

# GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA ALTA CORDILLERA DE SAN JUAN (30°LS): CONTRIBUCIONES DE GROEBER A SU CONOCIMIENTO

Diego A. WINOCUR<sup>1</sup> y Anahí BENITEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Tectónica Andina, IDEAN, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires. E-mail: winocur@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN

El conocimiento geológico de la Alta Cordillera sanjuanina entre los 29°30' y 30° LS se inicia a partir del fundacional aporte de Pablo Groeber con motivo de la publicación en 1951 de su trabajo sobre la geología de la Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30' latitud sur (Groeber 1951) que incluye la Hoja Geológica Las Tórtolas a escala 1:200.000. En él describe las principales unidades del basamento sedimentario carbonífero, las unidades volcánicas e intrusivas del *Choiyoiilitense*, los extensos depósitos volcánicos que asignó al *Huincanlitense*, y los conglomerados dislocados del *Tristecense*. El principal objetivo de este trabajo es analizar las observaciones realizadas por Groeber en su viaje realizado en 1930, y contrastarlo con los últimos estudios efectuados en contribuciones científicas de la región por diversos autores. De esta manera, se integra la información geológica presentando un mapa geológico actualizado a igual escala que el presentado por Groeber en la Hoja Las Tórtolas, junto a dos secciones estructurales que interpretan la estructuración geológica de la región.

**Palabras clave:** *Pablo Groeber, Grupo Doña Ana, Valle del Cura, extensión, arco volcánico*

## ABSTRACT

*Geology and structure of the High Andes of San Juan (30° S): Groeber contributions to its geological knowledge*

The geological knowledge of the High Andes of San Juan between 29°30' y 30° S began with the pioneer work of Pablo Groeber in 1951, when he published the Hoja Las Tórtolas. In that contribution, he described the main Carboniferous sedimentary basement units, the volcanic and intrusive rocks that he assigned to the *Choiyoiilitense*, the extended *Huincanlitense* volcanic rocks and the *Tristecense* conglomerate deposits. The main objective of this paper is to analyze the observations made by Groeber in 1930, comparing them with the latest scientific studies conducted by various authors in the region. Thus, we integrate the geological observations in a geological map at the same Groeber's original scale, and two structural sections that contribute to the knowledge of the geological evolution of the region.

**Keywords:** *Pablo Groeber, Doña Ana Group, Valle del Cura, extension, volcanic arc*

## INTRODUCCIÓN

La presente contribución analiza los aportes geológicos realizados por el Dr. Pablo Groeber en la alta cordillera sanjuanina entre los 29°30' y los 30° LS con motivo del relevamiento de la región, que derivó en la Hoja Las Tórtolas. Así mismo se pondrá especial atención en resaltar las coincidencias y discrepancias de sus observaciones e interpretaciones con respecto a las más recientes contribuciones para la zona. Se discutirán los diversos análisis geológicos, geoquímicos y radiométricos recopilados desde esa época hasta la actualidad. De esta manera, se

realiza una revisión crítica de las primeras observaciones publicadas por el autor y finalmente una actualización del conocimiento de la región de la hoja Las Tórtolas, comprendiendo el sector argentino y chileno.

El sector considerado en este trabajo se sitúa entre los 29°30' y 30° LS y entre los 69°30' y 70°30' LO, en el ámbito de la Cordillera Frontal o alta cordillera de los Andes (Fig. 1). Geográficamente se encuentra en el departamento de Iglesia de la provincia de San Juan en la vertiente argentina, y en la IV región de Coquimbo, en el sector central de Chile. En Argentina, se destacan el Valle del Cura,

donde predominan los afloramientos de las secuencias volcánicas terciarias y la ladera occidental de la Cordillera de Conconta. En Chile, la comarca de estudio incluye la Cordillera del Límite y de Doña Ana, quedando limitada al oeste por la quebrada Calvario.

## METODOLOGÍA

La presente contribución se encuentra principalmente basada en la revisión del trabajo del Dr. Pablo Groeber de la Hoja Las Tórtolas publicada en el año 1951 denominada "La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'". La misma fue pu-



Figura 1: Ubicación de la zona de estudio.

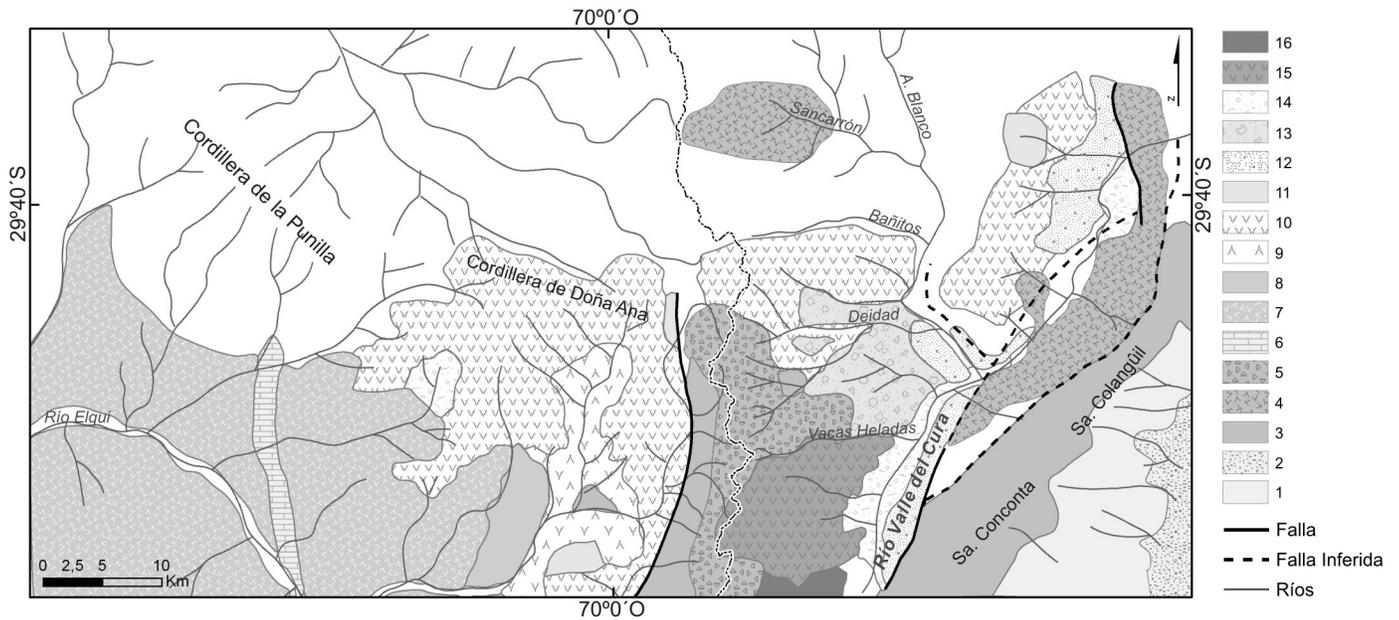
blicada en la Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. La cartografía presentada por Groeber abarca no solo el sector argentino del Valle del Cura, sino una gran parte del Norte Chico en el sector chileno. Este mapa fue digitalizado en formato GIS para realizar una comparación y actualización de las unidades cartografiadas en función del conocimiento actual de la zona. Cabe mencionar que el relevamiento realizado por Groeber fue realizado en el año 1930, sin contar con fotografías aéreas y con escasos relevamientos topográficos. Por lo tanto, al ubicar geográficamente las unidades, la topografía y la toponimia del mapa, se observan algunos errores, los que se han podido rectificar mediante correcciones con imágenes y relevamientos topográficos georreferenciados (Fig. 2). A partir de la digitalización del mapa original, se realizó un mapa actualizado entre los 29°30' y los 30° LS que coincide exactamente con el realizado por Groeber en 1930 y publicado en 1951. Dada la escala del mapa original (1: 200.000) sumado al mejoramiento del conocimiento estructural y estratigráfico de la zona, este último apoyado en dataciones radiométricas, solo se han cartografiado las unidades más importantes y

se han agrupado otras para poder representar a igual escala el mapa confeccionado (Fig. 3). Se han considerado como las unidades más importantes de la región aquellas de amplia distribución que pueden ser reunidos en tres grandes grupos. El primero de ellos, corresponde al basamento de la cuenca volcánica terciaria de Doña Ana, que comprende las unidades sedimentarias de edad carbonífera y jurásica y las rocas volcánicas permotriásicas. El segundo grupo corresponde a los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios de edades oligo-miocenas que constituyen el relleno de la cuenca de Doña Ana. Los mismos han sido subdivididos según su posición, edad y características geoquímicas bajo la denominación de volcanismo Oligoceno occidental y oriental respectivamente. Por último, se han agrupado las unidades volcánicas del arco magmático mioceno bajo la denominación de volcanismo mioceno y el volcanismo póstumo representado como volcanismo mio-plioceno.

Se desarrolló igual ejercicio con dos secciones estructurales realizadas en la región y publicadas por Groeber. Las mismas han sido reinterpretadas y modificadas en su trazo, debido a los errores topográficos mencionados anteriormente.

## ANTECEDENTES

La primera contribución que aportó datos relevantes acerca de la constitución geológica del Valle del Cura y las zonas aledañas chilenas fue efectuada por Groeber (1951) sobre la base de los trabajos de campo llevados adelante en enero de 1930, y que dieron origen a la Hoja Las Tórtolas. La misma comprendió la parte septentrional de la Cordillera de Colangüil, el denominado Valle del Cura, los cerros de las Tórtolas y las Vacas Heladas, y las Cordilleras del Límite, de Doña Ana, y Elqui, estas dos últimas en territorio chileno. En consecuencia, Groeber presentó un mapa geológico y la correspondiente descripción de sus unidades, lo que significó un gran avance en el conocimiento geológico de la Cordillera Frontal a esta latitud. Entre los aportes más significativos que serán abordados en la presente contribución se destacan el reconocimiento de sedimentitas paleozoicas en parte metamorfizadas a las que denominó "*pizarras hornfelizadas*", y granitos, que refiriera con notable precisión al "*Choiyolitense*". Por otro lado, describió el volcanismo terciario, asignando parte de las andesitas que conforman los niveles superiores del volcán cerro de las Tórtolas al Cuaternario.



**Figura 2:** Mapa geológico realizado por Groeber (1951). Referencias: 1. Pizarras macizas y lajas (cuarcitas) vastamente convertidas en hornfels con bancos de tilita (Cordillera Frontal) y núcleos de diabasa, 2. Grauvacas verdosas-grises con restos de plantas (Zona de límite), 3. Granito “rojo” choiyoilicense, 4. Porfiritas choiyoilenses, 5. Keratófiros choiyoilenses, 6. Cuyano inferior, 7. Dioritas (cuarcíferas) cretácicas, 8. Granodioritas cretácicas, 9. Tobas de liparita huincanliten- se (?) o palaocolitense inferior (?), 10. Mantos de andesita huincanliten- se (?) o palaocolitense inferior (?), 11. Andesita hornblendífera huincanliten- se (?) o palaocolitense inferior (?), 12. Santamariense, 13. Tristecense (gravas de la Puna), 14. Morenas, 15. Andesitas básicas tilhuelitenses, 16. Liparitas postglaciales y dacitas.

Posteriormente, Ramos *et al.* (1987, 1989) presentaron un detallado mapa geológico de los alrededores de los cerros de las Tórtolas y las Vacas Heladas y de las quebradas de Las Máquinas y Los Catres, reconociendo por primera vez en el sector argentino el importante evento volcánico mioceno, conocido en Chile como Formación Cerro de las Tórtolas (Maksaev *et al.* 1984), con edades comprendidas entre los  $18,2 \pm 1,2$  y  $13,3 \pm 1,1$  Ma, datadas por el método K-Ar en roca total. Por otro lado, incluyeron una serie de pequeños afloramientos de basaltos olivínicos en una nueva unidad llamada Basalto Las Máquinas, datada radimétricamente con el mismo método en  $22,8 \pm 1,1$  Ma.

Las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón fueron inicialmente datadas mediante K-Ar por Limarino *et al.* (1999) y en la realización de hojas geológicas de la zona llevadas a cabo por Malizia *et al.* (1997), permitiendo el mejoramiento de la estratigrafía de la región. Posteriormente, Bissig *et al.* (2001) dieron a conocer numerosas dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en la zona denominada El Indio-Pascua, que fueron de vital importancia para reorganizar

el conocimiento estratigráfico a partir de métodos de datación más precisos. Por su parte, Litvak *et al.* (2004, 2007) han estudiado en detalle las características del volcanismo lávico y piroclástico paleógeno y neógeno y su contexto evolutivo en la zona de subducción horizontal pampeana de los Andes Centrales, así también como Litvak y Poma (2005, 2014) y Litvak (2009) lo han hecho con especial énfasis en las características volcanoclasticas, geoquímicas y radimétricas de las secuencias en la Formación Valle del Cura y el Grupo Doña Ana.

Los últimos aportes a la geología regional, estructural y evolución tectónica de la zona del Valle del Cura y aledaños, incluyendo el sector del Norte Chico chileno, corresponden a Winocur y Ramos (2008, 2011, 2012, 2015); quienes han realizado un mapeo regional integrado en la zona fronteriza argentino chilena, proponiendo un origen extensional para el desarrollo del Grupo Doña Ana. En lo que respecta a la Formación Valle del Cura, también se ha propuesto un contexto de retroarco extensional, concomitante al Grupo Doña Ana (Winocur y Ramos 2012, Winocur *et al.* 2015). Los más re-

cientes avances en relación a la geoquímica, geocronología y evolución magmática en la región han sido realizados por Jones *et al.* (2014, 2015, 2016).

El primer trabajo de carácter regional, efectuado en la Alta Cordillera al interior de Vicuña, en el sector chileno, fue realizado por Thiele (1964) al publicar un mapa del sector comprendido entre la Cordillera de La Punilla y el límite fronterizo con Argentina, entre los ríos Turbio y Primero, definiendo una nomenclatura estratigráfica que, en parte, se ha mantenido en los levantamientos de las hojas geológicas chilenas.

A partir de 1976, se comenzó a publicar una serie de trabajos referentes a la petrografía, petrología y geocronología del Batolito Elqui-Limarí (Mpodozis *et al.* 1976, Parada *et al.* 1981, Cornejo *et al.* 1984, Nási *et al.* 1985). Paralelamente, una gran cantidad de investigaciones fueron llevadas a cabo por empresas mineras en relación con la mineralización y alteración en el distrito minero El Indio y zonas adyacentes.

Los últimos trabajos hechos en torno al volcanismo y plutonismo acontecido en el margen occidental gondwánico desde

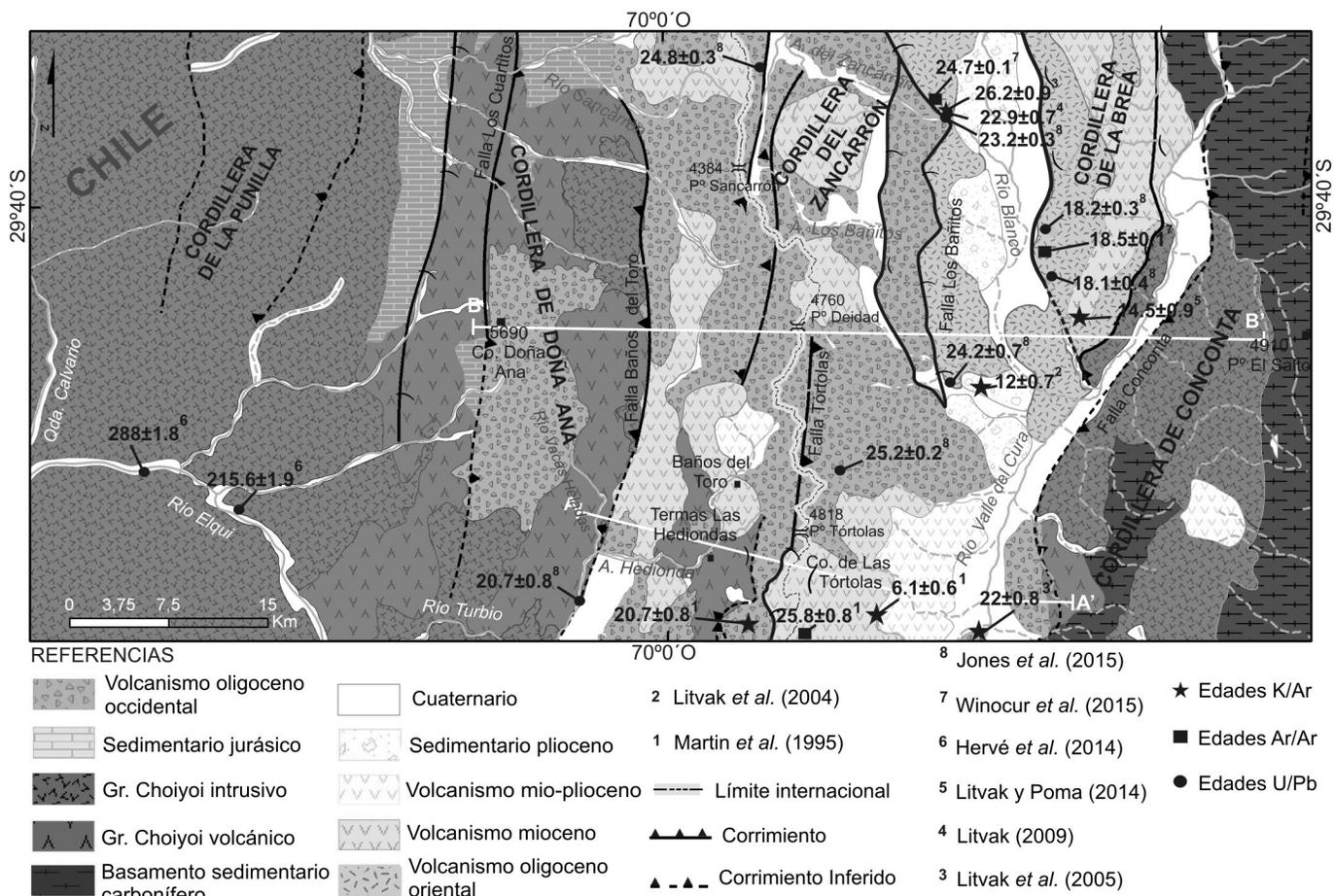


Figura 3: Mapa geológico actualizado de la zona comprendida en la Hoja LasTórtolas.

el Carbonífero al Jurásico, expuestos en la Cordillera Frontal chilena se han enfocado en establecer edades de intrusión y enfriamiento (Hervé *et al.* 2014, Maksae *et al.* 2014).

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El área abarcada en este estudio se enmarca morfoestructuralmente dentro de la provincia geológica Cordillera Frontal (Groeber 1951, Caminos 1979). Si bien el margen activo sudamericano presenta subducción de tipo andina, a la latitud de estudio se desarrolla en una zona de subducción subhorizontal, dentro de los Andes Centrales, que se extiende aproximadamente desde los 27° al norte hasta los 33°30' al sur.

La progresiva horizontalización de la placa de Nazca desde tiempos miocenos

hasta la actualidad dio lugar a la deformación del antepaís, produciendo la migración y expansión del arco hacia el este a una distancia de 700 km de la trinchera oceánica (Kay *et al.* 1991, Ramos *et al.* 2002, Bissig *et al.* 2003, Litvak *et al.* 2007). De esta manera, el sector comprendido en este trabajo carece de un arco volcánico activo cuaternario, ya que a partir del Cenozoico superior se inhibe el volcanismo debido a la deshidratación de la placa oceánica previa a su contacto con la cuña astenosférica.

## ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la región se puede dividir en 4 secciones: un basamento ígneosedimentario de edad paleozoica superior a triásica, escasos afloramientos de edad jurásica, un relleno volcánico y volcánico-clástico de edad oligocena y una cubier-

ta volcánica de edad miocena (Cuadro 1).

### Basamento sedimentario carbonífero

Esta unidad fue descrita por Groeber (1951) como “*sedimentos del tipo de las gravacas de la Precordillera con restos de plantas de edad antracólitica*”, aflorantes en la sierra de Conconta y Colangüil. Posteriormente, fue denominada Formación Agua Negra por Polanski (1970). Se compone de areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte, en las que se incluyen psamitas finas y medianas de color negro a gris oscuro y estratificadas en bancos tabulares y gruesos. En partes se encuentran metamorizadas por el contacto con los cuerpos intrusivos graníticos del Grupo Choiyoi (Fig. 4). Esta unidad posee una variada flora y fauna fósil, las cuales fueron analizadas por varios investigadores, como Malizia *et al.* (1997) quienes interpretaron que representan fa-

**CUADRO 1:** Correlación geológica entre unidades denominadas por Groeber y las de este trabajo, Winocur y Benitez (2017).

Época	Grupo/litología	Unidades involucradas	Correlación con Groeber (1951)
Plioceno	Sedimentario	Fm. Bañitos	13. Tristecense. Se refiere a conglomerados “procedentes de las elevaciones circundantes” con posición subhorizontal
	Volcanismo	Fm. Vallecito e Ignimbrita Vacas Heladas	15. Andesitas básicas “tilhuelitenses” 16. Liparitas postglaciales. Las considera de edad cuaternaria, en conjunto con el aparato volcánico Cerro Las Tórtolas
Mioceno	Volcanismo	Fm. Cerro Las Tórtolas y U. Infiernillo.	9, 10 y 11. Aquí no distingue entre el volcanismo Oligoceno y Mioceno, atribuyendo todo en su conjunto al Mioceno
Oligoceno - mioceno	Volcanismo oriental	Fm. Río de la Sal, Fm. Valle del Cura	12. Santamariense
	Volcanismo occidental	Fm. Tilito y Fm. Escabroso	9. Tobas de liparita huincalicense (?) o palaacolicense inferior (¿) 10. Mantos de andesita huincalicense (¿) o palaacolicense inferior (¿) 11. Andesita hornblendífera huincalicense (¿) o palaacolicense inferior (¿)
Jurásico	Sedimentario	Fm. Lautaro y U. Los Cuartitos	6. Cuyano inferior
Pérmico a Triásico	Gr. Choiyoi Volcánico	Fm. Los Tilos y Fm. Guanaco Sonso	5. Keratófiros choiyolitenses
	Gr. Choiyoi Intrusivo	U. Cochiguas, Guanta, Chollay	3. Granito rojo choiyolitense 4. Porfiritas choiyolitenses
Carbonífero	Basamento sedimentario	Fm. Agua Negra	1. Pizarras macizas y lajas convertidas en hornfels 2. Grauvacas grises verdosas con restos de plantas

cies marinas de plataforma somera. Estudios recientes realizados por Busquets *et al.* (2013) en la zona de la sierra de Castaño interpretan que la Formación Agua Negra se depositó en un ambiente de plataforma somera y litoral en una posición de retroarco durante el Carbonífero tardío al Pérmico temprano. La distribución de esta unidad en el mapa de la Hoja Las Tórtolas realizado por Groeber (1951) se encuentra muy bien cartografiado, representando los mismos afloramientos cartografiados en el mapa realizado en esta contribución.

### Grupo Choiyoi intrusivo

Gran parte del sector analizado por Groeber (1951) en la vertiente chilena está ocupado por un extenso batolito que se desarrolla a lo largo de 200 km, denominado Batolito Elqui-Limarí por Mpodozis *et al.* (1976) y que forma parte de una franja plutónica continua, que se extiende hacia el norte hasta los 28°LS a través de los batolitos Chollay y Montosa-EI Potro (Nasi *et al.* 1985). Unos 75 km al este, aparece una franja paralela de batolitos con similar actividad magmática y edad en el borde oriental de la Cordillera Frontal de San Juan, entre los 28° y 31°LS que han sido denominados como batolito de Colangüil (Llambías y Sato 1990, 1995, Sato *et al.* 2015). Estos últimos autores obtuvieron edades Rb-Sr y K-Ar comprendidas entre 264 y 247 Ma (Llambías

y Sato 1990), y más recientemente por el método U-Pb en circones en el granito de Conconta obteniendo una edad de  $252,9 \pm 1,9$  Ma. Estas unidades se encuentran cartografiadas en el mapa geológico realizado en esta contribución como Grupo Choiyoi intrusivo. Los batolitos Chollay y Elqui-Limarí están constituidos por un gran número de plutones formados por una amplia gama de rocas intrusivas, que varían desde gabros a pórfidos riolíticos. Groeber (1951) los ha cartografiado y descrito como “*Porfiritas y porfiritas cuaríferas cloritizadas y hematizadas*”. Dicho autor, con gran acierto, menciona que las dioritas cuaríferas de las sierras de Colangüil y Conconta podrían corresponder a los granitos chilelenses aflorantes en el río Elqui en el sector chileno. Finalmente describe que “*es pues preferible tener las rocas efusivas porfirico diabásicas alteradas y las porfiritas cuaríferas como Choiyolitenses*”. Identifica además bajo el nombre de granitos rojos y blancos a cuerpos graníticos con gran cantidad de ortosas, plagioclasas biotitas y cuarzo en las quebradas de Arrequintín y en la ladera oriental de la sierra de Colangüil, que intruyen a la Formación Agua Negra. Sin embargo, en el mapa presentado por Groeber (1951), gran parte del sector chileno está caracterizado por la presencia de lo que denominó “*diorita cuarífera del gran batolito del oeste de los Andes al que le corresponde una edad ándica superior*”. De esta manera, el autor es-

taría asignando una edad cretácica a estas unidades intrusivas en el sector chileno. Estudios posteriores han arrojado edades más antiguas a las interpretadas por Groeber (1951) asignándolas al Paleozoico superior a Triásico inferior. Parada *et al.* (1981), Maksaev *et al.* (1984), Nasi *et al.* (1985), Mpodozis y Kay (1992), Hervé *et al.* (2014) y Coloma *et al.* (2015) han sido quienes han estudiado de manera detallada estos grandes cuerpos batolíticos en el sector chileno. Estos últimos autores han determinado que las composiciones varían desde monzogranitos, granodioritas, dioritas y gabros en donde obtuvieron dataciones U-Pb en circones con edades que oscilan entre  $288 \pm 1,8$  y  $215,6 \pm 1,9$  Ma.

### Grupo Choiyoi volcánico

Un importante ciclo magmático de edad permo-triásica está representado en la región por elementos extrusivos asignados a las volcanitas del denominado Grupo Choiyoi en la Argentina, y su equivalente chileno denominado Grupo Pastos Blancos.

Las importantes manifestaciones de volcanismo pérmico-triásico de la Cordillera de Los Andes fueron incluidas por Groeber (1929) en su “*Serie Porfirítica Supratriásica*”, aunque en posteriores trabajos adoptara la denominación de *Choiyolitense* para su identificación (Groeber 1946). En las contribuciones posteriores de Stipanovic (1967) las rocas en cuestión



**Figura 4:** Vista de la ladera septentrional de la cordillera de Conconta, donde se observa un cuerpo intrusivo correspondientes al Grupo Choiyoi intruyendo a la Formación Agua Negra.

fueron reunidas bajo el epígrafe de “*Choiyoi*” y finalmente fueron Roller y Criado-Roque (1969) quienes propusieron la denominación de Formación Choiyoi para el conjunto.

Las contribuciones en las que se han tratado a estas volcanitas, en la vertiente argentina a estas latitudes, y específicamente en el Valle del Cura, han sido sumamente escasas. Groeber (1951) fue el primero en hacer referencia a su distribución regional, en oportunidad de efectuar el mapeo de la Hoja Las Tórtolas. Este autor identificó un conjunto de pórfiros y keratófiros a lo largo del límite argentino-chileno y sobre el faldeo occidental de la cordillera de Colangüil, asignándolos al *Choiyoi*lense.

Composicionalmente, se trata de andesitas, dacitas y en menor proporción riolitas, e ignimbritas de composición dacítica a riolítica. El conjunto presenta color gris verdoso a oscuro a lo largo de la cordillera de Colangüil y se encuentra intruído por brechas hidrotermales de edad miocena. Estas unidades se encuentran cartografiadas en el mapa geológico realizado en esta contribución como Grupo Choiyoi volcánico. Según los últimos trabajos de Sato *et al.* (2015) las edades del magmatismo asignado al Grupo Choiyoi varían entre 288 y 247 Ma. Edades obtenidas por Martín *et al.* (1997), Bissig *et al.* (2001) y Hervé *et al.* (2014) dentro del valle del Cura y en inmediaciones del río Elqui en sector chileno, arrojan edades Ar-Ar en biotita de 215 y 262 Ma.

Groeber (1951) menciona que no se encuentran claras las relaciones de contacto por las alteraciones hidrotermales que presenta la zona dentro del Valle del Cura y en la zona de Las Hediondas en sector chileno. Sin embargo, pese a esta dificultad observada actualmente en el terreno, vincula de manera acertada a estos keratófiros con la serie efusiva del Triásico superior ubicada al sur de los Vilos, según las últimas edades presentadas por Morata *et al.* (2000).

#### Depósitos sedimentarios jurásicos

Groeber (1951) mencionó que “*los únicos sedimentos marinos mesozoicos existentes en la región consisten en calcáreos liásicos aflorantes por ser atravesados por el río Elqui*” en el sector chileno. El autor indica que podría tratarse tanto de un xenolito dentro del granito *Choiyoi*lense, aunque no descarta un enclave producido por fuerzas tectónicas, dado que el calcáreo no presenta señales de metamorfismo. Cabe destacar que existe una controversia en la ubicación de este río en su mapa geológico. Los calcáreos liásicos en la región afloran a lo largo del río Potrerillos, sin alcanzar a aflorar en el río Elqui. Es por eso que se considera que tuvo una confusión con la toponimia del lugar. En este trabajo, se ha agrupado de manera informal bajo la denominación Sedimentario jurásico a las Formaciones Lautaro y la Unidad Los Cuartitos. La Formación Lautaro fue definida por Segerstrom (1959) en el valle del río Copiapó en Chile y corresponde a

una secuencia estratificada de tonalidad amarillenta grisácea formada por calca-renitas, calcilitas, margas y areniscas conglomerádicas con abundantes fósiles marinos (Fig. 5a). Nasi *et al.* (1990) entre otros, han descrito una gran cantidad de especies de bivalvos, gastrópodos y cefalópodos a lo largo de los afloramientos que se disponen en la alta cordillera chilena, mientras que el espesor de esta formación varía longitudinal y transversalmente, donde se observa un incremento progresivo hacia el este y hacia el sur en el contenido de material terrígeno respectivamente.

La Formación Lautaro infrayace de manera discordante a la Unidad Los Cuartitos definida por Martín *et al.* (1995). Esta secuencia se compone de conglomerados rojos, areniscas moradas, depósitos volcánoclasticos intercalados con lavas basálticas e intruídos por pequeños diques subsuperficiales. Su base aflora en las nacientes del río Potrerillos en discordancia erosiva sobre la Formación Guanaco Sonso, perteneciente al Grupo Choiyoi y se puede observar también en la margen izquierda del mismo. En algunos sectores se observan discordancias progresivas de características extensionales, las cuales no se habían observado con anterioridad en la zona (Fig. 5b). El análisis sedimentológico detallado de estas secuencias señalan que se trata, en su conjunto, de una secuencia estrato y granodecreciente, con cambios de inclinación entre base y techo de unos 90° aproximadamente, controlado por una falla principal de orientación norte-sur, que inclina 75° hacia el este que tuvo una actividad concomitante con el desarrollo de la sedimentación (Martín *et al.* 1995).

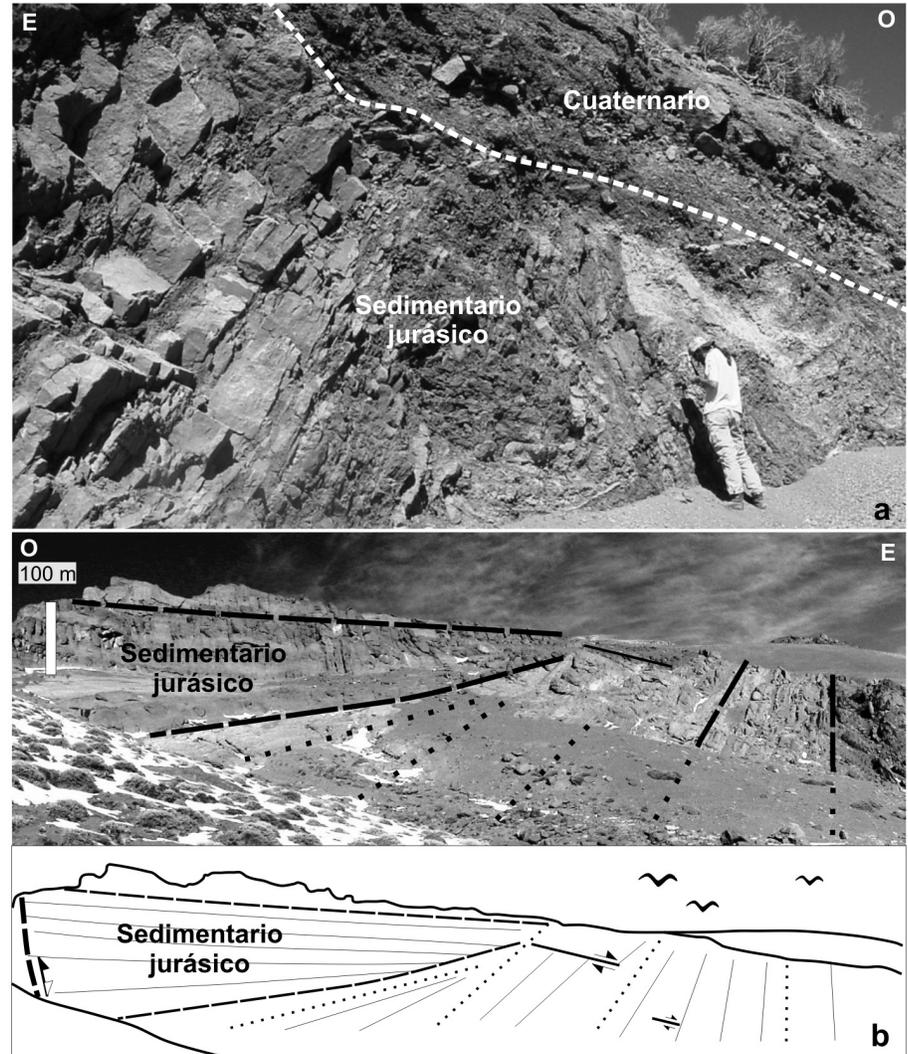
#### Volcanismo oligo-mioceno occidental y oriental

Se han agrupado bajo esta denominación al Grupo Doña Ana y las Formaciones Río La Sal y Valle del Cura debido a que las mismas se han interpretado como parte del mismo evento volcánico Oligo-Mioceno (Winocur *et al.* 2015, Jones *et al.* 2015). Sin embargo, se describen y cartografían de forma separada, en concor-

dancia a interpretaciones históricas que las identifican como dos unidades independientes.

En las primeras descripciones realizadas por Groeber (1951) menciona que “*el conjunto de las rocas efusivas terciarias liparíticas o dacíticas y andesíticas constituye dos fajas que entran en contacto en la cabecera de las Vacas Heladas, luego otra, tercera, entre el arroyo Blanco y el Valle del Cura*”. “*En la tira occidental se observa una división en dos grupos: uno compuesto por tobas liparíticas blancas muy potentes al que corresponde una posición inferior y otro andesítico, poco hornblendífero, que ocupa posición superior*”. De esta manera, estaba describiendo el volcanismo oligo-mioceno occidental compuesto por las Formaciones Tilito y Escabroso, correspondientes al Grupo Doña Ana. La tercer faja descrita por Groeber (1951) corresponde a la unidad cartografiada como volcanismo oligo-mioceno oriental, la cual representa a las Formaciones Río La Sal y Valle del Cura.

La Formación Doña Ana fue definida como tal inicialmente por Thiele (1964) en la cordillera chilena para referirse a una secuencia de andesitas y basaltos en la cordillera del mismo nombre. Más tarde Makshev *et al.* (1984) subdividió en dos miembros a esta formación aportando dataciones radiométricas a cada uno de ellos y mejorando el conocimiento de su distribución a lo largo de la Alta Cordillera chilena. El miembro inferior, denominado Tilito, está formado por ignimbritas de composición dacítica a riolítica y lavas riolíticas laminadas que según dataciones radiométricas realizadas mediante K-Ar por estos autores varían entre los 27 y los 22,1 Ma. El miembro superior, denominado Escabroso, está compuesto por lavas andesíticas, aglomerados, brechas andesíticas y algunas intercalaciones de dacitas, con edades entre los 26 y 18,9 Ma. Más tarde, Martín *et al.* (1995), con estudios de campo más detallados, han observado una discordancia angular con un hiato de entre 1 y 3 Ma separando ambas unidades. Tal es así que han asignado la denominación Doña Ana como Grupo, compuesto por las Formaciones Tilito y Escabroso. Por su parte Winocur

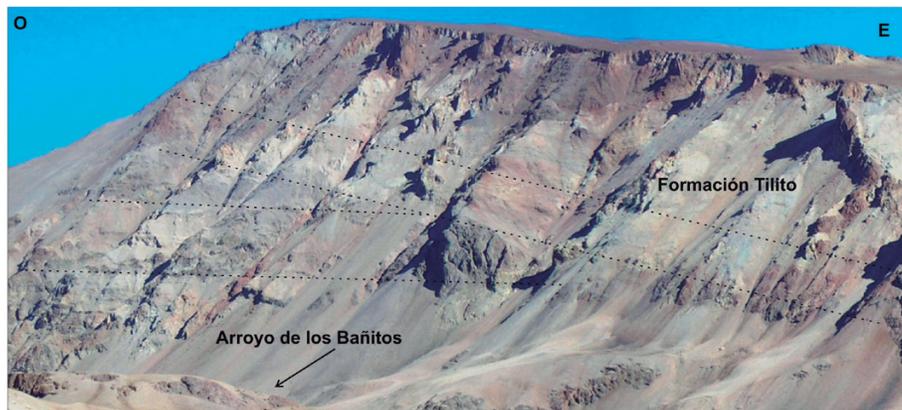


**Figura 5:** Afloramientos de las unidades agrupadas en el mapa como sedimentarias jurásicas en sector chileno: a) Vista hacia el sur en cercanías del río Potrerillos de la Formación Lautaro fuertemente plegada; b) Vista hacia el sur del arroyo Tres Quebradas donde se observan las estructuras sinsedimentarias extensionales en la Unidad Los Cuartitos.

*et al.* (2015) acotan la edad de la Formación Tilito entre los 27 y 23 Ma y entre 21 y 17 Ma para la Formación Escabroso y además presentan las primeras evidencias extensionales para la Formación Tilito, proponiendo que se trata del relleno volcánico y volcanoclástico de una cuenca de intraarco asociada a extensión para el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fig. 6).

El Grupo Doña Ana corresponde al evento volcánico de mayor magnitud y distribución en la zona de estudio. Debido a la gran cantidad de unidades litológicas descritas en la región y para respetar la escala original del mapa, se han mapeado en

conjunto dentro del Grupo Doña Ana a los denominados Basalto Las Máquinas. Esta unidad fue originalmente definida por Ramos *et al.* (1989) para identificar a un conjunto de cuerpos basálticos que se presentan principalmente en la quebrada de Las Máquinas, en el Valle del Cura en la pendiente argentina. Se trata de cuerpos subcirculares de tamaño reducido que han sido interpretados como remanentes de cuellos volcánicos de 200 a 300 m de diámetro. Los autores han aportado una datación radiométrica por el método K-Ar de  $22,8 \pm 1,1$  Ma, asignando los Basaltos Las Máquinas al lapso Oligoceno inferior-Mioceno inferior. Ramos *et*



**Figura 6:** Vista al norte en la quebrada de los Bañitos. Se observan discordancias progresivas en la Formación Tilito, correspondiente al volcanismo oligo-mioceno occidental.

al. (1989) realizaron análisis geoquímicos en estos basaltos concluyendo que son del tipo alcalino y corresponden a la primera mención de magmatismo alcalino en el Valle del Cura. Sin embargo, el volcanismo alcalino más antiguo reportado en la región comprende un conjunto de basaltos denominados Río Frío, aflorantes en la quebrada homónima con edades K-Ar de  $55,9 \pm 1,9$  Ma sin signatura de arco a diferencia de los Basaltos Las Máquinas (Litvak y Page 2002, Litvak y Poma 2010). Por la escala del mapa, al igual que los basaltos oligo-miocenos, estos no han sido diferenciados. Dentro de las rocas asignadas al volcanismo oligoceno-mioceno oriental se encuentran englobadas la Formación Valle del Cura y la Formación Río de la Sal. Esta última fue definida por Reutter (1974) y está compuesta por un conjunto de bancos rojos formados por brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, yesos y calizas, aflorantes a lo largo del río homónimo, y en el sector de la quebrada de Las Pisacas y arroyo Darío Delgado en Chile. Se debe a Nullo y Marín (1990) la identificación y delimitación de los principales afloramientos de esta secuencia en la cordillera de La Ortiga y a lo largo del río de La Sal, en sector argentino. Los mencionados autores incluyeron en esta unidad areniscas desde gruesas a finas y conglomerados rojos con espesores variables entre 70 y 150 m. La Formación Río La Sal es una secuencia compuesta por brechas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas de compo-

sición dacítica de colores rojizos y pardos. En sus exposiciones más desarrolladas poseen un espesor aproximado de 300 metros, de difícil estimación además, por el fuerte control estructural reinante. Los conglomerados son polimícticos con clastos de origen volcánico, matriz sostenidos y conforman bancos gruesos presentando base erosiva. La edad de esta formación, estuvo mucho tiempo en discusión. Reutter (1974) la asignó, con reservas, al intervalo oligoceno-mioceno por correlación con estratos calchaquenses, mientras que Nullo y Marín (1990) la suponen de edad miocena superior. Malizia *et al.* (1997) le asignan una edad cretácica a paleógena, por sus relaciones estratigráficas. Según las investigaciones realizadas por Winocur *et al.* (2015) la Formación Río La Sal presenta importantes discordancias progresivas de carácter extensional y una edad Ar-Ar en biotita, en una secuencia piroclástica dacítica ubicada al sur del cajón de los Tambillos arrojó un valor de  $23,2 \pm 0,3$  Ma. La primera mención sobre la Formación Valle del Cura se encuentra en Groeber (1951). Años más tarde, T.E.A. (1968) utilizó de manera informal los términos “Formación de Las Tobas, Brechas y Conglomerados” y “Serie Volcánica”, para incluir entre otras a las volcanitas vinculadas con las tobas multicolores, que aparecen sobre la Cordillera de La Brea. Limarino *et al.* (1999) obtuvieron las primeras edades sobre roca total por el método K-Ar para estas unidades. Dos de ellas corresponden a

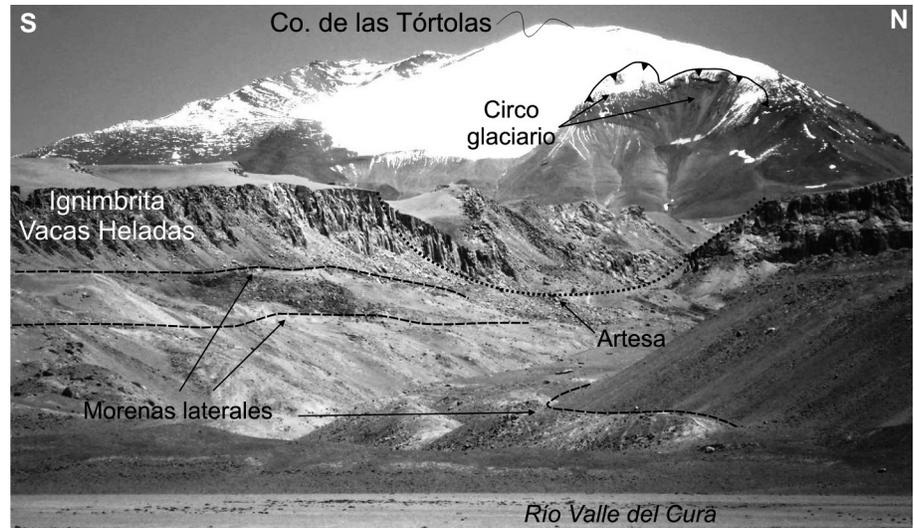
coladas mesosilíceas que afloran en la ladera occidental de la cordillera de la Brea, donde obtuvieron edades de  $44 \pm 2$  y  $45 \pm 2$  Ma. Las dos restantes comprenden una edad de  $36 \pm 1$  Ma procedente de una volcanita que aflora en la quebrada de los Bañitos, y otra de  $34 \pm 1$  Ma, correspondiente a una toba cristalina que aflora en la cordillera del Zancarrón. Sobre la base de estas dataciones, los mismos autores asignaron una edad que abarca un rango desde el Eoceno medio al límite Eoceno-Oligoceno. Posteriormente, Litvak y Poma (2005) y Litvak *et al.* (2007) realizaron estudios más exhaustivos en esta formación, realizando perfiles detallados y análisis geoquímicos. Si bien la unidad presenta una gran variedad litológica, existe una distribución de las facies que la incluyen, principalmente en lo que respecta a sus componentes volcánicos y sedimentarios, observándose el incremento de facies volcanoclásticas más ricas en componentes piroclásticas hacia el este. Posteriormente, Winocur *et al.* (2015) obtuvieron dos edades Ar-Ar en estas secuencias con edades plateau de  $24,77 \pm 0,11$  y  $18,53 \pm 0,11$  Ma en biotita. Los autores describen además las primeras evidencias de extensión en estos depósitos, lo que les permitió interpretar, sumado a análisis geoquímicos, que las Formaciones Río La Sal y Valle del Cura forman parte del Grupo Doña Ana, en una posición de retroarco extensional tomando en cuenta además, su composición, sus edades y su extensión tanto longitudinal como latitudinal. Cabe destacar, como ya fue indicado previamente, que se mantiene el nombre formacional, pero se entiende que la Formación Valle del Cura forma parte del mismo episodio volcánico correspondiente al Grupo Doña Ana, ubicado en una posición de retroarco.

### Volcanismo mioceno

Dentro de esta denominación informal se han agrupado a las Formaciones Cerro de las Tórtolas, Tambo y a la Unidad Infernillo que conforman el volcanismo efusivo e intrusivo en la región. Estas rocas volcánicas fueron descritas inicialmente por Groeber (1951) como rocas efusivas

andesíticas básicas cuyo centro eruptivo se hallaba en el cerro de las Tórtolas y en otro ubicado inmediatamente al este del mismo a la cota 5.390 m.s.n.m. a los que asignó una edad cuaternaria. Es notable que les haya asignado dicha edad, debido a que el cerro de las Tórtolas presenta evidencias de erosión glaciaria tales como circos en sus máximas alturas y depósitos morénicos sobre las ignimbritas pliocenas que se apoyan en la base del mismo (Fig. 7). Posteriormente fueron Maksaeve *et al.* (1984) quienes denominaron Formación Cerro de las Tórtolas a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas distribuidas en el límite chileno-argentino, en cercanías de la cordillera del Indio, las que fueron correlacionadas con las exposiciones en territorio argentino (Ramos *et al.* 1987, 1989, Kay *et al.* 1987, 1989). Por otra parte, estos autores definieron la Unidad Infiernillo, la cual se compone de un conjunto de stocks, diques y pequeños intrusivos dioríticos que intruyen a las rocas más antiguas aflorantes en Chile (Maksaeve *et al.* 1984, Kay *et al.* 1991), que Winocur y Ramos (2012, 2015) también han reconocido en la vertiente argentina.

La edad de la Formación Cerro de Las Tórtolas ha sido inicialmente establecida sobre la base de un conjunto de dataciones K-Ar realizadas en Chile por Maksaeve *et al.* (1984). Los valores obtenidos quedan comprendidos entre 11 y 16,6 Ma siendo por lo tanto referida al Mioceno inferior a medio. Ramos *et al.* (1987) presentaron una edad absoluta K-Ar para las rocas de la Formación Cerro de Las Tórtolas de  $12,8 \pm 0,4$  Ma del lado argentino. Otras dataciones K-Ar en roca total han sido llevadas a cabo por Malizia *et al.* (1997), quienes obtuvieron ocho edades en afloramientos correspondientes al área de la Cordillera de Agua Negra, volcán cerro de las Tórtolas, Cordillera del Zancarrón y Cordillera de la Brea (Fig. 1), y cuyos valores varían entre  $16 \pm 0,5$  y  $12,1 \pm 1$  Ma. La Unidad Infiernillo presenta datos geocronológicos realizados por Maksaeve *et al.* (1984), Martín *et al.* (1995), Bissig *et al.* (2001) y Winocur *et al.* (2015) que asignan una edad comprendida entre los 17 y los 14 Ma.



**Figura 7:** Vista hacia el oeste desde el Valle del Cura, donde se observa un antiguo valle glaciario y sus depósitos morénicos asociados, labrado sobre la Ignimbrita Vacas Heladas, de edad miocena tardía-pliocena. A lo lejos, se observan circos glaciarios labrados sobre el centro volcánico del cerro de las Tórtolas.

Martín *et al.* (1997) definieron a la Formación Tambo para incluir a un conjunto de tobas, lavas dacíticas y depósitos de lahares que separaron de la Formación Cerro de las Tórtolas original por sus características petrográficas y geoquímicas. Bissig *et al.* (2001) denominan como Formación Vacas Heladas a ignimbritas dacíticas, domos y depósitos de bloques y cenizas que consideran, debido a sus edades y composición, como equivalente a la Formación Tambo (Martín *et al.* 1997). Sus edades según dataciones radimétricas Ar-Ar quedan comprendidas entre los 12,7 y los 11 Ma. Litvak *et al.* (2004) reconocieron y analizaron rocas de esta unidad en la zona de estudio siguiendo la denominación propuesta por Martín *et al.* (1997). Se trata de tobas vítreas de composición dacítica, las cuales arrojaron una edad Ar-Ar en biotita de  $12,0 \pm 0,8$  Ma. El Cerro Vacas Heladas está íntegramente constituido por coladas andesíticas a dacíticas pertenecientes a la Formación Cerro de las Tórtolas.

### Volcanismo mio-plioceno

Bajo esta denominación se agrupan las Formaciones Vallecito y la Ignimbrita Vacas Heladas, en el sector chileno y argentino, respectivamente. Groeber (1951) menciona la existencia de dos conos post-glaciales liparíticos en el extremo sur de

la Hoja Las Tórtolas, sin embargo existen claras evidencias de que las mismas son preglaciarias como se observa en la figura 7, que muestra que los depósitos están afectados por erosión glaciaria generando un típico valle en forma de U con depósitos morénicos en su interior. La Ignimbrita Vacas Heladas descrita por Ramos *et al.* (1989) corresponde a un depósito de flujos piroclásticos que cubre de manera discordante a las unidades más antiguas. En la pendiente chilena, estas unidades fueron reconocidas por Thiele (1964) para describir unas secuencias compuestas por brechas, sedimentos lacustres, y tobas riolíticas en la quebrada denominada Vallecito al este de las Juntas del Toro. Luego Maksaeve *et al.* (1984) detallaron la distribución de dicha secuencia y aportaron datos geocronológicos para la misma. Estudios detallados realizados por Martín *et al.* (1997) reconocieron que la unidad presenta además depósitos de oleadas piroclásticas, tobas de caída, flujos ignimbriticos, depósitos volcanoclasticos y depósitos del tipo maar, que se apoyan en discordancia sobre rocas más antiguas.

Dataciones radimétricas realizadas por Ramos *et al.* (1989) por el método K-Ar arrojaron una edad de  $6,0 \pm 0,4$  Ma para estas ignimbritas. Luego, Martín *et al.* (1997) y Bissig *et al.* (2001) tomaron muestras obteniendo edades compendi-

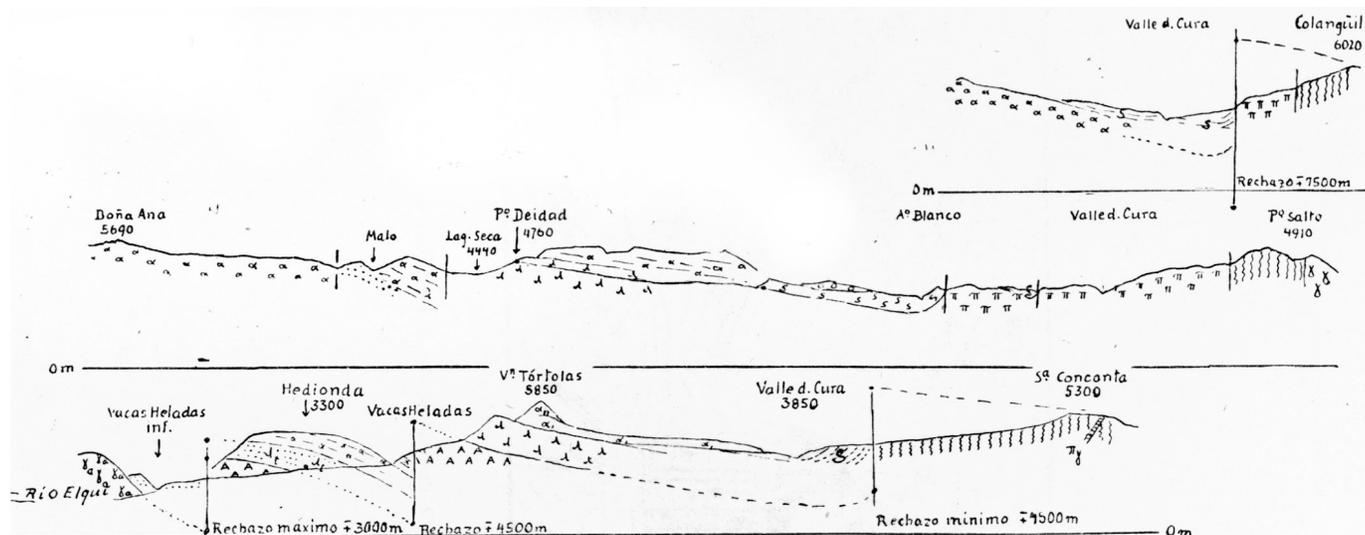


Figura 8: Perfiles geológicos realizados por Groeber (1951) a la altura del paso internacional La Deidad, al norte, y el volcán cerro de las Tórtolas al sur.

das entre  $6,1 \pm 0,6$  y  $5,8 \pm 0,2$  mediante métodos Ar-Ar en biotita y U-Pb en circon respectivamente, lo que confirma la edad miocena superior a pliocena de esta unidad. Este evento volcánico es el último de importancia registrado en la zona de estudio.

### Depósitos sedimentarios pliocenos

Esta unidad aflora principalmente en el Valle del Cura sin tener correlación aparente de la misma en el sector chileno. El primero en describir dicha unidad fue Groeber (1951) bajo la denominación de “rodados dislocados” del *Tristecense*. El autor describe de manera acertada y muy detallada, bancos conglomerádicos grises con rodados de materiales procedentes de las elevaciones circundantes y los ubica en la parte baja de la quebrada de la Deidad y Vacas Heladas, observando que mantienen posiciones subhorizontales. Indica que son previos a la glaciación y valles actuales, lo que es congruente con las interpretaciones actuales. Posteriormente, Nullo y Marín (1990) los han asignado al Cuaternario, siendo correlacionados en parte con sedimentos aluviales y fluvio-glaciales. Posteriormente, Malizia *et al.* (1997) los desvinculan de los depósitos cuaternarios y los definen como Formación Los Bañitos. Por otra parte, observando la distribución de esta unidad en la región estudiada y analizando sus caracte-

rísticas se concluye que estas rocas atestiguan los últimos movimientos ocurridos durante el ciclo ándico en el Valle del Cura asociado a una posible edad pliocena como la propuesta por Limarino *et al.* (1999).

### Depósitos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios que se observan en la zona de estudio fueron descritos por Groeber (1951) compuestos principalmente por “*morenas bien conservadas de la última glaciación que ocupan las laderas del Valle del Cura y el fondo del cajón amplio de la Deidad*”. A lo largo del Valle del Cura y del sector chileno estos depósitos presentan una gran extensión a lo largo de los extensos valles por los que corren el río de las Taguas, el río Valle del Cura y el río Blanco, llegando a tener en casos extremos dimensiones superiores a los 5 kilómetros como ocurre en el sector sur, en las confluencias del arroyo del Conconta con el río Valle del Cura. Además de los depósitos glaciales, dentro de las unidades cuaternarias se encuentran involucrados depósitos glacifluviales, de remoción en masa, coluviales y aluviales. Por otra parte, Groeber prestó atención a la gran cantidad de manifestaciones termales activas en la región, describiendo que “*Las manifestaciones hidrotermales que se encuentran en el cajón de los Bañitos y, luego, en el valle de las Taguas, están situados fuera de la boja San-*

*carrón. No hay duda de que ellas se vinculan al vulcanismo reciente que es exponente el cono andesítico superpuesto a un volcán cuaternario de la misma índole. No creo que se encuentren relacionadas a las efusiones liparíticas, muy reducidas y poco propensas a dar lugar a acción hidrotermal*”; de esta manera, se explica su confusión con la edad del vulcanismo mioceno que asignó al cuaternario.

Estudios recientes realizados por Barcelona *et al.* (2014) para el sistema geotermal de Despoblados indican que el origen del mismo podría ser meteórico con infiltración y recarga a partir de aguas meteóricas en corrimientos de la región. Mencionan además que el sistema puede desarrollarse sin un gradiente térmico anómalo, aunque no descartan la posibilidad de una fuente calórica anómala en profundidad.

### ESTRUCTURA

Groeber (1951) describe que la región se encuentra íntegramente emplazada en la Cordillera Frontal y por esa misma razón menciona que las “*dislocaciones imperantes están representadas por fracturas tratándose de un verdadero despedazamiento*”. De esta manera, Groeber ha estimado rechazos de hasta 5000 m entre los bloques de Colangüil y el del Salado (Fig. 8). Con respecto a la edad de la deformación, interpreta que son posteriores al *Santamariense*

y que probablemente hayan ocurrido en el Plioceno basal, previos a la depositación de los conglomerados preglaciarios conformados por la Formación Los Baños. Menciona además que distingue “la prefase del tercer movimiento andino, como fase preparatoria de su fase principal y esta última como productora de las grandes elevaciones actuales, teniendo en cuenta las acentuaciones cuaternarias”. Esto implica el entendimiento de que han existido distintos movimientos de las principales estructuras, las cuales concuerdan a grandes rasgos con las que se presentan en esta contribución.

La estructura de la región en el sector argentino no ha tenido estudios detallados debido a que la mayoría de los trabajos realizados son de índole regional, involucrando a la Cordillera Frontal, en el marco del análisis de otras unidades (Allmendinger *et al.* 1990), planteando una geometría del despegue ándico en profundidad. Un trabajo más detallado fue publicado por Marín y Nullo (1989) en el sector norte de la zona de estudio. En éste, los autores realizaron dos secciones estructurales cortando las estructuras más importantes y propusieron un estilo de deformación donde involucran al basamento de tipo *thick-skinned*, marcado por cabalgamientos, fallas inversas y despegues en profundidad. Recién entrado el siglo XXI han aparecido algunas contribuciones en relación a la estructura de la región y su evolución tectónica (Winocur y Ramos 2012, Jara *et al.* 2014, Winocur *et al.* 2015). Existe un acuerdo generalizado de estos autores que la zona se encuentra enmarcada dentro de la denominada Cordillera Frontal, como lo había propuesto inicialmente Groeber (1951) en sus descripciones.

En el sector chileno, la zona ha sido estudiada con mayor detalle y por diversos autores. El primero de los trabajos importantes que han generado un aporte estructural en la región ha sido el de Makshev *et al.* (1984) en lo que respecta al entendimiento estratigráfico, seguidos por los de Moscoso y Mpodozis (1988) y los realizados en la carta geológica Guanta por Nasi *et al.* (1990). Moscoso y Mpodozis (1988) analizaron la estructura y

la deformación en la Cordillera Frontal proponiendo que la deformación se encuentra controlada por el basamento, con grandes bloques limitados por fallas inversas de vergencia oriental y occidental, a los cuales se amolda de forma solidaria la cubierta posterior, proponiendo un despegue en profundidad a los 5 kilómetros aproximadamente.

La descripción de la estructura en este trabajo es de carácter regional y solo muestra las estructuras más importantes debido a la extensión de la zona estudiada en relación con la escala de mapeo realizada en la Hoja Las Tórtolas por Groeber (1951). Así mismo, se realizaron dos secciones estructurales reconstruyendo las dos realizadas por Groeber (1951) para actualizar su conocimiento (Fig. 9). La región analizada en detalle por Winocur *et al.* (2015) se caracteriza por presentar un estilo de deformación que involucra al basamento, del tipo piel gruesa (*thick-skinned*) y a nivel regional, puede dividirse en tres sectores o dominios estructurales, los cuales se denominarán occidental, central y oriental.

El sector occidental se caracteriza por fallas inversas de alto ángulo principalmente de orientaciones norte-sur, con predominancia de vergencia hacia el oriente aunque algunas muestran vergencia al oeste. Una de las fallas más importantes es la denominada Baños del Toro. La misma presenta evidencias de haber tenido movimientos extensionales durante el Triásico y el Oligoceno y movimientos inversos durante el Mioceno. Esta zona además se caracteriza por involucrar principalmente a rocas mesozoicas y oligocenas en la deformación (Fig. 3).

El sector central está caracterizado por la presencia de estructuras más apretadas e inclinaciones al este y oeste. Por otra parte, corresponde al sector en el cual confluyen las vergencias de los sectores occidental y oriental, generando una mayor complejidad estructural y mayor deformación. Otra característica sobresaliente es que sus fallas afectan mayormente a rocas volcánicas oligocenas y miocenas en superficie. Una de las fallas más importantes de este sector es la falla deno-

minada Tórtolas la cual genera un basculamiento del propio aparato volcánico hacia el este (Fig. 10).

El sector oriental presenta fallas de orientación norte-sur, con inclinación hacia el este y vergencia occidental. Por otra parte, también afecta en superficie a rocas del Neógeno como en el sector central. Una de las fallas de mayor jerarquía del sector es la falla Conconta, la cual es responsable de elevar a la cordillera homónima por encima de los 5000 metros y delimitar geográficamente el denominado Valle del Cura.

En el presente trabajo se han confeccionado dos secciones estructurales con el objetivo de integrar las estructuras descritas anteriormente, inferir sus características en profundidad y compararla con las realizadas por Groeber (1951). Dichas secciones se realizaron a lo largo de los 29°45' y 29°55' aproximadamente abarcando la Alta Cordillera del Norte Chico en Chile y el Valle del Cura en Argentina. Las secciones tienen 67 km y 45 km de longitud, colectando datos estructurales en la zona de estudio y espesores de las secuencias aflorantes. Los espesores de las unidades no aflorantes en la región fueron estimados a partir de datos de trabajos anteriores realizados por otros autores. La estructuración de la zona de estudio es de piel gruesa como lo evidencian sus fallas inversas de alto ángulo que en gran cantidad de casos exponen en superficie rocas metamórficas paleozoicas en el sector chileno, así como volcánicas y sedimentarias de similar edad en territorio argentino.

También es característico encontrar reactivación de fallas antiguas, como la falla Baños del Toro, e inversión de las mismas, mostrando evidencias de que las fallas extensionales han controlado la depositación de grandes paquetes sedimentarios y volcánicoclasticos, y que en sólo en algunos casos han sido invertidas. Esto se constata en las inclinaciones de los bancos, los cuales preservan la inclinación original dada por el crecimiento de la estructura concomitante con la sedimentación.

Moscoso y Mpodozis (1988) realizaron

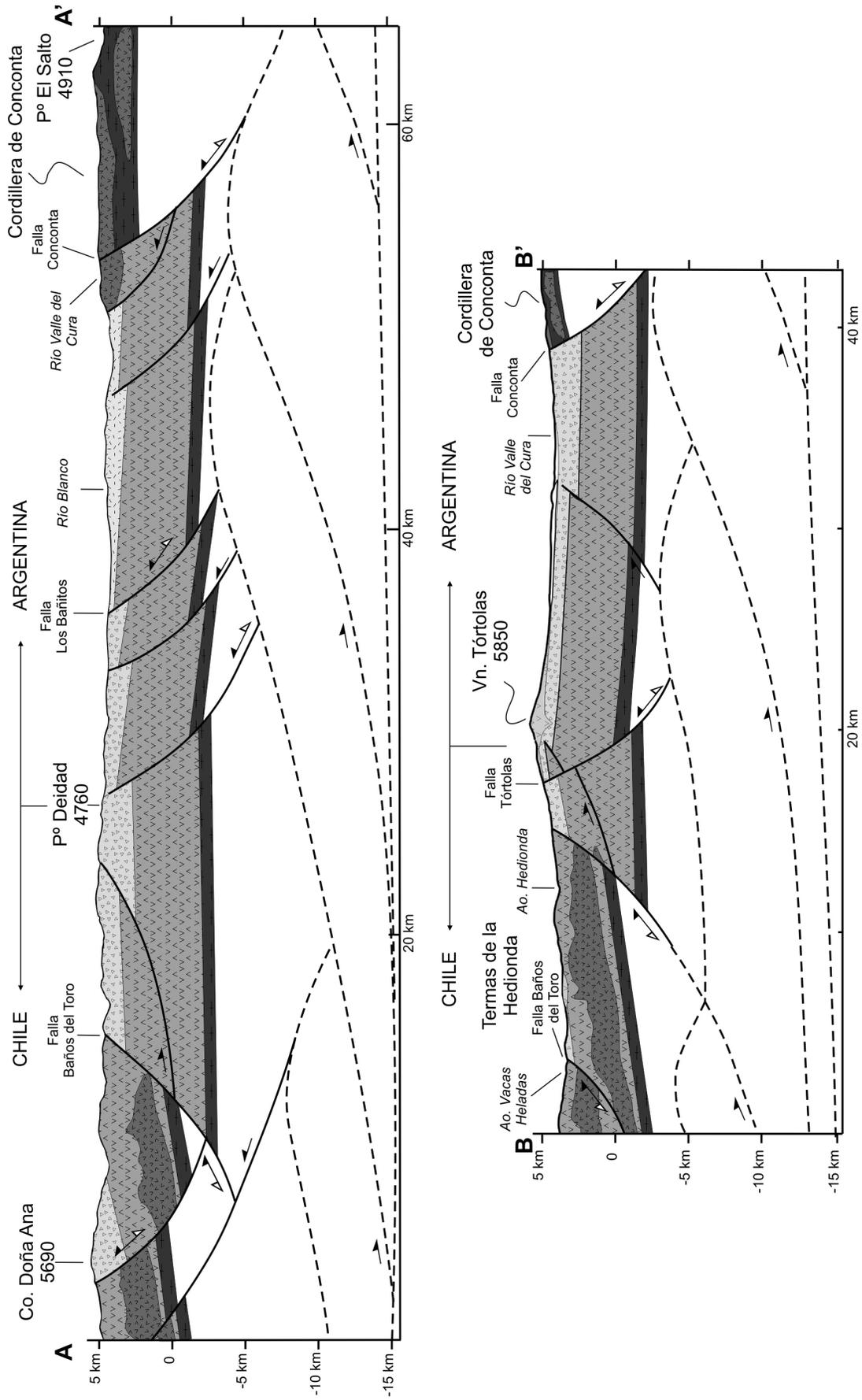


Figura 9: Secciones estructurales realizadas en base a datos de campo. Las mismas se corresponden geográficamente con las realizadas por Groeber (1951).

una serie de estimaciones para dilucidar la profundidad del despegue de la estructuración en el sector del Norte Chico en Chile. Durante el Oligoceno y Mioceno, el eje del arco magmático andino se ubicó precisamente sobre la Cordillera Frontal chilena (Maksaev *et al.* 1984), por lo cual, el flujo calórico debe haber sido elevado. Por otra parte, el basamento de la Cordillera Frontal está formado por rocas cuarzo feldespáticas en general granítico-riolíticas, cuyo comportamiento mecánico está controlado por la gran abundancia de cuarzo. Asumiendo un flujo calórico de 120 miliwatts/m<sup>2</sup>, normal en zonas volcánicas activas (Allmendinger *et al.* 1997) y un *strain rate* de (10<sup>-14</sup> - 10<sup>-15</sup>) S<sup>-1</sup> característico de la deformación regional en sistemas orogénicos (Pfiffner y Ramsay 1982), la zona de transición frágil-dúctil pudo encontrarse a solo 5 km de profundidad al momento de iniciarse la deformación. Rodríguez-Fernández *et al.* (1997) propusieron un despegue entre 12 y 15 kilómetros para las estructuras ubicadas un poco más al sur del presente trabajo. Nullo y Marín (1990) han tomado despegues de más de 10 km en el sector occidental, llegando hasta 5 kilómetros en el sector oriental, para poder correlacionar con las secciones realizadas por Moscoso y Mpodozis (1988). En el presente trabajo, se proponen dos niveles de despegue que han actuado en distintos períodos. El más profundo corresponde al despegue basal de las cuñas de basamento que se desarrollan a partir de los 15 kilómetros, mientras que el nivel de despegue superior, dado por el tope de cuña, se encuentra ubicado entre los 5 y 7 kilómetros aproximadamente. Sobre la base de los datos obtenidos en superficie, se interpreta que gran parte de las estructuras de alto ángulo que poseen indicios de que su último movimiento ha sido de modo inverso, se continúan en profundidad de manera lística y han generado en su inversión, fallas de atajo de menor ángulo.

## EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

En la presente contribución, se propone un modelo de evolución tectónica in-



**Figura 10:** Vista desde la divisoria de aguas hacia el lado chileno. Se observa la falla Tórtolas alabeando al aparato volcánico homónimo por el este y una falla con vergencia opuesta montando al Grupo Choiyoi sobre las rocas volcánicas oligo-miocenas del Grupo Doña Ana.

terpretado a través del análisis de las secuencias estratigráficas, las nuevas edades disponibles, las principales estructuras presentes y de la integración de los trabajos previos realizados en la región. La evolución tectónica analizada en esta contribución inicia a partir del Triásico en donde se dio una extensión generalizada, evidenciada en la zona por una fábrica estructural con orientación noroeste heredada de líneas de debilidad del basamento (Charrier 1979, Mpodozis y Ramos 2008). En este trabajo, se interpreta que dicha extensión no solo habría afectado y controlado el magmatismo del Grupo Choiyoi sino también la estructuración del paquete sedimentario infra-yacente correspondiente a la Formación Agua Negra.

A partir del Jurásico, se ha propuesto el desarrollo de una zona de subducción definida a lo largo de todo el margen occidental de América del Sur, con desarrollo de cuencas extensionales de retroarco (Martínez *et al.* 2009) asociadas a un retroceso de la trinchera negativo (Ramos 2000). Estudios recientes de Oliveros *et al.* (2012) indican dos ciclos transgresivos regresivos que no han llegado hasta Argentina. El primero ellos es de edad sinemuriana a bathoniana y está representado en la zona por las calizas de la Formación Lautaro seguidas por las rocas de origen continental de la Unidad Los Cuartitos, en este trabajo cartografiado como depó-

sitos sedimentarios jurásicos. Esta última unidad presenta evidencias extensionales controlando su depositación, y se intercala hacia el norte con rocas volcánicas básicas. El ciclo transgresivo regresivo Tithoniano a Hauteriviano no se ha preservado en la zona de estudio.

Hacia el Cretácico Superior, se instaura un régimen de subducción del tipo andino y compresivo, pero sus registros han quedado principalmente preservados en el sector chileno adyacente. Durante el Oligoceno, se implantó un régimen extensional como consecuencia de la disminución de la velocidad absoluta de convergencia de la placa Sudamericana (Pardo Casas y Molnar 1987) con desarrollo de volcanismo de arco calcoalcalino sobre la base de datos químicos, el cual se habría mantenido hasta el Mioceno temprano (Kay *et al.* 1987, Maksaev *et al.* 1984, Bissig *et al.* 2001, Litvak *et al.* 2004, Winocur y Ramos 2008, 2014). En este contexto se desarrolló la cuenca intraarco de Doña Ana conformado por las Formaciones Tilito y Escabroso, y un retroarco extensional, representado en la zona por la Formación Río de la Sal y la Formación Valle del Cura (Winocur *et al.* 2015). Para el Mioceno temprano a medio se produjo un cambio en las condiciones tectónicas de la comarca en respuesta a un cambio en el patrón de convergencia de las placas pacífica y sudamericana (Somoza 1998), dando lugar a la inversión

de algunas estructuras extensionales. A su vez, se redefine el arco volcánico, conformado por las lavas andesíticas de la Formación Cerro de las Tórtolas (Kay *et al.* 1987, Maksaev *et al.* 1984, Bissig *et al.* 2001, Litvak *et al.* 2004), las cuales cubren en discordancia al Grupo Doña Ana. A partir de este momento comienzan a invertirse algunas de las estructuras que actuaron de manera normal controlando la depositación del Grupo Doña Ana (Winocur y Ramos 2015).

Diversos autores estiman la edad de colisión de la dorsal asísmica Juan Fernández a estas latitudes entre los 18 y los 14 Ma (Gutscher *et al.* 2000, Yañez *et al.* 2001), la cual produjo la paulatina sub-horizontalización de la placa de Nazca. A partir de este momento, comienza la migración y expansión del arco hacia el este, con el consecuente apilamiento tectónico. Hacia el Mioceno tardío, las características compresivas son más notorias, con formación de estructuras inversas que en su mayoría generan alzamiento tectónico con un acortamiento orogénico subordinado. A su vez, desde el Mioceno tardío al Plioceno la actividad magmática disminuye drásticamente hasta cesar, siendo el único exponente del lado argentino la Ignimbrita Vacas Heladas y la Formación Vallecito en el lado chileno, con geoquímica típica de volcanismo calcoalcalino de arco engrosado bajo condiciones netamente compresivas (Kay *et al.* 1987, Maksaev *et al.* 1984, Bissig *et al.* 2001, Litvak *et al.* 2004). Los depósitos de la Formación los Bañitos, en el Plioceno (Malizia *et al.* 1997), han coronado en discordancia a los depósitos volcánicos subyacentes, correspondiendo estos a depósitos fluviales sinorogénicos a la deformación más reciente. Desde el Pleistoceno la acción glaciaria ha labrado los valles existentes, mientras que los procesos de remoción en masa y el fluvial continúan modelando el relieve actual.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta las dificultades climáticas, topográficas y geológico-estruc-

turales que caracterizan la zona, las observaciones de Pablo Groeber han sido un gran aporte al conocimiento geológico y estratigráfico de la alta cordillera de San Juan y el Norte Chico de Chile. Si bien al inicio de su contribución, menciona que sus observaciones no han sido tan detalladas como en otros parajes andinos, el mapeo muestra un gran detalle y calidad, aun si se considera que la publicación de sus observaciones ocurrió 21 años más tarde de realizado el viaje de campo. Existen algunas diferencias en el nombre de las localidades y parajes principalmente en el lado chileno, probablemente por la escasez de relevamientos topográficos en el sector.

Uno de los principales aportes de Groeber fue el reconocer que existía una gran diferencia entre este sector de la cordillera andina con relación a sus observaciones en la Cordillera Principal de Mendoza y Neuquén. Las únicas unidades mesozoicas que pudo correlacionar con las que había observado en su trabajo a lo largo del meridiano 70° fueron los calcáreos liásicos, los cuales mencionó que podrían formar parte de un xenolito, aunque no descartó una exposición de un origen tectónico. Las observaciones realizadas en este trabajo, en el mismo lugar que los describió Groeber, indican que se encuentran en contacto tectónico con unidades pertenecientes al Grupo Choyoi, mientras que en otros sectores se observa en discordancia con las unidades jurásicas de la región correspondientes a la Unidad Los Cuartitos.

Groeber realizó excelentes observaciones a lo largo de las cordilleras de Colangüil y Conconta, en donde describió las pizarras hornfelizadas producto de metamorfismo de contacto con granitos rojos. Estas unidades pertenecen al Carbonífero Superior y se encuentran agrupadas bajo la Formación Agua Negra e intruidas por cuerpos graníticos de los diversos plutones que componen el Batolito de Colangüil.

Las unidades volcánicas e intrusivos aflorantes en el sector chileno han sido muy bien descriptos por Groeber, a las que les asignó una probable edad cretácica, aun-

que dataciones radimétricas ubican a este volcanismo como permo-triásico.

Groeber ha descripto a las diferentes unidades terciarias con gran atino, pudiendo diferenciar aquellas que presentaban una gran alteración hidrotermal de aquellas que no lo tenían. En general, atribuyó a dichas secuencias ampliamente al Terciario, identificando algunas muy similares a las *Huincanlitenenses* que observó en Mendoza. Sin embargo, pudo distinguir las unidades tobáceas de colores blanquecinos y variados, que luego fueron renombradas como tobas multicolores y hoy conocemos como Formación Valle del Cura. Describió además la Formación Cerro de las Tórtolas como andesitas hornblendíferas y las asignó también al Terciario. Estudios posteriores han demostrado que estas lavas pertenecen al Mioceno tardío. Excelentes observaciones realizó sobre los conglomerados dislocados asignados al *Tristecense*, los cuales interpreta que son preglaciarios y previos el labrado de los valles actuales. Los mismos pertenecen a la Formación Bañitos, la cual corresponde a depósitos sinorogénicos de probable edad pliocena.

Una de las pocas observaciones no correctas realizadas por Groeber corresponde al volcanismo del Cerro de las Tórtolas interpretado como producto efusivo de edad cuaternaria. Menciona que el mismo es postglacial, sin embargo menciona que “*no podemos relacionar el cono del volcán Tórtolas con ninguno de los centros efusivos cuaternarios del sur, aunque les corresponde una posición Tilbuelitense*”. Además, reconoce unas liparitas y andesitas posglaciales y menciona dos volcanes liparíticos al sur de la hoja. Lo que se conoce actualmente es que el volcanismo disminuyó su volumen drásticamente desde fines del Mioceno, siendo la última actividad pliocena conformada por la Ignimbrita Vacas Heladas y la equivalente Formación Vallecito, en Chile. No hay evidencias de volcanismo cuaternario en la región, ya que la misma se encuentra en la zona de subducción subhorizontal pampeana, la cual carece de volcanismo activo desde los últimos 6 Ma, aproximadamente.

Finalmente, Groeber reconoce muy bien

las morenas y los depósitos asociados a la deglaciación y sistemas fluviales posteriores.

Groeber realizó dos perfiles en dirección E-O mostrando que existen grandes fracturas en bloques con desplazamientos de 5000 m entre diferentes cordilleras. Estas primeras observaciones concuerdan con el conocimiento actual de que se trata de estructuras de alto ángulo, producto de la inversión tectónica de antiguas fallas normales que generan gran alzamiento y poco acortamiento. Debido a éstas, las alturas que coronan la región superan los 6000 m s.n.m. Respecto de la edad de la estructuración, menciona que reconoce una prefase del tercer movimiento andino, y una fase de este último que genera las máximas alturas y que finalmente un tercer pulso tectónico, habría actuado luego del santamariense y probablemente en el Plioceno. En el estado de conocimiento actual se reconocen movimientos extensionales en el Triásico, en el Jurásico y en el Oligoceno, mientras que los eventos compresivos se han desarrollado en el Cretácico Superior, Eoceno y Mioceno inferior, y una pequeña actividad en el Plioceno con una componente de rumbo principalmente en estructuras de orientación NO.

De esta manera, no caben dudas que las observaciones de Groeber han sido de gran calidad, no solo por sus descripciones sino por el entendimiento regional de su disposición espacial en este sector, siendo notable además la gran capacidad de relación con otras regiones andinas en las cuales había trabajado. El conocimiento aportado por sus observaciones ha sido de gran importancia para todos los trabajos posteriores que se realizaron en la zona. Por otro lado, es de destacar la excelente calidad de su mapeo, teniendo en cuenta que la cartografía la realizó en el año 1930 y él mismo describió en su publicación que las condiciones geográficas son extremas, principalmente por las grandes alturas que posee y sus consecuencias, que particularmente se cobró la vida de un cazador de vicuñas que estaba en la región durante su viaje.

Sin dudas, Pablo Groeber ha sido un ex-

celente maestro de la geología andina y es un gran ejemplo para las generaciones futuras.

#### AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a los doctores Victor A. Ramos y Beatriz Aguirre-Urreta la invitación a participar de este volumen especial y por las exhaustivas discusiones geológicas que han contribuido al conocimiento de la zona de estudio. A los revisores Dra. Vanesa Litvak y otro anónimo los cuales han contribuido notablemente a la edición del manuscrito. Esta es la contribución R-218 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Synder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes of 30° S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Allmendinger, R.W. 1997. Advanced structural geology II: Geometry and Kinematic of thrust belts and extensional provinces. *Lecture Notes for GEOL 624 (1997)*, Department of Geological Sciences, Cornell University, 254 p., Ithaca.
- Barcelona, H., Favetto, A., Peri, G., Pomposiello, C. y Ostera, H. 2014. Sistema geotermal de Despoblados determinado a partir de datos magnetotéluricos, valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 562-574.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y Heather, K.B. 2001. The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New 40Ar-39Ar constrains from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt, 29°20'-30°30' S. *International Geology Review* 43: 312-340.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. y von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenic responses to miocene slab flattening: New constrains from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita* 38: 844-862.
- Busquets, P., Limarino O., Cardó, R., Mendez-Bedia, I., Gallastegui, G., Colombo, F., Heredia, N. y Césari, S. 2013. El neopaleozoico de

la Sierra de Castaño (Cordillera Frontal andina, San Juan, Argentina): Reconstrucción tectónica y paleoambiental. *Andean Geology* 40: 172-195.

- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En Turner J.C.M. (ed) 2° Simposio de Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453, Córdoba.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina, una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 26: 1-37.
- Coloma, F., Ortiz, M., Creixell, C., Salazar, E. y Merino, R. 2015. Nuevos antecedentes geológicos del Complejo Plutónico Chollay y Estratos del Paso del Guanaco Sonso (Triásico inferior-medio), Cordillera de Vallenar, 28°30'- 29°30' S. 14° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 852-855, Antofagasta.
- Cornejo, P., Nasí, C. y Mpodozis, C. 1984. La Alta Cordillera entre Copiapó y Ovalle. Seminario de actualización de la geología de Chile. Servicio Nacional de geología y Minería, Miscelánea 4: 1-45, Santiago.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980).
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Geología 1: 235-352, Buenos Aires.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P. y Bourdon, E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28: 535-538.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M. 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 systematic. *Lithos* 184-187: 436-446.
- Jara, P., Likerman, J., Winocur, D.A., Ghiglione, M., Cristallini, E., Pinto, L. y Charrier,

- R. 2014. Role of basin width variation on the development of inverted structures: Insight from analogue modelling and implications for the Central Andes. En Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, Geological Society, Special Publications 399: 83-107, London.
- Jones, R., Kirstein, L., Kasemann, S., Dhume, B., Elliott, T., Litvak, V., Alonso, R., y Edinburgh Ion Microprobe Facility (EIMF), 2015. Geodynamic controls on the contamination of Cenozoic arc magmas in the southern Central Andes: Insights from the O and Hf isotopic composition of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 164: 386-402.
- Kay, M.S., Maksiyev, V.A., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasí, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary Magmatism in Chile (29°- 30°30') over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92 (B7): 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. R. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.
- Limarino C.O., Gutiérrez. P. R., Malizia, D., Barrera, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 177-181.
- Litvak, V.D. 2009. El volcanismo Oligoceno superior – Mioceno inferior del Grupo Doña Ana en la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 201-213.
- Litvak V.D. y Page, S. 2002. Nueva evidencia cronológica en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 483-486.
- Litvak, V.D. y Poma, S. 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcánicoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo Paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 402-416.
- Litvak, V. D. y Poma, S. 2010. Geochemistry of mafic Paleocene volcanic rocks in the Valle del Cura region: Implications for the petrogenesis of primary mantle-derived melts over the Pampean Flat Slab. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 705-716.
- Litvak, V. y Poma, S. 2014. Petrogenesis of Miocene volcanic arc rocks over the Chilean-Pampean flat-slab segment of the Central Andes constrained by mineral chemistry. *Geologica Acta* 12:151-170.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Limarino, C.O. 2004. Volcanismo piroclástico de edad eocena media en el Valle del Cura, provincia de San Juan: nuevos datos geológicos y geocronológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 514-517.
- Litvak, V.D., Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2005. New K/Ar ages on Tertiary Volcanic Rocks in the Valle del Cura, Pampean flat slab segment, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 159-164, La Plata.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M. 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: a new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 24: 117-137.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 111-131.
- Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasí, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21: 11-51.
- Maksiyev, V., Munizaga, F. y Tassinari, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology* 41: 447-506.
- Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F. y Gutiérrez, P. 1997. Descripción de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédito), 280 p., Buenos Aires.
- Marín, G. y Nullo, F. 1989. Geología y estructura del oeste de la Cordillera de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 153-163.
- Martin, M.W., Clavero, J., Mpodozis, C. y Cuitiño, L. 1995. Estudio Geológico de la Franja El Indio, Cordillera de Coquimbo: Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-6, 1: 1-238, Santiago.
- Martin, M., Clavero, J. y Mpodozis, C. 1997. Eocene to late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30°S, North Central Chile. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 149-153, Antofagasta.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M. y Salazar, E. 2009. Sección estructural balanceada entre Iglesia Colorada y Treque Lautaro (región de Copiapó): inversión tectónica de cuencas extensionales del Triásico y Jurásico. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas (CD Rom) p. 1-4. Santiago.
- Morata, D., Aguirre, L., Oyarzún, M. y Vergara, M. 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile* 27: 83-98.
- Moscoso, R. y Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15: 151-166.
- Mpodozis, C. y Rivano, S. 1976. Evidencias de tectonogénesis en la Alta Cordillera de Ovalle (Provincia de Coquimbo). 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: B57-B67, Santiago.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28° to 31° S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 481-497.
- Mpodozis, C., Parada, M.A., Rivano, S. y Vicente, J.C. 1976. Acerca del plutonismo tardi-Hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33°S (Provincias de Mendoza y San Juan, Argentina, Coquimbo, Chile). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 143-166, Bahía Blanca.
- Nasí, C.P., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R.D. y Maksiyev, V.J. 1985. El Batolito El-

- qui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 5-26: 77-111.
- Nasi, C.P., Moscoso, R.D. y Maksiav, V.J. 1990. Hoja Guanta. Región Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Carta geológica de Chile 68, 265 p., Santiago.
- Nullo, F. y Marín, G. 1990. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 323-335.
- Oliveros, V., Labece, M., Rossel, P., Charrier, R. y Encinas, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 37: 25-40.
- Parada, M.A., Munizaga, F. y Kawashita, K. 1981. Antecedentes cronológicos del batolito de los ríos Elqui- Limari. *Revista Geológica de Chile* 13: 87-93.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Pfiffner, O.A. y Ramsay, J.G. 1982. Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks. *Journal of Geophysical Research* 87: 311-321.
- Ramos, V.A. 2000. The Southern Central Andes. En Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*: 561-604, Río de Janeiro.
- Ramos, V.A., Page, R., Kay, S.M., Lapido, O. y Delpino, D. 1987. Geología de la región del volcán Tórtolas, valle del Cura, provincia de San Juan. 10° Congreso Geológico Argentino y Simposium of Circumpacific Phanerozoic Granites, Actas 4: 260-263, Tucumán.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., Page, R. y Munizaga, F. 1990. La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 336-352.
- Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Reutter, K.J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hanchkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläntologie, Abhandlungen* 146: 153-178, Stuttgart.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Espina, R.G., y Cegarra, M.I. 1997. Estratigrafía y estructura de los Andes centrales argentinos entre los 30° y 31° de latitud sur. En Busquets, P., Colombo, F., Pérez, E.A., y Rodríguez, F.R. (eds.) *Geología de los Andes centrales argentino-chilenos*. Instituto Nacional de Geología, Acta Geológica Hispánica 32: 51-75, Barcelona.
- Rolleri, E.O. y Criado-Roque, P. 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60, Buenos Aires.
- Sato, A.M., Llambías, E., Basei, M. y Castro, 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.
- Segerstrom, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile 1, 32 p., Santiago.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 101-133.
- T.E.A., Compañía Minera, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería de San Juan (inédito). 24 p., San Juan.
- Thiele, R. 1964. Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicaciones 27: 1-73, Santiago.
- Winocur, D.A. y Ramos, V.A. 2008. Geología y Estructura del sector norte de la Alta Cordillera de la provincia de San Juan. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 166-167, July.
- Winocur, D.A. y Ramos, V.A. 2011. La Formación Valle del Cura: Su edad y ambiente tectónico. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en Cd-Rom, Neuquén.
- Winocur, D.A. y Ramos, V. 2012. Oligocene Extensional Tectonics at the Main Andes. Valle del Cura Basin, San Juan Province, Argentina. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas: 250-252, Antofagasta.
- Winocur, D.A. y Ramos, V.A. 2015. Inicio de inversión tectónica en la Cuenca Doña Ana 29° - 30° LS, Cordillera Frontal, Argentina. 14° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:129-132, Antofagasta.
- Winocur, D.A., Litvak, V. y Ramos, V.A. 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, Geological Society, Special Publications 399: 109-130, London.
- Yañez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R. y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.

Recibido: 15 de setiembre, 2016

Aceptado: 9 de diciembre, 2016