

# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 57 N° 1 2002



57 1  
Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

I-100  
Marzo 2002

ISSN  
0004-4822



Buenos Aires  
Argentina

# Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 57, Number 1, March 2002

## CONTENTS

### ARTICLES

- Chronology and tectonic significance of the Neogene synorogenic strata of the Cacheuta-Tupungato region, northern Mendoza* 3-18  
*M. V. Irigoyen, K. L. Buchan, M. E. Villeneuve y R. L. Brown*
- Basal conglomerates of the Ordovician at Ponón Trehue (Mendoza) and their significance on the sedimentary evolution of the exotic terrane of the Precordillera* 19-34  
*R. A. Astini*
- Discovery of trace fossils in El Jagüelito Formation and their relation to the age of the metasediments, eastern North Patagonian Massif, Río Negro Province* 35-44  
*P. D. González, D. G. Poiré y R. Varela*
- Seismic hazard in Albardón department and its relationship with La Laja faulting area, San Juan province* 45-54  
*L. P. Perucca y J. D. Paredes*
- Geology of cerro Los Guanacos area, Calamuchita department, Córdoba province* 55-68  
*S. González Chiozza*
- Geochemical Characterization of the Volcanic Gases at Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica)* 69-79  
*A. T. Caselli, M. Dos Santos Afonso, C. Risso, A. García y R. Ortiz*
- Age, geochemical and tectonical affinities of La Lidia rhyolites, Sierra Norte de Córdoba* 80-84  
*A. Massabie, D. Mutti y O. Nestlero*
- Ground magnetic survey of Pan de Azúcar zone, Puna jujeña (22°30' S-66°00' W)* 85-91  
*C. B. Prezzi*

### DISCUSSION

- Lithostratigraphical definition of the Ciénaga del Río Huaco Formation (Cretaceous), Precordillera Central, San Juan, Argentina* 92-95  
*Comment, J. P. Milana*  
*Reply, C. Limarino*

### NEWS

- PROYECTO IGCP 464 "Continental Shelves during the Last Glacial Cycle: Knowledge and Applications"* 96-97  
*R. A. Violante*

### ERRATA

98

---

### ON THE COVER

---

Columnar joint in rhyolitic ignimbrites from the Marifil Volcanic Complex, lower to middle Jurassic, Paraje Pajalta (Valcheta), Río Negro Province. Picture: Marcelo Dalponte.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 184286) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

*Subscriptions.* Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 90 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

# REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 57, NÚMERO 1, MARZO 2002

## CONTENIDO

### ARTÍCULOS

- Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza  
*M. V. Irigoyen, K. L. Buchan, M. E. Villeneuve y R. L. Brown* 3-18
- Los conglomerados basales del Ordovícico de Ponón Trehue (Mendoza) y su significado en la historia sedimentaria del terreno exótico de Precordillera  
*R. A. Astini* 19-34
- Hallazgo de trazas fósiles en la Formación El Jagüelito y su relación con la edad de las metasedimentitas, Macizo Nordpatagónico Oriental, provincia de Río Negro  
*P. D. González, D. G. Poiré y R. Varela* 35-44
- Peligro sísmico en el departamento Albardón y su relación con el área de fallamiento La Laja, provincia de San Juan  
*L. P. Perucca y J. D. Paredes* 45-54
- Geología del área del cerro Los Guanacos, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba  
*S. González Chiozza* 55-68
- Caracterización geoquímica de los gases volcánicos de la isla Decepción (Shetland del Sur, Antártida)  
*A. T. Caselli, M. Dos Santos Afonso, C. Risso, A. García y R. Ortiz* 69-79
- Edad, afinidades geoquímicas y tectónicas del pórfido riolítico de La Lidia, Sierra Norte de Córdoba  
*A. Massabie, D. Mutti y O. Nestiero* 80-84
- Relevamiento magnetométrico terrestre de la zona de Pan de Azúcar, Puna jujeña (22°30' S- 66°00' O)  
*C. B. Prezzi* 85-91

### DISCUSIÓN

- Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga de Huaco (Cretácico superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina  
Comentario, *J. P. Milana*  
Réplica, *C. Limarino* 92-95

### COMENTARIO DE ACUTALIDAD

- PROYECTO IGCP 464 "Continental Shelves during the Last Glacial Cycle: Knowledge and Applications"  
*R. A. Violante* 96-97

### FE DE ERRATA

98

---

### TAPA

---

Disyunción columnar en ignimbritas riolíticas del Complejo Volcánico Marifil, Jurásico inferior a medio. Paraje Pajalta (Valcheta), provincia de Río Negro. Foto: Marcelo Dalponte.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 184286) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

*Suscripciones.* El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 90 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

## REVISTA

Propiedad de la Asociación Geológica Argentina



## ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la American Association of Petroleum Geologists y de la Geological Society of America

### COMISIÓN DIRECTIVA

(2001-2003)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

### Directora

Milka K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

### Subcomisión de Publicaciones

Milka K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires  
Norma E. Pezzutti, Asociación Geológica Argentina  
Vanesa D. Litvak, Universidad de Buenos Aires

### Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.  
R. Andreis, Museo Paleontológico «Egidio Feruglio», Trelew  
S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires  
B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy  
I. Dalziel, University of Texas at Austin, EE.UU.  
S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata  
F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile  
M. Hünicken, CRILAR-CONICET, Anillaco  
E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata  
H. Miller, Universität München, Alemania  
R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán  
E. Mutti, Universidad de Parma, Italia  
R. Pankhurst, British Antarctic Survey  
J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia  
V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires  
C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata  
M. Thomson, British Antarctic Survey

La Revista de la Asociación Geológica Argentina es citada en: Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

**Presidente:** Lic. Norma E. Pezzutti.

**Vicepresidente:** Dr. Carlos M. Urien.

**Secretario:** Dr. Ricardo Palma.

**Tesorera:** Lic. Susana Valencio.

**Vocales titulares:** Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dra. Magdalena Koukharsy, y Dr. Carlos Cingolani

**Vocales suplentes:** Lic. Luis Stinco, Lic. Pablo Leal, Lic. Mariana Cagnoni y Lic. Vanesa D. Litvak

### ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN

**Titulares:** Dr. P.N. Stipanovic, Dr. Enrique Linares.

**Suplente:** Dr. Augusto P. Calmels.

### Delegados en el interior

**Bahía Blanca:** Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.  
**Catamarca:** Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.  
**Comodoro Rivadavia:** Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.  
**Córdoba:** Dr. Raúl Lira, Universidad Nacional de Córdoba.  
**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.  
**Jujuy:** Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.  
**La Plata:** Dra. Ana María Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.  
**Mar del Plata:** Dr. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.  
**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.  
**Neuquén:** Lic. Nélide Casali, Universidad Nacional del Comahue.  
**Puerto Madryn:** Dra. Viviana Alric, CENPAT.  
**Río Cuarto:** Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad Nacional de Río Cuarto.  
**Salta:** Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.  
**San Carlos de Bariloche:** Lic. Gustavo Villarosa, Universidad Nacion de Comahue.  
**San Juan:** Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.  
**San Luis:** Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.  
**Santa Rosa:** Dra. Ana María Parras, Universidad Nacional de La Pampa.  
**Tucumán:** Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.  
**Ushuaia:** Dr. Gustavo Bujalesly, CADIC.

### Delegados en Buenos Aires

**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Lic. C. Ninci.  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA:** Dr. Alberto Caselli y Lic. Mariana Gagliardo.  
**INGEIS:** Dra. Claudia Armella.  
**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel y Dr. J. P. Spikerman  
**Subsecretaría de Minería:** Dr. D. Rubiolo y Lic. Mariela Etcheverría.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Dr. Roberto Violante.  
**REPSOL-YPF S.A.:** Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

### Delegados en el exterior

**Brasil:** Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.  
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.  
**Chile:** Dr. E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.  
**Paraguay:** Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

# Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza

María V. IRIGOYEN<sup>1</sup>, Kenneth L. BUCHAN<sup>2</sup>, Mike E. VILLENEUVE<sup>2</sup> y Richard L. BROWN<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Servicio Geológico Minero Argentino. Julio A. Roca 651, Piso 10, 1322 Buenos Aires  
E-mail: mirigo@secind.mecon.gov.ar

<sup>2</sup>Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8

<sup>3</sup>Department of Earth Sciences, Carleton University and Ottawa-Carleton Geoscience Centre, Ottawa, Ontario K1S 5B6, Canada

**RESUMEN.** Los estratos continentales neógenos aflorantes en el extremo austral de la Precordillera de Mendoza (~33°S) atestiguan la migración hacia el este del frente orogénico andino desde el Mioceno medio. Los estratos de cuenca de antepaís configuran una potente secuencia de ~3,5-4 km de espesor, la cual se acumuló en respuesta a la exhumación y deformación de las cordilleras Principal y Frontal ubicadas al oeste. La sucesión clástica comprende cinco unidades formacionales que registran facies fluviales, aluviales y eólicas depositadas en un ambiente semiárido. Para establecer una correlación entre la secuencia de eventos deformacionales ocurridos en las fajas plegadas y corridas y la sucesión sedimentaria, todas las unidades excepto la más joven, Formación Mogotes, fueron datadas por medio de un estudio paleomagnético y dataciones isotópicas <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar de tobas intercaladas en la secuencia sedimentaria. El estudio magnetoestratigráfico en conjunto con las dataciones radimétricas ha permitido correlacionar la magnetoestratigrafía local con la escala geomagnética mundial. Los resultados obtenidos se resumen a continuación. La depositación de la Formación Mariño abarca el lapso 15,7-12,2 Ma y se vincula con una importante fase de actividad tectónica en la Cordillera Principal. La suprayacente Formación La Pilona que abarca el lapso 11,7-9,0 Ma, registra la exhumación de la Cordillera Frontal al noroeste del área estudiada. La Formación Tobas Angostura, cuya depositación tiene lugar en el lapso 8,9-8,7 Ma, se correlaciona con el último evento extrusivo ocurrido en la Cordillera Principal. La más joven de las unidades, la Formación Mogotes, abarca el lapso 3-1 Ma, de acuerdo a correlaciones estratigráficas y la edad suministrada por dataciones isotópicas de horizontes de tobas de caída preservados en terrazas cuaternarias.

**Palabras clave:** Magnetoestratigrafía, Datos <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, estratos terciarios, Precordillera de Mendoza, Tectónica

**ABSTRACT.** Chronology and tectonic significance of the Neogene synorogenic strata of the Cacheuta-Tupungato region, northern Mendoza. Neogene continental strata exposed in the southernmost part of the Precordillera (~33°S) of Mendoza record the eastward migration of the Andean deformation front since the middle Miocene. A 3.5-4 km thick succession of foreland-basin strata accumulated in response to exhumation and deformation of the western Principal and Frontal cordilleras. The detrital clastic strata are comprised of five formational units that record fluvial, alluvial and aeolian deposition in a semiarid setting. In order to establish a correlation between the sequence of deformational events of the western thrust belts with the sedimentary record, all the units except the youngest Mogotes Formation have been dated by means of a palaeomagnetic study and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar isotopic dates of interbedded tephra. The combined magnetostratigraphic study and isotopic dates allow the local magnetostratigraphy to be correlated with the magnetic polarity time scale. Results are summarized as follows. Deposition of the oldest Mariño Formation spanned 15.7-12.2 Ma and was linked with a major phase of thrust activity in the Principal Cordillera. The overlying La Pilona Formation (11.7-9.0 Ma) is thought to record exhumation of the Frontal Cordillera to the NW of the study area. The 8.9-8.7 Ma Tobas Angostura Formation is correlated with the latest extrusive episode in the Principal Cordillera. Stratigraphical correlations and age constraints provided by isotopic dates on tephra horizons preserved in Quaternary terraces suggest that the youngest Mogotes Formation is 3-1 Ma old.

**Key words:** Magnetostratigraphy, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar data, Tertiary strata, Mendoza Precordillera, Tectonics

## Introducción

Las sedimentitas neógenas aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato (33°-33°20'S), comarca septentrional de Mendoza, están genéticamente vinculadas a la exhumación y diferentes estadios de deformación que afectaron a las Cordilleras Principal y Frontal a partir del Mioceno (Irigoyen 1997; Irigoyen

et al. 2000). La estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua (cf. Ramos 1988; Cegarra y Ramos 1996) y la migración temporal del frente orogénico hacia el este, promueven el desarrollo de una cuenca de antepaís, y la acumulación de ~3,5-4,0 km de sedimentos continentales, producto del levantamiento y consecuente erosión de las cordilleras al oeste. El relleno sedimentario de la cuenca de

antepaís incluye cinco unidades formacionales de edad mio-pliocena que atestiguan la existencia de un ambiente árido en el cual se desarrollaron facies fluviales, aluviales y eólicas.

Para establecer relaciones de causalidad entre los eventos de deformación ocurridos en las fajas plegadas y los procesos depositacionales en la cuenca, estos estratos fueron datados por medio de un estudio paleomagnético. Esta metodología, ampliamente utilizada en diferentes cuencas de antepaís (ej., Jordan *et al.* 1988; Re y Barrédo 1993 y referencias incluidas) fue complementada con estudios sedimentológicos (ej., proveniencia de clastos, tasa de sedimentación; Irigoyen 1997) para establecer las correlaciones indicadas, los que por razones de espacio serán dados a conocer en otra publicación.

Este trabajo tiene como principal objetivo presentar la estratigrafía paleomagnética de las sedimentitas neogénicas y conclusiones relevantes en cuanto a su significado tectónico. Asimismo, se presentan los resultados de dataciones radimétricas por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de seis horizontes de tobas intercalados en la secuencia estudiada, los cuales facilitaron la correlación entre la magnetoestratigrafía local y la escala geomagnética mundial propuesta por Baksi (1993).

## Marco geológico

El área estudiada está limitada al oeste por el cordón del Plata de la Cordillera Frontal, y se sitúa en

el extremo sudoccidental de la Precordillera, donde esta provincia geológica desaparece como unidad morfoestructural a los  $\sim 33^\circ\text{S}$  (Fig. 1). La Precordillera, caracterizada por el gran desarrollo de sus estratos paleozoicos, conforma entre los  $28^\circ$  y  $33^\circ\text{S}$  una faja plegada y corrida con una deformación de cobertura cuyo desarrollo tuvo lugar a partir de los  $\sim 20\text{ Ma}$  (Jordan *et al.* 1993 a,b). Al sur de los  $\sim 33^\circ\text{S}$ , esta unidad morfoestructural se expresa en superficie como una potente secuencia terciaria deformada, cuya estructura superficial está controlada por una zona de despegue ubicada en la base del Terciario (*cf.* Sarewitz 1988). Estas sedimentitas conforman anticlinales amplios con buzamiento hacia el sur o hemianticlinales doblemente buzantes dispuestos en un arreglo *en echelon*, que definen tres alineaciones principales de orientación N-NNO (*cf.* Dellapé y Hegedus 1993). El más occidental incluye los anticlinales de La Piona y Tupungato, las dos localidades donde se confeccionaron los perfiles magnetoestratigráficos (Figs. 1 y 2). El área de La Piona, ubicada al sur del cerro Cacheuta, proporcionó la mayoría de los datos para definir la magnetoestratigrafía local, ya que en este sector aflora el registro sedimentario más completo de la sucesión cenozoica.

Las rocas más antiguas de la comarca estudiada son metasedimentitas ordovícicas, las cuales están intruidas por una *suite* de monzodioritas y monzogabros de edad silúrica (Varela *et al.* 1993; Fig. 2a). Rocas volcánicas y plutónicas permotriásicas correlacionables con el Grupo Choiyoi son cubiertas en

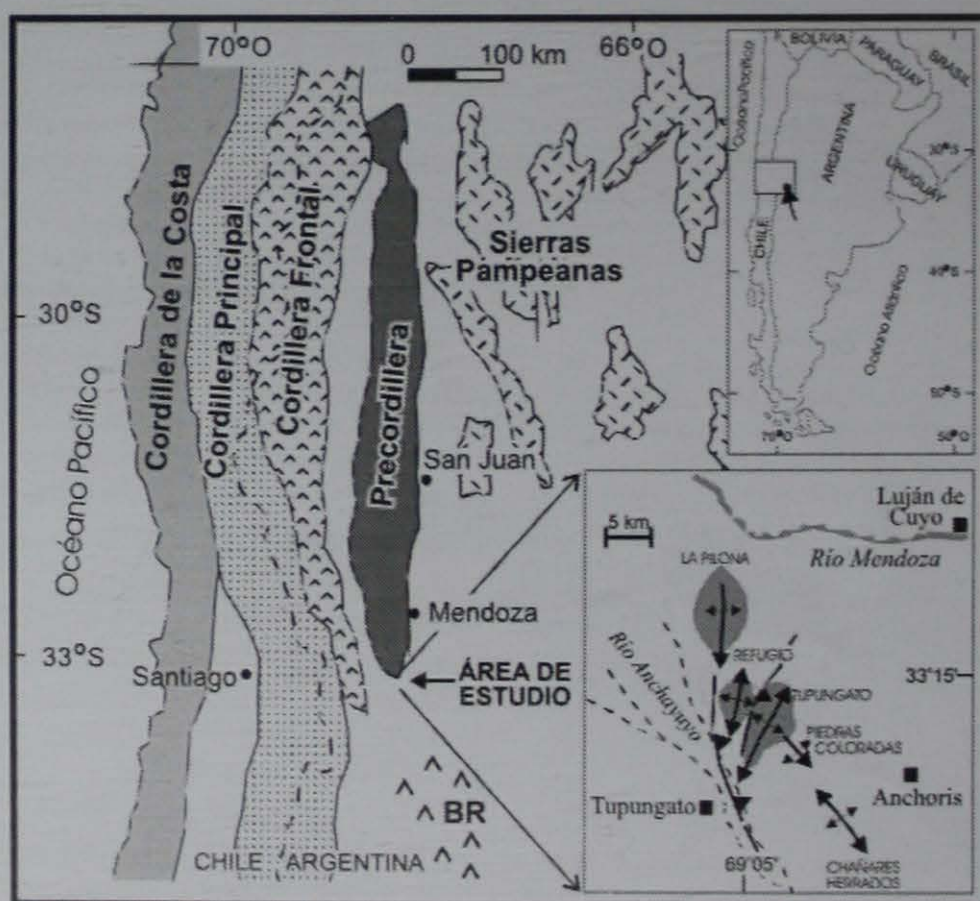


Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada (modificado de Ramos 1988) y detalle (basado en Dellapé y Hegedus 1993). BR: Basaltos de retroarco.

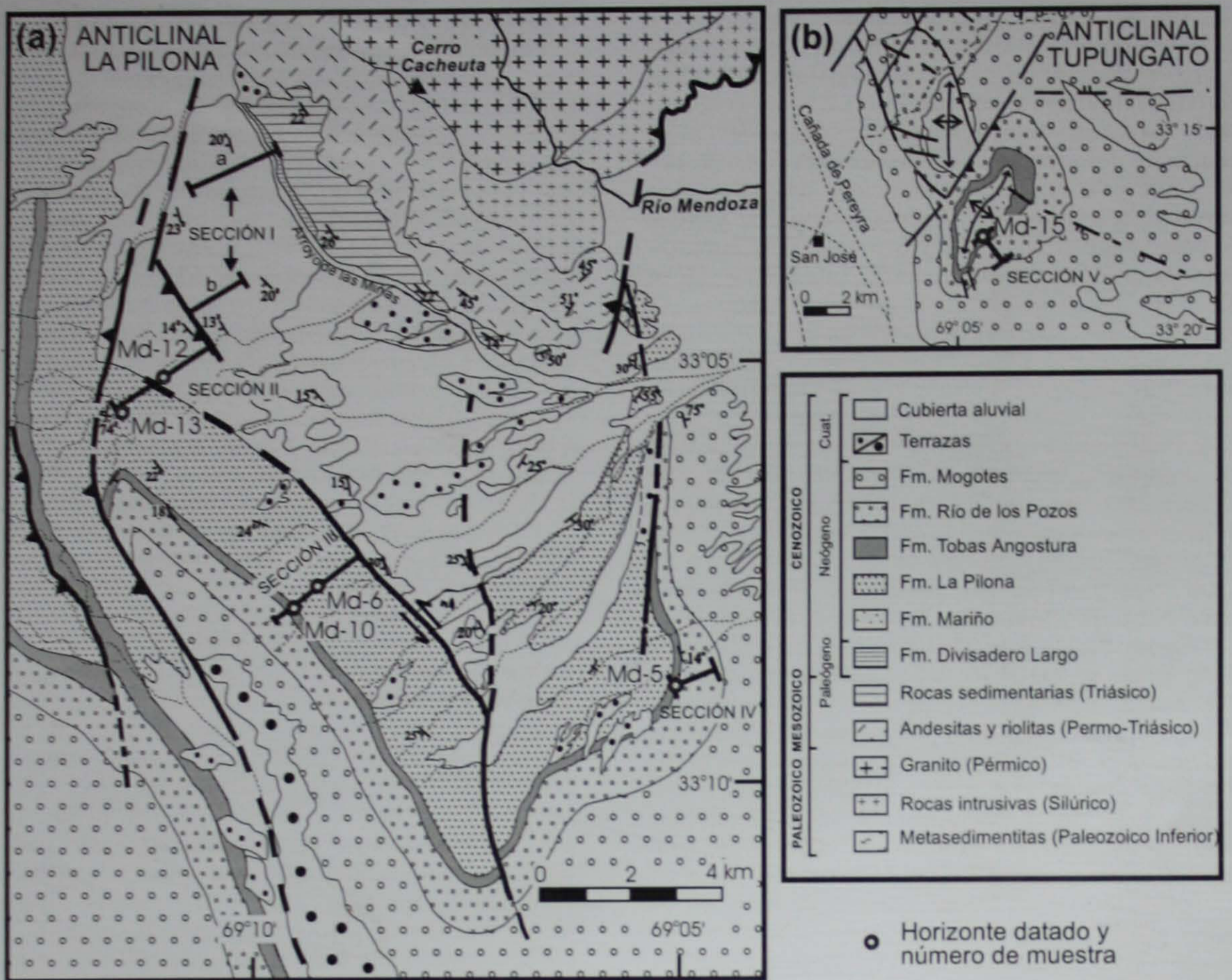


Figura 2: Geología y ubicación de las columnas magnetoestratigráficas y muestras datadas por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en el anticlinal de a, La Pilona (secciones I-IV) y b, Tupungato (sección V). La geología está basada en compilación bibliográfica (De la Motta 1957; Varela *et al.* 1993; entre otros) y mapeo de la zona estudiada (Irigoyen 1997).

discordancia por las sedimentitas continentales de edad triásica media a tardía que constituyen el relleno de la Cuenca Cuyana (Kokogian y Mancilla 1989). Estos estratos son cubiertos discordantemente por una potente secuencia terciaria cuyas características son descritas brevemente. La estratigrafía culmina con depósitos aterrazados cuaternarios entre los cuales se intercalan niveles de tobas de caída, y depósitos coluviales y aluviales modernos.

### Formaciones terciarias

En el sector del anticlinal de La Pilona (Fig. 2a) afloran seis formaciones terciarias (nomenclatura estratigráfica basada en Yrigoyen 1993). Una discordancia separa la sección superior eocena de la For-

mación Divisadero Largo (Pascual y Odreman Rivas 1973) del resto de la sucesión neógena. En la sección Tosca de Mariño (sección Ia, Fig. 2a), la Formación Divisadero Largo de ~35 m de espesor, presenta una sección inferior dominada por areniscas y areniscas conglomerádicas rojizas con lentes de yeso nodular que conforman rellenos de canales, y una sección superior pelítica con conspicuos niveles de yeso y anhidrita, en la cual dominan los procesos de decantación por suspensión (Irigoyen 1997). De acuerdo a Kokogian y Mancilla (1989), esta unidad está integrada por facies que sugieren un ambiente de *sabkha* continental.

La Formación Mariño se divide en tres miembros (Yrigoyen 1993), subdivisión basada en un distintivo cambio de facies y características morfológicas. El miembro inferior o «Conglomerados Violáceos» alcanza en la sección Tosca de Mariño ~50 m de

espesor (sección Ia, Fig. 2a), y consiste en bancos de conglomerado y arenisca en alternancia con pelitas rojas que representan facies distales de un sistema fluvial efímero (Irigoyen 1997). El miembro medio o «Areniscas entrecruzadas» comprende 180 m de estratos de origen eólico (sección Ia). El miembro superior o «Estratos de Mariño» comprende una sucesión de capas rojas de unos ~800 m de espesor (sección Ia-Ib y II), integrada por conglomerados y areniscas, e intervalos dominados por pelitas. En su sección inferior dominan facies areniscosas de capas tabulares depositadas por flujos efímeros mientras que hacia el techo abundan las facies conglomerádicas asociadas a sistemas multicanales entrelazados (Irigoyen 1997).

La Formación La Pilona se dispone en discordancia regional aunque en aparente concordancia sobre la Formación Mariño. En este estudio se incluye a la sección tobácea conocida como Tobas La Higuera (cf. Irigoyen 1993) dentro de la Formación La Pilona, ya que no se han encontrado evidencias de campo que justifiquen su exclusión de la Formación La Pilona. Esta unidad, que alcanza un espesor de ~800 m en el perfil de La Higuera (sección III, Fig. 2a), está constituida por una sección inferior dominada por areniscas y conglomerados grisáceos interpretados como depósitos de flujos mantiformes no confinados asociados a un sistema fluvial efímero (Irigoyen 1997). Por encima se dispone una sección predominantemente pelítica de ~200 m de espesor, que corresponde a los depósitos más distales del sistema, con desarrollo de cuerpos de agua en las zonas más deprimidas. La secuencia culmina con un paquete conglomerádico de ~200 m de espesor, interpretado como depósitos de un sistema de canales entrelazados (Irigoyen 1997).

La Formación Tobas Angostura se asienta sobre la Formación La Pilona en suave discordancia angular (Irigoyen 1993) alcanzando un espesor de ~100 m en la sección de La Higuera (sección III, Fig. 2a) y ~70 en la sección Quebrada de la Angostura (sección V, Fig. 2b). Es una sucesión volcánicla que contrasta con el resto de las unidades terciarias por su gran contenido en material piroclástico. La integran tobas primarias y retrabajadas, niveles conglomerádicos con variable contenido de material piroclástico, aglomerados y horizontes con abundantes lapilli. Esta unidad está integrada por una variedad de facies que atestiguan la existencia de un vulcanismo explosivo generador de enormes volúmenes de sedimentos piroclásticos, el cual fue sincrónico con procesos de sedimentación fluvial en la cuenca (Irigoyen 1997).

La Formación Río de los Pozos se dispone en contacto gradacional y se caracteriza por sus distintivos afloramientos de tonalidades gris amarillentas. Esta unidad tiene espesores variables, de hasta ~400 m en la región de Tupungato, debido a la discordancia

que la separa de la unidad suprayacente (Irigoyen 1993). En el sector del anticlinal de La Pilona, esta formación está integrada por conglomerados de origen fluvial intercalados con arcilitas tobáceas (sección IV, Fig. 2a), mientras que en el anticlinal de Tupungato (sección V, Fig. 2b) dominan las secuencias de areniscas masivas con bioturbación originadas por flujos mantiformes no confinados (Irigoyen 1997). En esta última localidad se han encontrado abundantes restos de vertebrados fósiles (Irigoyen 1993).

La Formación Mogotes, que no ha sido objeto de un estudio magnetoestratigráfico, se apoya en discordancia sobre la unidad anterior (Irigoyen 1993) y consiste en una potente secuencia de conglomerados en alternancia con pelitas y areniscas. Las dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de dos horizontes de tobas intercalados en depósitos aterrazados cuaternarios (Irigoyen 1997; Irigoyen *et al.* 1999) y relaciones estratigráficas (cf. Irigoyen 1993, 1994), permiten acotar la edad de esta unidad.

## Magnetoestratigrafía

### Metodología

Se realizaron cinco perfiles (Fig. 2) para establecer la magnetoestratigrafía de la secuencia neógena. El procedimiento utilizado en el muestreo se basó en la metodología propuesta por Johnson *et al.* (1975). La estratigrafía paleomagnética fue definida coleccionando muestras de 111 niveles estratigráficos, tres como mínimo por cada horizonte, separados entre sí por un promedio de 25 metros. La litología preferida fueron pelitas aunque en algunas unidades se muestrearon areniscas de grano fino; tal es el caso del miembro medio de la Formación Mariño. La separación estratigráfica entre horizontes excedió los ~25 m en aquellos casos donde existía cobertura cuaternaria, falta de exposición o ausencia de litología adecuada.

La medición del magnetismo remanente natural de las rocas (MRN) se llevó a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo del Servicio Geológico de Canadá, en Ottawa, en un recinto magnéticamente aislado (campo magnético <3.000 nT). Diez especímenes piloto fueron sometidos a desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes y lavados por altas temperaturas para establecer cuál método era más efectivo para aislar la componente estable de magnetización. La última técnica resultó la más adecuada y por ello al menos un espécimen de cada horizonte fue sometido a lavados termales en 16 etapas, a temperaturas crecientes hasta 680°C utilizando un equipo desmagnetizante Schonstedt modelo



GSD-1, modificado para mantener temperaturas en  $\pm 3$  °C. Dependiendo del comportamiento magnético del primer set de muestras, las restantes fueron tratadas utilizando un número igual o menor de etapas (detalles provistos en Irigoyen 1997).

La dirección de magnetización de cada espécimen se estableció utilizando el método de Kirschvink (1980) y para aquellas pocas muestras donde las direcciones de magnetización de la componente característica se encontraban distribuidas en forma algo errática, se aplicó la estadística de Fisher (1953). La dirección de magnetización de cada horizonte estratigráfico, antes y después de la corrección por estructura, se obtuvo por medio de un tratamiento estadístico (Fisher 1953). Se calcularon los correspondientes polos geomagnéticos virtuales, los cuales fueron clasificados en tres clases. Los horizontes (sitios) Clase I son aquellos donde la dirección de magnetización obtenida está basada en el análisis de, al menos, tres muestras ( $N=3$ ) con  $R=2,62$  (Watson 1956). Los sitios Clase II son aquellos donde  $N=2$  o  $N=3$  y  $R<2,62$ . Los sitios Clase III son aquellos donde las direcciones de magnetización de los tres especímenes analizados son divergentes.

## Resultados

Los perfiles estratigráficos columnares de las cinco secciones estudiadas, ubicación de las muestras y datos paleomagnéticos obtenidos se muestran en las figuras 3 y 4. El MRN de la mayoría de las muestras incluye dos componentes de magnetización. La componente característica tiene dirección norte e inclinación negativa (polaridad normal) o dirección sur e inclinación positiva (polaridad reversa) y temperaturas de bloqueo típicamente superiores a 250°C. La segunda componente es una magnetización remanente viscosa, aproximadamente paralela al campo magnético actual, con temperaturas de bloqueo inferiores a la de la componente característica, aunque en algunos especímenes ésta se superpone. En la figura 5 se muestran típicos ejemplos del comportamiento magnético de las muestras sometidas al tratamiento de desmagnetización.

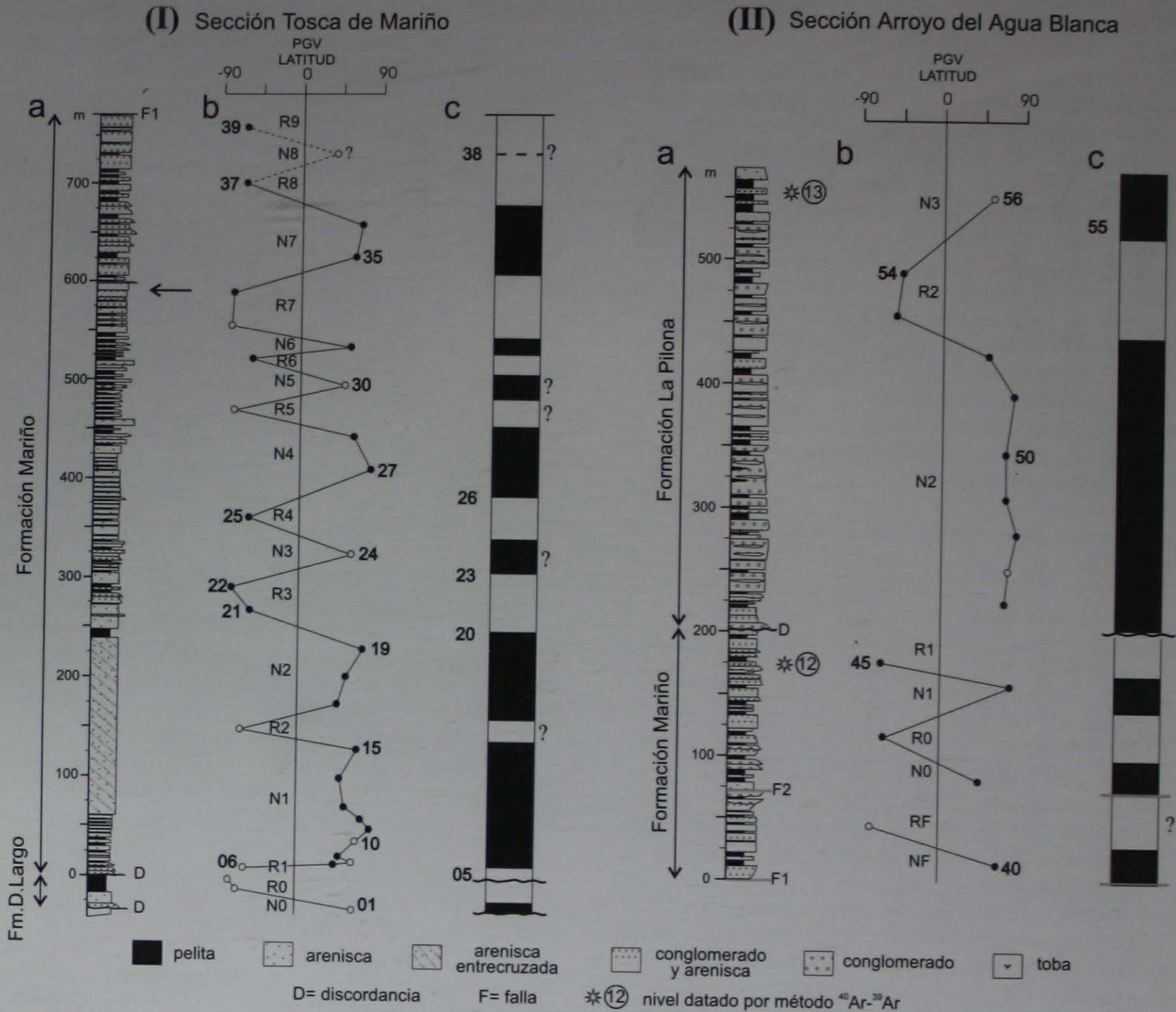
En los niveles en los cuales la componente característica tiene direcciones de polaridad reversa, se pueden inferir las temperaturas de bloqueo ( $T_b$ ) de la componente viscosa con inclinación negativa a partir del diagrama de Zijderveld (1967). En la mayoría de las muestras, la componente viscosa es removida entre los 100 y 250°C. Sólo en ocho especímenes, de los cuales seis corresponden a la Formación Mariño (niveles 06, 16 y 22; ver localización en Fig. 3-I) y dos a la Formación La Pilona (nivel 53 en Fig. 3-II y nivel 62 en Fig. 4-III), es posible que las  $T_b$  de la componente viscosa se extiendan hasta

350°C o más. Como la mayoría de las muestras de los niveles con polaridad reversa tienen una componente viscosa bien definida por debajo de 250°C, se asume que los horizontes con polaridad normal con  $T_b \geq 300$ °C tienen una componente primaria de magnetización por arriba de 300°C.

La temperatura de bloqueo de la componente característica, ya sea ésta de polaridad normal o reversa, varía según las muestras. En muchos especímenes, ésta alcanza un rango de hasta 640-680°C (ej. Fig. 5a), demostrando que la remanencia magnética está asociada a la hematita, mientras que en otras muestras, temperaturas de hasta 580-600°C sugieren la presencia de magnetita. Esto está de acuerdo con estudios de magnetización remanente isotérmica que establecen la presencia de abundante magnetita en muestras de la Formación Mariño (cf. Costa 1994). En algunas de las muestras estudiadas, ambos minerales, hematita y magnetita, serían responsables de la estable remanencia (Fig. 5b). En estas muestras, el diagrama de intensidad muestra un marcado decrecimiento en la intensidad de magnetización entre los 580-600°C (temperatura de Curie de la magnetita), seguido por un gradiente menor en las subsiguientes etapas de lavado hasta 660-680°C, (temperatura de Curie de la hematita), lo cual sugiere que ambos minerales son portadores de la remanencia.

Del total de los 111 niveles estratigráficos, 72 horizontes se adjudican a la Clase I y 28 a la Clase II, los cuales permitieron definir la magnetoestratigrafía local. La figura 6a muestra la dirección media de remanencia primaria (referida a la paleohorizontal) para cada nivel estratigráfico. La dirección promedio de todos los niveles Clase I con polaridad normal es:  $D$  (declinación) =  $13,3^\circ$ ,  $I$  (inclinación) =  $-47,0^\circ$  ( $k = 14,6$ , y  $\alpha_{95} = 5,7^\circ$ ) con su correspondiente paleopolo a  $77,5^\circ$  N,  $1,1^\circ$  E ( $dm = 7,4^\circ$  y  $dp = 4,7^\circ$ ;  $dm$  y  $dp$  son los semiejes del óvalo de 95% confianza). La dirección promedio para todos los niveles Clase I con polaridad reversa es:  $D = 202,6^\circ$ ,  $I = 48,8^\circ$  ( $k = 19,9$ ,  $\alpha_{95} = 6,7^\circ$ ), con su correspondiente paleopolo a  $70,4^\circ$  N,  $17,0^\circ$  E ( $dm = 8,8^\circ$ ,  $dp = 5,8^\circ$ ). Las direcciones de remanencia primaria promediadas se ubican en las antípodas de la red estereográfica de Lambert (Fig. 6b) lo cual favorece la interpretación de que las rocas estudiadas constituyen registros fidedignos del campo magnético terrestre en el pasado y que no existen componentes secundarias no removidas durante el procedimiento de desmagnetización.

En el cuadro 1 se muestran las direcciones de magnetización finales obtenidas para cada una de las secciones estudiadas. Las direcciones de magnetización de las secciones ubicadas en el flanco oeste del anticlinal de la Pilona correspondientes a Tosca de Mariño, Arroyo del Agua Blanca y La Higuera están rotadas  $13-30^\circ$  (hacia la derecha) con respecto a la dirección del campo dipolar actual, mientras que la



**Figura 3:** Magnetoestratigrafía de la sección Tosca de Mariño (I) y Arroyo del Agua Blanca (II). **a,** Columnas estratigráficas simplificadas, fallas (F), discordancias (D) y horizontes datados (estrella con número de muestra); la flecha en la sección Tosca de Mariño señala la ubicación del horizonte arenoso que vincula los segmentos Ia y Ib (ver Fig. 2a). **b,** Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) Los sitios Clase I (Clase II) se muestran en negro (blanco). **c,** Polaridad de la sección. Las zonas en negro (blanco) tienen polaridad normal magnética. El símbolo ? adyacente a las zonas de polaridad indica que estas zonas están determinadas por un único sitio Clase II y por lo tanto existe gran incerteza en la extensión de estos intervalos. Los sitios están enumerados en forma secuencial comenzando con la sección I, si bien no se enumeran todos para favorecer la claridad en la figura. Especímenes recolectados justo en la base de la Formación Mariño (sitio 04, sección I) están magnetizados muy débilmente, sin poder determinarse su dirección de magnetización.

dirección de magnetización de la sección El Molino ubicada en el flanco este está rotada ligeramente (hacia la izquierda) con respecto al mencionado campo dipolar. Esta diferencia en la declinación puede estar vinculada a inhomogeneidades internas (*internal strains*) dentro del sistema que la corrección por estructura respecto a un eje horizontal no toma en cuenta o a rotaciones de bloques con respecto a un eje vertical.

### Dataciones radiométricas por el método $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$

#### Metodología

Seis horizontes de toba intercalados en la secuencia sedimentaria estudiada (perfiles I-V; Fig. 2) fueron datados por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Las edades radiométricas obtenidas facilitaron la correlación de la

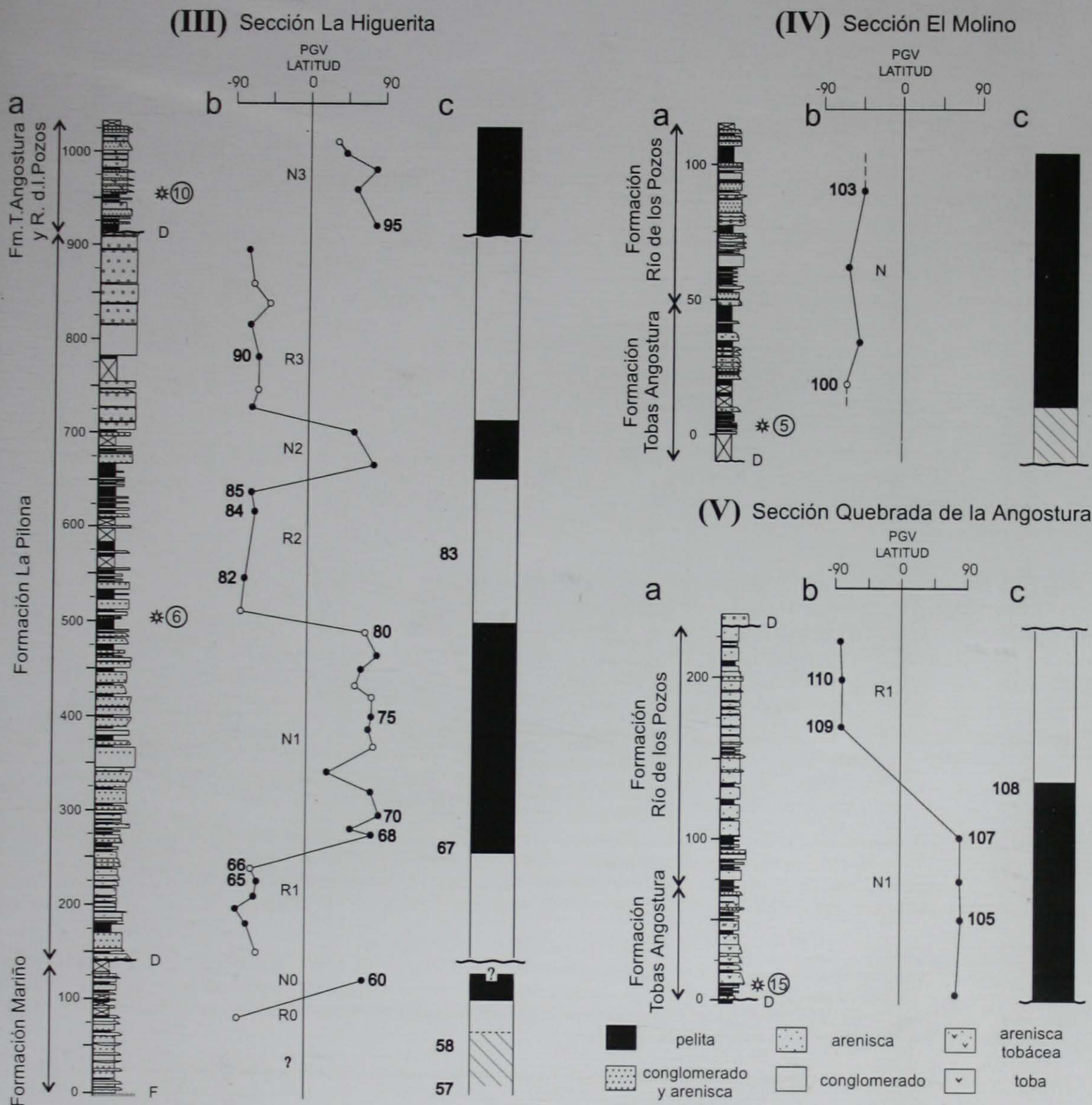
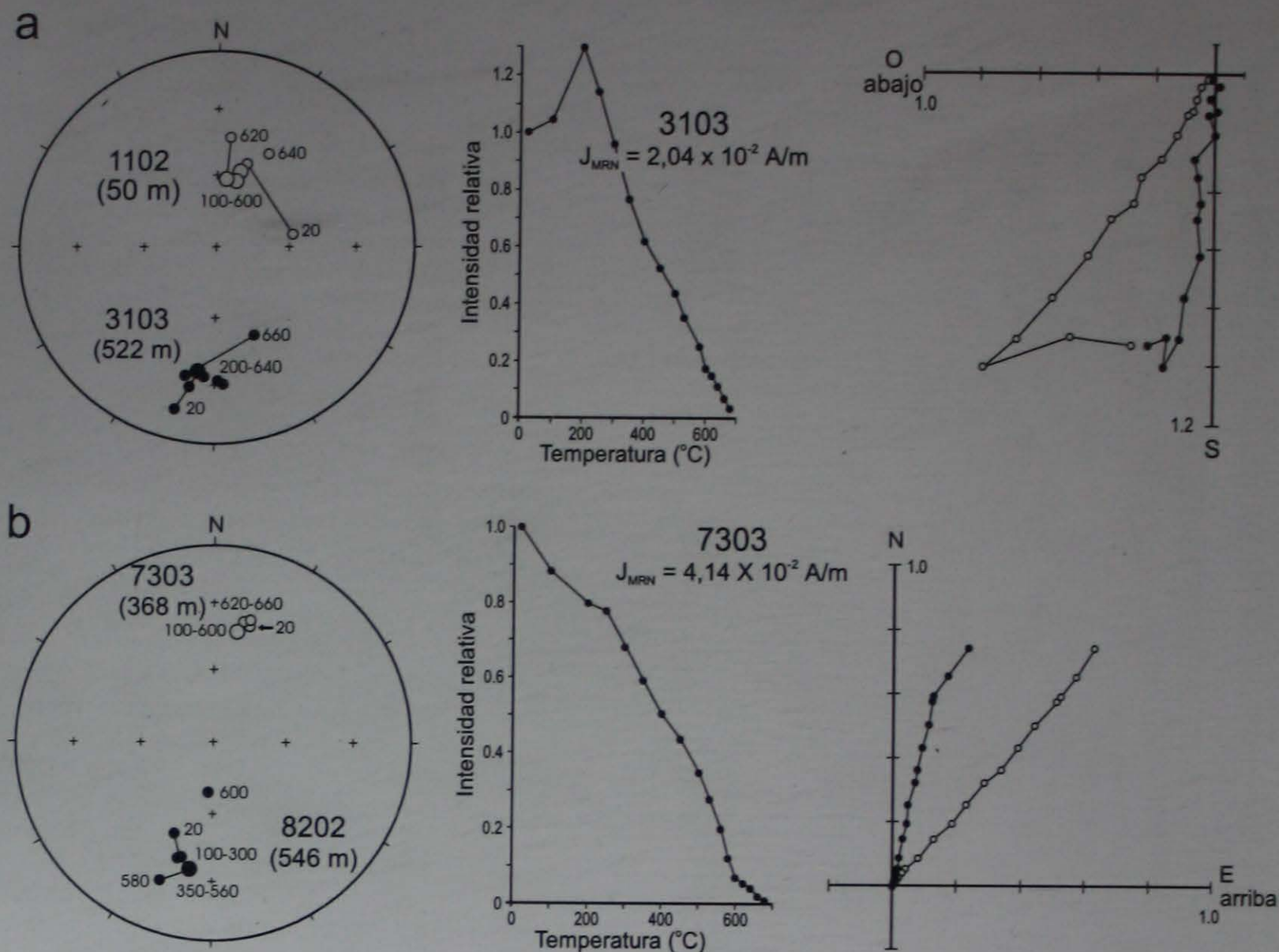


Figura 4: Magnetoestratigrafía de la sección La Higuera (III), El Molino (IV) y Quebrada de la Angostura (V). a, Columnas estratigráficas simplificadas. b, Latitud de los PGV y c, Polaridad de la sección, tal como están descriptos en la figura 3. Las porciones con líneas diagonales en c indican que no hay datos paleomagnéticos para determinar la polaridad. En la sección IV, los ~15 m basales de la Formación Tobas Angostura están cubiertos, encontrándose estratigráficamente por debajo los estratos de la Formación La Pizona.

magnetoestratigrafía local con la escala geomagnética mundial propuesta por Baksi (GPTS, 1993). Asimismo, el análisis de dos muestras de toba intercaladas en niveles cuaternarios permitieron acotar la edad de la Formación Mogotes y la formación de los anticlinales de la Pizona y Tupungato.

Las dataciones  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de las tobas intercaladas en la secuencia neógena se realizaron en concentrados de biotita y hornblenda. El proceso de concentra-

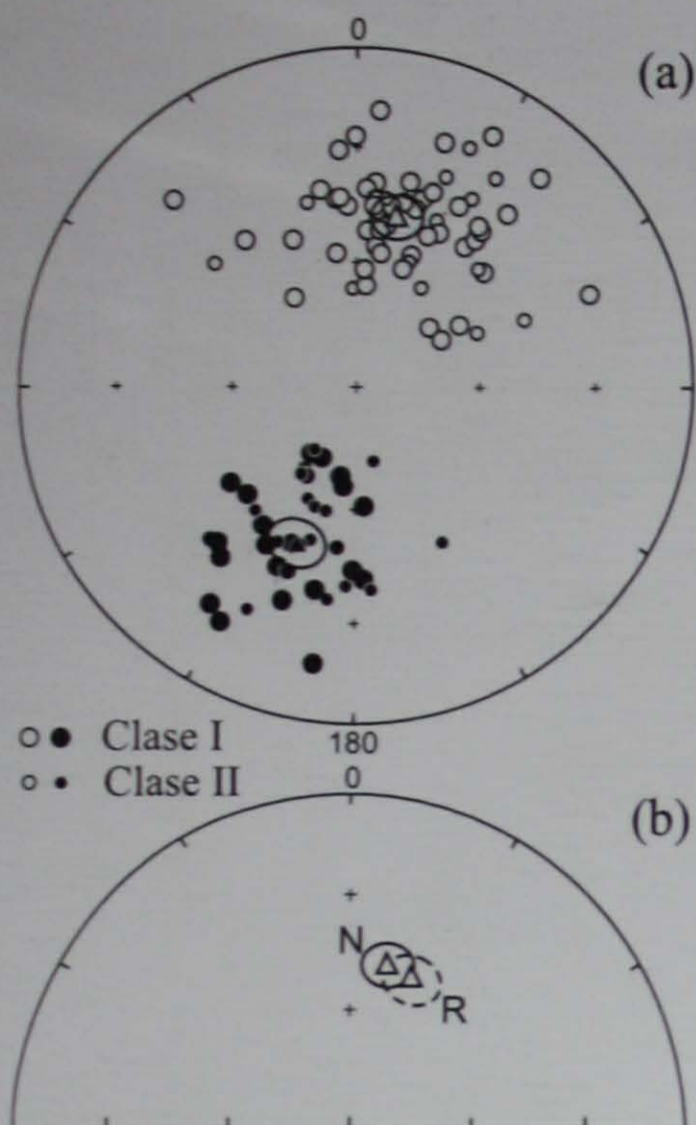
ción de minerales se realizó siguiendo procedimientos estándar que incluyeron en su etapa final la selección manual (*handpicking*) a los fines de obtener concentrados minerales con >99% de pureza. Los concentrados minerales fueron irradiados en el reactor de McMaster University, Hamilton, Ontario, Canadá. El análisis de un primer grupo de muestras se realizó en el Massachusetts Institute of Technology (MIT) utilizando la técnica de calentamiento en suce-



**Figura 5:** Típico comportamiento paleomagnético de especímenes provenientes de la Formación Mariño (1102 y 3103) y Formación La Piona (7303 y 8202). Variaciones en: **a**, dirección del magnetismo remanente residual ploteadas con respecto a la paleohorizontal en una red estereográfica de Lambert; **b**, intensidad relativa en función a temperatura; **c**, diagrama de Zijderveld (Zijderveld 1967), donde círculos en blanco (negro) representan la proyección del vector de magnetización en un plano vertical (horizontal).

**Cuadro 1:** Resultados paleomagnéticos. N: número de sitios usados en la estadística; D e I: declinación e inclinación, respectivamente (corregida por estructura);  $\alpha_{95}$ : radio del círculo de 95% de confianza de la dirección de magnetización promedio; k: parámetro de precisión (Fisher 1953); Lat y Long: latitud y longitud, respectivamente del paleopolo promedio; Dm y Dp: semiejes del óvalo de 95% de confianza del paleopolo promedio.

Polaridad	N	Dirección				Paleopolo				
		D (°)	I (°)	$\alpha_{95}$ (°)	k	Lat (°N)	Long (°E)	dm (°)	dp (°)	
Tosca de Mariño-Arroyo del Agua Blanca										
Normal	24	19,0	-45,0	8,2	14,7	72,2	3,9	10,3	6,5	
Reversa	11	210,1	46,7	11,8	15,8	63,7	17,6	15,3	9,8	
La Higuera										
Normal	16	12,6	-47,1	10,9	12,5	78,1	-0,1	14,1	9,1	
Reversa	11	201,3	49,1	9,2	25,5	71,6	16,5	12,2	8,1	
Quebrada de la Angostura										
Normal	4	2,9	-48,3	10,9	72,1	85,3	324,5	14,3	9,3	
Reversa	3	178,0	49,6	15,8	62,2	86,7	258,7	21,0	13,9	
El Molino										
Normal	3	341,8	-53,6	19,9	39,4	74,9	192,4	27,8	19,4	
Datos Combinados										
Normal	47	13,3	-47,0	5,7	14,3	77,5	1,1	7,4	4,7	
Reversa	25	202,6	48,8	6,7	19,9	70,4	17,9	8,8	5,8	



**Figura 6:** a, Dirección del magnetismo remanente estable (componente característica) de cada uno de los niveles Clase I y II (Watson 1956), ploteados con respecto a la paleohorizontal en un estereograma de Lambert. Círculos en blanco (negro) están en el hemisferio superior (inferior). Triángulo en blanco (negro) con su círculo de 95% de confianza representa la dirección de magnetización media para todos los niveles Clase I con polaridad normal (reversa). b, Dirección media para los niveles estratigráficos Clase I con polaridad normal (N) y reversa (R), ploteados en el hemisferio superior.

sivas etapas mediante horno resistente (*resistance furnace step-heating technique*) y el método de fusión total con laser (*laser total-fusion technique*). Un segundo grupo de muestras fue analizado en el Geological Survey of Canada (GSC) utilizando la técnica de calentamiento en sucesivas etapas por medio de láser (*laser step-heating technique*). Como monitor de flujo neutrónico, se utilizó biotita del Fish Canyon Tuff (FCT-3) para las edades obtenidas del MIT, y sanidina del Fish Canyon Tuff para las edades obtenidas del GSC. La edad asumida para ambas es de  $28,03 \pm 0,1$  Ma (Renne *et al.* 1994). Más detalles sobre procedimientos, instrumental y técnicas analíticas utilizadas en las determinaciones geocronológicas se encuentran en Irigoyen (1997) e Irigoyen *et al.* (1999).

Las edades de cada uno de los horizontes de toba resultaron del análisis y ponderación de las determinaciones geocronológicas para cada uno de los horizontes. El resultado del análisis de las muestras datadas por el método de fusión total se muestran

en el cuadro 2 (muestras Md-5, Md-6 y Md-10). Los datos geocronológicos obtenidos por medio de las técnicas de calentamiento por horno resistente (Md-10) y láser (Md-5, Md-6, Md-12, Md-13, Md-15), se muestran en diagramas de espectro y/o de correlación. Los diagramas de espectro de las muestras procesadas con el primer método muestran la edad  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  aparente obtenida en cada etapa de calentamiento *versus* la fracción acumulativa de  $^{39}\text{Ar}$  liberado durante el análisis experimental. En este método, la totalidad de la muestra es sometida a calentamiento. Los diagramas de espectro de las muestras procesadas con el segundo método, muestran la edad  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  aparente obtenida en cada etapa *versus* la cantidad acumulativa de  $^{39}\text{Ar}$  expulsado, normalizada al volumen total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado por todas las alícuotas. En este método, la muestra analizada es dividida en varias alícuotas y cada una de ellas es sometida a sucesivas etapas de calentamiento. Las porciones de los *plateau*, si son reproducibles, son combinadas y tratadas como un único análisis para la reducción de los datos.

Las razones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , edad y errores fueron calculados de acuerdo a la fórmula establecida por Roddick (1988). Las edades aparentes obtenidas en cada etapa de calentamiento se reportan con un grado de incerteza de  $2\sigma$ . En todos los casos, las edades obtenidas incluyen el error en el factor de irradiación J, que es 0,5% ( $1\sigma$ ). En los diagramas de correlación, la recta definida por el *set* de datos (isocrona inversa; Roddick *et al.* 1980) se define usando el tratamiento de York (1969) modificado, en el cual los errores ( $2\sigma$  elipses) son multiplicados por la raíz cuadrada de la desviación estándar media ponderada (MSWD) (*cf.* Parrish *et al.* 1987).

## Resultados

La muestra MD-12 (hornblenda) corresponde a un horizonte tufolítico intercalado en los niveles superiores de la Formación Mariño, en la sección Arroyo del Agua Blanca (sección II, Fig. 2a). El diagrama de espectro (Fig. 7a) muestra un perfil para cada alícuota que puede atribuirse a la presencia de exceso de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico. Las primeras tres etapas de calentamiento de cada alícuota (incluso la cuarta y quinta en alícuotas b y c), que totalizan ~30% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado, acusan edades aparentes más antiguas que la edad *plateau* definida por edades bastante concordantes entre sí, las cuales concentran el ~70% del  $^{39}\text{Ar}$ . El diagrama de correlación correspondiente (Fig. 7b) permite establecer la composición  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  del argón entrampado. La recta que mejor se ajusta al *set* de 45 análisis define una edad de  $12,03 \pm 0,45$  Ma en su intersección con el eje x, y un valor  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $344,6 \pm 18,0$  en su intersección con el

**Cuadro 2:** Dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  por el método de fusión total con láser. <sup>a</sup> Todos los valores están corregidos por isótopos resultantes de la irradiación de la muestra en el reactor nuclear. <sup>b</sup> Los errores son analíticos y no incluyen el error en el factor de irradiación J. <sup>c</sup> Edad integrada; el grado de incerteza incluye el error en J, típicamente 0,5% ( $1\sigma$ ).

TEMP. (°C)	$^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}$	% Atmosf.	Edad aparente Ma $\pm 2\sigma^b$		$^{39}\text{Ar}$ (%)
	(x10 <sup>9</sup> cm <sup>3</sup> STP) <sup>a</sup>								
<b>BIOTITA MD-5 (5,2 mg) J = 0,0003445 <math>\pm</math> 0,50% <math>1\sigma</math></b>									
1400	1,574	0,404	0,879	4,847	538,51	86,4	9,38	2,79	9,2
1400	1,699	0,432	1,011	5,736	580,02	86,6	8,43	0,62	10,9
1400	1,970	0,521	1,347	7,314	682,22	85,3	8,49	0,56	13,8
1400	1,549	0,378	1,151	7,121	554,60	82,5	8,44	0,26	13,5
1400	1,110	0,322	0,802	4,626	401,85	81,6	9,89	0,82	8,8
1400	2,026	0,363	1,137	6,398	688,14	87,0	8,67	1,59	12,1
1400	2,082	0,429	1,177	6,590	703,19	87,5	8,27	0,30	12,5
1400	0,981	0,235	0,712	4,340	355,58	81,5	9,40	0,38	8,2
1400	1,331	0,257	1,020	5,876	482,22	81,5	9,39	0,66	11,1
Total <sup>c</sup>	14,32	3,34	9,23	52,84	4986,3	84,9	<b>8,85</b>	<b>0,37</b>	
Conc. (/g)	2754	643	1776	10160	958900				
<b>BIOTITA MD-6 (4,67 mg) J = 0,0003445 <math>\pm</math> 0,50% <math>1\sigma</math></b>									
1400	1,182	0,326	0,263	3,495	414,23	84,3	11,5	0,6	7,6
1400	1,365	0,256	0,247	3,779	475,84	84,8	11,9	1,0	8,2
1400	1,251	0,260	0,252	3,974	436,49	84,7	10,4	0,5	8,6
1400	2,137	0,544	0,485	6,822	753,43	83,8	11,1	0,7	14,8
1400	2,232	0,606	0,577	8,522	810,33	81,4	11,0	0,6	18,5
1400	1,835	0,476	0,383	5,721	639,51	84,8	10,5	0,8	12,4
1400	1,609	0,438	0,361	4,890	554,57	85,7	10,0	0,9	10,6
1400	2,022	0,371	0,369	5,593	690,78	86,5	10,3	0,9	12,1
1400	1,447	0,217	0,235	3,390	482,12	88,7	9,97	1,13	7,3
Total <sup>c</sup>	15,08	3,50	3,17	46,19	5257,3	84,8	<b>10,75</b>	<b>0,29</b>	
Conc. (/g)	3229	748,5	679,2	9890	1.126E+6				
<b>BIOTITA MD-10 (2,12 mg) J = 0,0003445 <math>\pm</math> 0,50% <math>1\sigma</math></b>									
1400	0,831	0,252	0,887	5,913	322,38	76,1	8,07	0,56	22,7
1400	1,156	0,296	1,146	7,161	438,57	77,9	8,40	0,15	27,5
1400	0,354	0,110	0,514	3,306	153,00	68,3	9,08	0,43	12,7
1400	0,800	0,209	0,869	5,499	312,77	75,6	8,60	0,24	21,1
1400	0,791	0,155	0,711	4,131	286,67	81,5	7,96	0,31	15,9
Total <sup>c</sup>	3,93	1,02	4,13	26,01	1513,4	76,8	<b>8,39</b>	<b>0,18</b>	
Conc. (/g)	1854	482	1947	12270	713900				

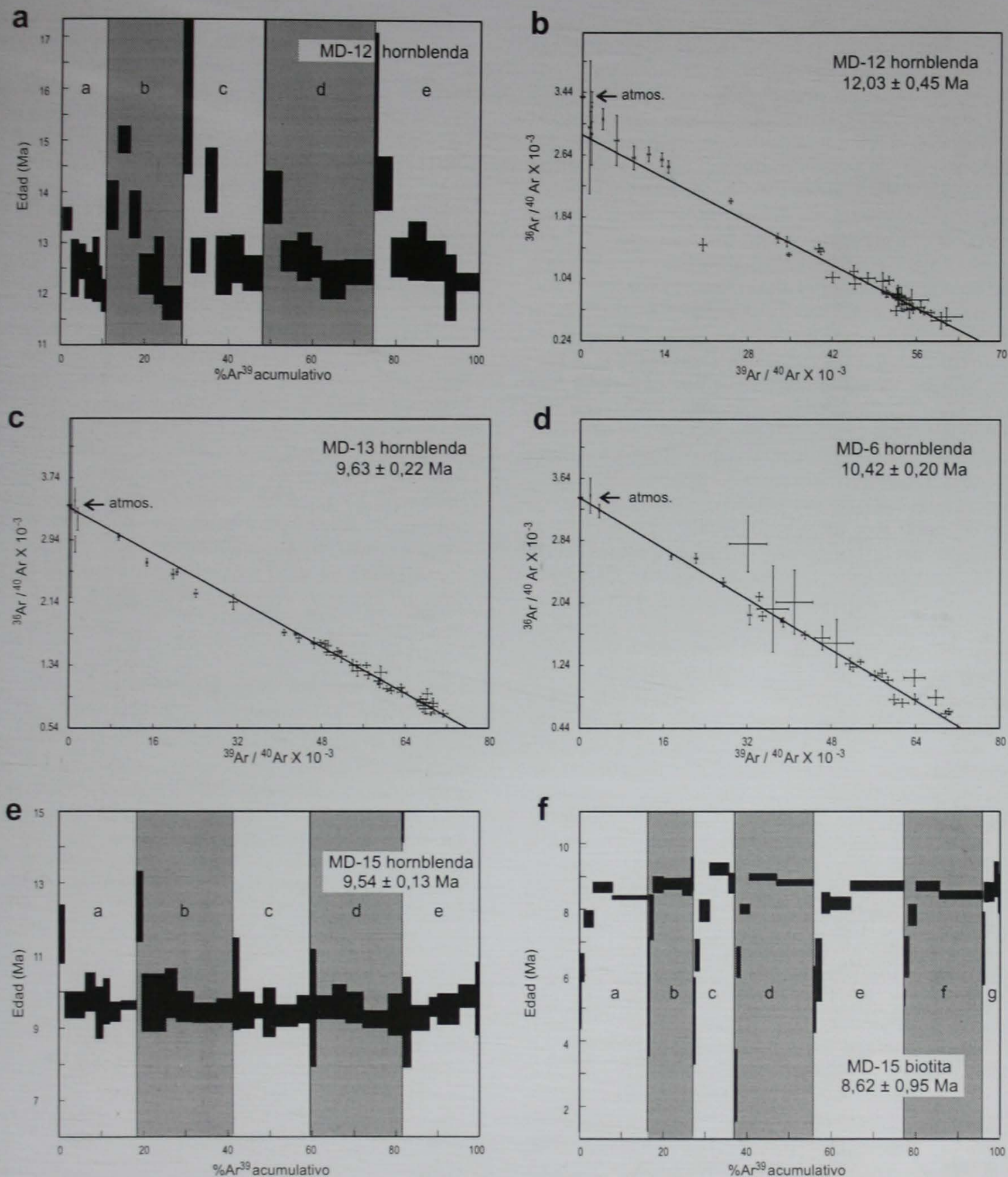
eje y. Es significativa la diferencia en la dispersión de los datos cuando la recta asume una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  correspondiente al valor atmosférico (M.S.W.D = 41,6 *versus* 21,5). El origen del argón radiogénico entrampado podría estar vinculado a la degasificación de minerales ricos en potasio e incorporación del exceso de  $^{40}\text{Ar}$  en hornblendas debido a la fusión parcial de xenolitos o de roca de caja en una cámara magmática (*cf.* Harrison y McDougall 1981).

La muestra **MD-13** (hornblenda) corresponde a un horizonte de toba rico en cristales intercalado en la Formación La Pilona, en la sección Arroyo del Agua Blanca (sección II, Fig. 2a). El diagrama de espectro muestra un perfil para cada alícuota consistente con un ligero exceso de  $^{40}\text{Ar}$  para la fracción de gas inicial correspondiente a las primeras dos etapas, seguido por un *plateau* definido por seis o siete etapas, las cuales totalizan ~95% del gas. Si se ignora la fracción de gas inicial, la isocrona inversa (Fig. 7c) define una edad de  $9,63 \pm 0,22$  Ma y un valor para  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $298,0 \pm 9,3$  (MSWD= 6,2). El valor esencialmente atmosférico de este cociente, como así también el buen agrupamiento o poca dispersión del *set* de 45 análisis, indican que la porción *plateau* del gas no está afectada por exceso de  $^{40}\text{Ar}$ . Estas primeras etapas con edades aparentes anómalas pro-

bablemente reflejen la absorción de pequeñas cantidades de argón radiogénico en sitios cristalinos poco retentivos de la hornblenda (ver Harrison y McDougall 1980).

La muestra **MD-6** (hornblenda, biotita) corresponde a un horizonte de toba poco consolidado y rico en cristales ampliamente conocido como el «Horizonte de ceniza blanca» (Truempy y Lhez 1937), el cual está intercalado en la parte media de la Formación La Pilona, en la sección La Higuera (sección III, Fig. 2a). El diagrama de espectro del concentrado de hornblenda muestra para cada alícuota un *plateau* definido por cinco etapas de calentamiento, las cuales totalizan ~99% de  $^{39}\text{Ar}$ . El diagrama de correlación (Fig. 7d) define una edad de  $10,42 \pm 0,20$  Ma asumiendo un valor atmosférico para  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (MSWD= 12,4). Los datos con error  $\sigma > 1\%$  corresponden a la alícuota (a) que contiene la menor cantidad de  $^{39}\text{Ar}$ . El análisis realizado en nueve alícuotas de biotita por el método de fusión total (Cuadro 2), cuando integrado, brinda una edad de  $10,75 \pm 0,20$  Ma. Los resultados brindados por la hornblenda y biotita están en acuerdo y, cuando ponderados, definen una edad de  $10,53 \pm 0,16$  Ma para esta muestra.

La muestra **MD-15** (hornblenda, biotita) correspon-



**Figura 7:** Geocronología  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ : diagramas de espectro e isocronas inversas. Las porciones sombreadas en los diagramas de espectro distinguen las distintas alícuotas.

de a un horizonte de toba oscuro ubicado en la base de la Formación Tobas Angostura, en la sección Quebrada de la Angostura (sección V, Fig. 2b). El diagrama de espectro del concentrado de hornblenda (Fig. 7e) muestra para cada alícuota un *plateau* definido

por unas seis etapas de calentamiento, las cuales totalizan ~95% de  $^{39}\text{Ar}$  y definen una edad de  $9,54 \pm 0,13$  Ma. El diagrama de espectro del concentrado de biotita (Fig. 7f) se muestra disturbado, con una configuración para cada alícuota que puede atri-

buirse a una pérdida parcial de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico por difusión debido a un episodio termal. Cada alícuota muestra edades aparentes más jóvenes para la fracción de gas inicial, correspondientes en su mayoría a las tres primeras etapas, las cuales totalizan 15-20% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado, seguidas por un gradiente empinado y, por último, un *plateau*. Sólo dos alícuotas (b,g) exhiben un *plateau* bien desarrollado con cuatro etapas, mientras que las restantes muestran una configuración mesetiforme en los últimos dos, totalizando 75-80% del gas. Si se considera sólo esta porción del espectro, el diagrama brinda una edad de  $8,62 \pm 0,95$  Ma. Dado que existen evidencias de pérdida de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico en Md-15 biotita, se considera que  $9,54 \pm 0,13$  Ma (hornblenda) representa la edad de esta muestra. La edad aparente más joven de la biotita ( $2,63 \pm 1,10$  Ma) podría indicar la edad máxima de un episodio termal, lo cual está de acuerdo con la evidencia regional de un evento tectónico poscrystalización en el área estudiada.

La muestra **MD-10** (hornblenda, biotita) corresponde a un horizonte de toba ubicado a pocos metros de la base de la Formación Tobas Angostura, en la sección La Higuera (sección III, Fig. 2a). El diagrama de espectro del concentrado de hornblenda (Fig. 8a) muestra un *plateau* definido por tres etapas de calentamiento, las cuales totalizan ~99% de  $^{39}\text{Ar}$  y definen una edad para esta muestra de  $9,30 \pm 0,68$  Ma. El análisis realizado en cinco alícuotas de biotita por el método de fusión total, cuando integrado, define una edad de  $8,39 \pm 0,18$  (Cuadro 2). Los resultados brindados por la biotita y hornblenda no están en acuerdo, y como sólo se dispone de un dato geocronológico para la biotita, esto dificulta la interpretación. Sin embargo, existiendo evidencia de que este mineral es susceptible a la pérdida de argón radiogénico (ver Md-15), se considera que la edad  $9,30 \pm 0,68$  Ma (hornblenda) representa la mejor estimación para la edad de cierre del sistema.

La muestra **MD-5** (hornblenda, biotita) corresponde a un horizonte de toba ubicado a pocos metros de la base de la Formación Tobas Angostura, en la sección El Molino (sección IV, Fig. 2a). El diagrama de espectro del concentrado de hornblenda muestra un perfil para cada alícuota consistente con un exceso de  $^{40}\text{Ar}$ . En el diagrama de correlación (Fig. 8b), las porciones del espectro que configuran los *plateaus* de cada alícuota brindan una edad de  $8,64 \pm 0,17$  Ma (MSWD= 20,9) asumiendo para  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  un valor atmosférico (295,5). Cuando la regresión lineal no asume este valor, la razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  acusa, dentro del rango de error, el valor atmosférico y la edad resultante es indistinguible de la ya mencionada, indicando que esta porción del gas no está afectada por un exceso de  $^{40}\text{Ar}$ . Sólo las dos primeras etapas de cada alícuota tienen un ligero exceso de  $^{40}\text{Ar}$ , en semejanza con la muestra Md-13. El análisis realizado en nueve alícuotas de biotita por el método de fusión total, cuando integrado, define una edad de  $8,85 \pm 0,37$  (Cuadro 2). Cuando se comparan los resultados brindados por la biotita y hornblenda, éstos se superponen a  $8,64 \pm 0,17$  (edad hornblenda), la cual se considera la mejor estimación para la edad de cierre del sistema.

### Cronología de las unidades neógenas

La estratigrafía de los perfiles estudiados, ubicación de los sitios muestreados, latitud de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) y la polaridad magnética de las secciones se resumen en la figuras 3 y 4. La edad de las unidades estudiadas fue inferida a partir de la correlación entre la magnetoestratigrafía local y la escala geomagnética mundial propuesta por Baksi (1993; Fig. 9).

La sección *Tosca de Mariño* que incluye a las For-

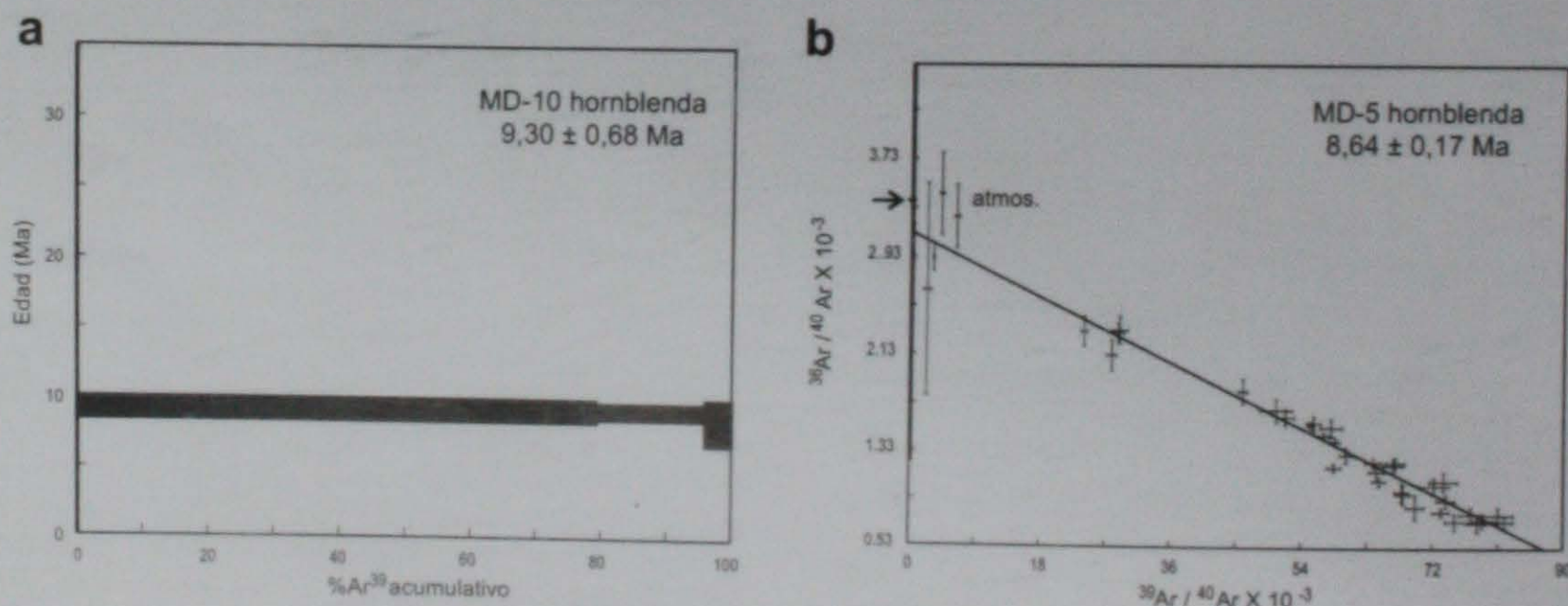
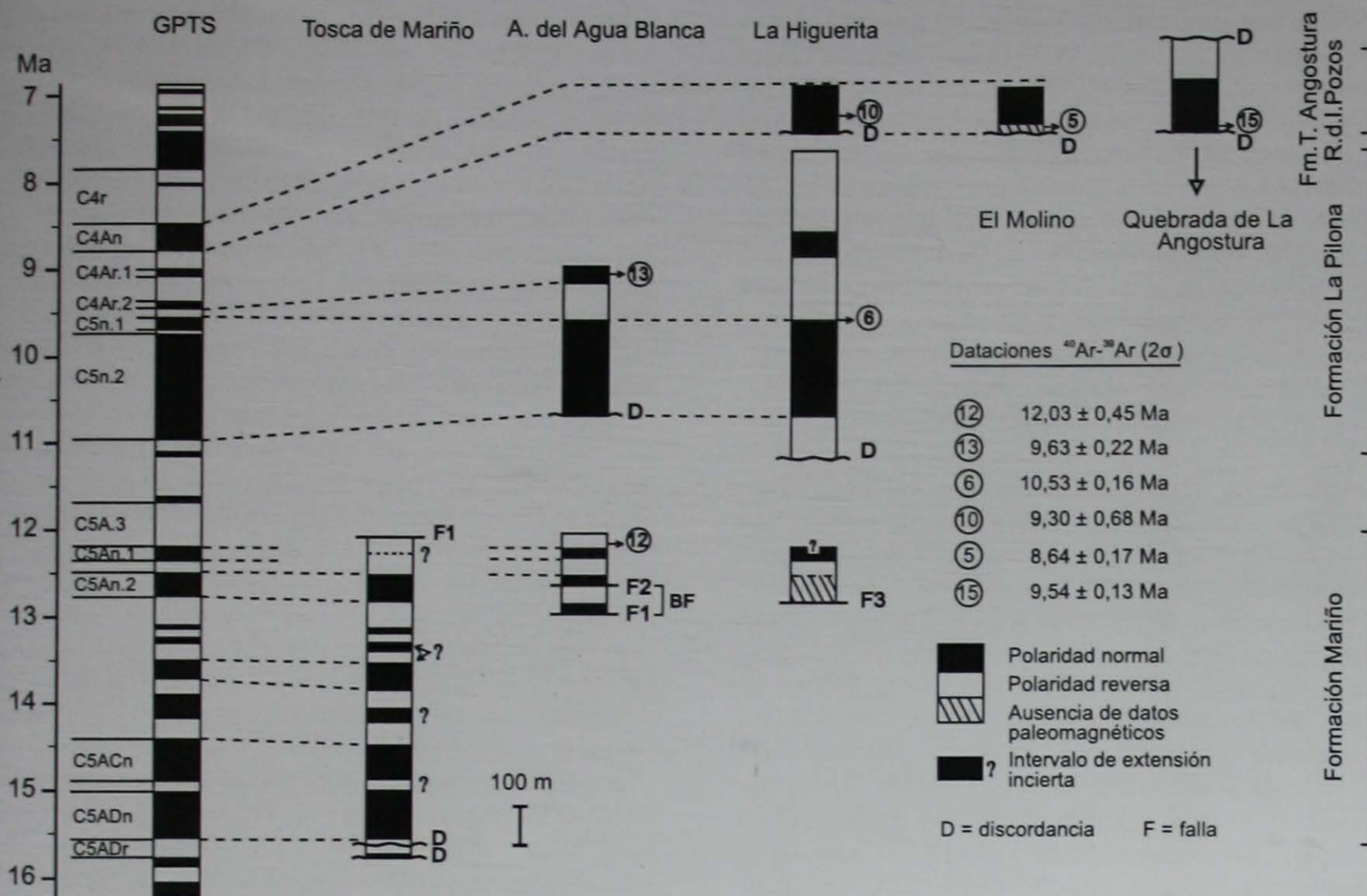


Figura 8: Geocronología  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ : diagramas de espectro e isocronas inversas.





**Figura 9:** Correlación entre la magnetoestratigrafía local y la escala geomagnética mundial (GPTS; Baksi 1993). En la sección Tosca de Mariño, el símbolo de interrogación adyacente a los intervalos de polaridad indica que éstos están determinados por un sólo nivel estratigráfico Clase II (Watson 1956), por lo que la extensión de estas magnetozonas es incierta, aunque su polaridad no está en duda. Línea de puntos al tope de esta sección indica que este horizonte probablemente corresponda con una transición magnética. En la sección Arroyo del Agua Blanca, estratos de BF se correlacionan estratigráficamente con estratos ubicados justo arriba de F2. La flecha debajo de la sección Quebrada de la Angostura indica que la base de esta sección puede tener hasta ~9,5 Ma (ver texto). Las dataciones isotópicas representan la edad de las muestras datadas (cf. Irigoyen *et al.* 1999). Hb = hornblenda y Bt = biotita.

maciones Divisadero Largo y Mariño, comprende dos segmentos (Ia-Ib, Fig. 2a) vinculados entre sí por una capa arenosa de gran persistencia lateral. La magnetoestratigrafía de esta sección se caracteriza por (a) su intervalo largo de polaridad predominantemente normal en la parte basal de la Formación Mariño y (b) la existencia de, al menos, 14 reversiones de polaridad en la Formación Mariño, si bien la extensión de algunos de los intervalos de polaridad es poco precisa, específicamente los intervalos ubicados estratigráficamente por encima del sitio 19 y definidos por un solo horizonte Clase II. La secuencia estudiada se correlaciona con el intervalo de reversiones que abarca el lapso 15,8-12,0 Ma (crons C5Adr-C5Ar.3; Fig. 9). Esta correlación es consistente con la datación  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  del horizonte de toba Md-12 intercalado en la parte superior de la Formación Mariño en la sección cercana Arroyo del Agua Blanca, que brindó una edad de  $12,03 \pm 0,45$  Ma. Esta correlación gana sustento si se considera que el intervalo largo de polaridad normal (15,7-14,5 Ma) de la base de la sección Tosca de Mariño se corresponde

aproximadamente con el miembro Areniscas Entrecruzadas, el cual ha sido correlacionado con areniscas eólicas de ~20 Ma y 15-14 Ma aflorantes al norte de la región estudiada (cf. Milana *et al.* 1993; Jordan *et al.* 1993a).

La sección *Arroyo del Agua Blanca* incluye a las Formaciones Mariño y La Pilona (sección II, Fig. 2a) dispuestas en aparente concordancia. Esta sección registra un extenso intervalo de polaridad normal en la base de Formación La Pilona, el cual se correlaciona con el cron C5n (11,08 y 9,67 Ma) del GPTS. Esta correlación tuvo en cuenta la configuración de la magnetoestratigrafía local y las dos dataciones isotópicas que brindaron una edad de  $12,03 \pm 0,45$  Ma (Md-12; Formación Mariño) y  $9,63 \pm 0,22$  Ma (Md-13; Formación La Pilona). Si se acepta la correlación del intervalo de polaridad normal de la base de la Formación La Pilona con el cron C5n y la edad del horizonte Md-12, esto implica que existe un hiatus de ~1 millón de años entre las Formaciones Mariño y La Pilona. En base a esta interpretación, se ubica la discordancia que separa ambas uni-

dades en la base del primer conglomerado que presenta características típicas de la Formación La Pilona.

Vale destacar, que el horizonte datado Md-13 se encuentra en un intervalo de polaridad normal que puede correlacionarse con el cron C4Ar.2n (9,57-9,50 Ma) o con el cron C5n.1n (9,83-9,67 Ma). Si se acepta esta primera correlación, ello implica que el intervalo muy pequeño de polaridad reversa (cron C5n.1r) ubicado al tope del largo intervalo normal C5n no fue muestreado en la secuencia. Asimismo, se interpreta que en este perfil los términos superiores de la Formación Mariño abarcan el intervalo ~12.7-12.1 Ma de acuerdo a la edad provista por Md-12.

La sección *La Higuera* incluye a las Formaciones Mariño, La Pilona y Tobas Angostura (sección III, Fig. 2a). La ubicación de las superficies de discordancia que separan a estas unidades no es evidente en esta sección. Debido a la pobre exposición de afloramientos y cobertura cuaternaria, la discordancia entre las Formaciones Mariño y La Pilona se ubica arbitrariamente en la base del primer conglomerado con lentes arenosas que son típicos de esta última unidad. La discordancia que separa la Formación La Pilona de la Formación Tobas Angostura se ubica en la base de un intervalo pelítico tobáceo con lentes de toba arenosa y dispersos lapilli. Los últimos 10 m de esta sección representan la transición gradual a la Formación Río de los Pozos. La sección estudiada se caracteriza por presentar un intervalo largo de polaridad normal en la Formación La Pilona que se correlaciona con el cron C5n (11,08-9,67 Ma) del GPTS. Esta interpretación tuvo en cuenta la distintiva configuración de la magnetoestratigrafía local y el resultado de dos dataciones isotópicas que brindaron una edad de  $10,53 \pm 0,16$  (Md-6; Formación La Pilona) y  $9,30 \pm 0,68$  Ma (Md-10, Formación Tobas Angostura). La edad del intervalo de polaridad normal que se encuentra estratigráficamente por encima de la extensa magnetozona normal es ambigua, en tanto puede adscribirse al cron C4Ar.1n o C4Ar.2n. El intervalo de polaridad normal ubicado en la base de la Formación Tobas Angostura se asigna al cron C4An (8,59-8,92 Ma), interpretación basada en la edad del horizonte Md-10 y la observación de que el cron C4An es el primer intervalo relativamente largo de polaridad normal por encima del intervalo largo reverso C4Ar del GPTS.

Las secciones *El Molino* y *Quebrada de la Angostura* están constituidas por estratos de la Formación Tobas Angostura y Río de los Pozos. Dada la naturaleza gradacional del contacto entre ambas formaciones, se define la base de la Formación Río de los Pozos con la primer aparición de un conglomerado de guijas y gujarros. Ambas secciones registran intervalos de polaridad normal en la Formación Tobas Angostura que se asignan al cron C4An (8,59-8,92 Ma). Esta interpretación está basada en: (a) los resul-

tados de dos dataciones isotópicas en ambos perfiles que brindaron una edad de  $8,64 \pm 0,17$  Ma (Md-5), y  $9,54 \pm 0,13$  Ma (Md-15), (b) la edad isotópica de un horizonte de toba de la Formación Tobas Angostura en la sección de La Higuera (Md-10), y (c) la consistente polaridad normal de la Formación Tobas Angostura en las tres secciones estudiadas (secciones III, IV y V). Sin embargo, cabe destacar, que la edad isotópica del horizonte Md-15 de la base de la sección Quebrada de la Angostura es ~ 0,5 Ma más vieja que la edad asignada a la base del cron C4An (8,92 Ma) en el GPTS. Si la edad isotópica es correcta, los estratos basales de la Formación Tobas Angostura en la sección Quebrada de la Angostura en el anticlinal de Tupungato, se habrían depositado con anterioridad a los estratos basales de esta formación en el área de La Pilona.

### Edad de los estratos neógenos y significado tectónico

El estudio magnetoestratigráfico de las sedimentitas neógenas aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato ha permitido establecer la edad de las unidades estudiadas. La cronología obtenida en conjunción con datos sedimentológicos y estructurales (cf. Irigoyen 1997) permite establecer una correlación entre eventos de deformación y/o actividad volcánica y procesos de sedimentación en la cuenca, cuyos aspectos más relevantes se resumen a continuación.

(1) La depositación de la Formación Mariño comenzó a los ~15,7 Ma extendiéndose hasta los ~12,0 Ma. Estos estratos están genéticamente vinculados con eventos de deformación ocurridos en la Cordillera Principal. La acumulación de los depósitos correspondientes al miembro inferior o Conglomerados Violáceos (~15,7-15,4 Ma) se vincula con la deformación de las secuencias andesíticas mesozoicas de la faja plegada y corrida del Aconcagua, cuya exhumación se inicia a los ~20 Ma (cf. Cegarra y Ramos 1996); la depositación del miembro medio o Areniscas Entrecruzadas (~15,4-14,7 Ma) se asocia al inicio de la deformación de las secuencias marinas mesozoicas aflorantes en la región del Aconcagua. El miembro superior o Estratos de Mariño (~14,7-12,0 Ma) se vincula a una etapa de deformación activa de estas secuencias.

(2) La depositación de la Formación La Pilona se inició a los ~11,7 Ma extendiéndose hasta los ~9,0 Ma en el sector del perfil de La Higuera. Unos pocos km al noroeste en el arroyo del Agua Blanca, esta unidad comenzó a depositarse a los ~11,1 Ma, asumiendo que la discordancia entre la Formación Mariño y La Pilona se localiza en la base del primer nivel conglomerádico típico de esta última unidad. La Formación La Pilona está genéticamente vin-

culada con la deformación de la Cordillera Frontal al noroeste de la región estudiada, en la región del Cordón del Tigre, cuya exhumación se inicia ca. ~10,9 Ma.

(3) La Formación Tobas Angostura se depositó entre los ~8,9 y ~8,7 Ma en el área del anticlinal de La Piona. Estos estratos se vinculan genéticamente con los últimos episodios de actividad extrusiva ocurridos en el Aconcagua (*cf.* Ramos *et al.* 1996), los cuales generaron grandes volúmenes de material piroclástico en la cuenca estudiada. En el área de Tupungato, la depositación de la Formación Tobas Angostura pudo haberse iniciado con anterioridad, a los ~9,5 Ma.

(4) La depositación de la Formación Río de Los Pozos se inició a los ~8,7 Ma en el área del anticlinal de la Piona. Si se asume esta edad como válida para los estratos basales aflorantes en la región de Tupungato, la acumulación de estos depósitos se extendió, al menos, hasta los ~7,2 Ma, estimación basada en el espesor máximo aflorante en el área y la tasa de sedimentación obtenida para esta unidad.

(5) Se postula que la depositación de la Formación Mogotes en la región estudiada abarcaría el lapso ~3-1 Ma de acuerdo a correlaciones estratigráficas (*cf.* Yrigoyen 1994) y dataciones isotópicas de tobas de caída intercaladas en niveles cuaternarios, que brindaron edades de  $0,39 \pm 0,03$  Ma y  $0,24 \pm 0,05$  Ma (*cf.* Irigoyen 1997; Irigoyen *et al.* 1999). La acumulación de estos depósitos se vincula a eventos de deformación ocurridos en el Cordón del Plata de la Cordillera Frontal, justo al oeste del área estudiada, en la estructura ímblica conocida como fallas de la Carrera (*cf.* Cortés 1993).

(6) Las unidades neógenas están separadas entre sí por discordancias regionales (paraconcordancias) que marcan hiatus que varían desde  $\sim 10^5$  a  $\sim 4 \times 10^6$  años. La discordancia que separa las Formaciones Mariño y La Piona en el Arroyo del Agua Blanca se estima en  $\sim 1 \times 10^6$  años, y podría abarcar un hiatus menor en el perfil de la Higuera. La discordancia entre las Formaciones La Piona y Tobas Angostura probablemente representa un intervalo del orden de los  $10^4$ - $10^5$  años. La discordancia entre las Formaciones Río de los Pozos y Mogotes se estima del orden de los 3-4 Ma (*cf.* Yrigoyen 1993; Irigoyen 1997).

### Agradecimientos

Agradecemos a P. Guerstein, G. Re y G. Irusta por la colaboración brindada durante las tareas de campo. Asimismo, agradecemos a G. Freda y W. Lewis (laboratorio de Paleomagnetismo; Servicio Geológico de Canadá, SGC, Ottawa) por la asistencia técnica en el procesamiento de las muestras vinculadas al estudio paleomagnético, y a F. Quigg (laboratorio

de Geocronología, SGC) por el manejo analítico de los datos geocronológicos  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . La discusión de los datos obtenidos con V.A. Ramos es ampliamente reconocida. Los árbitros hicieron observaciones y sugerencias al manuscrito. Este estudio se realizó con financiamiento provisto por el Natural Sciences and Engineering Research Council a R.L. Brown y por el Servicio Geológico-Minero de Argentina.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baksi, A.K., 1993. A geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages for selected field reversals. *Geophysical Research Letters*, 20 (15): 1607-1610.
- Cegarra, M.I. y Ramos, V.A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En: Ramos V.A. (Ed.): *Geología de la región del Aconcagua*, Provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, 24 (14), pp. 387-422. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 168-178. Mendoza.
- Costa, G.A., 1994. Magnetoestratigrafía del Terciario en el oeste de Mendoza. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 58 p. (Inédito).
- De la Motta, H., 1957. Acerca del levantamiento geológico efectuado por la comisión n° 5 al norte de la localidad de San José, provincia de Mendoza. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 504, 75 p. (Inédito).
- Dellapé, D.A. y Hegedus, A.G., 1993. Inversión estructural de la cuenca cuyana y su relación con las acumulaciones de hidrocarburos. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 211-218. Mendoza.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society of London, Series A*, 217: 295-305.
- Harrison, T.M. and McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand II. Diffusion of radiogenic and excess  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende revealed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 2005-2020.
- Harrison, T.M. and McDougall, I., 1981. Excess  $^{40}\text{Ar}$  in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planetary Science Letters*, 55: 123-149.
- Irigoyen, M.V., 1997. Magnetic polarity stratigraphy and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the Principal and Frontal cordilleras and the Precordillera of the Argentine Central Andes (33° S latitude). Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Canada, 392 p. (Unpublished).
- Irigoyen, M.V., Villeneuve, M.E. and Quigg, F., 1999. Calibration of a Neogene magnetostratigraphy by  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology: the foreland-basin strata of northern Mendoza, Argentina. *Geological Survey of Canada: Radiogenic Age and Isotopic Studies*, 12, Current Research 1999-F: 27-41.
- Irigoyen, M.V., Buchan, K.L. and Brown, R.L., 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat. 33°S, Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 803-816.
- Johnson, N.M., Opdyke, N.D. and Lindsay, E.H., 1975. Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene terrestrial deposits and vertebrate faunas, San Pedro Valley, Arizona. *Geological Society of America, Bulletin*, 86: 5-12.
- Jordan, T.E., Flemings, P.B. y Beer, J.A., 1988. Dating thrust-fault

- activity by use of foreland-basin strata. In: Kleinspehn, K. and Paola, C. (Eds.): *New perspectives in basin analysis*, p. 307-330. Springer-Verlag, New York.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W., 1993a. Estratigrafía del Cenozoico Medio en la Precordillera a la latitud del río Jachal, San Juan, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 132-141. Mendoza.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. and Drake, R.E., 1993b. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31°, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- Kokogian, D.A. y Mancilla, O.H., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G.A. y Spaletti, L.L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Correlación Geológica Serie 6*, p. 169-201. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán.
- Milana, J.P., Cevallos, M.F., Zavattieri, A.M., Pamprano, M. y Papu, H.O., 1993. La secuencia terciaria de Pachaco: sedimentología, edad, correlaciones y significado paleogeográfico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 226-234. Mendoza.
- Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D. and Sullivan, R.W., 1987. Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. *Geological Survey of Canada: Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 1, Paper 87-2*: 3-7.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O., 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 293-338.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes, 30° to 33°S latitude. In: Clark, S., and Burchfield, D. (Eds.): *Processes in continental lithospheric deformation*, p. 31-54. Geological Society of America, Special Paper, 218.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. y Pérez, D.J., 1996. El volcanismo de la región de Aconcagua. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina*, p. 297-316. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, 24 (10). Buenos Aires.
- Re, G.H. y Barredo, S.P., 1993. Esquema de correlación de las formaciones terciarias aflorantes en el entorno de las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 172-179. Mendoza.
- Renne, P.R., Deino, A.L., Walter, R.C., Turrin, B.D., Swisher III, C.C., Becker, T.A., Curtis, G.H., Sharp, W.D. and Jaouni, A.R., 1994. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22: 783-786.
- Roddick, J.C., 1988. The assessment of errors in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Geological Survey of Canada: Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 2, 88-2*: 3-8.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A. and Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in Alpine biotites—a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 185-208.
- Sarewitz, D., 1988. High rate of Late Cenozoic crustal shortening in the Andean foreland, Mendoza province, Argentina. *Geology*, 16: 1138-1142.
- Truempy, E. y Lhez, R., 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 14(152): 39-56. Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C., Dalla Salda, L., Aragón, E. y Teixeira, W., 1993. Las monzodioritas y monzogabros de Cacheuta, Mendoza: edad, petrología e implicancias tectónicas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 75-80.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-324.
- Yrigoyen, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1(11): 123-148.
- Yrigoyen, M.R., 1994. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza Septentrional, Argentina. *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 31(2): 125-138. Buenos Aires.
- Watson, G.S., 1956. A test for randomness of directions. *Royal Astronomical Society Monthly Notes, Geophysical Supplement*, 7: 160-161.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Eds.): *Methods in paleomagnetism*, p. 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 21 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

# Los conglomerados basales del Ordovícico de Ponón Trehue (Mendoza) y su significado en la historia sedimentaria del terreno exótico de Precordillera

Ricardo A. ASTINI

CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Fac. Cs. Ex., Fís y Nat. Universidad Nacional de Córdoba,  
Av. Vélez Sársfield 299, CC 395, 5000 Córdoba.  
E-mail: raastini@com.uncor.edu

**RESUMEN.** Nuevas descripciones y análisis de los conglomerados asociados tanto a la Formación Ponón Trehue como a la Formación Lindero permiten establecer una reinterpretación estratigráfica de las unidades aflorantes en el área de Ponón Trehue, localidad clásica del Bloque de San Rafael que ha sido incluida dentro del terrane de Precordillera. Esto posibilita relacionar su génesis con el evento de extensión que se inició en el Ordovícico Medio afectando a la Precordillera, particularmente bien representado a lo largo de la tectofacies oriental. En este contexto, las Formaciones Ponón Trehue y Lindero representarían unidades genéticamente vinculadas con el episodio de extensión pero depositadas en diferentes sectores. La Formación Ponón Trehue constituiría una acumulación de bloques alóctonos (resedimentados) en una matriz conglomerádica mixta, depositada por gravedad al pie de escarpes subácueos de naturaleza tectónica, mientras que la Formación Lindero, representa remanentes calcáreos nucleados en regiones topográficamente elevadas y sumergidas a poca profundidad (dentro de la zona fótica), que previamente estuvieron expuestas a erosión y truncamiento estratigráfico. Previa a la superficie transgresiva con que inicia la Formación Lindero (Darriwiliana-Caradociana) una prolongada erosión subaérea y fuerte meteorización afectaron al basamento granítico grenviliano. Un conglomerado granítico relictual, posiblemente cámbrico, cubre localmente la paleosuperficie erosiva labrada en el basamento que podría corresponder a la historia de rifting temprano de la Precordillera. El análisis estratigráfico de la Formación Lindero posibilita inferir un comportamiento de ascenso y descenso episódico del sustrato ocurrido durante el Ordovícico Medio a Tardío temprano, que se traduce en fluctuaciones relativas del nivel de base y cambios repentinos del espacio de acomodación (e.g. transgresiones forzadas en la base de la unidad y en el pasaje entre el Mb. Peletay y el Mb. La Leona). Una tectónica de bloques con movimiento diferencial permite explicar en un espacio relativamente reducido la coetaneidad de unidades diferentes desde un punto de vista litofacial (e.g. Fms. Ponón Trehue y Lindero). De esta manera, se sugiere una correlación entre ambas, hecho que no invalida la edad más antigua de los olistolitos resedimentados dentro de la Formación Ponón Trehue. Los lineamientos ordovícicos habrían sido reactivados o invertidos con posterioridad, lo que explica que depósitos de una y otra unidad aparecen como mutuamente excluyentes dentro de un mismo bloque fallado.

**Palabras clave:** conglomerados, olistolitos, composición, paleoambiente, Tectónica, Ordovícico, Ponón Trehue, Mendoza

**ABSTRACT.** *Basal conglomerates of the Ordovician at Ponón Trehue (Mendoza) and their significance in the sedimentary evolution of the exotic terrane of the Precordillera.* New sedimentological and stratigraphic studies at Ponón Trehue, a classical area of the southern Precordillera in southern Mendoza, allow a reinterpretation of the origin and events suggested for the Ordovician rocks of the region. The two units mapped in the area (Ponon Trehue and Lindero formations) were genetically related to an episode of extension but deposited in separate areas and overlie Grenville basement rocks. The Ponon Trehue Formación (considered as Late Cambrian-Early Ordovician) is interpreted as an accumulation of allochthonous (resedimented) carbonate blocks and olistoliths in the proximal reaches of a graben. Fine-grained conglomerates form the matrix between the bigger olistoliths, which constitute the only preserved record of a Late Cambrian-Early Ordovician carbonate platform in the area. The Lindero Formation, with a lower section of sandy carbonates yielding a well-preserved mid-Ordovician conodont and shelly fauna, also rests unconformably on the basement. A previously unrecorded coarse arkosic red conglomerate, together with deeply weathered Grenville granites below the irregular non-conformity suggest an extensive intervening period of exposure and erosion in continental, most probable fluvial environments. Because of lack of age information, the conglomerates and weathering may be interpreted as being related either to Ordovician extension or to the early-stage rifting of the Precordillera in the Early Cambrian. A major flooding surface and abrupt transition to marine carbonates indicates a sudden transgression, succeeded by gradual relative deepening under stationary sea-level conditions. Another sharp increment in accommodation space (forced transgression) is recorded in the transition to the upper siliciclastic member (La Leona Member). This stratigraphic arrangement is considered to be strong evidence for a yo-yoing behavior of the substrate, characteristic of extensional tectonic settings. Hence, the Ponón Trehue and the Lindero formations could be roughly correlative, although in a sequence stratigraphic order the Ponón Trehue blocks would be slightly younger than the thin-bedded carbonates of the Lindero Formation. Together, they provide a record the extensional history that characterized the eastern tectofacies in the southern extreme of the exotic Precordillera terrane after its collision with Gondwana. Normal faulting associated with the Ordovician and/or Cambrian extension may have controlled younger lineaments and Andean thick-skin tectonics in the San Rafael Block.

**Key words:** conglomerates, olistoliths, composition, paleoenvironment, Tectonics, Ordovician, Ponón Trehue, Mendoza

## Introducción

La estratigrafía del denominado Bloque de San Rafael (Criado Roque 1972) indica que durante el Paleozoico temprano dicha región, que adquirió individualidad morfoestructural a partir de la Orogenia Andina, se comportó como parte integral del terreno exótico de la Precordillera (Astini *et al.* 1995).

Unidades ordovícicas afloran en esta región en dos áreas diferentes (Fig. 1): a) al suroeste de San Rafael y b) al noroeste del Cerro Ponón Trehue. En la primera, Cingolani y Cuerda (1996), Cuerda *et al.* (1998) y Cuerda y Cingolani (1998) redefinieron recientemente a parte de la unidad mapeada originalmente como devónica (Dessanti 1956; González Díaz 1981), como una asociación silicoclástica perteneciente al Ordovícico Superior (Caradociano). En el área próxima al arroyo Ponón Trehue (Padula 1951; Núñez 1962, 1979; Criado Roque e Ibañez 1979; Bordonaro

*et al.* 1996; Heredia 1996) se hace referencia a unidades calcáreas y mixtas que se disponen de manera estratigráfica compleja, en aparente discordancia (no concordancia) sobre un basamento cristalino de edad grenviliana (Astini *et al.* 1996; Cingolani y Varela 1999). Edades U-Pb en circones de  $1.205 \pm 2$  y  $1.204 \pm 1$  Ma han sido dadas a conocer recientemente por Thomas *et al.* (2000) para el basamento de Ponón Trehue, quienes remarcan su similitud y afinidades con el basamento grenviliano expuesto en el promontorio de Texas.

El análisis estratigráfico de las unidades del Paleozoico temprano de Ponón Trehue es el objeto de esta contribución, donde se interpreta la historia sedimentaria en función de la sedimentología y geometría de los depósitos allí aflorantes. Los nuevos datos estratigráficos y sedimentológicos obtenidos en sucesivas campañas realizadas al área desde 1994, complementan lo dado a conocer por Bordonaro *et al.* (1996)



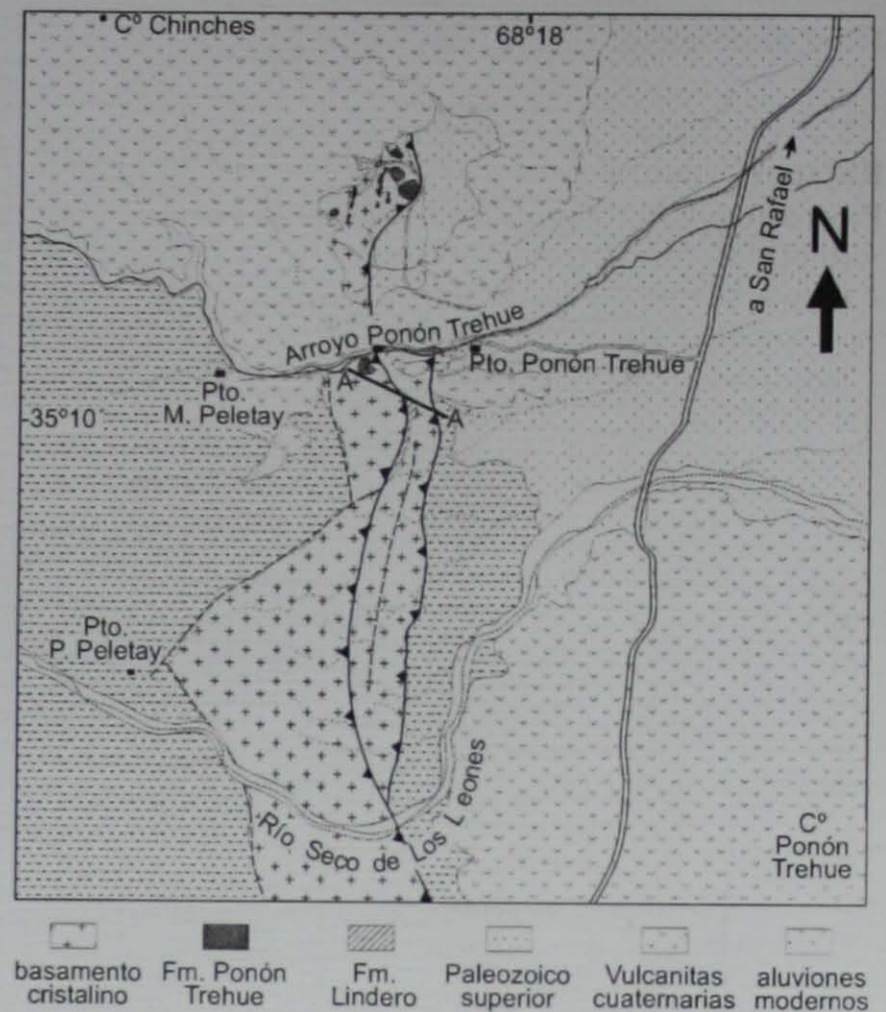
Figura 1: Mapa de ubicación general y localización de afloramientos ordovícicos en la región sur del terreno de Precordillera. Detalle del Bloque de San Rafael modificado de Cuerda y Cingolani (1998) y de la región de Limay Mahuida en La Pampa, modificado de Melchor *et al.* (1999b).

y Heredia (1996) y permiten reinterpretar la historia sedimentaria de la región y el marco tectónico.

### Antecedentes, estratigrafía y correlación

La primera asignación al Ordovícico de las unidades aflorantes en esta región se debe a Wichmann (1928) y Padula (1951). Levy y Nullo (1975), Baldis y Blasco (1973) y Rossi de García *et al.* (1974) estudiaron y describieron la fauna de braquiópodos, trilobites y ostrácodos respectivamente, que colectara Núñez en oportunidad del levantamiento de la Hoja Geológica 28d (Núñez 1962, 1979), sirviendo de base para considerar las rocas calcáreas aflorantes en las cercanías del arroyo Ponón Trehue (Formación Lindero del autor) como de edad ordovícica media a superior. Posteriormente, en un trabajo de síntesis, Baldis *et al.* (1985) consideraron a estos afloramientos junto con aquellos asomos calcáreos de la región de Limay Mahuida (provincia de La Pampa, véase Fig. 1) como pertenecientes al ámbito de la Precordillera. Recientes estudios estratigráficos y paleontológicos detallados (Bordonaro *et al.* 1996; Heredia 1982, 1996, Lehnert y Bergström 1998; Lehnert *et al.* 1998, 1999) se han referido a la estratigrafía y edades de las unidades ordovícicas del área, incrementando el conocimiento de la afinidad y las correlaciones con el ámbito Precordillerano. Bordonaro *et al.* (1996) redefinieron la estratigrafía del Paleozoico inferior de la clásica comarca de Ponón Trehue separando dos unidades: a) la Formación Ponón Trehue (Ordovícico Inferior) y b) la Formación Lindero (Ordovícico Medio-Superior) (Fig. 2).

La reducida extensión de los afloramientos, la complejidad estructural de la zona y la cubierta de vulcanitas cuaternarias ha motivado discusión sobre las unidades aflorantes en el área (e.g. Núñez 1979; Bordonaro *et al.* 1996; Heredia 1996). Bordonaro *et al.* (1996) diferenciaron cuerpos calcáreo-dolomíticos parcialmente recrystalizados y de color general gris claro que redefinieron como Formación Ponón Trehue, separándolos de la Formación Lindero (Fig. 2). Esta última, comprende a una sucesión estratificada de composición mixta arcósica-calcárea en la base (Miembro Peletay) y silicoclástica de tonalidades verdes hacia el tope (Miembro Los Leones) (Fig. 3). La diferenciación entre estas dos unidades se basa en aspectos litológicos que reflejan ambientes depositacionales distintos y en el contenido de faunas distintivas que permiten, en conjunto, establecer correlaciones precisas con otras unidades de la Precordillera (Bordonaro *et al.* 1996). De acuerdo con esto, la Formación Ponón Trehue se correlacionaría parcialmente con unidades de la clásica plataforma calcárea precordillerana (Formaciones La Silla y San Juan), mientras que la Formación Lindero se correlacionaría

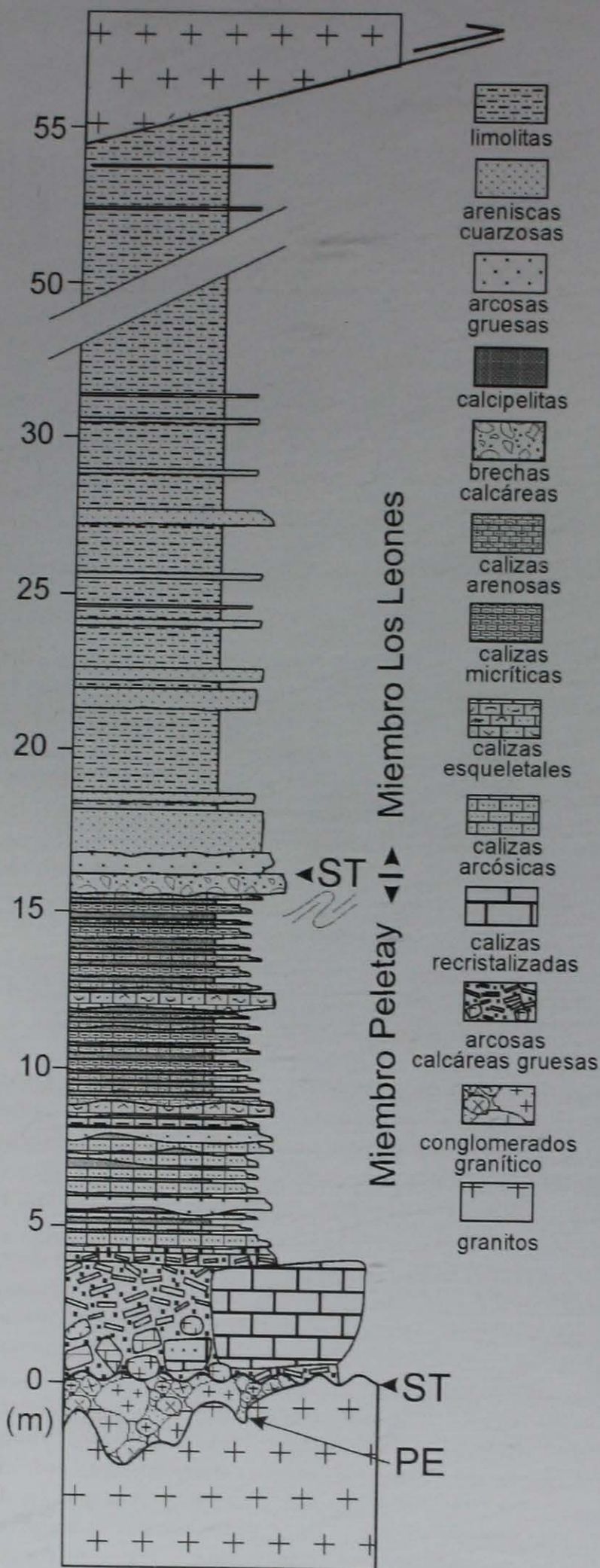


**Figura 2:** Mapa y geología del área de Ponón Trehue y diferenciación de las unidades sedimentarias ordovícicas reconocidas al sur y norte del arroyo homónimo. Recuadro corresponde a figura 6.

con las unidades del Ordovícico clástico y remanentes calcáreos (Astini 1997) del Ordovícico Medio y Tardío. De acuerdo con Bordonaro *et al.* (1996), Lehnert *et al.* (1998) y Keller (1999) la Formación Ponón Trehue constituiría un equivalente condensado de las sucesiones de la Precordillera sanjuanina. No obstante, como se expone más adelante, la totalidad de los contactos de esta unidad son tectónicos y aunque no están presentes en esta región, más al sur, en el cerro San Jorge (La Pampa) afloran espesores de hasta 400 m (espesor mínimo medido por el autor) de rocas carbonáticas perimareales correlacionables con la Formación La Flecha, tanto desde un punto de vista litofacial como considerando edades isotópicas (Melchor *et al.* 1999a y b).

### Algunas características del basamento en Ponón Trehue

La tectónica andina y preandina junto a la cubierta volcánica cuaternaria han complicado las relaciones estratigráficas en el área. Dentro del basamento cristalino aflorante en la zona pueden diferenciarse dos fajas con diferentes características limitadas por corrimientos andinos con buzamiento al oeste (Figs. 2 y 4). La mayor parte del basamento expuesto tanto



**Figura 3:** Sección columnar de la Formación Lindero con diferenciación de sus dos Miembros. Nótese el desarrollo de un conglomerado granítico entre la Formación Lindero y el basamento granítico (explicación en el texto). ST: superficie transgresiva. PE: paleosuperficie erosiva.

al sur como al norte del arroyo Ponón Trehue corresponde al corrimiento oeste (corrimiento Ponón Trehue, Fig. 4), donde se incluyen los asomos de la denominada Formación Ponón Trehue. Está compuesto por brechas tectónicas cohesivas y no foliadas (basamento fuertemente cizallado de Cingolani y Varela 1999). Macroscópicamente la unidad (Formación La Ventana, Núñez 1979) presenta un notable brechamiento con granos que varían de tamaño arena a bloque, y formas angulosas a subredondeadas, en una matriz gris verdosa (Fig. 5c). Localmente, dentro de la matriz quedan preservados fragmentos de tamaño bloque de granitos, pegmatitas y ortoanfibolitas. Al microscopio se reconocen litoclastos graníticos angulosos y granos minerales dispuestos en una matriz triturada, cuarzo-feldespática, con desarrollo local de una fábrica pseudolaminar, fuertemente cloritizada. Los litoclastos y feldespatos están fracturados con fábricas de estiramiento y localmente rotados y redondeados por procesos de texturación cataclástica, dentro de la matriz fina. De acuerdo con la clasificación de Sibson (1977) estas rocas corresponderían a cataclasitas cohesivas, gradando entre brechas de molido y cataclasitas típicas, según la proporción de matriz y el grado de reducción de los tamaños de clastos. La deformación cataclástica en este bloque ha afectado igualmente a la cubierta sedimentaria precarbonífera, representada por la Formación Ponón Trehue (Fig. 4). Esto permite inferir que dicha unidad está también tectónicamente desmembrada, hecho que resulta independiente del ambiente sedimentario original sugerido más adelante.

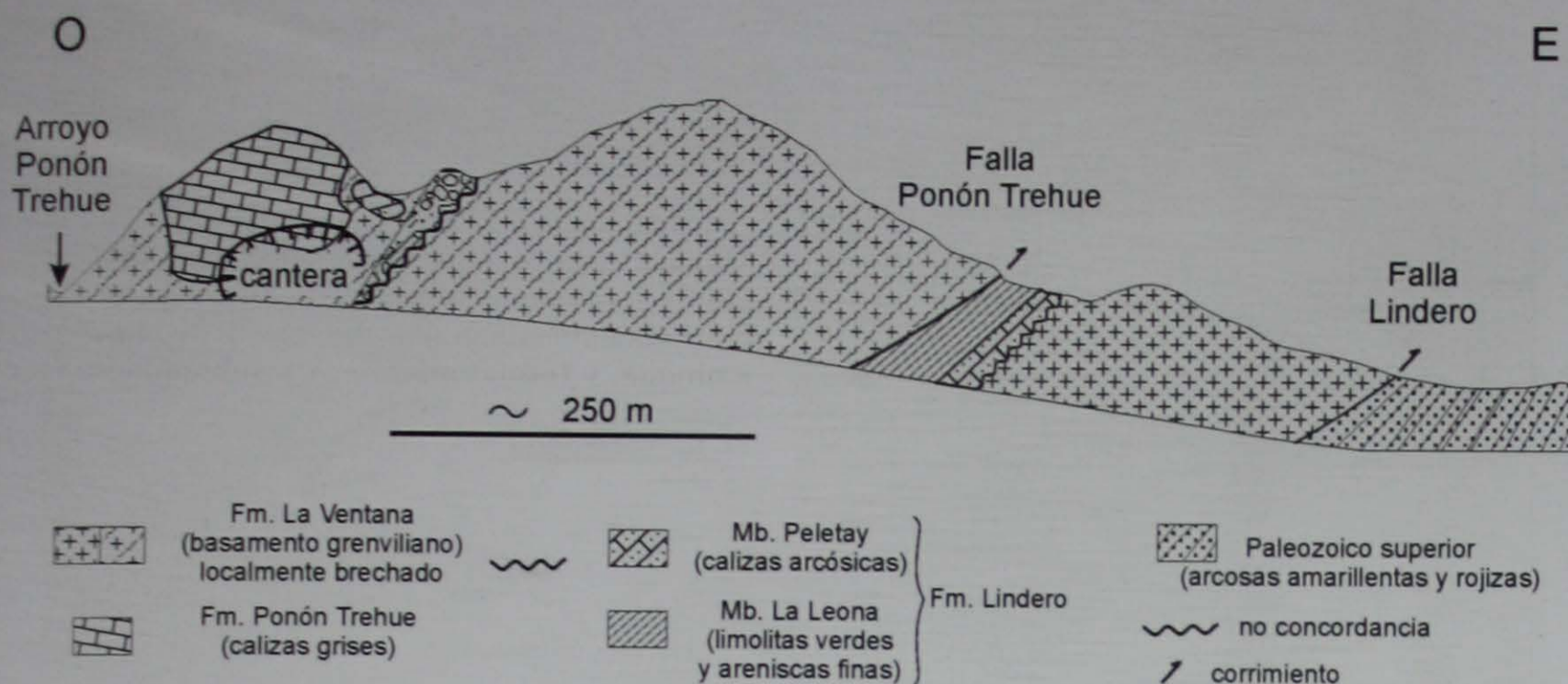
En contraste, el bloque ubicado más al este (corrimiento Lindero, Fig. 4) no presenta este grado de fracturación interna, siendo más homogéneo del punto de vista litológico. Está constituido por un granito muscovítico de grano grueso suavemente foliado, sobre el que se apoya en marcada no concordancia la Formación Lindero.

### Consideraciones sedimentológicas y relaciones estratigráficas

#### *Conglomerados y naturaleza de la Formación Ponón Trehue*

Los afloramientos de la Formación Ponón Trehue ubicados al sur y al norte del arroyo homónimo (Fig. 2), incluyen conglomerados clásticos. Éstos forman la matriz de los asomos calcáreos, que en este trabajo son considerados como bloques. Según Bordonaro *et al.* (1996) las dolomitas y calizas de la Formación Ponón Trehue se disponen en contacto neto sobre el basamento; contacto interpretado por estos autores como una no-concordancia.





**Figura 4:** Perfil geológico de los principales corrimientos que exponen basamento y cubierta ordovícica en la región, aproximadamente coincidente con el perfil del filo de la Tortuga (Heredia, 1996). Véase la ubicación en figura 2.

En los trabajos de campo llevados a cabo en el área se ha podido constatar: a) que la Formación Ponón Trehue no tiene continuidad lateral, estando constituida por bloques carbonáticos que varían de tamaño, entre centenares y decenas de metros; b) que dichos bloques presentan una marcada disparidad en los rumbos y buzamientos de la estratofábrica, sin poseer un orden estratigráfico ni relaciones de base y techo; c) que los bloques no son de igual litología y, aunque están más o menos agrupados, su distribución no responde a un patrón de plegamiento ni a uno de fracturación simple; d) que no hay contactos primarios entre los bloques y el basamento, siendo éstos por falla; y e) que en los casos donde el contacto no es por falla, existen conglomerados, en parte brechados, con una importante participación de clastos calcáreos al igual que de litologías procedentes del basamento, en una matriz silicoclástica cementada con carbonatos (Fig. 5a). Entre estos conglomerados y los grandes bloques de dolomitas y calizas de la Formación Ponón Trehue no se observa transición alguna.

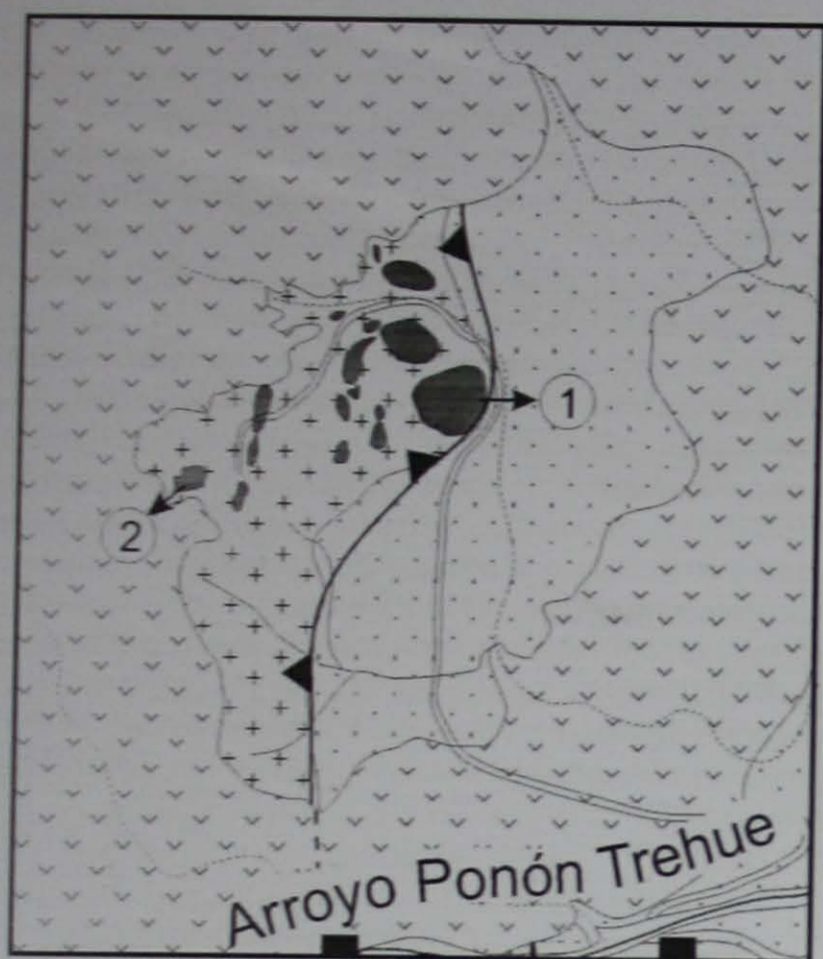
En la localidad próxima al cerro Chinchés (Fig. 6), donde los cuerpos calcáreos sobresalen del entorno a manera de cerros testigos puede verificarse en toda su periferia que se trata de bloques individuales en contacto tectónico con el basamento o rodeados por una matriz sedimentaria. El basamento al igual que la mayoría de los bloques se encuentra afectado por intensa cataclasis. Los bloques carbonáticos carecen de contenido silicoclástico primario y han sufrido recristalización variable. La estratificación interna en los "bloques" no es consistente con el principio de horizontalidad y cambia de bloque a bloque. No pueden seguirse niveles estratigráficos entre bloques adyacentes. En particular, la estratificación en el bloque donde Bordonaro *et al.* (1996) realizaron el perfil de

detalle (que correlacionaron con la Formación La Silla y base de la Formación San Juan) se trunca contra la base con ángulos variables de entre 25° y 30°. Los bordes de algunos de los bloques de mayor dimensión presentan foliación e intensa recristalización, habiendo transformado las calizas en mármoles. Esta relación de campo puede observarse tanto en las canteras abandonadas al sur del arroyo, como al norte, en las diferentes exposiciones próximas al Cerro Chinchés (Fig. 6). En la cantera ubicada inmediatamente al sur del arroyo (Figs. 2 y 4), el contacto tectónico sigue la quebrada secundaria que desemboca en el galpón de molinero abandonado. En esta localidad (Figs. 2 y 4), a 100 m quebrada arriba, aflora un conglomerado polimíctico grueso, muy mal seleccionado (con clastos de decímetros hasta centímetros) y una matriz de tamaño arena gruesa y muy gruesa hasta sabulítica, fuertemente cementada por carbonatos (calcita).

El conglomerado se apoya en aparente discordancia (no concordancia) sobre basamento granítico fuertemente cloritizado. La composición de la fracción gruesa incluye: dolomitas, calizas, areniscas gruesas y litologías ígneas y metamórficas en orden de abundancia. Las litologías sedimentarias son subangulosas a subredondeadas, mientras que los clastos de basamento muestran un muy buen redondeamiento. Entre estos últimos se destacan fragmentos de rocas graníticas (Fig. 5b). Los clastos de dolomitas son los de mayor tamaño y poseen textura equigranular, de tipo sacaroide, y colores blanquecinos y amarillentos. Los clastos de caliza presentan bandeado, grises y rosados y, con frecuencia, tienen geometría aplanada del tipo de los paraclastos. Tanto el bandeo como el color rojizo recuerda a depósitos generados por disolución y reprecipitación subaérea con importante concentración de óxido férrico. Los clastos de arenisca



**Figura 5:** Detalles litológicos de las Formaciones Ponón Trehue y Lindero y del basamento de la región de Ponón Trehue: **a**, matriz de los conglomerados de la Formación Ponón Trehue con feldespatos y cuarzo sabulítico en cemento calcáreo. **b**, clasto (bloque) muy bien redondeado de granito (marcado con flechas) dentro del conglomerado de la Formación Ponón Trehue. Nótese la matriz predominantemente calcárea donde se incluye. **c**, tectonita perteneciente al basamento aflorante en la escama tectónica occidental (ver Fig. 6). **d**, arcosas no calcáreas de la base de la Formación Lindero (base del Mb. Peletay). La tonalidad oscura de la muestra inferior se debe a la matriz ferruginosa rojo-morada, y **e**, calizas arcósicas del Miembro Peletay. Obsérvese un nivel grueso donde se han concentrado intraclastos, conchillas de braquiópodos y litoclastos graníticos (flecha). La escala es de 2 centímetros.



- aluviones modernos
- vulcanitas cuaternarias
- Paleozoico superior
- Fm. Ponón Trehue
- basamento cristalino

- ① bloque del estratotipo
- ② bloque conglomerádico

**Figura 6:** Detalle de los afloramientos de bloques en la zona norte del arroyo Ponón Trehue, próxima al cerro Chinchas. Véase ubicación en Fig. 2. El bloque indicado con el número 1 corresponde al estratotipo de la Formación Ponón Trehue según Bordonaro *et al.* (1996).

tienen composición arcósica, grano grueso y color verde (por la abundante clorita).

De la fracción sabulítica y de la arenisca calcárea intersticial que hace de matriz más fina entre los clastos del conglomerado, resaltan por meteorización diferencial granos de feldespato rosado angulosos y de cuarzo (Fig. 5a). Entre los gránulos (~ 0,25-2 cm) son frecuentes los fragmentos líticos graníticos o de granitoides.

En los afloramientos próximos al cerro Chinchas (Fig. 6), entre los bloques calcáreos de la Formación Ponón Trehue también se reconocen asomos de conglomerados. La mejor exposición de estos conglomerados se encuentra próxima al bloque ubicado en el extremo suroccidental del área (Fig. 6). Allí los

conglomerados están deformados y, en parte, afectados por brechamiento tectónico al igual que los bloques calcáreos de la unidad. A pesar de ello, puede observarse que se trata de depósitos clastosoportados y muy mal seleccionados, con predominio de clastos calcáreos (~ 70%) y una notable participación de bloques graníticos muy bien redondeados. Estos últimos (Fig. 5b) llegan a tener hasta 45 cm de diámetro y algunos presentan marcada foliación. Los diámetros mayores de los clastos de caliza y dolomita llegan a tener hasta 1 m, lo que constituye valores intermedios entre la matriz y los bloques mayores que fueran considerados como la Formación Ponón Trehue por Bordonaro *et al.* (1996), Lehnert *et al.* (1998) y Keller (1999). Localmente se asocian al conglomerado aflorante en esta área lentes de arenitas arcósicas inmaduras y fuertemente cementadas.

*Interpretación:* Los afloramientos de bloques calcáreos asignados a la Formación Ponón Trehue constituirían restos de un depósito de bloques con una matriz conglomerádica polimíctica no reconocida con anterioridad. Incluye bloques de dimensiones olistolíticas depositados junto con material de calibre arenoso y conglomerádico, frecuentemente cementado por carbonatos. Tanto los afloramientos ubicados al norte como al sur del arroyo Ponón Trehue (Fig. 2) carecen de continuidad lateral, constituyendo bloques dispersos y dispuestos a diferente altura topográfica. Lamentablemente, el grado de brechamiento frágil y recristalización localizada en muchos asomos, dificulta hacer observaciones sedimentológicas precisas. No obstante, la variación de rumbos y buzamientos y relaciones de truncamiento implican una dislocación tectónica de los bloques o su redepositación.

La existencia de una matriz intersticial y de bloques de conglomerado asociados es una fuerte evidencia en favor de depósitos olistostrómicos desmembrados. La falta de madurez composicional y la inversión textural de los conglomerados, con litologías sedimentarias menos redondeadas que las graníticas, permite interpretar su naturaleza como un depósito resedimentado, con mezclas poblacionales de distinto origen y con distinto grado de transporte.

En cuanto a los grandes bloques que dieron como origen la denominación formacional, éstos se interpretan como olistolitos de procedencia local. Los casos de contacto neto entre bloques de la Formación Ponón Trehue y el basamento corresponden a contactos tectónicos, hecho que se verifica a partir de la recristalización y desarrollo de foliación en sus bordes.

De acuerdo con lo expuesto precedentemente, se reinterpreta a la Formación Ponón Trehue como una acumulación de bloques de dimensión olistolítica depositados como parte de un olistostroma tectónicamente desmembrado. Esto permite explicar mejor la falta de continuidad estratigráfica entre bloques adyacentes, la diferente composición y disposición espa-

cial de los bloques y la matriz sedimentaria, donde se destaca la variada composición de clastos, incluyendo junto a bloques calcáreos numerosos bloques graníticos muy bien redoneados.

*Discusión:* Si la Formación Ponón Trehue representa un depósito de bloques resedimentados (e.g. un olistostroma), posiblemente desmembrado y recristalizado por efectos de una tectónica posterior, constituiría ésta una unidad estratigráfica homogénea con relaciones de base y techo claras como sugieren Bordonaro *et al.* (1996)? O podría ser ésta un equivalente de los depósitos mixtos de la Formación Lindero?

Los conglomerados descritos precedentemente y asociados con los afloramientos de la Formación Ponón Trehue no han sido mencionados ni analizados en los trabajos previos, aunque no queda claro de los aportes de Núñez (1962, 1979), si este autor los había reconocido y, por tal razón, consideró a todas las unidades calcáreas de la región de Ponón Trehue como variaciones laterales de una misma unidad (la Formación Lindero). Si fuera así, aquel razonamiento concuerda con las observaciones documentadas en esta contribución, que señalan que los bloques de la denominada Formación Ponón Trehue, en el sentido de Bordonaro *et al.* (1996), constituyen bloques dentro de un conglomerado resedimentado y tectónicamente desmembrado, equivalente en edad (al menos parcialmente) a los depósitos mixtos de la Formación Lindero (Miembro Peletay). Este criterio es aparentemente también seguido por Heredia (1996), quien considera a todas las unidades del área como diferentes facies de una misma unidad, la Formación Ponón Trehue (Ordovícico Medio-Superior).

No se cuestiona la asignación de algunos de estos bloques de caliza y dolomita a unidades estratigráficas más antiguas, como queda demostrado del trabajo de Bordonaro *et al.* (1986). Se pone en dudas su edad de depositación por considerarse, de acuerdo a lo expuesto con anterioridad, que la «Formación» Ponón Trehue se compone de bloques olistolíticos redepositados en una matriz conglomerádica. La redepositación podría estar vinculada con procesos de remoción en masa comunes en ámbitos tectónicamente activos. Similar fenómeno ocurre en otras unidades del Ordovícico Medio y Tardío, tanto en el ámbito oriental como occidental de la Precordillera, y dieron origen a la proposición de un marco tectónico extensional (Borrello 1969; Von Gosen *et al.* 1995; Astini 1998a y b). Para poner un ejemplo de la Precordillera mendocina, puede mencionarse el caso de los bloques aflorantes en cercanías de la estancia San Isidro, al oeste de la ciudad de Mendoza, donde Bordonaro *et al.* (1993) reinterpretaron la estratigrafía de «unidades formacionales» cámbricas, como un conjunto de bloques olistolíticos resedimentados en el Ordovícico Tardío.

Considerar a esta unidad como bloques olistolíticos

no alteraría la interpretación referida al ambiente depositacional primario de los carbonatos realizada por Bordonaro *et al.* (1996), ni su consideración como equivalente condensado de las unidades de la Precordillera sanjuanina establecida por dichos autores. Sí, en cambio, implicaría condiciones de marcada inestabilidad para el momento de su resedimentación, que habría tenido lugar al pie de escarpes tectónicos, con importantes procesos de remoción en masa asociados. Desafortunadamente, no se han hallado fósiles en la matriz entre los bloques y lentes de arena que permitan acotar directamente el momento de la resedimentación. No obstante, una edad ordovícica media puede inferirse en base a la similitud composicional con el conglomerado basal de la Formación Lindero, aflorante en la proximidad (siguiente bloque fallado hacia el oriente, Figs. 2 y 7). Asimismo, existen coincidencias litofaciales con otras unidades de similar posición estratigráfica presentes en la tectofacies oriental.

#### *Naturaleza de los conglomerados de la Formación Lindero y de su discordancia basal*

Tanto Heredia (1996) como Bordonaro *et al.* (1996) coinciden en señalar la clara relación de no concordancia que existe entre la unidad ordovícica media-superior (Formación Lindero) y el basamento. Estudios bioestratigráficos de detalle permiten ajustar el intervalo sedimentario al lapso Darriwiliano-Caradociano (Lehnert *et al.* 1998) empleando la subdivisión del Ordovícico más reciente. Un análisis detallado del contacto discordante (Fig. 7) en el perfil denominado La Tortuga (Heredia 1996, Fig. 3) permite revelar la existencia de una unidad relictual e intermedia entre la Formación Lindero (Mb. Peletay) y el basamento, que merece una especial consideración. Ésta consiste en un conglomerado granítico, textural, composicional y geoméricamente diferente de la arcosa calcárea o caliza feldespática con que comienza la Formación Lindero.

*Conglomerado granítico:* Se trata de un conglomerado monomítico, clastosoportado y de composición granítica, derivado del sustrato sobre el que la unidad se asienta localmente (granitoides suavemente foliados de la Formación La Ventana). En detalle, y a lo largo del contacto, se notan marcadas variaciones texturales y geométricas de esta unidad de muy reducido espesor (Fig. 3). Así puede observarse en A-A' (Fig. 7) el desarrollo de una superficie de corte y relleno donde una cubierta regolítica y de granitos profundamente meteorizados es reemplazada por un cuerpo lenticular conglomerádico, del tipo de los conglomerados bimodales a polimodales clastosoportados (Harms *et al.* 1975). En B-B', en cambio el conglo-

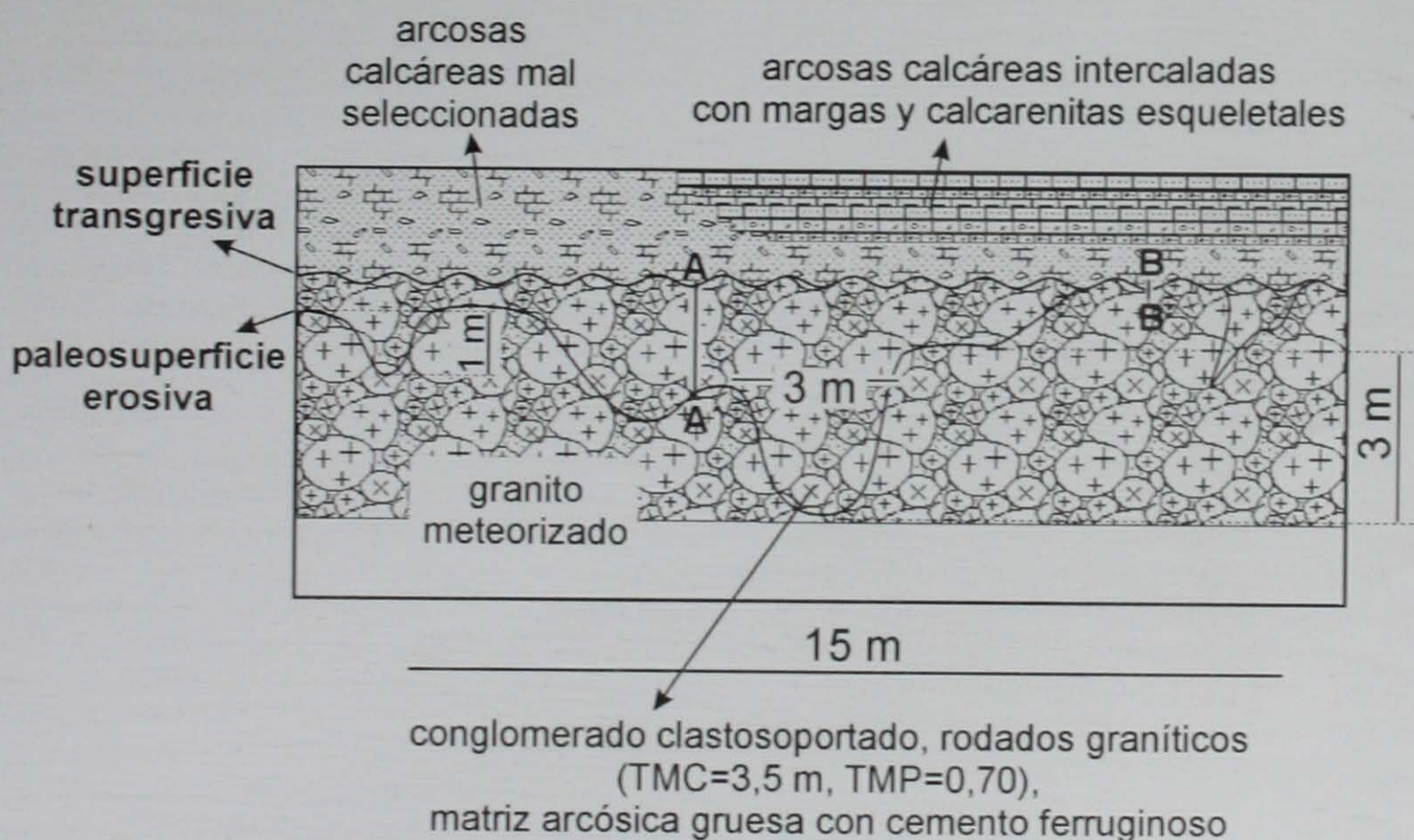
merado está ausente.

El conglomerado contiene clastos del basamento granítico redondeados y muy redondeados, que superan los 10-15 cm de diámetro promedio y con tamaño máximo promedio de 70 centímetros. Se destaca en el perfil del filo de La Tortuga (Fig. 4) un bloque de 3,5 m de diámetro máximo de granito relativamente fresco. Las formas de los clastos son equidimensionales a elongadas. Si bien composicionalmente no presentan diferencias con el basamento sobre el que se apoyan, sí varía su estado de preservación, estando los clastos del conglomerado menos meteorizados que el sustrato. Este último posee espesores fuertemente meteorizados de entre 5 y 10 m. La matriz está constituida por una areniscasabulítica mal seleccionada de composición arcósica y color rojo ladrillo (Fig. 5d). Se destacan los fragmentos angulosos de feldespato rosado y de cuarzo y la abundancia de muscovita, común de depósitos que no han sufrido retrabajo importante con posterioridad a su depósito primario, junto con fragmentos líticos graníticos. El cemento es ferruginoso (Fig. 5d), de color rojo-morado y está bien desarrollado en todo el cuerpo y particularmente mejor preservado en la matriz arenosa fina. Geométricamente, el conglomerado describe importantes variaciones laterales de espesor acompañadas por cambios, no menos importantes, de los tamaños máximos que se disponen en aristas erosivas (Fig. 7). En los bordes de las superficies de corte y relleno se conservan espesores a veces significativos (0,5-0,75 cm) de material regolítico producto de meteorización *in situ*.

**Interpretación:** La textura clastosoportada del conglomerado junto a la matriz arenosa es compatible con depósitos de flujos de fluidos, depositados como producto de mecanismos inerciales (movimiento grano a grano) durante etapas de descarga variable en cursos fluviales. El buen redondeamiento y pulido superficial de los clastos, como su forma, indican un transporte relativamente prolongado. La composición y el cemento hematítico indicarían condiciones de sedimentación subaérea con atmósfera oxidante, contrastando con la matriz carbonática gris clara del conglomerado basal (arcosa calcárea) de la suprayacente Formación Lindero.

La geometría irregular del basamento granítico indica una paleotopografía heterogénea con relieves relictuales propios de exposición subaérea (Twindale 1982), labrados sobre una superficie fuertemente meteorizada, comparable con los perfiles de meteorización que se desarrollan actualmente sobre granitos expuestos en regiones semiáridas (Kirschbaum *et al.* 2000). Los cambios de espesor del conglomerado se deben fundamentalmente a la topografía erosiva que se hallan rellenando, de la que se destacan superficies de corte y relleno y salientes del granito que recuerdan formas erosivas del tipo de los "tafonis".

**Arcosa calcárea (base del Mb. Peletay):** El conglomerado granítico grueso termina en una superficie neta (de geometría plana-irregular) que lo separa de las arcosas calcáreas (o calizas arenosas), con que comienza la Formación Lindero (Figs. 3 y 8). El ambien-



**Figura 7:** Discordancia basal de la Formación Lindero. Obsérvese la superficie erosiva, labrada en esta localidad directamente sobre el granitoide y la geometría del conglomerado granítico interpuesto entre la Formación Lindero y el granitoide. Asimismo, nótese la superficie transgresiva y la disposición de la arcosa calcárea (base del Mb. Peletay, Formación Lindero) por sobre de ella. Los perfiles A-A' y B-B' se discuten en el texto.

te marino de esta última ha sido sugerido en base a particularidades tanto composicionales como texturales (Bordonaro *et al.* 1996; Heredia 1996). Pocos centímetros por encima del contacto intercalan niveles fosilíferos portadores de una abundante y variada fauna marina (Baldis y Blasco 1973; Rossi de García *et al.* 1974; Levy y Nullo 1975; Lehnert y Bergström 1998).

La areniscas calcáreas, gradan localmente a un conglomerado calcáreo fino, con litoclastos graníticos inferiores al centímetro de diámetro (sábulo), suspendidos en una matriz calcárea recristalizada que conforma casi el 50% de la roca (textura flotante) (Fig. 5e). La arcosa calcárea lateralmente solapa en forma directa al granito grenviliano quedando suprimido el conglomerado granítico (Fig. 7, B-B'). El cambio abrupto entre la arenisca calcárea y el conglomerado granítico no sólo ocurre a nivel del porcentaje de cemento calcítico. También desaparece por completo el cemento ferruginoso y, por consiguiente el color rojizo, que es reemplazado por un color gris claro. Asimismo, aparecen dentro de la fracción gruesa clastos y bloques angulosos a subangulosos de calizas grises claras, parcialmente recristalizadas, de geometría equidimensional y tabular y tamaños de 2-10 cm en promedio que indican el retrabajo de unidades carbonáticas más antiguas. Bordonaro *et al.* (1996) mencionan tamaños máximos de bloques de *grainstones* de hasta 40 centímetros. Estos clastos se disponen localmente concentrados y desarrollando fábricas imbricadas en cuerpos lenticulares, incluidos dentro de areniscas calcáreas. La textura conglomerádica de los metros basales cambia rápidamente gradando a areniscas calcáreas, de composición feldespática (arcosas y subarcosas marinas de Bordonaro *et al.* 1996). Un definido ambiente depositacional marino se comprueba a partir de los niveles de calizas arenosas (calizas híbridas de Zuffa 1980) de colores grises medios y geometrías tabulares, que incluyen abundantes restos esqueléticos a partir de los 4-6 m desde la base (Fig. 5e). Éstas se disponen en transición sobre las arcosas calcáreas (Fig. 3).

Lentes de granulometría sabulítica se intercalan en los dos tercios inferiores del Miembro Peletay, en donde las capas individuales presentan concentración de extraclastos próximo a su base (Fig. 3).

Desde un punto de vista petrográfico, si bien gran parte de los granos carbonáticos son bioclastos una proporción aproximada del 50% en las calizas arenosas del Mb. Peletay proviene de retrabajo de unidades carbonáticas más antiguas, incluyendo fragmentos líticos de carbonatos que, a su vez, comprenden restos de *Nuia sp.* y aglutinaciones de *Girvanella*.

*Interpretación:* El conjunto de las arcosas calcáreas fue interpretado como depósitos marinos someros por Lehnert y Bergström (1998) y como depósitos turbidíticos de ambiente marino profundo por Heredia

(1996). Esta aparente contradicción surge de la mezcla entre componentes clásticos y carbonáticos y de la estratofábrica delgada y colores grises oscuros que suelen ser más común de depósitos carbonáticos marinos profundos. Si bien tanto los componentes clásticos como los carbonáticos pueden ser resedimentados, el contenido y variedad faunística, junto a su buena preservación, indica ambientes relativamente proximales y un transporte, en ambos casos, limitado.

El origen de la alta proporción de carbonatos del Mb. Peletay estaría relacionado con condiciones paleoambientales propicias para la producción autóctona y la reinstalación local de la fábrica carbonática (remanentes calcáreos). El elevado porcentaje (50%) de productos de resedimentación a partir de unidades carbonáticas más antiguas implica una importante participación de granos calcáreos de origen intracuencal, no coetáneo. Este aporte habría influido en la composición carbonática de este miembro. Particularmente, el hallazgo de restos de *Nuia sp.* y litoclastos con *Girvanella* en las calizas arenosas del Mb. Peletay sugieren una procedencia desde la Formación San Juan, donde estas algas de afinidad incierta y cianobacterias, respectivamente (Astini 2001), constituyen componentes comunes.

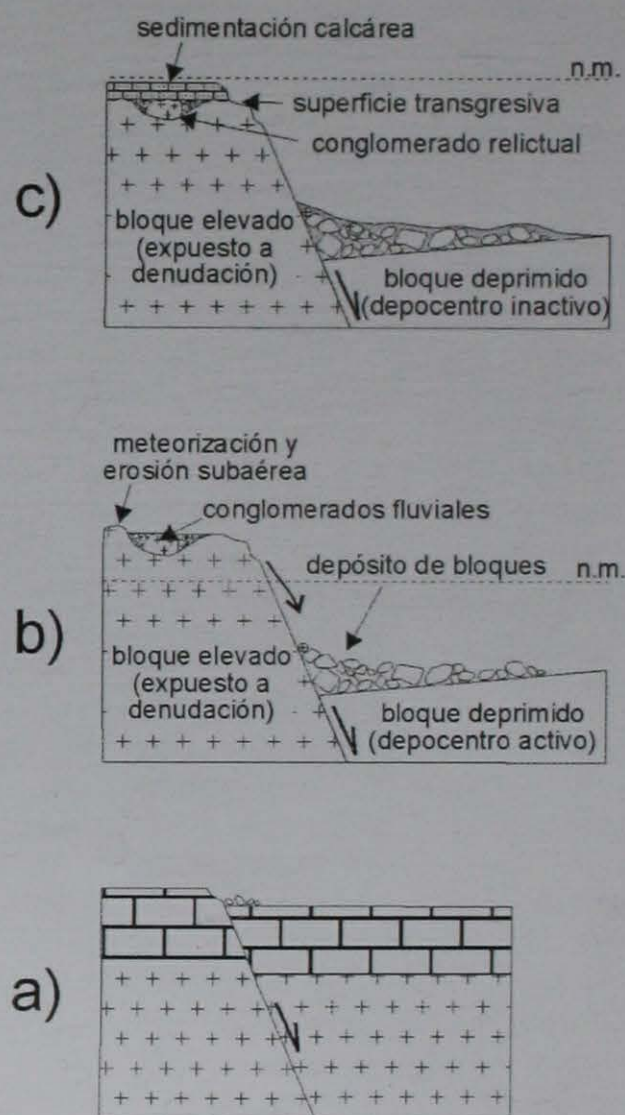


Figura 8: Génesis sugerida en este trabajo para los depósitos de las Formaciones Ponón Trehue y Lindero en la región de Ponón Trehue. Explicación en el texto.

**Discusión:** El conglomerado basal de la Formación Lindero posee mayor complejidad que lo notado con anterioridad, incluyendo en su base, restos lenticulares de un conglomerado granítico, que carece de rasgos atribuibles a un ambiente marino. Por el contrario, su cemento ferruginoso rojizo y los rasgos texturales descriptos, composicionales y geométricos, son indicadores de ambiente continental, más precisamente fluvial.

La presencia de un perfil de meteorización desarrollado en los granitos grenvilianos y una cubierta regolítica producto de meteorización *in situ*, indicaría una exposición subaérea prolongada del sustrato granítico. La superficie con una marcada paleotopografía (Fig. 7), se interpreta como producto de erosión y escorrentía superficial de fluidos localmente canalizados. Si bien superficies de corte y relleno y paleotopografías abruptas pueden producirse en sustratos sedimentarios marinos producto de actividad de tormentas (Astini y Waisfeld 1995) o en relación con superficies transgresivas (Swift 1968; Nummedal y Swift, 1987; Ashley y Sheridan 1994), es raro encontrarlas con las características antes descritas y labrando un basamento cristalino. Esto resulta más propio de ambientes aluviales expuestos a la erosión subaérea y con desarrollo de pendientes relativamente importantes capaces de acentuar el efecto incisivo (Zaitlin *et al.* 1994; Ashley y Sheridan 1994; Nichol *et al.* 1994). Naturalmente, dependiendo de la distancia a la línea de costa, estas superficies pueden ser retrabajadas durante momentos transgresivos debido a fluctuaciones relativas del nivel del mar y, eventualmente, relacionarse con ambientes estuarinos (varios autores en Dalrymple *et al.* 1994).

En consecuencia, el conglomerado granítico que rellena las depresiones y localmente se acuña bajo las arcosas calcáreas, podría corresponder al relleno residual de superficies de corte y relleno desarrolladas durante etapas de depositación fluvial. La no-concordancia de Bordonaro *et al.* (1996) y Heredia (1996) coincidiría con la superficie transgresiva, que queda señalada por el paso repentino a la arcosa calcárea, localmente apoyada en forma directa sobre el sustrato granítico. Previo a ella, no existen evidencias concretas de sedimentación submarina.

El cambio textural y composicional entre el conglomerado granítico y la arcosa calcárea sería el resultado de un fenómeno erosivo, ligado con una transgresión marina rápida (erosión retrogradante de la línea de costa). Esto explica el notable incremento de los carbonatos y la disminución granulométrica que se observa.

Con respecto al origen de los carbonatos queda claro, de la observación macro y microscópica, que serían el producto combinado de carbonatos resedimentados y de aloquímicos, particularmente bioclastos, generados en equilibrio con las nuevas condiciones ambientales. La presencia de clastos y bloques de

caliza en los niveles basales del Mb. Peletay como de de *Nuia* y *Girvanella* a través de todo su espesor, son elementos que indican la existencia de fuentes carbonáticas en el área de aporte. Esto último permite establecer una estrecha comparación con la Formación Ponon Trehue.

Una fuente al menos parcialmente resedimentada de los carbonatos de la Formación Lindero concuerda con la interpretación paleoclimática y paleoecológica sugerida por la fauna de conodontes descripta para esta unidad (Lehnert *et al.* 1999). Estos últimos son comunes según Lehnert *et al.* (1999) de ambientes someros en paleolatitudes altas o ambientes profundos en paleolatitudes bajas, estando su distribución controlada por la temperatura del agua. En general, su presencia se asocia con aguas relativamente frías, hecho que estaría en abierta contradicción con la presencia de *Nuia* y *Girvanella* si estas formas fueran autóctonas, ya que caracterizan a regiones someras de baja latitud con aguas cálidas (véase Astini 2001). La mezcla de carbonatos autóctonos con otros alóctonos en la Formación Lindero explica esta aparente contradicción y permite interpretar a los restos algales como derivados de unidades del Ordovícico Inferior, época en que ésta asociación fue muy común en el ámbito de la Precordillera.

**Edad:** Desafortunadamente, no puede conocerse con exactitud la edad del intervalo continental de reducido espesor. A juzgar por la edad y composición de los depósitos de la Formación Lindero suprayacentes (Mb. Peletay), éstos serían previos al Ordovícico Medio alto (Darriwiliano), edad que representan los primeros fósiles hallados (Biozona de *Pygodus serra*, Subzonas de *Eoplacognathus reclinatus*-*Eoplacognathus lindstroemi*, en Lehnert y Bergström 1998). Resta por conocer ¿cuánto más antiguo puede ser? Las alternativas son: a) que corresponda a depósitos relictuales eocámbricos y sean producto de exposición prolongada, heredada de la etapa inicial de rifting del terreno de la Precordillera (véase Thomas y Astini 1999), o b) que se vinculen con una etapa de exhumación rápida y decapitación erosiva asociada al colapso extensional que afectó al terreno de la Precordillera en el Ordovícico Medio, luego de su colisión con Gondwana (Astini 1998b). Este episodio sería el responsable de los depósitos olistostrómicos de la Formación Ponón Trehue discutidos más arriba.

Si los conglomerados graníticos y la paleosuperficie de meteorización fueran ordovícicos, los procesos de denudación, meteorización y depositación deberían haber sido muy rápidos, considerando que en la zona habría existido una cubierta carbonática de margen pasivo (Bordonaro *et al.* 1996; Lehnert *et al.* 1998; Keller 1999). La meteorización del granito, sin embargo, sugiere un prolongado ciclo de denudación, más compatible con un largo período de exposición subaérea. Esto último sería posible en el caso de vin-

cular la paleosuperficie con la historia de rifting inicial del terreno de Precordillera, donde por domamien-to térmico en situación de hombreras, el basamento habría quedado expuesto a la meteorización por tiempos prolongados. Esta situación se contrapone con el episodio extensional intraordovícico que habría sido de menor duración, considerando la edad de la Formación Lindero. No obstante, en ambas alternativas se necesita de una historia de decapitación erosiva y eliminación de la cubierta (*unroofing*) de los carbonatos pericratónicos, incluso considerando espesores reducidos como sostienen Bordonaro *et al.* (1996). Esto implica exposición directa de núcleos de basamento grenviliano, compatibles con el desarrollo de sistemas de *horsts* y *grabens* (Astini 1998b).

El criterio de que la composición arcósica continúa luego de la superficie transgresiva, aunque se incrementa notablemente el porcentaje de carbonatos y aparezcan clastos de carbonatos redepositados, no puede ser considerado como indicio de continuidad sedimentológica. Dicha composición refleja el retrabajo de un sustrato predominantemente granítico durante la etapa transgresiva. La arcosa calcárea con que comienza la Formación Lindero requiere de la erosión de un sustrato granítico y de una cubierta sedimentaria compuesta, al menos parcialmente, por calizas de donde habrían provenido los clastos calcáreos redepositados en la arcosa. La tendencia vertical dentro de la Formación Lindero (Fig. 3) indica una creciente producción de carbonatos por encima de la superficie transgresiva y una profundización gradual (véase más adelante), que concuerda con una etapa inicial de exposición durante el Ordovícico.

La alternativa de una edad más antigua y consecuente amalgamación de repetidos períodos erosivos no puede descartarse. En el caso de vincularse con facies continentales ligadas al episodio de rifting del terreno de Precordillera (Thomas y Astini 1999) se explicaría mejor la profunda meteorización del sustrato granítico y la existencia del conglomerado relictual dejado tras sucesivos episodios erosivos que afectaron la región, previo a la transgresión Darriwiliana. En este caso, la superficie transgresiva ubicada en la base de las arcosas calcáreas representaría un hiato de gran importancia.

Si bien el tema de la edad de este intervalo conglomerádico no puede ser definido, resulta llamativa la similitud con un caso análogo desarrollado en el Llano *Uplift* en el promontorio de Texas (USA) y estudiado por el autor. Allí se registra una estratigrafía similar con un conglomerado basal arcósico de naturaleza continental y una superficie transgresiva asociada a un sistema estuarino en el inicio de la historia sedimentaria de la plataforma carbonática cambro-ordovícica de la región (Thomas y Astini 1999). Dicha secuencia roja, a pesar de haber sido considerada del Cámbrico Superior, en base a la edad de las primeras rocas carbonáticas que le suceden, puede ser más antigua y

pertenecer a un ciclo sedimentario previo, considerando el tiempo que lleva en desarrollarse el perfil de meteorización observado, en la hombreras de un *rift*.

Cualquiera sea la edad de la paleosuperficie (Eocámbrica o del Ordovícico Medio) y del conglomerado granítico asociado, las evidencias sugieren decapitación erosiva y supresión estratigráfica, vinculada con exposición subaérea y desarrollo de paleotopografías jóvenes en ambientes tectónicamente inestables.

### Reinterpretación estratigráfica

Las evidencias analizadas permiten establecer una nueva interpretación estratigráfica que difiere de la realizada por Bordonaro *et al.* (1996) en cuanto a la naturaleza de las unidades y la serie de eventos que habrían tenido lugar en la historia tectosedimentaria del área.

La similitud composicional y estrecha relación de campo entre los conglomerados descritos en la Formación Ponón Trehue y la arcosa calcárea de la Formación Lindero permite considerar la posibilidad de que ambas unidades se incluyan dentro del mismo ciclo depositacional y sean correlativas. Las variaciones litofaciales entre estas dos unidades pueden deberse a diferencias del ambiente depositacional, pero las similitudes composicionales indican procedencias comunes. Las diferencias litofaciales se acentúan cuando existen irregularidades topográficas marcadas en una cuenca. Esto permitiría explicar la sedimentación casi simultánea de depósitos olistolíticos en depresiones tectónicas (bloques deprimidos) y de una sedimentación fina, transgresiva, en sectores elevados (bloques elevados) que actuaron primero como área fuente y luego como remanentes calcáreos (Astini 1997) nucleando una sedimentación carbonática residual, al ser sumergidos por debajo del nivel de base. El nexo más fuerte entre ambas unidades (Formaciones Ponón Trehue y Lindero) está dado por la similar composición de los conglomerados asociados, que indican la resedimentación de abundantes carbonatos junto con el aporte de basamento. También participan clastos de areniscas en calidad de líticos redepositados que junto con los carbonatos (dolomitas y calizas) evidencian un importante fenómeno de erosión. Estas razones permiten establecer una equivalencia estratigráfica entre estas unidades, si bien en la Formación Ponón Trehue quedan expuestas las evidencias directas del fenómeno de remoción en masa y en la Formación Lindero, las evidencias concretas de la exposición subaérea e inmersión posterior.

Considerando que el hiato entre los dos miembros de la Formación Lindero pueda relacionarse con efectos tectónicos como lo exponen Bordonaro *et al.* (1996) y Lehnert y Bergström (1998), puede agregar-



se que los datos provistos en este trabajo fortalecen la existencia de una actividad tectónica distensiva en el lapso Ordovícico Medio-Superior (Astini 1998b).

### Marco sedimentario propuesto para la región

Al menos un episodio extensional conducente a la generación de una tectónica de bloques habría afectado a la región durante el Ordovícico Medio y Superior. Como consecuencia, se elevaron y deprimieron sectores de la cuenca que actuaron, respectivamente, como la fuente de sedimentos redepositados y como receptores de dicho sedimento, de acuerdo con su nivel de exposición e inmersión relativa con respecto al nivel del mar (Fig. 8). En este contexto, los depósitos de bloques de la Formación Ponon Trehue se reinterpretan como depósitos proximales de grábenes que representan la decapitación y resedimentación de columnas locales de la plataforma carbonática previamente desarrollada en la zona. Esta interpretación incluye como bloques alóctonos a los equivalentes de la Formación La Silla y base de la Formación San Juan descritos por Bordonaro *et al.* (1996), independientemente de que la sucesión calcárea en esta región esté condensada con respecto a la Precordillera sanjuanina. La Formación Lindero, en tanto, sería parcialmente coetánea con los depósitos de bloques y representaría el depósito en altos intracuencales previamente expuestos a la erosión. La presencia de esta unidad dispuesta en discordancia alternativamente, sobre el basamento o sobre los conglomerados rojos descritos, indica una importante decapitación del sustrato, que sólo puede ser explicada a través de una tectónica de bloques con *horsts* elevados o hemigrábenes rotados, conducente a una profunda y prolongada acción meteórica y erosiva (Fig. 8). Durante movimientos posteriores, el bloque previamente expuesto a erosión habría descendido por debajo del nivel de base, originando la transgresión rápida (transgresión forzada) y creando un nuevo espacio de acomodación que habría posibilitado el nucleamiento de depósitos carbonáticos (Formación Lindero) sobre la superficie transgresiva.

Desde un punto de vista estratigráfico secuencial la Formación Lindero representaría un depósito algo más joven que la Formación Ponón Trehue pero genéticamente vinculada al mismo ciclo depositacional. Mientras que los bloques de Ponón Trehue corresponderían a depósitos de cortejo de nivel de mar bajo, la Formación Lindero representaría el cortejo transgresivo (Mb. Peletay) y el cortejo de nivel alto (Mb. La Leona) subsiguientes.

El progresivo pasaje de calizas arcósicas con acumulaciones bioclásticas, localmente muy fragmentadas, a *mudstones* tabulares de color gris oscuro, carentes de bioturbación, indica una progresiva profundización del paleoambiente de la Formación

Lindero. El salto composicional y litofacial entre los dos miembros de la Formación Lindero indica la presencia de una discontinuidad que involucraría un hiato faunístico de acuerdo con Bordonaro *et al.* (1996) y Lehnert *et al.* (1998). Un incremento del espacio de acomodación habría resultado en el cambio de la sedimentación predominantemente carbonática a silico-clástica. Este cambio (Fig. 3) es acompañado por capas de carbonatos micríticos de color gris oscuro (hemipelagitas ?) con deformación sinsedimentaria y gradaciones laterales a paraconglomerados. Esta última asociación litofacial está generalmente relacionada con inestabilidad tectónica o presencia de paleopendientes pronunciadas (Astini 1995). Bordonaro *et al.* (1996) mencionan rocas volcanoclásticas (tobas y brechas volcánicas) en el Mb. Los Leones. Si bien no han sido reconocidas en este estudio, la asociación sería muy importante para definir, desde una perspectiva diferente, el marco tectónico de la región.

En el contexto regional, el episodio extensional que habría regulado la sedimentación y la distribución de facies en el Bloque de San Rafael es consistente con la propuesta de una tectónica distensiva importante (Fig. 9) que reguló la arquitectura estratigráfica en el terreno de Precordillera a partir del Ordovícico Medio (Astini 1998b). La generación de no-concordancias complejas como la expuesta en esta región es común de terrenos tectónicamente elevados y luego sumergidos repentinamente bajo el nivel de base (en este caso el nivel del mar). Ligando esto con los depósitos de bloques (Formación Ponón Trehue), puede suponerse la existencia de un intervalo distensivo que produjo la mayor parte de las sedimentitas expuestas en el área. Un episodio tectónico distensivo lograría explicar una exposición subaérea del sustrato, seguida de erosión y depositación y un posterior hundimiento conducente al aumento relativo del nivel del mar (Fig. 8), como el observado en la columna de la Formación Lindero (Fig. 3). Este comportamiento es muy común en regiones afectadas por tectónica de bloques y ha sido denominado tectónica de yo-yo (Bosellini 1989). En otras regiones de la Precordillera se observan fenómenos similares de depósitos olistolíticos y regresiones forzadas atribuidas al mismo marco tectónico (Astini 1997, 1998a y b).

Desde un punto de vista regional, aunque no se conoce en esta región un registro cámbrico inferior y medio análogo al representado por la Formación La Laja en la Precordillera sanjuanina, unidades equivalentes a las Formaciones La Flecha, La Silla y San Juan están expuestas en el bloque sanrafaelino-pampeano (*cf.* Criado Roqué e Ibañez 1979). Esto permite inferir que las sucesiones de plataforma que representan la acumulación en un margen pasivo (Astini *et al.* 1995, Thomas y Astini 1999) se habrían desarrollado en el extremo sur del terreno de Precordillera, al menos, a partir del Cámbrico Superior.

Cabe destacar que es posible que la tectónica andina

haya reactivado antiguas fracturas normales que fueron activas durante la extensión del Ordovícico Medio. Este fenómeno de «inversión tectónica» estaría controlando la posición y geometría de las fallas inversas de alto ángulo que limitan los principales corrimientos de basamento en el área. Esto explicaría la causa por la cuál los depósitos de la Formación Ponón Trehue y de la Formación Lindero aparecen como mutuamente excluyentes dentro de un mismo bloque fallado.

## Conclusiones

Se describen e interpretan los conglomerados presentes en las Formaciones Ponón Trehue y Lindero aflorantes en el Bloque de San Rafael, perteneciente al extremo sur del terrano de la Precordillera. Tanto los depósitos de bloques de la Formación Ponón Trehue como la Formación Lindero se habrían depositado en un ambiente tectónicamente activo, hecho evidenciado por la granulometría de los depósitos y por lo abrupto de los contactos y cambios litofaciales, que marcan repentinas fluctuaciones relativas del nivel de base.

Los depósitos de la Formación Ponón Trehue se reinterpretan como depósitos de bloques (olistostromas), similares a los hallados en otras localidades de la Precordillera en el mismo intervalo geológico, pero desmembrados por cizalla tectónica posterior. Esta unidad se habría depositado sobre bloques de basamento deprimidos que actuaron como depocentros (grábenes o hemigrábenes), recibiendo una sedimentación gruesa a partir de gravedad. Esto no invalida la historia previa de los bloques carbonáticos, que en este trabajo son considerados como bloques olistolíticos resedimentados en una matriz conglomerádica más fina y de composición mixta, que incluye bloques de granito redondeado.

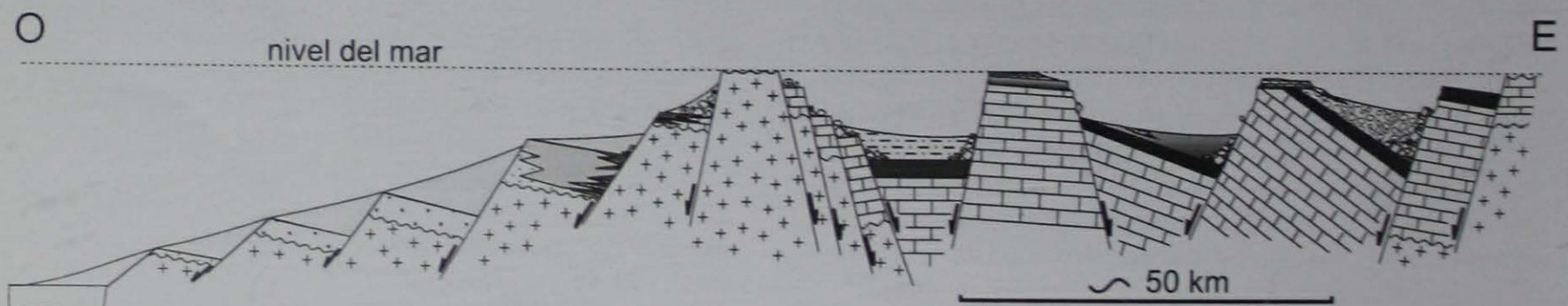
La Formación Lindero, en tanto, representaría depósitos ligados con un alto topográfico, sumergido a poca profundidad, por debajo del nivel de base, capaz

de nuclear la sedimentación carbonática como ocurre en otras localidades de la Precordillera sanjuanina. La depositación de esta unidad habría tenido lugar luego de un prolongado episodio erosivo que expuso los granitos grenvilianos generando una paleosuperficie de meteorización, a la que se asocian conglomerados fluviales. Estos últimos podrían corresponder, alternativamente, a) a depósitos continentales ordovícicos previos a la sedimentación transgresiva del Mb. Peletay, o b) a depósitos relictuales de la etapa de rifting del terreno de Precordillera, donde este quedó expuesto a prolongada acción erosiva.

El modelo que se favorece para explicar la naturaleza y distribución de los depósitos calcáreos descritos en la zona de Ponón Trehue consiste en la fragmentación, exposición y erosión del sustrato pre-Ordovícico Medio (incluyendo al basamento grenviliano más la columna sedimentaria existente en la zona). Esto implica una importante actividad tectónica en el lapso Ordovícico Medio-Superior que puede vincularse con la extensión postcolisional que afectó a la Precordillera. A partir de esta época se elevaron y deprimieron episódicamente bloques que actuaron, respectivamente, como fuente de sedimentos y como receptores de sedimento redepositado, de acuerdo con su nivel de exposición e inmersión por debajo del nivel relativo del mar. Este modelo evolutivo permite establecer correlaciones entre las unidades estratigráficas del área (Formación Ponón Trehue y Formación Lindero) estableciendo una cierta equivalencia desde un punto de vista genético.

## Agradecimientos

Deseo agradecer el apoyo Institucional y económico provisto por Fundación Antorchas, CONICET, CONICOR y FONCYT. Discusiones en el campo con E. Brussa, C. Cingolani, R. Martino, W. Huff, S. Bergström y W. Thomas contribuyeron a aclarar mis ideas sobre las relaciones estratigráficas en la región. Asimismo, agradezco la discusión de aspectos pun-



**Figura 9:** Corte esquemático de la tectónica de bloques que habría afectado a la Precordillera en general y al Bloque de San Rafael en particular durante el Ordovícico Medio y Tardío. Nótese el arreglo de bloques elevados (e.g. región de Ponón Trehue) y grábenes delimitados por supuestas fallas normales. Hacia el oeste se muestra un atenuamiento cortical producto de extensión mecánica que originaría la etapa de rift registrada en la Precordillera occidental, donde dominan los depósitos silicoclásticos interdigitados con vulcanitas básicas (tomado de Astini 1998b).

tuales con O. Bordonaro quien me incentivó a dar a conocer esta nueva óptica, la colaboración de R. Martino en relación con aspectos petrográficos y deformacionales del basamento cristalino y las atinadas críticas de los árbitros de la revista. Si bien muchas de las ideas expuestas han sido discutidas con estos colegas, la responsabilidad de lo escrito es enteramente del autor.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ashley, G.M. and Sheridan, R.E., 1994. Depositional model of valley fills in a passive continental margin. In: Dalrymple, R.W.; Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (Eds.): Incised valley systems: origin and sedimentary sequences. Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication, 51: 285-301.
- Astini, R.A., 1995. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) e implicancias estratigráficas en la cuenca precordillerana oriental durante el Ordovícico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 143-164. Buenos Aires
- Astini, R.A., 1997. Las unidades calcáreas del Ordovícico Medio y Superior de la Precordillera Argentina como indicadores de una etapa extensional. Actas 2° Jornadas de Geología de Precordillera, Actas: 8-14. San Juan.
- Astini, R.A., 1998a. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trápiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Superior. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (4): 489-503. Buenos Aires
- Astini, R.A., 1998b. Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London Special Publication, 142: 11-33.
- Astini, R.A. Las algas calcáreas 2001 *Nuia* y *Girvanella* a través de la transición cambro-ordovícica (Formación Volcancito) en el Famatina: significado paleoambiental y paleogeográfico. Ameghiniana, Buenos Aires
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1995. Estructuras de corte y relleno en secuencias de plataforma: su significado paleoecológico y tafonómico (Ordovícico de la Cordillera Oriental, Argentina). Ameghiniana, 32 (1) :41-55. Buenos Aires
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. and Vaccari, N.E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107 (3): 253-273. Boulder, Colorado.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración e Hidrocarburos, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Baldis, B., y Blasco, G., 1973. Trilobites ordovícicos de Ponón Trehue. Sierra Pintada de San Rafael, Provincia de Mendoza. Ameghiniana, 10: 72-88. Buenos Aires
- Baldis, B.A.; Armella, C. y Cabaleri, N., 1985. Desarrollo de la plataforma carbonática Ordovícica argentina. Actas VI Congreso Latinoamericano de Geología, 1, 165-174. Bogotá.
- Bordonaro, O., Beresi, M. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 12-19. Buenos Aires
- Bordonaro, O., Keller, M. y Lehnert, O. 1996. El Ordovícico de Ponón Trehue en la Provincia de Mendoza (Argentina): redefiniciones estratigráficas. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 541-550. Buenos Aires
- Borrello, A.V., 1969. Embriotectónica y tectónica tensional. Su importancia en la evolución estructural de la Precordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 5-13. Buenos Aires
- Bosellini, A., 1989. Dynamics of Tethyan carbonate platforms. In: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. and Read, J.F. (Eds.), Controls on carbonate platform and basin development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44: 3-13.
- Cingolani, C. y Cuerda, A.J., 1996. El Ordovícico del flanco oriental del Cerro Bola, en la sierra Pintada de San Rafael, Provincia de Mendoza. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 369. Buenos Aires.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1999. The San Rafael block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. Actas 2° South American Symposium on Isotopic Geology: 23-26. Villa Carlos Paz.
- Criado Roque, P., 1972. Bloque de San Rafael. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 283-295. Córdoba.
- Criado Roque, P. e Ibañez, G., 1979. Provincia sanrafaelinopampeana. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 837-869. Córdoba.
- Cuerda, A. y Cingolani, C., 1998. El Ordovícico de la región del cerro Bola en el bloque de San Rafael, Mendoza: sus faunas graptolíticas. Ameghiniana, 35: 427-448. Buenos Aires
- Cuerda, A.J., Cingolani, C. and Manassero, M., 1998. Caradoc graptolite assemblages and facies relations from the Cerro Bola section, San Rafael Block, Mendoza Province, Argentina. In: Gutierrez-Marco, J.C. and I. Rabano (Eds.): Proceedings 6<sup>th</sup> International Graptolite Conference & Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Temas Geológico-Mineros ITGE vol. 23: 170-173. Madrid.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (Eds.), 1994. Incised valle systems: origin and sedimentary sequences. Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication, 51, 391 pgs.
- Dessanti, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie la Horqueta», del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 241-256. San Luis.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. and Lehnert, O., 1995. Evolution of the Early Paleozoic mélange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Sciences, 8: 405-424.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Course Notes 2, 161 pp.
- Heredia, S., 1982. *Pygodus anserinus* Lamont & Lindström (Conodonto) en el llandeiliano de la Formación Ponón Trehue. Ameghiniana, 10: 72-88. Buenos Aires
- Heredia, S., 1996. El Ordovícico del arroyo Ponón Trehue, sur de la provincia de Mendoza. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 601-605. Buenos Aires.
- Keller, M., 1999. Argentine Precordillera: Sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America. Geological Society of America Special Paper, 341, 131 pp.

- Kirschbaum, A., Herreri, S., Martinez, E., Roman Ross, G., Echevarrieta, E., Petinari, G. y Piovano, E., 2000. Perfiles de meteorización en relación a superficies de peneplanización en la Sierra Norte de Córdoba, Argentina. Actas 2° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 93-94. Mar del Plata.
- Lehnert, O. and Bergström, S.M., 1998. Paleogeographical significance of Middle Ordovician conodont faunas from the San Rafael block, west-central Argentina. Abstracts 6° European Conodont Symposium, 7: 62-64.
- Lehnert, O., Keller, M. and Bordonaro, O., 1998. Early Ordovician conodonts from the southern Cuyania Terrane (Mendoza Province, Argentina). *Paleontologica Polónica*, 58: 47-65.
- Lehnert, O., Bergström, S.M., Keller, M. and Bordonaro, O., 1999. Ordovician (Darriwilian-Caradocian) conodonts from the San Rafael Region, west-central Argentina: biostratigraphic, paleoecologic, and paleogeographic implications. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 37: 199-214.
- Levy, R. y Nullo, F., 1975. Braquiópodos ordovícicos de Ponón Trehue, Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza). Actas 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 23-32. San Miguel de Tucumán.
- Melchor, R.N., Cheng, Z. and Foland, K., 1999a. Isotopic dating of San Jorge Fm limestones (Early Paleozoic): Preliminary results from Pb/Pb isochron and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios. Actas Segundo Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 414-417. Villa Carlos Paz.
- Melchor, R.N., Sato, A.M., Llambías, E.J. y Tickyj, H., 1999b. Documentación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la Provincia de La Pampa. Actas 14° Congreso Geológico Argentino, 2: 156-159. Salta.
- Nichol, S.L., Boyd, R. and Pen, S., 1994. Stratigraphic response of wave-dominated estuaries to different relative sea-level and sedimentary supply histories: Quaternary case studies from Nova Scotia, Louisiana and eastern Australia. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (Eds.): *Incised valley systems: origin and sedimentary sequences*. Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication, 51: 265-283.
- Nummedal, D., and Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D., Pilkey, D.H. and Howard, J.D. (Eds.): *Sea-level fluctuations and coastal evolution*. Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication, 41: 241-260.
- Núñez, E., 1962. Sobre la presencia de Paleozoico inferior fosilífero en el Bloque de San Rafael. Actas 1° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 185-189. San Juan.
- Núñez, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitué, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Boletín 166: 1-67. Buenos Aires.
- Padula, E., 1951. Contribución al conocimiento geológico del ambiente de la Cordillera Frontal, Sierra Pintada, San Rafael (Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6: 5-13. Buenos Aires.
- Rossi de García, E., Proserpio, C. y Núñez, E., 1974. Ostrácodos ordovícicos de Ponón Trehue, provincia de Mendoza. *Ameghiniana*, 11: 400-412. Buenos Aires.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-214.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444-456.
- Thomas, W.A., and Astini, R.A., 1999. Conjugate margins of the Ouachita rifted margin of Laurentia and the Argentine Precordillera. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (7): 1069-1079.
- Thomas, W.A.; Tucker, R.D. and Astini, R.A., 2000. Rifting of the Argentine Precordillera from southern Laurentia: palinspastic restoration of basement provinces. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*.
- Twindale, C.R., 1982. Granite land forms. Elsevier, Scientific Publications, 372 pp.
- Wichmann, R., 1928. Datos geológicos sobre la región comprendida entre el Cerro Nevado y Cerro Nihuil (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrología. 75 pgs. Buenos Aires.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R., 1994. The stratigraphic organisation of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A. (Eds.): *Incised valley systems: origin and sedimentary sequences*. Society of Economic Geologists and Paleontologists, Special Publication, 51: 45-60.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.

Recibido: 22 de agosto, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

# Hallazgo de trazas fósiles en la Formación El Jagüelito y su relación con la edad de las metasedimentitas, Macizo Nordpatagónico Oriental, provincia de Río Negro

Pablo D. GONZÁLEZ<sup>1</sup>, Daniel G. POIRÉ<sup>1,2</sup> y Ricardo VARELA<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) - Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 1 N° 644, 1900, La Plata, Provincia de Buenos Aires

<sup>2</sup> CONICET

E-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar

**RESUMEN.** Se da a conocer el primer hallazgo de trazas fósiles en la secuencia clástica con metamorfismo de muy bajo a bajo grado de la Formación El Jagüelito, en el área de Arroyo Salado-Sierra Grande, Macizo Nordpatagónico Oriental (Río Negro). Las trazas fósiles halladas son *Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp. que se ubican concordantemente sobre la estratificación S<sub>0</sub> de metalimolitas y filitas. El Plutón Arroyo Salado (476±4 Ma - 467±16 Ma) intruyó a la secuencia clástica de la Formación El Jagüelito después de que esta fuera deformada, metamorfizada y exhumada. Esta relación de campo, la edad ordovícica inferior del plutón y el biocrón de las trazas fósiles, sugieren que la secuencia clástica se habría depositado en el lapso Cámbrico-Tremadociano. La litología, el grado de metamorfismo y la edad del protolito de la Formación El Jagüelito son comparables con la del Complejo Metamórfico Las Piedras (SE de la provincia de La Pampa), la Formación San Luis (Sierras Pampeanas Orientales) y la Formación Puncoviscana (Noroeste de Argentina). Los cuatro ichnogéneros encontrados hasta el momento en la Formación El Jagüelito también son trazas fósiles que están presentes en la Formación Puncoviscana. La comparación regional de todas estas unidades sugiere que la «Cuenca de Puncoviscana» podría extenderse desde las Sierras Pampeanas de San Luis hacia el SE de La Pampa y continuar en el borde Atlántico del Macizo Nordpatagónico Oriental.

**Palabras clave:** Trazas fósiles, Formación El Jagüelito, Cámbrico-Tremadociano, Macizo Nordpatagónico, Sierra Grande, Río Negro

**ABSTRACT.** Discovery of trace fossils in El Jagüelito Formation and their relation to the age of the metasediments, eastern North Patagonian Massif, Río Negro Province. We present the first record of trace fossils in the very low to low metamorphic metaclastic sequence of the El Jagüelito Formation from Arroyo Salado-Sierra Grande area, eastern North Patagonian Massif (Río Negro). The trace fossil assemblage consist of *Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. and *Phycodes* isp., and occurs concordantly above the S<sub>0</sub> stratification of the metasiltsstones and phyllites. The Arroyo Salado Pluton (476±4 - 467±16 Ma) was intruded into the metaclastic sequence of the El Jagüelito Formation after to its deformation, metamorphism and exhumation. The primary field relationship between the pluton and the country rock, as well as the Lower Ordovician age of the intrusion and the trace fossil biochron, suggest a Cambrian-Tremadocian age for the deposition of the sequence. The lithology, metamorphic grade and protolith age of the El Jagüelito Formation are comparable with those of the Las Piedras Metamorphic Complex (SE of La Pampa province), the San Luis Formation (Eastern Sierras Pampeanas), and the Puncoviscana Formation (northwest Argentina). The four ichnogenera discovered so far in the El Jagüelito Formation are also present in the Puncoviscana Formation. The regional comparison of all these units suggests that the "Puncoviscana Basin" may extend from Sierras Pampeanas of San Luis through south-eastern La Pampa and continue as far as the Atlantic margin of the eastern North Patagonian Massif.

**Key words:** Trace fossils, El Jagüelito Formation, Cambrian-Tremadocian, Northpatagonian Massif, Sierra Grande, Río Negro

## Introducción

El denominado «Basamento Cristalino» del Macizo Nordpatagónico está constituido por unidades ígneas y complejos metamórficos de diferente litología, edad y evolución geológica, cuyos afloramientos fueron agrupados en dos grandes conjuntos (Fig. 1), el sector occidental y el oriental (Camino y

Llambías 1984). El basamento occidental corresponde al Complejo Río Chico (Dalla Salda *et al.* 1994) que incluye a las Metamorfitas Cushamen (esquistos, cuarcitas, gneises y migmatitas) y a los Granitoides Mamil Choique (granodioritas y monzogranitos con biotita o biotita-muscovita), cuya evolución conjunta habría ocurrido durante el Ciclo Orogénico Famatiano (Dalla Salda *et al.* 1994).

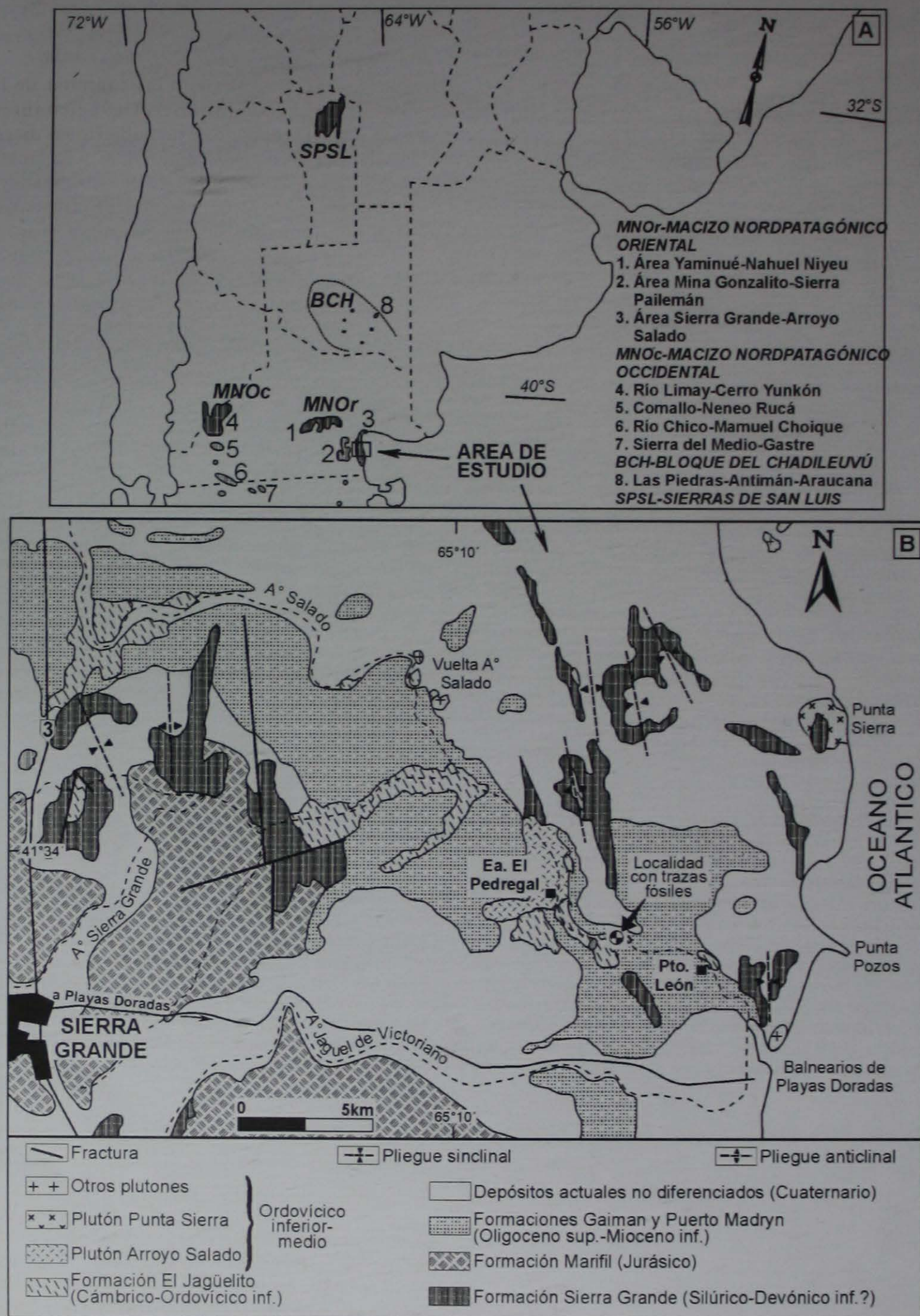


Figura 1: A, Mapa de ubicación regional de la zona de estudio dentro del Macizo Nordpatagónico Oriental. Para fines comparativos se han dibujado los afloramientos de basamento cristalino del Macizo Nordpatagónico Occidental y de otros sectores del país donde afloran litologías y grados metamórficos comparables con los de la Formación El Jagüelito. B, Bosquejo geológico simplificado del Área Sierra Grande-Arroyo Salado, basado en la interpretación de fotografías aéreas, mapeo de campo y síntesis regional de Busteros *et al.* (1998).

Las metamorfitas y granitoides del sector oriental afloran en tres fajas discontinuas (Fig. 1) de rocas desconectadas entre sí y de difícil correlación: Yaminué-Nahuel Niyeu, Mina Gonzalito-Sierra Pailemán y Sierra Grande-Arroyo Salado (Ramos 1975; Caminos y Llambías 1984; Cagnoni *et al.* 1993; Giacosa 1994; Chernicoff y Caminos 1996a, b; Varela *et al.* 1997, 1998). Con respecto a las metamorfitas, Feruglio (1949) fue quien primero destacó el distinto rango metamórfico de estas rocas y las dividió en dos asociaciones, las de grado muy bajo a bajo (metapelitas, metapsamitas, pizarras, filitas y esquistos no inyectados) y las de medio a alto (esquistos inyectados, gneises, anfibolitas y migmatitas). Para las primeras se ha utilizado la denominación de Formación Nahuel Niyeu (Caminos y Llambías 1984) y Ectinitas El Jagüelito (Ramos 1975), y las de medio-alto grado se han denominado Complejo Yaminué (Caminos y Llambías 1984) y Gneis Mina Gonzalito (Ramos 1975). La edad del Basamento Cristalino fue considerada pre-silúrica, aunque sin acuerdo entre los diversos autores de su asignación al Precámbrico o al Paleozoico inferior.

En el área Sierra Grande-Arroyo Salado, sobre el curso inferior del arroyo Salado (41°35'S-65°06'O) entre la estancia El Pedregal (ex Monochio) y el puesto León, hemos encontrado recientemente las primeras trazas fósiles en metalimolitas y filitas de la Formación El Jagüelito (Fig. 1). Anteriormente a este descubrimiento se citó un único hallazgo, en rocas de similar composición y grado metamórfico, de braquiópodos linguloideos de organización primitiva, cuya edad fue estimada como cambro-ordovícica (Braitsch 1965). La localidad fosilífera, que estaría ubicada a 1,4 km al este de la ruta nacional 3, no fue encontrada nuevamente después de los trabajos de Braitsch (1965) y no permitió hasta el presente confirmar la edad paleozoica inferior de las metasedimentitas.

El objetivo de la presente contribución es describir las características morfológicas de las primeras trazas fósiles halladas en las metasedimentitas de la Formación El Jagüelito y discutir la edad de las mismas. El estudio de la geología de esta unidad y de su relación de campo con el Plutón Arroyo Salado, además del biocron de dos de los icnogéneros hallados, resultan útiles para establecer la edad de la sedimentación de la secuencia clástica original y, además, para inferir la probable edad de su deformación y metamorfismo.

### Geología de la Formación El Jagüelito

En el área Sierra Grande-Arroyo Salado, las rocas de la Formación El Jagüelito aparecen en reducidos y discontinuos afloramientos. Uno de ellos está pobremente expuesto sobre el arroyo Salado, aguas abajo de la estancia El Pedregal (Fig. 1). En esta localidad las

metasedimentitas están intruidas por el plutón granodiorítico Arroyo Salado (Ordovícico inferior) y a su vez, en los alrededores, ambas unidades sustentan en discordancia angular a las cuarcitas de la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico inferior?). Este conjunto de unidades está cubierto en discordancia angular por las calizas coquinoideas y calcipelitas de las Formaciones Gaiman y Puerto Madryn del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Busteros *et al.* 1998), y por depósitos de aluvios modernos.

Los afloramientos de la Formación El Jagüelito, en el área de estudio, están constituidos por intercalaciones de metalimolitas y metafangolitas castañas, filitas verdes satinadas y metavaques verdes. Los estratos de metalimolitas son de hasta 1 m de potencia y los de metafangolitas tienen alrededor de 20 centímetros. Los bancos de filitas son de aproximadamente 1 m de espesor y los estratos de metavaques son poco potentes (<1 m) que, a su vez, tienen intercalaciones de pequeños lentes de metasabulitas y metaconglomerados finos. En algunos sectores existe una alternancia bandeada de tipo heterolítica con bancos de poco espesor (10-30 cm) de metapsamitas-metapelitas.

Las metasedimentitas aún conservan su estratificación paralela original  $S_0$  de orientación NNO-SSE a N-S e inclinación de 65° a 89° al OSO a O. Los bancos de metavaques tienen abundantes calcos en la base e internamente presentan, además, relictos de estratificación entrecruzada. Las metalimolitas y metafangolitas, junto a escasos y poco potentes bancos de metavaques, dominan en el sector oriental de los afloramientos. Las filitas, sumadas a abundantes y más potentes bancos de metavaques predominan en el sector occidental.

Todas las metasedimentitas tienen un clivaje  $S_1$  continuo y apretado de rumbo NNO-SSE a N-S e inclinación de 60° a 89° al O, que se ubica más o menos coincidentemente con  $S_0$ . En las filitas el clivaje  $S_1$  está definido por la orientación de dos dominios diferentes, uno constituido por agregados de clorita + muscovita-sericita + biotita, con textura lepidoblástica, y otro dominio que está formado por granos orientados de cuarzo + plagioclasa ± micas con textura granolepidoblástica a interesquistosa. En los metavaques el clivaje  $S_1$  está definido por la orientación de granos de feldespatos sericitizados + cuarzo ± micas ± turmalina ± opacos y de trenes de biotita cloritizada + muscovita + escasa clorita. La paragénesis mineral de las rocas sugiere que el metamorfismo y la deformación de la secuencia clástica habrían alcanzado la facies esquistos verde baja.

Las relaciones entre  $S_0$ - $S_1$  sugieren que las metasedimentitas están afectadas por un apretado plegamiento, aunque estas estructuras son difíciles de identificar en el campo y en las fotos aéreas debido a las pobres exposiciones de la unidad. El plegamiento de la Formación El Jagüelito, que ya fue citado por Busteros *et al.* (1998) en otros afloramientos del área Sierra Gran-

de-Arroyo Salado, permite sugerir, además, que la planaridad  $S_1$  podría corresponder a un clivaje de plano axial.

Las planaridades  $S_0$ - $S_1$  están crenuladas por superficies  $S_2$ , cuyos micropliegues tienen ejes que se ubican NE-SO a N-S y buzan entre  $41^\circ$  y  $74^\circ$  hacia el SO y S. Lateralmente la crenulación está asociada a bandas *kink* cuyos planos axiales tienen un rumbo e inclinación coincidentes. La crenulación  $S_2$  sólo curvó o acodó las superficies  $S_0$ - $S_1$  sin recrystalizar la fábrica previa, lo que sugiere que la deformación se habría producido en el campo frágil.

El Plutón Arroyo Salado se emplazó en las rocas de la Formación El Jagüelito. En los alrededores del borde oriental del cuerpo intrusivo, que está ubicado hacia el este de la Estancia El Pedregal (Fig. 1), aparecen venas de cuarzo (<20 cm de potencia) que se ubican concordantemente con  $S_0$ - $S_1$  y están crenuladas por  $S_2$ . Aproximadamente a 200 m del contacto, en las metasedimentitas comienza a desdibujarse la  $S_0$  y aparecen máculas de sericita-muscovita fina que, cerca del contacto mismo, se transforman en verdaderos poiquiloblastos de andalucita del metamorfismo de contacto del intrusivo. Dentro de la aureola de contacto sólo se ha registrado la obliteración parcial de la  $S_0$  de la caja y, en el sector más cercano al borde del cuerpo, no se han encontrado *hornfels*, pero las rocas adquirieron un aspecto pedernaloso.

Los porfiroblastos de andalucita están fuertemente sericitizados y sólo se conservan pequeños núcleos sin alteración. Los individuos crecieron estáticamente sobre la fábrica  $S_0$ - $S_1$  atrapando una gran cantidad de inclusiones de cuarzo y escamas de micas. Están suavemente orientados por la crenulación  $S_2$  de la caja, definiendo una pobre lineación mineral cuya actitud es coincidente con los ejes de dicha crenulación.

El Plutón Arroyo Salado es de composición granodiorítica (biotita±anfibol), con una facies diorítica-cuarzodiorítica (biotita) y gábrica muy subordinadas. Todas las facies llevan abundantes enclaves y *pendants* angulosos de las rocas de caja. Las granodioritas, que tienen enclaves microgranulares máficos, penetraron a manera de tabiques en las facies básicas, incorporando a las dioritas también como enclaves. Por el contrario las dioritas, además de los septos de la caja, tienen enclaves de metamorfitas de alto grado (gneises y anfibolitas).

El borde oriental del cuerpo está afectado por una foliación espaciada y anastomosada que tiene rumbo NNO-SSE a NNE-SSO e inclinación al O, y que podría ser equivalente a las superficies de crenulación  $S_2$  de la caja. Estos sectores escasamente deformados alternan con otros en donde la deformación se concentra en fajas de cizalla frágil que no superan los 20 cm de potencia, dentro de las cuales la foliación es más apretada y continua. La foliación desaparece hacia el interior del plutón donde las rocas no están deforma-

das y tienen su característica textura granosa. Diques de granito (~1 m de potencia) cortan al intrusivo y a la  $S_0$ - $S_1$  de la caja y están atravesados por la misma foliación que afecta al cuerpo, aunque ésta es discontinua, está espaciada y sobre sus superficies ha crecido escasa muscovita.

### Descripción de las trazas

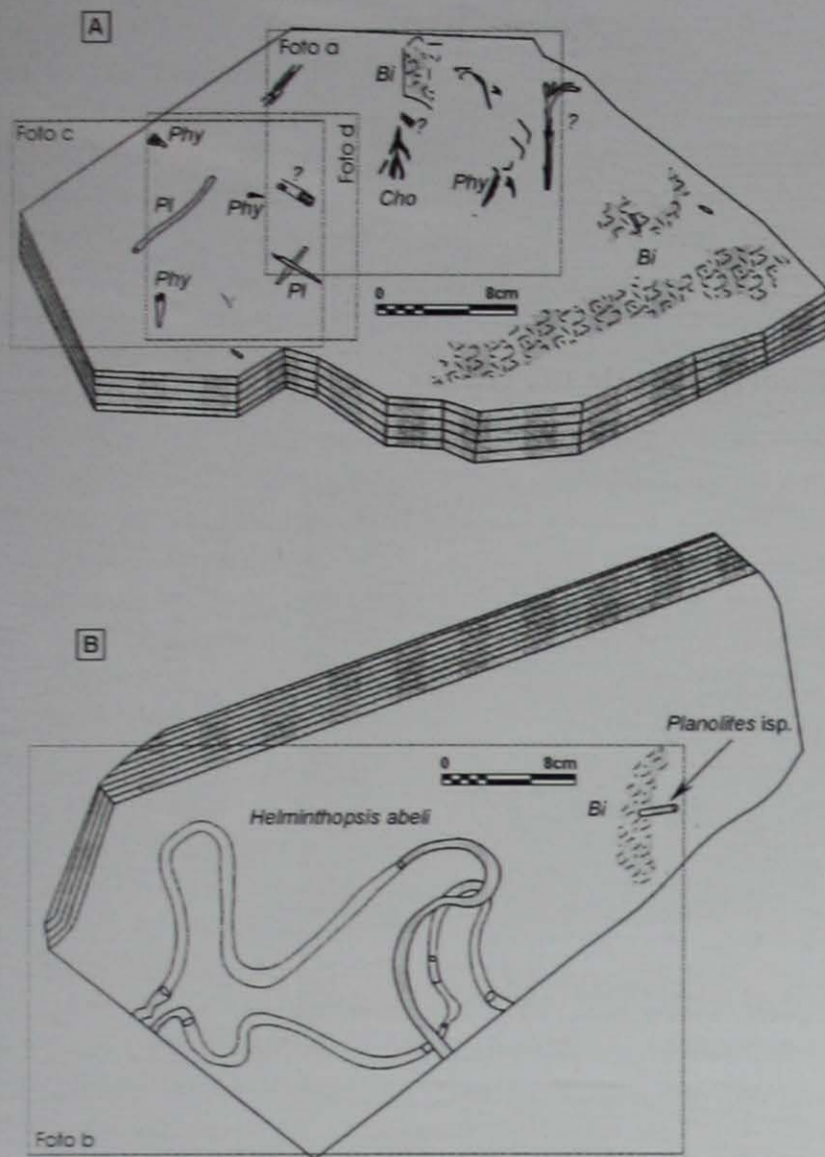
Las trazas fósiles fueron identificadas en varios niveles de metapelitas de los afloramientos del Arroyo Salado. Se ubican concordantemente sobre los planos de la estratificación paralela  $S_0$  de estas rocas y, hasta el momento, no se han reconocido trazas que corten verticalmente a dichos planos de estratificación. El grado de bioturbación de los bancos (Droser y Botjjer 1986) varía para una misma capa entre 1 y 5, de modo tal que en algunos casos es posible identificar los icnogéneros, mientras que en otros sólo se reconoce un tramado de pequeños tubos intensamente cruzados unos con otros (Fig. 2).

Los icnogéneros que se han reconocido constituyen una asociación de trazas fósiles integrada por *Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp (Figs. 2 y 3). A continuación se brinda una breve descripción del material recolectado en uno de los niveles expuestos en el arroyo Salado (Fig. 1). Los mismos se encuentran en dos lajas depositadas en el Museo Paleontológico «Egidio Feruglio» de la ciudad de Trelew (Chubut), con los números de repositorio MPEF-IC 101 y MPEF-IC 102.

*Chondrites* isp.: un ejemplar bien preservado y varios incompletos (Fig. 2, Fig. 3 a y e). Es un sistema de pequeñas excavaciones (*burrows*) ramificadas en forma dendrítica, *endichnial* y paralela a la estratificación. Los tubos son subcilíndricos a aplanados, de un diámetro uniforme de alrededor de 1 a 1,5 mm y con una longitud máxima de 14 milímetros. El largo total del sistema de tubos en el único ejemplar bien preservado alcanza los 3 centímetros. La ramificación extrema es de tercer grado, el ángulo axial inicial entre los tubos es semicerrado ( $15^\circ$ - $25^\circ$ ), los cuales tienden a ser paralelos en un corto recorrido a medida que se alejan de la axila.

*Helminthopsis abeli*: un solo ejemplar incompleto. Se trata de una excavación cordoniforme, curvada a meandrosa, subcilíndrica, sin ramificaciones, de 5 a 8 mm de diámetro y 47 cm de largo total. Presenta tanto curvas suaves como meandros muy cerrados en herradura, que definen un patrón de comportamiento irregular. En general puede observarse una superficie externa lisa, aunque en los sectores que están levemente erosionados, se distinguen algunas ornamentaciones redondeadas que podrían corresponder a pellets





**Figura 2:** Esquemas gráficos de las dos lajas donde se pueden apreciar algunas de las trazas fósiles halladas y de mejor preservación de la Formación El Jagüelito. Para fines comparativos se ha colocado la ubicación de las fotos a, b, c y d, que pueden observarse en la Fig. 3. **A,** Filita verde satinada. Repositorio N° MPEF-IC 101. *Phy* = *Phycodes* isp., *Cho* = *Chondrites* isp., *Pl* = *Planolites* isp., *Bi* = Bioturbación intensa. **B,** Filita gris verdosa satinada. Repositorio N° MPEF-IC 102. *Bi* = Bioturbación intensa.

fecales (cf. Crimes y Crossley 1991). Se presenta en relieve completo del cual faltan algunos sectores, quedando un surco que copia la forma de la traza (Fig. 2, Fig. 3 b).

*Planolites* isp.: un ejemplar bien preservado y varios de mala calidad. Es una excavación en forma de tubo subcilíndrico simple, recto, no ramificado, en relieve completo paralelo a la estratificación, de 2 mm de diámetro y hasta 29 mm de longitud (Fig. 2, Fig. 3 c, d, f y g). La superficie externa es lisa y el tubo presenta un relleno de arena fina en un sedimento hospedante de tipo pelítico (*exichnia*).

*Phycodes* isp.: un ejemplar bien preservado y varios incompletos (Fig. 3 c, d y h). El primero es un sistema de excavación en ramillete paralelo a la estratificación, conformado por un tubo cilíndrico principal de 3 mm de ancho, del cual se ramifican desde un mismo punto, tubos de menor diámetro (1-1,5 mm). La rama

principal y sus ramificaciones son esencialmente paralelas al eje troncal de la traza, la cual presenta 6 mm de ancho y 21 mm de largo (Fig. 2, Fig. 3 c, d y h).

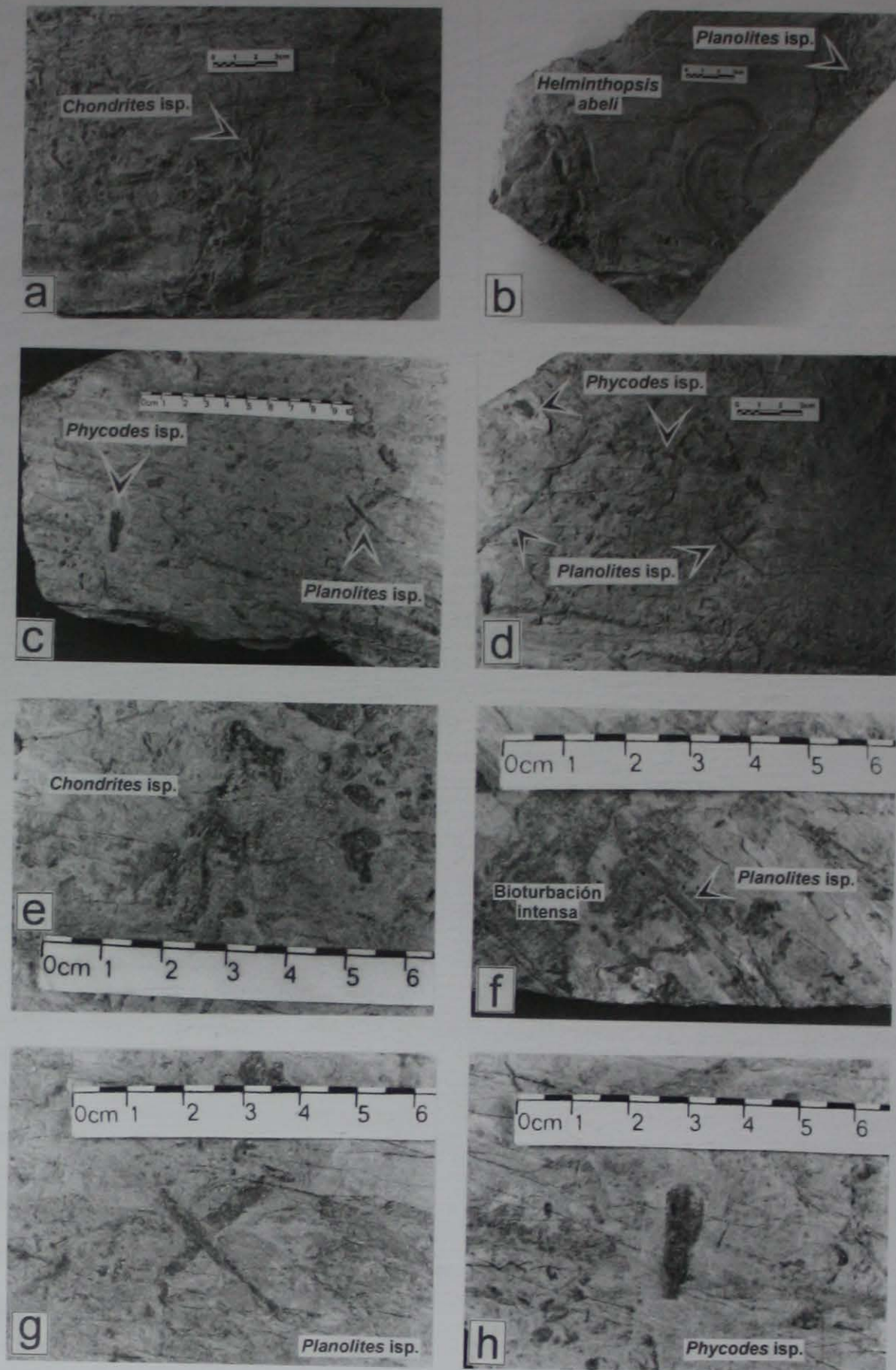
## Interpretación y discusión

La edad de las metamorfitas de bajo y alto grado del sector oriental del Macizo Nordpatagónico es muy discutida y al respecto existen dos opiniones diferentes. Algunos autores consideraron que todas las rocas pertenecían al Precámbrico (Arnolds 1952; de Alba 1964), mientras que para otros las metamorfitas de bajo grado tenían una edad diferente a las de mayor grado. En este sentido Rosenman (1972) y Weber (1983) estimaron que las rocas de alto grado metamórfico pertenecerían al Precámbrico y las metamorfitas de grado más bajo al Paleozoico inferior. Las primeras dataciones radimétricas K-Ar y Rb-Sr confirmaron parcialmente las consideraciones de Rosenman (1972) y Weber (1983). Sobre la base de dichas edades Linares *et al.* (1990) y Caminos *et al.* (1994), ubicaron la evolución tectónica y metamórfica de las rocas de alto grado en el Proterozoico superior. Sin embargo los últimos datos obtenidos por el método U-Pb sobre circones (Varela *et al.* 1997, 1998), indicaron una antigüedad de  $526 \pm 15$  Ma para un gneis tonalítico del Complejo Mina Gonzalito. En este caso también existe una aceptable concordancia con la edad Rb-Sr de la misma roca, que es de  $557 \pm 62$  Ma (Varela *et al.* 1997, 1998). Aún se desconoce el significado de las edades radimétricas Rb-Sr y K-Ar de las rocas de bajo grado porque, en general, no tienen concordancia con sus relaciones de campo. Las dataciones ubican a estas rocas en el Proterozoico superior (Linares *et al.* 1990) o en el intervalo Silúrico superior-Cretácico medio (Linares y González 1990).

Las trazas fósiles de las sedimentitas metamorfizadas en facies esquisto verde baja de la Formación El Jagüelito son un hallazgo de relevante importancia. Los icnogéneros identificados, las relaciones de campo de las unidades y la edad del plutón Arroyo Salado permiten acotar con mayor precisión la edad de la sedimentación de la secuencia clástica original de la Formación El Jagüelito.

Con respecto a las trazas fósiles, el icnogénero *Helminthopsis* ha sido reconocido desde el Precámbrico (Crimes 1987, 1992), pero *Helminthopsis abeli* sólo ha sido registrado a partir del Cámbrico inferior en la Formación Chapel Island en Newfoundland, Canadá (Crimes y Anderson 1985; Crimes y Crossley 1991). Recientemente Han y Pickerill (1995) realizaron la revisión taxonómica de este icnogénero y concluyeron que *Helminthopsis abeli* tiene un biocrón que es Cámbrico-Oligoceno.

El icnogénero *Chondrites* es otra traza fósil que tiene una distribución temporal muy amplia, comenzando



**Figura 3:** Fotos de las trazas fósiles de la Formación El Jagüelito. El material se encuentra depositado en el Museo Paleontológico «Egidio Feruglio» de la ciudad de Trelew (provincia del Chubut), con los números de repositorio MPEF-IC 101 y MPEF-IC 102. Para mayores detalles sobre las características morfológicas de los icnogéneros, consultar el texto correspondiente. **a**, *Chondrites* isp. MPEF-IC 101. Arroyo Salado entre el puesto León y la estancia El Pedregal, ex Monochio (Río Negro). Formación El Jagüelito. Observar que la foto está invertida con respecto al dibujo de la Fig. 2A. **b**, *Helminthopsis abeli*. MPEF-IC 102. Arroyo Salado entre el puesto León y la estancia El Pedregal, ex Monochio (Río Negro). Formación El Jagüelito. **c**, *Phycodes* isp. y *Planolites* isp. MPEF-IC 101. Arroyo Salado entre el puesto León y la estancia El Pedregal, ex Monochio (Río Negro). Formación El Jagüelito. **d**, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp. MPEF-IC 101. Arroyo Salado entre el puesto León y la estancia El Pedregal, ex Monochio (Río Negro). Formación El Jagüelito. **e**, Detalle del ejemplar de mejor preservación de *Chondrites* isp. que corresponde a la Foto **a**. Se trata de un sistema de pequeñas excavaciones ramificadas en forma dendrítica y se dispone paralelo a la estratificación. **f**, Detalle del ejemplar de *Planolites* isp. de **b**. El tubo es simple, recto, liso y no ramificado, y se dispone paralelo a la estratificación, cortando a una intensa bioturbación de pequeñas excavaciones. **g**, Detalle de dos ejemplares de excavación en forma de ramillete paralelo a la estratificación. **h**, Detalle de un ejemplar de *Phycodes* isp. de buena preservación de las **c** y **d**. El sistema de excavación es en forma de ramillete paralelo a la estratificación.

en el Cámbrico inferior hasta la actualidad, pero que no se registra en el Precámbrico (Crimes 1992). Los icnogéneros *Planolites* isp. y *Phycodes* isp. son trazas fósiles que tienen un amplio rango temporal que abarca desde el Precámbrico hasta la actualidad (Häntzschel 1975; Crimes 1987, 1992).

El plutón granodiorítico Arroyo Salado y sus diques, intruyeron a las metasedimentitas de la Formación El Jagüelito. El crecimiento de poiquiloblastos de andalucita sobre la fábrica  $S_0$ - $S_1$  de la caja y los *pendants* angulosos de la misma, sugieren que el emplazamiento del cuerpo intrusivo se habría producido después de la deformación y metamorfismo de la Formación El Jagüelito.

Las edades radimétricas del Plutón Arroyo Salado, que se realizaron por los métodos U-Pb (circón) y Rb-Sr (roca total), son de  $476 \pm 4$  Ma y  $467 \pm 16$  Ma respectivamente (Varela *et al.* 1997, 1998). Estos valores, que podrían interpretarse como la edad de cristalización del cuerpo (Varela *et al.* 1997, 1998), permiten acotar la edad mínima para la sedimentación de la secuencia y sugieren que la misma es, al menos, anterior al Arenigiano (Ordovícico inferior). Además *Helminthopsis abeli* y *Chondrites* isp. son trazas fósiles que no se registran en el Precámbrico y permiten acotar la edad máxima de la sedimentación en el Cámbrico inferior. Estos límites sugieren que la depositación de la Formación El Jagüelito estaría comprendida entre el Cámbrico y el Tremadociano, intervalo de edad que es coincidente con la aportada por Braitsch (1965).

Con respecto a la evolución tectónica y metamórfica de las rocas de bajo grado, también se habría producido antes del Arenigiano (Ordovícico inferior), ya que al momento de la intrusión del plutón, la Formación El Jagüelito ya se encontraba exhumada, o al menos ascendida a niveles corticales menos profundos. En este sentido Varela *et al.* (1997, 1998) estimaron, sobre la base de dataciones radimétricas, que la sedimentación y/o el metamorfismo-deformación de la Formación El Jagüelito estaría comprendida en el lapso 550-470 Ma.

El hallazgo de cierta foliación en el Plutón Arroyo Salado y en los diques es una evidencia de una deformación posterior junto con la caja, que fue crenulada o acodada frágilmente. La deformación del plutón y de los diques es un hecho importante que no había sido citado anteriormente. En este sentido la planaridad que afecta al plutón se ubica sectorizadamente sobre su borde oriental, y penetra en los diques. La rotación y leve orientación de los porfiroblastos de andalucita de la caja es otra característica que sugiere la deformación conjunta del cuerpo con la caja, después de la intrusión del mismo. La edad de esta deformación aún no fue estudiada y es un hecho que está fuera de los alcances de esta contribución.

Con respecto a la estructura interna de las rocas de la Formación El Jagüelito en el arroyo Salado, podría

tener una correlación directa con aquella de la loma de Monochio, ubicada al norte del mismo. En esta localidad, Busteros *et al.* (1998) identificaron un plegamiento de  $S_0$  de estilo apretado a isoclinal, con clivaje de plano axial  $S_1$  y una crenulación  $S_2$  de las anteriores planaridades. Las mismas, que son similares en el Arroyo Salado, tiene una orientación que también es coincidente en ambas localidades. En este sentido el rumbo general de  $S_0$  y  $S_1$  es NNO-SSE a N-S y su inclinación es hacia el O, sin embargo en la loma Monochio presentan ligeras variaciones hacia el NNE-SSO (Busteros *et al.* 1998).

### Correlaciones

Los afloramientos de metamorfitas de alto grado en el área Sierra Grande-Arroyo Salado se encuentran en la Vuelta Arroyo Salado (Weber 1983) y algo más al norte, en el área de Las Grutas (Sato *et al.* 1998). Dentro de la zona de estudio estas rocas sólo aparecen en los enclaves de gneises y anfibolitas del Plutón Arroyo Salado. La relación de campo entre las fajas de metamorfitas de bajo y alto grado, es aún poco conocida y es un problema geológico que ya fue discutido anteriormente (Ramos 1975; Caminos y Llambías 1984; Giacosa 1994; Busteros *et al.* 1998).

Las rocas de la Formación El Jagüelito y del Plutón Arroyo Salado están desconectadas por una abundante cubierta de depósitos modernos, que dificulta su correlación con los otros sectores de la Faja Sierra Grande-Arroyo Salado donde afloran rocas de similares características. No obstante, litologías y grados metamórficos comparables para la secuencia clástica son descritos por de Alba (1964), Weber (1983) y Busteros *et al.* (1998) al oeste del Yacimiento Sierra Grande, en las lomas de Alfaro y al este de la ruta nacional 3, con metapelitas, metapsamitas, pizarras, filitas, metacuarcitas y hasta esquistos que alcanzaron la facies esquisto verde. Rocas similares también aparecen más al sur de Sierra Grande, en el establecimiento El Refugio de la provincia del Chubut (Cortés 1981) y en las lomas de Irene, al oeste de Puerto Madryn (Haller 1976).

La correlación de la Formación El Jagüelito con las unidades de bajo grado metamórfico de las fajas Yaminué-Nahuel Niyeu y Mina Gonzalito-Sierra Pailemán, fue citada y ampliamente discutida en trabajos anteriores (Ramos 1975; Caminos y Llambías 1984; Giacosa 1987, 1994; Chernicoff y Caminos 1996a, 1996b; Varela *et al.* 1997, 1998; Busteros *et al.* 1998). No obstante cabe mencionar que por su litología y grado metamórfico comparables, la Formación El Jagüelito fue considerada por todos estos autores como un equivalente de la Formación Nahuel Niyeu.

La integración de los nuevos datos obtenidos sobre

la Formación El Jagüelito con los aportes precedentes permiten comparar, en forma preliminar, a estas metamorfitas con los afloramientos de basamento de otros sectores de nuestro país. Litologías y grados metamórficos comparables con la Formación El Jagüelito están expuestos en el Bloque del Chadileuvú (Fig. 1) de la provincia de La Pampa (Llambías *et al.* 1996), con filitas, esquistos y metareniscas de muy bajo a bajo grado del Complejo Metamórfico Las Piedras (Cámbrico superior? - Ordovícico), correlación que fue originalmente mencionada por Tickyj (1999) y Tickyj *et al.* (1999a, 1999b). Las rocas de muy bajo a bajo grado del Complejo Metamórfico Las Piedras aparecen en diversos afloramientos de reducida extensión y sin conexión entre sí en la zona de las estancias Las Piedras-Antimán-La Araucana y tienen rumbo NO-SE e inclinación al NE y SO. Su edad, que fue interpretada por Tickyj (1999) y Tickyj *et al.* (1999a) como una mezcla entre la edad del protolito y del metamorfismo, se encuentra comprendida en el intervalo de  $554 \pm 15$  Ma -K/Ar roca total- (Linares *et al.* 1980) y  $523 \pm 3$  Ma -Ar/Ar muscovita- (Tickyj 1999; Tickyj *et al.* 1999a). El Complejo Metamórfico Las Piedras está constituido, además, por rocas de mayor grado como gneises y anfibolitas, cuya edad mínima de metamorfismo regional se ubica en el Ordovícico (Tickyj 1999; Tickyj *et al.* 1999a).

En las Sierras Pampeanas de San Luis (Fig. 1) está expuesta una secuencia clástica, la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988; Prozzi 1990), cuya litología, grado metamórfico y edad de sedimentación, también son comparables con los de la Formación El Jagüelito. La Formación San Luis está constituida por pizarras, filitas, metacuarcitas, metavolcanitas y metaconglomerados, en facies esquistos verde. La edad del protolito de esta secuencia clástica, que fue obtenida por Söllner *et al.* (1998, 2000) de una metavolcanita ácida (U-Pb circón) intercalada en la misma, es de  $529 \pm 12$  Ma (Cámbrico inferior-medio).

La estructura interna de la Formación El Jagüelito también podría compararse con la de la Formación San Luis. En ambas unidades se ha preservado la estratificación original  $S_0$ , aunque se encuentra plegada con estilos diferentes, y tienen un único clivaje de plano axial  $S_1$  que, en la Formación San Luis, tiene una orientación N-S a NNE-SSO e inclinaciones al E u O (von Gosen y Prozzi 1996; 1998; von Gosen 1998a, 1998b). Esta actitud es levemente diferente y está corrida hacia el este en alrededor de  $30^\circ$  con respecto a la orientación NNO-SSE a N-S de las estructuras de la Formación El Jagüelito.

Prozzi (1990) fue el primer autor que correlacionó la Formación San Luis de las Sierras Pampeanas Orientales con la Formación Puncoviscana del Noroeste argentino, por su similitud litológica y bajo grado de metamorfismo y, además, estableció que ambas unidades se depositaron en una misma cuenca. Posteriormente von Gosen y Prozzi (1996, 1998) y

von Gosen (1998a, b) confirmaron esta correlación con detallados estudios estructurales que les permitieron relacionar la edad del protolito de la Formación San Luis, con las edades radimétricas de los cuerpos plutónicos que la intruyen.

Esta correlación de la Formación San Luis con la Formación Puncoviscana sugiere que se pueda comparar a esta última con la Formación El Jagüelito. En este sentido la Formación Puncoviscana está constituida por lutitas, pizarras, areniscas y cuarcitas, con escasa participación de conglomerados, calizas y lavas básicas, que están afectadas por un metamorfismo de bajo a mediano grado. La edad del protolito de estas rocas, que se estableció sobre la base de su abundante icnofauna, fue asignada al intervalo Precámbrico superior-Cámbrico inferior (Aceñolaza y Toselli 1981; Aceñolaza y Durand 1986).

Las Formaciones Puncoviscana y El Jagüelito tienen similares litologías, grado de metamorfismo y edad del protolito. Además, en ambas unidades aún se conserva la estratificación  $S_0$  original del protolito, que ha sido afectada por un plegamiento simple con desarrollo de clivaje de plano axial. Con respecto a la actividad orgánica de estas dos unidades, los icnogéneros recientemente encontrados en la Formación El Jagüelito (*Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp.), son trazas fósiles que también aparecen en la Formación Puncoviscana (Aceñolaza *et al.* 1976; Aceñolaza y Toselli 1981; Aceñolaza y Durand 1986; Durand 1996; Aceñolaza *et al.* 1999; Aceñolaza y Aceñolaza 2000). Por lo expuesto no se puede descartar que el protolito de la Formación El Jagüelito se haya depositado en una de las tantas cuencas que albergan a la Formación Puncoviscana. De confirmarse esta hipótesis, este sector de Patagonia habría formado parte de un mismo continente, al menos desde el Cámbrico inferior. Dada la importancia de estos resultados son necesarios estudios más detallados para comprender la evolución geológica de este sector de Patagonia durante este período.

## Conclusiones

La Formación El Jagüelito tiene evidencias de actividad orgánica representada por una asociación de trazas fósiles constituida por *Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp.

El hallazgo de *Chondrites* isp. y *Helminthopsis abeli* y las dataciones radimétricas del Plutón Arroyo Salado, dadas a conocer por Varela *et al.* (1997, 1998), ubican en el lapso Cámbrico-Tremadociano a la edad de sedimentación de la Formación El Jagüelito. Asimismo el metamorfismo, la deformación y la exhumación de esta secuencia clástica se habría producido con anterioridad a la intrusión del Plutón Arroyo Sa-

lado, ocurrida durante el Ordovícico inferior. Un segundo episodio de deformación, cuya edad aún no se conoce, afectó en forma conjunta al Plutón Arroyo Salado y a las metasedimentitas.

La litología, el grado de metamorfismo y la edad del protolito de la Formación El Jagüelito son comparables con los del Complejo Metamórfico Las Piedras (SE de la provincia de La Pampa), de la Formación San Luis (Sierras Pampeanas Orientales) y de la Formación Puncoviscana (Noroeste argentino). Además, los cuatro icnogéneros encontrados hasta el momento en la Formación El Jagüelito, también están presentes en la Formación Puncoviscana. Si estas características se consideran en forma integrada con el hecho que las Formaciones Puncoviscana y San Luis se depositaron coetáneamente en una misma cuenca de extensión submeridiana a lo largo de cientos de kilómetros (Prozzi 1990; von Gosen y Prozzi 1996, 1998; von Gosen 1998a, 1998b), permiten sugerir la prolongación de dicha cuenca hacia el sur de las Sierras Pampeanas de San Luis. En este sentido la misma continuaría por el SE de la provincia de La Pampa y alcanzaría el borde Atlántico del Macizo Nordpatagónico Oriental. Esta comparación regional está sustentada, además, por los datos de Tickyj (1999) y Tickyj *et al.* (1999a) que confirmaron que los afloramientos de basamento metamórfico del SE de la provincia de La Pampa, corresponden a la extensión austral de las Sierras Pampeanas Orientales.

### Agradecimientos

Agradecemos de manera muy especial a Alicia Busteros y Hebe Lema (SEGEMAR), sus generosos comentarios y sugerencias sobre la geología de la zona de Sierra Grande y el valioso intercambio de ideas y opiniones sobre la Formación El Jagüelito. La lectura crítica del manuscrito realizada por E. J. Llambías aportó valiosas sugerencias sobre el mismo. El acceso a los afloramientos fue facilitado por el Sr. C. León y familia. Agradecemos a Alfredo Benialgo la confección de la Fig. 1. También expresamos nuestro reconocimiento al SEGEMAR por el préstamo de las fotografías aéreas para llevar a cabo los trabajos de campo. Las opiniones y sugerencias de los árbitros del trabajo contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F., Durand, F. y Diaz Taddei, R., 1976. Geología y contenido paleontológico del «Basamento Metamórfico» de la región de Cachi, Provincia de Salta. Actas 6° Congreso Geológico Argentino, 1: 319-332. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Publicación Especial N° 1287. 212p. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F. and Durand, F., 1986. Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina. *Geological Magazine*, 123 (4): 367-375.
- Aceñolaza, F., Aceñolaza, G. y Esteban, S., 1999. Bioestratigrafía de la Formación Puncoviscana y unidades equivalentes en el NOA. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): Geología del Noroeste Argentino, Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino, p. 91-114. Salta.
- Aceñolaza, G. and Aceñolaza, F., 2000. The Cambrian System in Northwest Argentina. En: Aceñolaza, G. y Peralta, S. (Eds.): Cambrian from the southern edge. Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán, Miscelánea N° 6. p. 46-50.
- Arnolds, A., 1952. Aspectos generales de la geología y geomorfología del Distrito de Sierra Grande, Territorio de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7 (2): 131-142. Buenos Aires.
- Braitsch, O., 1965. Das Palaeozoikum von Sierra Grande (Provincia de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische Faltung im ostlichen Andesvordland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714. Stuttgart, Alemania.
- Busteros, A., Giacosa, R. y Lema, H., 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande (Provincia de Río Negro). 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín N° 241. 75 p. Buenos Aires.
- Cagnoni, M., Linares, E., Osters, H., Parica, C. y Remesal, M., 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 281-288. Mendoza.
- Caminos, R. y Llambías, E., 1984. El Basamento Cristalino. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino, 1 (2): 37-63. Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, J. y Varela, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-Andino Norpatagónico, República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1301-1305. Concepción, Chile.
- Cortés, J., 1981. El sustrato pre-Cretácico del extremo noreste de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235. Buenos Aires.
- Crimes, P., 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124: 97-119.
- Crimes, P., 1992. Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 637-646.
- Crimes, P. and Anderson, M., 1985. Trace fossils from Late Precambrian-Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. *Journal of Paleontology*, 59 (2): 310-343.
- Crimes, P. and Crossley, J., 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation, Wales. *Geological Journal*, 26: 27-64.
- Chernicoff, J. y Caminos, R., 1996a. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (2): 107-118. Buenos Aires.
- Chernicoff, J. y Caminos, R., 1996b. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (3): 201-212. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C. and Aragón, E., 1994. The

- Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3-4): 377-386.
- de Alba, E., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 41j, Sierra Grande (Provincia de Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 97. 67p. Buenos Aires.
- Droser, M. and Botjjer, D., 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 558-559.
- Durand, F., 1996. La transición Precámbrico-Cámbrico: evidencias de colonización del fondo marino en el noroeste argentino. En: Baldis, B. y Aceñolaza, F. (Eds.): *Early Paleozoic Evolution in Northwest Gondwana*. Instituto Superior de Correlación Geológica. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (Universidad Nacional de Tucumán). Serie Correlación Geológica N° 12, p. 247. San Miguel de Tucumán
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo 1. 288p. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 3: 51-54. S. M. de Tucumán.
- Giacosa, R., 1994. El basamento Precámbrico del sector oriental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (1-2): 89-100. Stuttgart, Alemania.
- Haller, M., 1976. Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 141-142. Buenos Aires.
- Han, Y. and Pickerill, R., 1995. Taxonomic review of the ichnogenus *Helminthopsis* Herr 1977 with a statistical analysis of selected ichnospecies. *Ichnos*, 4: 83-118.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problemática. In: Teichert, C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part W, Miscellanea, Supplement 1. Geological Society of America and University of Kansas Press. 269 pp.
- Linares, E., Llambías, E. y Latorre, C., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 87-146. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina (1957-1987). Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie «B» (Didáctica y Complementaria) N° 19. 628p. Buenos Aires.
- Linares, E., Ostera, H. y Parica, C., 1990. Edades radiométricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Provincia de Río Negro. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 251-254. San Juan.
- Llambías, E., Melchor, R., Tickyj, H. y Sato, A., 1996. Geología del Bloque del Chadileuvú. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 417-425. Buenos Aires.
- Prozzi, C., 1990. Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 452-455. San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. Abstracts 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1: 1. San Luis.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y Mina Gonzalito. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285. Buenos Aires.
- Rosenman, H., 1972. Geología de la región de Arroyo Los Berros (parte oriental de la Meseta del Somuncurá), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1): 117-137. Buenos Aires.
- Sato, A., Tickyj, H. y Llambías, E., 1998. El basamento ígneo-metamórfico del área de Las Grutas, Provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 65-70. Buenos Aires.
- Söllner, F., Brodtkorb, M., Miller, H., Pezzutti, N. and Fernández, R., 1998. Early Cambrian effusion of the metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina: Evidence from U-Pb age determinations on zircons. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 387. Buenos Aires.
- Söllner, F., Brodtkorb, M., Miller, H., Pezzutti, N. y Fernández, R., 2000. U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (1-2): 15-22. Buenos Aires.
- Tickyj, H., 1999. Estructura y petrología del Basamento Cristalino de la región centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 228p. (Inédita)
- Tickyj, H., Llambías, E. y Sato, A., 1999a. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orogéno Famatiniano de Sierras Pampeanas. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 160-163. Salta.
- Tickyj, H., Basei, M., Sato, A. and Llambías, E., 1999b. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south eastern La Pampa Province, Argentina. *Actas 2nd South American Symposium on Isotope Geology*, 1: 139-142. Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina.
- Varela, R., Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B., Basei, M., Siga Jr., O. and Texeira, W., 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian Massif, Argentina. *Acta 1° South American Symposium on Isotope Geology*: 326-329. San Pablo, Brasil.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga Jr., O., Cingolani, C. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 71-76. Buenos Aires.
- von Gosen, W., 1998a. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina)-structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (1): 79-109.
- von Gosen, W., 1998b. Transpressive deformation in the southwestern part of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (3): 233-264.
- von Gosen, W. and Prozzi, C., 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierras de San Luis, Argentina). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 301-314. Buenos Aires.
- von Gosen, W. and Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. and Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publications 142: 235-258. Londres, Inglaterra.
- Weber, E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte (Provincia de Río Negro). Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 196. 69p. Buenos Aires.

Recibido: 4 de septiembre, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001