el Río Loa, a los 21° y 22° de latitud Sur, II Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 4: 35-41.
- HYPPOLITO, T., JULIANI, C., GARCÍA-CASCO, A., MEIRA, V. T., BUSTAMANTE, A. y HERVÉ, E. (2014): The nature of the Palaeozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilena terrane (Pichilemu region, central Chile). *International Geology Review*, 56(9): 1097-1121.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A. y KAY, R. (1984): Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: basaltos de Rift oceánicos tempranos próximos al margen continental. Actas del 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 48-65.
- KELLER, M. (1999): Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentia crustal fragment in South America, en Keller, M. (ed.), Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. *Geological Society of America Special Paper*, 341: 1-131.
- KRAEMER, P. E., ESCAYOLA, M. P. y MARTINO, R. D. (1995): Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' -32° 40') Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- LI, Z. X., BOGDANOVA, S. V., COLLINS, A. S., DAVIDSON, A., de WAELE, B., ERNST, R. E., FITZSIMONS, I. C. W., FUCK, R. A., GLADKOCHUB, D. P., JACOBS, J., KARLSTROM, K. E., LU, S., NATAPOV, L. M., PEASE, L.M., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. y VERNIKOVSKY, V. (2008): Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160 (1-2): 179-210.
- LIMARINO, C. O. y CÉSARI, S. (1992): Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 61-72.
- LLAMBÍAS, E. y SATO, A. M. (1990): El batolito de Colangüil, Cordillera Frontal, Argentina: Estructura y Marco Tectónico. *Revista de la Sociedad Geológica de Chile*, 17 (1): 89-108.
- LLAMBÍAS, E. y SATO, A. M. (1992): The Colanguil Batholith (29-31° S), Cordillera Frontal, Argentina: Structure and tectonic environment. *International Geology Review*, 34 (7): 687-709.
- LLAMBÍAS, E. y SATO, A. M. (1995): El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 111-131.
- LLAMBÍAS, E., LEANZA, H. y CARBONE, O. (2007): Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05' S - 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2): 217-235.
- LLAMBÍAS, E. J., LLANO, J. A., ROSSA, N., CASTRO, C. E. y PUIGDOMENECH, H. H. (1984): Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio-Departamento Cushamen-Provincia del Chubut. Actas del IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche/Río Negro), 2: 554-567.
- LLAMBÍAS, E., QUENARDELLE, S. y MONTENEGRO, T. (2003): The Choyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 243-257.
- LINARES, E., CAGNONI, M. C., DO CAMPO, M. y OSTERA, H. (1988): Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 63-71.

- LÓPEZ DE AZAREVICH, V. L., ESCAYOLA, M., AZAREVICH, M. B., PIMENTEL M. M. y TASSINARI, C. (2009): The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of the southwestern Gondwana: Geochemical signature and geochronological constrains. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 333-344.
- LÓPEZ DE LUCHI, M. G., CERREDO, M. E. y MARTÍNEZ DOPICO, C. (2010): Lithology and age of the Cushamen Formation. Devonian magmatism in the western North Patagonian Massif. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 51 (Supplement 1): 71-74.
- LÓPEZ DE LUCHI, M. G., OSTERA, H., CAGNONI, M., CERREDO, M. E. y LINARES, E. (2002): Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cusshamen Formation at Río Chico, Río Negro. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate (Argentina): 210-216.
- LÓPEZ-GAMUNDI, O. R., CONAGHAN, P. J., ROSELLLO, E. A. y COBBOLD, P. R. (1995): The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Fold belt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 129-142.
- LÓPEZ-GAMUNDI, O. R., ESPEJO, I. S., CONAGHAN, P. J., POWELL, C. Mc. y VEEVERS, J. J. (1994): Southern South America (J. J. Veevers and C. McA. Powell, Eds.), Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland, en Veevers, J. J. y Powell C. McA. (eds.), Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. *Geological Society of America Memoir*, 184: 281-329.
- LÓPEZ V. L. y GREGORI D. A. (2004): Provenance and evolution of the Guarguaraz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7: 1197-1208.
- LOSKE, W. y MILLER, H. (1991): Rb-Sr and U-Pb geochronology of Basement xenoliths. Antarctic Peninsula. Abstracts Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences (Tokyo, Japón). *National Institute of Polar Research*, 1: 374-379.
- LOSKE, W., MÁRQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNÁNDEZ, M. I. (1999): U/Pb geochronology of pre-Permian Basement Rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, Salta (Argentina), 1: 102-103.
- LOSKE, W., MILLER, H. y KRAMM, U. (1988): U-Pb systematics of detrital zircons from low-grade metamorphic sandstones of the Trinity Peninsula Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (3): 301-307.
- LOSKE, W., MILLER, H., MILNE, A. y HERVÉ, F. (1990): U-Pb zircon ages of xenoliths from Cape Dubouzet, Antarctic Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (1-2): 87-95.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G. y LABER, A. (1999): Permian high pressure Rocks. The basement of the Sierra de Limón Verde in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (2): 183-199.
- MANCEÑIDO, M. y DAMBORENEA, S. (1984): Megafaunas de invertebrados paleozoicos y mesozoicos, en Ramos, V. E. (ed.), Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro, San Carlos de Bariloche (Argentina): 413-466.
- MARTINA, F., VIRAMONTE, J. M., ASTINI, R. A., PIMENTEL, M. M., y DANTAS, E. (2011): Mississippian volcanism in the southern Central Andes: new U-Pb SHRIMP zircon geochronology and whole-rock geochemistry. *Gondwana Research*, 19: 524-544.
- MARTÍNEZ, J. C., DRISTAS, J. A. y MASONNE, H. J. (2012): Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*, 54 (4): 472-490.
- MARTÍNEZ-DOPICO, C. I., LÓPEZ DE LUCHI, M. G., RAPALINI, A. E. y KLEINHANN, I. C. (2011): Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 324-341.

- MASSONNE, H. J. y CALDERÓN, M. (2008): P-T evolution of metapelites from the Guarguaraz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile*, 35 (2), 215-231.
- MÉNDEZ, V., ZANETTINI J. C. y ZAPPETTINI, E. O. (1995): Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Anales del Servicio Geológico y Minero Argentino*, 23: 1-190.
- MILLER, H. y LOSKE, W. (1992): La historia pre-Andina de la Península Antártica, en López-Martínez, J. (ed.), Geología de la Antártida Occidental. Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 33-42.
- MILLER, H., LOSKE, W. y KRAMM, U. (1987): Zircon provenance and Gondwana reconstruction: U-Pb data of detrital zircons from Triassic Trinity Peninsula Formation metasandstones. *Polarforschung*, 57(1-2): 59-69.
- MILNE, A. J. y MILLAR, I. L. (1991): Mid-Paleozoic basement in eastern Graham Land and its relation to the Pacific margin of Gondwana, en Thomson, M. R. A., Crame J. A. y Thomson, J. V. (eds.), Geological evolution of Antarctica. Cambridge University Press: 335-340.
- MON, R. y HONGN, F. (1991): The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. Lat. *Geologische Rundschau*, 83, 745-758.
- MON, R., RAHMER, S. y MENA, R. (1993): Estructuras superpuestas en la Cordillera Oriental. Actas del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, II: 48-54.
- MOYA, C. (2015): La «Fase Oclóyica» (Ordovícico Superior) en el noroeste argentino. Interpretación histórica y evidencias en contrario. Contribuciones a la Geología Argentina, Serie Correlación Geológica, 31: 73-110.
- MPODOZIS, C. y CORNEJO, P. (1994): Segmentación andina en el Paleozoico Superior: evidencias en los batolitos pérmicos Sierra Castillo y Pedernales, El Salvador, Chile (26°-27° S). Abstracts del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción (Chile), 2: 1399-1403.
- 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.
- MULCAHY, S. R., ROESKE, S., MCCLELLAND, W. C., JOURDAN, F., IRIONDO, A. RENNE, P. R., VERVOOT, J. D. y VUJOVICH, G. (2011): Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics*, 30 (1), TC1005.
- MÜLLER, H. (1965): Zur Alterfrage der eisenerzlagerstätte Sierra Grande / Río Negro in Nordpatagonien Aufgrund neuer Fossilfunde. *Geologisches Rundschau*, 54: 715-732.
- MUÑOZ, J. A., SABAT, F. y PALLÁS, R. (1992): Estructura pre-cretácica de la Península Hurd, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, en López-Martínez, J. (ed.), Geología de la Antártida Occidental. Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 127-140.
- NIEMEYER, H., URZÚA, F. y RUBINSTEIN, C. (1997): Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24: 25-43.
- NULLO, F. E. (1978): Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. *Boletín del SEGEMAR*, 158: 1-88.
- OTAMENDI, J. E., VUJOVICH, G. I., DE LA ROSA, J. D., TIBALDI, A. M., CASTRO, A., MARTINO, R. D. y PINOTTI, L. P. (2009): Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27 (4): 258-279.
- PANKHURST, R. J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula, en Oliver, R. L., James P. R. y Jago, J. B. (eds.), An-

- tarctic Earth Science. Cambridge University Press: 367-371.
- PANKHURST, R. J., MILLAR, I. L. y HERVÉ, F. (1996): A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río del Tránsito, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23 (1): 35-42.
- PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M. y MÁRQUEZ, M. (2006): Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 7: 235-257.
- PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., LOSKE, W. P., MÁRQUEZ, M. y FANNING, C. M. (2003): Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 27-44.
- 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 of London Special Publication*, 142: 343-367.
- PARADA, M. A. (1990): Granitoid plutonism in Central Chile and its geodynamic implications: a review, en Mahlburg Kay, S. y Rapela, C. W. (eds.), *Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper*, 241: 51-65.
- PARICA, C. (1986): Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1-2: 201-205.
- PŁOSZKIEWICZ, J. V., ORCHUELA, I. A., VAILLARD, J. C. y VIÑES, R. (1984): Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquen. Actas del 9.º Congreso Geológico Argentino, Bariloche (Argentina), 2: 163-169.
- PROSERPIO, C. A. (1978): Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. *Boletín del SEGEMAR*, 159: 1-75.
- QUEZADA, P., HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FUENTES, F., FANNING, M. C., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W. and CORREA, J. (2015): Contrasting magmatic sources of Devonian calc-alkaline magmatism emplaced in the western slope of the Andes, Chile and North Patagonian Massif, Argentina (40°- 43° S Lat.). Actas del XIV Congreso Geológico Chileno, At1St3-066.
- RAMOS, V. A. (1972): El Ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina. Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1): 84-94.
- RAMOS, V. A. (1986): El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión en el Eopaleozoico del noroeste argentino. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*, 6: 13-28.
- RAMOS, V. A. (1988a): Tectonics of the Late Proterozoic-early Paleozoic: A collisional history of southern South America. *Episodes*, 11 (3): 168-174.
- RAMOS, V. A. (1988b): 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. (1989): Andean foothills structures in Northern Magallanes basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73 (7): 887-903.
- RAMOS, V. A. (1999): Rasgos estructurales del territorio argentino, en Caminos, R. (ed.), *Geología de Argentina. Anales del Servicio Geológico y Minero Argentino*, 29: 715-784.
- 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.A. (2009): Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, en Kay, S. M., Ramos V. A. y Dickinson, W. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America Memoirs*, 204: 31-65.

- RAMOS, V. A. y BASEI, M. A. (1997): Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. South American Extended Abstracts del Symposium on Isotope Geology (Campos do Jordao, Brazil), São Paulo (Brasil): 250-252.
- RAMOS, V. A. y FOLGUERA, A. (2009): Andean flat-slab subduction through time (B. Murphy, Ed.), Ancient Orogens and Modern Analogues, en Murphy, J.B., Keppie, J.D. y Hynes, A.J. (eds.), Ancient orogens and modern analogues. *Geological Society London, Special Publication*, 327: 31-54.
- RAMOS, V. A. y NAIPAUER, M. (2014): Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, 40 (2): 367-379.
- RAMOS, V. A. y PALMA, M. A. (1991): Tectónica y diastrofismo, en Archangelsky, S. (ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, 239-266.
- RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., MPODOZIS, C., KAY, S. M., CORTÉS, J. M. y PALMA, M. A. (1986): Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5 (6): 855-880.
- RAMOS, V. A., MOSQUERA, A., FOLGUERA, A. y GARCÍA MORABITO, E. (2011): Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente, en Leanza, H. y otros (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18.º Congreso Geológico Argentino, Neuquén (Argentina): 335-344.
- RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I. y DALLMEYER, R. D. (1996): Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, V: 377-391.
- RAPELA, C. W., BALDO, E. G., PANKHURST, R. J. y FANNING, C. M. (2008): The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-type granites. Actas del 6.º South American Symposium on Isotope Geology, 53.
- RAPELA, C. W., CASQUET, C., BALDO, E. G. A., DALQUIST, J., PANKHURST, R. J., GALINDO, C. y Saavedra, J. (2001): Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 23-41.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., BALDO, E. G. A., SAAVEDRA, J. y GALINDO, C. (1998): Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26 (8): 707-710.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J. y HARRISON, R. (1992): Triassic Gondwanan granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edimburg, Earth Sciences*, 83: 291-304.
- REBOLLEDO, S. y CHARRIER, R. (1994): Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32º S). *Revista Geológica de Chile*, 21(1): 55-69.
- REMESAL, M., FAUQUÉ, L. A. y LIMARINO, C. O. (2004): Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de La Rioja. Petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero tardío-Pérmico temprano). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (3): 462-476.
- RIVANO, S. y SEPÚLVEDA, P. (1985): Las calizas de la Formación Huentelauquén: Depósitos de aguas templadas a frías en el Carbonífero superior-Pérmico inferior. *Revista Geológica de Chile*, 25-26: 29-38.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R., HEREDIA, N., SEGGIARO, R. E. y GONZÁLEZ, M. A. (1999): Estructura andina de la Cordillera Oriental en el área de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, NO de Argentina. *Trabajos de Geología*, 21: 321-332.
- SATO, A. M. y LLAMBÍAS, E. J. (1993): El Grupo Choiyoi, Provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. Actas del XII Congreso Geológico Argentino, 4: 156-165.
- SATO, A. M., LLAMBÍAS, E. J., BASEI, M. A. S. y CASTRO, C. E. (2015): Three stages in the Late Paleozoic

- to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48-69.
- SERRA-VARELA, S., GIACOSA, R., GONZÁLEZ, P. D., HEREDIA, N., MARTÍN-GONZÁLEZ, F. y PEDREIRA, D. (2016): Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. *Geo-Temas*, 16 (2): 431-434.
- SERRA-VARELA, S., GONZÁLEZ, P. D., GIACOSA, R., HEREDIA, N., PEDREIRA, D. y MARTÍN-GONZÁLEZ, F. (2015): Geología y relaciones estructurales entre los granitoides y metamorfitas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes, Neuquén. Abstracts del III Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, (General Roca-Argentina).
- SMELLIE, J. (1991): Stratigraphy, provenance and tectonic setting of Late-Paleozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge, en Thomson, M. R. A., Crame, J. A. y Thomson, J. W. (eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press: 411-417.
- SOLA, A. M., BECCHIO, R. A. y PIMENTEL, M. M. (2013): Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study. *Lithos*, 177: 470-491.
- SPALLETTI, L. A., CINGOLANI, C. A., VARELA, R. y CUERDA, A. J. (1989): Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology*, 61: 287-301.
- SPALLETTI, L. A., LIMARINO, C. O. y COLOMBO PIÑOL, F. (2012): Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 36: 32-54.
- STARK, D., GALLARDO y E. SCHULZ, A. (1993): Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas occidentales and Cordillera Oriental Argentina, with comments of the southern border of the Tarija Basin. *Compte Rendus of the 12 International Congress on the Carboniferous and Permian Systems*, Buenos Aires (Argentina), 2: 353-372.
- STUMP, E. (1995): *The Ross Orogeny of the Transantarctic Mountains*. Cambridge University Press, Cambridge, 284 p.
- SUÁREZ, M., DE LA CRUZ, R., FANNING, M. y ETCHART, H. (2008): Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb shrimp dates and tectonic implications. *Actas del 17.º Congreso Geológico Argentino*, San Salvador de Jujuy (Argentina): 906-907.
- THOMAS, W. A. y ASTINI, R. A. (2003): Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 67-79.
- THOMAS, W. A., TUCKER, R. D., ASTINI, R. A. y DENISON, R. E. (2012): Ages of pre-rift basement and synrift rocks along the conjugate rift and transform margins of the Argentine Precordillera and Laurentia. *Geosphere*, 8 (6): 1366-1383.
- THOMSON, M. R. A. (1975): New palaeontological and lithological observations on the Legoupil Formation, northwest Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41-42: 169-185.
- THOMSON, S. N. y HERVÉ, F. (2002): New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52° S). *Revista Geológica de Chile*, 29(2): 255-271.
- TICKYJ, H. (2011): Granitoides calcoalcalinos tardío-Famatinianos en el Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal, Mendoza. *Actas del 18.º Congreso Geológico Argentino* (Neuquén, Argentina): Petrología ígnea y metamórfica, 18: 1-2.
- TICKYJ, H., DIMIERI, L. V., LLAMBÍAS, E. J. y SATO, A. M. (1997): Cerro de Los Viejos (38° 28' S-64° 26' O): Cizallamiento ductil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 311-321.

- TOMLINSON, A. J., BLANCO, N., GARCÍA, M., BAEZA, L., ALCOTA, H., LADINO, M., PÉREZ DE ARCE, C., FANNING, C. M. y MARTIN, M. W. (2012): Permian Exhumation of Metamorphic Complexes in the Calama Area: Evidence for Flat-Slab Subduction in Northern Chile During the San Rafael Tectonic Phase and Origin of the Central Andean Gravity High. Electronic Expanded Abstracts del XIII Congreso Geológico Chileno, Thematic Session T2, Antofagasta (Chile): 209-211.
- TURNER, J. C. M. y MÉNDEZ, V. (1975): Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 51 (1- 2): 11-24.
- VARELA, R., BASEI, M. A. S., Cingolani, C. A., Siga Jr., O. y Passarelli, C. R. (2005): The crystalline basement in the Argentinian North-Patagonian Andes: Geochronology and tectonic interpretation. *Revista Geológica de Chile*, 32 (2): 167-187.
- VARELA, R., BASEI, M. A. S., GONZÁLEZ, P. D., SATO, A. M., NAIPAUER, M., CAMPOS NETO, M., CINGOLANI, C. A. y MEIRA, V. T. (2011): Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 243-272.
- VERGARA, H. (1978): Carta Geológica de Chile a E. 1:50.000, Cuadrángulo Ujina, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería: 1-33.
- VOLKHEIMER, W. y Lage, J. (1981): Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. *Boletín del SEGEMAR*, 181: 1-71.
- VON GOSEN, W. (1992): Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14: 643-667.
- VON GOSEN, W. (1995): Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 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. (2003): Thrust tectonics in the North Patagonian massif (Argentina): implications for a Patagonian plate. *Tectonics*, 22 (1), 5-1 - 5-33.
- VON GOSEN, W. y LOSKE, W. (2004): Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 73-88.
- WILLNER, A. P., GERDES, A., MASSONNE, H.J., SCHMIDT, A., SUDO, M., THOMSON, S.N. y VUJOVICH, G. (2011): The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 303-327.
- WILLNER, A. P., GLODNY, J., GERYA, T. V., GODOY, E. y MASSONNE, H. J. (2004): A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, 75: 283-310.
- ZAPPETTINI E. O. y DALPONTE M. (2009): Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: Aspectos estratigráficos y metalogénicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(3): 550-554.
- ZAPPETTINI, E., CHERNICOFF, C., SANTOS, J., DALPONTE, M., BELOUSOVA, E. y McNAUGHTON, N. (2012): Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 101 (8): 2083-2104.
- ZÖLLNER, W. y AMOS, A. (1973): Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Provincia del Neuquén). *Boletín del SEGEMAR*, 143: 1-91.

