

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 54 N° 4 1999



54 4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

305-448
Diciembre de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

CONTENTS

ARTICLES

Estuarine processes within the Beagle channel, Tierra del Fuego <i>F. Isla, G. Bujalesky and A. Coronato</i>	307-318
Río Rodeo and Quimivil granites: two stages of Palaeozoic magmatism in the northern Sierras Pampeanas <i>J.E. Lazarte, J.L. Fernández Turiel, F. Guidi and M.E. Medina</i>	319-332
Lava flows ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar analysis and glacial geology, Lago Buenos Aires, Santa Cruz Province, Argentina <i>Thao Ton That, B. Singer, N.-A. Mörner and J. Rabassa</i>	333-352
Magnetic results from the region of the Ischigualasto-Villa Unión basin (San Juan and La Rioja Provinces): a tectonic interpretation <i>F. Ruiz and A. Introcaso</i>	353-360
Tectonic interpretation of the Neogene deposits in the Río Palomares area, Principal Cordillera of Mendoza. <i>L.B. Giambiagi</i>	361-374
Lacustrine facies from Cañadón Asfalto Formation (Callovian-Oxfordian), Las Chacritas, Cerro Cándor, Chubut province <i>N.G. Cabaleri and C. Armella</i>	375-388
Paleofloristic revision of the Paso Flores Formation, Late Triassic, Río Negro and Neuquén <i>E.M. Morel, D.G. Ganuza and A. Zúñiga</i>	389-406
Palaeomagnetism of Tertiary rocks of Puna jujeña (23° S, 66° 30' W): no evidence of vertical axis rotations <i>C.B. Prezzi</i>	407-419
The San Marcos Sierra and La Falda skarns: geology, mineralogy and hydrothermal fluid composition. Comparison with other skarns from eastern Sierras Pampeanas of Córdoba <i>M. Franchini, R. Lira and J. Sfragulla</i>	420-435
SHORT NOTE	
The Sauce Punco deformed belt, Sierra Norte, Córdoba, Argentina <i>R. Martino, R. Pinceyra, A. Guareschi and J. Sfragulla</i>	436-440
ACKNOWLEDGMENT TO REVIEWERS	441
SOCIETY RECORDS AND ACTIVITIES	442-444
INDEX OF VOLUME 54 (1999)	445-446

ON THE COVER

Multispectral LANDSAT TM image enhancing clay minerals and iron oxides. To the east the Bolsón del Bermejo, to the west the Precordillera; NE part of San Juan Province and S of La Rioja Province.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, 1006 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 54, NÚMERO 4, DICIEMBRE 1999

CONTENIDO

ARTICULOS

Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego <i>F. Isla, G. Bujalesky y A. Coronato</i>	307-318
Los granitos Río Rodeo y Quimivil: dos etapas del magmatismo paleozoico del norte de Sierras Pampeanas <i>J.E. Lazarte, J.L. Fernández Turiel, F. Guidi y M.E. Medina</i>	319-332
Datación de lavas basálticas por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina <i>Thao Ton That, B. Singer, N.-A. Mörner y J. Rabassa</i>	333-352
Resultados magnetométricos en la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja): una interpretación tectónica <i>F. Ruiz y A. Introcaso</i>	353-360
Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza <i>L.B. Giambiagi</i>	361-374
Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut <i>N.G. Cabaleri y C. Armella</i>	375-388
Revisión paleoflorística de la Formación Paso Flores, Triásico Superior de Río Negro y del Neuquén <i>E.M. Morel, D.G. Ganuza y A. Zúñiga</i>	389-406
Paleomagnetismo de rocas terciarias de la Puna jujeña (23° S 66° 30' O): ausencia de rotaciones según ejes verticales <i>C.B. Prezzi</i>	407-419
Los skarns San Marcos Sierra y La Falda: geología, mineralogía y composición de los fluidos hidrotermales. Comparación con otros skarns de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba <i>M. Franchini, R. Lira y J. Sfragulla</i>	420-435

NOTA BREVE

La faja de deformación Sauce Punco, sierra Norte, Córdoba, Argentina <i>R. Martino, R. Pinceyra, A. Guareschi y J. Sfragulla</i>	436-440
---	---------

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

441

CRONICA DE LA ASOCIACION

442-444

INDICE DEL VOLUMEN 54 (1999)

445-446

TAPA

Imagen LANDSAT TM falso color, resaltando los óxidos de hierro y las arcillas. Al E el Bolsón del Bermejo, al O la Precordillera; NE de la Provincia de San Juan, S de la Provincia de La Rioja

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, 1006 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.

This One



FRN7-025-ERYA

Material protegido por derechos de autor



COMISIÓN DIRECTIVA
(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Directora

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires
A.C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Editores Asociados

R. Allmendiger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil
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, Universidad Nacional de Córdoba
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.

Presidenta: Lic. Norma E. Pezzuti.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.

Vocales suplentes: Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi.

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. Raul 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. A.M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Nélica Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Puerto Madryn: Lic. Pablo Bouza, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Juan: Dra. Lucía Ruzyci de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.
Santa Rosa: Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. C. Ninci.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Dr. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn.
INGEIS: Dra. Claudia Armella.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel.
Pan American Energy LLC: Lic. Joaquín Oliver.
Subsecretaría de Minería: Dr. D. Rubiolo.
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.
YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná, 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.

Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego

Federico ISLA¹, Gustavo BUJALESKY² y Andrea CORONATO³

¹Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, Funes 3350,
7600 Mar del Plata

²Centro Austral de Investigaciones Científicas (CONICET), Av. Malvinas s/n, 9410 Ushuaia,
Tierra del Fuego

ABSTRACT. *Estuarine processes within the Beagle Channel, Tierra del Fuego.* The Beagle Channel is a tectonic valley that was completely covered by ice during the Last Glaciation, and was flooded by the sea at approximately 8,000 years BP, reaching a maximum sea level between 6,000 and 5,000 years BP. Earthquakes and ash falls were recorded in the deeper and exposed sediments. The estuarine (fjord) dynamics are controlled by significant and seasonal pluvial sources, and by tidal flow from both the east (Atlantic) and the west (Pacific). During the summer of 1998, at 12 m depth two layers in the water column were locally identified either by salinity or temperature. The persistent and episodically strong winds from the south-west result in the development of high-energy beaches and very steep cliffs. The narrowing (sill) of Archipiélago Gable not only conditions morphologically the fjord dynamics, but it also limits the relative effects of the eastern- and western-flowing tidal currents, and the gravity waves which originate from the west. Deep-water sedimentation is controlled by gravity flows, either triggered by earthquakes, or related to seasonal river plumes. Within the fine and anoxic sediments, ash layers were recorded. Shallow-water sedimentation is controlled by tidal interactions (Bancos Gable and Heradura) and the local effect of waves in some shallow bays.

Introducción

Los fiordos (del noruego "fjorth") son formas estuáricas originadas por la inundación marina de antiguos valles glaciarios durante el Holoceno. Además de esta definición estrictamente geomorfológica, se han definido aproximaciones físico-químicas relacionadas con la necesaria estratificación de las aguas (salinidad y temperatura) en profundidad (Pickard 1961; Farmer y Freeland 1983). Esta estratificación de las aguas posee mucha variabilidad tanto en distancia como en el tiempo (estacionalidad). La relación de los fiordos con antiguas áreas englazadas condicionan su ubicación a altas latitudes: Noruega, Escocia, Groenlandia, Islandia, Canadá, Alaska, Kamchatka, Patagonia, Nueva Zelanda y archipiélagos como las islas Kerguelen, Isla de los Estados, Georgias del Sur, o Shetland del Sur (Syvitski y Shaw 1995).

En este trabajo se analizan perfiles de salinidad y temperatura obtenidos en verano en el Canal Beagle. Los datos son propios del sector argentino del canal descubierto por el *master* de la *Beagle*, Matthew Murray (abril de 1830), y en el "paleofiordo" (en el sentido

de Gordillo *et al.* 1993) de Bahía Lapataia (Fig. 1). El análisis de la dinámica estuarina comprende además mediciones ejecutadas por una expedición alemana, chilena e italiana en el sector chileno del canal y mediciones del Grupo de Hidrología del CADIC en Ushuaia. Respecto a la sedimentación de fondo, se analizan los testigos obtenidos a principios de los años sesenta por el Lamont-Doherty Geological Observatory, cuya descripción permanecía inédita. Esta información, sumada a observaciones de afloramientos costeros, ha permitido referir a los procesos geológicos que condicionaron su evolución durante el Cuaternario.

Características de los fiordos

Los fiordos son estuarios profundos, de laderas empinadas, y generalmente rocosas. Una de las características morfológicas más notable es la presencia de una o más sillas glaciarias (*sills*). Estas sillas están definidas como una elevación que puede ser un remanente rocoso (umbral o *threshold*) o depósitos morénicos de retroceso. La cuenca interior definida por esta silla es la que

posee la dinámica más conocida de los fiordos (Syvitski y Shaw 1995).

El modelo ideal de un fiordo estratificado requiere de agua dulce superficial saliendo y la penetración de una corriente compensatoria de agua salada entrando al estuario. Estacionalmente, se conoce que este modelo de dos capas ("tipo fiordo") es característico de los meses de verano o primavera-otoño (como consecuencia del deshielo); durante el invierno las aguas del fiordo normalmente no están estratificadas. La silla morfológica induce la formación de aguas anóxicas en el fondo de la cuenca interior.

Los fiordos son trampas eficientes en la captura de sedimento. En los últimos 100.000 años los fiordos habrían recibido un cuarto de los sedimentos fluviales acarreados al océano (Syvitski y Shaw 1995). Los sedimentos aportados a los fiordos son casi exclusivamente terrestres. Son mínimos los aportes provenientes de plataforma, siendo más importantes entre éstos los biogénicos. En cuanto al ritmo de sedimentación, depende de la dinámica de la cuenca y del ritmo de levantamiento tectónico de la región (Syvitski y Shaw 1995). La estacionalidad en la magnitud del transporte de sedimento depende si el río se alimenta de aportes por

nieve o hielo. En el primer caso la mayor carga de sedimentos corresponde a la primavera, con el aporte de los sedimentos meteorizados durante el invierno. En el caso de aportes glaciares, los mayores aportes sedimentarios ocurren hacia el final del verano, cuando se han incrementado los caudales de deshielo (Syvitski y Shaw 1995).

El canal Beagle

El canal Beagle conecta el extremo sur de los océanos Pacífico y Atlántico a los 54° 53' S entre los 66° 30' y los 70° O (Fig. 1). En su extremo oeste, se comunica con el Océano Pacífico mediante los brazos Noroeste y Sudoeste, rodeando la isla Gordon. Desde la punta que divide estos brazos (Punta Divide) hacia el este, el canal tiene una extensión de 180 km. La costa norte corresponde a la Isla Grande de Tierra del Fuego, mientras que la sur comprende las islas Hoste y Navarino, a su vez separadas por el canal Murray (54° 52' S, 68° 20' O, Fig. 1). Las islas Lennox y Nueva, aflorantes desde una plataforma de 50 m de profundidad, quedan

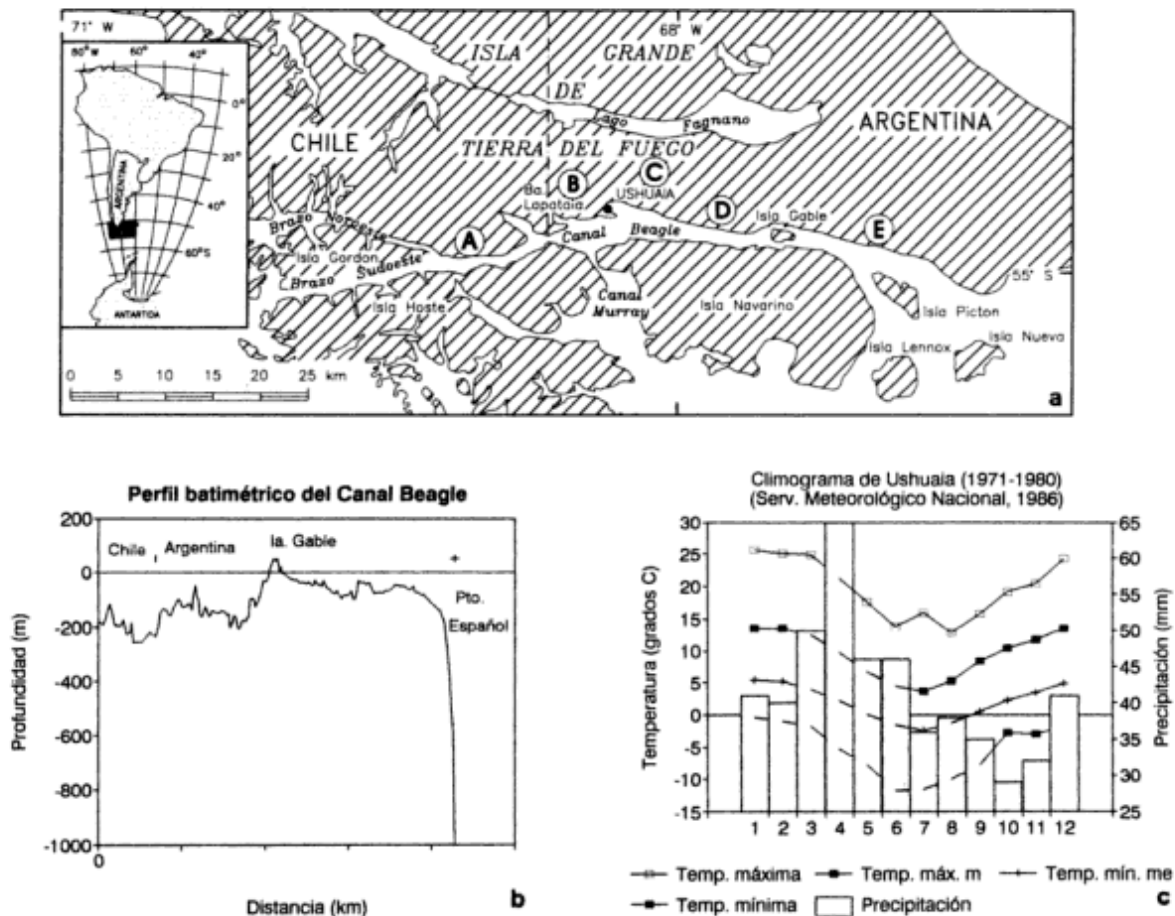


Figura 1: a, Ubicación del canal Beagle; b, perfil batimétrico y c, datos climáticos de Ushuaia (según datos del Servicio Meteorológico Nacional 1986). Los rasgos fisiográficos mencionados en el texto han sido ubicados según las diferentes zonas A-E.

incluidas en el ámbito del canal ya que el talud hasta la cota de 105 m se desarrolla claramente hacia el este y sur de las mismas. La isla Picton separa los canales Moat hacia el norte y Picton hacia el sur. La isla Lennox está separada de la isla Navarino por el canal Goree (Fig. 1).

El canal Beagle se extiende sobre una falla O-E de bajo ángulo y desplazamiento horizontal. El canal se encuentra entre los dominios tectónicos del Arco Plegado y Fallado de Magallanes por el norte, la Cuenca Marginal de Rocas Verdes por el sur, y el Núcleo Metamórfico de Cordillera Darwin por el oeste (Klepeis 1994). Las profundidades máximas alcanzan valores de 300 m en los brazos Noroeste y Sudoeste, 240 m al oeste de la conexión con el canal Murray, y 196 m en el sitio conocido como Remolino. El ancho medio es de 5

km, aunque alcanza valores mínimos en el archipiélago Gable con 1,8 km (Paso Mackinlay). La isla Gable a su vez constituye un umbral de sólo 30 m de profundidad (Banco Gable).

El perfil batimétrico del canal Beagle muestra el desarrollo longitudinal de una artesa con cubetas de excavación y elevaciones, que finaliza en lo que fue un valle colgante con anterioridad a la inundación por el mar (Figs. 1 y 2). En este valle glaciario se reconoce la presencia de escalones de artesa o umbrales, arcos morénicos frontales, morenas basales, campos de drumlins y fondos lacustres. Entre las geoformas aflorantes se destacan el conjunto de rocas aborregadas de las islas Bridges y otros islotes ubicados en la boca de la bahía Ushuaia, y el campo de drumlins que conforma el archipiélago Gable (Rabassa *et al.* 1990b; Fig. 1).

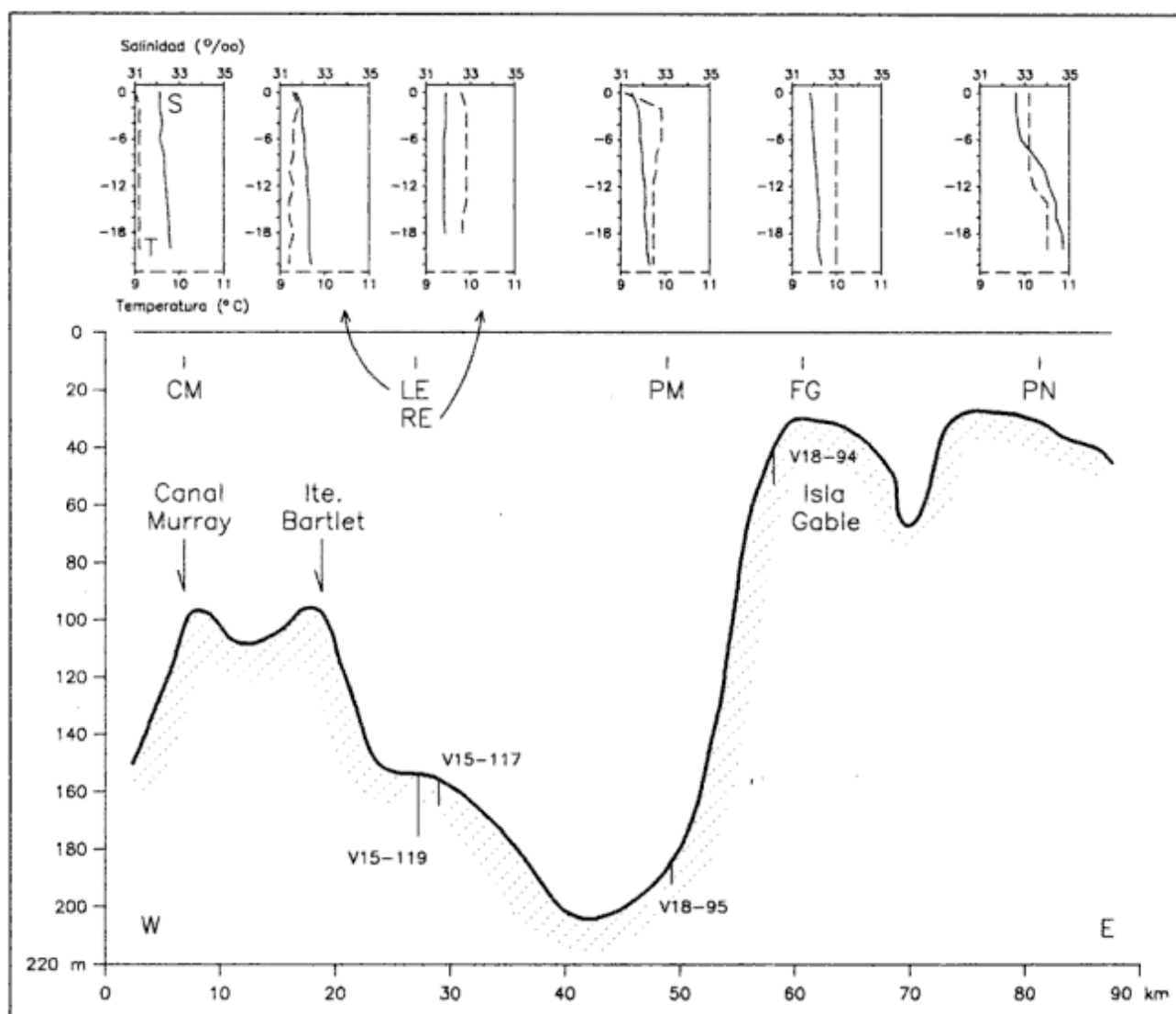


Figura 2: Perfil longitudinal del canal Beagle, con los perfiles de temperatura y salinidad realizados en febrero de 1998, y ubicación de los testigos obtenidos por el LDGO entre 1959 y 1964 (CM: Canal Murray; LE: Islas Les Eclaireurs; RE: Río Encajonado; PM: Pilar Monte Arbol; FG: Frontón Gable; PN: Punta Navarro).

Condiciones climáticas

El clima de Tierra del Fuego carece de influencia continental. Está determinado por su posición en latitudes medias en el sistema de vientos del oeste (lat. 40-60° S), en el área de tránsito hacia el este de los ciclones y en cercanías al continente antártico (Tuhkanen 1992). En la región del canal Beagle el tipo climático ha sido clasificado como templado húmedo (Cfc, según Köppen 1936), oceánico (III.2., según Troll y Paffen 1964) y como perteneciente a la zona antártica, en su variante oceánica (Walter 1976). La temperatura media del aire en Ushuaia es de 5,9° C, sin verano térmico y con posibilidad de ocurrencia de nevadas durante todo el año. De acuerdo a datos de temperatura del agua de mar, medidos en el muelle de combustibles de Ushuaia, la temperatura promedio del agua del canal es de 6,5° C, de modo que existe un importante flujo positivo de calor del agua al aire durante la época invernal (Iturraspe y Schroeder 1994). La precipitación anual presenta un marcado gradiente oeste-este con valores anuales de 534,7 mm en Ushuaia (Fig. 1), pero habiéndose registrado períodos más lluviosos; i.e. entre 1928 y 1937 los promedios anuales alcanzaron 661 mm (Iturraspe 1994). Los vientos predominantes son los del sudoeste con una frecuencia anual de 23,6% y velocidad media de 31 km/h. El 50% de los días del año, las ráfagas superan los 50 km/h; 10 días al año superan los 100 km/h pudiendo llegar excepcionalmente a 200 km/h (Iturraspe y Schroeder 1994). Para la dinámica del fiordo las ráfagas son importantes como generadoras de transporte en los fondos menos profundos, o la inestabilidad que pudieran causar en las pendientes subácneas, i.e. generando procesos turbidíticos.

Ambiente oceánico

Las masas de agua que circundan Tierra del Fuego forman parte del ambiente oceánico subantártico. Son el resultado de intensos procesos de mezcla por convección vertical que se desarrollan en el Pasaje Drake, al norte de la Convergencia Antártica, y en el sector comprendido entre las Islas Malvinas y la costa oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Capurro 1981; Boltovskoy 1981; Servicio de Hidrografía Naval 1981).

El canal Beagle presenta un régimen de mareas micromareal y semidiurno con desigualdades diurnas. La amplitud media de la marea es de 1,1 m en Ushuaia. Las amplitudes de la componente semidiurna semilunar principal (M2) determinadas para los puertos chilenos y argentinos en el canal Beagle oscilan entre los 0.51 y 0.61 m y se puede afirmar que la amplitud de marea es uniforme a lo largo del canal (D'Onofrio *et al.* 1989), aunque ligeramente mayor en el archipiélago Gable (Puerto Williams; Andrade 1991). La onda de la componente semidiurna semilunar principal (M2) que proviene del Atlántico Sur se propaga hacia el oeste en-

trando por el canal Beagle y a su vez continúa avanzando hacia el norte. Además, en el canal una onda M2 se desplaza de oeste a este, recorriendo el trayecto entre bahía Lapataia e isla Gable (70 km) en 34 minutos; estos datos indican corrientes de 34 m/seg. Las corrientes de mareas medidas confirman valores máximos de 32 cm/seg (Balestrini *et al.* 1998). El encuentro entre las ondas "atlántica" y "pacífica" se produce en la zona de isla Martillo, archipiélago Gable (D'Onofrio *et al.* 1989). El alcance para los vientos predominantes del sudoeste en el canal Beagle es reducido y originarían olas de viento de sólo 1 a 3 seg de período. Sin embargo, en el análisis de los efectos de olas debemos considerar los efectos de las ráfagas superiores a 50 km/h mencionadas. Estos efectos episódicos explicarían algunas acumulaciones de playas de arena orientadas hacia el oeste, las alturas alcanzadas por algunos bermas, y los acantilados preferentemente orientados hacia el oeste (Frontón Gable).

Descargas fluviales

El canal Beagle recibe el aporte de numerosos cursos de agua que desaguan las cuencas intermontanas de las islas Grande, Navarino y Hoste. Todas estas cuencas tienen un régimen pluvio-nival con crecientes máximas entre octubre y diciembre y estiaje en marzo-abril. De la información disponible sobre la hidrografía de la costa argentina del canal Beagle, y en función del tamaño de las cuencas y la presencia de glaciares pueden diferenciarse cinco sectores, de oeste a este:

Sector A: Canal Noroeste-Bahía Yendegaia (Fig. 1). Glaciares de descarga de la cordillera Darwin con "calving" en fiordos conectados al canal Beagle y cursos menores de ladera.

Sector B: Bahía Yendegaia-Valle Olivia. Cursos colectores de cuencas interiores que reciben numerosos afluentes de valles de altura con glaciares de circo. Los caudales medios son de 4,22 m³/seg para el río Pipo, 3,8 m³/seg para el arroyo Grande y 5,38 m³/seg en el río Olivia (Grupo de Hidrología del CADIC 1989). El aporte de detritos al canal es importante, formando plumas de sedimento en suspensión que ingresan varios cientos de metros dentro del canal.

Sector C: Valle Olivia-Bahía Brown. Cursos cortos que desaguan la ladera septentrional de las sierras Sorondo. Algunos como el río Encajonado son colectores de cuencas interiores, aunque de dimensiones menores a las del sector anterior. La presencia de glaciares de circo es reducida (Fig. 1).

Sector D: Bahía Brown-Punta Navarro. Cursos colectores de cuencas interiores, algunos de gran extensión como la del río Lasifashaj (188,98 km²). Salvo en la cuenca alta y media de este río, la presencia de glaciares de circo es escasa en las cumbres de las sierras de Lucio López, drenadas por los ríos Varela y Cam-

baceros (sector D de la Fig. 1). Los cursos de este sector fluyen con hábito meandriforme entre geoformas glaciarias y desembocan en el canal Beagle en ambientes de baja energía, con dinámica estuarina (archipiélago Gable).

Sector E: Punta Navarro-Bahía Sloggett (Fig. 1). Cursos colectores de cuencas interiores como los ríos Moat y López, con relativamente nula presencia de glaciares de circo o neveros. Atraviesan fondos de valle casi íntegramente formados por turberas de potente espesor. Los sectores de ladera escarpada son drenados por cursos cortos de ladera.

Evolución del paisaje

La evolución geomorfológica reciente del canal Beagle está relacionada a glaciaciones y fluctuaciones del nivel del mar; aunque no se descarta encontrar depósitos de fondo relacionados a deslizamientos inducidos por terremotos, tres de los cuales se han registrado en tiempos históricos (1879, 1949 y 1970).

Un primer arco morénico se encuentra ubicado hacia el este de las islas Lennox y Nueva correspondiente a la glaciación del Pleistoceno Medio (Glaciación Lennox, en el sentido de Rabassa y Clapperton 1990). En el campo de drumlins de la isla Gable, un depósito de till basal inferior, de más de 20 m de espesor, contiene fragmentos de bivalvos marinos que habrían sido transportados por el hielo a cotas por encima del nivel actual del mar a partir de un depósito marino del interior del canal, y con anterioridad a la última glaciación pleistocena ("ice-pushed"; Rabassa *et al.* 1988). La Última Glaciación Pleistocena ("Winconsinan" de América del Norte) ha sido definida como Glaciación Moat (Rabassa *et al.* 1990a) por ser Punta Moat la localidad en la que se observan los arcos morénicos frontales más externos (Fig. 1). Durante el máximo glacial (20.000 años AP aproximadamente), todo el canal estaba ocupado por hielo, recibiendo glaciares tributarios desde los circos y valles interiores de los cordones montañosos de ambas márgenes (Coronato 1995). Un campo de drumlins se estaba formando por debajo del hielo en la zona de Ea. Harberton-Isla Gable-Puerto Williams (archipiélago Gable; Fig. 1), en ambas costas del actual canal, y retrabajando el "till basal inferior". A través de imágenes satelitales Landsat MSS, se ha podido reconocer que en Gable convergen el glaciar de Tierra Mayor por el norte y otro desde isla Navarino. Todo este conjunto de depósitos de till, glacialacustres y glacialfluviales ha sido definido como Drift Gable (Rabassa *et al.* 1988 y 1990b).

Hacia los 14.000 años AP, el frente de hielo se habría retirado al oeste de Pto. Harberton, donde se localiza una turbera en la que la datación de materia orgánica basal arroja una edad de 14.620 +/-260 años AP (Heusser 1989). Hacia los 12.000 años AP se habría produci-

do una fase de estabilización del cuerpo de hielo, modelando el complejo de morenas terminales de Punta Segunda. Dicha fase se habría manifestado mediante cuatro estadios formando los arcos de río Escape, Punta San Juan I y II y Punta Segunda. Contemporáneos a ellos serían los niveles paleolacustres marginales que desarrollan geoformas aterrazadas a lo largo de la ladera baja del frente montañoso (Vermeijden 1997). Hacia el oeste, esta fase se continúa en las morenas de Ea. Túnel y Pista de Esquí (300 m s.n.m.) en Ushuaia, denominándose al conjunto como Drift Pista de Esquí (Rabassa *et al.* 1990a).

A juzgar por la edad basal de las turberas de Punta Pingüinos (península Ushuaia) y bahía Lapataia, el retroceso definitivo del hielo se habría producido al menos hacia los 10.000 años AP, estableciéndose las primeras comunidades vegetales representativas de ambientes de tundra.

El pasaje de lago proglacial a fiordo habría tenido lugar hacia los 8.000 años AP mediante el ingreso de agua de mar por el canal Murray (Fig. 1); estas condiciones marinas ya estaban establecidas en bahía Lapataia hacia los 7.900 años AP (Rabassa *et al.* 1986). La transgresión y regresión del Holoceno generó depósitos de playa con fragmentos de moluscos diversos, con edades radiocarbónicas de 5600 a 2100 años AP. Tres juegos de playas ascendidas, con cotas entre 8-10 m, 4-6 y 1,5-3 m s.n.m. (Gordillo *et al.* 1992) pueden identificarse a lo largo de la costa norte del canal Beagle (entre Lapataia y Ea. Harberton). La curva del nivel relativo del mar en el canal Beagle muestra un máximo entre 6000 y 5000 años AP entre bahía Golondrina y playa Larga (sector C de la Fig. 1; Gordillo *et al.* 1993) como consecuencia de la acción combinada de ascenso glacioeustático y sismotectónico. En la zona de bahía Lapataia, se ha precisado su evolución durante el Holoceno a través de fechados radiocarbónicos. Condiciones estuáricas (paleofiordo) habrían funcionado en el actual lago Roca (Fig. 4) aproximadamente entre 8000-7500 y 3860 años AP (Gordillo *et al.* 1993). Depósitos piroclásticos de tamaño lapilli se habrían depositado sobre la isla Gable (Rabassa *et al.* 1986).

Los altos acantilados que en diferentes sectores del canal se orientan preferentemente hacia el oeste (Península Ushuaia, Frontón Gable), indican modernos procesos de modelado del canal por acción olas inducidas por los vientos del oeste.

Métodos

Con el objeto de analizar la distribución vertical de salinidades y temperaturas, se realizaron perfiles el día 23 de febrero de 1998. Todas las mediciones fueron realizadas con un analizador de aguas Horiba U10 con cable de hasta 30 m. Este equipo mide 6 parámetros: pH (rango 0 a 14), salinidad (rango 0 a 40 unidades

prácticas de salinidad; UPS), conductividad (rango 0 a 100 mS/cm), temperatura (0 a 500° C), turbidez (0 a 800 unidades nefelométricas de turbidez; NTU) y oxígeno disuelto (0 a 19,9 mg/l; Horiba Inc. 1991). Todos los puntos de muestreo fueron posicionados con un GPS Trimble Ensign XL.

Los sitios donde se realizaron los perfiles de aguas dentro del Canal Beagle fueron, de oeste a este:

Canal Murray,	540 53,676' S	680 22,751' O
Bahía Ushuaia,	540 49,706' S	680 15,917' O
Faro Les Eclaireus,	540 52,775' S	680 04,636' O
Río Encajonado,	540 51,989' S	680 06,740' O
Pilar Monte Arbol,	540 53,962' S	670 47,599' O
Frontón Gable,	540 53,568' S	670 34,282' O
Punta Navarro,	540 51,437' S	670 15,153' O

Las referencias a la sedimentación dentro del canal se limita a las descripciones de testigos obtenidos entre 1959 y 1962, durante las campañas con el buque Vema (Lamont-Doherty Geological Observatory; Fig. 2). Los muestreos de superficie considerados fueron realizados por el Servicio de Hidrografía Naval (1974), por el Grupo de Hidrología del CADIC (1989) y el programa italiano de investigaciones antárticas (Celio 1991; Brambati *et al.* 1991). Recientemente, el Servicio de Hidrografía Naval conformó un modelo de circulación superficial del canal para el sector próximo a la bahía Ushuaia (Balestrini *et al.* 1998).

Resultados

Perfiles de temperatura y salinidad

Los perfiles de temperatura se realizaron hasta profundidades máximas de 22 m. En la zona interior del canal, al oeste del archipiélago Gable (Fig. 1), no se registró estratificación térmica. Solamente al este de la silla Gable (punta Navarro), se midió un cambio de 0,5 grados en la temperatura del agua a 12 m de profundidad (Fig. 2).

Los perfiles de salinidad tuvieron mayor variación. Localmente, se detectaron lentes de agua superficial más dulce. Sólo en Punta Navarro se reconoció un patrón significativo de estratificación salina de 32,6 UPS en superficie aumentando a 34,7 UPS desde los 12 m de profundidad (Fig. 2). Estas estratificaciones termohalinas superficiales son esperables durante los meses de primavera-verano, cuando son más importantes las descargas de agua de deshielo.

Entre el 22 de marzo y el 10 de abril de 1991, el Programa de Investigaciones Antárticas de Italia relevó los canales fueguinos en el buque "OGS Explora". Los perfiles de temperatura y salinidad del canal Beagle se obtuvieron entre Ushuaia y el Océano Atlántico. En el sector interior del canal (al oeste del archipiélago Gable), las aguas estaban estratificadas entre 50 y 80 m de profundidad (estaciones 1, 3 y 5; Celio 1991). Hacia

el este de Gable, no se observó estratificación alguna, pero los perfiles se realizaron hasta 40-50 m de profundidad (estaciones 8 y 9). Algo más al este, al sur de la bahía Slogett, la estratificación reconoce mezcla de aguas oceánicas a 380 m (estación 11; Celio 1991).

De acuerdo a datos colectados por el buque del INIDEP "Dr. Holmberg" en febrero de 1992, al este de Ushuaia (Punta Remolino, Fig. 1) la temperatura (6,5 a 9,5 °C) y la salinidad (32 a 30 UPS) estaban estratificadas a unos 40 m de profundidad (Balestrini *et al.*, 1998).

Similares estratificaciones termohalinas fueron reconocidas en primavera (octubre de 1994) al oeste del canal de Beagle por la expedición organizada por el Instituto Alfred Wegener. Las capas de mezcla fueron registradas en aquella oportunidad entre 42 y 65 m (Arntz y Gorny, 1996). Esta capa de mezcla estaba muy bien definida a 42 m de profundidad en la boca occidental del canal Noroeste (Glaciar Garibaldi), hundiéndose hacia el este (70 m) hacia la confluencia de los dos brazos occidentales (Punta Yámana; Arntz y Gorny 1996).

Los bajos índices de salinidad (los valores superficiales no superan las 32 UPS) y la definida estacionalidad en el régimen de temperatura estarían originados por el carácter continental de las aguas que alimentan estas diluciones (Balestrini *et al.*, 1998).

En resumen, los datos obtenidos por el INIDEP y por nosotros reconocen una estratificación de las aguas en verano, que se mantiene, aunque a mayor profundidad en primavera (Arntz y Gorny 1996) y otoño (Celio 1991). De acuerdo a las variaciones de la capa de mezcla a lo largo del canal, puede afirmarse que el canal Beagle es un fiordo "angosto" y del "tipo N" en el sentido de Stigebrandt (1981) ya que la capa superficial posee un espesor mínimo respecto a la capa profunda, y donde las variaciones de esta capa de mezcla poseen variaciones significativas a lo largo del fiordo. De todos modos, estas clasificaciones de fiordos no se pueden aplicar al canal Beagle, en el sentido que su dinámica cambia rápidamente en función de las condiciones meteorológicas o los efectos de mareas. Todas estas variaciones químicas (salinidad) y físicas (temperatura, mareas) están confirmando el comportamiento estuárico en los sectores interiores del canal.

Estacionalidad térmica y salina en la bahía Ushuaia

En el canal Beagle, específicamente en la bahía de Ushuaia (Fig. 1), la temperatura del agua ha tenido variaciones extremas entre 0,4 y 14,9° C (período 1984-1988). Sin embargo, dentro de los valores extremos diarios se han reconocido mínimas de 3° C y máximas de 12,8° C (Grupo de Hidrología 1989). La variación normal a lo largo del año es de 4,3° C en agosto y de 8,9° C en enero (Iturraspe y Schroeder 1994).

Entre 1971 y 1973, el grupo de Hidrología del CADIC

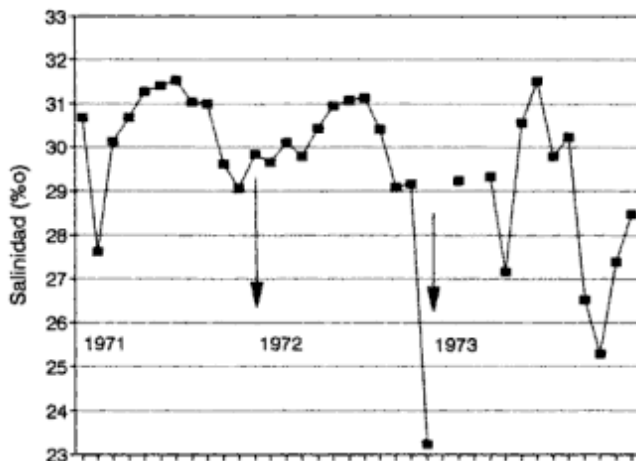


Figura 3: Variaciones de la salinidad de la Ba. Ushuaia entre 1971 y 1973 (según datos del Grupo de Hidrología del CADIC 1989). Los datos de enero y febrero de 1973 no fueron medidos

realizó mediciones de salinidad en la bahía de Ushuaia. Estas mediciones fueron promediadas mensualmente e indican que existe normalmente una estacionalidad dentro de la bahía entre 25 y 32 UPS (Fig. 3), con un mínimo extraordinario de 23 UPS medido en diciembre de 1972 (Grupo de Hidrología del CADIC 1989). Los valores mínimos se obtuvieron durante el verano lo que demuestra que la salinidad de la bahía es dependiente de los volúmenes de agua aportados por deshielo.

Zonación estuarina en bahía Lapataia

En el complejo estuarino conformado por el lago Roca y la bahía Lapataia se midió la calidad de las aguas

para reconocer el sitio preciso donde se mezclan las aguas. A las 15 horas del 22.2.1998, la mezcla de aguas (marina y dulce) se ubicaba en el archipiélago Cormoranes (Fig. 4). A su vez, tanto frente al archipiélago Cormoranes como en la bahía Lapataia, se comprobó estratificación termosalina en los primeros 3 m, siendo más evidente en el sector de mezcla de aguas (archipiélago Cormoranes; Tabla 1). Estas mediciones también pudieron constatar las temperaturas mayores en los cuerpos de agua cerrados (lago Roca, laguna Negra; Fig. 4; Tabla 1). Los valores de pH indicaron variaciones importantes entre el lago Roca, laguna Verde y laguna Negra, aunque no se dispone de información sobre el fitoplancton como para explicar estos resultados. Tal cual lo consignado por Mariazzi *et al.* (1987), los valores de turbidez del Lago Roca indican una concentración muy significativa de partículas en el agua. Los muestreos realizados el 25 de febrero de 1999 confirmaron los patrones de febrero de 1998.

Distribución de sedimentos

La expedición italiana de 1991, tuvo oportunidad de muestrear el canal Beagle entre Ushuaia y su boca en el Océano Atlántico. Hacia el Atlántico, los sedimentos de fondo son arenas, limolitas y sedimentos bioclásticos. En el angostamiento de Gable, el fondo es rocoso, con gravas y crustáceos típicos de alta energía (Colizza 1991). Hacia el oeste, las costas son rocosas con pequeños desarrollos de playas de arena. La composición de estos sedimentos está dominada por limolitas arenosas, provenientes de la Formación Yahgán (Kranck, 1932; Caminos *et al.* 1981). Aún más hacia el oeste, las bahías son arenosas (Lapataia, Yendegaia) alternando

Tabla 1: Datos de calidad de aguas en la cuenca del lago Roca-bahía Lapataia. Los valores son promedio de dos mediciones por cada variable. a, 22 Feb. 1998; b, 25 Feb. 1999. NTU: unidades nefelométricas de turbidez; UPS: unidades prácticas de salinidad.

Localidad		Latitud	Longitud	pH	Cond. mS/cm	Turb. (NTU)	Oxig. Dis. (mg/l)	Temp.(°C)	Sal.(UPS)
Lago Roca	a	54° 49,831'	68° 33,842'	8,20	0,066	109	10,41	13,1	0
	b			8,39	0,069	135	13,90	11,0	0
Río Lapataia	a	54° 50,638'	68° 33,755'	7,20	0,065	7	10,45	12,7	0
Laguna Verde	a	54° 50,699'	68° 34,638'	6,85	0,067	7	10,79	12,8	0
	b			7,73	0,066	0	10,92	10,5	0
Río Ovando	a	54° 50,891'	68° 34,602'	8,42	0,074	7	9,20	13,9	0
Laguna Negra	a	54° 50,632'	68° 35,325'	8,23	0,076	4	8,89	15,2	0
Arch. Cormoranes 0 m	a	54° 50,937'	68° 34,451'	8,15	0,541	6	8,88	13,2	0,2
	b			7,55	0,202	7	10,86	10,2	0
Arch. Cormoranes -3 m	a			8,32	5,89	6	9,33	12,4	3,3
	b			7,81	1,09	4	10,58	10,1	0,4
Ba. Lapataia 0 m	a	54° 51,316'	68° 34,392'	8,43	48,4	1	10,22	10,7	31,0
	b			8,48	32,7	31	12,98	9,6	20,1
Ba. Lapataia -3 m	a			8,52	49,5	1	9,92	10,1	31,7
	b			8,20	49,3	10	9,60	8,7	31,4
Ba. Ensenada	a	54° 50,862	68° 28,789	8,64	31,7	1	10,43	12,1	19,4
	b			8,35	24,9	10	10,91	9,0	15,0

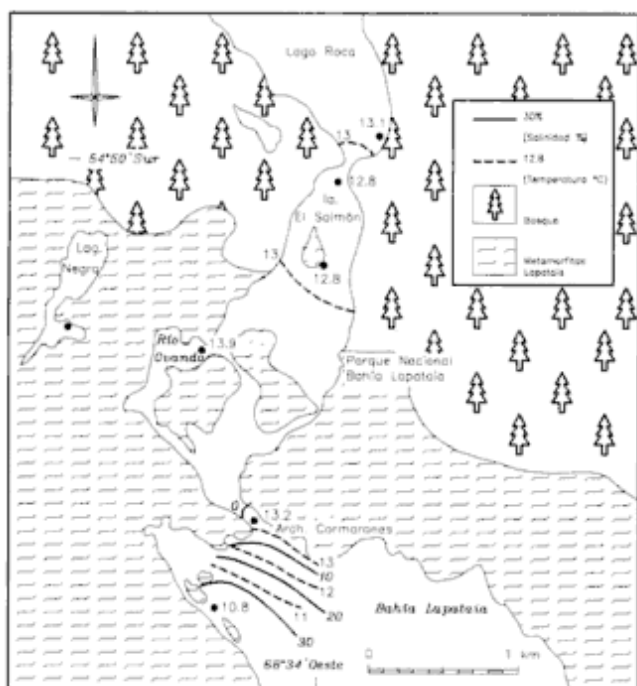


Figura 4: Calidad de las aguas en Ba. Lapataia-Lago Roca (datos de febrero de 1998).

con costas rocosas. En los fondos de esta región, dominan los fangos con trazas de limolitas (Colizza 1991). Hacia los canales del oeste, Noroeste y Thompson, las costas siguen siendo rocosas, con algunos desarrollos de playas arenosas (isla Londonderry, ya en el Océano Pacífico). En la composición del fondo dominan los barridos de limolitas, y las gravas derivadas de rocas metamórficas de las formaciones Yahgán y Lapataia (Borello 1969) y graníticas (Batolito Andino). De acuerdo, a los mapeos realizados por el Servicio de Hidrografía Naval Argentino (Servicio de Hidrografía Naval 1974) y la misión italiana de 1991, desde el archipiélago Gable (más exactamente Puerto Almanza) hacia el oeste, el fondo está compuesto por fangos y fangos gravosos. Los sectores del archipiélago Gable están dominado por arenas fangosas con afloramientos rocosos. Desde el islote Snipe hacia el este, dominan las arenas, con afloramientos rocosos próximos a isla Nueva (Brambati *et al.* 1991).

A través de los testigos obtenidos por el Observatorio Lamont-Doherty (Universidad de Columbia; ver ubicación en Tabla 2) se puede afirmar que los fondos

de la parte interna del canal Beagle están compuestos por arcillas grises a verdes con espesores superiores a 10 m, y con pelecípodos dispersos (Testigos Vema 15-119 y Vema 15-117, véase Apéndice). En el testigo de Pta. Remolino se han reconocido "trazas" de ceniza volcánica. En las proximidades de Punta Paraná (Tabla 2), se muestreó un testigo de 4,64 m (Vema 18-95). Sus 10 cm superiores están compuestos por gravas inconsolidadas con crecimientos calcáreos; por debajo, siguen 6 cm de arenas limosas finas también con conchas. Por debajo, se extienden unos 4,5 m de arcillas grises, aunque en este sector existen intercalaciones arenosas, bioclastos y material fluidizado. En el testigo obtenido en las proximidades del archipiélago Gable (Pto. Almanza), los 17 cm superiores están también compuestos por arenas, gravas y bioclastos. Por debajo, siguen 2,20 m de arcillas limo-arenosas con intercalaciones de restos biogénicos.

Discusión

Analizando los 167 fiordos chilenos de acuerdo a sus salinidades estivales, Andrade (1991) reconoció fiordos cercanos a campos de hielo, con salinidades entre 5 y 20 UPS, cuerpos de agua insulares (salinidades de 15 a 24 UPS), fiordos mayores para aquellos de salinidades entre 20 y 28 UPS, y para el estrecho de Magallanes salinidades características de de 28 a 31 UPS. Comparando con los fiordos de la región fueguina, el canal Beagle posee características similares, al menos en su sector occidental. El sistema de fiordos Skyring-Ottway (53° S, 72° O) posee variaciones salinas entre 20 y 28 UPS, mientras que el del Almirantazgo (54° 20' S, 70° O) es de 27 a 30 UPS (Andrade y Soto 1989a y b). El canal Beagle posee variaciones similares (27 a 33,5 UPS), aunque se pueden reconocer efectos excepcionales como los registrados localmente en la bahía de Ushuaia en las primavera de 1972 y 1973.

La temperatura en el fiordo Skyring varía entre 6 y 8° C, en el Seno Ottway entre 7 y 10° C (Andrade y Soto 1989a), y en el fiordo Almirantazgo entre 4 y 9° C (Andrade y Soto 1989b). En el canal Beagle, las variaciones promedio de la temperatura del agua son muy similares a este último fiordo (4 - 9° C)

Respecto a la capa de mezcla, los fiordos chilenos de menores dimensiones poseen espesores de 5 a 20 m durante el mes de marzo (Andrade 1991). Debido a su ma-

Tabla 2: Especificaciones técnicas de los cuatro testigos obtenidos del canal de Beagle por el buque Vema.

TESTIGO	VEMA 15-119	VEMA 15-117	VEMA 18-95	VEMA 18-94
LONGITUD	67° 59' O	67° 50,6' O	67° 47,1' O	67° 38,4' O
LATITUD	54° 53,3' S	54° 53,7' S	54° 54,4' S	54° 53,6' S
PROFUNDIDAD (m)	220	214	90	44
LONG. DE TESTIGO (m)	9,80	4,90	4,64	4,44
FECHA DE EXTRACCION	6.4.1962	9.3.1959	14.3.1962	3.12.1964

por *fetch*, el Seno Ottway (53° S, 72° O) alcanza espesores de la capa de mezcla de 10 a 50 m (Andrade y Soto 1989a). En el fiordo Almirantazgo, la capa de mezcla es de 50 m en su boca y de 10 m hacia las cabeceras. Los efectos meteorológicos se incrementan en los sectores de mayor *fetch* como la bahía Inútil (53° 30' S, 70° O) o la isla Dawson (Andrade y Soto 1989b). Debemos recordar que el espesor de esta capa de mezcla depende de la morfometría de los fiordos (largo, ancho y profundidad) y de su configuración respecto a los vientos dominantes del oeste. Es por ello, que el fiordo Almirantazgo, de rumbo oeste-este, posee gran circulación gravitacional y abundante mezcla de aguas inducida por el *stress* del viento (Andrade y Soto 1989b). Estos efectos seguramente también son importantes en el canal Beagle, pero a ellos se les debe sumar el mayor volumen de agua aportado por mayores cuencas pluvio-nivales. Los efectos de las corrientes inducidas por el viento (del oeste) o por mareas en la renovación de la masa de agua profunda (sea por turbulencia o mezcla; véase Farmer y Freeland 1983) no han sido aún reconocidas para el canal Beagle, y escapan a la información aportada en el presente trabajo.

Syvitski y Shaw (1995) clasificaron los fiordos según los procesos dominantes: a) glaciares, b) ríos, c) olas o mareas, d) deslizamientos y d) flujos gravitatorios. Actualmente, en el canal Beagle podemos desechar los efectos de los glaciares o cursos de agua. Estos últimos sólo serían importantes estacionalmente en el sector entre el valle Yandegaia y el delta del Olivia (río Pipo, arroyo Grande y río Olivia; sector B de la Fig. 1). Olas y mareas serían importantes sólo en las zonas poco profundas (rampas, deltas) o donde se producen seiches. Es indudable que los efectos de la marea y del viento son muy importantes en la zona del archipiélago Gable. Estos efectos mareales en sillars glaciares ya han sido reconocidos en otros fiordos como el Loch Sunart, Escocia (Elliott *et al.* 1992). Las márgenes rocosas del canal no inducen a creer en deslizamientos muy significativos, al menos desde zonas poco profundas. Los fondos fangosos con evidencias de fluidización resaltan la significación de los flujos gravitatorios, como se puede reconocer en el testigo Vema 18-95 (véase Apéndice). Los fiordos han sido descritos como ambientes ideales para los deslizamientos submarinos y flujos gravitatorios (Syvitski y Shaw 1995; Syvitski y Schafer 1996). Como llegan a contener más de un 90% de sedimentos sin consolidar, sólo se necesita un estímulo rápido como los terremotos (*e.g.* el terremoto del 5 de febrero de 1663 en el fiordo Saguenay, Syvitski y Schafer 1996; o el del 27 de marzo de 1964 en el Turnagain Arm, Alaska, Bartsc-Winkler 1988), los *tsunamis* o los *jokulhlaups* (flujos de gravedad inducidos por erupciones subglaciares). En el canal Cockburn (Chile) las facies sísmicas reconocidas indican que los fondos de estos canales conectados al estrecho de Magallanes están dominados por depósitos diamicticos o depósitos glacimarininos terrígenos distales (Da Silva *et al.* 1997).

En la zona del canal Beagle se han producido terremotos con intensidades iguales o mayores a VI, en la escala de Mercalli-modificada, en los años 1879 (Bridges 1879), 1949 y 1970 (Pelayo y Wiens 1989), que seguramente originaron procesos episódicos subácueos (inducidos por *tsunamis*). En el canal Beagle, el pico de menor salinidad registrado en diciembre de 1972 podría ser explicado por una aceleración de la dinámica glaciaria inducida por el terremoto del 15 de junio de 1970, cuyo epicentro se localizó al norte de isla de los Estados (Pelayo y Wiens 1989). Actualmente, es posible corresponder estos efectos de lluvias de cenizas o terremotos a la dinámica glaciaria de la región, e indirectamente en la dinámica del canal.

Conclusiones

El canal Beagle tiene un comportamiento estuarino con niveles de mezcla de aguas a los 12 m de profundidad, ubicados en las proximidades del flanco occidental del archipiélago Gable; se reconocen además estratificaciones de aguas oceánicas a mayores profundidades, hacia el Océano Atlántico y hacia el Océano Pacífico.

El campo de drumlins del Archipiélago Gable actúa como silla en la dinámica estuarina del canal Beagle. Estas islas provocan un encuentro de ondas de marea que induce zonas de acumulación (Banco Herradura, Banco Gable), y una obstrucción a las corrientes inducidas por el viento que originan erosión costera (Frontón Gable).

Condiciones de captura y decantación de sedimentos se producen al oeste del archipiélago Gable, mientras que hacia el este las profundidades son superiores a los 100 m y sólo permiten una acumulación de fangos retrabajados de la Formación Yahgán, con arenas y gravas en los sectores de menor profundidad.

Se reconocen efectos fluviales estacionales en bahías donde convergen ríos; *e.g.* Grande y Olivia a la bahía de Ushuaia, y Lasifashaj, Varela y Cambaceres a las radas del archipiélago Gable.

La sismicidad de la región induce a que los deslizamientos y flujos gravitatorios sean decisivos en la dinámica sedimentaria de los sectores de mayor profundidad.

Depósitos de cenizas aflorantes en la isla Gable también se registran en el fondo del canal.

Agradecimientos

La campaña de mediciones fue realizada a bordo de la lancha rápida "Concepción del Uruguay" de la Armada Argentina; los autores agradecen en nombre del Tte. de Fragata J.J. Raimondo y del suboficial S. Chauvie a la tripulación de esa lancha. La campaña a bahía Lapataia formó parte de la visita de R. Angulo

a Tierra del Fuego. E. Schnack muy gentilmente proveyó las descripciones originales realizadas por el Lamont-Doherty Geological Observatory (LDGO) a bordo del buque oceanográfico Vema. Los autores quieren agradecer a R. Violante y a otro revisor anónimo sus críticas y opiniones.

APÉNDICE

Descripciones originales a bordo del Vema

(Notas del Traductor: Las descripciones abusan del término "lutite" para significar "arcillas". Entre paréntesis figura el nombre del autor de la descripción original. Para mejor ubicación de la localidad se ha consignado la localidad geográfica más próxima).

Vema 15-119 (D. Bauchelle) Pta. San Juan

0-980 cm. Arcillas gris marrones monótonas. Algunas chispas en la superficie indican una cierta abundancia de ceniza volcánica a lo largo del testigo. Prácticamente no hay cambios líticos. Las fracciones minerales de limo y arena fina son menores al 10%. Conchas de hasta 1 cm están esparcidas a lo largo del testigo. Sólo unos 20 especímenes fueron visualizados; todos bastante blandos y fácilmente cortados por el cuchillo. La mayoría parecen bivalvos, aunque se encontró un gastrópodo de 2 cm. Las bioturbaciones son muy difíciles de observar pero son sin duda abundantes. Hidrotroilita pudo perfectamente estar presente en determinado momento.

Vema 15-117 (D. Bauchelle) Pto. Remolino

0-490 cm. Arcillas verde oliva muy oscuras por hidrotroilita y muchos moteados originados por bioturbaciones. La arcilla posee una mezcla muy homogénea de limo (aproximadamente 10%). Alguna estratificación es visible debido a las diferencias texturales pero éstas son débiles, frecuentemente irregulares y discontinuas. Una inspección de detalle revela chispas superficiales que sugieren la presencia de ceniza volcánica. Unas pocas conchas (bivalvos?) aparecen dispersas e individualmente a lo largo del testigo. No se vieron foraminíferos. Existen algunas pocas bioturbaciones.

Vema 18-95 (R. Grinnell) Pta. Paraná

0-10 cm. Estrato de gravas inconsolidadas grises compuestas de andesitas o basaltos. Las gravas son angulares, excepto las más grandes. La mayor mide 4,8 x 2,5 x 2,3 cm y tiene crecimientos de calcáreos orgánicos en superficie.

10-16 cm. Arenas limosas muy finas a finas, terrígenas, compactas, subangulares y de colores gris monótonos. Se mezcla con arcillas y con unos pocos fragmentos de conchas blancas. No aparecen foraminíferos. La arena no biogénica está compuesta por cuarzo, fragmentos de roca y silicatos ferromagnesianos que constituyen aproximadamente el 70% del sedimento. Los limos y arcillas no biogénicos constituyen hasta el 17 y 7%, respectivamente. Las conchillas llegan al 6%. El contacto basal marca un cambio textural.

16-464 cm. Arcillas limosas muy compactas, monótonas de color gris, y moteadas irregularmente por colores blanquecinos. En

el nivel 172-200 cm se dan pátinas rojizo-marrones. También se encontraron concentraciones negras de sulfuro de hidrógeno de 1-2 mm de diámetro. A lo largo de esta sección, se ubicaron conchas de *Pecten* y otros bivalvos intercalados con las fangolitas. El nivel 24-27 cm es una capa de arena fina a muy fina limosa, terrígena y de clastos subangulares. Por debajo del nivel 146 cm, las capas tienen un relieve rugoso. Por debajo del nivel 264 cm las capas están disturbadas y podrían significar material fluidizado. No se observaron foraminíferos. Existe un ligero olor a sulfuro de hidrógeno. Los fragmentos de conchas y otros restos biogénicos son un 10% del total. Los limos y arenas no biogénicas constituyen hasta un 25 y 10%. Las arcillas no biogénicas llegan a 55%.

Vema 18-94 (R. Grinnell) Pto. Almanza

0-17 cm. Fragmentos de conchillas de tamaño arena, gránulo y grava, calcáreos y fosforíticos, de color marrón y friable. Estas conchillas están mezcladas con material terrígeno de tamaño arena, limo y arcilla. El material biogénico está roto y gastado; incluye foraminíferos bentónicos, espinas de equinoideos, fragmentos de coral (Nota del T: seguramente son algas coralíneas), briozos y fragmentos de bivalvos, restos de peces, ostrácodos, fragmentos de crustáceos y braquiópodos. En el tope se encontró un tubo de gusano aglutinante de 8 cm de largo. La fracción biogénica es aproximadamente 80%. Partículas muy finas y finas de cuarzo y granos de arena se adhieren a las superficies de las conchas. Las fracciones no biogénicas arena, limo y arcilla son el 14, 5 y 1%. El piso de esta sección marca un cambio de color.

17-240 cm. Arcilla limosa y arenosa, compacta de color gris oscuro, donde se intercalan conchas. En las capas se observan bioturbaciones dispersas y difusas. Los 13 cm superiores están moteados por un moho blanco. A los 90-93 cm se encuentran dos braquiópodos terebratulidos bien preservados. También se encuentran intercalados con la arcilla fragmentos de crustáceos, espinas de equinoideos, foraminíferos bentónicos, conchas de bivalvos y espículas de esponjas. Las espículas de esponjas son decididamente las más numerosas. El contenido biogénico en las capas es de aproximadamente 45% y disminuye ligeramente hacia el tope. La arcilla no biogénica alcanza el 35%, y la arena y limo no biogénicos alcanzan el 8 y 12%. El contacto basal es arbitrario. Las capas tienen un ligero olor a sulfuro de hidrógeno.

240-444 cm. Arcillas limosas compactas, de un monótono gris, con ligero moteado producto de bioturbaciones. Existe un moteado irregular gris producido por moho. Contiene esporádicas concentraciones de grandes valvas de bivalvos. Dos de estas concentraciones están a los 250-257 y 308-311 cm. La sección tiene un fuerte olor a sulfuro de hidrógeno. Los foraminíferos parecen estar ausentes de esta sección. Las bioturbaciones son más comunes entre los 317 y 362 cm. El material biogénico constituye el 17% del total. La arcilla no biogénica es el 70% y el limo no biogénico el 12%. Las capas están oxidadas sobre los bordes de color marón. Por debajo del nivel 407 cm, esta oxidación se ha esparcido hacia el centro del testigo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andrade, S.G., 1991. Geomorfología costera y antecedentes oceanográficos físicos de la Región de Magallanes, Chile (48° - 56° S). Anales de Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 20(1): 135-151, Punta Arenas.
- Andrade, S. y Soto, R., 1989a. Oceanografía física sinóptica de fiordos sur-patagónicos: sistema Ottway-Skyring. Resúmenes, Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, p. 85. Universidad Nacional de la Patagonia-CENPAT, Pto. Madryn.
- Andrade, S. y Soto, R., 1989b. Oceanografía física sinóptica de

- fiordos fueguinos: Fiordo Almirantazgo. Resúmenes, Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, p. 85. Universidad Nacional de la Patagonia-CENPAT, Pto. Madryn.
- Arntz, W. y Gorny, M., 1996. Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan "Victor Hesse" Campaign in 1994. Reports on Polar Research 190, 113 p. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Alemania.
- Balestrini, C., Manzella, G. y Lovrich, G., 1998. Simulación de corrientes en el Canal Beagle y Bahía Ushuaia, mediante un modelo bidimensional. Informe Técnico 98, Servicio de Hidrografía Naval, 58 p., Buenos Aires.
- Bartsc-Winkler, S., 1988. Cycle of earthquake-induced aggradation and related tidalchannel shifting, upper Turnagain Arm, Alaska, USA. *Sedimentology*, 35: 621-628.
- Boltovskoy, E., 1981. Masas de agua del Atlántico Sudoccidental. En: Boltovskoy, D. (Ed.): Atlas del zooplancton del Atlántico Sudoccidental y métodos de trabajo con el zooplancton marino, pp.227-237. Instituto Nacional de Desarrollo Pesquero, Special Publication, Mar del Plata, Argentina.
- Borrello, A. 1969., Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección General de Geología y Minería, Anales, 14: 1-188. Buenos Aires.
- Brambati, A., Fontolan, G. y Simeoni, U., 1991. Carta sedimentológica dello Stretto di Magellano. Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, Università degli Studi di Trieste, Trieste.
- Bridges, T., 1879. Southern Mission. Tierra del Fuego. South American Missionary Magazine, July 1: 151-156.
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R. y Ramos, V., 1981. Reconocimiento Geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 758-786. San Luis.
- Capurro, L.R., 1981. Características físicas del Atlántico Sudoccidental. En: Boltovskoy, D. (Ed.): Atlas del zooplancton del Atlántico Sudoccidental y métodos de trabajo con el zooplancton marino, pp.219-225. Instituto Nacional de Desarrollo Pesquero, Special Publication, Mar del Plata, Argentina.
- Celio, M., 1991. Preliminary report on termohaline features of canales Beagle, Ballenero, Brecknock, Cockburn and Magdalena (Southern Hemisphere), Autumn 1991. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, 9(2-3): 281-286.
- Colizza, E., 1991. Preliminary report on coastal morphology and sea-bottom sediments of the canales Beagle, Ballenero, Brecknock, Cockburn and Magdalena. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata* 9(2-3): 273-279.
- Coronato, A., 1995. The last Pleistocene glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Fuegian Andes, South America. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 9:153-171. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Da Silva, J., Anderson, J.B. y Stravers, J., 1997. Seismic facies changes along a nearly continuous 240 latitudinal transect: the fjords of Chile and the northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 143: 103-123.
- D'Onofrio, E., Orsi, A. y Locarnini, R., 1989. Estudio de marea en la costa de Tierra del Fuego. Departamento Oceanografía, Servicio Hidrografía Naval, Informe Técnico N°49/89, 81 p. Buenos Aires.
- Elliott, A.J., Gillibrand, P.A. y Turrell, W.R., 1992. Tidal mixing near the sill of a Scottish sea Loch. En: Prandle, D. (Ed.): Dynamics and exchanges in estuaries and the coastal zone. Coastal and Estuarine studies, 40: 35-56. American Geophysical Union.
- Farmer, D.M. y Freeland, H. J., 1983. The physical oceanography of fjords. *Progress in Oceanography*, 12: 147-220.
- Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P., Rabassa, J. y Saliège, G., 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 41-54.
- Gordillo, S., Coronato, A. y Rabassa, J., 1993. Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews*, 12: 889-897.
- Grupo de Hidrología, 1989. Hidrología y variables climáticas del Territorio de Tierra del Fuego. Información Básica. Contribución del CADIC, 17, 196 p. Ushuaia.
- Heusser, C., 1989. Late Quaternary Vegetation and Climate of Tierra del Fuego. *Quaternary Research*, 31: 396-406.
- Horiba Inc., 1991. Water Quality Checker U-10. Instruction Manual, 77 p., Kyoto.
- Iturraspe, R.J., 1994. Fluctuaciones climáticas recientes en Ushuaia, Tierra del Fuego., CADIC, Ushuaia, 7 p. (Inédito).
- Iturraspe, R.J. y Schroeder, C., 1994. Clima en el Canal de Beagle. CADIC, Ushuaia, 12 p. (Inédito).
- Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, 13, 4: 882-904.
- Köppen, W. 1936. Das geographische System der Klimate. En: Köppen, W. y Geiger, R. (Eds.): *Handbuch der Klimatologie* 1C: 1-44. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 42, 2: 1-231. Helsinki.
- Mariazzi, A., Conzonno, V., Ulibarrena, J., Paggi, J. y Donadelli, J., 1987. Limnological investigation in Tierra del Fuego, Argentina. *Biología Acuática*, 10(328), 74 p. La Plata.
- Pelayo, A.M. y Wiens, D., 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 94(86): 7293-7320.
- Pickard, G.L., 1961. Oceanographic features of inlets in the British Columbia mainland coast. *Journal of Fisheries Research Board Canada*, 18: 907-984.
- Rabassa, J. y Clapperton, Ch. M., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 153-174.
- Rabassa, J., Heusser, C. y Stuckenrath, R., 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 291-309. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C. y Coronato, A., 1988. Estructura interna de drumlins, Isla Gable, Canal Beagle (Tierra del Fuego), Argentina. Actas 2º Reunión Argentina de Sedimentología: 222-226. Buenos Aires
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C. y Coronato, A., 1990a. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino: 290-293. San Juan.
- Rabassa, J., Serrat, D., Martí, C. y Coronato, A., 1990b. Internal structure of drumlins in Gable Island, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Lundqua Report*, 32: 3-5. Lund.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1974. Sedimentología de la Plataforma Continental Argentina. Texturas. Publicación H669-1, Armada Argentina, 25 p., Buenos Aires.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1981. Derrotero Argentino. Parte III: Archipiélago Fueguino e Islas Malvinas. Publicación H.203, Armada Argentina, 304 p. Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1986. Estadísticas meteorológicas (1971-1980). Fuerza Aérea Argentina, Estadística N° 36, 338 p. Buenos Aires.
- Stigebrandt, A., 1981. A mechanism governing the estuarine circulation in deep, strongly stratified fjords. *Estuarine Coastal and Marine Science*, 13: 197-211.
- Syvitski, J.P.M. y Schafer, Ch. T., 1996. Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104: 127-153.
- Syvitski, J.P.M. y Shaw, J., 1995. Sedimentology and geomorphology of fjords. En: Perillo, G.M.E. (Ed.): *Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology*, 53, pp. 113-178. Elsevier Science Publication.

- Troll, C. y Paffen, K., 1964. Die Jahreszeitenklimare der Erde. *Erdkunde*, 18: 5-28.
- Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica*, 145: 1-64.
- Vermeijden, Ch., 1997. The geomorphological evolution of the area between Rio Olivia and Punta Remolino, along the Beagle Channel coast, Tierra del Fuego, Argentina. Informe Pasantía de la Universidad de Amsterdam-CADIC, 25 p. (Inédito).
- Walter, H. 1976. Die Ökologischen System der Kontinente. Prinzipien ihrer Gliederung mit Beispielen. Gustav Fischer Verlag, 132 p. Stuttgart.

Recibido: 24 de agosto, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Los granitos Río Rodeo y Quimivil: dos etapas del magmatismo paleozoico del norte de Sierras Pampeanas

J.E. LAZARTE^{1,2}, J.L.FERNÁNDEZ TURIEL³, F.GUIDI³ y M.E.MEDINA¹

¹Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán

²CONICET

³Comisión Nacional de Energía Atómica

⁴Instituto J. Almera, CSIC, Barcelona, España

ABSTRACT. *Río Rodeo and Quimivil granites: two stages of Palaeozoic magmatism in the northern Sierras Pampeanas.* Three types of granitoids crop out in the north of Sierra de Zapata, south of Cordón de los Colorados and south-west of Sierra de Belén, Catamarca province, north-western Sierras Pampeanas. The Belén Granite is a Lower Palaeozoic coarse-grained biotitic granite with both deformed and undeformed facies. The Río Rodeo Granite is a medium to coarse-grained peraluminous two-mica granite that had a possible anatectic origin by partial melting and fractional crystallization of the Belén Granite. The third pluton, the Quimivil Granite, has four major facies of mainly biotitic syeno-and monzogranites, of peraluminous geochemistry and with a peralkaline trend. A volatile phase played an important role in influencing and delaying the crystallisation of alkali-rich feldspars. There is Rb, U, Th, and REE enrichment, and the Quimivil Granite was responsible for Sn- and W-bearing mineralization. The Río Rodeo Granite has syn- to late-collision features and the Quimivil Granite has post-collision features; both emplaced under 3 kbars and 700° C. Ordovician-Silurian and Carboniferous ages are inferred for the respective bodies.

Introducción

El área que comprende la mitad sur del Cordón de los Colorados, el extremo suroccidental de la sierra de Belén y la mitad norte de la sierra de Zapata tiene una geología dominada por rocas graníticas y contiene mineralizaciones especialmente de Sn y W. El cuerpo más antiguo es el Granito Belén, al que intruyen los granitos de Río Rodeo y Quimivil. Este último es el posible causante de las manifestaciones mineralizadas (Lazarte 1994a; Lazarte y Gianfrancisco 1995; Lazarte y Guidi 1998).

González Bonorino (1972) incluye estos granitoides dentro de lo que llama "Batolito de San Salvador". Guidi y Capuccino (1987), Capuccino y Guidi (1990) y Lazarte y Guidi (1998), describen los cuerpos de Río Rodeo, Quimivil y el Granito Belén. Gorustovich y Guidi (1993) definen ciclos magmáticos sobre la base del contenido de elementos traza y otros parámetros de mineralización uranífera, ubicando a los granitos Río Rodeo y Quimivil en lo que denominan el ciclo C3 (Carbonífero).

Ninguno de los trabajos mencionados incluye un estudio geoquímico que permita la interpretación de las diferentes unidades aflorantes. El conocimiento de dichos granitoides resulta de importancia tanto para la metalogénesis como para la comprensión del magmatismo del extremo norte de Sierras Pampeanas.

El objetivo del presente trabajo es elaborar un modelo de evolución petrogenética de los granitos de Río Rodeo y Quimivil sobre la base de datos geoquímicos, petrográficos y

geológicos. Se aportan datos geoquímicos de detalle de una zona estudiada parcialmente, que encierra un interesante potencial metalogénico.

Geología

Desde el punto de vista estructural, las sierras de Zapata y Cordón de los Colorados habrían sido levantadas según un juego de fallas N-S, con basculamiento de 30° al oeste se reconoce una superficie de erosión bien definida sobre la que se apoya el Terciario.

En la dirección N-S, con inclinaciones fuertes al oeste o subverticales, coinciden fallas, esquistosidad de las metamorfitas y foliación de los granitoides deformados. No hay mineralización ni otro tipo de inyección concordante. Posiblemente este juego corresponda a la orogenia Andina. También, en aerofotogramas se destacan fracturas de rumbo noreste, que coinciden con la elongación del Granito Quimivil y la dirección de la sierra de Belén.

Basamento metamórfico

Aflora en la zona media de la sierra de Belén y en sectores menores sobre el flanco oriental de la sierra de Zapata (Fig.1).

Está representado por filitas y esquistos biotíticos de color gris oscuro con cuarzo, biotita, muscovita, con esquistos-

idad predominantemente NNO, subvertical o con ángulos elevados de inclinación al ONO o ESE. En la sierra de Belén hay filitas inyectadas o arteritas con venillas de cuarzo, feldespato potásico y granate de distribución errática, la que se atribuye a las intrusiones graníticas (Lazarte y Guidi 1998).

Granito Belén

Esta denominación genérica abarca a granitoides biotíticos (monzogranitos y granodioritas) con y sin deformación. Afloran en la quebrada del río Quimivil, en el cerro El Shincal, NE del Cordón de los Colorados y en la sierra de Belén.

El contacto con el basamento metamórfico, observable en la sierra de Belén, es de tipo intrusivo. La estructura interna de la roca de caja (filita silicificada), localmente, es subconcordante a la del granito.

Las facies reconocibles en el campo son:

1. Facies con deformación interna: 1a) Granitoide gris grano grueso, porfiroide con fenocristales de 25 a 50 mm, de cuarzo y feldespato potásico (ocasionalmente oligoclasa), en una proporción de 25-30% respecto a una matriz cuarzo-biotítica. 1b) Microgranito foliado, porfirico, rosado, con fenocristales de cuarzo y feldespatos de hasta 2 mm en pasta de cuarzo, microclino y biotita. Tiene estructura bandeada y deformación generalizada macro y microscópica.

Los tipos de deformación presentes en el Granito Belén pueden ser: a) cataclasis masiva, generalizada a la mayor parte de la unidad, con paso gradual a la zona milonitizada. El rasgo distintivo es una foliación conspicua de rumbo N335° a N15°, con inclinaciones mayores que 60° al este y al oeste; b) milonitización en franjas bien definidas, de rumbo general NNO-SSE, con inclinaciones entre 70° al ENE y 75° al OSO. En general se pueden caracterizar como protomilonitas y ortomilonitas según la clasificación de

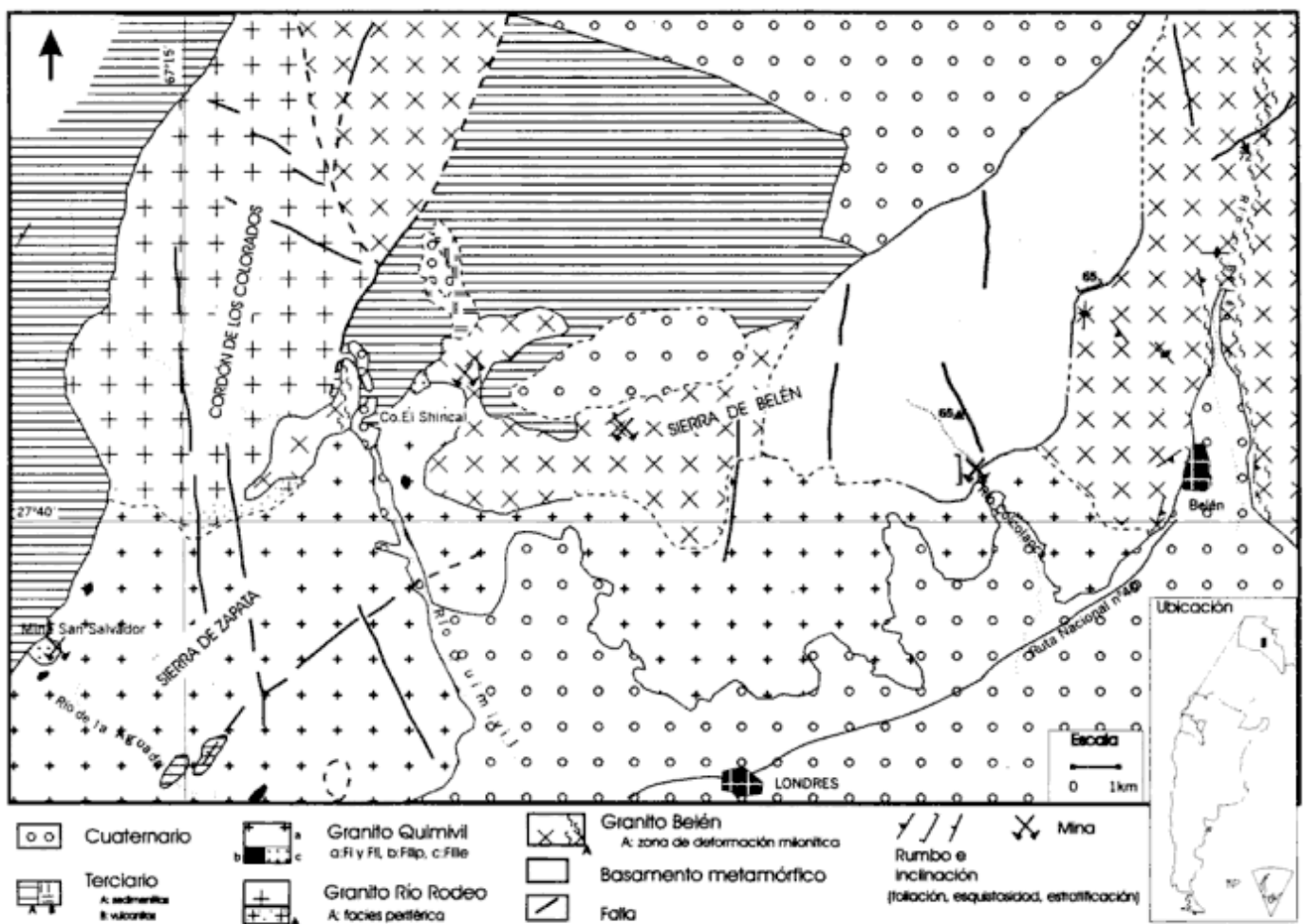


Figura 1: Mapa geológico del sector N de la sierra de Zapata, S del Cordón de los Colorados, SO de la sierra de Belén. (Modificado de Lazarte y Guidi 1998).

Wise *et al.* (1984). La nomenclatura plantea dificultades cuando hay inyección o abundancia de fenocristales.

Se observan dos fajas de milonitización que afloran en los ríos Belén y Quimivil. La de la quebrada de Belén es la de mayor desarrollo e importancia regional. Estas estructuras podrían representar fallas antiguas del basamento.

2. Facies sin deformación. Es un granito biotítico cuyo contacto con las facies deformadas es gradual, en el orden de la decena de metros. Se distinguen dos subfacies porfíricas, con fenocristales de oligoclasa media y feldespato potásico respectivamente. Tienen estructura flotante (no hay contacto entre los fenocristales) en matriz cuarzo-biotítica. Se observó cordierita como fenocristales cloritizados y muscovitizados parcialmente y dos generaciones de biotita.

Enclaves: Se observan dos tipos de xenolitos: a) gnéisicos o esquistosos, de hasta 0,5 m, alargados en el sentido de la estructura, elongación que puede ser tan intensa que configura un "pseudo-schlieren". b) cuarcíticos o filíticos, de

hasta 2 m, con ocurrencia mucho menos frecuente. Tienen formas más angulosas que los primeros. Ambos tipos pueden incluir fenocristales de feldespato potásico cortando el contacto xenolito/granito.

Granito Río Rodeo (Guidi y Capuccino, 1987)

Aflora en la porción sudoccidental del Cordón de los Colorados. Intruye al Granito Belén, por lo que resulta tardío o postectónico respecto a la deformación que afecta a esta unidad.

El Granito Río Rodeo tiene una elongación aproximada N-S que podría estar relacionada con estructuras preandinas que habrían controlado la intrusión.

Se observa una facies principal, predominantemente monzogranítica, de dos micas, equigranular, grano mediano a grueso, textura xenomórfica, color gris rosado.

También hay una facies periférica, monzogranítica biotítica, equigranular, de textura xenomórfica; generalmen-

Tabla 1a: Elementos mayoritarios. Composición porcentual de los granitos Quimivil, Río Rodeo y Belén.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
Granito Quimivil											
M181	76.00	0.06	10.96	2.34	0.02	0.05	0.24	4.40	4.50	0.20	0.80
M182	75.50	0.05	11.94	2.81	0.03	0.08	0.10	3.20	5.00	0.20	0.86
M183	81.00	0.06	10.23	3.75	0.02	0.06	0.05	0.10	3.45	0.40	0.43
M184	77.50	0.05	11.94	2.34	0.03	0.02	0.16	4.40	4.00	0.06	0.97
M193	77.50	0.19	10.96	3.75	0.02	0.07	0.17	3.50	4.10	0.02	0.21
M194	76.00	0.21	11.94	2.34	0.01	0.09	0.22	4.20	4.00	0.02	0.67
M199	76.50	0.12	11.81	2.81	0.01	0.05	0.21	3.10	5.35	0.02	0.35
M201	76.50	0.22	11.21	2.81	0.01	0.04	0.25	3.90	5.00	0.18	0.44
M203	75.50	0.19	11.66	3.27	0.02	0.07	0.25	3.20	5.35	0.06	0.32
M204	76.00	0.17	11.21	3.27	0.01	0.06	0.26	3.50	5.25	0.20	0.27
M206	76.60	0.12	10.75	3.27	0.01	0.09	0.29	3.50	5.00	0.20	0.47
M212	76.50	0.18	10.81	3.75	0.02	0.16	0.58	3.00	5.35	0.18	0.40
M213	76.50	0.14	10.96	3.75	0.02	0.11	0.26	3.00	5.60	0.10	0.25
M252	75.80	0.14	12.18	2.81	0.03	0.17	0.31	4.70	4.25	0.30	0.38
M253	75.50	0.14	11.69	3.75	0.04	0.04	0.23	4.30	4.45	0.40	0.40
M254	74.50	0.11	11.69	4.68	0.04	0.04	0.32	4.50	4.50	0.40	0.32
M256	74.60	0.08	12.67	1.87	0.04	0.00	0.14	6.02	4.50	0.26	0.49
M257	77.00	0.11	10.72	2.34	0.04	0.01	0.12	4.90	4.40	0.36	0.45
M258	75.50	0.16	11.69	2.81	0.02	0.10	0.41	3.45	6.10	0.10	0.40
Granito Río Rodeo											
M217	74.00	0.33	12.67	1.76	0.03	0.24	0.50	3.45	5.00	0.20	1.02
M222	75.00	0.28	11.21	2.35	0.02	0.43	0.74	3.50	5.00	0.44	0.85
M223	74.20	0.33	11.69	1.76	0.02	0.34	0.70	3.90	5.00	0.20	0.97
M225	74.50	0.20	13.15	1.46	0.03	0.17	0.74	4.00	4.25	0.26	0.76
M226	75.50	0.15	12.67	2.05	0.03	0.15	0.44	4.00	4.50	0.02	0.70
M227	72.50	0.13	14.06	3.45	0.03	0.21	0.71	4.01	4.27	0.30	0.68
M228	75.50	0.14	12.18	1.76	0.03	0.16	0.41	4.10	4.60	0.22	0.74
M230	75.50	0.16	11.94	2.35	0.03	0.03	0.42	4.00	4.50	0.02	0.60
Granito Belén											
M259	72.00	0.71	12.18	4.27	0.03	1.01	0.94	2.80	5.35	0.02	0.80
M216	71.00	0.64	12.67	4.09	0.03	1.01	1.39	3.10	4.60	0.20	0.87
M218	72.50	0.81	11.19	4.29	0.03	1.06	1.51	3.00	4.10	0.30	0.80

*: como hierro total.

te con alteraciones de tipo hidrotermal. Esta facies está escasamente representada, en franjas delgadas, en el sector del contacto sur.

En ambas facies pueden darse composiciones sienograníticas.

Los porcentajes promedio para todo el cuerpo, de los principales minerales son: cuarzo 31,6; feldespato potásico 24,2; plagioclasa 23,8; biotita 6,1; muscovita 11,5; opacos 1,5; otros accesorios 0,6 por ciento.

Petrografía. En la facies principal, el cuarzo tiene una posible generación temprana.

El feldespato potásico es microclino anhedral, con pertitas en venillas y parches. La plagioclasa es oligoclasa ácida a media (An 12-22) subhedral, sericitizada y albíta (An 5-9). Cerca del contacto con el Granito Belén, en la facies biotítica, se observó andesina sódica (An 34-38) con alteración sericitica moderada a fuerte.

La muscovita mayoritaria es secundaria. En menor proporción hay una generación aparentemente primaria, en granos limpios, sin inclusiones (Lazarte y Guidi 1998). La biotita se presenta muy alterada, como inclusiones en albíta o feldespato potásico. Hay una segunda generación con escasa alteración, posible producto de alteración potásica. Las inclusiones de circón y allanita dejan halos marcados en la biotita. El topacio es anhedral, intersticial, relacionado a muscovita secundaria. Fluorita y turmalina son escasos, intersticiales; y junto a topacio, se presentan especialmente en sectores marginales del cuerpo por lo que no se descarta una relación con la intrusión del Granito Quimivil.

Guidi y Capuccino (1987) citan presencia de almandino y sillimanita, hacia el extremo sur, pero por su ocurrencia puntual no pueden ser considerados indicadores de aluminosidad alta en todo el cuerpo.

Granito Quimivil (Guidi y Capuccino 1987)

Esta unidad aflora en el núcleo de la sierra de Zapata, extremo suroriental del Cordón de los Colorados, faldeo sudoccidental del cerro El Shincal y ladera suroriental de la sierra de Belén (fig. 1). Intruye al Granito Belén y, posiblemente, al Granito Río Rodeo, siendo claramente posttectónico respecto a las deformaciones del Basamento metamórfico y el Granito Belén.

Considerando los afloramientos del sector sur de la sierra de Zapata, el cuerpo de Quimivil tiene una elongación aproximada NE-SO. Es posible que, haya relación con estructuras preandinas que habrían influido en la intrusión del mismo.

Se reconocen cuatro facies según tamaños de grano y color.

La facies I es porfiroide, color rosado fuerte característico, con fenocristales de feldespato potásico pertítico de hasta 20 mm y xenolitos de granito aplítico de hasta 20 cm, subredondeados, de composición similar a la facies III. La textura es xenomórfica, grano grueso, la composición es sienogranítica. Hay alteración general moderada, que in-

cluye generación de feldespato potásico, muscovita, topacio y fluorita.

Se pasa lateralmente de forma gradual a la facies II, un sienogranito grano mediano a grueso, textura xenomórfica, inequigranular, ocasionalmente con fenocristales de feldespato potásico y de cuarzo, con enclaves micáceos de hasta 20 mm, venas aplíticas de cuarzo+biotita+(muscovita) y nidos micáceos tardíos (de posible origen hidrotermal) que reemplazan a mica primaria (Lazarte y Guidi 1998).

La facies III porfírica (F IIIp) está constituida por pequeños cuerpos alargados de posición periférica, cuyos contactos con las facies principales FI y FII están cubiertos (en el mapa aparecen con línea llena por un problema de escala). La roca de esta subunidad tiene fenocristales subhedrales de cuarzo, feldespato potásico pertítico y plagioclasa ácida, con estructura flotante. Presentan bordes corroídos en contacto con la pasta que indican origen temprano. La composición es monzogranítica. Hay enclaves biotíticos de hasta 10 milímetros.

La facies equigranular IIIe intruye a las facies I ó II indistintamente y se relacionaría a las mineralizaciones estannowolframíferas. Conforman intrusiones pequeñas o diques monzograníticos gris blanquecino o rosado, de grano fino, textura equigranular, xenomórfica a hipidiomórfica. En mina San Salvador se observan biotitización y greisenización como alteraciones principales (Lazarte 1994a).

Las pegmatitas son escasas, se reducen a lentes o bolsos en la facies IIIe (pegmatita 1), atribuidos por Oliveri (1950) a cristalización de líquidos residuales in situ, o diques de pocos decímetros de espesor, biotíticos y muscovíticos, intruyendo al granito, preferentemente en zona de contacto (pegmatita 2).

Hay venas, filones y diques rosados aplíticos, de hasta 1 m de espesor, que intruyen al basamento metamórfico y al Granito Belén en la sierra homónima y estarían relacionados a la intrusión del Granito Quimivil. Pueden ser concordantes o discordantes a la estructura de la caja, sobre la que producen alteración micácea e invasión pervasiva cuarzo-feldespática. La composición general de las aplitas es de cuarzo, microclino, oligoclasa y albíta; muscovita, clorita y sericita (secundarias, originadas en ese orden), biotita, topacio escaso y opacos.

Los porcentajes promedio de los principales minerales en el Granito Quimivil son: cuarzo 34,1; feldespato potásico 32,7; plagioclasa 20,2; biotita 5,1; muscovita 6,3; opacos 1; topacio 0,8 por ciento.

Petrografía. El cuarzo es anhedral (subhedral en facies IIIe), extinción normal. En las facies I y IIIp se observa una generación temprana (euhedros incluidos en cuarzo mayoritario) y hay una generación tardía asociada a feldespato potásico, en forma de exsoluciones.

El feldespato potásico es anhedral, con pertitas de reemplazo. Una primera generación es de tipo ortosa, tiene corrosiones en contacto con plagioclasa y biotita. En la facies I se observa muscovitización. La segunda generación es de microclino. Oligoclasa (An12-16) y albíta (An6-10) tienen

sericitización - muscovitización en grado variable. En la facies I hay una generación escasa de andesina sódica a oligoclasa cálcica.

La biotita está muscovitizada en grado variable, con desarrollo incipiente de epidoto secundario en algunos bordes de grano. Presenta inclusiones de circón y allanita que dejan halo pleocroico. Hay una generación póstuma de biotita, relacionada a feldespatización. La presencia de allanita posiblemente se relacione a una etapa metaluminosa en la evolución del magma.

Se observa topacio y fluorita asociados a procesos tardíos, posiblemente anteriores a la última generación de feldespatos y de sericita.

Se citan además monacita, thorita, un fosfato de E.T.R. pesados como inclusiones en biotita (Capuccino y Guidi 1990) y xenotima (Gorustovich y Guidi 1993).

Geoquímica

Los elementos mayores y oligoelementos se analizaron

en el laboratorio del INSUGEO de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo de la UNT. Las técnicas analíticas fueron: espectrofotometría para SiO₂ y P₂O₅, espectrofotometría de emisión para Na₂O y K₂O y espectrometría de absorción atómica para TiO₂, Fe₂O₃ (total), MnO, MgO, CaO, Al₂O₃. Los elementos traza, incluyendo elementos de tierras raras, pudieron ser determinados simultáneamente gracias al carácter multielemental de la espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), en el Instituto J. Almera del CSIC, Barcelona, España.

Los datos del Granito Belén se incluyen a título ilustrativo ya que, hasta el momento, sólo se cuenta con 3 muestras analizadas.

Características geoquímicas de los granitos Río Rodeo y Quimivil

Los contenidos de los óxidos mayoritarios y elementos traza se presentan en las tablas 1a y 1b. Tanto el Granito

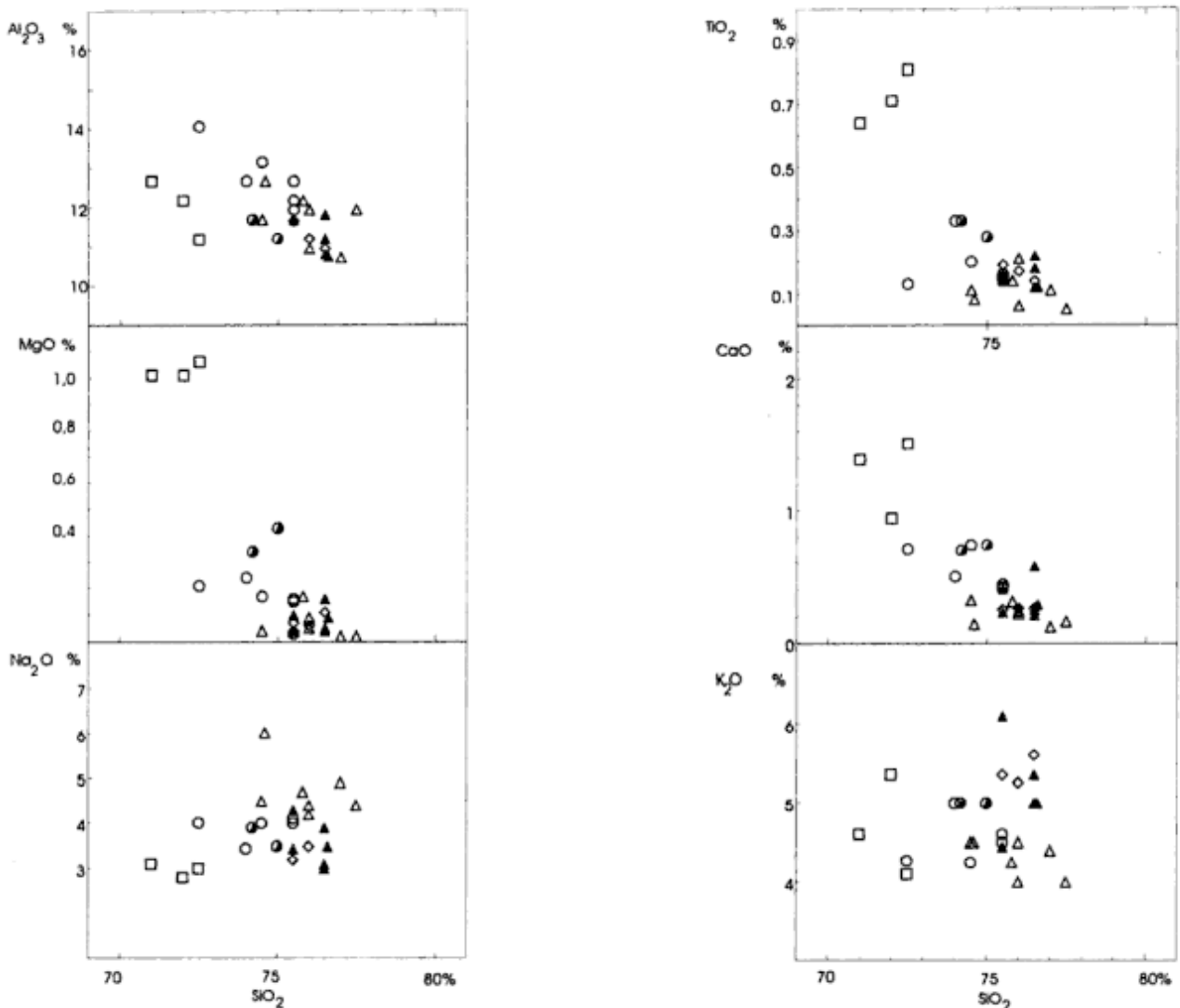


Figura 2a y b: Diagramas de variación para elementos mayoritarios (como óxidos en %) en función de sílice. Símbolos como en figura 3.

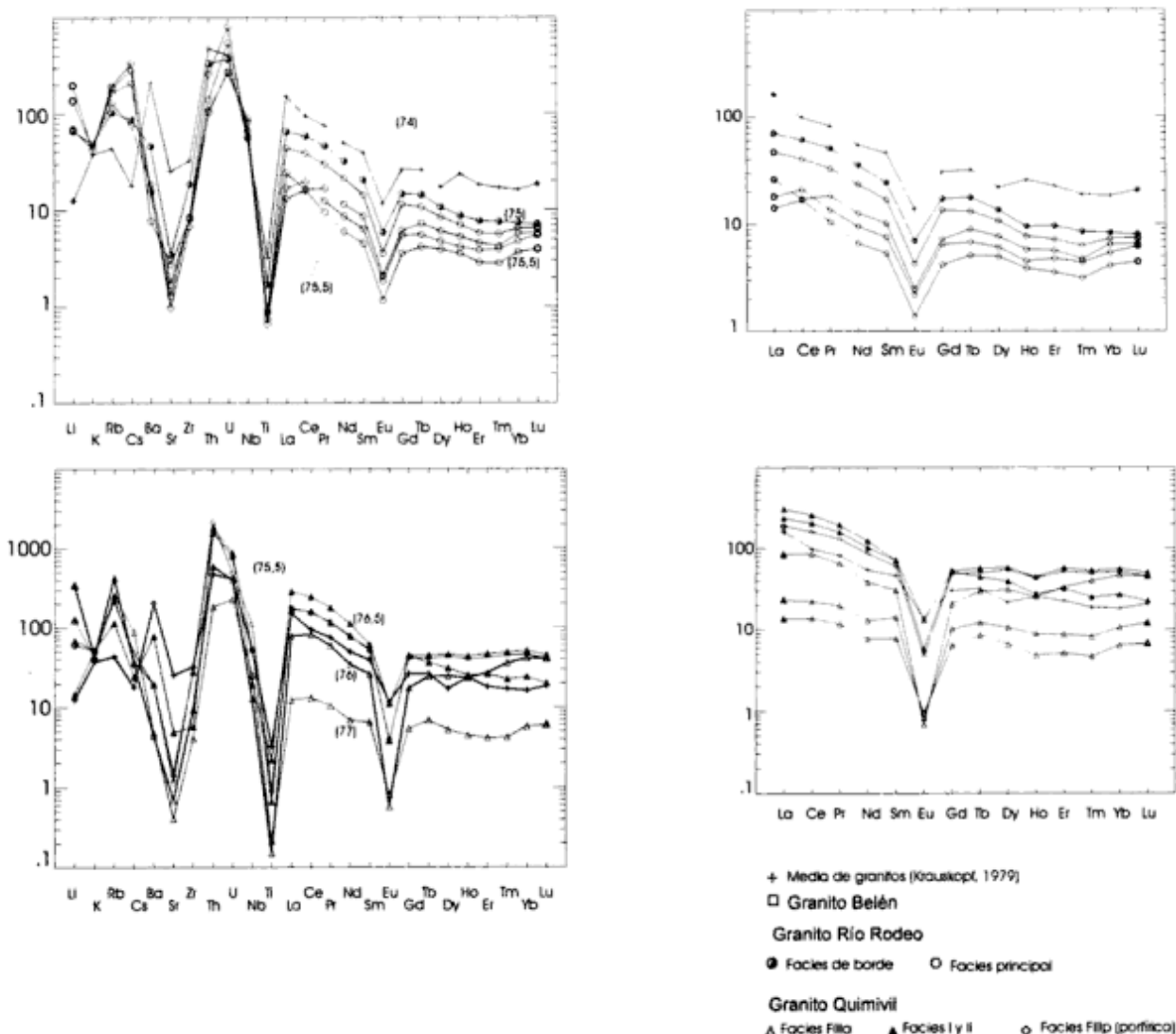


Figura 3: a, Diagrama multielemental normalizado al manto primordial para el Granito Río Rodeo (datos de Taylor y McLennan 1985). b, Diagrama de E.T.R. normalizado a condrito (datos de Wakita *et al.* 1971; en Henderson 1984) para el Granito Río Rodeo. c, Idem a, para el Granito Quimivil. d, Idem b, para el Granito Quimivil. Los números entre paréntesis en a) y c) indican % de SiO₂ en las respectivas muestras.

Río Rodeo (73,25%) como el Quimivil (75,54%) tienen contenidos promedios de SiO₂ altos. El Granito Quimivil es más rico en hierro (como Fe₂O₃ total). Los diagramas de variación de las figuras 2 a y b muestran mayores contenidos de Al₂O₃, MgO y CaO en el Granito Río Rodeo.

Respecto a los contenidos de elementos traza, el Granito Río Rodeo presenta bajos contenidos de Ba, Sr, Zr, Ti, Th y E.T.R., normales o altos de K y U y altos de Li, Rb, Cs, Be, Ni y Co respecto a la media de granitos según Krauskopf (1979), (véase diagrama multielemental con valores normalizados al manto primordial, Fig. 3a y datos de Tabla 1b).

Los contenidos de elementos traza del Granito Quimivil muestran tendencia al empobrecimiento de Ba, Sr, Ti y Eu y valores bajos de Nb y Zr y altos en Sn, U, Rb, Cs, Li, Be y Ga. Las facies I, II y III se separan como menos evolucionadas de la facies IIIe, especialmente en Th, E.T.R., Ti, Y, Hf y Zr (véase diagrama de valores norma-

lizados al manto primordial, Fig. 3c y datos de Tabla 1b). De acuerdo a los criterios de Tischendorf (1977), el Gra-

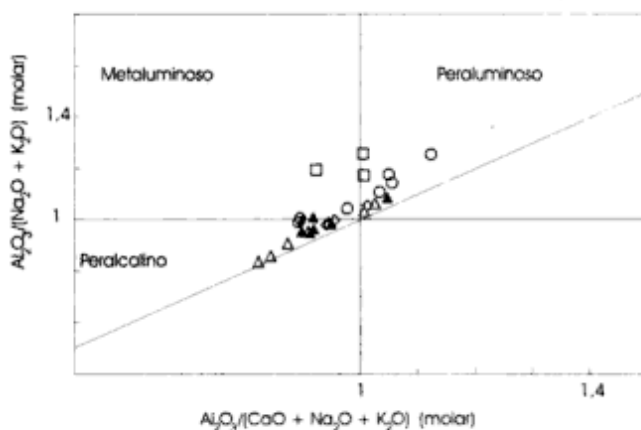


Figura 4: Diagrama de índices de Shand (1927) según propuesta de Maniar y Piccoli (1989). Símbolos como en figura 3.

nito Quimivil se situaría entre los especializados. El Granito Río Rodeo podría caracterizarse como precursor de granitos estanníferos (media de Sn= 3,67) si bien los valores de Be (16,8 p.p.m.) y Rb (529 p.p.m.), son propios de granitos especializados.

Ambos granitos tienen valores Nb/Ta mayores a la media de los granitos (5,71 con datos de Krauskopf 1979), pero por diferentes causas ya que mientras el Granito Río Rodeo tiene valores relativos altos de Nb, el Quimivil tiene valores relativos bajos de Ta; siempre con respecto a la media de referencia.

Los cuerpos de Río Rodeo y Quimivil se pueden caracterizar como peraluminosos considerando los índices de Shand (1927), ploteados según diagrama de Maniar y Piccoli (1989) (Fig.4), donde se observa una tendencia a la metaluminosidad de los términos más evolucionados del Granito Río Rodeo y al campo peralcalino de los términos más evolucionados del Granito Quimivil (facies I, II y IIIe).

Las muestras del Granito Río Rodeo en parte superan el

límite de 1,1 de aluminosidad (propuesto por Chappel y White 1992) para cuerpos fuertemente peraluminosos, lo que coincide con otros cuerpos de Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1996). Sin embargo, el predominio del par biotita-muscovita indica un carácter peraluminoso medio.

Evolución geoquímica

Ambos cuerpos presentan tendencias compatibles con fraccionamiento en alúmina, MgO, CaO y TiO₂ (Figs. 2 a y b), no así para los álcalis (Na₂O y K₂O).

Para el Granito Quimivil, la facies IIIe aparece con mayores contenidos de Na₂O y menores de K₂O respecto a la facies principales I y II, en concordancia con los procesos de alteración observados, con mayor feldespato potásico en facies de borde (FI) y mayor plagioclasa ácida en el monzogranito intrusivo (FIIIe).

En los elementos traza, se separan las tendencias de

Tabla 1b: Contenido de elementos traza (p.p.m.) de los granitos Quimivil, río Rodeo y Belén.

	Be	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Granito Quimivil															
M181	4.64	28.73	78.21	7.91	24.55	5.98	0.05	5.34	1.41	9.39	1.98	6.70	1.28	10.30	1.56
M182	4.02	20.58	61.46	5.11	15.64	3.68	0.05	3.62	0.85	6.04	1.28	4.51	0.79	6.79	0.90
M183	3.40	13.59	37.51	3.91	11.43	2.90	0.05	2.42	0.57	3.80	0.83	2.80	0.52	4.58	0.69
M184	5.86	10.07	33.22	3.38	9.50	2.44	0.05	2.27	0.54	3.45	0.74	2.35	0.47	4.46	0.60
M194	12.41	58.13	144.3	14.60	48.64	11.31	0.16	11.72	2.31	16.83	3.46	11.95	2.08	18.07	2.62
M199	17.92	62.39	150.9	15.44	54.74	12.43	0.33	13.71	2.59	17.52	3.68	11.56	1.75	12.53	1.72
M201	8.86	56.94	130.3	15.58	53.68	13.08	0.15	13.51	2.78	19.04	3.97	13.87	2.23	18.42	2.60
M203	9.70	78.34	179.3	18.33	63.65	12.77	0.40	13.27	2.41	14.51	2.98	9.01	1.35	9.61	1.35
M204	23.38	64.94	147.1	15.72	55.90	11.87	0.34	12.68	2.36	16.49	3.39	10.43	1.59	11.35	1.55
M206	12.34	80.64	187.2	19.27	65.69	14.02	0.42	13.86	2.68	17.47	3.47	11.42	1.69	12.28	1.71
M212	9.06	104.4	235.6	23.63	79.26	13.98	0.96	13.57	2.10	11.78	2.15	6.50	0.80	5.93	0.76
M213	5.08	93.98	216.6	23.75	77.22	14.33	0.37	14.40	2.38	13.76	2.81	8.59	1.24	9.06	1.33
M252	23.42	4.58	12.51	1.41	4.90	1.50	0.07	1.65	0.40	1.98	0.38	1.03	0.15	1.42	0.23
M253	26.14	8.95	21.52	2.52	9.21	2.42	0.08	2.43	0.53	3.06	0.62	1.77	0.26	2.08	0.33
M254	30.78	7.89	20.10	2.37	8.24	2.75	0.06	2.66	0.57	3.19	0.69	1.74	0.26	2.33	0.41
M256	16.02	3.38	8.48	0.93	2.28	0.67	0.03	0.60	0.18	0.93	0.21	0.51	0.07	1.11	0.20
M257	11.98	5.14	15.80	1.71	4.74	1.59	0.02	1.42	0.43	2.45	0.42	1.19	0.27	2.85	0.43
M258	10.91	47.76	107.4	11.32	40.10	7.74	0.55	8.35	1.25	7.02	1.36	3.37	0.43	3.06	0.39
Granito Río Rodeo															
M217	13.36	15.97	36.84	3.98	14.96	3.28	0.31	3.50	0.62	3.22	0.60	1.43	0.20	1.61	0.25
M222	16.12	23.85	55.80	6.16	22.75	4.73	0.51	4.47	0.83	4.06	0.74	1.91	0.27	1.82	0.27
M223	17.69	19.68	45.80	4.98	18.94	4.36	0.45	3.79	0.70	3.48	0.69	1.72	0.23	1.67	0.27
M225	18.37	7.19	22.02	1.92	7.14	1.69	0.16	1.93	0.37	2.10	0.37	0.89	0.13	1.11	0.20
M226	23.21	6.13	19.00	1.65	6.09	1.47	0.16	1.67	0.32	1.81	0.35	0.95	0.14	1.18	0.21
M227	17.35	4.80	15.28	1.27	4.23	1.04	0.10	1.08	0.24	1.49	0.30	0.71	0.10	0.90	0.15
M228	15.15	5.76	15.66	1.53	5.07	1.34	0.18	1.28	0.29	1.63	0.36	0.86	0.12	1.06	0.17
M230	13.13	8.82	15.59	2.23	8.10	1.98	0.18	1.88	0.42	2.30	0.45	1.13	0.15	1.42	0.22
Granito Belén															
M259	2.38	37.45	78.62	8.70	32.12	6.14	1.32	7.09	1.01	4.82	0.80	1.60	0.20	1.26	0.18
M216	107.8	48.29	101.4	11.43	43.32	7.97	1.53	7.47	1.03	5.65	1.00	2.61	0.31	2.22	0.31
M218	3.55	54.98	124.3	13.43	49.45	9.01	1.51	9.10	1.31	7.40	1.30	3.70	0.45	2.89	0.42
Cort (1)	3.0	30.0	60.0	6.70	27.0	5.30	1.30	4.00	0.65	3.80	0.80	2.10	0.50	2.00	0.35
Gra (2)	5.0	55.0	90.0	10.0	35.0	9.00	1.00	8.00	1.50	6.50	2.00	4.50	0.60	4.00	0.70

(1): promedio de corteza continental según Wedepohl (1995); (2): promedio de granitos según Krauskopf (1979).

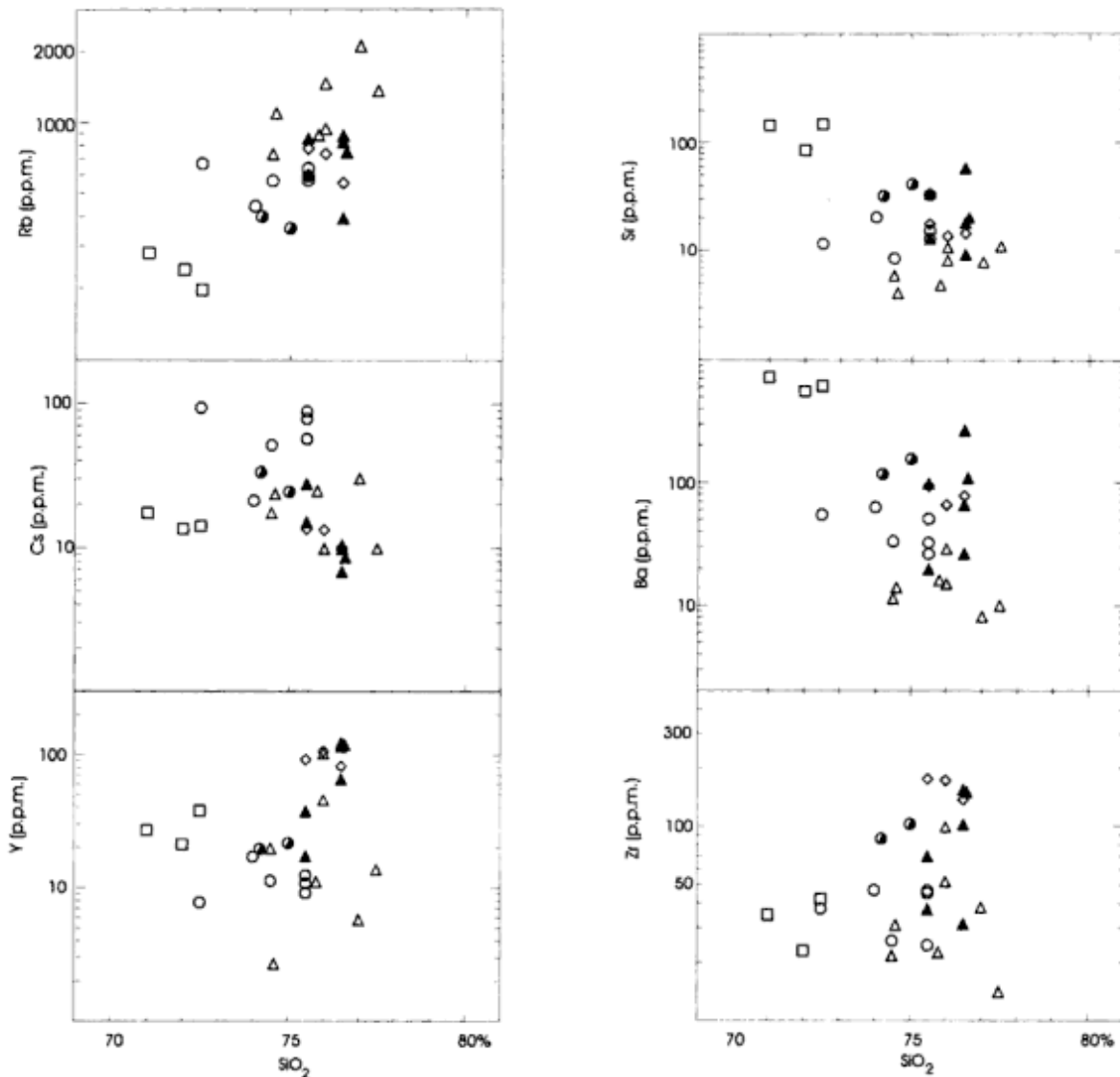


Figura 5 a y b: Diagramas de variación para elementos traza (en p.p.m.) en función de sílice. Símbolos como en figura 3.

ambos granitos Cs, Y y Zr (Fig. 5a y b), U y Th (Fig. 6). También se pone de manifiesto el carácter más evolucionado de la facies IIIe del Granito Quimivil, especialmente en Ba, Sr, Y y Zr (Figs. 5a y b).

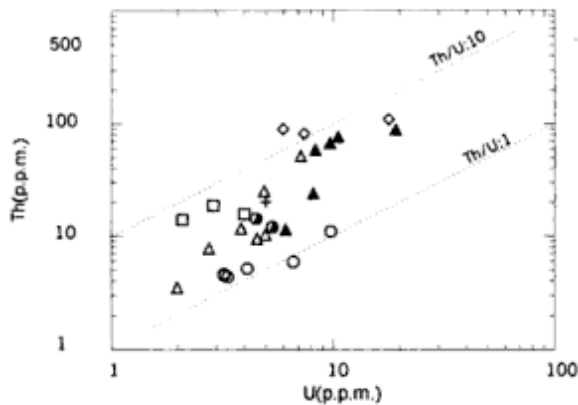


Figura 6: Diagrama Th vs. U.

El diseño para Sr y Ba (Fig. 5b) indica una evolución del Granito Río Rodeo decreciente, normal para un esquema de cristalización fraccionada. Las muestras de zonas periféricas presentan algunas variaciones que se comentan más adelante.

En algunos elementos LIL como Rb y Cs, el Granito Río Rodeo presenta un diseño creciente normal (el fraccionamiento se aprecia claramente en la Fig. 5a), mientras que en el Granito Quimivil crece Rb, que se enriquece en la facies IIIe, pero no Cs. En este caso, hay una dispersión desordenada, con separación de muestras de la facies IIIe que coincide en localidades wolframíferas y estanníferas. Se ha observado similar comportamiento en el Nb.

La relación Rb/Sr es indicativa del grado de evolución alcanzada especialmente por las facies IIIe del Granito Quimivil con gran dispersión de valores (entre 70 y 280), mientras que las facies principales están entre 7 y 90. En el Granito Río Rodeo los valores varían entre 20 y 70.

Los valores de la relación K/Rb oscilan entre 50 y 100 pa-

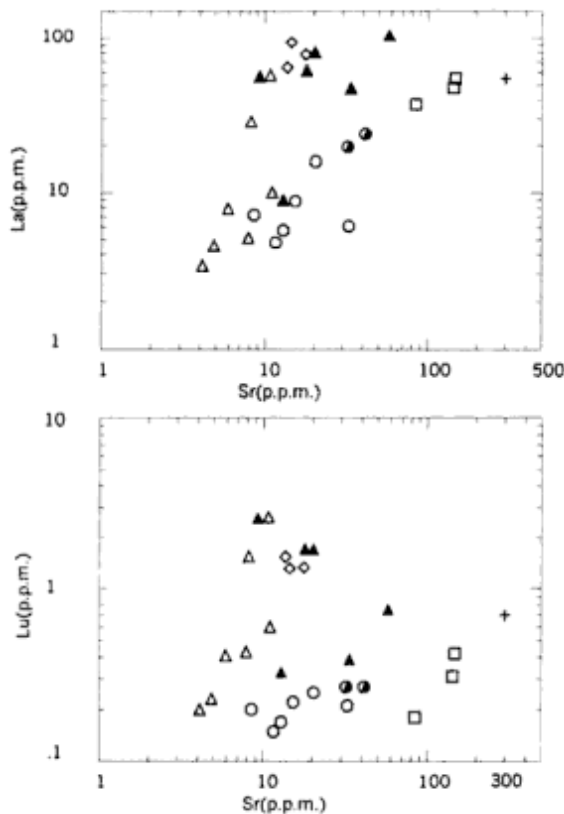


Figura 7: a, Diagrama La vs. Sr. b, Diagrama Lu vs. Sr (ambos en p.p.m.).

ra el Granito Río Rodeo y entre 15 y 100 para el Quimivil, ambos por debajo de los valores corticales normales (entre 260 y 320 con datos de Wedepohl 1995) y en el límite de los granitos especializados (100 según Tischendorf 1977). El enriquecimiento de Rb independiente de K, que se observa en los diagramas de las figuras 2b y 5a, podría encuadrarse en lo que Shaw (1968) denomina "tendencia pegmatita".

El valor normal de Th/U para granitos es de 3,5 a 6 según Rogers y Adams (1974). Ambos cuerpos presentan una correlación positiva entre U y Th (Fig. 6). En el Granito Río Rodeo la tendencia es bien marcada, con valores

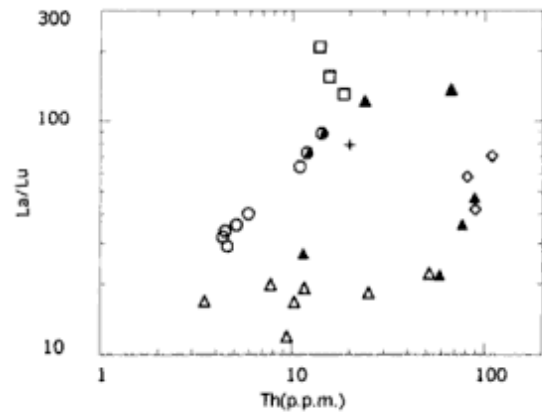


Figura 8: Diagrama de la relación La/Lu vs. Th.

bajos de Th/U (<2), para valores normales de U, lo que implica bajo contenido en Th. Las muestras de zonas periféricas se apartan de la tendencia (mayor contenido de Th) posiblemente por efectos metamórficos desde el Granito Quimivil o un menor grado de evolución.

El cuerpo de Quimivil presenta contenidos mayores de U y Th en las facies principales (I y II) que en la más evolucionada (IIIe). La relación Th/U no es constante (varía entre 20 y 5 para las facies I, II y IIIp; y entre 6 y 2 para la facies IIIe), hay una tendencia a decreciente que podría indicar un enriquecimiento de U en las facies más evolucionadas, lo que lo diferencia claramente con el Granito Río Rodeo.

Respecto a los elementos de tierras raras (E.T.R.), en el Granito Río Rodeo se observa, en la mayoría de los diagramas, diseños bien definidos, con tendencias decrecientes hacia los términos de mayor evolución tanto respecto a sílice como respecto a otras trazas como el Sr. En el caso de La y Lu, ambos tienen una correlación positiva respecto a Sr (Fig. 7a y b), la tendencia se alinea con la media para granitoides según Krauskopf (1979), lo que podría indicar una tendencia de fraccionamiento normal, sin enriquecimientos en E.T.R.

En el diagrama normalizado a condrito (Fig. 3b) hay una anomalía de Eu marcada (relación Eu/Sm entre 0,091 y 0,094). El diseño del diagrama es con una pendiente sua-

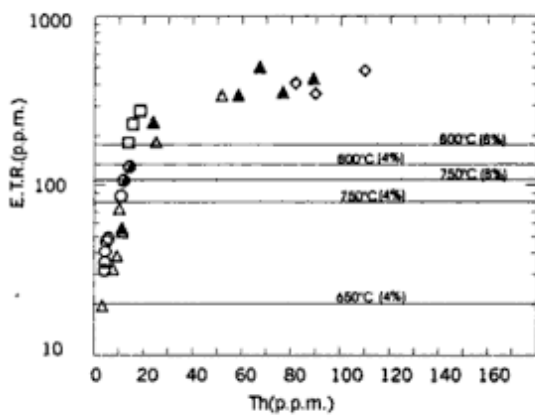


Figura 9: Diagrama de la suma de E.T.R. (p.p.m.) vs. Th (según Nabelek y Glascock 1995, tomando el modelo de Montel 1993).

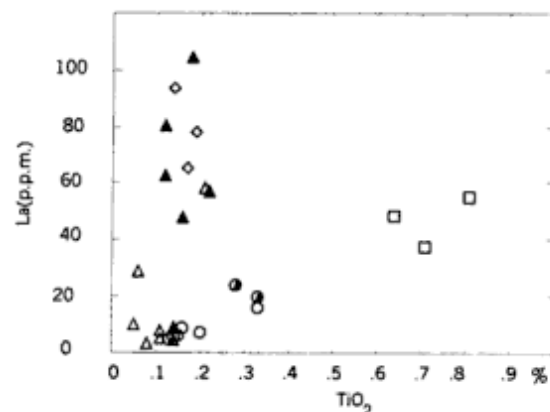


Figura 10: Diagrama La (p.p.m.) vs. TiO₂.

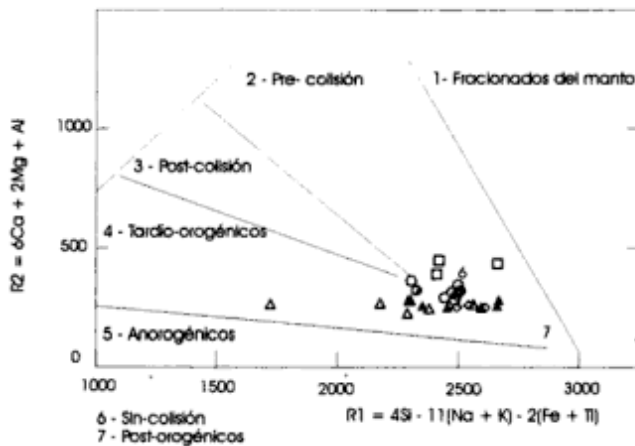


Figura 11: Diagrama de Batchelor y Bowden (1985).

ve para E.T.R.L. y casi plano para los E.T.R.P., subparalelo a la media de los granitoides de Krauskopf (1979), con valores por debajo de la misma, consistente con un modelo de fraccionamiento. La relación $(La/Lu)_n$ oscila entre 6,13 y 4,15. (Fig. 8).

Las muestras del sector periférico tienen algunos indicadores de menor grado de evolución, como ser valores altos (respecto al resto del cuerpo) de La/Th , La/Lu (sin normalizar), el contenido total de E.T.R., MgO , TiO_2 y Zr .

El diagrama de la suma de E.T.R. en función de Th (Fig. 9) puede dar idea del inicio de la cristalización ya que incluye valores de temperatura para dos posibles contenidos de agua, en un medio saturado en monacita (mineral portador de E.T.R.L.). La temperatura de inicio de cristalización habría sido de alrededor de $800^\circ C$ para un contenido supuesto de un 4% de agua o de $770^\circ C$ para un contenido de un 8% de agua.

El Granito Quimivil se presenta como un cuerpo genéticamente diferente y de evolución más compleja. Tanto La como Lu , ambos en función de Sr (Fig. 7a y b), muestran quiebres en las tendencias, es decir, dos segmentos de evolución diferente, uno de las facies principales y porfírica (F I, F II y F IIIp) y otro para la facies microgranítica (F IIIe). Sin embargo, en Lu , la evolución de la facies II principal presenta correlación negativa respecto a Sr , lo que sugiere una ruptura de la evolución normal. Los mayores contenidos de La no se corresponden con mayores de TiO_2 , indicando un fundido inicialmente pobre en titanio (Fig. 10).

La relación $(La/Lu)_n$ presenta los mayores valores en la facies FIII porfírica (6), bajando en las facies I y II (2,21) y FIIIe (entre 2 y 1,67), lo que indicaría un enriquecimiento en E.T.R.P. En el diagrama de E.T.R. en función de Th (Fig. 9), se ven ambos segmentos de evolución, con el quiebre en el paso de valores altos en Th a valores normales y bajos, separándose especialmente la facies IIIe. La facies porfírica habría cristalizado a mayor temperatura y presenta menor grado de evolución. El Th aparece claramente enriquecido en las facies principales y se observa que el Granito Quimivil tiene mayores contenidos de E.T.R. que granitoides enriquecidos como los de Black Hills, Norteamérica (Nabelek y Glascock 1995).

En el diagrama normalizado a condrito (Fig. 3d) se observa que la anomalía de Eu se hace más pronunciada desde los términos menos evolucionados a los de mayor evolución. Los primeros, con contenidos mayores a la media de granitoides de Krauskopf (1979). Las facies porfíricas tienen contenidos altos y anomalía fuerte, con diseño plano que indicaría una falta de fraccionamiento en E.T.R.P. La facies IIIe comienza su evolución con valores por encima de la media (más de cien veces el valor condritico) pero los contenidos caen a casi 10 veces dicho valor, especialmente para muestras de la sierra de Belén. El diseño cóncavo en el tramo de los E.T.R.P. podría indicar enriquecimiento en este grupo de elementos. Esto, que para algunos autores (Gromet y Silver 1987) señala presencia de hornblenda en la fuente, es consistente con la correlación negativa de Lu respecto a Sr en las facies principales (Fig. 7b) y la disminución de los valores de la relación La/Lu hacia FIIIe señalado más arriba.

Hay escaso fraccionamiento de los E.T.R.L. La relación Eu/Sm varía de 0,031 para (FIIIp) a 0,011 (FII) y 0,022 (FIIIe, muestras representativas).

Ambiente tectónico

Los granitos de Río Rodeo y Quimivil son intrusivos respecto al Granito Belén, el que exhibe el mayor grado de de-

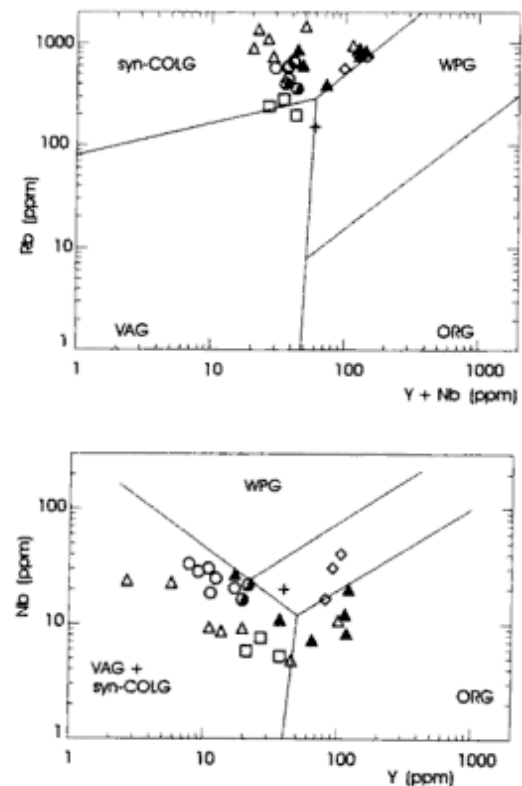


Figura 12: Diagramas de Pearce *et al.* (1984), de ambiente tectónico. a, Rb vs. $Y+Nb$. b, Nb vs. Y . Ver comentarios en el texto. Syn-COLG: granitos de sincolisión, WPG: granitos de intraplaca, VAG: granitos de arco volcánico, ORG: granitos de dorsal oceánica.

formación en la región, es decir que son postectónicos respecto al evento que generó la cataclisis y milonitización en las fajas de la quebradas de Belén y Quimivil.

El rasgo peraluminoso que presenta el Granito Río Rodeo, tanto en lo mineralógico como en lo químico, es coherente con un ambiente sintectónico. Utilizando elementos mayoritarios, en el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) (Fig. 11), las muestras del Granito Río Rodeo tienden a agruparse en el campo de sin-colisión, mientras que la mayoría de las muestras del Granito Quimivil tienden al campo de Granitos Anorogénicos. En función de los índices de Shand (Fig. 4), según la interpretación de Maniar y Piccoli (1989), el Granito Río Rodeo se discrimina como un cuerpo colisional.

Usando diferentes elementos traza, el cuerpo de Río Rodeo aparece siempre en el campo de los granitos colisionales (diagramas de Pearce *et al.* 1984, Figs. 12a y b).

El Granito Quimivil plantea mayores dificultades ya que en los diagramas de elementos traza también se ubica en el campo de sincolisión (Figs. 12a y b, lo que no concuerda con su geología y mineralogía. Según Pearce *et al.* (1984), una alteración extensiva, como la que afecta al Granito Quimivil con fuerte enriquecimiento en Rb y bajos valores en Ta y Nb, podría hacer que un cuerpo de intraplaca (campo WP) caiga en los campos de arco volcánico (VAG) o sincolisión (SinCOL). En el mismo sentido, Sylvester (1989), considera que granitos tipo I, altamente fraccionados, caigan en el campo sincolisión, siendo posteriores al evento colisional. El carácter intrusivo, nos indica más bien un ambiente post orogénico, concordante con los rasgos asignados por Rogers y Greenberg (1990) para estos cuerpos (Sr bajo, Y y Zr mayores que en los tardío orogénicos, etc.), quienes indican un origen no relacionado a fraccionamiento, lo que a su vez concuerda con la posición del Granito Quimivil en los diagramas de Wahlen *et al.* (1987) (Fig. 13a y b), donde se ubica como un cuerpo tipo alcalino, post orogénico.

En resumen, el Granito Río Rodeo tiene caracteres más próximos a los cuerpos sincolisionales, si bien su geología y, en parte, la geoquímica podrían indicar un ambiente tardío tectónico. El Granito Quimivil presenta rasgos post tectónicos. En ambos casos, la referencia es a un evento tectónico del ciclo Famatiniano, lo que se discute más adelante.

Discusión

Los granitos de Río Rodeo y Quimivil son claramente distinguibles por sus caracteres geológicos, mineralógicos y geoquímicos.

El Granito Río Rodeo tiene pocas diferencias faciales y una mineralogía moderadamente peraluminosa, con un alto índice de aluminosidad en parte de las muestras analizadas.

Los diseños de los diagramas sugieren para este cuerpo, una evolución por cristalización fraccionada de un magma con alto contenido de sílice.

Según los diagramas de Wahlen *et al.* (1987) con los campos propuestos por Sylvester (1989) (Figs. 13a y b), el Granito Río Rodeo podría ser considerado un producto altamente fraccionado de una serie calcoalcalina, ya que los valores de FeOt/MgO o de álcalis son mayores a lo que sería de esperar en los granitos fuertemente peraluminosos.

Las muestras de sectores periféricos, que se ubican en el extremo de las tendencias, indicarían menor grado de evolución, tal como se ve para diseños de elementos traza como Rb, Sr, Zr y E.T.R. y las relaciones Ta/Nb, K/Rb, Rb/Sr y La/Lu. Sin embargo, no se descartan procesos de contaminación con la caja que podrían explicar el carácter metaluminoso de dicho sector. En efecto, elevando el contenido de Mg (levemente el de Ca) se diluyen ligeramente las concentraciones de Al lo que influye directamente en el grado de aluminosidad.

El Granito Río Rodeo podría representar el extremo más septentrional de los cuerpos de dos micas, aluminosos, posteriores o tardíos al ciclo G2 (Rapela *et al.* 1990). Hacia el sur se han observado granitoides de dos micas en la sierra de Vinquis que deben estudiarse más detalladamente.

En un diagrama P-T con el sólido de granitos hidratados más la curva de estabilidad de muscovita (seg. Barton 1982) se infieren temperaturas del orden de los 700°C y presiones del orden de los 3 kilo bars (recordemos que el inicio de cristalización en el diagrama E.T.R. vs. Th dio temperaturas de alrededor de 770°C).

Se ha observado alineación de las tendencias del Granito Río Rodeo con el campo de las muestras de referencia del Granito Belén en varios elementos, especialmente E.T.R. y Ti, lo que podría indicar una relación genética entre ambos, tema a estudiar con más detalle.

En general se observa que, el diseño para E.T.R. indica una cristalización fraccionada normal (subparalela a la media de los granitoides según Krauskopf 1979) con un diseño casi plano que podría relacionarse a la presencia escasa de hornblenda en la fuente (según criterios de Gromet y Silver 1987). El fraccionamiento de plagioclasa está señalado por la anomalía negativa de Eu moderada a fuerte.

El Granito Quimivil es un cuerpo con características postectónicas en cuanto a su yacencia, rico en sílice, con tendencia de peraluminosa a peralcalina.

Este cuerpo presenta mayores alteraciones en su proceso de cristalización. La abundancia de topacio, los indicios de actividad de volátiles (p.e. dos tipos de pegmatitas) y las variaciones faciales, inducen a señalar al Granito Quimivil como el responsable de la mineralización de Sn y W que presenta la zona de estudio. Además, según los criterios de Tischendorf (1977), tiene caracteres de los cuerpos plumasíticos (riqueza en Sn, F, Li, Rb) y de los agpaíticos (riqueza en E.T.R., U, Th), por lo que podrían dar las mineralizaciones citadas.

En la mayoría de los diagramas se separa netamente del Granito Río Rodeo. En algunos casos (CaO y MgO) se pone en evidencia un proceso de cristalización fraccionada al principio de la evolución, pero luego los volátiles (como F) habrían interferido en la evolución. El empobrecimiento en K apuntado para la facies IIIe se explicaría por los pro-

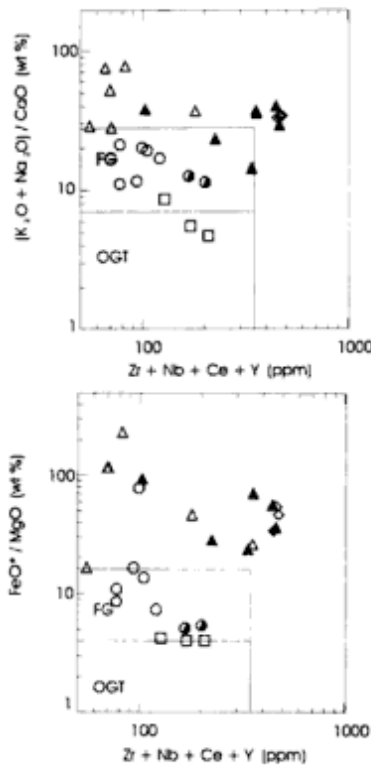


Figura 13 a y b: Diagramas de Wahlen *et al.* (1987). FG: granitos félsicos altamente fraccionados. OGT: granitos tipo orogénicos. Elementos traza en p.p.m.

cesos de feldespaticización observados en la facies I, los que, al ocurrir antes de la intrusión de IIIe, habrían consumido K del fundido.

La FIII porfírica se interpreta como una facies poco evolucionada, periférica, cuya textura porfírica se origina al perderse volátiles en las primeras etapas del emplazamiento. Los enclaves micrograníticos que se observan en FII, podrían pertenecer a esta etapa de la intrusión, tal como lo consideran Lazarte y Guidi (1998).

En algunos casos (K/Rb, Rb/Sr, Cs, Nb, Li, Ti y SiO₂) se observan dos ramas en las facies más evolucionadas, que coinciden con los sectores de manifestaciones wolframíferas y stanníferas respectivamente. También se ha observado (facies IIIp) cierta diferencia entre muestras del flanco occidental respecto al oriental de la sierra de Zapata, consistentes en menores valores de la relación Th/U (6 en el E, 12 a 17 en el O) y contenidos de Nb (20 p.p.m. en el E, >30 p.p.m. en el O) y Li (20 p.p.m. en el E y >120 p.p.m. en el O). Esta cierta asimetría podría significar diferentes etapas intrusivas del plutón, hipótesis que podría ser corroborada con un muestreo de mucho mayor detalle.

Los bajos valores de Nb y Ta no se corresponden con la alta evolución que se observa en el Granito Quimivil, cuyo grado de fraccionamiento debiera mostrar, en teoría, mayor concentración de ambos elementos. Si bien la riqueza de Li y F en el fundido afectan la solubilidad de tantalita-columbita en el sentido de inhibir la cristalización de al menos tantalita (Linnen 1998), no se han observado en fa-

cies póstumas, concentraciones suficientemente altas que indiquen una evolución en ese sentido. Es posible que la mencionada pobreza sea un rasgo primario del magma. Esto se ve reflejado en el diagrama de discriminación tectónica donde parte de las muestras caen en el campo ORG (*Ocean Ridge Granites*) por tener poco Nb con más de 50 p.p.m. de Y.

El cuarzo precoz unido a plagioclasa en la facies porfírica (F IIIp) de menor grado de evolución, actuaría como un "diluyente" para los E.T.R. (Gromet y Silver 1987), lo que explicaría los altos contenidos en las facies principales. Los altos contenidos en las facies iniciales, podrían explicarse por un aporte profundo. Hildreth (1981) sostiene la posibilidad de generar magmas silíceos a partir de una fuente basáltica por procesos complejos de evolución en los que juegan un papel importante los volátiles. La introducción de fluidos también puede resultar de la intrusión de magma máfico en la base de cámaras félsicas (Sillitoe 1996). Si consideramos que la presencia de topacio y flúor más algo de turmalina indican por lo menos riqueza en F con presencia de B, tendríamos los volátiles necesarios para dichos procesos. Tal aporte desde zonas de corteza inferior (o manto superior) podría explicar los mayores contenidos de E.T.R., especialmente pesados, y la tendencia alcalina respecto a los índices de Shand, algo similar a lo sugerido para granitoides hercínicos relacionados a mineralización estannífera (Breiter *et al.* 1991).

El Y posiblemente estaría situado en minerales accesorios (como los mencionados monacita o xenotima), de cristalización temprana, es decir que estaría relacionado a las primeras etapas magmáticas, acaso al aporte profundo mencionado, y no reemplando al Ca como sería de esperar por las afinidades entre ambos elementos.

La fuerte anomalía en Eu se relaciona al fraccionamiento de plagioclasa y la concavidad en los E.T.R. pesados podría indicar presencia de hornblenda en la fuente. Es decir que la fuente podría ser, en parte, similar al caso Granito Río Rodeo. Sylvester (1989) considera esta posibilidad para granitos postorogénicos.

En unidades de granitoides más antiguas se han observado composiciones tonalíticas con escasos anfíboles (por ejemplo la Fm. Chango Real, Lazarte 1991), por lo que la fuente para los granitoides que aquí estudiamos podría estar entre rocas de ese tipo.

Esto implicaría una posible anatexia cortical que ya fue analizada para otras localidades de Sierras Pampeanas (p.e. Rapela *et al.* 1991).

En el diagrama de E.T.R. vs. Th (Fig. 9), las primeras etapas de evolución del Granito Quimivil habrían comenzado a cristalizar a temperaturas por encima de los 800°C si admitimos un contenido de agua del 4%. Allanita cristaliza a 763°C (Hildreth 1981) con lo que tendríamos una aproximación a la temperatura en que comenzó a cristalizar este cuerpo. Los altos valores del diagrama citado podrían significar un bajo contenido inicial en agua, propio de magmas alcalinos.

La facies IIIe marca un reinicio de la actividad magmática y sus altos contenidos relativos de E.T.R. posible-

mente indiquen nuevos aportes al sistema. Para la etapa rica en volátiles e hidratada, el diagrama P-T indica valores de cristalización por debajo de 2 kbar y 630°C, teniendo en cuenta la presencia de topacio abundante, que implica riqueza en F (los valores >0,1% de Li₂O, implicarían según Manning, 1986, contenidos de F mayores al 1%) suficiente para inhibir la aparición de muscovita primaria y reducir el límite de cristalización, alterando la aparición de los minerales tardíos (de acuerdo a los criterios de Manning 1982).

En cuanto al ambiente tectónico de emplazamiento de los granitos Río Rodeo y Quimivil, las características de yacencia del primero (elongación y control por fallas N-S) podría indicar relación a un evento tectónico. Los diagramas indican que el Granito Río Rodeo estaría relacionado a una etapa sintectónica y el Granito Quimivil sería poscolisional. Los granitos poscolisionales siguen al evento tectónico en 25-75 Ma. (Sylvester 1989) y son posteriores a los peraluminosos, con lo que podríamos estar en presencia de un conjunto de intrusivos relacionados al mismo evento, en una secuencia compresiva - distensiva.

La forma de yacer del Granito Río Rodeo, alargado en dirección a estructuras dominantes, implica un posible mecanismo de ascenso del magma aprovechando zonas de debilidad estructural. Al respecto, Petford *et al.* (1993) proponen diques de flujo como vías de transporte de magma granítico y consideran el alargamiento en el sentido de zonas de falla como argumento suficiente para afirmar el control estructural en el ascenso del magma.

El Granito Quimivil tiene similitudes geológicas y geoquímicas con otros cuerpos evolucionados del N de Sierras Pampeanas (Los Ratones, Papachacra, etc.). El plutón Los Ratones ha sido datado como perteneciente al Carbonífero (Arrospide 1985; Grissom 1991), lo que nos induce a asignar al cuerpo de Quimivil a ese período. Gorustovich y Guidi (1993) asignan ambos cuerpos al ciclo magmático C3 (Devónico-Carbonífero). De este modo, el cuerpo de Río Rodeo sería tardío orogénico respecto a los últimos eventos Famatinianos (o Chánico) siendo el Granito Quimivil postorogénico respecto al mismo evento. Se han observado cuerpos de granitos evolucionados con quimismo tipo intraplaca (Lazarte 1994b; Rapela *et al.* 1996) en este sector de Sierras Pampeanas. El hecho de que el Granito Quimivil generalmente se discrimine como un cuerpo colisional podría explicarse por los procesos tardío y posmagmáticos, generadores de un fuerte enriquecimiento en Rb, ya que, otras similitudes geoquímicas indican como más plausible una correlación con los cuerpos mencionados.

Ramos *et al.* (1993) sitúan la colisión de Chileña y otros bloques durante el Devónico y el Carbonífero. Tal colisión sería capaz de generar las condiciones para que se produzca el tipo de magmatismo a que aludimos, por condiciones tensionales en la zona de tras arco.

La actividad térmica en el Carbonífero (ciclo Gondwánico), habría sido coetánea o inmediatamente posterior a las últimas activaciones de las fajas de milonitización (Lazarte 1991).

Conclusiones

El Granito Río Rodeo es un cuerpo de composición monzogranítica dominante, de dos micas, es peraluminoso, rico en SiO₂ y Be. Salvo en sectores con cierta alteración, ricos en Th, la mayoría de los elementos analizados están en proporción normal para rocas corticales.

Tiene un origen por anatexis, de posible fuente tonalítica, evolucionando por cristalización fraccionada. Estaría relacionado a etapas tardías de la orogenia Famatiniana, tiene un quimismo de sincolisión. Se infiere una edad entre Ordovícico superior y Carbonífero inferior.

El Granito Quimivil es un cuerpo de composición sienita y monzogranítica, especializado, con al menos 4 facies principales, predominantemente biotítico. Tiene un quimismo peraluminoso con tendencia alcalina, alto contenido de sílice. También está enriquecido en Na, Rb, U, Th, E.T.R. y Sn. Se lo considera causante de las mineralizaciones de Sn y W que hay en la zona y podría ser un interesante prospecto de exploración.

Si bien el origen del magma es difícil de precisar con los datos disponibles, podría ser en parte anatético y en parte con un componente profundo. La evolución comenzó como cristalización fraccionada pero los volátiles interfirieron en el proceso, removilizando álcalis y algunos trazas. Por caracteres geológicos y geoquímicos, se lo correlaciona con cuerpos pertenecientes al ciclo Carbonífero.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a la U.N.T., CONICET, CNEA y CSIC, instituciones que apoyaron la realización de este trabajo. A Antonio Díaz y su familia de El Breal, Londres, por su inestimable apoyo para las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arrospide, A., 1985. Las manifestaciones de greissen de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2): 92-113.
- Barton, M.D., 1982. The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications. *American Mineralogist*, 67: 956-974.
- Batchelor, R. y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55.
- Breiter, K., Sokolová, M. y Sokol, A., 1991. Geochemical specialization of the tin-bearing granitoid massif of NW Bohemia. *Mineralium Deposita*, 26 : 298-306.
- Capuccino, S. y F.Guidi, 1990. Presencia de U,Th y elementos de Tierras Raras en el Granito Quimivil de la sierra de Zapata, dep.Belén, Catamarca. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1:2-6, San Juan.
- Chappell, B. y White, A. 1992. I- and S- type granites in the Lachland Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edimburg*, 83: 1-26.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción geológica de la hoja 13c-Fiambalá. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 127. Buenos Aires.

- Gorustovich, S. y Guidi, F. 1993. Caracterización uranífera de los granitoides del N de las Sierras Pampeanas noroccidentales. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 5: 297-305, Mendoza.
- Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic areas: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. PhD. Thesis, Stanford University, 262 p. (Inédito).
- Gromet, L. y Silver, L., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28(1): 75-125. Oxford.
- Guidi, F. y Capuccino, S., 1987. Aspectos petrográficos del extremo austral del Cordón de los Colorados y sus relaciones con el U, dep. Belén, Catamarca. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2: 221-225, Tucumán.
- Henderson, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. En: Henderson, P. (Ed.), *Rare earth element geochemistry*, 510 p. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Hildreth, W., 1981. Gradients en silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10153-10192.
- Krauskopf, K., 1979. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill Co., 617 pp. Tokyo.
- Lazarte, J.E. 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogénicas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 270 p. (Inédito).
- Lazarte, J.E., 1994a. Aspectos petrográficos y control estructural de la alteración de las manifestaciones estanníferas de San Salvador, sierra de Zapata, Catamarca. II Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. Publicaciones del Instituto de Recursos Minerales, U.N. La Plata, 3: 191-200.
- Lazarte, J.E., 1994b. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 337-352.
- Lazarte, J.E. y Gianfrancesco, M., 1995. Geología y alteración de las vetas tungstíferas de la sierra de Belén, Catamarca. *Actas 5º Congreso Nacional de Geología Económica*, San Juan: 374-384.
- Lazarte, J.E. y Guidi, F., 1998. Geología de los granitoides de las sierras de Zapata y Cordón de los Colorados. *Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy*, 12(1): 17-34.
- Linnen, R. L., 1998. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li+F: constraints for mineralization in Rare Metal Granites and pegmatites. *Economic Geology*, 93(7): 1013-1025.
- Maniar, P. y Piccoli, P., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geologic Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Manning, D.A., 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. En: Evans, A. (Ed.): *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 6: 191-203, J. Wiley and Sons.
- Manning, D.A., 1986. Contrasting styles of Sn-W mineralization in peninsular Thailand and SW England. *Mineralium Deposita*, 21(1): 44-52.
- Montel, J.M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110: 127-146.
- Nabelek, P. y Glascock, M., 1995. REE-depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology*, 36(4): 1055-1071.
- Oliveri, J. 1950. Contribución al conocimiento de la geología y génesis del yacimiento stannífero de San Salvador, Belén, Catamarca. S.N.M. Granito, Informe inédito.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindall, A., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Petford, N., Kerr, R. y Lister, J., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21: 845-848.
- Ramos, V., Vujovich, G., Kay, S. y MacDonough, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas occidentales. La sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 3: 343-357.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Kirshbaum, A. y Baldo, E. 1991. Facies intrusivas de edad Carbonífera en el batolito de Achala. Evidencias de una anatexis regional en Sierras Pampeanas? *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, 1: 40-43.
- Rapela, C.W., Saavedra, J., Toselli, A. y Pellitero, E., 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 337-353. Buenos Aires.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas, an inner Cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. In: Kay, S. y Rapela, C. (Eds): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper, 241: 77-90.
- Rogers, J.J. y Adams, J. 1974. Thorium (chap.90). Uranium (chap.92). En: Wedepohl, K. de., *Handbook of Geochemistry*, vol.II/4. Springer-Verlag, Berlin.
- Rogers, J. y Greenberg, J., 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, 98: 291-309.
- Shand, S.J. 1927. *Eruptive Rocks*. Ed. Murby and Co., 360 p., London.
- Shaw, D. 1968. A review of K-Rb fractionation trends of covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573-601.
- Sillitoe, R.H., 1996. Granites and metal deposits. *Episodes*, 19(4): 126-133.
- Sylvester, P., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-280. Chicago.
- Taylor, S. y McLennan, S., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tischendorf, G., 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-elements mineralization. *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 2: 41-90.
- Wahlen, J., Currie, K. y Chappell, B., 1987. A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wakita, H., Rey, P. y Schmitt, R., 1971. Abundances of 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings 2nd Lunar Science Conference*, 1319-1329.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217-1232.
- Wise, D., Dunn, D., Engelder, J. Geiser, P., Hatcher, S., Kish, S. Odom, A. y Schamel, S., 1984. Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.

Recibido: 17 de febrero, 1997

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Datación de lavas basálticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina

Thao TON-THAT¹, Bradley SINGER², Nils-Axel MÖRNER³ y Jorge RABASSA⁴

¹ *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology Laboratory, Section des Sciences de la Terre de l'Université de Genève, 13, rue des Maraichers, 1211 Genève 4, Suiza*

²*Department of Geology and Geophysics, University of Wisconsin-Madison, 1215 West Dayton Street, Madison, WI 53706, USA*

³*Palaeogeophysics and Geodynamics, Geological Institute, S-10691 Stockholm, Suecia*

⁴*CADIC-CONICET, C.C.92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina*

ABSTRACT. *Lava flows $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis and glacial geology, Lago Buenos Aires, Santa Cruz Province.* Eight basaltic lava flows and two erratic boulders in moraines east of the Andes near Lago Buenos Aires, Santa Cruz province, Argentina (46°30'-47°00' S; 70°30' - 71°45' W) and one lava along the Río Gallegos valley (51°50' S, 70°40' W) were analysed using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-heating technique. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results indicate that these samples include: (1) earliest Miocene (24.2 Ma) valley-filling lava flows, (2) late-Miocene (10.0 Ma, 7.4 Ma, and 5.0 Ma) meseta-capping lava flows, the latter two interbedded with glacial till, (3) Pleistocene lavas erupted at 1.17 Ma, 1.02 Ma, 0.76 Ma and interbedded with glacial tills, (4) a very young lava that proved difficult to date, and (5) basaltic erratic boulders that erupted at 117.5 Ma and 16.8 Ma, but which were incorporated into moraines during the late Pleistocene. These age determinations provide new constraints on the timing of Miocene and Pleistocene glacial advances of the southern Andean ice cap. The oldest Cenozoic till recognised in South America underlies a lava capping Meseta de Lago Buenos Aires whose $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron age of 5.04 ± 0.04 Ma is older than a previous K-Ar date by >400 k.y. Glacial till, together with outwash gravels and erratic boulders, that correspond to the greatest extent of ice in Patagonia (the so-called "Greatest Patagonian Glaciation", or GPG) are underlain by a lava dated at 1.168 ± 0.007 Ma and overlain by a lava dated at 1.016 ± 0.005 Ma. Thus the GPG occurred sometime between oxygen isotope stages 30-34. At Lago Buenos Aires, the deposition of at least twelve moraines since the GPG, including one overlain by lava dated at 0.760 ± 0.007 Ma, are consistent, in general terms, with the number and timing of glacial advances predicted by the astronomical time scale based on global marine oxygen isotope stages.

Introducción

Los cambios climáticos globales determinados por causas astronómicas han sido identificados a través de las fluctuaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en foraminíferos marinos (por ej., Hays *et al.* 1976; Shackleton y Opdyke 1977). En verdad, la correlación orbital de los registros de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ proporciona una escala temporal muy precisa (Shackleton *et al.* 1990; Bassinot *et al.* 1994; Tauxe *et al.* 1996) que se extiende en el tiempo geológico hasta >10 Ma (Shackleton *et al.* 1995). A pesar del indudable perfeccionamiento de este "reloj" global, el cual refleja fundamentalmente cambios en el volumen del hielo de las regiones polares, las estimaciones cuantitativas de la cronología de las glaciaciones pleistocénicas en las latitudes medias son escasas en número (por ej., Dalrymple 1964; Gillespie *et al.* 1984; Mercer 1976, 1983; van den Bogaard *et al.* 1989; Espizúa 1993; Meglioli *et al.* 1990a, b; Rabassa *et al.* 1990; Lippolt *et al.* 1986; Gillespie y Molnar 1995) e incompletas (Richmond y Fullerton 1986; Fullerton y

Richmond 1986). En parte, esto se debe a: (1) la pobre preservación de los depósitos glaciares sobre los continentes, (2) ausencia de estratigrafía bien desarrollada, lo que limita el grado al cual pueden ser correlacionados los depósitos de una cierta glaciación que se encuentren geográficamente separados entre sí y (3) grandes incertidumbres asociadas con las técnicas utilizadas para datar esos depósitos (Richmond y Fullerton 1986).

La respuesta de los glaciares de montaña al enfriamiento o calentamiento global refleja un cierto número de parámetros que incluyen altitud del ambiente, posición relativa al desplazamiento de las masas de humedad atmosférica y circulación oceánica profunda (por ej., Rabassa y Clapperton 1990; Gillespie y Molnar 1995; Broecker 1997). La revisión efectuada por Gillespie y Molnar (1995) indica que el momento de la máxima extensión del hielo durante la Última Glaciación (120-20 ka; miles de años antes del presente; North American Stratigraphic Code 1983, p. 854) fue fuertemente asincrónico en varias cadenas montaño-

sas a lo largo del planeta. Una cuestión importante que surge a partir de estos datos está vinculada a la medida en la cual el clima polar de los dos hemisferios respondió sincronicamente durante las glaciaciones más antiguas.

En el Hemisferio Norte se han determinado amplios límites temporales para los depósitos glaciarios del Plioceno y Cuaternario, en ciertas regiones de la Cordillera de América del Norte y de Europa. La mayoría de dichos límites, incluyendo en ellos tefras y coladas de lava datadas por K-Ar (por ej., Dalrymple 1964; Gillespie *et al.* 1984), son indirectos y proveen ya sea edades mínimas o máximas de los depósitos glaciogénicos. Richmond y Fullerton (1986) resumieron la evidencia para una glaciación del Plioceno tardío antes de ca. 2 Ma, con al menos una docena de avances glaciales subsiguientes en la Cordillera Norteamericana desde aproximadamente 1,5 Ma. Kukla (1977) revisó información palinológica, dataciones de ^{14}C y datos paleomagnéticos en Europa, sugiriendo que por lo menos 17 glaciaciones tuvieron lugar en el último 1,7 Ma.

En la porción más austral de América del Sur y Antártida existen relativamente muy pocos datos de edades isotópicas que limiten las morenas, tills o drifts del Plio-Pleistoceno. En el valle del río Malleo (Provincia del Neuquén; lat. $39^{\circ}40'$ S), Rabassa *et al.* (1990) sugirieron, basados en una edad K-Ar de $0,207 \pm 0,023$ Ma que por lo menos tres morenas fueron depositadas antes del comienzo de la última glaciación. En el valle del río Mendoza (33° S), Argentina, se han distinguido cinco drifts del Pleistoceno y una morena del Holoceno; el drift más antiguo está cubierto por una tefra datada por el método de trazas de fisión en 360 ± 36 ka, mientras un travertino que suprayace al tercer drift fue datado por el método de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ en $24,2 \pm 2,0$ ka (Espizúa 1993). En el valle Arena, Antártida, Brook *et al.* (1993) utilizaron técnicas de isótopos cosmogénicos ^3He y ^{10}Be para datar cinco morenas que registran avances glaciales en >3 Ma, 1,2 Ma, 0,335 Ma, 0,208 Ma y 0,112 Ma.

La variante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del método de datación por K-Ar tiene varias ventajas sobre el método clásico de K-Ar. En contraste con la fusión total de una muestra para obtener una única edad aparente, el calentamiento incremental permite testear las diversas hipótesis inherentes al método de K-Ar y puede ayudar en la distinción de casos de pérdida de argón o contaminación debido a argón heredado o excesivo (por ej., Lippolt *et al.* 1986; McDougall y Harrison 1988; Singer y Pringle 1996). Esto contribuye a que las determinaciones de edad sean mucho más precisas y confiables que aquéllas obtenidas por el método de K-Ar (o por caso, las edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión total), particularmente para lavas y tefras pleistocénicas.

La región del lago Buenos Aires (Fig. 1) fue seleccionada para un estudio detallado utilizando el método

de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento incremental pues: (1) las edades K-Ar de Mercer y Sutter (1982) para dos coladas basálticas demostraron que el till más antiguo de América del Sur fue depositado sobre la actual meseta de lago Buenos Aires, cuando el paisaje regional era probablemente muy diferente; (2) Caldenius (1932), Feruglio (1950), Fidalgo y Riggi (1965) y más recientemente, Malagnino (1981, 1995) mapearon los complejos morénicos del Cuaternario y sus coladas de lava intercaladas en diferentes escalas; (3) los datos paleomagnéticos de Mörner y Sylwan (1989) mostraron que seis de las morenas más orientales predatan la transición paleomagnética Matuyama-Brunhes; y (4) Mercer (1982) proporcionó una edad K-Ar de $0,177 \pm 0,057$ Ma para una colada basáltica muy joven que suprayace las morenas del Pleistoceno. Otra colada de lava analizada en este trabajo proviene del basalto de estancia Bella Vista (Meglioli 1992) que aflora a lo largo de un sector del valle del río Gallegos, en el extremo meridional de la provincia de Santa Cruz (Fig. 1). Este basalto infrayace a bloques erráticos de origen glacial depositados a más de 120 km de los Andes Patagónicos durante la Gran Glaciación Patagónica (GGP) y fue datado por Mercer (1976) y Meglioli (1992) por el método de K-Ar.

Las determinaciones de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presentadas en este trabajo indican que las edades K-Ar de Mercer y Sutter (1982) subestimaron la edad del till más antiguo de América del Sur por más de 400 k.y. (k.y.: miles de años, en el sentido de intervalo temporal; North American Stratigraphic Code 1983, p. 654). Más aún, las edades isocrónicas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de tres coladas basálticas pleistocénicas proveen nuevos límites temporales a la GGP y a la depositación de secuencias morénicas a lo largo del último 1,2 Ma.

Geología regional y trabajos previos

La región del lago Buenos Aires (LBA; Fig. 1) comprende unos 9000 km² entre lat. 46° S- 47° S y long. 70° O- 72° O, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz (Fig. 2a). Las rocas más antiguas aflorantes son ignimbritas riolíticas del Jurásico que infrayacen a coladas basálticas del Terciario medio, que aparecen a lo largo del valle del río Deseado (Figs. 2b y 3), en tanto que las coladas basálticas del Terciario tardío que coronan la meseta del lago Buenos Aires suprayacen a sedimentos cretácicos o del Terciario medio (Caldenius 1932, Feruglio 1950, De Barrio *et al.* 1994). En el extremo noroeste de la meseta del lago Buenos Aires (Fig. 2), la datación por K-Ar de coladas basálticas (Mercer y Sutter 1982) aportó límites de edad a un grueso estrato de till, de 30-40 m de espesor, que se ubica entre ellas. Las edades K-Ar de 7,03 Ma a 6,75 Ma para la colada inferior y de 5,05 Ma a 4,43 Ma para la colada superior indican que la glaciación tuvo lugar en épocas tan tempranas como el Mioceno tardío.



Figura 1: Mapa de ubicación del extremo meridional de América del Sur, mostrando las cuatro zonas morénicas de Caldenius (1932), los mantos de hielo de montaña actuales, la región del lago Buenos Aires y la estancia Bella Vista (modificado de Clapperton, 1993).

En forma similar, Mercer (1976; 1983) recopiló evidencia acerca de múltiples glaciaciones entre ca. 3 Ma y 1 Ma a lo largo del valle del río Santa Cruz y al sur de Río Gallegos. Las edades K-Ar de Mercer (1976) demostraron que la mayor extensión hacia el este de los glaciares, llamada por este autor la "Gran Glacia-

ción Patagónica" (GGP), tuvo lugar luego de aproximadamente 1,2 Ma (véase también Meglioli 1992). La geología del Cuaternario de la región del LBA ha sido citada en Rabassa y Clapperton (1990) y Clapperton (1993), por lo que sólo se hace aquí un breve sumario.

El notable estudio de los depósitos glaciares cua-

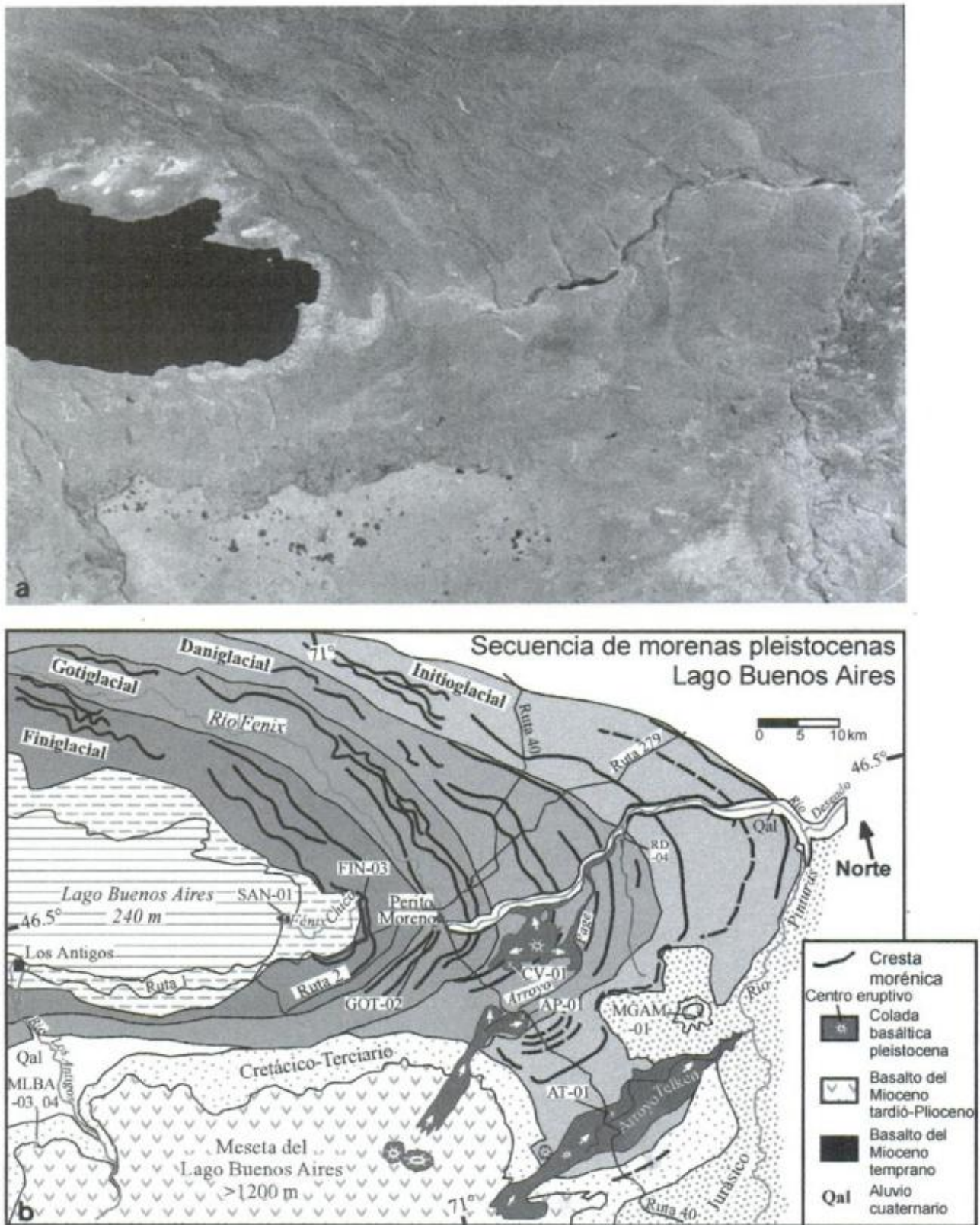


Figura 2: a, Región del lago Buenos Aires, NO de la provincia de Santa Cruz, Argentina, imagen satelital LANDSAT E-22161-13364-5, Agosto 1982. b, Mapa geológico generalizado de la región del lago Buenos Aires, mostrando las zonas morénicas de Caldenius (1932), las crestas morénicas, coladas de lava y ubicación de las muestras discutidas en el texto. Las fuentes de información incluyen: Caldenius (1932), imagen LANDSAT citada, Mörner y Sylwan (1989) y De Barrio *et al.* (1994).

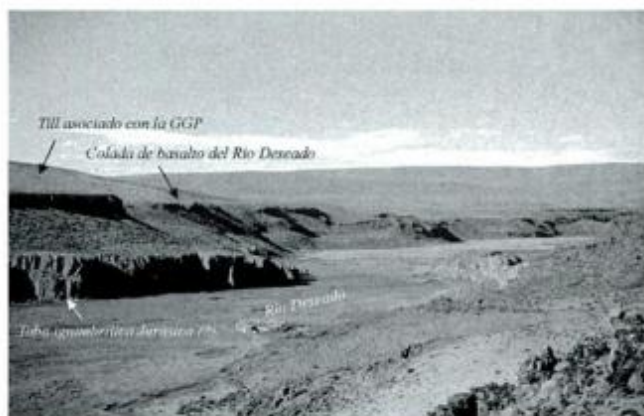


Figura 3: Valle moderno del río Deseado. En las paredes del valle afloran tobas ignimbríticas riolíticas del Jurásico (?) y coladas basálticas del Mioceno temprano.

ternarios que hizo Caldenius (1932) en el extremo meridional de América del Sur (Fig. 1), incluyendo en él detalles de la región del LBA, produjo lo que aún hoy son los mapas más completos de que se dispone. Caldenius (1932) distinguió tres complejos morénicos que denominó Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial (Figs. 1 y 2b), considerando que los tres se habían depositado durante la glaciación Weichsel de Europa (última glaciación). Al este de las morenas Daniglaciales yacen morenas más intensamente meteorizadas y erosionadas que Caldenius (1932) denominó "Initioglacial" para indicar que su depositación podría haber ocurrido antes de la última glaciación (Figs. 1 y 2b). Aparentemente, durante los sucesivos períodos glaciales, el hielo avanzó hacia el este cada vez en menor medida, por lo cual las morenas anteriores fueron preservadas, siendo favorecido esto por la aridez del clima (Fig. 2). A continuación del trabajo monumental de Caldenius (1932) y el mapeo detallado de Feruglio (1950), Fidalgo y Riggi (1965) y Malagnino (1995) propusieron que otras morenas y tills, quizás más antiguos que las morenas Inizioglaciales, pudieron haber sido preservadas, principalmente al norte del LBA. Algunas morenas Inizioglaciales de Caldenius (1932) probablemente se corresponden con los tills más meridionales de la GGP de Mercer (1976).

Mörner y Sylwan (1989) midieron las orientaciones paleomagnéticas de los sedimentos proglaciales lacustres y distinguieron 5 zonas morénicas, las cuales contienen 15 crestas morénicas terminales reconocibles (Fig. 4). Sus polaridades magnéticas reversas indican que varias de las morenas predatan la inversión paleomagnética Matuyama-Brunhes (0,779 Ma; Singer y Pringle 1996). El arco morénico más joven y más occidental tiene una edad de >14 ka, basado en fechados de ¹⁴C y variaciones paleomagnéticas en ritmitas glacialacustres (Mörner y Sylwan 1989). De los mismos sedimentos hemos obtenido una edad ¹⁴C AMS corregida de 15,3 ± 0,3 ka (Fig. 4).

Tres coladas basálticas que suprayacen a morenas o

till han sido distinguidas en la región del LBA (De Barrio *et al.* 1994). La colada del cerro Volcán (Fig. 2b-muestra CV-01) fue mapeada inicialmente por Caldenius (1932). De esta lava, Baker *et al.* (1981) obtuvieron una edad K-Ar (roca total) de 0,3 ± 0,1 Ma y Mercer (1982) informó una edad K-Ar (también por roca total) de 0,177 ± 0,056 Ma. Al sur del cerro Volcán, una colada basáltica que suprayace gravas glacial-fluviales gruesas y es a su vez cubierta por depósitos similares aflora a lo largo de la Ruta 40 en arroyo Page; por ello, la designamos aquí informalmente como Basalto Page (Fig. 2b-muestra AP-01). Baker *et al.* (1981) aportaron una edad K-Ar de 0,2 ± 0,1 Ma pro-

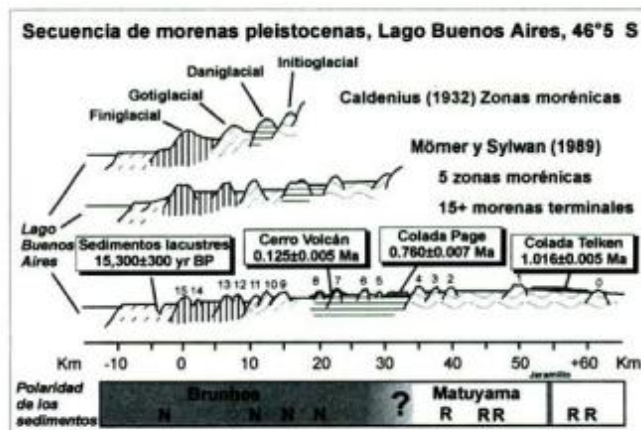


Figura 4: Sección transversal esquemática de la secuencia morénica de la región del lago Buenos Aires y las coladas de lava suprayacentes (modificado de Mörner y Sylwan 1989). N: polaridad normal; R: polaridad reversa.

veniente del Basalto Page. Al sureste de esta colada, una extensa colada basáltica reconocida por Caldenius (1932) cubre capas de till y está en gran medida sepultada por loess y arenas eólicas. Como esta colada aflora en el arroyo Telken, la hemos denominado informalmente como Basalto Telken (Fig. 2b-muestra AT-01). Hawkesworth *et al.* (1979) y Baker *et al.* (1981) han dado a conocer relaciones isotópicas de Sr y Nd de estas tres coladas basálticas.

Muestras y métodos

Ubicación de las muestras e importancia estratigráfica

Las muestras fueron obtenidas en cuatro condiciones diferentes: (1) coladas de lava que conforman mesetas; (2) coladas que afloran por debajo de depósitos glaciales; (3) bloques erráticos basálticos que yacen sobre crestas morénicas; y (4) coladas que aparecen



Figura 5: Basalto de la península Sandín que infrayace al till de la última glaciación.

interestratificadas con depósitos glaciares (Fig. 2a y Fig. 2b). Las dos coladas basálticas sobre la meseta del lago Buenos Aires que fueron datadas por K-Ar por Mercer y Sutter (1982) fueron remuestreadas para este trabajo. Las muestras de la colada inferior (MLBA-03) y de la superior (MLBA-04) son equivalentes a las muestras 78-4 y 78-2 de Mercer y Sutter

(1982). Hacia el este, la meseta Gambarana, con 8 km² de superficie (MGAM-01), cubre sedimentos mapeados como Cretácico o Terciario por Caldenius (1932).

Dos o tres coladas de lava afloran a lo largo del actual valle del río Deseado. La colada superior (RD-04) infrayace directamente a till asociado con la GGP y fue seleccionada para datación por ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Fig. 3). En el extremo oriental del LBA, una colada basáltica con disyunción columnar infrayace a depósitos de la última glaciación (Fig. 5). En ocho sitios diferentes, fueron medidas 20 a 35 orientaciones de estrías y surcos glaciares excavados en este basalto. Cálculos estadísticos permitieron distinguir la dirección principal en cada sitio, las cuales son indicadas en el mapa geológico (Fig. 6). Los afloramientos dómicos de la península Sandín aparecen alargados en forma paralela a la dirección principal promedio (Fig. 6). Debido a que la orientación de las estrías glaciares es 94°E y se proyectan hacia áreas en las cuales grandes bloques basálticos (10m en diámetro) son más abundantes en los complejos morénicos más internos (Fig. 7), el basalto de península Sandín y varios bloques erráticos fueron muestreados para datación por ⁴⁰Ar/³⁹Ar

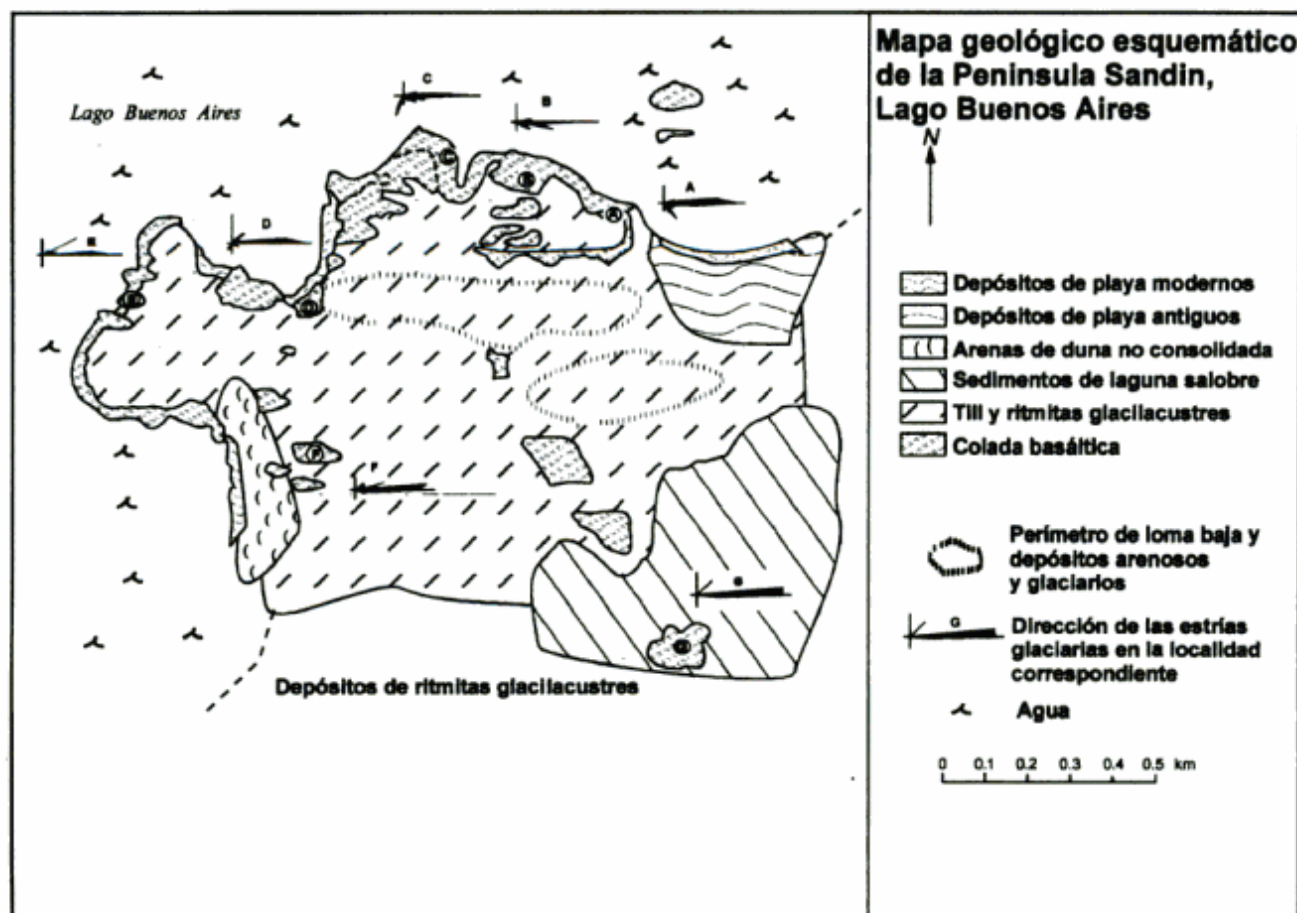


Figura 6: Mapa geológico esquemático de la península Sandín, lago Buenos Aires, incluyendo la dirección principal de estrías y surcos glaciales en siete localidades.



Figura 7: Morenas del Pleistoceno tardío con bloques erráticos de basalto, lago Buenos Aires.

para testear la hipótesis que la colada de península Sandín habría sido la fuente de dichos bloques.

Además de los grandes bloques erráticos basálticos sobre estas morenas, bloques más pequeños (2-3 m en diámetro) de rocas metamórficas o variedades andesíticas también aparecen en estas localidades. Varias docenas de bloques basálticos fueron examinados en busca de posibles similitudes con el basalto de la península Sandín. Cuatro de estos bloques fueron analizados para determinar su composición química de roca total; en dos de ellos, fueron realizados análisis de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento incremental. Uno de los bloques muestreados (FIN-03) sobre la morena más occidental tenía disyunción columnar muy intensa, estrías glaciarias en varias caras y se parecía superficialmente al basalto de península Sandín. También se muestreó y dató un bloque de basalto rico en olivina (GOT-02), el cual yace sobre una morena más oriental y de mayor edad, luego de haber analizado sus rasgos superficiales.

El basalto del arroyo Telken es una colada de lava de aproximadamente 80 km² que hizo erupción a partir de cráteres ubicados sobre la meseta del LBA (Fig. 2b). Esta colada fue muestreada (AT-01) donde supra-



Figura 8: Colada de basalto del arroyo Telken que suprayace a gravas glaciales de la Gran Glaciación Patagónica (GGP).

yace a gravas glaciales de las morenas más orientales de la GGP (Fig. 8). La gruesa colada de lava (2m) del arroyo Page tiene unos 50 km² de superficie y descendió de cráteres en el techo de la meseta del LBA. Esta unidad fue muestreada (AP-01) donde yace sobre 12m de gravas glaciales asociadas con las morenas que Caldenius (1932) llamó Daniglaciales. La colada basáltica del cerro Volcán (CV-01), de más de 50 km² en área, hizo erupción desde un cráter estromboliano de 200 m de ancho y 200 m de altura



Figura 9: Basalto de estancia Bella Vista, valle del río Gallegos, provincia de Santa Cruz.

que se formó a lo largo de un sistema de fisuras de orientación NO. Como el basalto fluía hacia el N y S del cráter, sepultó morenas y gravas glaciales, para luego descargar en el moderno valle del río Desgado, donde el río ha cortado la colada en varios metros de profundidad (Fig. 2b). Esta colada fue muestreada en su borde sur.

A lo largo del río Gallegos (lat 51° 51' S, long. 70° 38' O), a 2 km al oeste de la estancia Bella Vista, fue muestreada otra colada basáltica que llena un paleo- valle poco profundo y que aparentemente hizo erupción de cráteres cerca del borde NO del campo volcánico Palli Aike, de 1000 km² de superficie (Fig. 9). Esta colada de lava infrayace a drift glaciario de la GGP y fue datada por primera vez por Mercer (1976), quien obtuvo una edad K-Ar de 1,17 ± 0,05 Ma. Meglioli (1992) estudió el área y red denominó estas unidades como Drift Bella Vista, obteniendo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión total de 1,55 ± 0,03 Ma para el basalto de estancia Bella Vista. Nótese que esta última edad es significativamente más antigua que la edad K-Ar obtenida por Mercer (1976).

Petrografía

El estudio petrográfico en secciones delgadas es esencial al momento de escoger los materiales más apropiados para datación por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, de modo de evitar cualquier fenómeno de alteración, presencia de

Tabla 1. Síntesis petrográfica de las muestras datadas.

Muestra	SiO ₂ peso%	K ₂ O peso%	Fenocristales	Textura de la pasta	Contenido vitreo	Comentarios	Fecha (#)
Lago Buenos Aires							
Coladas de lava							
SAN-01	48,3	1,23	Plag, Ol, CPX	intergranular	trazas	Ol rota	bueno
RD-04	44,8	2,21	Ol, Plag, CPX	intersertal	30%		bueno
CV-01	44,7	2,34	Ol, CPX, Plag	vitrofirica	>80%	vesicular, CaCO ₃ vesículas rellenas	pobre
AT-01	46,0	2,88	Plag, Ol	intersertal	35%	algo vesicular	bueno
AP-01	46,5	1,48	Ol, Plag, CPX	intergranular	15%		bueno
Bloques erráticos							
FIN-01	47,5	1,39	Ol, Plag	intersertal	20%	Ol seriada, a menudo iddingsitada	pobre
FIN-02			Ol	intersertal	25%	Ol rota, no iddingsitada	pobre
FIN-03	47,7	1,61	Ol, Plag	intersertal	30%	Ol no iddingsitada	bueno
FIN-04			Ol	intersertal	30%	Ol rota, iddingsitada	pobre
FIN-05			Ol, Plag	intersertal	30%	similar a FIN-04	pobre
GOT-01	47,5	1,45	Ol, Plag	hialopilitica	30%	Ol algo iddingsitada, nódulos zeolíticos	pobre
GOT-02	47,4	0,47	Ol, Plag	ofítica	<15%	Ofítica: feldespató-Ol.; Ol iddingsitada	bueno
GOT-03			Ol, Plag	ofítica	<15%	similar a GOT-02; Ol menos iddingsitada	bueno
Colada de lava del Río Gallegos							
BV-02			Ol	intergranular	15%	algo vesicular	bueno

*Abreviaturas: Ol = olivina, Plag = plagioclasa, CPX = clinopiroxeno.

(#) Calidad del material para datación: pobre: bajo contenido de plagioclasa, alto contenido de vidrio, olivina iddingsitada; bueno: plagioclasa, contenido vítreo mediano, olivina debilmente iddingsitada.

vidrio o xenocristales. Todas las muestras son porfíricas, con fenocristales de olivina ± plagioclasa ± clinopiroxeno ± óxidos. La textura de la pasta varía entre hialopilitica (GOT-01), vitrofirica (CV-01), ofítica (GOT-02, GOT-03), intergranular (AP-01, SAN-01) e intersertal (bloques, AT-01, RD-04), siendo esta última la más común. El contenido de vidrio varía entre 15% y 40%. Los cristales de olivina aparecen a menudo rotos. La iddingsitización es la forma de alteración más común que se ha observado, especialmente en los cristales de olivina de los bloques. Dos de los bloques (GOT-02 y FIN-03) fueron seleccionados pues yacen sobre diferentes crestas morénicas y muestran diferencias en las secciones delgadas (Tablas 1 y 2).

Composición de las muestras basálticas

Láminas frescas, libres de alteración, de 9 de las muestras obtenidas en la región del LBA fueron molidas a polvo en un molino de carburo de tungsteno. Las concentraciones de los elementos mayores y de algunos elementos traza seleccionados fueron medidas por fluorescencia de rayos X (Tabla 2), usando un equipo automático Philips PW 2400 sobre discos de vidrio fundido de Li₂B₂O₇ (para los elementos mayores) y sobre comprimidos (pellets) de polvo (para los elementos traza) en la Université de Lausanne, Suiza. Los resultados muestran que 8 de las muestras son basal-

tos alcalinos: 44,8% a 48,3% de SiO₂ y 4,3% a 7,7% de Na₂O+K₂O. Una muestra de un bloque errático proporcionó una composición subalcalina: 47,7% de SiO₂ y 3% de Na₂O+K₂O; difiere considerablemente de las demás en su composición de elementos traza y mayores. Las muestras más jóvenes (AP-01, AT-01 y CV-01) muestran un bajo valor de LOI (*loss-on-ignition*, pérdida por ignición), en realidad negativo. Esta ausencia de agua confirma la juventud de estas rocas: la hidratación no ha tenido tiempo de afectarlas. Por el contrario, las muestras más antiguas tienen un valor más elevado de LOI (1,50). De 8 bloques muestreados, 4 fueron analizados para conocer su composición química global. Tres de estos bloques son muy similares desde el punto de vista químico (FIN-01, FIN-03, GOT-01), por lo cual se asume que tienen el mismo origen. El basalto de península Sandín difiere ligeramente de los demás, pero es indistinguible dentro del error analítico (Tabla 2 y Fig.10).

Geocronología de ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Preparación de las muestras

Se cortaron láminas interiores frescas de los especímenes de mano, de aproximadamente 1 cm de espesor. Estas fueron molidas hasta la fracción del tamiz 125-250 μm para pasta y de 80-125 μm para cristales

de plagioclasa. Los separados de la pasta fueron preparados en 6 de las muestras para evitar cualquier contaminación por argón excesivo derivado del manto, que pudiera estar contenido en los fenocristales de olivina y piroxeno. Para excluir el vidrio de la matrix intersticial, que podría ser no-retentivo del argón radiogénico, se prepararon separados de plagioclasa en 5 muestras. Luego de limpiar en 4% HCl las muestras AT-01, AP-01, CV-01, que contenían vesículas llenas de CaCO₃, los 6 separados de pasta fueron lavados en 3% HNO₃, para remover cualquier partícula de arcillas finas o alteración superficial. Todas las muestras fueron entonces impregnadas en ~3% HF y finalmente en H₂O deionizada en un baño ultrasónico por 10 minutos cada vez. Las muestras así preparadas de 30 a 250 mg fueron dispuestas en paquetes de papel de cobre puro (99,99%).

Técnica analítica

Los paquetes de papel de cobre fueron ubicados en dos recipientes de cuarzo, de 6 cm de longitud y 6 mm

de diámetro. Un recipiente fue monitoreado con biotita HD-B1 y el otro con sanidina de la Riolita Taylor Creek (TCRs). Estos fueron sellados al vacío e irradiados por 5 y 2 horas en el Reactor Triga de la Oregon State University, USA, en el equipo de núcleo de cadmio (CLICIT). Estos experimentos recibieron una dosis total de neutrones rápidos de 45*10¹⁶n/cm² y 18*10¹⁶n/cm², respectivamente. Las correcciones del reactor para el equipo CLICIT son las siguientes:

$$[^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}]_k = 0,00086; [^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}]_c = 0,000264; [^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}]_c = 0,000673 \text{ (Singer y Pringle 1996).}$$

La variante ⁴⁰Ar/³⁹Ar del método K-Ar es una técnica de datación relativa. Las edades aparentes para muestras de edad "desconocida" son calculadas en forma relativa a minerales standard cuyas edades son bien conocidas, y los cuales son utilizados para monitorear la fluencia de neutrones. En este estudio, dos monitores diferentes han sido utilizados: la biotita HD-B1 y la sanidina TCRs. La biotita HD-B1 tiene una edad K-Ar recomendada de 24,21 ± 0,32 Ma (Lippolt y Hess 1994), pero un análisis de ⁴⁰Ar/³⁹Ar por calentamiento incremental plurigranular proporcionó

Tabla 2: Análisis en roca total de elementos principales (en peso %) y elementos traza (en ppm) seleccionados de las muestras del Lago Buenos Aires.

Muestras	GOT-01	FIN-01	FIN-03	GOT-02	CV-01	RD-04	SAN-01	AT-01	AP-01	incertidumbre ^a
SiO ₂	47,5	47,5	47,7	47,4	44,7	44,8	48,3	46,0	46,5	0,7
TiO ₂	1,85	1,85	1,86	1,05	2,72	2,92	1,83	2,4	1,97	2
Al ₂ O ₃	15,4	15,5	15,5	16,0	15,6	14,2	15,1	15,3	15,5	1
FeO	10,93	11,01	11,00	10,55	10,70	11,56	10,96	9,34	10,15	2
MnO	0,16	0,16	0,16	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	4
MgO	7,5	7,55	7,52	9,4	8,51	9,65	8,76	8,58	10,25	2
CaO	7,31	7,32	7,26	10	9,48	8,93	8,5	7,69	9,18	2
Na ₂ O	4,15	4,05	4,19	2,49	3,9	2,44	3,12	4,81	3,02	3
K ₂ O	1,45	1,39	1,61	0,47	2,34	2,21	1,23	2,88	1,48	1
P ₂ O ₅	0,54	0,52	0,54	0,15	0,98	0,55	0,34	1,33	0,49	4
LOI	1,94	1,53	1,54	1,16	-0,6	0,72	0,67	-0,13	-0,33	
total	98,80543	99,87	100,13	100,12	99,8	99,47	100,08	99,6	99,92	
Nb	44	43	44	4	77	45	23	98	42	7
Zr	253	243	252	75	283	218	145	406	185	5
Y	18	19	19	23	26	22	20	30	25	4
Sr	858	821	854	302	1094	981	580	1301	698	1,5
Rb	22	20	21	13	40	28	19	52	32	3
Pb	4	4	4	9	b.d*	b.d	6	b.d	7	10
Ga	24	25	25	19	22	23	20	23	18	5
Zn	141	138	139	79	107	113	108	101	89	5
Cu	37	79	40	32	71	56	41	41	38	10
Ni	171	171	176	195	153	182	200	198	211	7
Co	61	223	73	64	82	59	61	58	79	9
Cr	205	208	205	345	181	189	221	230	320	7
V	156	160	150	234	237	250	179	161	212	6
Ba	409	387	385	109	751	391	223	731	427	6
La	18	17	15	12	50	23	10	66	24	8
Sc	16	18	15	24	17	20	18	13	22	6

Elementos principales y traza determinados utilizando un XRF Philips PW 2400 en la Universidad de Lausanne, Suiza, F. Capponi, analista.

Incertidumbre relativa dentro de 2 s en % relativo. *b.d.: por debajo del nivel de detección. L.O.I.: pérdida por ignición.

Tabla 3: Resumen de los resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Numero de muestras	lat. °S	long. °W	material	peso (mg)	edad por fusión total (Ma)	Espectro de edades			Análisis de isócronas				
						Incrementos usados (°C)	^{39}Ar (%)	Edad $\pm 1\sigma$ (Ma)	N ^o	SUMS (N-2)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm 1\sigma$ intercepción	Edad $\pm 1\sigma$ (Ma)	
Lago Buenos Aires													
Coladas de lava													
1	AP-01 ^b	48°43'	70°50'	pasta	102	0,756 \pm 0,010	550-860	90,2	0,764 \pm 0,005	10 of 14	0,57	295,9 \pm 0,6	0,760 \pm 0,007
2	AT-01 ^b	48°52'	70°44'	pasta	102	0,988 \pm 0,003	575-815	61,1	1,014 \pm 0,001	10 of 16	1,75	293,8 \pm 1,9	1,016 \pm 0,005
3	CV-01 ^b	48°40'	70°47'	plagioclasa	250	9,79 \pm 0,63	espectro fuertemente discordante, sin plateau						
4	MLBA-04 ^c	47°00'	71°42'	pasta	11,2	4,85 \pm 0,03	525-880	87,4	5,00 \pm 0,02	10 of 14	1,41	294,0 \pm 1,9	5,04 \pm 0,04
4	MLBA-03 ^c	47°00'	71°42'	plagioclasa	27,4	7,23 \pm 0,10	625-1090	97,2	7,30 \pm 0,03	17 of 19	1,51	294,5 \pm 0,4	7,38 \pm 0,05
6	MGAM-01 ^c	46°46'	70°31'	plagioclasa	27,4	12,34 \pm 0,67	675-1020	89,9	11,00 \pm 0,15	10 of 13	1,52	299,1 \pm 1,4	10,02 \pm 0,25
8	SAN-01 ^b	46°33'	71°06'	pasta	77,0	23,96 \pm 0,07	700-830	38,9 ^a	24,16 \pm 0,02	4 of 13	0,19	303,7 \pm 12,2	24,16 \pm 0,08
9	RD-04 ^b	46°30'	70°36'	pasta	30,7	24,26 \pm 0,07	550-830	71,2	24,26 \pm 0,07	6 of 10	0,91	307,7 \pm 4,6	24,26 \pm 0,08
Bloques erráticos en las morenas													
7	FIN-03 ^b	48°31'	71°02'	plagioclasa	109	18,27 \pm 0,13	650-890	64,7	17,10 \pm 0,14	11 of 17	2,90	296,2 \pm 0,8	16,80 \pm 0,36
10	GOT-02 ^b	48°38'	71°55'	plagioclasa	49,8	117,44 \pm 0,36	730-930	60,8	116,88 \pm 0,36	6 of 13	2,88	286,8 \pm 3,4	117,48 \pm 0,46
Colada de lava del Río Gallegos													
11	GV-02 ^b	51°51'	70°38'	pasta	49,4	1,162 \pm 0,006	475-840	93,9	1,170 \pm 0,003	10 of 12	1,20	295,9 \pm 1,5	1,167 \pm 0,007

^aTodos los análisis utilizaron un horno de resistencia y un espectrómetro MAP 216 en la Universidad de Ginebra. Procedimientos según Singer y Pringle (1996).

^bMuestras irradiadas por 2.0 horas en el reactor de la Oregon State University. Edades calculadas en relación a TCR Sanidine (28.34 Ma).

^cMuestras irradiadas por 5.0 horas en el reactor de la Oregon State University. Edades calculadas en relación a HD-B1 Biotite (24.66 Ma, edad calibrada de TCR Sanidine, 28.34 Ma).

^N = número de análisis plateau/isócrona utilizado en la regresión (York, 1969).

^aMuestra que viola el criterio de aceptación de Singer y Pringle (1996): <50 % de gas define el plateau

una edad *plateau* de $24,29 \pm 0,03$ Ma (Wijbrans *et al.* 1995). El monitor de sanidina TCRs fue originalmente calibrado contra la Biotita SB-3 ($162,9 \pm 0,8$ Ma), arrojando una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 27,92 Ma (Duffield y Dalrymple 1990; Dalrymple *et al.* 1993). Sin embargo, una intercalibración exhaustiva de standards de datación por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha sido recientemente informada por Renne *et al.* (1998) y sus datos indican que, considerada en relación a la dilución isotópica K-Ar del standard biotita GA-1550 ($105,6 \pm 0,3$ Ma), la edad de la sanidina TCRs es de $28,34 \pm 0,28$ Ma. El standard biotita HD-B1 fue calibrado por Wijbrans *et al.* (1995) utilizando la sanidina TCRs en 27,92 Ma como monitor de fluencia. De acuerdo a estos nuevos datos, hemos informado todas las edades de este trabajo en forma relativa a la sanidina TCRs en 28,34 Ma, utilizando el factor de intercalibración de Renne *et al.* (1998).

Los paquetes de monitoreo fueron calentados en forma incremental y la relación media de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para 4 a 10 escalones del *plateau* fue utilizada para establecer un valor J (coeficiente de calibración) en cada posición del monitor en el recipiente de cuarzo. Una ecuación polinomial ajustada al valor J de cada reci-

piente fue utilizada para interpolar el valor J de la muestra. Las edades *plateau*, las edades de promedio ponderado por variancia inversa y los errores standard fueron calculados siguiendo a Taylor (1982). Finalmente, las edades fueron determinadas utilizando las constantes de decaimiento radioactivo propuestas por Steiger y Jäger (1977) y las edades isocrónicas a partir del algoritmo de York (1969).

Tabla 4: Resultados paleomagnéticos

Muestra paleomag.	Muestra petrográf.	Intensidad*	Declinación	Inclinación	Polaridad
1	SAN-01	1700	329°	(-72°)	normal
4	AP-01	5500	340°	(-60°)	normal
5	AT-01	3500	64°(286°)	61°(-65°)	transicional
6	CV-01	6000	6°	(-76°)	normal
8	RD-04	1600	8°	(-55°)	normal

*EMU/cm² x 10⁶

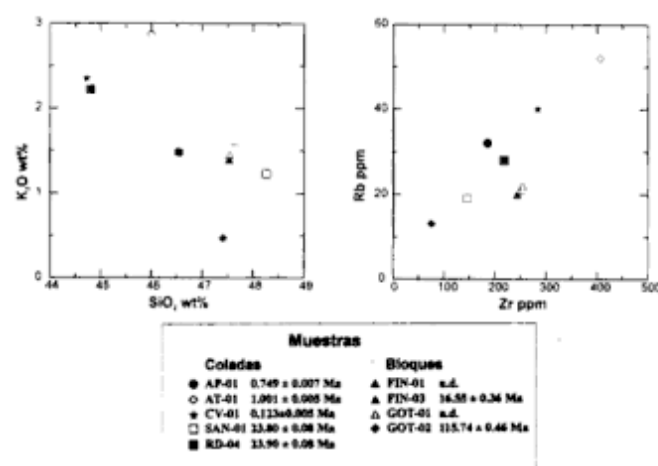


Figura 10: Diagramas de variación composicional K₂O vs. SiO₂ y Rb vs. Zr de basalto de 9 muestras de la región del lago Buenos Aires (5 coladas de lava y 4 bloques erráticos), mostrando la dispersión de las muestras de lava (SAN-01, RD-04, CV-01, AT-01, AP-01), la similitud entre 3 de los 4 bloques (FIN-01, FIN-03, GOT-01) y la señal calco-alcalina del bloque GOT-02. wt%: porcentaje en peso.

Lavas basálticas y bloques erráticos del Mioceno

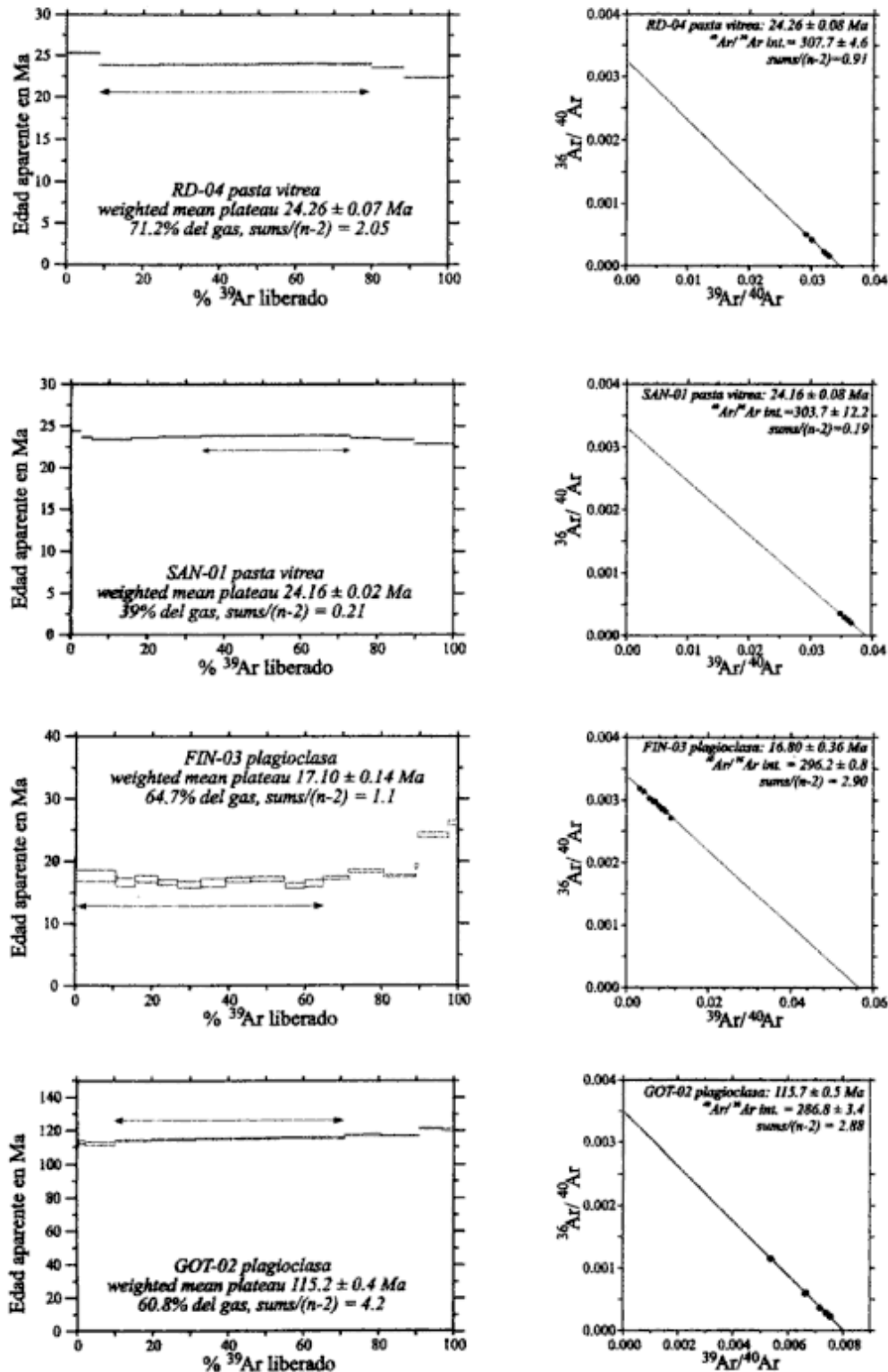


Figura 11: Diagramas de espectro de edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar y correlación de isócronas inversas de lavas basálticas miocenas y bloques erráticos compuestos por rocas de esa edad. En esta figura y las siguientes (Fig. 12 y 13) los errores estadísticos se indican como ±1 σ . *Weighted mean plateau*: edad *plateau* por promedio ponderado.

Meseta del Lago Buenos Aires y Meseta Gambarana

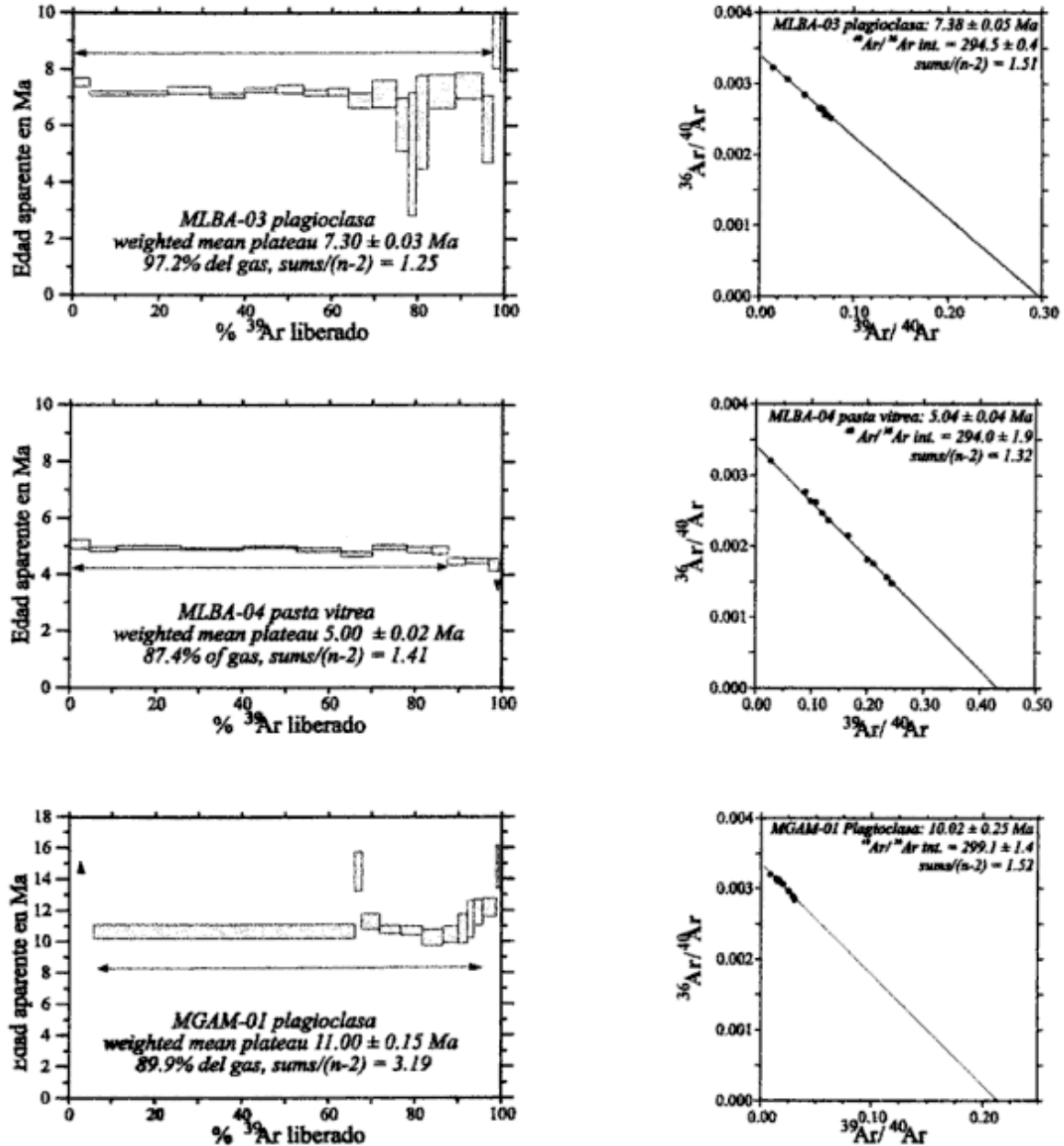


Figura 12: Diagramas de espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y correlación de isócronas inversas de lavas basálticas de las mesetas del lago Buenos Aires y Gambarana. Véase nota Fig. 11.

Paleomagnetismo

Las muestras para los estudios paleomagnéticos fueron obtenidas por medio de un taladro con corona de diamante, enfriado por agua, y orientadas con respecto al N (declinación) y al horizonte (inclinación). Todas las muestras fueron medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Estocolmo, con un magnetómetro F.I.T., modelo HSM. Las mues-

tras fueron sometidas a procesos de demagnetización con una balanza térmica.

Resultados

Determinaciones de edad por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Se han resumido en la Tabla 3 las determinaciones de edad por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por la técnica de calentamiento

Lavas basálticas Pleistocenas

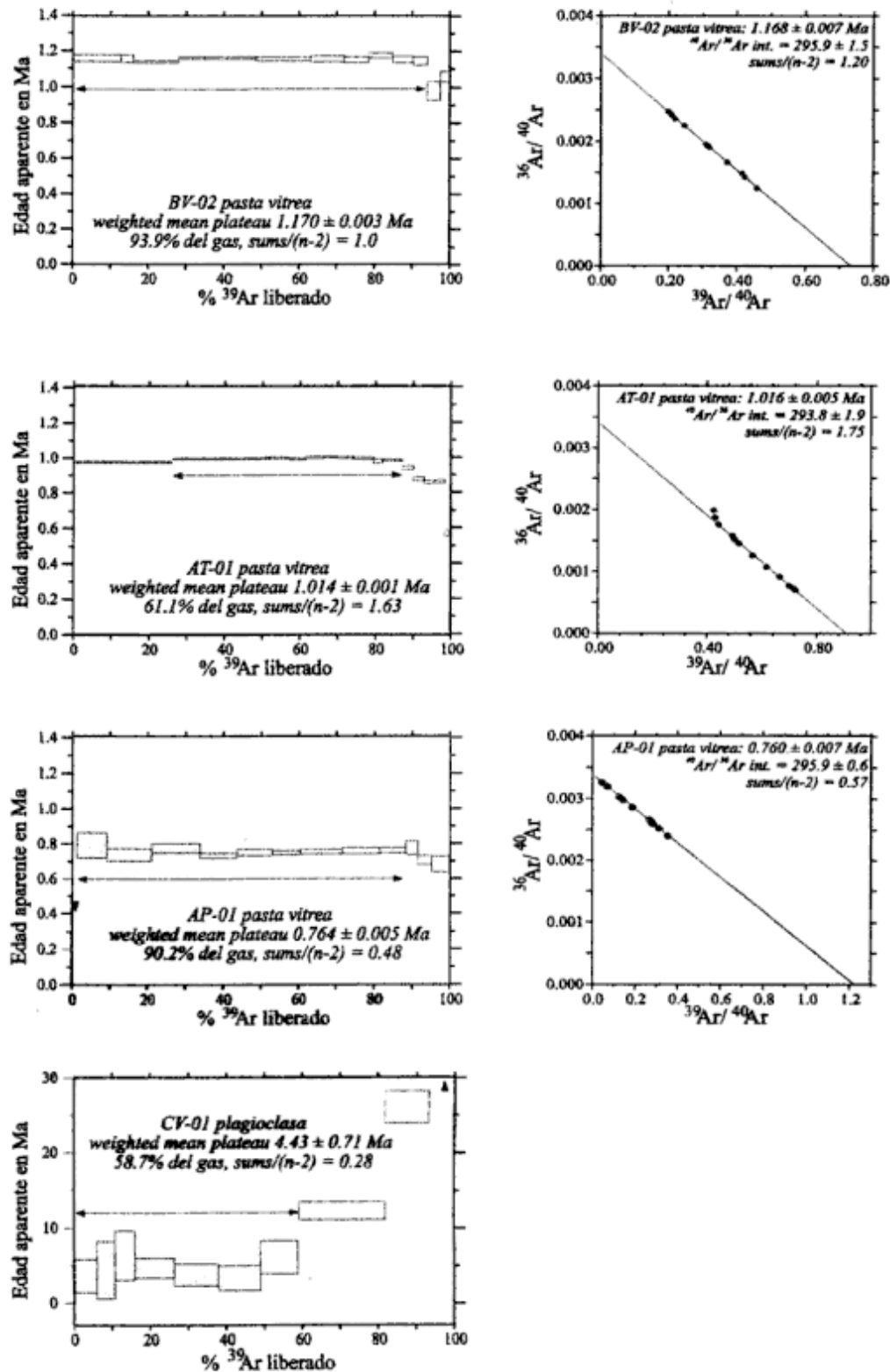


Figura 13: Diagramas de espectro de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y correlación de isócronas inversas de coladas basálticas del Pleistoceno. Véase nota Fig. 11.

incremental para 11 experimentos sobre separados de pasta y cristales de plagioclasa; los datos analíticos completos se encuentran en Ton-That (1997). Los resultados para cada muestra se discuten más adelante según su edad decreciente, seguido luego por el análisis de los dos bloques erráticos. La muestra del valle del río Deseado (RD-04; Fig. 2b) proporcionó un espectro moderadamente discordante, con 6 escalones del plateau que comprenden el 71% del ^{39}Ar , definiendo una isócrona inversa de $24,26 \pm 0,08$ Ma con una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $307,7 \pm 4,6$ y una MSWD (desviación standard promedio) de 0,91. La colada de lava que infrayace al drift de la Última Glaciación (SAN-01) arrojó un espectro de edad discordante a bajas y altas temperaturas, con sólo el 39% del gas en el plateau (violándose el criterio de Singer y Pringle 1996), pero definiendo a pesar de ello una edad por isócrona inversa de $24,16 \pm 0,08$ Ma con una intercepción $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $303,7 \pm 12,2$ y una MSWD de 0,19 (Fig. 11).

El espectro de edades de estas dos muestras presenta edades más viejas a temperaturas bajas y edades más jóvenes a temperaturas altas, las cuales pueden ser debidas a una retención potencial de argón (*recoil*). Sin embargo, un plateau puede ser todavía definido por los escalones de temperatura intermedios, pues usualmente no están afectados por retención y reflejan entonces la edad de la recristalización (por ej., Dalrymple y Ryder 1993). La muestra de la meseta Gambarana dio un espectro de edades en forma de silla de montar (Fig. 12), pero sin embargo el 90 % del gas liberado define un plateau en 10 escalones; la isócrona inversa es de $10,02 \pm 0,25$ Ma con una intercepción de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $299,1 \pm 1,4$ y una MSWD de 3,19. La colada inferior de las dos lavas de la meseta del LBA (MLBA-03) muestra un espectro concordante, con <3% de ^{39}Ar liberado por encima de 1140°C , arrojando edades aparentes más antiguas. Los 17 escalones del plateau (97% del gas) proporcionaron una edad isócrona inversa de $7,38 \pm 0,05$ Ma con una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $294,5 \pm 0,4$ y una MSWD de 1,25. La colada superior (MLBA-04) presentó 10 escalones de plateau conteniendo >87% of ^{39}Ar ; la edad por isócrona inversa es $5,04 \pm 0,04$ Ma, con una intercepción de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $294,0 \pm 1,9$ y una MSWD de 1,32 (Fig. 12).

La colada de lava del cerro Volcán proporcionó un espectro de edad fuertemente discordante, con edades aparentes más viejas que se incrementan desde aproximadamente 4 Ma a > 30 Ma en escalones de alta temperatura (Fig. 13). Aunque aproximadamente el 60% del gas define una edad plateau de $4,4 \pm 0,7$ Ma, por razones que se discuten más abajo se infiere que todas las edades aparentes de las plagioclasas no representan la edad de la colada.

El basalto de estancia Bella Vista (BV-02), que infrayace a los bloques erráticos glaciarios de la GGP (Fig. 9), arrojó 10 incrementos en el plateau que comprenden el 94% del ^{39}Ar liberado, con una edad por

isócrona inversa de $1,167 \pm 0,007$ Ma, una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $295,9 \pm 1,5$ y una MSWD de 1,2 (Fig. 13). El basalto del arroyo Telken muestra un espectro de edades algo discordante, con edades más jóvenes a temperaturas bajas y altas. De todas maneras, el 61% del ^{39}Ar se encuentra sobre 10 incrementos del plateau y la edad por isócrona inversa es $1,016 \pm 0,005$ Ma, con un valor de intercepción $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $293,8 \pm 1,9$ y una MSWD de 1,75. El basalto del arroyo Page (AP-01) presentó una secuencia de 10 escalones de plateau casi concordantes, con el 90% del ^{39}Ar liberado, lo cual define una edad por isócrona inversa de $0,760 \pm 0,007$ Ma, con una intercepción $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $295,9 \pm 0,6$ y una MSWD de 0,57 (Fig. 13).

El bloque errático (FIN-03), proveniente de la morena más occidental y presumiblemente la más joven (Fig. 2b), arrojó un espectro de edades algo discordante, que comprende el 65 % del ^{39}Ar , y define una edad por isócrona inversa de $16,80 \pm 0,36$ Ma, con una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $296,2 \pm 0,8$ y una MSWD de 2,9. El segundo bloque errático de la cuarta morena en orden de antigüedad (Fig. 2b) confirma la sospecha preliminar en cuanto a su procedencia diferente, basada en los resultados geoquímicos: el espectro de edades, algo discordante, con el 61 % del ^{39}Ar liberado, aporta una edad por isócrona inversa de $117,5 \pm 0,5$ Ma, con una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $286,8 \pm 3,4$ y una MSWD de 2,88 (Fig. 11).

Resultados paleomagnéticos

Todas las curvas de demagnetización aparecen razonablemente normales. Ellas indican una predominancia de magnetita-titanomagnetita en las muestras 4 (AP-01) y 6 (CV-01), y una predominancia de titanomagnetita en las muestras 1 (SAN-01), 5 (AT-01) y 8 (RD-04).

Los resultados se presentan en la Tabla 4, donde N (normal) y D (demagnetizada) se refieren a un valor de NRM (magnetismo normal remanente) y la demagnetización, respectivamente. La intensidad (I) se presenta en $\text{EMU}/\text{cm}^2 \cdot 10^5$.

Resumen de los resultados geocronológicos y paleomagnéticos

Las coladas de basalto que rellenan el paleovalle ocupado en la actualidad por el río Deseado son de edad Mioceno temprano ($\sim 23,9$ Ma). La planicie pedemontana elaborada luego sobre los sedimentos del Cretácico-Terciario fue cubierta por lavas del Mioceno tardío entre 10,0 Ma y 5,0 Ma, apareciendo ahora como mesetas elevadas por inversión del relieve. La vigorosa erosión desde el Mioceno tardío generó la formación de la topografía moderna, con hasta 900 m de relieve. Los procesos volcánicos en la región del

LBA se vieron renovados en el Pleistoceno, incluyendo coladas de lava que hicieron erupción de cráteres a ~1200 m sobre el techo de la meseta del LBA y que fluyeron hacia el norte en las cuencas cuaternarias donde se depositaron, suprayaciendo a gravas glaciales derivadas de las morenas cercanas. El basalto del arroyo Telken, cuya magnetización es transicional, proporcionó una edad de 1,02 Ma, mientras que el basalto del arroyo Page, de magnetización normal, tiene una edad de 0,76 Ma. Una tercera colada de lava, normalmente magnetizada, que hizo erupción del cerro Volcán, aparentemente postdata estas coladas, pero sus plagioclasas no dieron una edad confiable. Sin embargo, el vidrio basáltico puro de la pasta proporcionó una edad *plateau* de $0,123 \pm 0,005$ Ma y una edad *unspiked* K-Ar de $0,128 \pm 0,002$ Ma (Guillou y Singer 1997; el método de datación *unspiked* es una determinación de la edad K-Ar en la cual el ^{40}Ar radiogénico se mide manométricamente en el espectrómetro de masa en forma relativa a un standard de ^{40}Ar atmosférico. Para la discusión de este método, cf. Guillou *et al.* (1996). Cuatro fechados de ^3He por exposición a radiación cósmica a partir de separados de piroxeno proporcionaron una edad promedio de $0,128 \pm 0,003$ Ma para estas rocas (Ackert *et al.* 1998; Singer *et al.* 1998).

En el campo volcánico de Palli Aike, de la porción más austral de Santa Cruz, el basalto de estancia Bella Vista hizo erupción hace 1,17 Ma y fue subsecuentemente sepultado por till de la GGP. Las morenas del Pleistoceno tardío de la región del LBA contienen numerosos bloques de basalto de grandes dimensiones, dos de los cuales arrojaron edades de 117,5 Ma y 16,8 Ma. El bloque de edad cretácica es geoquímicamente diferente de los otros bloques (bajo K_2O , bajo LILE) y probablemente proviene de la Cordillera Andina, 80 km hacia el oeste.

Discusión

Historia geológica de la región del Lago Buenos Aires desde el Mioceno

Coladas de lava basáltica, que se preservan en la península Sandín y a lo largo del valle del río Deseado, hicieron erupción aparentemente durante un breve período de vulcanismo en el Mioceno más temprano hacia $24,21 \pm 0,08$ Ma. Su polaridad normal y su edad sugieren que ellas han registrado el Chron C6Cn2n, en la escala geomagnética establecida por Cande y Kent (1992, 1995). Estas coladas de lava son importantes entonces pues podrían representar efectivamente la base del Mioceno en esta región. Los cráteres de donde surgieron estas lavas, así como su extensión areal total, son aún desconocidos. A pesar de sus edades indistinguibles, el basalto de península

Sandín y el basalto del río Deseado difieren considerablemente entre sí en sus contenidos de SiO_2 , K_2O , Nb, Zr, Rb y la mayoría de los restantes elementos. Estas lavas son también geoquímicamente diferentes de los bloques muestreados sobre las morenas, así como por las edades de los dos bloques (117,5 Ma y 16,8 Ma); puede ser inferido entonces que estas coladas basálticas del Mioceno más temprano no fueron la fuente de los abundantes bloques de enormes dimensiones que se encuentran en las morenas más occidentales.

En la meseta del LBA, Mercer y Sutter (1982) obtuvieron 4 determinaciones de edad K-Ar que se encuentran entre $7,34 \pm 0,11$ a $6,75 \pm 0,08$ Ma para la colada basáltica que infrayace a 30-40 m de till y 6 determinaciones entre $5,05 \pm 0,07$ Ma y $4,43 \pm 0,09$ Ma para el basalto que suprayace al mismo till. Estos autores concluyen que el till fue emplazado antes de la edad promedio de las 6 muestras de la colada suprayacente, es decir $4,63 \pm 0,07$ Ma; por lo tanto, estos fechados hacen de este till el más antiguo del Hemisferio Sur hallado hasta el presente. Las nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por isócrona inversa para estas dos coladas, $7,38 \pm 0,05$ Ma y $5,04 \pm 0,04$ Ma se encuentran dentro de los rangos informados por Mercer y Sutter (1982), pero en todos los casos caen hacia los extremos más antiguos de ambos conjuntos. Sugerimos entonces que las edades isocrónicas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para la colada de lava superior proporcionan la edad más precisa y confiable para esta roca, y proponemos que el till infrayacente debería ser considerado ~400 k.y. más antiguo que lo que Mercer y Sutter (1982) habían indicado.

Mercer (1976) informó edades K-Ar de varias coladas basálticas ubicadas al sur del río Gallegos que oscilan entre $1,47 \pm 0,1$ Ma y $1,17 \pm 0,05$ Ma, pero estimó que la GGP habría tenido lugar entre 1,2 y 1,0 Ma, basado en una edad de $1,17 \pm 0,05$ Ma para el basalto de la estancia Bella Vista (Fig. 9). Meglioli (1992) obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por fusión total del basalto de estancia Bella Vista de $1,55 \pm 0,03$ Ma. La muestra de dicho basalto analizada en este estudio arrojó una edad isocrónica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $1,168 \pm 0,007$ Ma. Esta última determinación se encuentra dentro del rango de error de la edad K-Ar de Mercer (1976), pero es significativamente más joven que la de Meglioli (1992). La razón posible para esta discrepancia no es todavía clara, pero sugerimos que la nueva determinación de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por la técnica de calentamiento incremental provee el límite temporal más preciso y confiable para el inicio de la GGP. El basalto del arroyo Telken suprayace gravas derivadas de la morena más externa de la región del LBA (Fig. 2b; Fig. 8), y proporciona, por primera vez, un límite temporal superior para la GGP de $1,016 \pm 0,005$ Ma. Más aún, el basalto del arroyo Telken preservó una dirección paleomagnética transicional, la cual corresponde a la porción superior del subchron Jaramillo (Chauvin *et al.* 1990, Singer *et al.* 1996). El basalto normal-

mente magnetizado del arroyo Page hizo erupción en tiempos próximos a la base del Chron Brunhes, de polaridad normal. Su posición (Fig. 4) sugiere que por lo menos 6 o 7 morenas de esta región son más antiguas que $0,760 \pm 0,007$ Ma, mientras que las 7 u 8 más occidentales son más jóvenes que esa edad. Estas 10-12 morenas terminales son más jóvenes que 1,00 Ma, siendo consistentes con los datos paleomagnéticos de Mörner y Sylwan (1989; Fig. 4) y con el registro marino global de isótopos de oxígeno (véase más adelante), que indica que los volúmenes máximos de hielo se alcanzaron aproximadamente cada 100 k.y.

La forma del espectro de edades plateau de la colada del cerro Volcán puede ser explicada por la presencia de argón heredado (Singer *et al.* 1996; Gillespie *et al.* 1984). Una pequeña cantidad de xenocristales de feldespato, más antiguos y parcialmente degasificados, podría haber contribuido a las altas edades aparentes obtenidas a partir de los separados masivos de cristales de plagioclasa. Los resultados obtenidos sobre vidrio puro de la pasta muestran una edad plateau de $0,123 \pm 0,005$ Ma, consistente con la edad K-Ar *unspiked* y las edades de exposición por ^3He provenientes de la misma colada (Ackert *et al.* 1998; Singer *et al.* 1998). Así, la edad K-Ar por roca total obtenida por Mercer (1976) es excesiva probablemente debido a la presencia de xenocristales de plagioclasa.

Los bloques erráticos probaron ser mucho más antiguos que lo que podría haber sido deducido a partir únicamente de las observaciones de campo. Tres de estos bloques que yacen sobre morenas diferentes mostraron fuertes similitudes geoquímicas y pueden ser similares en edad (16,8 Ma). El otro bloque errático (GOT-02) es muy diferente desde un punto de vista petrográfico y geoquímico, mostrando una señal calco-alcalina típica de los Andes. Su edad de 117,5 Ma (Cretácico medio) confirma estas diferencias. Este basalto puede provenir de afloramientos cretácicos en la Cordillera Andina de Chile, 100 km al oeste del LBA (Servicio Nacional de Geología y Minería 1982). La ausencia de bloques basálticos de grandes dimensiones en las morenas más antiguas (orientales) puede ser explicada por el hecho que los deslizamientos de rocas dentro de los Andes fueron provocados por el avance de un glaciar fuertemente encajonado. Los bloques basálticos fueron arrancados, transportados sobre la superficie del glaciar y depositados durante su fusión posterior en el territorio argentino. Durante las glaciaciones más antiguas, los valles no se encontraban tan profundamente excavados como lo fueron en el Pleistoceno medio o tardío (Rabassa y Clapperton 1990; Rabassa y Evenson 1996) y los glaciares pudieron haber cubierto las cumbres de la cordillera moderna, impidiendo la ocurrencia de dichos deslizamientos. Es igualmente posible que cualquier bloque de grandes dimensiones (particularmente los basálticos), originalmente transportado hacia las morenas distales, habría estado sujeto a largos períodos de meteorización

mecánica y química, siendo finalmente reducido a bloques más pequeños hasta su eventual desaparición.

La nueva edad radiocarbónica presentada en este trabajo fue obtenida mediante datación por ^{14}C AMS de concreciones calcáreas procedentes de sedimentos glacialacustres a unos 5 km al E del LBA. La edad ^{14}C corregida de estos sedimentos es $15,3 \pm 0,3$ ka (Fig. 4) y provee una edad limitante superior para el último máximo glacial en esta sección del manto de hielo pleistocénico de Patagonia. Efectivamente, hacia 15,3 ka el glaciar del LBA habría ya retrocedido de sus posiciones más externas durante el último máximo glacial, permitiendo la formación de lagos proglaciales, donde se formaron estas concreciones.

Implicancias para la cronología glacial del Pleistoceno

En base al diseño general del registro global de $\delta^{18}\text{O}$, luego de 1,2 Ma se observa un enfriamiento planetario y durante cada máximo glacial (correspondientes a los estadios de isótopos de oxígeno con números pares en la Fig. 14) se predice la existencia de volúmenes de hielo cada vez mayores. Sin embargo, la máxima extensión areal del hielo en la porción más austral de América del Sur tuvo lugar mucho antes que se desarrollaran los glaciares polares más voluminosos, según lo que indica dicho registro global. Una explicación posible para esto es que condiciones tectónicas regionales se han sobreimpuesto a la evolución global del clima. Rabassa y Clapperton (1990) propusieron que la elevación general de los Andes Patagónicos se incrementó bruscamente y profundos valles comenzaron a ser excavados en la Cordillera, en respuesta al ascenso tectónico que comenzó hacia 1,2 Ma (el *canyon-cutting event*). De esta manera, las posiciones de las morenas registran un cambio regional que pasa de (1) grandes lóbulos glaciales pedemontanos expandiéndose sobre una planicie pedemontana no disectada, en el Plioceno y Pleistoceno temprano, a (2) glaciares de valle y de descarga fuertemente encauzados, a partir del Pleistoceno medio (Rabassa y Clapperton 1990; Singer *et al.* 1997).

En el cerro del Fraile, 8 coladas basálticas interestratificadas con 6 tills fueron descritas por Feruglio (1944), datadas por primera vez por Fleck *et al.* (1972) utilizando la técnica de K-Ar, y redatadas por Singer *et al.* (1997; véase también Rabassa *et al.* 1996) con la técnica de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento incremental. Estos resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugieren que los 6 tills fueron depositados entre 1,43 y 2,16 Ma, correspondiendo a estadios isotópicos de oxígeno aún no identificados, entre los estadios 82 a 48 (Fig. 14). La GGP tuvo lugar en algún momento entre los estadios isotópicos de oxígeno 34 a 30 (Fig. 14). Cuatro morenas se han preservado entre las erupciones de los basaltos del arroyo Page y del arroyo Telken, y pueden

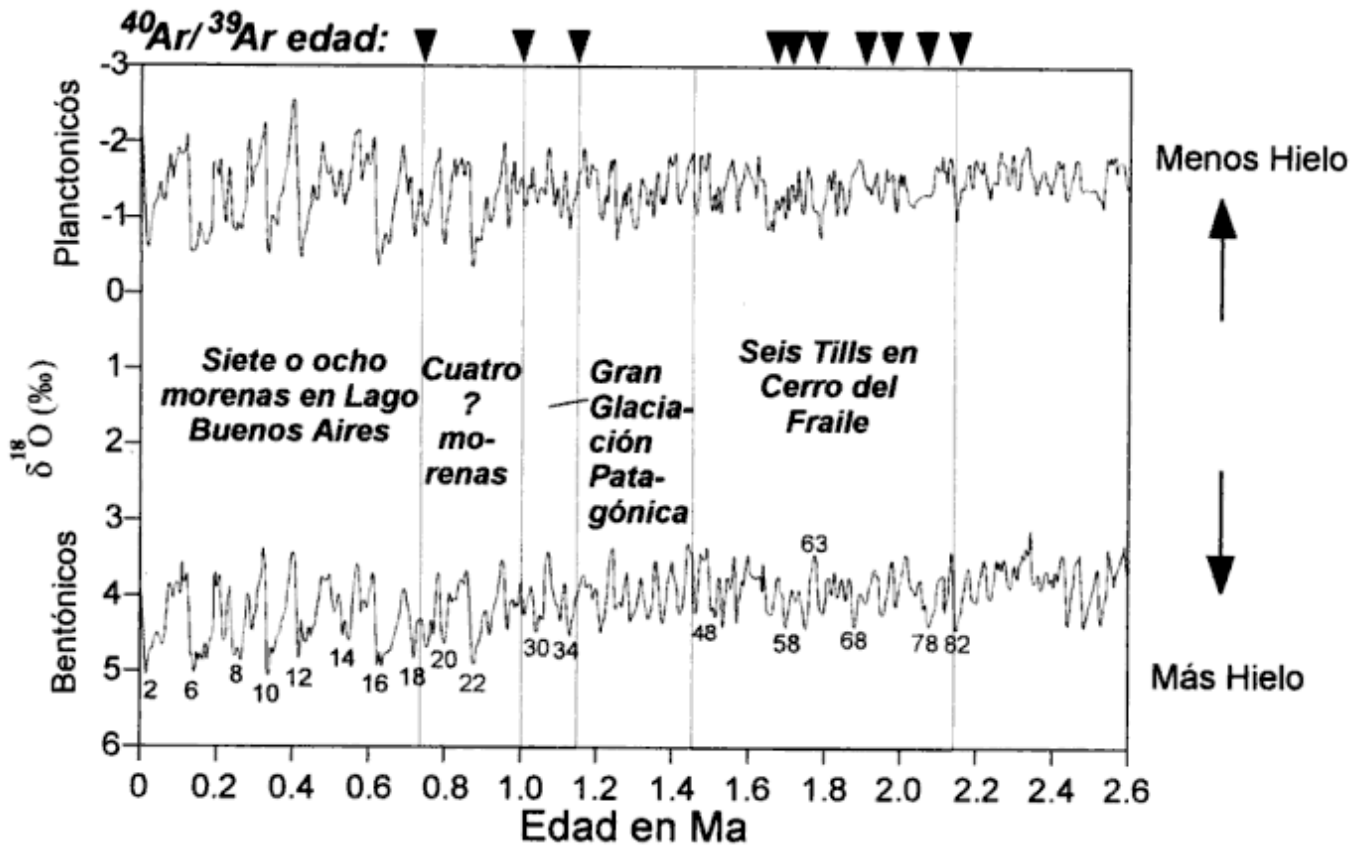


Figura 14: Edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar relativas a la escala temporal astronómica establecida a partir del testigo ODP-677. Las lavas datadas en lago Buenos Aires, río Gallegos y cerro del Fraile se ajustan a la escala temporal astronómica (modificada de Shackleton *et al.* 1990).

haber sido depositadas hacia las terminaciones de los estadios isotópicos de oxígeno 28, 26, 24, 22 y/o 20 (Fig. 14). El hecho que 7-8 morenas terminales preservadas en la región del LBA sean más jóvenes que el basalto del arroyo Page (0,760 ± 0,007 Ma; Fig. 2b) es altamente consistente con el registro isotópico global de oxígeno y la frecuencia de máximos glaciales cercana a 100 k.y., identificada a lo largo de los últimos 900 k.y. (Fig. 14). En cualquier caso, la correlación entre las sucesivas morenas y el registro marino isotópico de oxígeno necesita estudios geocronológicos adicionales, como los que puede aportar la determinación de edades de exposición a las radiaciones cósmicas, actualmente en desarrollo (Ackert *et al.* 1998; Singer *et al.* 1998).

Tomando en consideración la posible superposición de los efectos del alzamiento tectónico sobre las variaciones en la insolación global desde aproximadamente 1,2 Ma, que condujo a la máxima extensión del hielo mucho antes de lo que podría haberse predicho a partir del registro marino global, los nuevos resultados de ⁴⁰Ar/³⁹Ar presentados en este trabajo sostienen

la hipótesis que por el último 1,2 m.y., las fluctuaciones de tamaño en el manto de hielo de montaña patagónico entre lat. 52° y 46°S estuvieron en fase con aquéllas de las calotas polares.

Conclusiones

Once análisis de edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar por la técnica del calentamiento incremental muestran que, en la región del LBA, el vulcanismo basáltico del Cenozoico superior comenzó en el Mioceno temprano. Dos coladas de lava que infrayacen a depósitos glaciares dieron una edad de 24,21 ± 0,08 Ma. En el Mioceno tardío, se desarrollaron planicies pedemontanas parcialmente definidas por coladas de lava (10,0 ± 0,3 Ma, 7,4 ± 0,1 Ma y 5,04 ± 0,04 Ma). Una importante glaciación regional tuvo lugar entre estas dos últimas coladas, pero aparentemente su tamaño no habría sido comparable a aquéllas del Pleistoceno. Esta glaciación ocurrió en el Mioceno tardío o el Plioceno más temprano, correspondiendo, como Mercer y Sutter (1982) lo indica-

ron, al till cenozoico más antiguo del Hemisferio Sur. En el Pleistoceno, nueva actividad volcánica produjo tres coladas de lava que suprayacen a morenas y sus gravas glacifluviales asociadas. Dos de estos basaltos hicieron erupción hacia $0,760 \pm 0,007$ Ma y $1,016 \pm 0,005$ Ma y ubican nuevos límites sobre la antigüedad y frecuencia de los avances glaciales en la región del LBA. Estas edades son consistentes con los resultados paleomagnéticos obtenidos sobre las coladas de lava. La última edad citada es la primera edad limitante superior confiable para la GGP. Más al sur, en la provincia de Santa Cruz, un basalto de edad $1,168 \pm 0,007$ Ma, cubierto por bloques erráticos de la Glaciación Bella Vista (Meglioli 1992), provee la edad limitante inferior más precisa hasta el momento, para la GGP e indica que este período de enigmática extensión del hielo se correlaciona con los estadíos marinos $\delta^{18}O$ 34 a 30. En la región del LBA, el número de morenas terminales, y por ende de avances glaciales, es consistente con las predicciones de la escala temporal astronómica. Una explicación para la ocurrencia temporal inusual de la GGP puede ser la superposición de los efectos del ascenso tectónico regional sobre la señal del ciclo climático global.

Agradecimientos

Este proyecto representa parte de la Tesis de Diploma de Thao Ton-That en la Université de Genève, Suiza. Agradecemos a Yann Vinczee, Keith Brunstad y Teri Boundy por su colaboración en las tareas de campo, a Yann Vinczee por su asistencia en el laboratorio y a Fidel Costa por sus sugerencias en la preparación del manuscrito. Extendemos también nuestro sincero agradecimiento a Petty y Coco Nauta, de Estancia Telken, quienes nos brindaron alojamiento y abundante información sobre la región del LBA. Muchas personas en Perito Moreno y Chile Chico nos han asistido generosamente durante el trabajo de campo. Este proyecto ha sido financiado por los subsidios No. 21-43077/95 y 20-50867/97 de la Fundación Nacional de Ciencias de Suiza a B. Singer; por el Consejo Nacional de Ciencias de Suecia al Proyecto Sueco-Argentino (N. Mörner) y por el PIP No. 4305/97 de CONICET a J. Rabassa.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ackert, R. P., Singer, B. S., Guillou, H. y Kurz, M. D., 1998. Cosmogenic 3He production rates over the last 125,000 years: calibration against $^{40}Ar/^{39}Ar$ and unspiked K-Ar ages of lava flows. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 30: 299.
- Baker, B. E., Rea, W. J., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D. C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude $46^{\circ}S$. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 303: 105-140.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. y Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Broecker, W. S., 1997. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? *GSA Today*, 7: 1-7.
- Brook, E. J., Kurz, M. D., Ackert, R. P., Denton, G. H., Brown, E. T., Raisbeck, G. M. y Yiou, F., 1993. Chronology of Taylor Glacier advances in Arena Valley, Antarctica, using in situ cosmogenic 3He and ^{10}Be . *Quaternary Research*, 39: 11-23.
- Caldenius, C. G., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14: 1-164.
- Cande, S. C. y Kent, D. V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97: 13917-13951.
- Cande, S. C. y Kent, D. V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Clapperton, C. M., 1990. Quaternary glaciations in the southern hemisphere: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 9: 299-304.
- Clapperton, C. M., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, 779 p.
- Chauvin, A., Roperch, P. y Duncan, R. A., 1990. Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia. 2. Paleomagnetic study of a flow sequence (1.2-0.6 Ma) from the island of Tahiti and discussion of reversals model. *Journal of Geophysical Research*, 95: 2727-2752.
- Dalrymple, G. B., 1964. Potassium-Argon dates of three Pleistocene interglacial basalt flows from the Sierra Nevada, California. *Geophysical Society of America Bulletin*, 75: 753-758.
- Dalrymple, G. B. y Ryder, G., 1993. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of Apollo 15 impact melt rocks by laser step-heating and their bearing on the history of lunar basin formation. *Journal of Geophysical Research*, 98: 13,085-13,095.
- Dalrymple, G.B., Izett, G.A., Snee, L.W. y Obradovich, J.D., 1993. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra and total-fusion ages of tektites from Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary rocks in the Beloc Formation, Haiti. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2065: 1-20.
- De Barrio, R., Franchi, M., Irigoyen, V., Lapido, O., Marín, G., Malumián, N., Nullo, F. E., Panza, J. L. y Ramos, V., 1994. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1: 750.000. Buenos Aires.
- Duffield, W. A. y Dalrymple, G. B., 1990. The Taylor Creek Rhyolite of New Mexico: a rapidly emplaced field of lava domes and flows. *Bulletin of Volcanology*, 52: 475-487.
- Espizúa, L.E., 1993. Quaternary glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research*, 40: 150-162.
- Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 37: 1-208.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 3. YPF, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C., 1965. Los Rodados Patagónicos de la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista*

- de la Asociación Geológica Argentina, 20(3): 273-325.
- Fleck, R. J., Mercer, J. H., Nairn, A. E. M. y Peterson, D. M., 1972. Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 16: 15-22.
- Fullerton, D. S. y Richmond, G. M., 1986. Comparison of the marine oxygen isotope record, the eustatic sea level, and the chronology of glaciation in the United States of America. *Quaternary Science Reviews*, 5: 161-169.
- Gillespie, A., Huneke, J. C. y Wasserburg, G. J., 1984. Eruption age of a 100,000 year-old basalt from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of partially degassed xenoliths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 1003-1048.
- Gillespie, A. y Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33: 311-364.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F. y Rodríguez Badiola, E., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast growing oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73: 141-155.
- Guillou, H. y Singer, B. S., 1997. Combined unspiked K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Late Quaternary lavas. EOS Transactions of the American Geophysical Union Abstracts, 1997 Fall Meeting, 78(46): 771.
- Hawkesworth, C. J., Norry, M. J., Roddick, J. C. y Baker, P. E., 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 45-57.
- Hays, J. D., Imbrie, J. y Shackleton, N. J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- Kukla, G., 1977. Pleistocene land-sea correlations 1. Europe. *Earth Science Reviews*, 13: 307-374.
- Lippolt, H. J., Fuhmann, U. y Hradetzky, H., 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): constraints on age and duration of a middle Pleistocene cold period. *Chemical Geology*, 59: 187-204.
- Lippolt, H. J. y Hess, J., 1994. Compilation of K/Ar measurements on HD-B1 standard biotite 1994 status report. En: Odin, G.S. (Ed.): Phanerozoic Timescale, IUGS Subcommission on Geochronology, 12: 18-23.
- McDougall, I. y Harrison, T. M., 1988. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press, 212 p., New York.
- Malagnino, E. C., 1981. Geología del sector noroeste de la Provincia de Santa Cruz. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 3: 331-341. Buenos Aires.
- Malagnino, E.C., 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 69-83. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Meglioli, A., 1992. *Glacial Geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile*. Ph.D. Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA, 298 p. (Inédito).
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P. y Rabassa, J., 1990a. Cronología relativa y absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile de la región del Estrecho de Magallanes. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 457-460. Buenos Aires.
- Meglioli, A., Evenson, E. y Rabassa, J., 1990b. Multiple relative and absolute dating techniques applied to the glacial history of Tierra del Fuego. *Geological Society of America, Abstracts with Programs, Northeastern Section*, 22: 55.
- Mercer, J. H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Mercer, J. H., 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae*, 18: 35-40.
- Mercer, J. H., 1983. Cenozoic glaciation in the southern Hemisphere. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 11: 99-132.
- Mercer, J. H. y Sutter, J. F., 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice sheet history. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, 38: 185-206.
- Mörner, N.-A. y Sylwan, C., 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 385-389.
- North American Stratigraphic Code, 1983. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67: 841-875.
- Rabassa, J. y Clapperton, C. M., 1990. Quaternary glaciations in the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 153-174.
- Rabassa, J., Evenson, E. B., Clinch, J. M., Schlieder, G., Zeitler, P. y Stephens, G. C., 1990. Geología del Cuaternario del valle del Río Malleo, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 55-68.
- Rabassa, J. y Evenson, E. B., 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glacial de la región de San Carlos de Bariloche. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 4: 327. Buenos Aires.
- Rabassa, J., Singer, B., Roig, C. Ton-That, T. y Vincze, Y., 1996. Rasgos geocriogénicos en la Meseta del Cerro del Fraile. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 4: 345. Buenos Aires.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L. y De Paolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145: 117-152.
- Richmond, G. M. y Fullerton, D. S., 1986. Summation of Quaternary glaciations in the United States of America. *Quaternary Science Reviews*, 5: 83-98.
- Servicio Nacional de Geología y Minería, 1982. *Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Hoja N°5, lat. 43°40'-49°30' S. Santiago de Chile*.
- Shackleton, N. J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability, En: Vrba, E. S. Denton, G. H., Partridge, T. C. y Burkle, L.H. (Eds.): *Palaeoclimate and evolution with emphasis on human origins*, 242-248, Yale University Press, New Haven.
- Shackleton, N. J. y Opdyke, N.D., 1977. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation. *Nature*, 270: 216-219.
- Shackleton, N. J., Berger, A. y Peltier, W. R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 81: 251-261.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S., Hagalberg, T., Pisias, N. G. y Schneider, D. A., 1995. A new late Neogene time scale: application to LEG 138 sites. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138: 73-90.
- Singer, B. S., Chauvin, A. y Roperch, P., 1996. High precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from Tahitian lavas recording geomagnetic reversals in the late Matuyama chron. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 77: 173.
- Singer, B. S. y Pringle, M. S., 1996. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating analyses of lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 139: 47-61.
- Singer, B. S., Ton-That, T., Vincze, Y., Rabassa, J. O., Roig, C. y Brunstad, K., 1997. Timescales of late Cenozoic cli-

- mate change in the southern hemisphere from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Patagonian lavas. *Terra abstracts, European Union of Geoscience* 9, 9: 65-66.
- Singer, B.S., Ackert, R.P., Kurz, M.D., Guillou, H. y Ton-That, T., 1998. Chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia: a ^3He , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and K-Ar study of lavas and moraines at Lago Buenos Aires, 46°S, Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 30: 299.
- Steiger, R. H. y Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-324.
- Tauxe, L., Herbert, T., Shackleton, N. J. y Kok, Y. S., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 133-146.
- Taylor, J. R., 1982. *An introduction to error analysis*. University Science Books, Mill Valley, California, USA, 270 p.
- Ton-That, T., 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of basaltic lava flows and the geology of the Lago Buenos Aires region, Santa Cruz Province, Argentina. Tesis de Diploma en Ciencias de la Tierra, Université de Genève, 51p. Suiza. (Inédito).
- van den Bogaard, P., Hall, C. M., Schmincke, H.-U. y York, D., 1989. Precise single-grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a cold to warm climate transition in central Europe. *Nature*, 342: 523-525.
- Wijbrans, J. R., Pringle, M. S., Koppers, A. A. P. y Scheveers, R., 1995. Argon geochronology of small samples using the Vulkaan argon laserprobe. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 98(2): 185-218.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-32.

Recibido: 2 de marzo, 1998

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Resultados magnetométricos en la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja): una interpretación tectónica

Francisco RUIZ¹ y Antonio INTROCASO²

¹CONICET e Instituto Sismológico Ing. F. Volponi. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Meglioli 1160 (sur) - Rivadavia, 5400 San Juan

²Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario Instituto de Física de Rosario (CONICET). Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario

ABSTRACT. *Magnetic results from the region of the Ischigualasto-Villa Unión basin (San Juan and La Rioja Provinces): a tectonic interpretation.* Areal magnetic surveys covering the Ischigualasto-Villa Unión basin and involving the north of the Andean Precordillera and a wide portion of the western Sierras Pampeanas were carried out. A chart of the total field magnetic anomalies, derived from the observed data, shows very different anomalous patterns on both sides of the Bermejo-Desaguadero regional alignment. By modeling the regional magnetic field suitable crystalline basement models were prepared. Two distinctive crustal magnetic properties for the Precordillera and Sierras Pampeanas could be inferred from these models. The corresponding interpretation provides geophysical evidence to support the previously proposed suggestion that the ancient basement in the region has an accretionary character.

Introducción

La profunda cuenca intermontana Ischigualasto-Villa Unión (I-VU) está ubicada en el ámbito geográfico de las Sierras Pampeanas Occidentales caracterizadas por su tectónica de bloques de basamento de piel gruesa (*thick-skinned*) en contraposición con los sobrecorrimientos (*thin-skinned*) de la Precordillera Andina (Jordan y Allmendinger 1986). Emplazada en la región límite de ambos terrenos, comprende una extensa área con más de 100 km en sentido meridiano y unos 50 km de ancho (Figs. 1, 2 y 3), ocupada por sedimentos neopaleozoicos, triásicos y terciarios que, en conjunto, alcanzan espesores máximos del orden de 9 km (Ruiz e Introcaso 1997a).

En la comarca, las cartas de anomalías de Aire Libre y de Bouguer señalan un notable gradiente gravimétrico relacionado con el lineamiento tectónico Valle Fértil-La Huerta. Además, las anomalías sufren un fuerte aumento hacia el este de la falla de Valle Fértil (Ruiz e Introcaso 1996).

La fosa sedimentaria exhibe una anomalía de Bouguer residual superior a +30 mGal (Ruiz e Introcaso 1997b) que correspondería, en parte, a efectos positivos en corteza intermedia atribuibles al emplazamiento de rocas ultramáficas, posibles relictos de corteza oceánica (Vujovich 1992) y/o a la presencia de cuerpos basálticos intruidos (Ruiz 1998), relacionados con el magma-

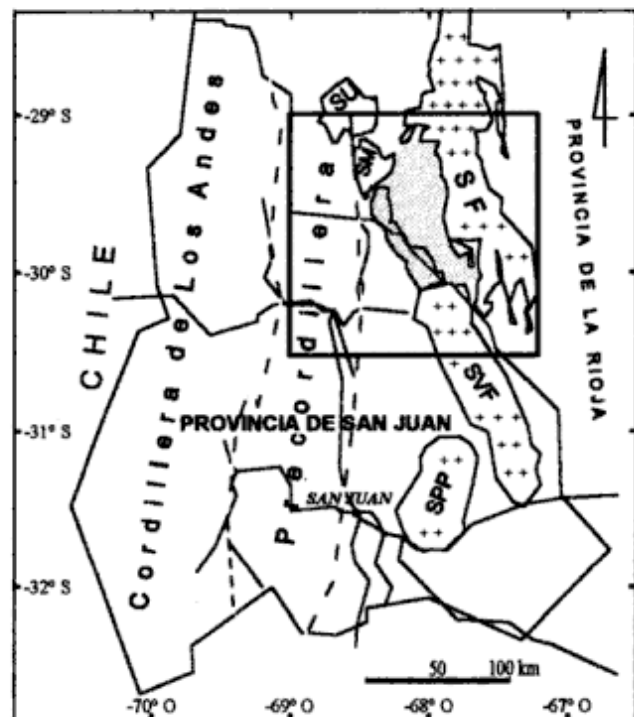


Figura 1: Ubicación de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de San Juan y La Rioja (Zona sombreada). Referencias: el rectángulo demarca la región estudiada; SF, Sistema del Fertil; SM, Sierra de Maz; SPP, Sierra de Pie de Palo; SVF, Sierra de Valle Fértil; SU, Sierra de Umango.

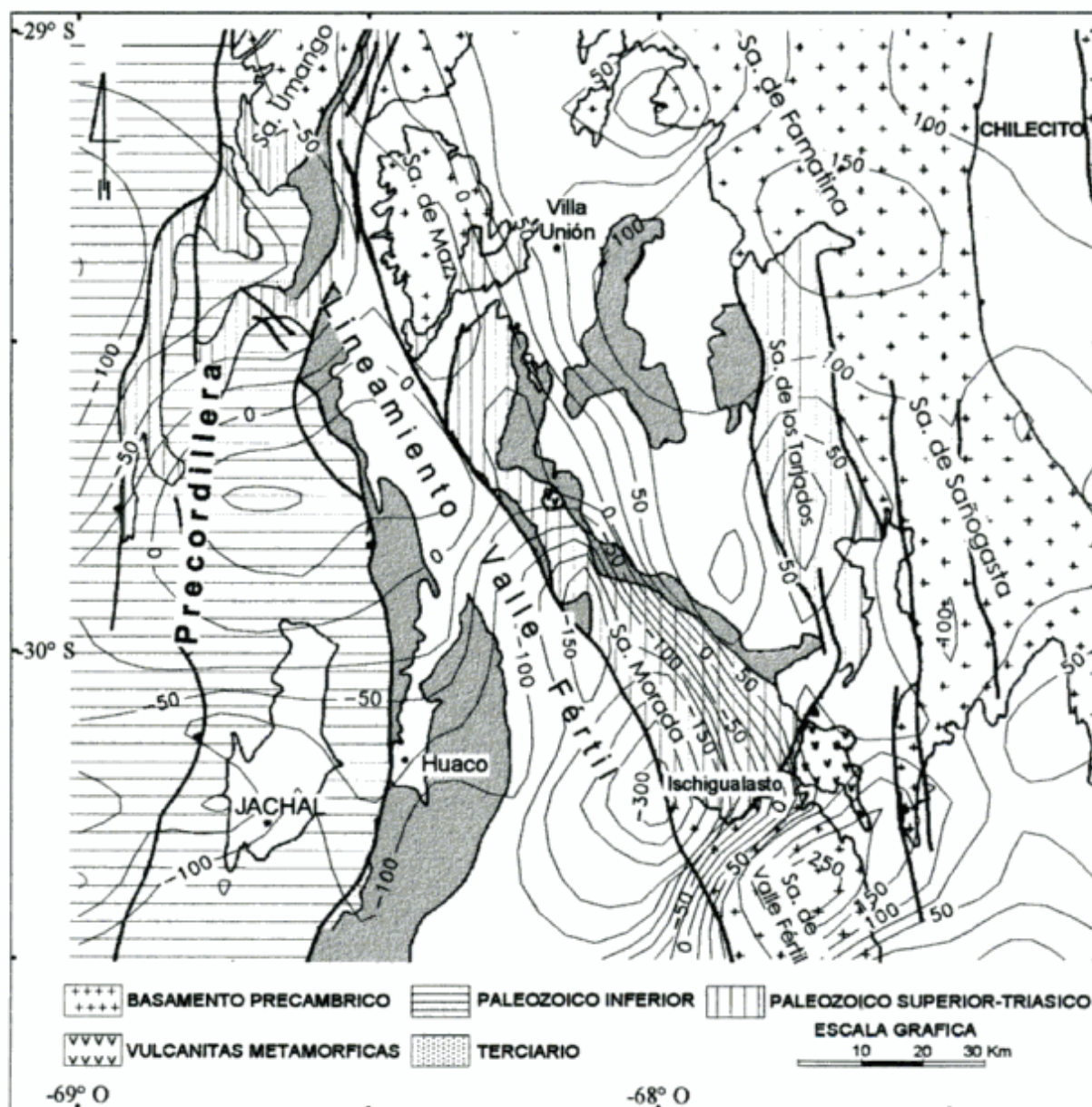


Figura 2: Carta de Anomalías de Campo Magnético Total (equidistancia 25 nT) elaborada en este trabajo, superpuesta al Mapa Geológico (extraído de los mapas geológicos de las provincias de La Rioja -1993- y San Juan -1995- publicados por el Servicio Geológico dependiente de la Secretaría de Minería de la Nación).

tismo aflorante (Milana y Alcober 1994; Malizia *et al.* 1995; Page *et al.* 1997).

Por otro lado, el modelo de Moho calculado a partir de los datos gravimétricos indica leve atenuación cortical en la región de la cuenca (Ruiz 1998).

En este trabajo se analizan características magnéticas corticales en Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales. Los datos magnéticos permiten interpre-

tar dos cortezas con contrastes de susceptibilidad lateral muy distintos a ambos lados de la falla de Valle Fértil.

Obtención y procesamiento de los datos

Con el propósito de efectuar un estudio magnetomé-

trico areal, se relevaron más de 250 estaciones de campo magnético total. Para ello se emplearon dos magnetómetros de precisión protónica con precisión de ± 0.1 nT, debidamente calibrados. Uno de los aparatos operó como estación base con el fin de efectuar la corrección diurna. La base de datos se enriqueció con unas 400 estaciones distribuidas regionalmente en las provincias de San Juan y La Rioja, cedidas por el Grupo de Geofísica del IIACE (CRICYT) y por el Instituto Sismológico Ing. F. Volponi (UNSJ). Estos datos fueron obtenidos con metodologías similares a la aquí descrita (Uliarte 1997; Borzotta, com. pers.), su consistencia se comprobó mediante estaciones de control (Ruiz 1998).

El cálculo de las anomalías ΔT , se efectuó por las expresiones clásicas:

$$\Delta T_s = T_o + C_{s,h} - T_a$$

Donde:

T_o , componente total observada, $T_o = T + \Delta T$

T_s , componente total teórica (IGRF, 1995),

T_a , componente total absoluta,

ΔT , variación de la componente total incluida la variación diurna,

$C_{s,h}$, corrección por altura y masa (por su bajo valor han sido despreciadas).

Las cartas de campo magnético se confeccionaron regularizando la red de observaciones mediante técnicas de procesamiento digital asistidas por computadora, se utilizó el método de interpolación de mínima curvatura, apropiado para el tratamiento de campos potenciales con muestreo irregular (Brigs 1974). En Fig. 3 se muestra la distribución de las estaciones magnéticas situadas en la región en estudio.

Análisis de las anomalías

La interpretación cualitativa de la carta de anomalías de campo magnético total ' T_o ' (anomalías magnéticas corticales) comparada con el mapa geológico (Fig. 2), nos conduce a remarcar los siguientes rasgos principales:

-En general, existe una buena correlación entre anomalías magnéticas corticales y geología.

-Existe una notable alineación de mínimos relacionados con la mega-traza Valle Fértil-La Huerta.

-El análisis de las longitudes de onda larga permite establecer dos grandes zonas anómalas, una al este de la falla de Valle Fértil (FVF) con anomalías positivas, del orden de 100 nT, relacionada con el basamento de Sierras Pampeanas Occidentales (incluido el Sistema del Famatina). Hacia el oeste, un fuerte gradiente negativo vinculado con la FVF da paso a isodinas de menor valor absoluto, en general negativas, en el terreno de Precordillera.

-La falla de Los Tarjados (véase Fig. 2), límite este de los afloramientos terciarios de la cuenca sedimentaria Ischigualasto-Villa Unión, se refleja con claridad en las

isোনómalas, la estructura responde con un gradiente magnético horizontal intermedio y se sigue desde $29^\circ 30'$ S hasta 30° S.

-El norte de la sierra de Valle Fértil exhibe vigorosas anomalías de longitud de onda corta (fuentes someras) debidas, probablemente, al emplazamiento de cuerpos de constitución básica.

Con el objetivo de estudiar las características magnéticas corticales en la comarca, se estudió el campo regional (longitudes de onda larga) obtenido, descontando de las anomalías magnéticas observadas los efectos producidos por fuentes someras. La separación de anomalías se efectuó empleando el método de Prolongación Ascendente de Campos Potenciales, según Pacino e Introcaso (1987). Se operó de la siguiente forma:

-Sobre la carta ΔT , se efectuaron prolongaciones analíticas a distintas alturas (h). El campo calculado a $h = 20$ km filtra las longitudes de onda corta, producidas por fuentes superficiales, demostrando ser una altura adecuada para el examen regional propuesto (Fig. 3).

-Se analizaron cinco secciones magnéticas este-oeste ubicadas en $29^\circ 15'$, $29^\circ 30'$, $29^\circ 45'$, 30° y $30^\circ 15'$ de latitud sur. Por inversión poligonal de la señal prolongada ($h = 20$ km) se computaron sendos modelos de zócalo cristalino.

-Mediante cálculo directo se evaluó cada modelo desde el nivel de la topografía, los modelos corticales (calculados de esta manera) proporcionan anomalías regionales que ajustan aceptablemente con el campo observado.

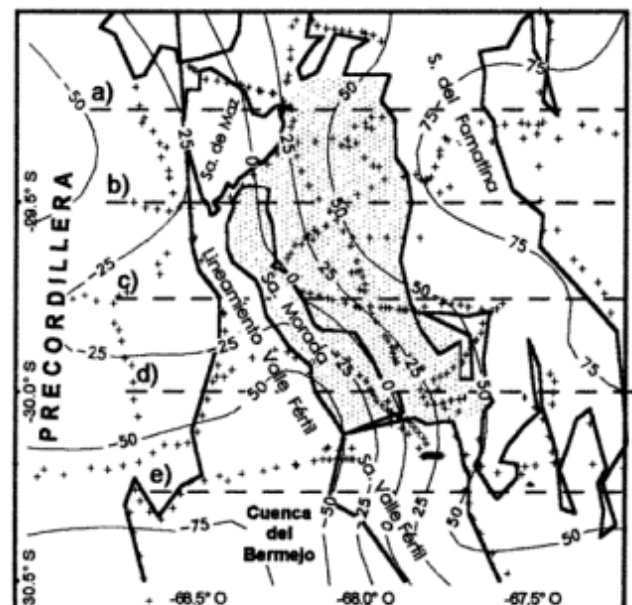


Figura 3: Campo magnético calculado por continuación analítica a $h = 20$ km, a esta altura de prolongación el campo responde a las fuentes magnéticas profundas. Referencias: zona sombreada, cuenca I-VU; líneas de trazo, ubicación de las secciones modeladas (Fig. 5); cruces, estaciones de campo magnético relevadas.

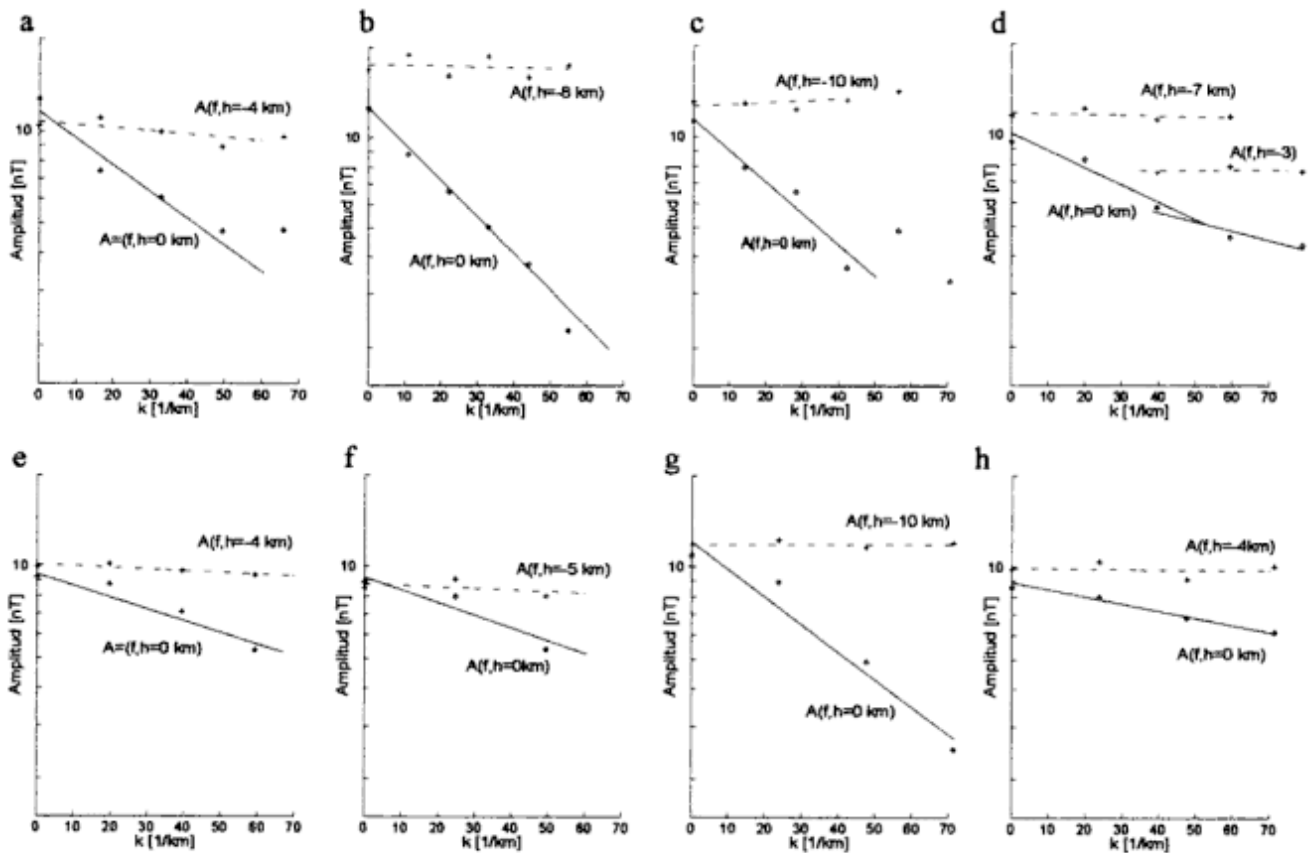


Figura 4: Determinación de las profundidades máximas medias del basamento cristalino obtenidas empleando el método de Hahn y Bosum (1986) modificado por Ruiz (1998). Análisis espectral en las secciones: **a**, E-O a 29°21' S; **b**, E-O a 29°30' S; **c**, E-O a 29°44' S; **d**, E-O a 30° S; **e**, E-O a 30°11' S; **f**, E-O Cerro Bola; **g**, Cerro Rajado-Aicuña; **h**, SO-NE Alto de San Nicolás (ubicación en Tabla 1). En ordenadas se grafica el logaritmo de la amplitud del espectro y en abscisas el número de onda. Las rectas inclinadas representan el ajuste lineal del espectro de potencia del campo observado, las líneas de trazo horizontal ajustan al espectro blanco (campo continuado hasta la profundidad de intersección con las fuentes del basamento magnético).

Tabla 1: Resultados del análisis espectral para la estimación de las profundidades de las fuentes magnéticas del basamento cristalino.

Perfil	Ubicación		Largo del perfil	Número de muestras del filtro	Número de muestras del espectro	Profundidad del basamento
	Latitud sur	Longitud oeste				
a	29°21'	68°17'- 67°31'	85 km	8	7	4 km
b	29°30'	68°32'- 67°31'	100 km	10	10	8 km
c	29°44'	68°29'- 67°18'	115 km	12	8	10 km
d	30°	68°5'- 67°31'	50 km	6	6	7 km 3 km
e	30° 11'	67°49'- 67°15'	60 km	6	6	4 km
f	29°44'	67°53'- 67°18'	55 km	6	5	5 km
g	29°42' - 29°24'	68°21'- 67°54'	45 km	5	5	10 km
h	30°9' - 29°45'	67°59'- 67°32'	50 km	6	5	4 km

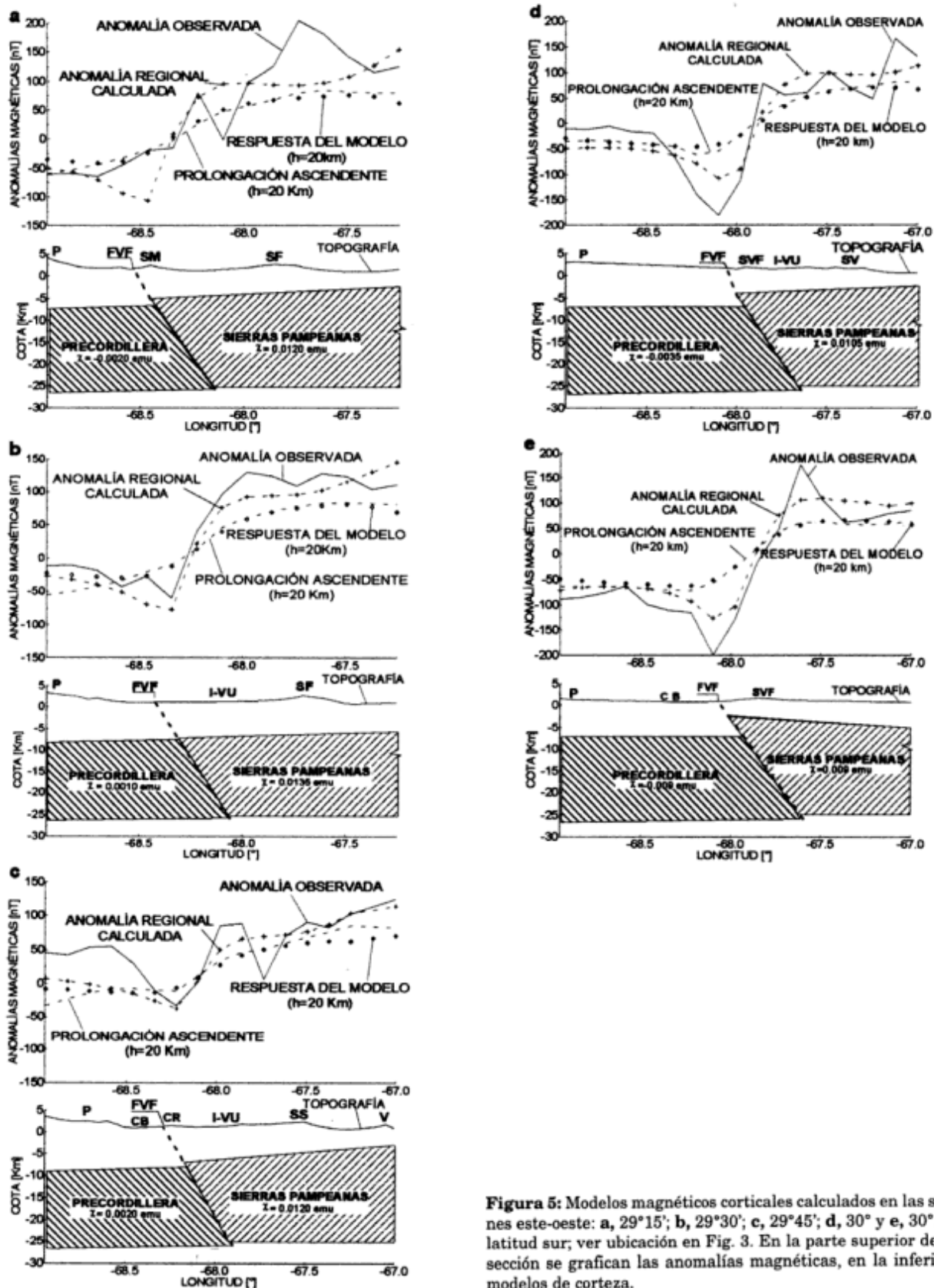


Figura 5: Modelos magnéticos corticales calculados en las secciones este-oeste: a, 29°15'; b, 29°30'; c, 29°45'; d, 30° y e, 30°15' de latitud sur; ver ubicación en Fig. 3. En la parte superior de cada sección se grafican las anomalías magnéticas, en la inferior los modelos de corteza.

Modelos magnéticos de corteza

El zócalo cristalino de Sierras Pampeanas se asimiló a una placa bidimensional, truncada en su extremo oeste por la FVF, cuya inclinación (35° E) se extrapoló de secciones sísmicas interpretadas por Zapata y Allmendinger (1996) en 30° de latitud sur y basados, además, en mecanismos focales relacionados con esta estructura resueltos por Triep y Cardinalli (1984) y Triep (1989). Otros mecanismos de foco con conclusiones similares han sido publicados por Regnier *et al.* (1992) y Smalley *et al.* (1993).

El modelo cortical involucra dos cortezas con susceptibilidades distintas separadas por la megafalla Desaguadero-Bermejo. Las respuestas magnéticas se consideran hasta los 25 a 30 km de profundidad, de acuerdo con la probable isoterma de Curie (Hahn *et al.* 1984).

El techo de cada placa se estimó empleando el método de Hahn y Bosum (1986). Este se basa en el uso combinado de análisis espectral y prolongaciones descendentes sobre la señal magnética para la obtención de las profundidades máximas promedio del basamento magnético en cuencas sedimentarias, sin necesidad de conocer los valores de magnetización.

Si bien el método fue desarrollado para investigaciones aeromagnéticas 3D, en este trabajo ha sido adaptado a nuestros datos sobre secciones 2D con buena densidad de observaciones (Ruiz 1998). En éstas el campo observado se digitalizó cada 5 km, se adoptaron intervalos de muestreo para filtros y espectros de ~ 10 km (largos de filtros y espectros dados por 1/2 a 1/3 la cantidad de datos del perfil).

La Fig. 4 muestra los espectros de potencia del campo magnético observado versus el espectro blanco, en perfiles cercanos a los modelados. El espectro blanco (línea horizontal) representa el espectro de potencia del campo calculado a la profundidad de intersección con las fuentes del basamento magnético. Los resultados se muestran en Tabla 1.

Sobre la base de lo indicado precedentemente, se prepararon modelos 2D en cinco perfiles con dirección este-oeste ubicados a intervalos de $15'$ de latitud, entre $29^\circ 15' S$ y $30^\circ 15' S$ (véase ubicación en Fig. 3). Se asumió magnetización constante en la dirección del campo magnético ambiental con $T = 24200$ nT, $I = -28^\circ$ y $D = 2^\circ$. Los resultados de la modelización regional se presentan en la Fig. 5; en ellas se pueden apreciar las secciones del zócalo cristalino, calculado por inversión magnética poligonal empleando el método de Talwani y Heirtzler (1964).

La placa de Sierras Pampeanas se modeló con contrastes de susceptibilidad mayores (en el orden de 0.010 emu) que los de Precordillera. Se interpreta que la magnetización aumenta progresivamente hacia el norte en la zona estudiada. Ello se refleja en el aumento de susceptibilidades ' χ ' que varían, en Sierras Pampeanas, desde $\chi = 0,009$ emu en la sección $30^\circ 15' S$,

hasta $\chi = 0,0135$ emu en el perfil $29^\circ 15' S$. Al zócalo de Precordillera se le asignaron susceptibilidades que varían desde $\chi = -0,009$ emu en $30^\circ 15' S$ hasta $\chi = 0,002$ emu en el norte.

Las susceptibilidades promedio adoptadas están de acuerdo con valores normales medidos por Hunt *et al.* (1985), Hahn y Bosum (1986), etc., para macizos de composición similar, según los resultados petrológicos publicados hasta el presente para las rocas de la región en estudio (Ramos y Vujovich 1995; Vujovich y Kay 1996; Toselli *et al.* 1994 y 1996, entre otros).

En nuestra interpretación el método empleado elimina, razonablemente, los efectos de cuerpos emplazados en corteza superior, por lo que es una herramienta apropiada para describir características corticales a partir del zócalo magnético en la comarca, permitiendo determinar los contrastes de susceptibilidades medias de las fuentes corticales profundas.

Los datos magnéticos permiten asignarle conformaciones magnéticas distintas a las cortezas que involucran a la Precordillera y a las Sierras Pampeanas Occidentales. Ambas están limitadas por la falla de Valle Fértil que es modelada con dominio cortical. Estos resultados son consistentes con los obtenidos desde el campo gravimétrico, donde por un lado se interpreta para la FVF una zona de despegue a nivel del Moho (Ruiz 1998). Por otra parte, Sierras Pampeanas responden con anomalías fuertemente positivas debidas a la mayor densidad de su basamento cristalino (Gimenez *et al.* 1998; Ruiz-Introcaso 1999). Además, Ruiz (1998) ha efectuado un estudio isostático en la región, comprobando que Cordillera y Precordillera responden en la hipótesis de Airy, mientras que al este de la FVF es operativo el sistema flexural.

Estos resultados constituyen una evidencia magnética que proporciona mayor consistencia a la probable anexión de cortezas en el lineamiento de Valle Fértil-La Huerta, según lo postulan Ramos *et al.* (1984), Vujovich (1992), Dalla Salda *et al.* (1992), Ramos (1995), a través de estudios geológicos y Gimenez *et al.* (1998) a partir de datos de gravedad.

Conclusiones

La carta de anomalías de campo magnético total muestra una notable alineación de mínimos relacionados con la mega-traza Bermejo-Desaguadero. Despreciando rasgos asociados con estructuras superficiales, se observan dos ambientes con patrones anómalos distintos a ambos lados de la falla de Valle Fértil. Hacia el este el campo es positivo con valores superiores, en el rango de 100 nT, respecto de la región ubicada al oeste de la falla.

El análisis de las longitudes de onda larga del campo magnético, filtradas empleando el método de Prolongación Ascendente de Campos Potenciales, ha permitido

preparar modelos de corteza en 5 secciones este-oeste, en las que el basamento cristalino de Precordillera posee contrastes de susceptibilidad sensiblemente inferiores a los del zócalo de las Sierras Pampeanas.

Estos resultados se suman consistentemente a los obtenidos a partir de datos gravimétricos (Gimenez *et al.* 1998; Ruiz 1998) y representan una evidencia geofísica de la suturación de las cortezas de Precordillera y Sierras Pampeanas en la falla de Valle Fértil.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido soportado por el CONICET (Beca Posdoctoral y proyectos PMT-PICT0380 y PIT0159). Agradecemos los comentarios y sugerencias de M. Ghidella y del árbitro anónimo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39: 39-48.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Gimenez, M., Martínez, M. P. e Introcaso, A., 1997. Análisis del inusual gradiente gravimétrico horizontal entre la cuenca del Bermejo y la Sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3): 416-421.
- Hahn, A. y Bosum, W., 1986. *Geomagnetics. Selected examples and case histories.* Gebrüder Borntraeger, 175 p., Berlin.
- Hahn, A., Ahrendt, H., Meyer, J. y Hufen, J., 1984. A Model of magnetic sources within the earth's crust compatible with the field measured by the satellite Magsat. *Geologisches Jahrbuch A 75*: 125-156. Hannover.
- Hunt, C., Moskowitz, B. y Banerjee, S., 1985. Magnetic properties of rocks and minerals, pp. 189-205. En: *American Geophysical Union (Ed.): A handbook of physical constants, Reference Shelf 3: Rocks physics and phase relations.* Washington, D. C.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Malizia, D.C., Reynolds, J.H. y Tabbutt, K.D., 1995. Cronología de la sedimentación Neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Junio: 78-105. Buenos Aires.
- Milana, J.P. y Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la Cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 217-235.
- Pacino, M. C. e Introcaso, A., 1987. Regional anomaly determination using the upwards continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 29: 113-122.
- Page, S., Limarino, C. y Caselli, A., 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 202-208.
- Ramos, V. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6(32): 24-29. Buenos Aires.
- Ramos, V. y Vujovich, G., 1995. Descripción geológica de la hoja San Juan, Escala 1:250.000. Secretaría de Estado de Minería.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortes, J. y Palma, M., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución de los Andes centrales. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 84-106. Bariloche.
- Regnier, M., Chatelain, J., Smalley, R., Chiu, J-M., Isacks, B. y Araujo, M., 1992. Seismotectonics of the Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean Foreand, Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6): 2549-2571.
- Ruiz, F., 1998. Estudio de la geometría, génesis y evolución de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a partir de datos de gravedad y magnetismo. Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario. 147 p. (Inédito).
- Ruiz, F. e Introcaso, A., 1999. Geophysical evidences of crustal ancient junction in Desaguadero-Bermejo magfault (San Juan-La Rioja Province, Argentina). *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica. Sopron.* (En arbitraje).
- Ruiz, F. e Introcaso, A., 1997a. Modelo gravimétrico de la profunda cuenca sedimentaria Ischigualasto - Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja) - Argentina. *Revista de Geofísica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 47: 5-22. México, D. F.
- Ruiz, F. e Introcaso, A., 1997b. Interpretación preliminar del efecto gravimétrico de la cuenca Ischigualasto - Villa Unión (Prov. de San Juan y La Rioja-Argentina). *Actas 5º International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 743-746.
- Ruiz, F. e Introcaso, A., 1996. Resultados Preliminares de un Estudio Gravimétrico en la Cuenca Ischigualasto - Villa Unión, Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Boliviano*, 3: 1107-1113.
- Smalley, R., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J., Isacks, B. y Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and its implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12(11): 63-76.
- Talwani, M. y Heirtzler, J., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional of arbitrary shape. En: *Stanford University Publications: Computers in the Mineral Industries, Part 1: Geological Sciences*, 9: 464-480. Stanford.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas 3º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 443-462.
- Toselli, A. J., Rossi de Toselli, J. N. y Saavedra, J., 1994. El arco magmático granítico del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 7-15.
- Triep, E. G., 1989. Análisis sismotectónico de mecanismos focales en regiones del retroarco andino, San Juan. *Instituto Sismológico Zonda, Universidad Nacional de San Juan*, 123 p. (Inédito).
- Triep, E. y Cardinali, C., 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas occidentales. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 61-80. Bariloche.

- Uliarte, E., 1997. Estudios corticales a través de cartas gravimagnéticas complementadas con cartas de Geóide Satelital. San Juan. Instituto Sismológico Ing. Volponi, Universidad Nacional de San Juan, 85 p. (Inédito).
- Vujovich, G., 1992. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del sector occidental de la Sa. de la Huerta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 300 p. (Inédito).
- Vujovich, G. y Kay, S., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 211-224.
- no y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 273-291.
- Zapata, T. y Allmendinger, R., 1996: La estructura cortical de la Precordillera Oriental y Valle del Bermejo a los 30° de Latitud Sur. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 211-224.

Recibido: 13 de julio, 1998

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza

Laura B. GIAMBIAGI

Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, CONICET
Actualmente en CRICYT - IANIGLA, Dr. Adrián Leal s/n, Parque General San Martín,
5500 Mendoza, CC 330.

ABSTRACT. *Tectonic interpretation of the Neogene deposits in the Río Palomares area, Principal Cordillera of Mendoza.* The Neogene foreland basin of Alto Tunuyán is located in the High Andes of Mendoza, between 33°30' and 34° S. This paper focuses on the evolution of the basin and the thrusting history of the Principal and Frontal cordilleras. The combined data concerning depositional environment, facies changes, provenance of detritus and structure of the area of the Río Palomares river are presented here. The synorogenic units filling up the basin comprise three Miocene formations which record alluvial and fluvial deposition. The oldest unit, the Tunuyán Conglomerate, consists of up to 1,400 m of synorogenic coarse sediments deposited as a result of the eastward migration of the Aconagüa fold and thrust belt. This unit has been divided into five cycles, each of them representing an important phase of deformation. The overlying Palomares Formation contains clasts derived from the eastern highlands, suggesting initial uplift of the Frontal Cordillera, as a consequence of the migration of deformation towards the foreland. The Butaló Formation records the final filling of the intermontane depression between Cordillera Principal and Cordillera Frontal. The angular unconformity which separates this unit from the other two, denotes an important erosional event. Finally, the deformation of the fold and thrust belt involved the synorogenic deposits and the basin was partially cannibalized. Basin shortening has been estimated to be about 3.5 km in final state length of the cross section.

Introducción

La cuenca de antepaís neógena del Alto Tunuyán, ubicada entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, se extiende desde los 33° 34' hasta los 34° 05' de latitud sur (Fig. 1). En el sector norte sus depósitos son cubiertos discordantemente por los depósitos del volcán San Juan, y en el sector sur son truncados por la caldera del Maipo y obliterados por sus depósitos más recientes. La presente contribución tiene como objetivo aportar nuevos datos sedimentológicos y estructurales del sector norte de la cuenca situado entre 33° 34' y 33° 42' de latitud sur (Fig. 2), así como proponer un modelo de evolución tectónica de la región basado en el estudio de los depósitos neógenos y la estructura de la cuenca.

El área de estudio se encuentra en el sector occidental del departamento de Tunuyán, en la provincia de Mendoza. Se accede a ella por a través del paso conocido como Portillo Argentino (4.380 m s.n.m.), en la Cordillera Frontal, ubicado a aproximadamente 80 km al oeste de la ciudad de Tunuyán.

Investigaciones anteriores

La primer contribución sobre los depósitos neógenos corresponde a Darwin (1846) quien recorrió la zona y reconoció unos conglomerados gruesos producto del levantamiento de los Andes a los que denominó "Tunuyán Conglomerate". Este autor señaló además la presencia de grandes clastos de basamento en el techo de los depósitos conglomerádicos. Más de un siglo después, Pascual (1949) y Armando (1949) estudiaron la geología de la región del río Palomares, desde el límite internacional hasta la región adyacente al río Tunuyán, en sus tesis doctorales inéditas. Dos años después, Baulés (1951) realizó un relevamiento geológico para Yacimientos Petrolíferos Fiscales en la zona. Posteriormente, Polanski (1957) elaboró una importante contribución sobre la estratigrafía terciaria aflorante en la región a la cual denominó depresión intermontana del Alto Tunuyán. En este informe el autor describió especialmente a las unidades neógenas; trabajo que luego fue incluido en la Hoja 25 a-b Volcán San José (Polanski 1964).



Figura 1: Mapa de ubicación de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán.

Recientemente, el Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires llevó a cabo una serie de estudios geológicos sobre la estructura (Pángaro *et al.* 1996); las características geoquímicas de las rocas volcánicas cenozoicas de la región (Ramos *et al.* 1996) y los depósitos finicretácicos-terciarios (Giambiagi y Tunik 1997; Giambiagi 1999a).

Estratigrafía

Síntesis regional

Las rocas más antiguas que constituyen el basamento estructural de la cuenca afloran en el ámbito de la Cordillera Frontal, al este de la zona estudiada (Fig. 3). Corresponden a rocas metamórficas proterozoicas; lutitas negras carboníferas superiores de la Formación Alto Tunuyán; granitoides neopaleozoicos y volcánicas permotriásicas del Grupo Choiyoi (Polanski 1964). Por encima, ya en el ámbito de Cordillera Principal, afloran los depósitos yesíferos de la Formación Auquilco, las areniscas y pelitas rojas de la Formación Tordillo, las secuencias marinas del Grupo Mendoza y las areniscas rojas de la Formación Diamante (Fig. 3). En el sector oriental de la cuenca, apoyados discordantemente por encima de la Formación Alto Tunuyán, se dispone un conglomerado residual, calizas y tobos correspondientes a la Formación Saldeño de edad cretácica tardía-paleocena (Tunik 1996). Concordantemente sobreyacen las pelitas y areniscas finas de la Formación Pircala, de edad paleógena (Giambiagi y Tunik

1997). Por encima de esta última unidad se disponen, mediante una superficie erosiva, 3 m de conglomerados medianos, con clastos bien redondeados de rocas volcánicas y paleocorrientes que indican una procedencia desde el sudoeste, que de acuerdo con Polanski (1957) corresponderían a los "Rodados Lustrosos".

Hacia arriba se encuentran las unidades neógenas que rellenan la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán intercaladas en su base por las rocas volcánicas miocenas de la Formación Contreras. Estos depósitos son cubiertos discordantemente por las volcánicas de arco de la Formación Marmolejo de edad miocena tardía alta a pleistocena y de la Formación San Juan de edad plio-pleistocena (Fig. 1). Ramos *et al.* (1996) concluyeron que estas volcánicas de arco se habrían emplazado en una corteza engrosada, de aproximadamente 65 km de espesor. Para los autores el engrosamiento de la corteza se habría producido a partir del Mioceno tardío aceptando esta edad para los términos basales de este volcanismo.

Los depósitos neógenos

Formación Contreras

La Formación Contreras se encuentra por encima de los "Rodados Lustrosos" mediante una superficie erosiva y su techo está interdigitado con los bancos arenosos y conglomerádicos finos del sector inferior del Conglomerado Tunuyán. Corresponde a brechas andesíticas intercaladas con flujos lávicos y piroclásticos. Ramos *et al.* (1996) interpretaron a este volcanismo, sobre la base de sus características geoquímicas, como de retroarco, emplazado en una región de corteza de espesor normal o levemente atenuado. Los autores le asignaron una edad miocena basal al correlacionarlo con el Basalto Máquinas de 22,8 1,1 Ma (Ramos *et al.* 1989).

Conglomerado Tunuyán

Esta unidad debe su nombre a Darwin (1846), aunque ha sido mencionada en la zona de estudio de diferentes formas: Estratos de Agua de la Piedra (Criado Roque 1950), Conglomerado del Palomares (Bauliés 1951) y Formación Agua de la Piedra (Polanski 1957). Se apoya mediante una paraconcordancia, inicialmente reconocida por Bauliés (1951), por encima de la Formación Pircala y en algunos sectores de la cuenca se encuentra interdigitada en su base con las volcánicas de la Formación Contreras (Giambiagi 1999a) (Fig. 2).

La unidad constituye un potente conjunto de más de 1.350 m de espesor de bancos de conglomerados polimícticos, intercalados con bancos arenosos y pelíticos. Dentro de estos depósitos se encuentra intercalado un banco de lavas y brechas andesíticas de hasta 50 m de

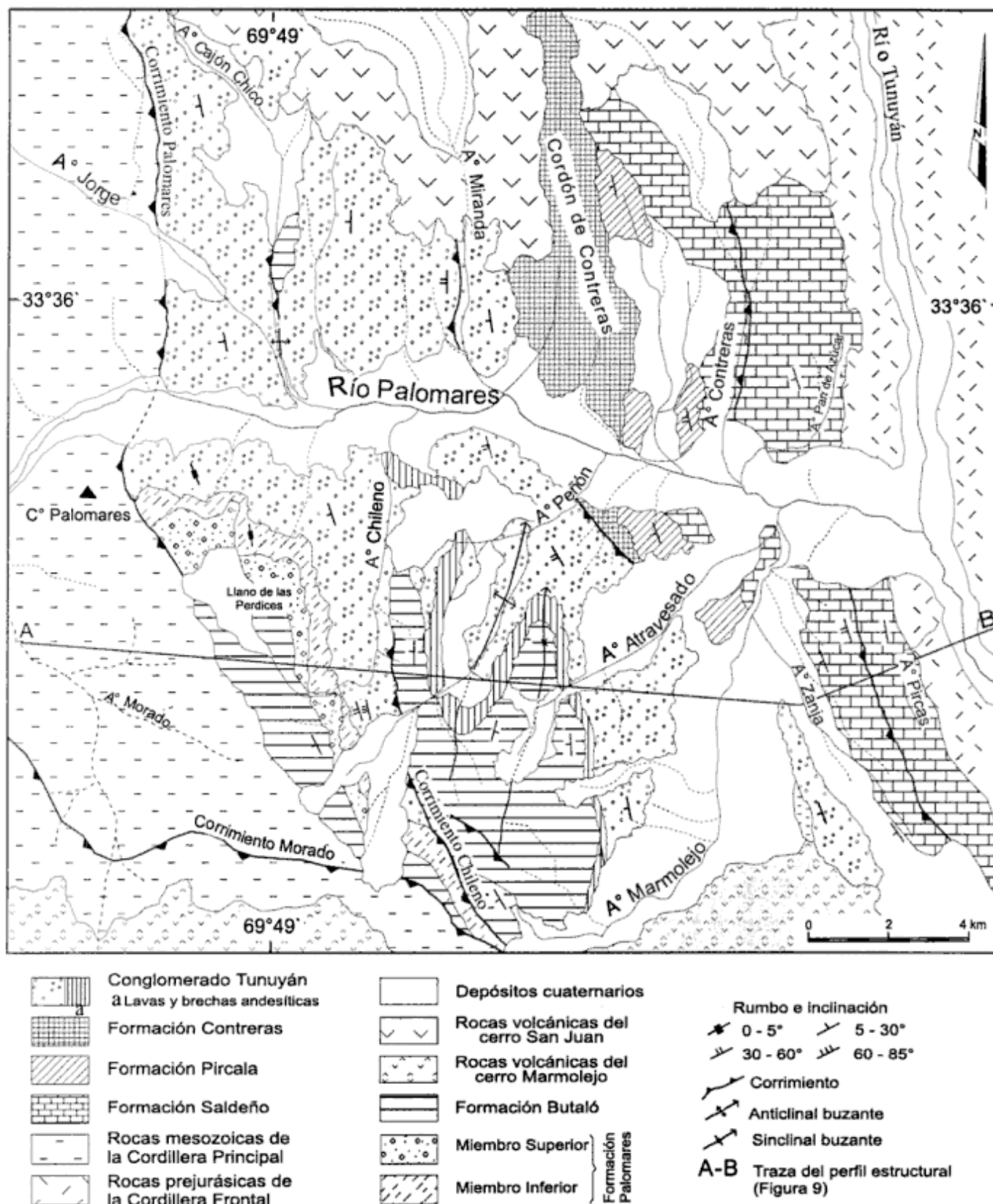


Figura 2: Mapa geológico del sector norte de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en el área del río Palomares.

espesor (Fig. 2). En los perfiles levantados se han observado tres asociaciones de facies que representan las zonas proximales, medias y distales de un sistema de abanicos aluviales (Giambiagi 1999a). Las paleocorrientes medidas a partir de la imbricación de clastos arrojaron direcciones de flujo que varían de O a E y de SO a NE. Sin embargo, para los primeros 150 m del perfil, no fue posible realizar mediciones dado el carácter de depósitos de flujos densos que posee ese intervalo.

El Conglomerado Tunuyán puede ser correlacionado con la Formación Mariño aflorante en el área de Cacheuta-Tupungato, al este de la Cordillera Frontal. Esta formación ha sido datada a partir de un estudio magnetoestratigráfico y radioisotópico por Irigoyen *et al.* (1998) como miocena media. Si se toma en cuenta la edad miocena basal propuesta por Ramos *et al.* (1996) para la Formación Contreras, y la edad de la Formación Mariño, puede interpretarse al Conglomerado Tunuyán como de edad miocena temprana a media.

Formación Palomares

La Formación Palomares se apoya mediante una discordancia angular por encima del Conglomerado Tunuyán en el sector próximo al corrimiento Palomares (Fig. 2). Ha sido dividida en dos miembros (Giambiagi 1999a); el Miembro inferior corresponde a 84 m de con-

glomerados tobáceos blancos depositados a partir de flujos piroclásticos retrabajados. El Miembro superior está compuesto por 116 m de conglomerados gruesos grises oscuros que se intercalan hacia el techo con bancos arenosos y pelíticos, y es interpretado como depósitos de abanicos aluviales. Las paleocorrientes medidas a partir de la imbricación de clastos y la litología de los clastos indican que los ápices se encontrarían hacia el noreste-este noreste.

La edad de la unidad se infiere sobre la base de sus relaciones estratigráficas como miocena tardía baja, ya que su base estaría acotada por el Conglomerado Tunuyán y su techo por las volcanitas de la Formación Marmolejo de edad miocena tardía alta a pleistocena.

Formación Butaló

La Formación Butaló se encuentra sobreyaciendo, mediante una discordancia fuertemente angular, al Conglomerado Tunuyán, en el sector oriental de la zona estudiada y mediante una discordancia levemente angular a la Formación Palomares, en el sector central. En el sector occidental de la cuenca, la unidad se encuentra por encima de la Formación Palomares mediante un contacto transicional no erosivo (Fig. 2). Está integrada por 240 m de sedimentos clásticos finos con restos de gastrópodos (Polanski 1957) y troncos (Armando 1949), con bancos conglomerádicos intercalados esporádicamente.

Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre y de bajada situado entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal; y su edad ha sido interpretada como miocena tardía (Giambiagi 1999a).

La cuenca de antepaís del Alto Tunuyán

La cuenca de antepaís del Alto Tunuyán se desarrolló como consecuencia de la estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua, como fuera definida por Ramos (1985) y Kozlowski *et al.* (1993), entre los 33° 30' y 34° S. La generación de espacio en la cuenca se produjo por flexión de la placa litosférica expuesta al sobrepeso originado por el apilamiento tectónico y, en menor medida, como respuesta a la carga sedimentaria depositada en la misma y la carga volcánica en el arco magmático. Durante el Mioceno temprano al Mioceno tardío bajo, este arco se encontraría en el sector oriental de la Cordillera Principal, en la República de Chile, y estaría representado por la Formación Farellones (Rivano *et al.* 1990).

El relleno de la cuenca está integrado por los depósitos del Conglomerado Tunuyán y de las formaciones Palomares y Butaló. El estudio de estos depósitos permite deducir tiempos de eventos tectónicos dentro de la faja plegada y corrida, y de levantamiento de la Cordi-

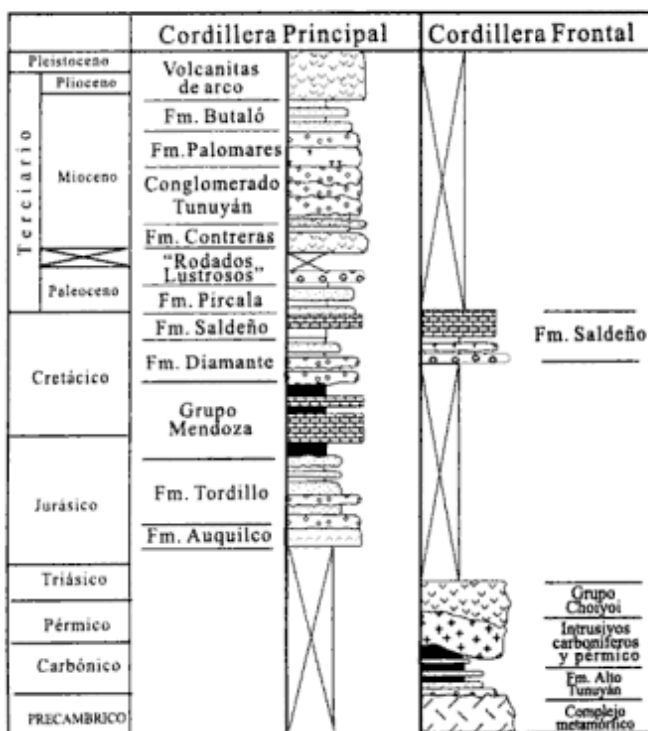


Figura 3: Cuadro estratigráfico sintetizado de las unidades aflorantes en el sector oriental de la Cordillera Principal y en el sector occidental de la Cordillera Frontal, entre los 33° 30' y los 34° de latitud sur.

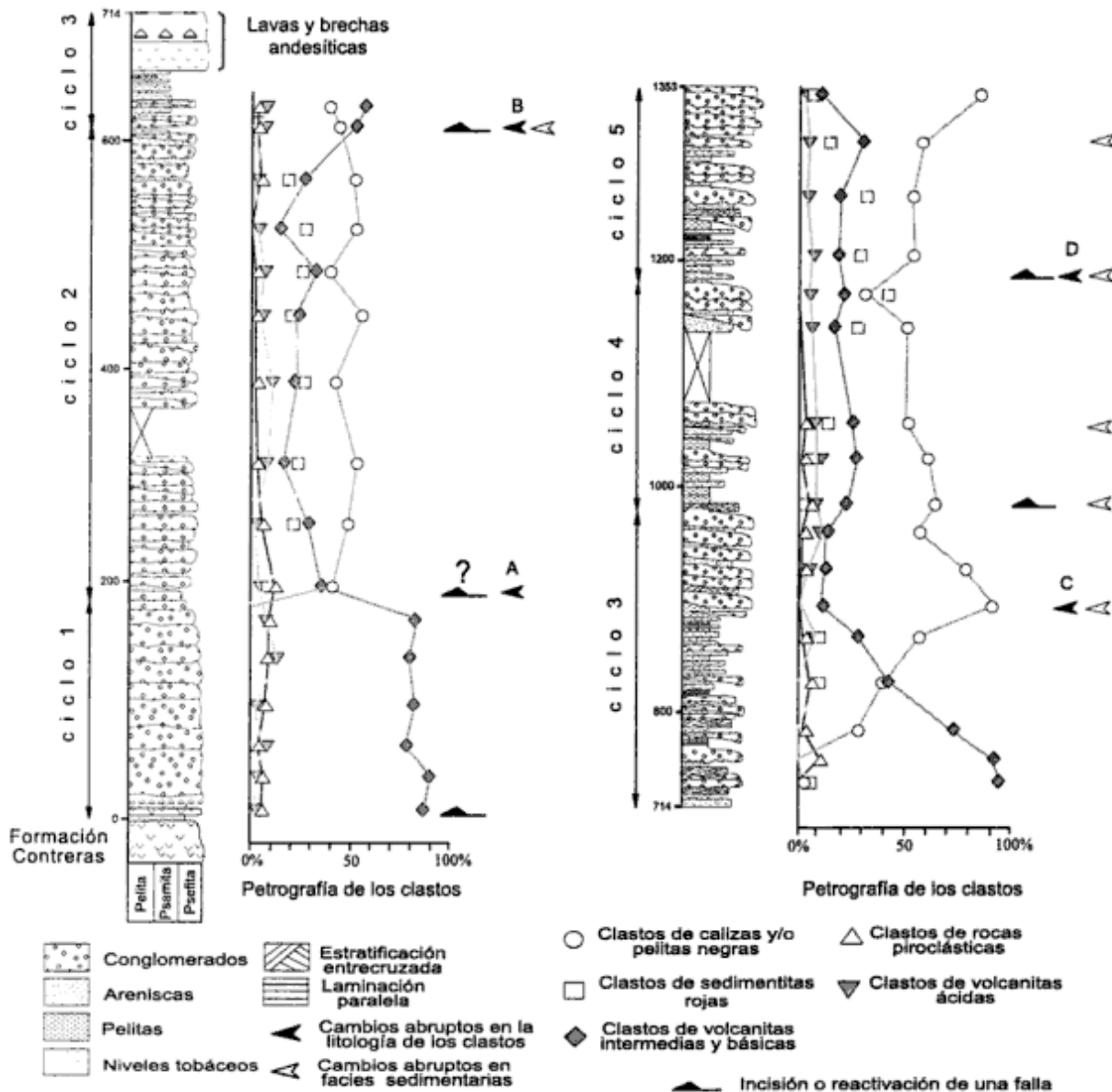


Figura 4: Perfil sedimentológico, ciclos sedimentarios y petrografía de los clastos del Conglomerado Tunuyán. Se distinguen además los cambios abruptos en la litología de los clastos (flechas negras A, B, C y D) y los cambios abruptos de facies sedimentarias (flechas blancas).

llera Frontal. Por ello se propone aquí discutir los diversos indicadores analizados en estas formaciones para poder dilucidar la deformación y evolución neógena de este sector cordillerano.

Ciclos sedimentarios

Dentro de los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tunuyán han sido diferenciados cinco ciclos separados por discontinuidades (Giambiagi 1999a) (Fig. 4), cada uno de los cuales representa varios grupos de abanicos aluviales simples relacionados entre sí. El ciclo 1 posee una asociación de facies característica de zonas

proximales y corresponde a una secuencia grano y estrato decreciente de casi 200 m de espesor. El ciclo 2 está representado por más de 400 m de bancos grano y estrato crecientes. Entre los ciclos 1 y 2 no existen cambios de facies importantes; se los ha diferenciado por un cambio abrupto en la litología de los clastos (Fig. 4). Tanto el primer ciclo como el segundo corresponden a sedimentitas de color gris. Los ciclos 3, 4 y 5, de color rojo, corresponden a ciclos grano y estrato crecientes que comienzan con facies distales, gradan a medias y culminan con proximales. Estos ciclos poseen entre 100 y 400 m de espesor y están separados entre sí por importantes cambios de facies.

La Formación Palomares está constituida por dos ci-

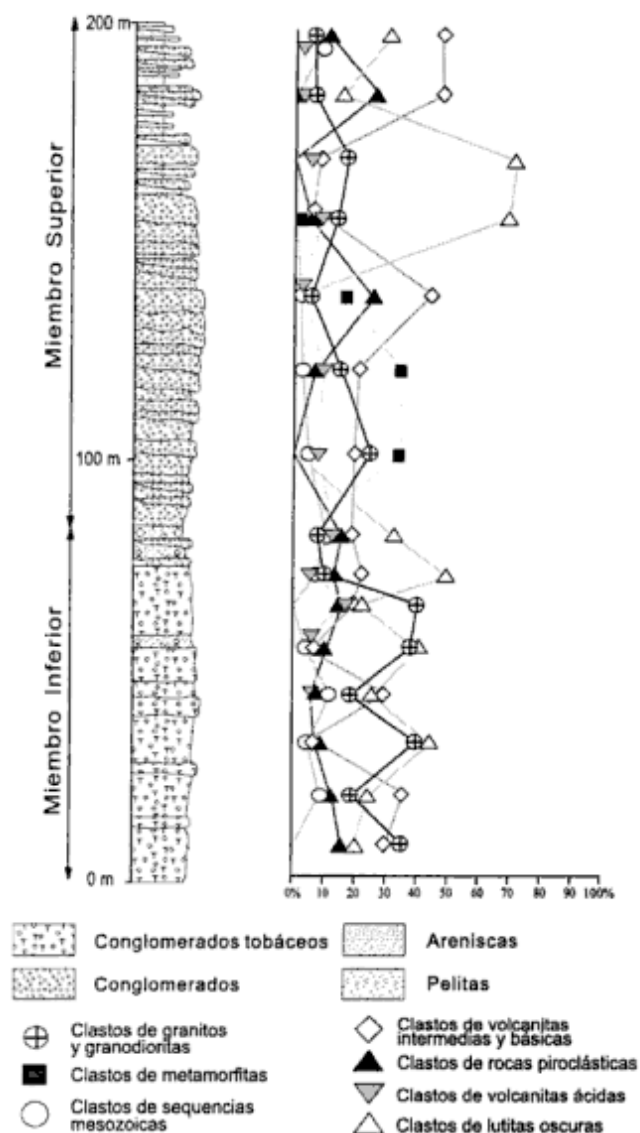


Figura 5: Perfil sedimentológico y petrografía de los clastos de la Formación Palomares.

culos. El ciclo 1 corresponde a una secuencia que primero es grano creciente y luego grano decreciente, de casi 100 m de espesor. El ciclo 2 está constituido por una secuencia de más de 100 m de espesor, que en los primeros 30 m es grano y estrato creciente y en los restantes 85 m es grano y estrato decreciente (Fig. 5). El contacto entre el ciclo 1 y el ciclo 2 no está representado por un cambio de facies sedimentarias sino por un cambio abrupto en la litología de los clastos y en la matriz de los depósitos.

Dentro del Conglomerado Tunuyán se observaron seis cambios de facies abruptos ubicados en la base de los ciclos o dentro de los mismos (Fig. 4). Estos cambios abruptos se producen como consecuencia de la variación en la interacción entre las velocidades de levantamiento, de denudación, de subsidencia y de transporte.

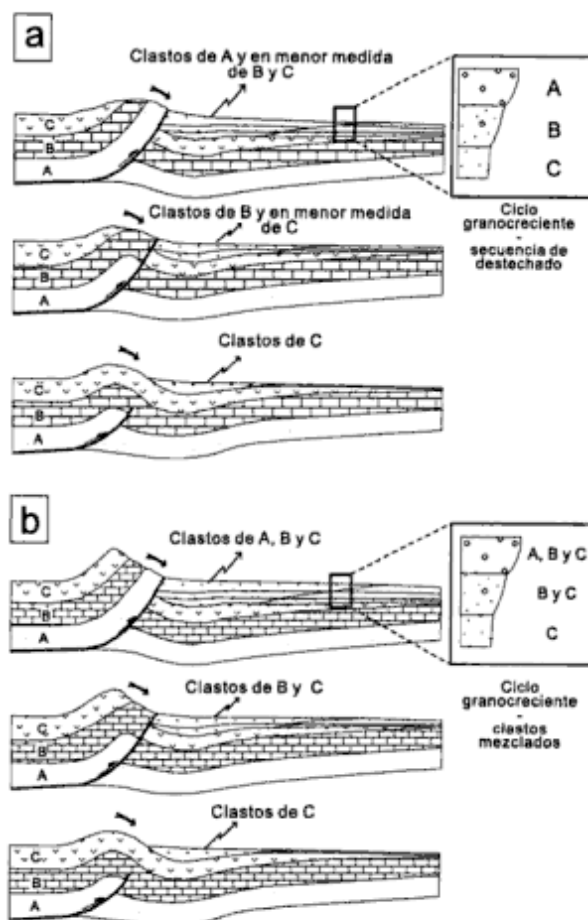


Figura 6: Sección esquemática que muestra a) el levantamiento de una escama tectónica y la formación de una secuencia de destechado en los depósitos sinorogénicos, cuando la velocidad de erosión es mayor que la de levantamiento, b) la generación de depósitos con clastos mezclados cuando la velocidad de levantamiento excede a la de erosión. Modificado de Graham *et al.* 1986.

Estudio de procedencia

La petrología de los clastos depositados en una cuenca de antepaís evidencia la erosión del sistema orogénico responsable de la generación de dicha cuenca. Los cambios en la procedencia de estos clastos registran los distintos pulsos de levantamientos del sistema. Sin embargo, en la relación entre el levantamiento de un cordón y el registro estratigráfico existen diversos factores que deben ser tenidos en cuenta. Steidtmann y Schmitt (1988) señalaron las dificultades para encontrar en el registro estratigráfico la secuencia de destechado del área elevada. Esta secuencia se produce cuando las distintas unidades que componen el alto topográfico son erosionadas secuencialmente (Fig. 6a). Sin embargo, en una faja plegada y corrida de piel fina es común que estas secuencias no se encuentren, sino que los sedimentos hallan sido erosionados conjuntamente y depositados mezclados (Fig. 6b). El hecho de encontrar la secuencia de destechado en los depósitos que representan cada ciclo o no, depende fundamental-

mente de las velocidades de levantamiento y de erosión, y de la complejidad del sistema de drenaje. Cuando la velocidad de erosión excede a la de levantamiento, es probable que cada ciclo granocreciente refleje la secuencia de destechado (Fig. 6a); mientras que si lo contrario sucede, es más probable encontrar clastos mezclados de las distintas litologías (Fig. 6b). Sin embargo, debe tenerse en cuenta la incisión de los canales transversales al rumbo de la falla que pueden erodar y transportar material de las unidades inferiores de la columna estratigráfica (Lawton 1986).

Con el fin de entender la evolución estructural de este sector de la cordillera se han realizado conteos de clastos del Conglomerado Tunuyán y de la Formación Palomares. Los conteos consistieron en delinear un rectángulo sobre el afloramiento de los bancos conglomerádicos, abarcando un mínimo de 50 clastos de tamaño guija hasta bloque. Se diferenciaron entre clastos de sedimentitas clásticas rojas, principalmente areniscas, pertenecientes a la Formación Tordillo y en menor medida a la Formación Diamante; clastos de calizas y pelitas negras del Grupo Mendoza; volcanitas del arco volcánico situado en Chile; metamorfitas del complejo proterozoico; pelitas oscuras de la Formación Alto Tunuyán; granitoides y volcanitas ácidas del Cordón del Portillo. Los resultados de los conteos fueron ploteados con respecto a su posición estratigráfica (Figs. 4 y 5). Distinguir los clastos de areniscas rojas provenientes de la Formación Tordillo, de aquellos que pertenecen a la Formación Diamante es prácticamente imposible. Sin embargo, la participación de clastos de la primera unidad es más importante ya que la Formación Diamante posee un menor espesor en la zona estudiada y una mayor proporción de pelitas con respecto a areniscas, con lo cual la capacidad de generar clastos de esta unidad es baja.

Conglomerados Tunuyán. Los clastos del Conglomerado Tunuyán provienen de la faja plegada y corrida del Aconcagua y del arco volcánico situado inmediatamente al oeste y, en menor medida, del volcanismo de retroarco de Formación Contreras (Fig. 4). En los primeros 190 m de esta formación, ciclo 1, predominan ampliamente los clastos de volcanitas intermedias a básicas provenientes tanto del volcanismo de arco como de retroarco. En los siguientes 460 m, correspondientes al ciclo 2, se encontraron valores uniformes, con predominio de calizas y pelitas negras del Grupo Mendoza, y en segundo lugar areniscas y pelitas rojas de las formaciones Tordillo y Diamante. Siguen siendo importantes las volcanitas y rocas piroclásticas por la proximidad con el arco volcánico y por la probable re sedimentación de los clastos volcánicos. En la base del ciclo 3 se produce un importante incremento en el porcentaje de clastos volcánicos que, por encima de un banco de 50 m de espesor de lavas y brechas andesíticas, arrojan valores de hasta 95% del total de los clas-

tos. Este porcentaje disminuye gradualmente a medida que aumenta el porcentaje de calizas, hasta que a los 900 m éstas constituyen un 90% del total. Hacia arriba disminuyen gradualmente las calizas y aumentan las areniscas y pelitas rojas, hasta que en la parte superior del ciclo 4, estas últimas son más abundantes. En el resto del perfil, ciclo 5, vuelven a prevalecer las calizas y pelitas negras provenientes del Grupo Mendoza.

Dentro del Conglomerado Tunuyán se observaron cuatro cambios abruptos en los porcentajes de las distintas litologías de los clastos (A, B, C y D; Fig. 4). El primero se produce entre los ciclos 1 y 2, donde aparecen los clastos de calizas que antes se encontraban ausentes y dejan de ser predominantes los clastos volcánicos. El siguiente cambio se ubica a los 600 m, entre los ciclos 2 y 3, donde se observa un alto porcentaje de clastos volcánicos. El tercer cambio abrupto se produce dentro del ciclo 3, a los 900 m, donde los clastos de calizas predominan ampliamente. Entre los ciclos 4 y 5 existe un cambio hacia un mayor porcentaje de calizas.

Formación Palomares. Los clastos de la Formación Palomares provienen del sector este de la cuenca y su área de procedencia correspondería al Cordón del Portillo en la Cordillera Frontal. En el momento de su levantamiento este cordón estaría constituido por metamorfitas, pelitas negras y areniscas cuarcílicas, granitos y granodioritas, volcanitas ácidas e intermedias y los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tunuyán (Fig. 3). Estos últimos explicarían la importante presencia de calizas, sedimentitas rojas, volcanitas intermedias y básicas y clastos de conglomerado rojo insertos dentro de clastos metamórficos e ígneos. Sin embargo, otra fuente capaz de aportar tales clastos podrían haber sido los mismos altos topográficos considerados áreas de aporte para el Conglomerado Tunuyán. En el conteo de clastos (Fig. 5) se observa que en el ciclo 1 predominan las pelitas oscuras y los granitoides, indicando que durante ese momento se encontraban expuestas las unidades más jóvenes del basamento prejurásico aflorantes en el sector occidental de la Cordillera Frontal. El hecho de que no se encuentren suficientes clastos de volcanitas ácidas correspondientes al Grupo Choiyoi, indicaría que esta unidad, que se encuentra aflorando en el sector oriental del Cordón del Portillo, no habría sido afectada por el fallamiento. En el ciclo 2, en cambio, se observan por primera vez, clastos del complejo metamórfico proterozoico, lo que evidencia la exhumación y erosión de éste.

Formación Butaló. Los niveles conglomerádicos finos de la Formación Butaló poseen clastos subredondeados, cuyo tamaño no supera los 5 cm, de calizas, pelitas y areniscas rojas, andesitas, pelitas oscuras, basaltos, riolitas, tobas y escasos granitos, lo que sugiere un aporte de material tanto de la Cordillera Frontal como de la Cordillera Principal.

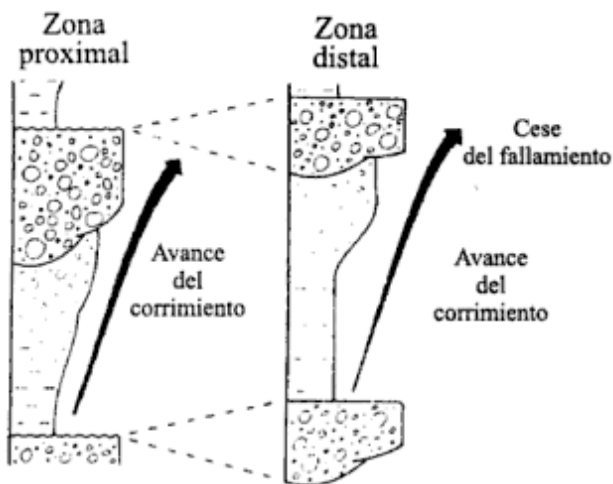


Figura 7: Correlación e interpretación de las secuencias granocrecientes de las zonas proximal y distal de la cuenca de antepaís, basado en el modelo de dos faces (según Heller *et al.*, 1988).

Discusión sobre la relación entre los ciclos sedimentarios y la estructura

El relleno clástico dentro de una cuenca de antepaís está caracterizado por ciclos granocrecientes de decenas a centenas de metros de espesor de sedimentos finos a gruesos. Estos ciclos, junto con los cambios abruptos en la litología de los clastos y de las facies, se atribuyen comúnmente a episodios de pulsos tectónicos separados por períodos de quietud, y en menor medida a cambios climáticos y variaciones hidráulicas.

La relación entre estos pulsos y la edad de los eventos tectónicos desarrollados en el borde de la cuenca de antepaís, ha sido y sigue siendo discutida por diversos autores. De acuerdo con Burbank y Reynolds (1988), con el levantamiento de una escama tectónica se produce un brusco incremento en la energía del ambiente. Consecuentemente el evento tectónico se encuentra evidenciado por una sucesión granocreciente con contacto basal abrupto. Sin embargo, para Jordan *et al.* (1988) no se puede generalizar que un incremento en el espesor cortical producido por una falla generará una progradación de facies ya que puede ocurrir lo contrario. De acuerdo a Flemings y Jordan (1989), la iniciación de una fase de actividad tectónica genera una subsidencia tectónica que excede al aporte de sedimentos. A medida que la actividad tectónica es mantenida el aporte de material aumenta, generando una progradación de facies. Heller *et al.* (1988) propusieron un modelo donde resaltaron la importancia de la subsidencia asimétrica de la cuenca de antepaís. Los autores sugirieron que sólo en las proximidades al pie de las fallas los ciclos granocrecientes evidencian un pulso tectónico, mientras que en las zonas distales de la cuenca estos ciclos representan períodos de tranquilidad tectónica (Fig. 7). Para los sectores proximales de la cuenca,

los ciclos reflejan la interacción entre las variaciones temporales en las velocidades de subsidencia y de sedimentación.

La región estudiada de la cuenca corresponde a la zona proximal al frente orogénico; por lo que a cada ciclo granocreciente se lo ha interpretado como producto de una reactivación tectónica o de la generación de un nuevo corrimiento. Los primeros 150 m del ciclo 1, constituidos por facies de abanicos proximales, representan la destrucción de una fuente local de rocas volcánicas que podría corresponder a la Formación Contreras, mientras que la parte superior del ciclo, con facies de abanicos medios, representa la elevación de las rocas volcánicas que constituyen el arco volcánico situado en Chile. La base del ciclo 2 evidencia la exposición en superficie de las secuencias mesozoicas. Este ciclo posee una mezcla de clastos tanto de estas secuencias como de las rocas del arco, y podría corresponder tanto a un período donde la velocidad de levantamiento de una escama tectónica excede a la velocidad de denudación (Fig. 6b), como a un período de importante incisión de los canales fluviales. Si el ciclo 2 representa la incisión de un nuevo corrimiento o no, no puede ser determinado ya que la aparición de una nueva litología dentro de los clastos no está acompañado de un cambio importante en las facies sedimentarias. La aparición de clastos de las secuencias mesozoicas podría deberse al levantamiento de una escama tectónica o bien a la exposición en superficie de esa litología a medida de que las rocas volcánicas fueron erodadas o como consecuencia de un nuevo pulso de levantamiento en la misma falla.

El ciclo 3 representa una secuencia de destechado (Fig. 6a) donde las rocas volcánicas fueron primeramente erosionadas y luego las calizas fueron expuestas. La escasa proporción de areniscas rojas en este ciclo sugiere que la única unidad expuesta correspondería a la Formación Diamante y no a la Formación Tordillo. El ciclo 4, al igual que el ciclo 3, corresponde a una secuencia de destechado; sin embargo, aquí las volcanitas no son tan importantes por la lejanía al arco; el Grupo Mendoza fue expuesto primero y luego la Formación Tordillo. En la base del ciclo 5 se produce un incremento en el porcentaje de calizas que hacia el tope del ciclo continúan aumentando a medida de que la proporción de areniscas rojas y volcanitas disminuye.

El comienzo de los ciclos grano y estrato crecientes, 3, 4 y 5, coincide con cambios en la litología de los clastos. Esta coincidencia sugiere la posibilidad de que estos últimos ciclos estén relacionados con la generación de nuevas escamas tectónicas dentro de la faja plegada y corrida. Se observa además, que mientras las calizas y pelitas negras aumentan abruptamente de a pulsos (A, C y D; Fig. 4), las sedimentitas rojas lo hacen paulatinamente luego de producidos estos pulsos. Este hecho se debe principalmente a la distinta erodabilidad de estas dos litologías; y en menor medida a que las cali-

zas son expuestas abruptamente como respuesta a la generación de una nueva falla mientras que las areniscas rojas de la Formación Tordillo lo hacen gradualmente a medida que son elevadas por la rampa basal.

Discordancias erosivas dentro de los depósitos sinorogénicos

Las discordancias halladas dentro del registro estratigráfico de la cuenca ofrecen claras evidencias de disrupciones tectónicas. Estas discordancias se desarrollan próximas a los corrimientos y se supone que el hiatus que representaban disminuye rápidamente al alejarse de los mismos ya que la erosión es mayor cerca de las fallas (Burbank y Reynolds 1988).

Dentro del registro estratigráfico de la comarca estudiada se encontraron dos discordancias importantes (Giambiagi 1999b) (Fig. 8). La primera discordancia, denominada Dn1, se ubica entre el Conglomerado Tunuyán y la Formación Palomares. Ha sido reconocida por Criado Roque (1950) en el sur de la provincia de Mendoza y por Polanski (1957) en la zona de estudio, quien la correlacionó con la segunda fase del Primer Movimiento de Groeber (1951). Se la observa en las nacientes del arroyo Chileno donde los conglomerados tobáceos blancos del Miembro inferior de la Formación Palomares se sobreponen al Conglomerado Tunuyán mediante una superficie de erosión. También se observa en el cerro Palomares donde el Conglomerado Tunuyán, que había sido elevado por me-

dio de una falla con despegue en las secuencias mesozoicas, se encuentra erosionado y por encima se depositaron los conglomerados tobáceos blancos. Esta discordancia que en el sector occidental se presenta levemente angular y en el sector central fuertemente angular, ha sido interpretada como una discordancia angular, generada a partir del levantamiento de la Cordillera Frontal responsable de la inclinación diferencial del basamento de la cuenca.

La segunda discordancia, Dn2, entre la Formación Butaló y las unidades subyacentes, se observa en dos sectores de la región estudiada: central y oriental. Ha sido reconocida por Baulies (1951) en la región del río Colorado, quien señaló una importante discordancia angular entre el Conglomerado Tunuyán y la Formación Papal, correlacionada con la Formación Butaló; y por Polanski (1957) en la zona del río Palomares. En el sector occidental de la zona estudiada, en las nacientes del arroyo Chileno (Fig. 2), los sedimentos finos de la Formación Butaló sobreyacen mediante un contacto transicional al Miembro superior de la Formación Palomares. En el sector central, en el anticlinal del Peñón, esta discordancia es más evidente aún ya que la Formación Butaló se sobrepone por encima del banco de lavas y brechas andesíticas del Conglomerado Tunuyán, mediante un contacto erosivo y fuertemente angular (Fig. 2 y 8). La actitud de los estratos de la Formación Butaló evidencia que esta discordancia no está genéticamente relacionada con el desarrollo del anticlinal, ya que la discordancia se generó con anterioridad y fue posteriormente afectada

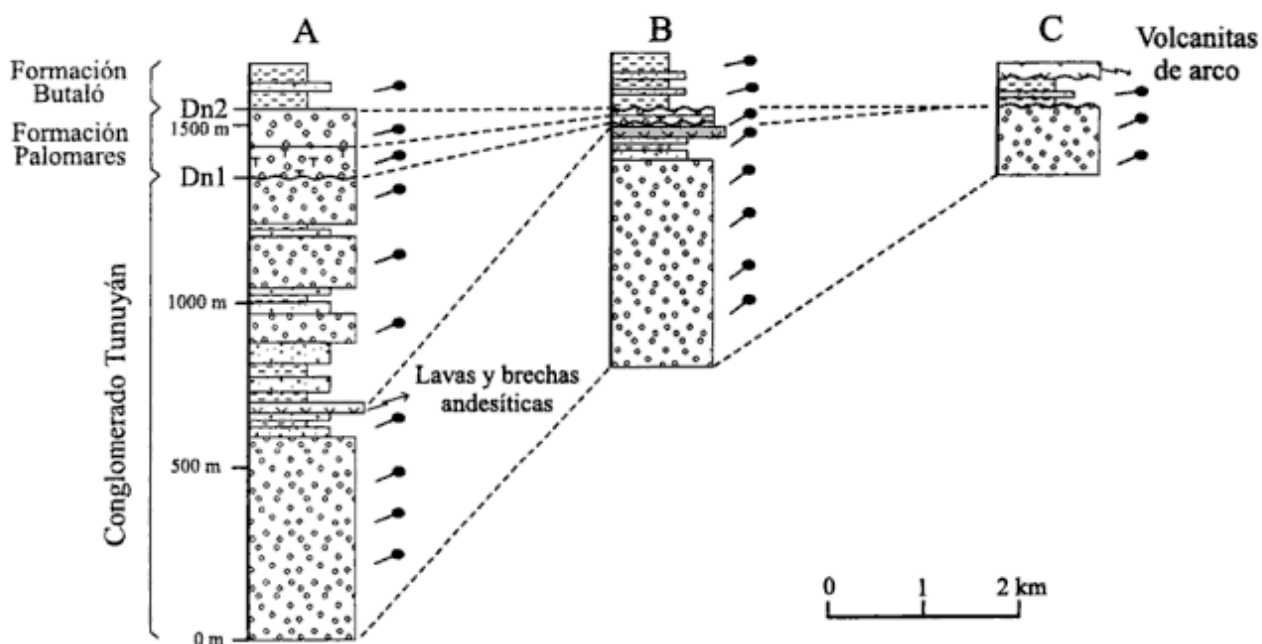


Figura 8: Esquema de los espesores y discordancias halladas (Dn1 y Dn2) entre los depósitos neógenos en los sectores occidental, central y oriental de la cuenca. **A,** Perfil de las nacientes del arroyo Chileno. **B,** Perfil del arroyo Peñón. **C,** Perfil del arroyo Zanja.

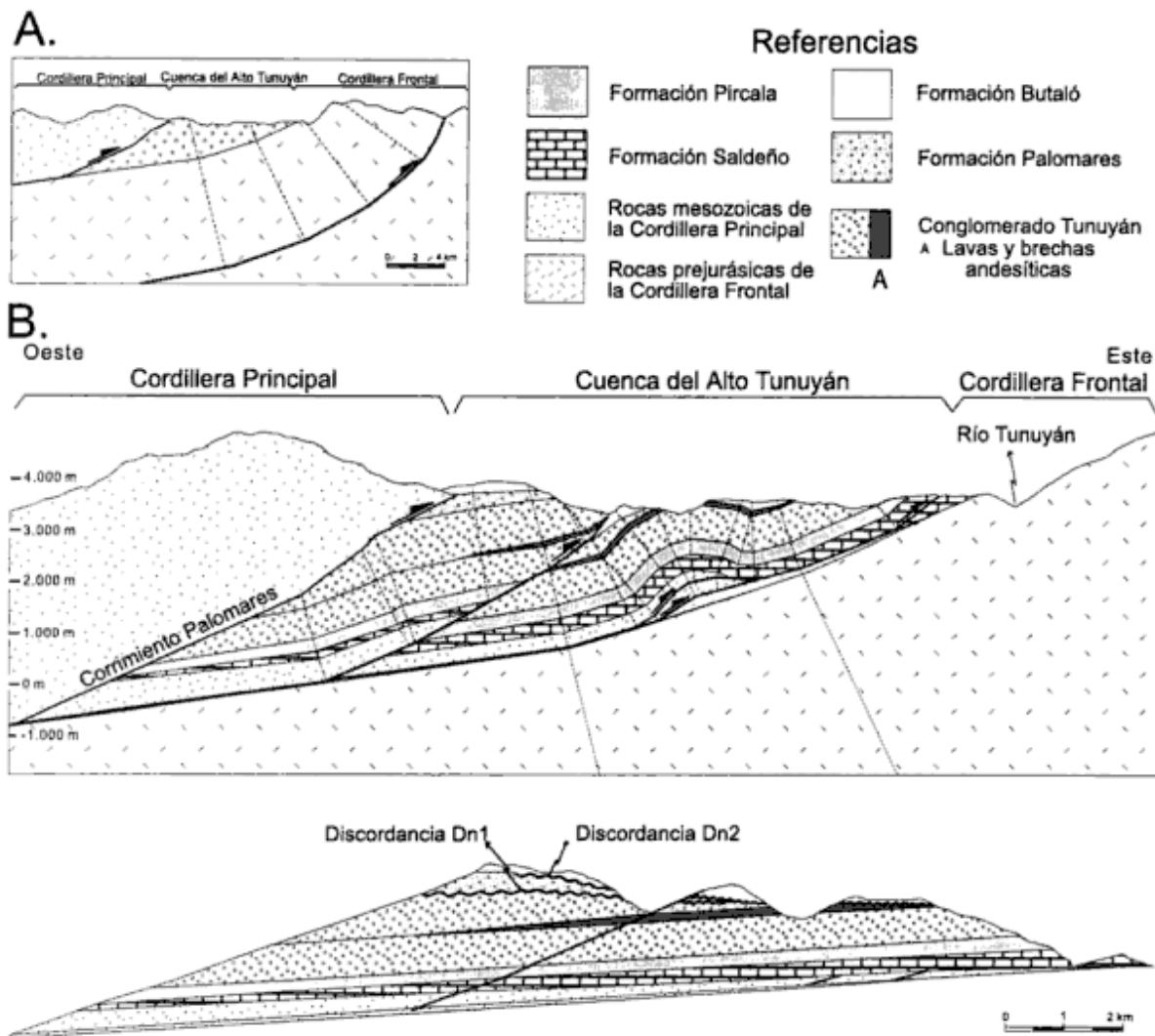


Figura 9: A, Sección esquemática donde se muestra como la generación de una falla profunda en el basamento cristalino responsable del levantamiento de la Cordillera Frontal inclina diferencialmente al basamento de la cuenca de antepaís partida. B, Perfil estructural balanceado y reconstrucción palinspástica de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán.

por el plegamiento. En el sector oriental, en las nacientes del arroyo Zanja, esta discordancia es aún más evidente ya que la Formación Butaló se sobrepone por encima de la parte inferior del Conglomerado Tunuyán. En este sector, están ausentes más de 800 m de depósitos sinorogénicos correspondientes al sector superior del Conglomerado Tunuyán. Esto indicaría una fuerte erosión en el sector oriental de la cuenca; o bien, la existencia de una cuña depositacional controlada por la generación de estructuras dentro de la cuenca. La presencia de la discordancia Dn1, genéticamente ligada al levantamiento de la Cordillera Frontal y el avance de la deformación de la faja plegada y corrida hacia el antepaís, estructurando la cuenca, sugieren que ambos procesos fueron los responsables de esta ausencia. El levantamiento de la Cordillera Frontal se habría producido por medio de una falla profunda que elevaría e inclinaría al basamento que se encuentra por debajo del sector oriental de la

cuenca, levantando así a los depósitos sinorogénicos diferencialmente.

Estructura de la cuenca de antepaís

La estructura de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán se caracteriza por fallas inversas de bajo ángulo y pliegues que evidencian una fuerte deformación compresiva cenozoica. Esta deformación afectó a las tres unidades neógenas conjuntamente con posterioridad a la depositación de las mismas. El lineamiento principal posee un rumbo aproximadamente meridional marcado por una serie de corrimientos, con inclinaciones hacia el oeste y vergencia al este.

El límite oriental de los afloramientos de los depósitos sinorogénicos corresponde al contacto discordante entre el conglomerado residual de la Formación Salde-

ño y la Formación Alto Tunuyán perteneciente al basamento prejurásico. Este basamento es considerado como antepaís de la estructuración ándica de la faja plegada y corrida del Aconcagüa (Cegarra y Ramos 1996), aunque también se encuentra afectado por la tectónica ándica responsable del levantamiento de la Cordillera Frontal.

Los depósitos neógenos se encuentran fallados al norte del río Palomares y plegados al sur, constituyendo un anticlinal y un sinclinal asimétricos, de ejes submeridionales y buzantes al norte. Sobre el margen derecho del arroyo Chileno corre el corrimiento homónimo de escaso rechazo responsable del cabalgamiento del Conglomerado Tunuyán por encima de la Formación Butaló. El corrimiento pierde rechazo rápidamente hacia el norte, donde no se lo observa. El corrimiento Palomares que aflora en el faldeo oriental del Cordón de Jorge y del cerro Palomares es el responsable del levantamiento de la secuencia mesozoica por encima del Conglomerado Tunuyán y de la Formación Palomares. Estos depósitos muestran, en este sector, una actitud homoclinal con suave inclinación al oeste de aproximadamente 4° a 5°. Es importante resaltar que este corrimiento, que levanta una nueva escama tectónica de la faja plegada y corrida, se produjo con anterioridad a la depositación de las sedimentitas de la Formación Butaló ya que éstas lo cubren discordantemente (Fig. 2).

El perfil estructural balanceado (Fig. 9) corresponde a una sección transversal a la estructura desde el cerro Palomares hasta el contacto entre el conglomerado residual de la Formación Saldeño y el basamento prejurásico (A-B, Fig. 2). Para salvar la carencia de datos sobre la profundidad del basamento prejurásico se ha determinado el espesor de los depósitos terciarios y se ha calculado el espesor de la secuencia mesozoica en la primera lámina de corrimiento situada al oeste del corrimiento Palomares. Este último espesor se lo ha acuñado 2° hacia el este ya que en el bloque autóctono se encuentra ausente y la Formación Saldeño se apoya sobre el basamento.

La inclinación hacia el retropaís del basamento cristalino debida al apilamiento tectónico se ha estimado en 4° aproximadamente. Sin embargo, en el contacto entre la Formación Saldeño y el basamento se observa que este último inclina 20° al oeste. Esta variación en el ángulo de inclinación es consecuencia del levantamiento de la Cordillera Frontal que inclinó al basamento cercano a ésta por medio de una falla profunda que no afectó a las zonas más distales (Fig. 9a). El límite en superficie entre la inclinación de 20° y 4° del basamento se advierte al oeste del arroyo Chileno donde se registra una disminución de aproximadamente 10° en la inclinación de los estratos (Fig. 9b). Entre el arroyo Chileno y el eje del sinclinal la inclinación del basamento ha sido calculada en 12° a partir de la actitud de las unidades en superficie.

La reconstrucción palinspástica del perfil balanceado

a lo largo de la traza A-B (Fig. 2) permite verificar la viabilidad de la estructura representada y calcular el acortamiento mínimo a lo largo de la sección analizada (Fig. 9). Para reconstruir las paleopendientes regionales se siguió el criterio de Legarreta y Gulisano (1989) quienes dividieron a los depósitos cretácico tardío - paleocenos del sur de Mendoza en dos mesosecuencias, Neuquén (94-80 Ma) y Malargüe (80-55 Ma). Estos autores describieron para la primera mesosecuencia una marcada expansión hacia el antepaís de los depósitos continentales con una pendiente regional hacia el oeste, mientras que para la segunda mesosecuencia registraron una notable inversión de la pendiente regional hacia el este. Para la zona de estudio se interpreta que durante la depositación de las secuencias mesozoicas la paleopendiente inclinaría entre 1° y 2° al oeste, mientras que para la Formación Saldeño, ubicada en el extremo norte de la cuenca, la pendiente regional sería 2° hacia el sudeste. Esto ha sido sugerido por Polanski (1957) quien interpretó que durante la depositación de la Formación Saldeño el Cordón del Portillo correspondía a un área positiva. Por ello se infiere una paleopendiente de 1,5° (en la dirección de la traza del perfil en el momento de la depositación de la Formación Saldeño). Mientras que para las formaciones Auquilco y Tordillo y para el Grupo Mendoza la paleopendiente regional inclinaría 1,5° hacia el oeste. Esto produce un acuñaamiento de estas unidades, que desaparecen en el contacto entre la Formación Saldeño y el basamento.

El método permitió calcular un acortamiento mínimo para la cuenca de antepaís de 3,5 km los cuales representan un 17,4% de la longitud inicial. Este porcentaje representa el grado de canibalización de la cuenca de antepaís.

Modelo propuesto

El modelo presentado en este trabajo propone reconstruir la historia neógena de la cuenca situada entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal a los 33°40' de latitud sur. La cuenca de antepaís del Alto Tunuyán se desarrolló durante el Mioceno temprano a medio, como respuesta al levantamiento de la faja plegada y corrida del Aconcagüa. Durante todo este período el arco volcánico, representado por la Formación Farellones, se encontraba en el sector chileno de la Cordillera Principal. Los primeros metros del Conglomerado Tunuyán se depositaron intercalados con las volcánicas de retroarco de la Formación Contreras emplazadas en una corteza de un espesor normal o levemente atenuado. El Conglomerado Tunuyán depositado por encima de la Formación Pircala mediante una paraconcordancia sugiere que hasta el momento previo a su depositación no existía estructuración de la faja plegada y corrida a estas latitudes.

Con el comienzo de la deformación de la Cordillera

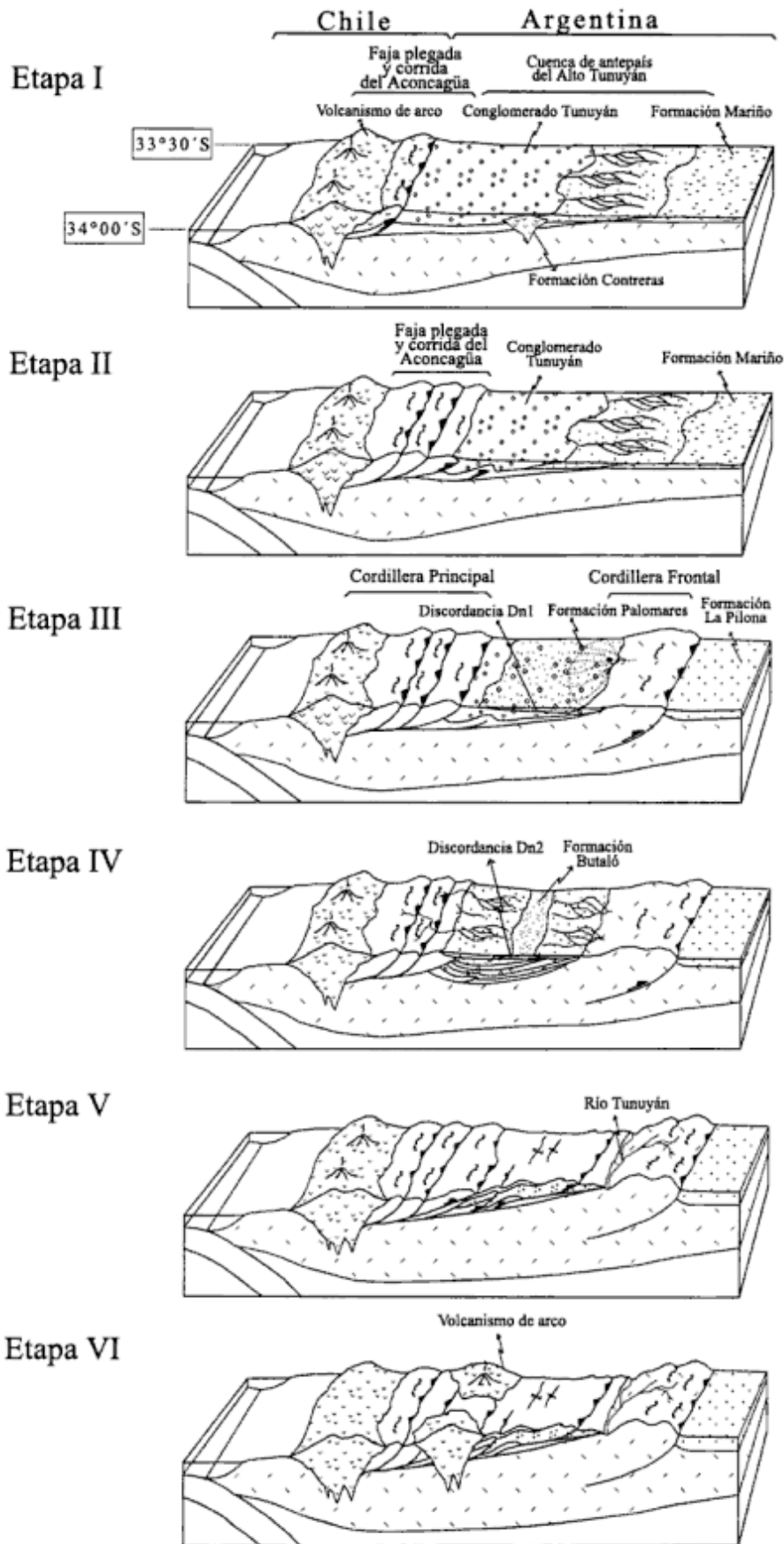


Figura 10: Esquema de la evolución tectónica neógena de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán.

Principal, durante el Mioceno temprano, se elevaron inicialmente las rocas volcánicas del arco. Estas volcánicas, junto con las rocas volcánicas de retroarco, constituirían el material clástico del primer ciclo granodecreciente observado en los depósitos del Conglomerado Tunuyán (Fig. 10, etapa I). Durante este período las secuencias mesozoicas no se encontraban expuestas en el área de aporte.

La exposición en superficie de las secuencias mesozoicas a medida que la deformación se desplazaba hacia el antepaís, durante el Mioceno medio, queda registrada en los siguientes cuatro ciclos grano y estrato crecientes del Conglomerado Tunuyán (Fig. 10, etapa II). El ciclo 2 representa una secuencia de mezcla de clastos de las distintas litologías, indicando una velocidad de levantamiento de la escama tectónica mayor que la velocidad de denudación. El cambio de facies conglomerádicas gruesas del ciclo 1 a facies arenosas y conglomerádicas del ciclo 2 coincide con un cambio abrupto en la composición de los clastos. En este caso, el cambio de facies sedimentarias estaría condicionado principalmente por el cambio en la litología del área de aporte. Los ciclos 3 y 4 corresponden a dos secuencias de destechado de las láminas tectónicas elevadas, donde la velocidad de levantamiento es similar o menor a la de denudación. El ciclo 5 representa nuevamente una secuencia de mezcla.

Posteriormente, la faja plegada y corrida fue progresivamente desactivada y el frente de deformación comenzó a migrar hacia el este elevando la Cordillera Frontal a través de fallas profundas en el basamento. Estas fallas levantaron e inclinaron al basamento de la cuenca de antepaís, generando la discordancia erosiva Dn1. Los materiales clásticos fueron reciclados dentro de la cuenca y redepositados dentro de la Formación Palomares junto con clastos provenientes de la Cordillera Frontal. En esta etapa, siguiendo los criterios propuestos por Jordan (1995), la cuenca se encontraría sobrecolmatada como respuesta a un alto flujo de sedimentos y una baja velocidad en el avance del frente de corrimientos y correspondería a una cuenca de antepaís partida (*broken foreland basin*) (Fig. 10, etapa III).

El levantamiento de la Cordillera Frontal continuó durante el Mioceno tardío, inclinándose aún más el basamento en el sector oriental de la cuenca y generando la erosión de los depósitos sinorogénicos de la Formación Palomares en este sector. La presencia de la discordancia sintectónica Dn2 evidencia un levantamiento acelerado durante la depositación de los conglomerados de la Formación Palomares, y luego desacelerado durante la depositación de las sedimentitas de la Formación Butaló. Estas últimas sedimentitas se depositaron en un ambiente de bajada situado entre ambas cordilleras, en una cuenca subcolmatada debido al escaso aporte de detritos, en un período de quietud tectónica dentro de la Cordillera Principal (Fig. 10, etapa IV).

La historia de deformación del orógeno andino en esta latitud continuó con la reactivación de la faja plega-

da y corrida, y la estructuración de los depósitos sinorogénicos. Esto se produjo como respuesta al bloqueo del frente orogénico del sistema, situado al este de la Cordillera Frontal, que impidió la migración de la deformación hacia el antepaís (Fig. 10, etapa V). En este período la cuenca sufrió un acortamiento orogénico mínimo de 3,5 kilómetros.

Posteriormente, a partir del Mioceno tardío altoplioceno temprano, se produjo la migración del arco volcánico hacia el este hasta su posición actual en el límite argentino-chileno (Fig. 1). Este volcanismo cubrió discordantemente a los depósitos sinorogénicos de la cuenca y se emplazó en una corteza engrosada (Fig. 10, etapa VI).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con fondos del Subsidio UBACYT TW87 de la Universidad de Buenos Aires. La autora desea agradecer a Víctor A. Ramos por la supervisión del trabajo y lectura crítica del texto; a Carla Buono, Sergio Ort, Patricio Vazquez Calvo y Emilio Rocha por su apoyo en las tareas de campo; y especialmente a los árbitros Teresa Jordan y Leonardo Legarreta por sus correcciones y sugerencias.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armando, V., 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán, entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al norte del río Tunuyán. Universidad Nacional de La Plata, tesis N° 150, 112 pp. (Inédito), La Plata.
- Bauliés, O. L., 1951. Levantamiento geológico de la Hoja 25 a-b Alto valle del río Tunuyán (1:100.000), Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. 98 p. (Inédito).
- Burbank, D. W. y Reynolds, R. G., 1988. Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: applications to the northwestern Himalaya. En: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer - Verlag: 353-366, New York.
- Cegarra, M. 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*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires.
- Criado Roque, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 5 (4): 233-255.
- Darwin, Ch. R., 1846. *Geological observations in South America. Being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle, during the years 1832 to 1836*. Smith, Elder & Co., 279 pp., London.
- Flemings, P. B. y Jordan, T. E., 1989. A syntectonic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research*, 94: 3851-3866. Washington.
- Giambiagi, L. B., 1999a. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. Re-

- vista Asociación Geológica Argentina, 54(1): 469-479.
- Giambiagi, L. B., 1999b. Las discordancias erosivas dentro de los depósitos sinorogénicos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, Mendoza. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 494-494.
- Giambiagi, L. B. y Tunik, M. A., 1997. Depósitos finicretácicos - terciarios de la región del río Palomares. Provincia de Mendoza. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta)*, 1: 494-498, Santiago.
- Graham, S. A., Tolson, R. B., DeCelles, P. G., Ingersoll, R. V., Bargar, E., Caldwell, M., Cavazza, R. V., Edwards, D. P., Follo, M. F., Handsc, J. R., Lemke, L., Moxon, I., Rice, R., Smith, G. A. y White, J., 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. En: Allen, P. A. y Homewood, P. (Eds.): *Foreland Basins. International Association of Sedimentologist, Special Publication*, 8: 141-152.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30' S. *Museo Argentino Bernardino Rivadavia, Revista Ciencias Geológicas*, 1(5): 13-52, Buenos Aires.
- Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S. y Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501-504, Boulder.
- Irigoyen, M. V., Ramos, V. A. y Brown, R., 1998. Magnetostratigraphy and ⁴⁰Ar - ³⁹Ar dating of the Neogene synorogenic strata of Northern Mendoza, Argentina: tectonic implications. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 140, Buenos Aires.
- Jordan, T. E., 1995. Retroarc foreland and related basin. En: Speara, C. y Ingersoll, R. V. (Eds.): *Tectonic of sedimentary Basins. Blackwell Scientific*: 331-362, Cambridge.
- Jordan, T. E., Flemings, P. B. y Beer, J. A., 1988. Dating thrust fault activity by use of foreland basin strata. En: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag*: 307-330, New York.
- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. A., 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I (18)*: 235-256, Buenos Aires.
- Lawton, T. F., 1986. Compositional trends within a clastic wedge adjacent to a fold-thrust belt: Indianola Group, central Utah, U.S.A. En: Allen, P. A. y Homewood, P. (Eds.): *Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication* 8: 411-423.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica, Serie* 6: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Pángaro, F., Godoy, E. y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del cerro Palomares (33-35° S). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 315-324, Buenos Aires.
- Pascual, R., 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán, entre Mesón San Juan y el río Palomares al oeste del alto río Tunuyán. Tesis Universidad de La Plata, 150, 135 p. (Inédito).
- Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del terciario de la depresión intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. *Contribución Científica Serie Geología*, 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a-b - Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 98: 1-92, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 1(2): 104-118, Antofagasta.
- Ramos, V. A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino-Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes (33°30' S). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 337-352, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Kay, S. M., Page, R. N. y Munizaga, F., 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. En: Coira, B. (Ed.): *Simpósio de Volcanismo Andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 336-352.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2): 205-214.
- Steidtmann, J. R. y Schmitt, J. G., 1988. Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrust terrains. En: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag*: 353-366, New York.
- Tunik, M., 1996. Geología del sur del río Palomares inferior, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 111 p. (Inédito).

Recibido: 4 de setiembre, 1998

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut

Nora G. CABALERI^{1,2} y Claudia ARMELLA¹

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), CONICET, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Lacustrine facies from Cañadon Asfalto Formation (Callovian-Oxfordian), Las Chacritas, Cerro Cóndor, Chubut province.* The lower section of Cañadón Asfalto Formation (Callovian-Oxfordian) is located at Las Chacritas, Cerro Cóndor area, on the middle course of Chubut River. It is represented by lacustrine carbonate facies with interbedded volcanic layers accumulated in the rift system of the Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin. Eight microfacies (MF), defining the lake environments, and three biohermal facies (MFB) corresponding to an extensive microbialitic belt overlying eulittoral sediments have been recognized: The microfacies are: MF1, mudstone with microbial lamination, related to supralittoral shallow ponds; MF2, biohermal intraclastic floatstone linked to storm episodes; culminating with evaporitic levels; MF3, mudstone with evidence of dessication formed in stagnant water; MF4, microbial-peloidal mudstone/wackestone with evidence of sporadic wave currents, in a eulittoral environment; MF5, intraclastic grainstone/rudstone with pedogenic alterations showing evidence of wave action in a eulittoral area; MF6, oncoidal floatstone interpreted as an hiperconcentrated flow; MF7: Bio-intra-siliciclastic packstone/wackestone accumulated in infralittoral conditions and MF8, silicified bulbous stromatolites related to the outlet of fluvial channels. The biohermal facies are: MFB9, mudstone with stromatolites and wackestone levels; MFB10, planar stromatolites and MFB11, hemispherical stromatolites with chalk crust. Behind the biohermal belt, palustrine limestones locally show layers with episodic storm floods. The microfacial and facial distribution represents expansion and contraction cycles of a closed lake, controlled mainly by the precipitations.

Introducción

La Formación Cañadón Asfalto ha sido descripta como una de las unidades litoestratigráficas más importantes del Jurásico en la Patagonia Extraandina. Los primeros trabajos realizados en el valle del Río Chubut medio se deben a Piatnitzky (1936), quien denominó a la secuencia sedimentaria "Capas con Estherias", aunque con posterioridad Flores (1948) las describió como "Sección Esquistosa en la Serie Porfirica" y Feruglio (1949) la menciona como "Sección superior del Complejo de Olte". Petersen (1946) realizó un mapa geológico detallado de la región, que actualmente es utilizado como referencia. En estas primeras investigaciones se incluyen los trabajos realizados por Groeber (1942), Suerro (1946) y Flores (1956, 1957). Basados en los antecedentes disponibles y en investigaciones propias, Stipanovic *et al.* (1968) aportaron una nueva interpretación cronoestratigráfica general de las formaciones pre-nonianas presentes en el macizo Nordpatagónico y nominan Formación Cañadón Asfalto a un conjunto de depósitos que asignan al Caloviano-Oxfordiano, inte-

grado por rocas volcánicas, bioquímicas, epiclásticas y piroclásticas, con una flora fósil determinada por Frenaguelli (1949). Los primeros estudios bioestratigráficos, paleoecológicos y paleontológicos de la sección inferior de la Formación Cañadón Asfalto en la quebrada Las Chacras (Cerro Cóndor) fueron realizados por Tach y Volkheimer (1970). Turner (1983) hizo el mapa geológico de la región, información que fue complementada con los mapas de las zonas adyacentes de Nullo (1983) y Proserpio (1987). Otros estudios de relevante importancia son la síntesis de Lesta y Ferello (1972), los trabajos de Cortés y Baldoni (1984), Musacchio *et al.* (1986), Cortés (1990), y Franchi *et al.* (1989, en Figari *et al.* 1994), entre otros. Un importante aporte al conocimiento de la región lo brindaron los estudios llevados a cabo por los geólogos de YPF, entre los que se destacan Nakayama (1972, 1973) y Chebli (1973). En los últimos años se ha interpretado la evolución de la Cuenca Cañadón Asfalto con la valiosa contribución de los estudios estratigráficos llevados a cabo por Homoc *et al.* (1991, en Cortiñas 1996) y tectosedimentarios realizados por Figari y Courtade (1993), Figari y García (1992), Figari *et al.* (1992, en Cortiñas 1996) y Cortiñas

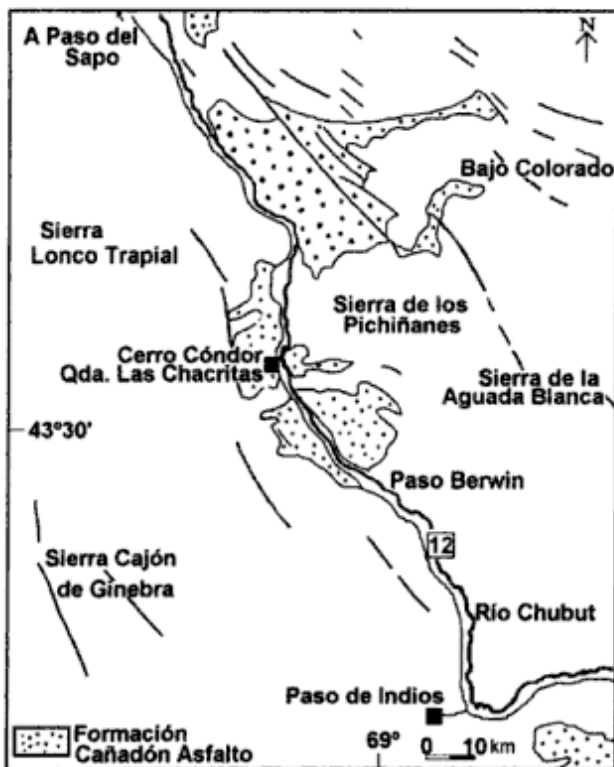


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto en el río Chubut Medio. Localización del perfil estudiado en la quebrada Las Chacritas.

(1996), quien establece los límites de la Cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto y hace referencia a sus posibilidades exploratorias. Estudios paleomagnéticos en las unidades jurásicas, aflorantes en el área del Río Chubut, fueron realizados por Geuna (1993) y Geuna *et al.* (1993).

La cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto se extiende desde el sur de la provincia del Río Negro y norte del Chubut, abarca la región central de la Patagonia Septentrional con una extensión de aproximadamente 72.000 km² de superficie. La cuenca se ha desarrollado sobre un basamento en el que existen cubetas cuneiformes, con uno de sus flancos limitados por fallas normales y listricas en profundidad. Los hemigrabenes de elongación general NO-SE, constituyen un sistema de *rift*, formado por esfuerzos extensivos a transtensivos que fueron afectados por una deformación póstuma (Figari y Courtade 1993). El principal registro sedimentario del evento extensional es la Formación Cañadón Asfalto, dividida en la localidad tipo en dos secciones estratigráficas. La inferior está compuesta por sedimentitas lacustres intercaladas con coladas basálticas y flujos piroclásticos, la cual fue incluida en la Megasecuencia I definida por Homoc *et al.* (1991, en Figari *et al.* 1994). La sección superior está representada por niveles de pelitas lacustres con *Estheria*, flujos de escarpa de falla y depósitos fluvio-deltaicos y corresponden a la Megasecuencia II de los mismos autores.

El contenido paleontológico de la Formación Ca-

ñadón Asfalto es rico en asociaciones de palinomorfos y microfósiles calcáreos que indican una edad caloviana-oxfordiana (Stipanovic *et al.* 1968; Stipanovic y Bonetti 1969; Tach y Volkheimer 1970). Mussachio (1995) reporta la presencia de ostrácodos dulceacuícolas de la Asociación de *Darwinula magna* del Lías tardío?-Dogger. En los "Estratos de Almada" con *Tharria ferugloi*, este autor reconoce ostrácodos lacustres de la Zona local de *Barrancalensis* del Jurásico medio (Caloviano?)-Jurásico superior. Estos términos son corroborados por la presencia de asociaciones típicas de reptiles terrestres del Caloviano (Bonaparte 1986). Los datos de taflores, si bien no son determinativos de la edad, debido a que no son fósiles guías, aunados con evidencias paleontológicas, sugieren una edad Jurásico medio para los afloramientos ubicados al sur de la localidad tipo (Baldoni 1986).

Esta unidad yace en suave discordancia sobre la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Lonco Trapial (Megasecuencia I), la que representa depósitos de abanicos aluviales vinculados a escarpa de falla, en una etapa de hemigraben juvenil, de edad bajociana-bathoniana.

Los depósitos cretácicos se habrían acumulado en una etapa de *postrift*, con una fase de reactivación y control tectónico en la sedimentación continental de la Formación Los Adobes, Megasecuencia II (Figari y Courtade 1993), que cubrieron en marcada discordancia regional a la Formación Cañadón Asfalto.

La sección estudiada se encuentra situada en la quebrada Las Chacritas que desemboca en la localidad de Cerro Cóndor, ubicada sobre el borde oriental de la Sierra de Lonco Trapial, en la margen derecha del río Chubut. Se accede a la aldea de Cerro Cóndor a través de la ruta N°12 desde las localidades de Paso de Indios o Paso del Sapo. Las mejores exposiciones del perfil se reconocieron a 800 m de la desembocadura de la quebrada (Fig. 1).

El propósito de este primer trabajo es establecer la distribución de facies en la localidad para reconstruir la paleogeografía de la cuenca lacustre e integrarla con los estudios emprendidos en las secciones situadas en las inmediaciones de Cerro Cóndor.

Metodología

En la quebrada Las Chacritas se levantaron dos perfiles para análisis de microfácies que abarcan la sección inferior de la secuencia carbonática. Los trabajos se llevaron a cabo durante dos campañas. En la primera (año 1995) se hizo un muestreo de registro con recolección de muestras de todos los bancos y de sus variaciones laterales. Se identificaron los tipos de facies en el campo y se realizó el análisis de secciones delgadas; con los datos aportados se estableció un patrón inicial de facies. A estos resultados se sumaron los obtenidos

durante una campaña posterior (año 1996) donde se efectuó el muestreo estadístico en intervalos de 20 cm, en las secciones donde se observaron las mayores variaciones faciales y microfaciales. En esta oportunidad se completó el perfil con los criterios de muestreo antes mencionados, hasta abarcar la sección de la quebrada situada al norte de Cerro Cóndor, cubriendo un espesor de 630 metros. En laboratorio se estudiaron las secciones delgadas que fueron analizadas según las técnicas aplicadas en microfacies descritas en Armella *et al.* (1996) y modificadas según Arp (1995) para el estudio de carbonatos no marinos.

Microfacies

En los perfiles de la quebrada Las Chacritas se establecieron ocho microfacies (MF) que definen el cuerpo lacustre y tres facies biohermales (MFB) que caracterizan el cinturón microbialítico. La faja biohermal se extiende fuera del entorno de la quebrada Las Chacritas, y se la puede continuar tanto al norte, como al sur de esta localidad.

MF1: Mudstone con laminación microbialítica (Fig. 2a)

La laminación muy fina, está constituida por estromatolitos de micrita gruesa oscura formada por microcristales de calcita y materia orgánica, los cuales presentan perfiles ondulados y aparecen formando sets de niveles lenticulares de 10 cm de espesor de chert negro, sin estructura interna. En la microestructura se observa un predominio de peloides pedogénicos (20%), de color castaño oscuro, en los cuales predominan las formas elipsoidales a subesféricas con cortezas laminadas de 5 µm de espesor. El tamaño de estas partículas varía entre 20 y 100 micrones. En estas láminas de micrita gruesa oscura, no se observan filamentos algales y presentan aislados poros (2%) de contornos lobulados. Las láminas claras de microesparita constituyen niveles lenticulares de 5 cm de espesor, de fábrica fenestral con poros rellenos por calcita. A menudo están intercalados con niveles de peloides en contacto transicional. Se observan moldes de filamentos algales de 20 µm de diámetro pobremente preservados (Grupo A-I: *Indeterminate size filaments* Tipo 3 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los escasos filamentos son subhorizontales y están rellenos por microesparita, atribuidos a huevos de insectos (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Es frecuente encontrar en estas láminas esferas (10%) de 130 µm formadas por microesparita, con delgados films de micrita oscura. Los intraclastos son raros (1%), prolados y su composición es similar a las láminas oscuras, presentan envolturas micríticas formadas por algas filamentosas. La bioturbación es en forma de nidos producidos por excavación y están rellenos

por peloides de micrita oscura con materia orgánica y sin estructura interna.

Interpretación. Las características de la laminación, la presencia de filamentos algales y la fábrica fenestral, son propias de la actividad metabólica de las comunidades microbianas dominadas por cianobacterias en ambiente supralitoral. Asimismo, la segregación y aglutinamiento del fango original debido a procesos pedogénicos son indicativos de este subambiente. El sustrato fue suficientemente blando como para permitir la expansión de organismos infaunales. En este medio se formaron zonas estancas propicias para el desarrollo de huevos de insectos.

MF2. Floastone con intraclastos biohermales (Fig. 2b,c)

Los componentes (40% de la roca) están constituidos principalmente por partículas con recubrimientos pedogénicos con laminación micrítica (Arp 1995). Los intraclastos (33%) están representados por individuos subangulosos de tamaños variables (1,5-0,3 cm), su composición es de micrita/microesparita heterogénea y de micrita con microestructura peloidal, probablemente derivados de la MF1. Los intraclastos más pequeños (2-5 mm) están bien redondeados y son de micrita gruesa de color gris castaño oscuro. Estas partículas son cortoides. Se observan fenómenos de disolución y contactos curvados. Los silicoclastos (5%) son cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, cuarzo fragmentado, feldespato potásico y fragmentos de rocas volcánicas. Los constituyentes menores (2%) son peloides fecales con formas ovaladas, de micrita densa castaño oscuro y conchillas de ostrácodos. La fábrica es granosoportada, con partículas mal seleccionadas rodeadas por una matriz micrítica con textura gruesa. Se ha determinado en esta microfacies un nivel de remoción de 5 cm de espesor, con intraclastos angulosos de 2 cm de longitud y plasticlastos. La sección superior de la microfacies está asociada a un nivel de anhidrita de poco espesor (4 cm) que infrayace a un depósito de trizas, el cual no supera los 2,5 cm de potencia.

Interpretación. Las partículas con cubiertas pedogénicas, la presencia de intraclastos provenientes de las facies biohermales, junto con la disolución de algunos constituyentes y planos curvados, sugieren un ambiente supralitoral para la microfacies. Los fragmentos de rocas volcánicas fueron transportados por los afluentes que llegaban al lago y los cristales fragmentados resultaron de explosiones volcánicas cercanas a la cuenca. Se registra un episodio que corresponde a un evento de alta energía y de corta duración relacionado con una tormenta. Los niveles de anhidrita indicarían condiciones de desecación debido a un cambio climático marcado. Se determinaron períodos de sequía sucedidos por depósitos de cenizas volcánicas.

MF3. Mudstone (Fig. 2d,e)

La matriz es de micrita gruesa con cemento de calcita microcristalina. Son características las grietas de desecación rellenas con cristales de esparita cálcica y

los niveles con fenestras alineadas de 10 μm de diámetro, que en su mayoría están rellenas por cristales de anhidrita. Las partículas son muy escasas (menos del 1%) y están representadas por cristales angulosos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas

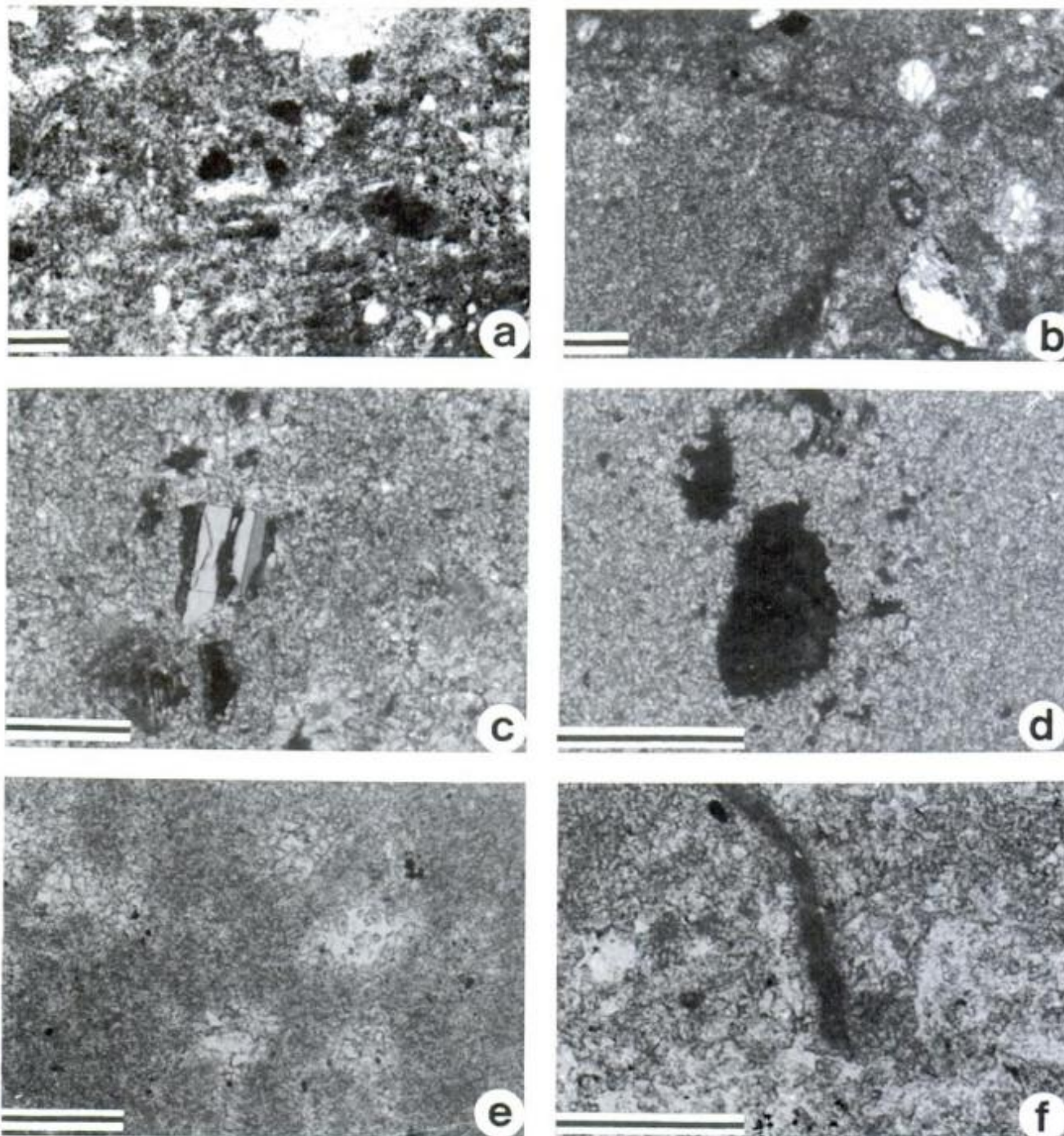


Figura 2: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF1: Mudstone con laminación microbialítica, **a**, lámina castaño claro compuesta por filamentos algales pobremente preservados y peloides pedogénicos. MF2: Floastone intraclástico, **b**, intraclasto micrítico, anguloso, cristales de cuarzo y feldespato potásico, cubiertos por una fina película micrítica (cortoides), inmersos en la matriz micrítica con textura gruesa; **c**, cristales angulosos de plagioclasa, en matriz de micrita gruesa. MF3: Mudstone, **d**, fragmento de roca volcánica alterada; **e**, micrita gruesa, con cemento esparítico. MF4: Mudstone/wackestone microbialítico peloidal, **f**, filamento algal micrítico, en una matriz micrítica con fábrica fenestral.

cuyos tamaños varían entre 250 y 600 micrones. Los componentes autóctonos son ooides radiales con núcleos compuestos por nódulos de hierro, las capas externas son irregulares y en ocasiones los ooides están fragmentados.

Interpretación. El ambiente definido para esta microfacies es supralitoral protegido, con aguas estancadas y períodos intermitentes de desecación. Los escasos componentes silicoclásticos habrían sido transportados por los ríos, o bien por el viento, como así lo indican las partículas originadas por eventos volcánicos explosivos. Los ooides se formaron en las zonas de alta energía y fueron removilizados por suaves corrientes.

MF4. Mudstone/wackestone microbialítico peloidal
(Fig. 2f y 3a,b)

Compuesta por micrita/microesparita con microestructura grumosa peloidal y fábrica fenestral. Las partículas (5-7%) corresponden a peloides micríticos, restos de talos de algas, gastrópodos de agua dulce, foraminíferos, ostrácodos, intraclastos micríticos de origen microbialítico, con textura peloidal y cristales de cuarzo. Se observaron niveles donde los peloides y poros elongados, posiblemente originados por disolución de filamentos algales, están paralelos a la estratificación mostrando un aspecto fluidal. Los poros están rellenos por chert y en sectores presentan características microbialíticas. En esta microfacies se observa un cemento de calcita radial. La porosidad es módica (30% en los niveles superiores), producida por disolución de los cristales de feldespato potásico y plagioclasa. Dicha variación está acompañada por un cambio en la textura fenestral que gradúa a esponjosa, en la que los poros no están cementados. Macroscópicamente la fábrica también es esponjosa y muy porosa, en contacto crenulado con lentes ameboidales de micrita maciza. Presenta superficies fracturadas, posiblemente originadas por pedogénesis.

Interpretación. Las características texturales indicarían un ambiente de formación eulitoral, asociado a esporádicas corrientes suaves de oleaje y retrabajo, que habrían originado los intraclastos. Las lentes ameboidales de micrita maciza con superficies fracturadas estarían vinculadas con procesos pedogénicos.

MF5. Grainstone/rudstone intraclástico con grietas de desecación (Fig. 3c)

Los intraclastos (70%) presentan una composición variada y responden a distintos orígenes: micrita/microesparita homogénea, sílice microcristalina y micrita peloidal. Sus contornos son angulosos y los tamaños mayores superan los 30 mm, mientras que los menores varían entre 5 y 0,5 mm y muestran características de

cortoides. La selección es mala y la fábrica grano soportada. En la microfacies se ha determinado un nivel de 4 cm de espesor formado por nódulos elipsoidales de sílice (Cabaleri *et al.* 1999) de 3 cm de eje mayor que pasan lateralmente a micrita grumosa. Se observan superficies de paleoexposición con rellenos de sedimentos carbonáticos (intraclastos de micrita). El cemento es de esparita drusiforme con cristales de calcita de bajo contenido en magnesio. Son frecuentes los meniscos de sílice radial y en algunos intraclastos se reconocieron estructuras geopetales.

Interpretación. Las características de la fábrica grano soportada y la ausencia de matriz estarían indicando un ambiente con fuerte agitación de las olas y períodos de exposición subaérea, en la zona eulitoral.

MF6. Floastone oncoidal

Forma un nivel lenticular de 15 m de espesor por 50 m de largo, con base erosiva. En la quebrada norte de Cerro Cóndor se hallaron restos del vertebrado *Tehuelchesaurus benitesii*, junto con troncos, piñas de aurocarias y helechos, (Rich *et al.* en prensa). Los componentes (40% de la roca) están representados por oncooides algales (16%) con relictos de su estructura concéntrica original. Los intraclastos (14%) son de tamaños variables (100 µm a 8 cm), en la mayoría los contornos están bien redondeados, no obstante se observaron otros de bordes angulosos. Estas partículas son de distintos orígenes y composición, los hay de micrita oscura con poros rellenos con microesparita, mientras que los más angulosos y de formas irregulares presentan evidencias de fábrica estromatolítica. Los bioclastos (5%) son conchillas desarticuladas y fragmentadas de foraminíferos, ostrácodos y restos de algas calcáreas. Son frecuentes los silicoclastos (3%) de fragmentos de rocas volcánicas y cristales de cuarzo (2%). La fábrica es fangosoportada, con estructura grandecreciente. El cemento es de calcita granular que rellena poros y cavidades de bioturbación en galerías. La porosidad módica es muy buena.

Interpretación. Flujo hiperconcentrado afectado al ambiente infralitoral.

MF7. Packstone/wackestone biointrasilicoclástico
(Fig. 3d,e,f y 4a)

Esta microfacies constituye el sustrato de los niveles pelíticos. Los componentes (25-35% de la roca) están representados por conchillas de ostrácodos, foraminíferos, restos vegetales indeterminados, oogonios, y filamentos algales del Grupo A-I *Intermediate size filaments* Tipo 1 de Bertrand-Sarfati *et al.* (1994). Los intraclastos (20%) tienen un tamaño promedio de 900 µm, son de micrita con recubrimientos pedogénicos

de color marrón. Los silicoclastos son de biotita y cuarzo. La matriz es de micrita peloidal. Se observan tubos de raíces de 70 a 250 μm de longitud y huevos de insectos de 370 μm de diámetro compuestos por esparita con una delgada cubierta de micrita de 10 micrones. La bioturbación es en canales rellenos por cristales de es-

parita, que en ocasiones, no sellan completamente la cavidad y dejan un espacio poral elongado. Las grietas de desecación son del tipo *joint planes* (Arp 1995).

Interpretación. La fábrica matriz soportada, la presencia de huevos de insectos y raíces de macrofitas acuáticas, junto con las características de la matriz pe-

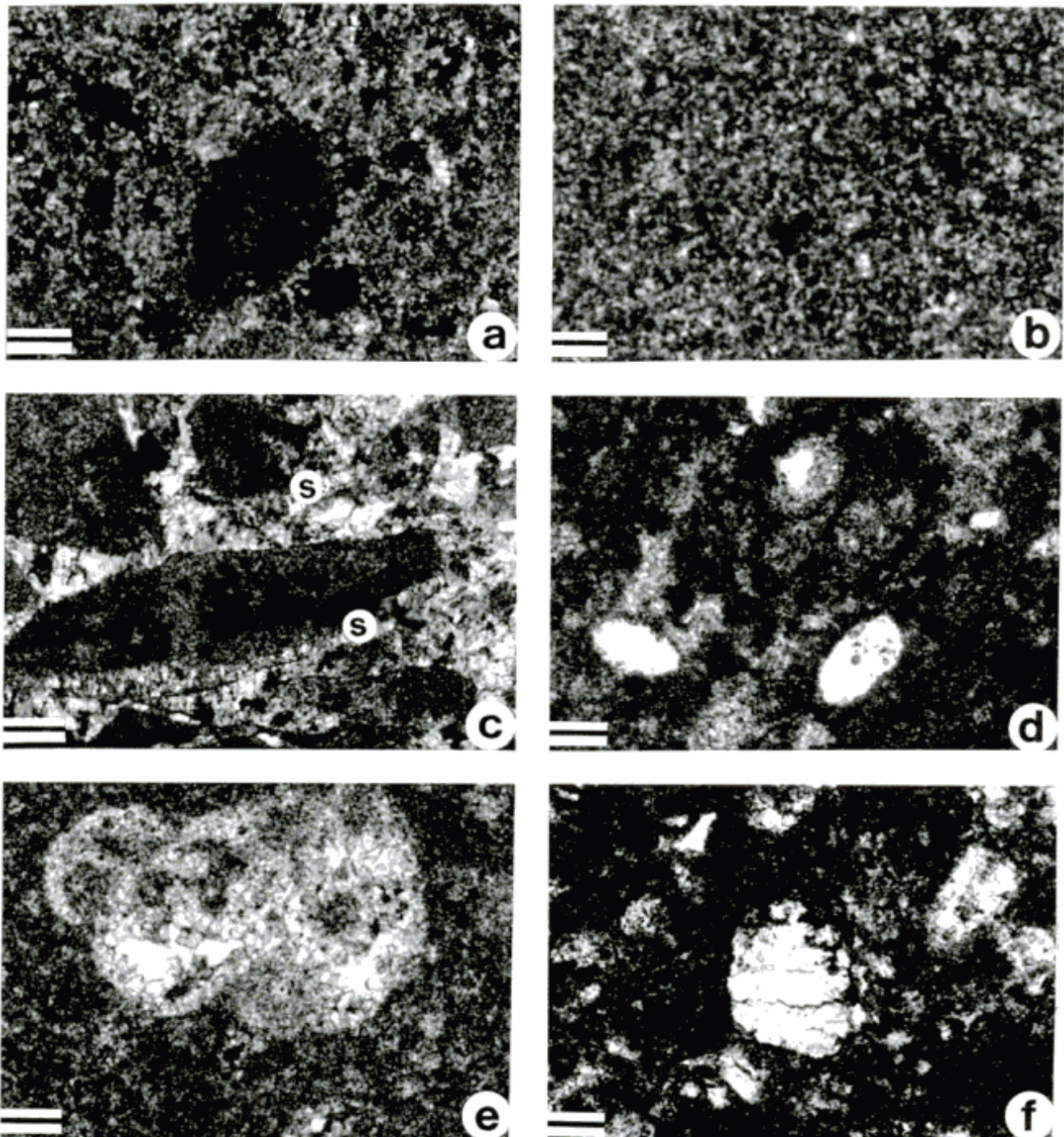


Figura 3: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF4: Mudstone/wackestone microbialítico peloidal, **a**, peloide lobulado, con estructura interna micropeloidal. La matriz es de micrita peloidal con fábrica fenestral. **b**, micrita peloidal, con cemento silíceo granular y radial. MF5: Grainstone/rudstone intraclástico, **c**, intraclastos, algunos con cemento colgante (*pendant*) silíceo (**s**), con características geopetales. El material ligante es cemento de esparita poligonal. MF7: Packstone/wackestone biointraclástico, **d**, huevos de insectos reemplazados por esparita y cubiertos por una película micrítica. El material ligante está compuesto por micrita peloidal y cemento esparítico; **e**, foraminífero en micrita peloidal, las cámaras se encuentran rellenas por esparita drusiforme y granular; **f**, oogonio de alga characea y cristales de feldespato en micrita peloidal.

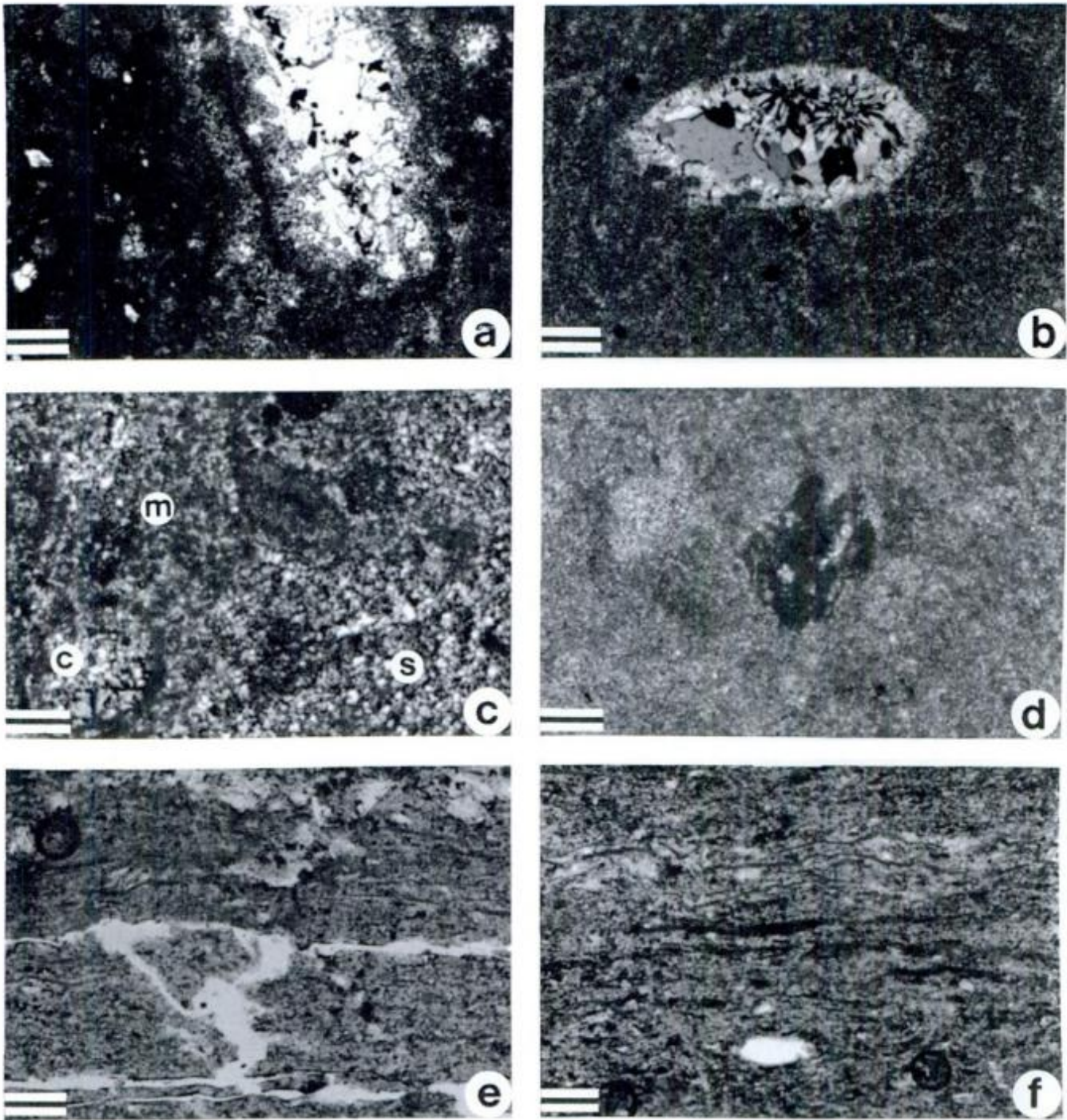


Figura 4: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MF7: Pakstone/wackestone biointrasilicoclástico, **a**, rizolitos rellenos por esparita drusiforme, en micrita peloidal. MF8: Estromatolitos silicificados, **b**, ostrácodo relleno por sílice radial y microgranular, en una matriz micrítica densa, con textura peloidal; **c**, detalle del contacto entre estromatoides micrítico (m) (izquierda) y silíceo (s) (derecha), en ambos la textura es peloidal. Corte transversal de una characea (c) reemplazada por sílice. MFB9: Mudstone con estromatoides; **d**, micrita gruesa y fragmento de roca volcánica. MFB10: Estromatolitos estratiformes, **e** y **f**, estromatoides micríticos, compuestos por finos filamentos algales de actitud horizontal, **e**, afectados por grietas de desecación.

loidal estarían indicando una depositación infralitoral afectada por períodos de expansión y contracción del nivel del lago. Durante los primeros aumenta el nivel de agua y existe aporte de silicoclastos acarreados por los ríos, en los períodos de sequía se contrae el sustrato formando grietas de desecación. Los intraclastos estarían vinculados con este proceso.

MF8: Estromatolitos bulbosos (Fig. 4b,c)

Compuestos por láminas silicificadas onduladas de gran amplitud de onda que forman cuerpos aislados de 0.80 m de altura por 1 m de longitud. Son característicos los niveles de sílice de color negro de 5 cm de espesor intercalados con delgados bancos de carbonatos, el

conjunto alcanza una potencia de hasta 2 metros. La microestructura esta constituida por láminas de sílice con textura gruesa peloidal muy densa, se observan restos de nódulos silíceos tipo magadita (<1%) de formas esféricas y elipsoidales. Son frecuentes los poros rellenos por sílice microcristalina. El contacto con las láminas carbonáticas es gradual. Se observa tendencia lateral a la formación de pequeños domos estromatolíticos finamente bandeados de 0,5 a 1 cm de espesor.

Se diferencian dos tipos de láminas o estromatoides, basados en variaciones texturales. En todas las muestras analizadas los contactos son ondulosos pero netos, con interdigitaciones laterales. En muestra de mano, los estromatoides más oscuros (2-3 cm) de color gris castaño, están compuestos por micrita con microestructura peloidal de aspecto afieltrado, que evidencia el primitivo entramado filamentoso, y cianoides de sílice. Son comunes los oogonios, restos de talos de characeas mal conservados y filamentos algales del Grupo A-I *Intermediate size filaments* Tipo 4 de Bertrand-Sarfati *et al.* (1994). Los filamentos (20-40 μm) son de micrita oscura, forman ramificaciones que se entrelazan entre sí y encierran poros rellenos por microesparita y sílice microcristalina.

Los estromatoides de micrita peloidal (>5 cm), con fábrica esponjosa, están constituidos por numerosas fenestras de 1 cm de espesor, cementadas por calcita esparítica. Se observan fisuras irregulares bordeadas por micrita peloidal, interpretadas como reemplazo de filamentos algales. Los estromatoides presentan aislados intraclastos y restos de charas, en la matriz hay escasas arcillas y granos de cuarzo (<1%).

No se observan procesos de desecación. Las fenestras aparecen después del crecimiento del estromatoide y están localizadas en la parte central del reticulado algal (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994).

En esta microfacies se identificó un nivel de 8 cm que corresponde a un packstone con intraclastos cuyos tamaños varían entre 2,5 y 1,5 cm, los prolados son de micrita oscura homogénea con recubrimientos originados por algas musilaginosas, mientras que los de contornos irregulares se formaron cuando el sustrato se encontraba aun en estado plástico. Los bioclastos son de *Estheria* y algas, se reconocieron también peloides fecales.

Interpretación. La morfoestructura de estos cuerpos aislados, junto con la microfábrica que resulta del entramado de los filamentos algales descritos, sugiere un ambiente de desembocadura de canales fluviales (Bertrand-Sarfati *et al.* 1994) en el que se registraron episodios de remoción por corrientes leves y aporte de partículas desde las zonas someras.

MFB9. Mudstone con estromatoides y niveles de wackestone (Fig. 4d)

Presenta bandeamiento grosero y discontinuo. Las

láminas estromatolíticas de 0,5 cm de espesor son de perfil plano, se disponen en forma horizontal y alternan con otras de mayor espesor (5 cm) constituidas por micrita maciza, que presentan contactos poco netos con los estromatoides. Otro tipo reconocido son las bandas fracturadas-lentiformes con interdigitaciones laterales. La microestructura de los estromatoides esta caracterizada por filamentos algales flabeliformes radiales densamente empaquetados. Los moldes están rellenos con microesparita y poseen recubrimientos de micrita oscura (Gupo A-II: *Thin filaments*, Tipo 1 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los filamentos adoptan una trama en red con espacios vacíos, los que fueron posteriormente ocupados por esparita/microesparita de composición cálcica. La matriz es de micrita gruesa, con material arcilloso. Los bioclastos son muy raros y se identificaron solo conchillas disueltas de ostrácodos. La bioturbación, tipo galería, no es muy importante.

Interpretación. Esta facies corresponde a la parte central del biohermo.

MFB10. Estromatolitos estratiformes (Fig. 4e,f)

El nivel está formado por láminas horizontales de perfil plano, con bajo relieve sinóptico, constituidas por sets de estromatoides de color gris castaño claro, con fino bandeamiento interno originado por la presencia de sílice oscura. Algunos niveles presentan grietas de desecación reticuladas rellenas por sílice microcristalina. Están asociadas a superficies de pedogénesis vinculadas a niveles de 1 mm de espesor con intraclastos micríticos, que fueron transportados como rodados, o bien en suspensión, en este caso produjeron la deformación de la laminación algal. La microestructura estromatolítica está constituida por una alternancia de niveles de micrita con filamentos algales (Grupo A-I: *Intermediate size filaments*, Tipo 3 de Bertrand-Sarfati *et al.* 1994). Los filamentos se disponen subhorizontales, adoptando la forma del sustrato. El nivel afectado por pedogénesis tiene una matriz de arcillas, sílice y micrita, presenta grietas de desecación, "planes" (Brewer 1964; Freytet y Plaziat 1982). El complejo de grietas está caracterizado por planos reticulares, con rellenos de micrita peloidal y cristales, con ocasionales niveles donde los cristales de esparita sellan los espacios. Son comunes los canales de disolución. En la microfacies se encontraron ooides recristalizados rellenos por esparita.

Interpretación. Estromatolitos con evidencias de exposición subaérea, que señalan períodos de contracción del cuerpo de agua, mientras que las etapas de expansión del nivel del lago se manifiestan por el crecimiento acresional de las comunidades microbianas bentónicas. Los niveles con pedogénesis estarían indicando un buen drenaje en la zona (Freytet y Plaziat 1982).

MFB11. Estromatolitos hemisféricos con cubierta de calcreta (Fig. 5a, b, c, d)

La microfacies microbialítica se caracteriza por alternancia de estromatoides micríticos y niveles de chert con ooides. La textura de la micrita es grumosa peloidal, la fábrica es fenestral, en la que los poros se encuentran tapizados por cristales de cuarzo drusiforme-radial y calcedonia. Es frecuente encontrar también la formación de cuplas de estas láminas con micrita de aspecto más esponjoso, con grandes poros (3 mm) ameboidales vacíos y con desprendimiento de intraclastos micríticos peloidales. Las láminas de chert están compuestas por juegos de sets de a) micrita peloide-fenestral, interestratificada con chert laminado, esferulítico y fábrica vermiforme peloidal, con frecuentes grietas de desecación, y b) láminas de chert con micrita maciza, de bordes crenulados y textura esferulítica. El cemento es de sílice de aspecto coloidal, fibroso y localmente como mosaico cristalino (*blocky cement*) de cuarzo. Es frecuente observar cristales romboédricos de dolomita, dispersos en la sílice, y muy raramente se reconocieron cristales de titanita.

En algunos se observaron filamentos algales de mi-

crita oscura, algas ramosas con filamentos sinuosos de micrita, estructuras de tejido vegetal (parénquima) mal conservadas, carofitas, fitoplastos leñosos, talos de algas, ooides reemplazados por microesparita, huevos de insectos rellenos por sílice, foraminíferos y posibles restos de larvas de insectos.

Microscópicamente la facies corresponde a estromatolitos hemisféricos de bajo relieve sinóptico, lateralmente unidos, que pasan a suavemente ondulados y horizontales. Están compuestos por láminas irregulares y lobuladas de 3 a 5 cm de espesor aproximado, de micrita de aspecto esponjoso, que alternan con finas láminas crenuladas, lentiformes y nodulares de chert (*magadita*). Los estromatoides no presentan continuidad lateral, intercalándose e interdigitándose con los de micrita y los de chert. Es frecuente observar superficies de oxidación en los topes de las láminas, como así también la presencia de bandas de aspecto terroso de caliche o calcreta. Algunos ejemplares muestran brechamiento de las bandas micríticas, con rebordes de sílice, otorgándoles un aspecto muy localizado de "floatstone mal seleccionado" con matriz de wackestone.

Interpretación. La fábrica de las láminas, los bioclastos y la morfología de los cuerpos indican el desarrollo

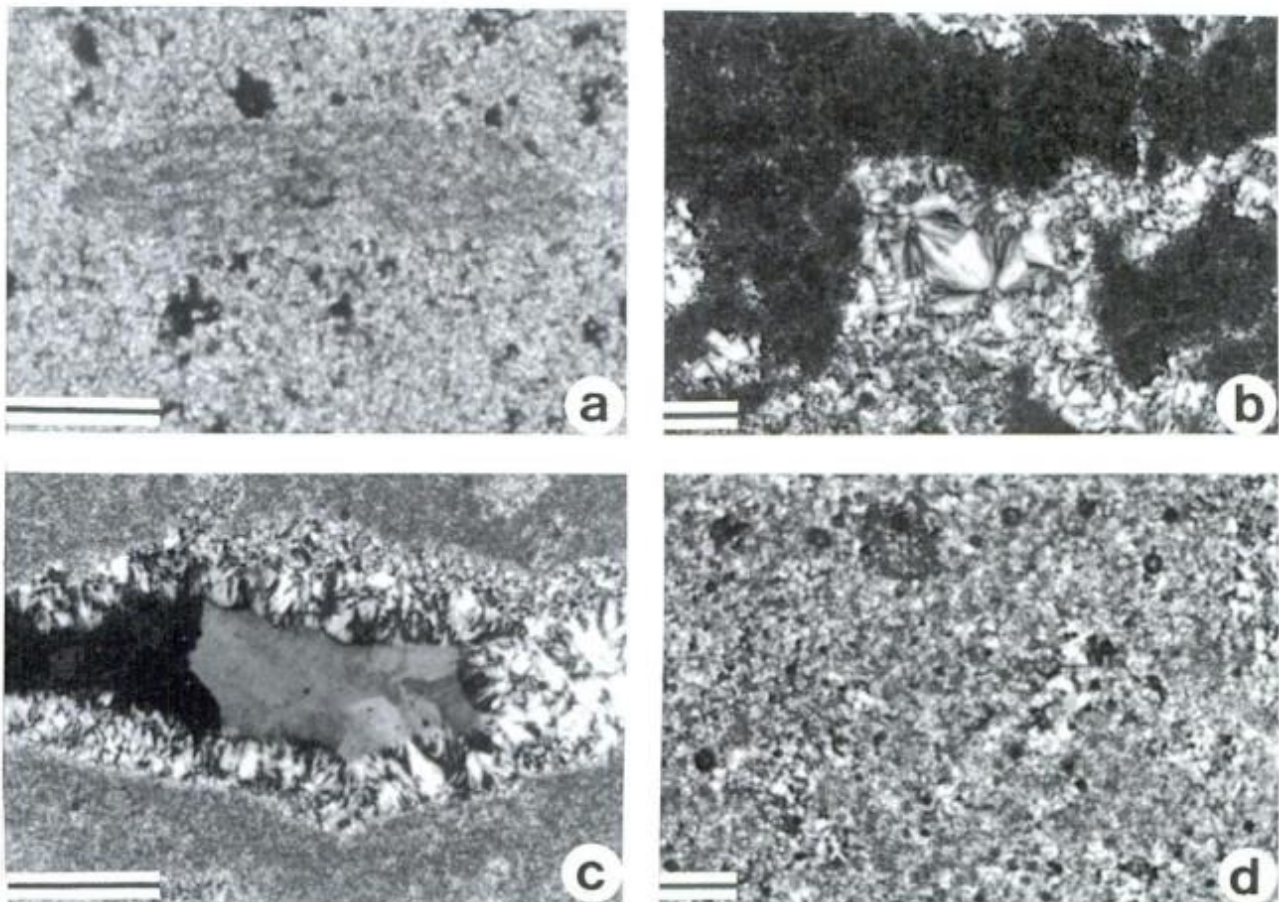


Figura 5: Microfotografías de las microfacies. Escala: la barra representa 200 μm . MFB11: Estromatolitos hemisféricos, **a**, restos de alga indeterminada, en matriz microesparítica peloidal; **b**, fragmentos de estromatoides compuestos por micrita peloidal densa, cementados por sílice esferulítica; **c**, poro tipo estromatolito tapizado por sílice esferulítica y sellado por cristales de cuarzo; **d**, estromatoides de micrita peloidal, con cemento silíceo.

de estas estructuras estromatolíticas en un ambiente eulitoral a supralitoral, sobre un sustrato de pendiente suave. Las microbialitas fueron afectadas por procesos de formación de complejos de grietas de desecación y cubiertas de caliche. La sílice es chert del tipo magadita, con textura esferulítica, característico de lagos salinos que han sufrido variaciones en el pH y salinidad debidos a la evaporación en los períodos de contracción del nivel del agua (Cabaleri *et al.* 1999).

Interpretación paleoambiental

En la localidad de Cerro Cóndor se ha determinado un complejo de facies, que corresponden a una asociación de microfacies lacustres vinculadas con ambientes costeros y biohermos de estromatolitos (Fig. 6). El cinturón biohermal está caracterizado por una superposición de facies formadas principalmente por algas verdes. La parte central del cuerpo (MFB9) muestra un patrón de crecimiento rítmico dado por la alternancia

de condiciones favorables para el desarrollo de matas algales y niveles de fangos micríticos. Este diseño sería la respuesta a cambios climáticos estacionales, durante la etapa de nivel alto del lago (*highstand*). Esta facies estaría interceptada localmente por los cuerpos estromatolíticos de la microfacies MF8.

La parte media del biohermo corresponde a la MFB10 constituida por niveles de crecimiento próspero de las algas durante los períodos de expansión del cuerpo lacustre. Estas condiciones se vieron interrumpidas por episodios estacionales de contracción del cuerpo de agua (*lowstand*) que provocó una marcada exposición del biohermo, como así lo manifiestan las evidencias de pedogénesis, asociadas con grietas de desecación.

El tope de la acumulación biohermal representa una etapa prolongada de expansión del nivel del lago, la cual causa el potente desarrollo de la facies de estromatolitos hemisféricos (MFB11), que provoca la colmatación local del lago y por ende la migración de la zona litoral hacia el sudoeste. Esta facies forma un cuerpo elongado que se extiende a través de 500 m y se lo iden-

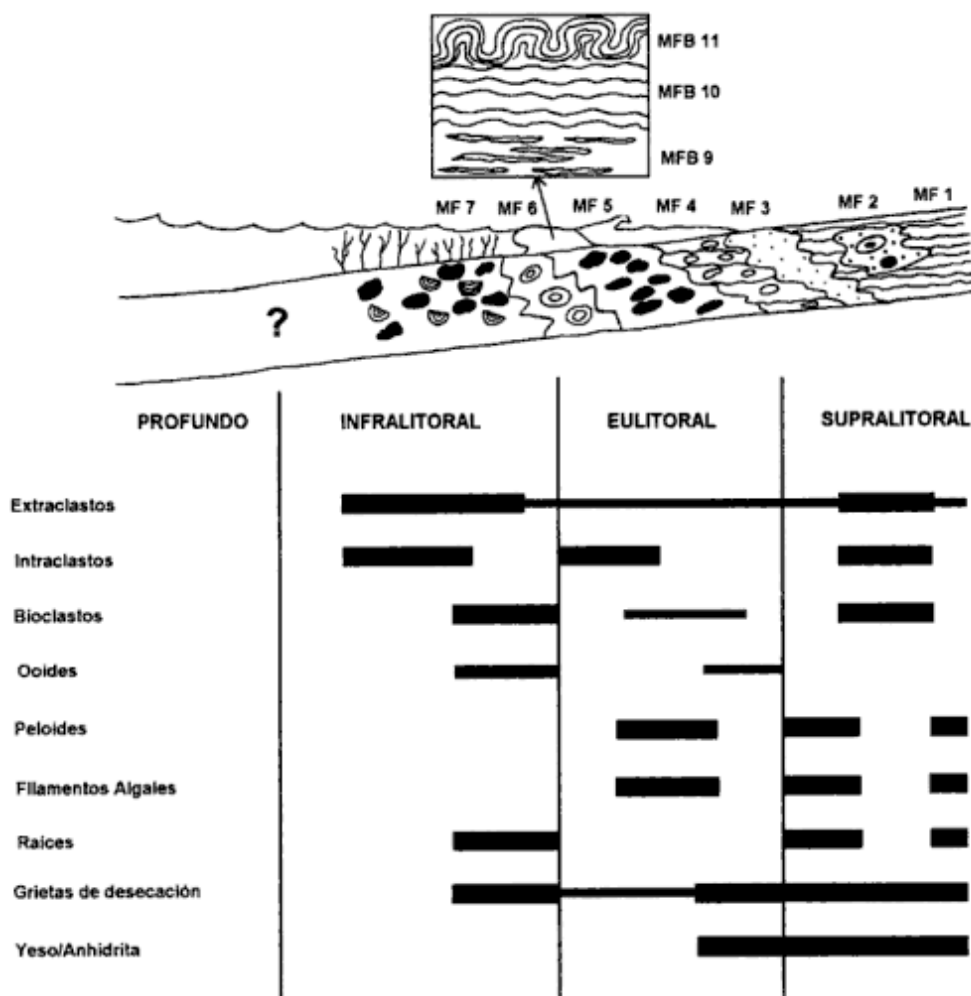


Figura 6: Reconstrucción del margen del lago en la zona de la quebrada Las Chacritas. Sin escala. Distribución semicuantitativa de elementos diagnósticos de las microfacies y del cinturón biohermal.

tifica en el Cañadón El Carrizal, donde se encuentran los mejores afloramientos. En la quebrada Las Chacritas las estructuras estromatolíticas (MFB11) indican un pasaje gradual del ambiente eulitoral al supralitoral (*lowstand*), con formación de cubiertas de calcreta y grietas de desecación. Las facies de flanco del cuerpo biohermal se reconocieron al norte de la localidad estudiada (Armella y Cabaleri, en preparación).

En el lago se han determinado ocho microfacies que definen a los subambientes de la cuenca lacustre (Fig. 6). En el ambiente supralitoral más cercano a la costa se habrían depositado fangos calcáreos propicios para el desarrollo de tapices microbialíticos y algas filamentosas (MF1), en condiciones de aguas estancas. Esta microfacies se encuentra interdigitada con la MF2 relacionada con un incremento en la energía del medio, reflejada en el nivel de remoción que podría atribuirse a una tormenta. La microfacies representa cambios climáticos intermitentes que afectaron a la región, alternando condiciones climáticas húmedas, con aportes de materiales acarreados por ríos efímeros y condiciones de extrema sequía, con precipitación de sulfatos.

La MF3 refleja un episodio en el cual el lago se habría endicado por un derrame basáltico que dejó aislado un sector del ambiente supralitoral y dio lugar a la formación de aguas estancadas. Este subambiente fue muy sensible a los cambios climáticos; en los períodos de sequía los fangos se contrajeron originando complejos de grietas de desecación (Arp 1995), mientras que en los húmedos recibió el aporte de precipitaciones y de cursos de agua temporarios.

En la zona eulitoral se depositaron fangos microbialíticos en condiciones de baja energía, interrumpida esporádicamente por corrientes de oleaje y retrabajo de poca intensidad, generadas dentro del lago (MF4).

Las microfacies MF5 corresponde a la zona eulitoral, con influencia de oleaje. En este subambiente se registran marcados períodos de contracción y exposición subaérea, evidenciados por las características de las partículas y la petrofábrica.

El medio infralitoral presenta características de aguas poco profundas, ricas en nutrientes como lo manifiesta la evidencia de crecimiento de macrofitas. Las aguas calmas y someras, a su vez, brindaron un medio propicio para que aovaran los insectos (MF7). Esta zona fue susceptible a las etapas de contracción del lago, en los que quedó temporariamente expuesta. Este subambiente estuvo afectado por un flujo hiperconcentrado (MF6) con material proveniente del ambiente litoral (oncoides, intraclastos, restos de saurópodos, piñas y troncos), y su origen habría sido el resultado de la reactivación de las fallas del sistema de *rift*.

En la zona infralitoral se formaron, en la desembocadura de los canales fluviales efímeros, estromatolitos bulbosos aislados construidos por cianobacterias (MF8). Durante los períodos húmedos (expansión), se reactivó el sistema de drenaje hacia la cuenca, con aporte de partículas desde las zonas más someras y se

produjeron esporádicos episodios de remoción originados por corrientes de poca magnitud.

El lago formado en la cuenca de Cañadón Asfalto presenta claros ciclos de expansión y contracción (Fig. 7), controlados por las precipitaciones. Este lago de tipo perenne, ha permanecido bajo condiciones hidrológicas cerradas, donde las fluctuaciones climáticas controlaron el nivel del agua. Estas variaciones de profundidad quedaron reflejadas en las áreas eu/supralitoral con la formación de niveles evaporíticos. De acuerdo con Van Houten (1962, 1964) y Hu y Textoris (1994) se han definido cinco ciclos de expansión y contracción (Fig. 7). Las microfacies lacustres (MF) habrían sido más susceptibles a los cambios del nivel del lago, mientras que el biohermo (MFB) desarrolló ciclos más espesos, propios de su crecimiento microbialítico acrecional (Fig. 7).

Conclusiones

El análisis del perfil de la Formación Cañadón Asfalto, en la quebrada Las Chacritas permite establecer un modelo de facies de ambiente litoral lacustre, en el que se reconocieron las zonas supralitoral, extensamente desarrollada, eulitoral donde se destacan las acumulaciones biohermales y el área infralitoral, muy somera.

El subambiente supralitoral está caracterizado por mudstones microbialíticos, con registro de episodios de tormentas y períodos secos, con formación de niveles evaporíticos.

En el subambiente eulitoral se diferenciaron dos zonas, una adyacente a la supralitoral, asociada a corrientes suaves, y otra proximal al subambiente infralitoral, la cual está afectada por la acción de olas en los períodos húmedos y permanece expuesta en los episodios de contracción del lago.

Sobre los sedimentos depositados en el área eulitoral, se desarrolló un extenso cinturón biohermal en el que se distinguieron tres episodios de crecimiento de las comunidades microbianas. El primero corresponde al corazón del biohermo, formado por algas verdes filamentosas densamente empaquetadas. El segundo está constituido por estromatolitos estratiformes con evidencias de períodos de aridez. El tercero representa la parte superior del cuerpo; en el que las condiciones se hacen más extremas con desarrollo de cubiertas de calcreta que interrumpen el crecimiento armónico de las comunidades microbialíticas.

El subambiente infralitoral es muy somero y está definido por packstone/wackestone rico en bioclastos y afectado por los períodos de expansión y contracción del lago.

El estudio de la secuencia refleja una influencia marcada de los cambios climáticos que se manifiestan en los ciclos de expansión y contracción del nivel del lago dentro en una cuenca hidrológicamente cerrada, en la cual las fluctuaciones climáticas menores se revelan en las

variaciones fisicoquímicas del agua, con precipitación de sílice y sulfatos, y en los ciclos de sedimentación.

Agradecimientos

Las autoras desean dejar expresado su agradecimiento a W. Volkheimer y P. Stipanovic. A E. Figari por la valiosa información regional de la Cuenca Cañadón Asfalto, la cual facilitó el desempeño en el campo. A R. Solís, Jefe de Geología de la Comisión Nacional de Energía Atómica, a A. Benítez, Jefe de la Regional Patagonia de la CNEA, a A. Fuentes, Jefe de Geología de la Regional Patagonia, a M. Páez, geólogo responsable del Campamento Los Adobes y al personal, por el apoyo brindado durante las tareas de campo y el material fotográfico facilitado para la realización de este trabajo. A F. Salani y A. Concheyro, por sus valiosas sugerencias y colaboración en los trabajos de campo. A E. Llambias por la confección de las secciones petrográficas. Asimismo se expresa el agradecimiento a los árbitros de este trabajo, en especial a R. Palma, por sus oportunos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armella, C., Cabaleri, N.G. y Valencio S.A., 1996. Modelo paleoambiental de la Formación la Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jáchal, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2): 165-176.
- Arp, G., 1995. Lacustrine Bioherms, Spring Mounds and Marginal Carbonates of the Ries-Impact-Crater (Miocene, Southern Germany). *Facies*, 33: 35-90.
- Baldoni, A.M., 1986. Tafófloras del Jurásico medio de la Patagonia Extraandina. En: Volkheimer, W. (Ed.): *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur*, 2: 313-353. Mendoza.
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P. y Plaziat, J.C., 1994. Microstructures in Tertiary Nonmarine Stromatolites (France), comparison with Proterozoic. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds.): *Phanerozoic Stromatolites II*: 155-192. Kluwer Academic Publishers.
- Bonaparte, J.F., 1986. Les Dinosaurés (Carnosaurés, Allosauridés, Sauropodes, Cétiosauridés) du Jurassique Moyen de Cerro Cándor (Chubut, Argentine). *Annales de Paléontologie (Vert-Invert.)*, 72 (3): 247-289, (4): 325-386. Masson, Paris.
- Brewer, R., 1964. Fabric and mineral analysis of soils. *J.Wiley*, 470 p., London.
- Cabaleri, N., Salani, F. and Armella, C., 1999. Genesis of the siliceous stromatolites in the Jurassic Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem, Abstracts: 11-12. Buenos Aires.
- Chebli, G.A., 1973. Levantamiento geológico de la zona sur de Paso de Indios, entre Sierra Cañadón Grande, sierra Cuadrada y meseta de Canquel (Dept. Paso de Indios, Provincia del Chubut). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 112 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Cortés J. M. y Baldoni, A., 1984. Plantas fósiles jurásicas del sur del Río Chubut medio. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 432-443. Buenos Aires.
- Cortés J. M., 1990. Estratigrafía de las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Pasos de Indios y El Sombrero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2): 69-84.
- Cortiñas, J.S., 1996. La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 147-163. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomo I, 334 p. Buenos Aires.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 66-77. Mendoza.
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Homoc, J.F., 1992. Estructura de la Cuenca Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 27 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Constantini, L.A., 1994. Estratigrafía y tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca*, 10(40): 75-82. Buenos Aires.
- Figari, E.G. y García, D.G., 1992. Depósitos continentales en el Cerro Fortín. Análisis litofacial y arquitectónico de estos depósitos, aflorantes en la localidad citada, Chubut, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca*, 9(32): 2-8. Buenos Aires.
- Flores, M. A., 1948. Investigaciones en río Chubut medio entre los cerros Cándor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 72 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Flores, M. A., 1956. Perfiles del Chubutiano y observaciones en la parte central y norte del Chubut. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 58 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Flores, M.A., 1957. Perfiles en el Chubutiano (II Parte). *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 91 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Franchi, M.R., Panza, J.L. y De Barrio, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 347-378. Tucumán.
- Frenguelli, J., 1949. Los estratos con "Estheria" en el Chubut (Patagonia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(1): 11-24.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contribution Sedimentary*, 12, 213 p., Stuttgart.
- Geuna, S.E., 1993. Geología y Paleomagnetismo de unidades del Jurásico superior aflorantes en el curso Medio del Río Chubut: Implicancias tectónicas. Tesis Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 100 p. (inédito).
- Geuna, S.E., Vizán H. y Somoza, R., 1993. Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico superior) en el curso medio del río Chubut: Implicancias Tectónicas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 429-435. Mendoza.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos de la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. 1º parte, 2: 368-379. Santiago de Chile.
- Homoc, J.F., Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. YPF S.A. 108 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Hu, L.N. y Textoris, D., 1994. Cycles lakes beds of the Triassic Anford sub-basin of North Carolina. En: Dennison, J.M. y

- Ettenshon, F.R. (Eds.): Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles. SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology, 4: 5-34.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Musacchio, E.A., Beros C. y Pujana, E.I., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.): Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y del Cretácico de América del Sur, 2: 355-383. Mendoza.
- Musacchio, E.A., 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del Valle Medio del Río Chubut, Argentina. Actas 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 179-187. Trelew.
- Nakayama, C., 1972. Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 88 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Nakayama, C., 1973. Sedimentitas prebajocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén. Chubut. Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 1: 269-277. Buenos Aires.
- Nullo, F. E., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p. Buenos Aires.
- Petersen, C., 1946. Estudios Geológicos de la Región del Río Chubut Medio. Dirección General de Minería y Geología. Boletín 59, 95 p. Buenos Aires.
- Piatnitzky, C., 1936. Informe preliminar sobre el estudio geológico de la región situada al norte de los lagos Colhué Huapi y Musters. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 79 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Proserpio, C., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159, 108 p. Buenos Aires.
- Rich, T.H., Rich, P.V., Giménez, O., Cúneo, R., Puerta, P. y Vacca, R., (en prensa). A Cetiosaurid from South America. Alcheringa.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo F., Baulies O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el dominio del Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(1): 67-98.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M., 1969. Posiciones estratigráficas y edad de las principales floras jurásicas argentinas. II) Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, 7(2): 101-118.
- Suero, T., 1946. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el Arroyo Genoa y el Río Chubut (Departamentos Tehuelches, Paso de Indios y Languineo. Territorio del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 158 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Tach, P. y Volkheimer, W., 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. Kansas University, Paleontological Contribution, Paper 50: 1-23. Kansas.
- Turner, J.C.M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p., Buenos Aires.
- Van Houten, F.B., 1962. Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania. American Journal of Science, 260: 561-576.
- Van Houten, F.B., 1964. Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. Geological Survey of Kansas, Bulletin, 169: 497-531.

Recibido: 30 de setiembre, 1998

Aceptado: 20 de diciembre, 1999

Revisión paleoflorística de la Formación Paso Flores, Triásico superior de Río Negro y del Neuquén

E.M. MOREL¹, D.G. GANUZA,² y A. ZÚÑIGA²

¹CIC y Departamento Científico de Paleobotánica, Museo de La Plata, UNLP

²Departamento Científico de Paleobotánica, Museo de La Plata, UNLP. Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

ABSTRACT. *Palaeofloristic revision of the Paso Flores Formation, Upper Triassic of Río Negro and Neuquén Provinces.* The Paso Flores Formation, exposed in río Limay, between the Río Negro and Neuquén provinces, is mainly composed of coarse grained epiclastites in which five sedimentary facies and five facies associations have been defined. Through the palaeofloristic study, 43 taxa (at specific and varietal levels) have been recognized: *Asterotheca rigbyana* Herbst, *Marattia münsteri* Goepf., *Cladophlebis grahami* Freng., *C. indica* (O. and M.) Feist., *C. kurtzi* Freng., *C. mendozaensis* (Gein.) Freng., *Coniopteris harringtoni* Freng., *Dictyophyllum (D.) tenuifolium* Stip. and Menen., *D. (T.) rothi* Freng., *Goepertella stipanicicii* Herbst, *Dicroidium crassum* Menen. Petr., *D. incisum* (Freng.) Ander. and Ander., *D. lancifolium* var. *lancifolium* (Morr.) Goth., *D. lancifolium* var. *lineatum* (Ten. - Woods) Retall., *D. odontopteroides* var. *moltenense* Retall., *Dicroidium odontopteroides* var. *odontopteroides* (Morr.) Goth., *Zuberia sahnii* (Sew.) Freng., *Z. zuberi* (Szaj.) Freng., *Johnstonia stelzneriana* (Gein.) Freng., *Xylopteris elongata* var. *elongata* (Carr.) Freng., *X. elongata* var. *rigida* (Dun.) Stip. and Bonetti, *Scleropteris grandis* Art. et al., *Pachidermophyllum praecordillerae* (Freng.) Retall., *Nilssonsonia taeniopteroides* Halle, *Pseudocatenis carteriana* (Old.) du Toit, *P. falconeriana* (Morr.) Bonetti, *Kurtziana cacheutensis* (Kurtz) Freng., *Taeniopteris lenticuliformis* (Ethe.) Walk., *Ginkgo matatiensis* Ander. and Ander., *Baiera africana* Bald., *B. furcata* (L. and H.) Braun., *Sphenobaiera robusta* (Arb.) Flor., *S. taeniata* (Gein) nov. comb., *Czekanowskia rigali* Freng., *Solenites vimineus* (Phill.) Harris, *Heidiphyllum elongatum* (Morr.) Retall., *Cycadocarpidium andium* Freng., *C. majus* (Wiell.) Freng., *Linguifolium arctum* Menen., *L. lillianum* Arb., *L. tenison - woodsii* (Ethe.) Retall., *Cordaicarpus* sp., *Protocircoporoxylon marianaensis* Zam. and Art. Biostratigraphical analysis of the assemblage indicates late Late Triassic age. Facies associations and palaeocurrents suggest a complex depositional system composed of alluvial fans, longitudinal gravelly and sandy braid plains, and perennial lakes. The main trend of the basin axis was SE - NW. Sedimentation seems to have been controlled by a combination of syndepositional tectonics and marked changes in discharge regime.

Introducción

Durante los últimos años se han realizado importantes esfuerzos con el objeto de desarrollar estudios interdisciplinarios referidos a las secuencias triásicas de la Argentina. La presente contribución tiene por objeto dar a conocer el hallazgo de nuevas plantas fósiles en las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores Frenguelli (1948). En función de estos registros y los previos aportados en otras publicaciones se elaboró una lista actualizada de todo el contenido paleoflorístico de la unidad. El análisis del registro de la paleoflora permitió realizar consideraciones bioestratigráficas y de correlación. El área de trabajo se ubica al sudoeste de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano 1989) (Fig. 1) en las provincias de Río Negro y del Neuquén.

Las tareas se realizaron en el marco de los Proyectos PIA - CONICET "Límite Triásico - Jurásico en la Cuenca Neuquina" y PIP - CONICET "El Triásico - Jurásico del centro oeste de la República Argentina, geología, sedimentología, paleobotánica y bioestratigrafía".

Antecedentes

Existen numerosas contribuciones geológicas y paleontológicas referidas a las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores. El primero en mencionar esta unidad fue Fossa Mancini (1937). Por su parte Frenguelli (1937, 1948) realizó importantes aportes en relación a la geología y paleobotánica de la misma. Posteriormente caben destacarse las contribuciones de Groeber y Stipanovic (1953), Stipanovic (1957, 1979, 1983), Bonetti y Herbst (1964), Stipanovic et al. (1968), Stipanovic y Bonetti (1969), Galli (1969), Nullo (1979), González Díaz (1982), Arrondo et al. (1984), Lapido et al. (1984) y Franchi et al. (1989).

Con posterioridad se realizaron estudios interdisciplinarios sedimentológicos, estratigráficos, paleontológicos, bioestratigráficos y de síntesis, referidos a las secuencias triásicas de la región de Paso Flores - Chacaico - Comallo. En este contexto debemos mencionar a Spalletti et al. (1988 a y b, 1991), Arrondo et al. (1991), Morel et al. (1992), Herbst (1993), Artabe et al. (1994), Zamuner y Artabe, (1994), Spalletti (1994 a y b), Zavattie-

ri *et al.* (1994), Ganuza *et al.* (1995), Zavattieri (1995, 1997), Kokogian *et al.* (1999) y Spalletti *et al.* (en prensa). El aporte de este trabajo es dar a conocer nuevos registros de plantas fósiles, actualizar y sintetizar los conocimientos acerca de las sedimentitas triásicas de la región y la paleoflora asociada, definir su edad y analizar aspectos bioestratigráficos y de correlación.

Novedades en la paleoflora

Los estratos portadores, están ubicados en el cerro Mariana, margen este del río Limay, (perfil 3e, Fig. 2) y provienen de tres niveles diferentes con un espesor estratigráfico de 7 u 8 m, EP 3. Mientras que en la margen oeste (izquierda) del río Limay, (perfil 4, Fig. 2) las plantas fósiles están en un espesor estratigráfico de unos 6 a 7 m, en el que reconocemos un estrato inferior, EP 4 y otro superior, EP 5.

Importa señalar que las plantas fósiles referidas por Frenguelli (1937) y otras existentes en el repositorio del Departamento Científico de Paleobotánica del Museo de

La Plata, también fueron estudiadas, y de acuerdo a su procedencia, litología, características de los fósiles, etc., fueron incorporadas a las asociaciones de plantas fósiles de los estratos plantíferos aquí definidos.

Todo el material se halla depositado en la colección de plantas fósiles del Departamento Científico de Paleobotánica, Museo de La Plata (LP-PB).

Paleobotánica

Para este trabajo se adoptó el criterio macrosistemático propuesto por Stewart y Rothwell (1993).

Debemos aclarar que dada la abundancia del material fósil, y para no incurrir en repeticiones innecesarias, solo se describen los elementos que sean nuevos para la Formación Paso Flores, en cambio aquellos taxones ya estudiados para la unidad, las referencias a los mismos serán mas escuetas y remitimos al lector a las publicaciones respectivas (Frenguelli, 1937, 1947; Morel *et al.* 1992; Herbst, 1993; Artabe *et al.* 1994; Zamuner y Artabe 1994; Ganuza *et al.* 1995).

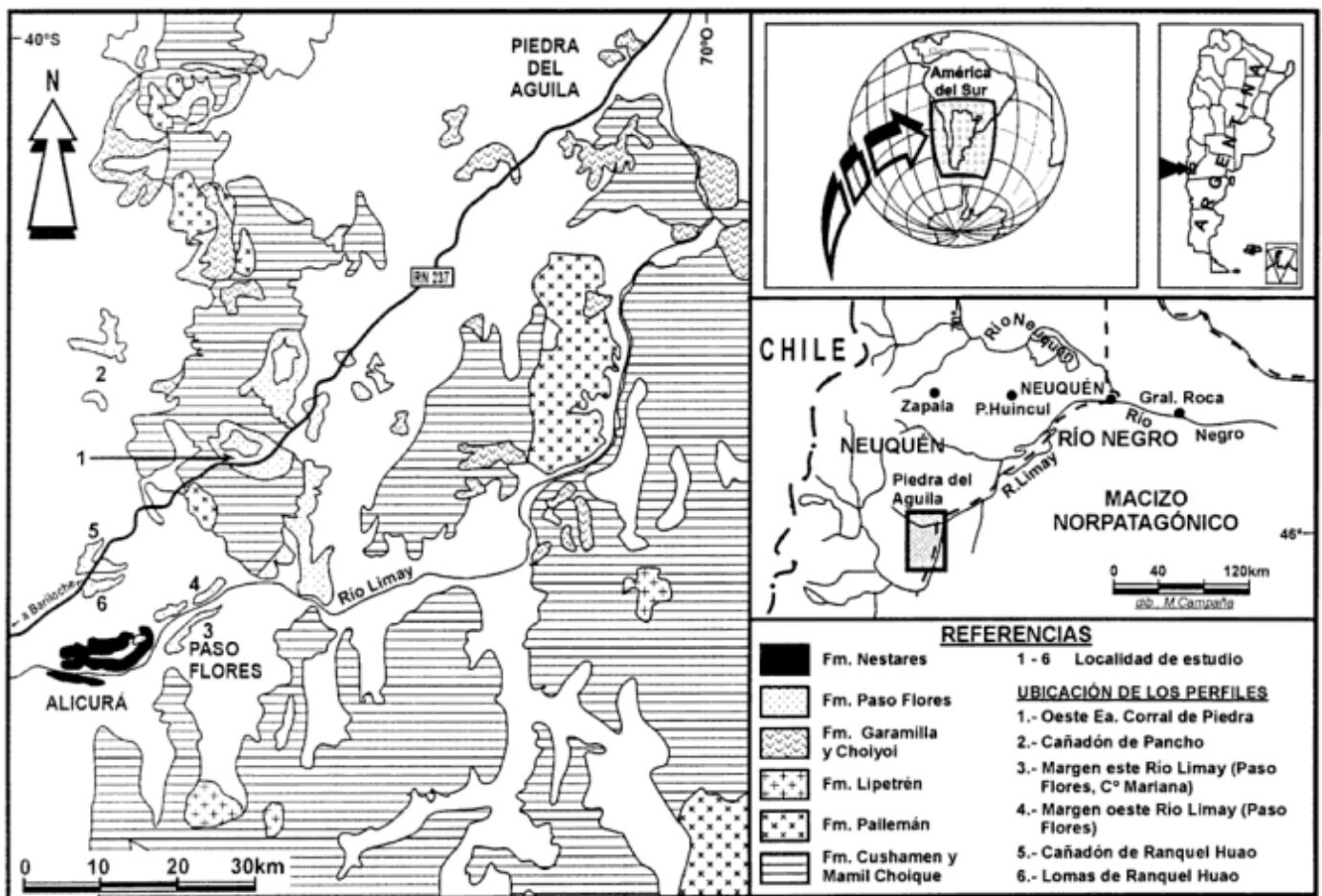


Figura 1: Mapa de ubicación y bosquejo geológico de la región de Paso Flores

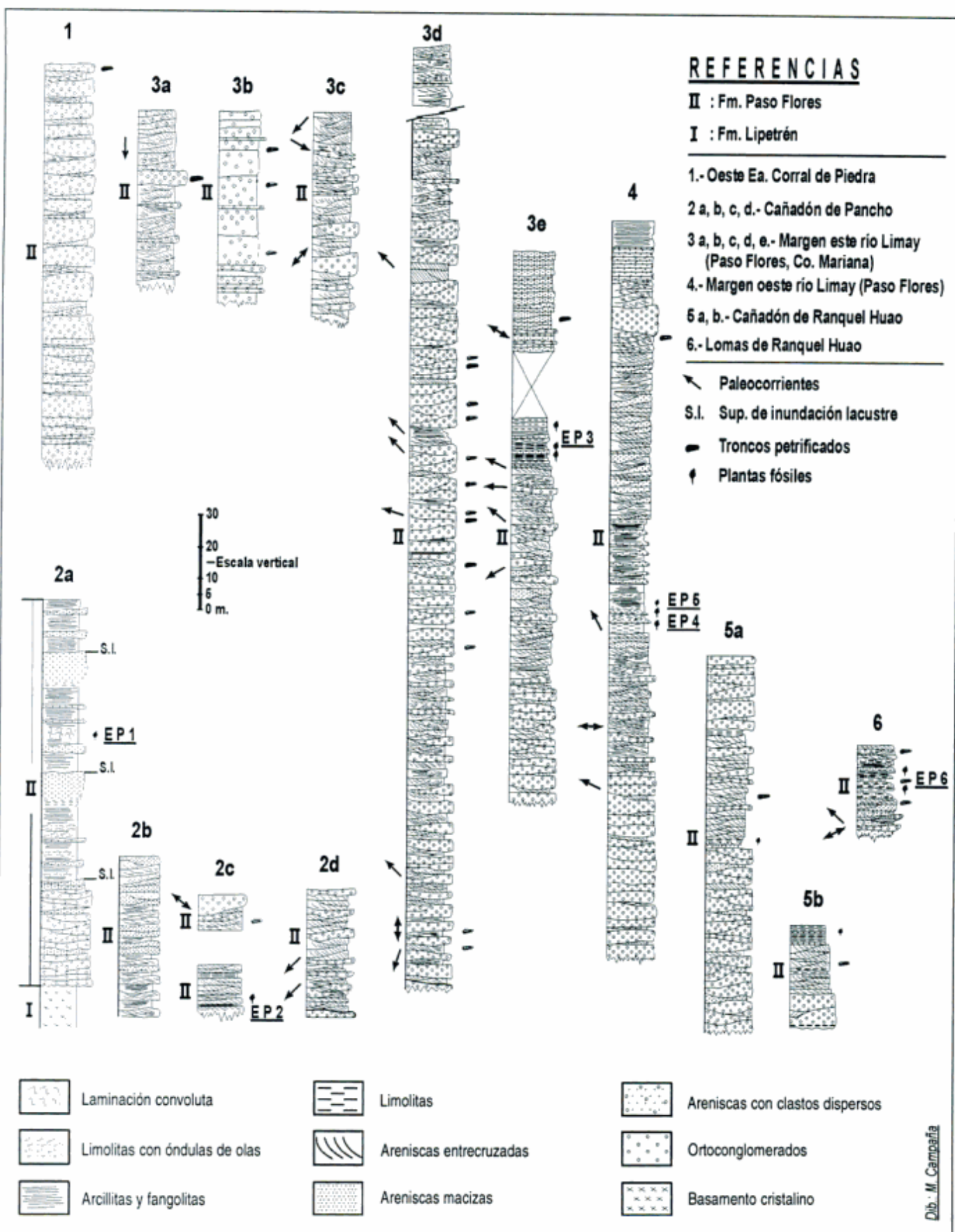


Figura 2: Perfiles, facies sedimentarias y estratos plantíferos de la Formación Paso Flores.

Descripciones sistemáticas

Género *Asterotheca* Presl in Corda 1845

Especie tipo: *Asterotheca sternbergii* (Goepfert) Presl in Corda 1845

Asterotheca rigbyana Herbst 1977

Comentarios: Ejemplares de *Asterotheca rigbyana*, fueron descritos por Morel *et al.* (1992, lám. 1, fig. a) para la Formación Paso Flores, expuesta en las lomas de Ranquel Huao, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP5: LPPB 1545

Género *Marattia* Schwartz 1788

Especie tipo: *Marattia anglica* (Thomas) Harris 1961

Marattia münsteri Goepfert 1903

Fig. 3f

1937. *Danaeopsis cf. cacheutensis* Frenguelli, fig. 1; lám 2, fig. 3.

1964. *Marattia münsteri* Herbst, lám 1, fig. 3; lám. 3, fig. 21.

1980. *Marattia münsteri* Arrondo y Petriella, lám 1, fig. b

1993. *Marattia münsteri* Morel y Artabe, Lám. 2, fig. a2.

1996. *Marattia münsteri* Herbst (en Herbst y Stipanovic), lám. 24, figs. 10 y 11.

Descripción: Se revisa el ejemplar LPPB 9602, originalmente asignado por Frenguelli (1937) a *Danaeopsis cf. cacheutensis*. Se trata de un fragmento de pinna, sin base ni ápice, que tiene 1,9 cm de largo por 1,2 cm de ancho, márgenes enteros y paralelos. Tiene una vena media conspicua, de 0,1 cm de ancho, que emite venas laterales, casi normales, divididas una vez en su tercio inferior. Los sinangios se ubican en el tercio distal de las mismas, son alargados, prolados, situados uno sobre cada rama de la bifurcación de la vena lateral, llegan a medir 0,4 cm de largo por 0,06 a 0,08 cm de ancho, constituidos por alrededor de 15 esporangios, de aproximadamente 0,06 cm de largo por 0,03 cm de ancho, dispuestos en dos filas simétricas.

Comentarios: Fragmentos de pinnas taeniopteroides, fructificados, pueden asignarse al género *Marattia* según Harris (1961), con el que acuerdan, entre otros, Herbst (1964), Arrondo y Petriella (1980) quienes puntualizan que la diferenciación específica es dificultosa y no son claros los atributos de las distintas especies reconocidas, por lo que asignaron sus ejemplares a una especie de diagnosis amplia como *Marattia münsteri*, criterio que compartimos.

Es esta la primera referencia de la especie para el Triásico de Argentina, ya que solo se conocían registros para el Jurásico temprano.

Material revisado: EP5: LPPB 9602

Género *Cladophlebis* Brongniart 1849

Especie tipo: *Cladophlebis albertsii* (Dunker) Brongniart 1849

Cladophlebis grahami Frenguelli 1947

Fig. 3a

Comentarios: Esta especie fue instituida por Frenguelli (1947) para la localidad tipo de la Formación Paso Flores, Piedra Pintada y Antártida.

Material revisado: EP5: LPPB 9801 Frenguelli (1947, lám. 4, fig. 1-3).

Cladophlebis indica (Oldham et Morris) Feistmantel 1877

Fig. 3c

Comentarios: Ejemplares de *Cladophlebis indica* fueron descritos por Frenguelli (1947, lám. 1, figs. 1 a 7; lám. 2, figs. 1 a 5) y Morel *et al.* (1992, lám. 3, fig. b) para la Formación Paso Flores en las lomas de Ranquel Huao, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP5: LPPB 1599, 9817, 9818, 9819, 9820, 9822, 9823, 9825, 9826, 9827, 9828, 9829, 9831, 9832, 9833.

Material revisado: EP4: LPPB 9772 (Frenguelli 1947, lám. 2, fig. 4); EP5: LPPB 9816 (Frenguelli 1947, lám. 1, fig. 1), LPPB 9815 (lám. 1, fig.2), LPPB 9811 (lám. 1, fig. 3), LPPB 9810 (lám. 1, fig.4), LPPB 9809 (lám. 1 fig. 5), LPPB 9812 (lám. 1, fig.7), LPPB 9814 (lám 1, fig. 6), LPPB 9834 (lám. 2, fig. 1), LPPB 9835 (lám. 2, figs. 2 y 5) y LPPB 9813 (lám. 2, fig. 3).

Cladophlebis kurtzi Frenguelli 1947

Comentarios: Esta especie fue registrada para la Formación Paso Flores, por Morel *et al.* (1992, lám. 3, fig. c), en las lomas de Ranquel Huao, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP3: LPPB 13043

Género *Dictyophyllum* (Lindley y Hutton) Webb 1982

Especie tipo: *Dictyophyllum rugosum* (Lindley y Hutton) emend Harris 1961

Dictyophyllum (Dictyophyllum) tenuifolium (Stipanovic y Menéndez) Bonetti y Herbst 1964

Fig. 3b

Comentarios: El taxón fue originalmente determinado por Bonetti y Herbst (1964) como *Dictyophyllum tenuifolium*, similar criterio asumieron Arrondo *et al.* (1991, fig. 4f) y Morel *et al.* (1992, lám. 1d) para la Formación Paso Flores en las lomas de Ranquel Huao; posteriormente Herbst (1992) lo consideró como un subgénero de *Dictyophyllum*, criterio compartido en esta contribución.

Material estudiado: EP3: LPPB 13042; EP4: LPPB 13079; EP5: LPPB 13033, 13051, 13052, 13053, 13054, 13055, 13057, 13058, 13059, 13060, 13061, 13062, 13063, 13064, 13066.

Dictyophyllum (Thaumatopteris) rothi (Frenguelli) emend. Herbst 1992

Fig. 3e

Comentarios: Como *Dictyophyllum rothi* fue determinado por Arrondo *et al.* (1991) y Morel *et al.* (1992), para La Formación Paso Flores, en las lomas de Ranquel

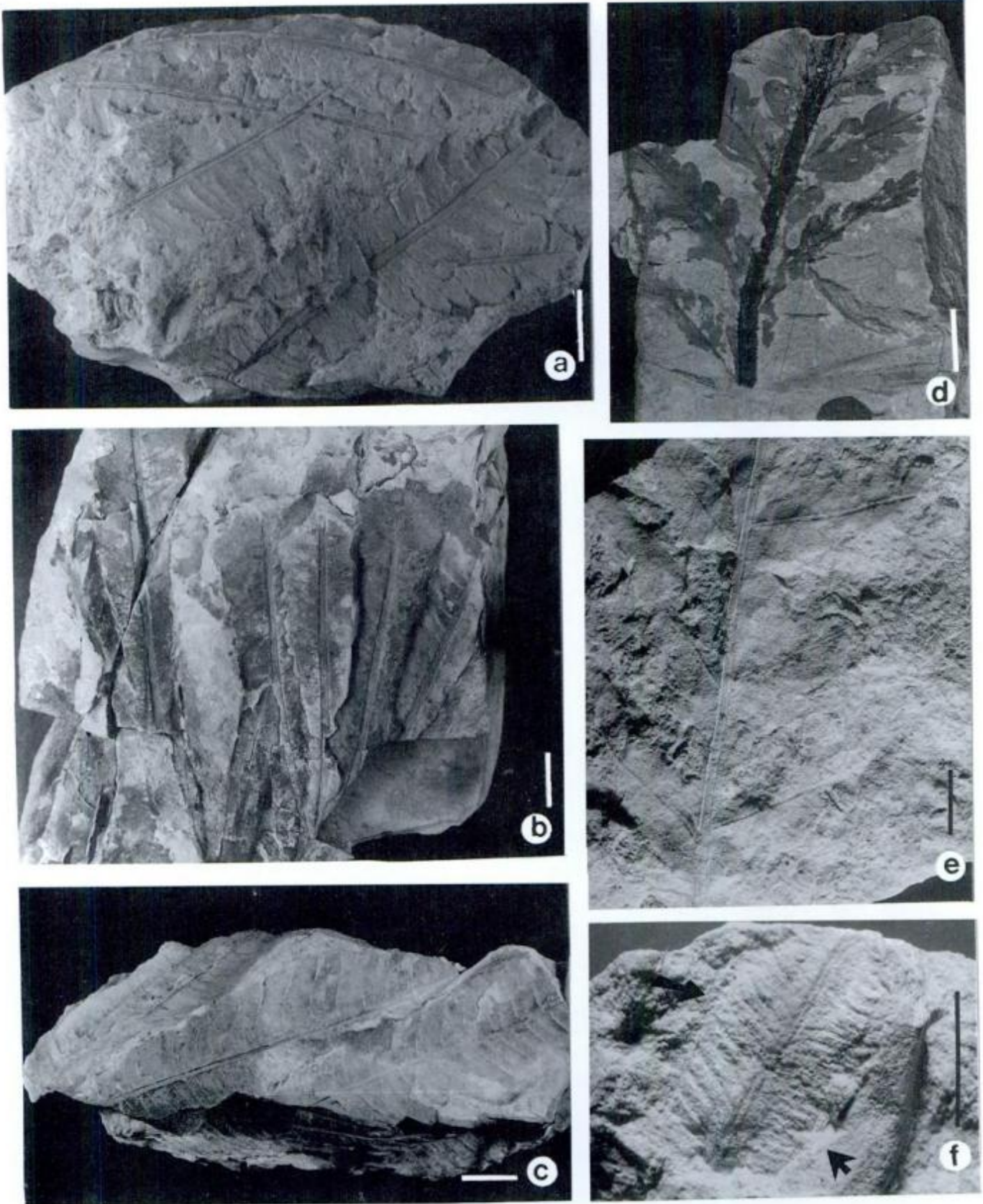


Figura 3: a, *Cladophlebis grahami*, LPPB 9801; b, *Dictyophyllum (D.) tenuifolium*, LPPB 13054; c, *Cladophlebis indica*, LPPB 9809; d, *Goepfertella stipanicicii*, LPPB 13128a; e, *Dictyophyllum (T.) rothi*, LPPB 12228; f, *Marattia münsteri*, LPPB 9602; Escala gráfica = 1 centímetro.

Huao. Por su parte Herbst (1992) lo reubicó como un subgénero de *Dictyophyllum*, criterio aceptado en esta contribución.

Material estudiado: EP5: LPPB 12228, 13056, 13068.

Género *Goeppertella* (Ôishi et Yamasita) Arrondo y Petriella 1982

Especie tipo: *Goeppertella microloba* (Schenk) Ôishi et Yamasita 1936

Goeppertella stipanicicii Herbst 1993
Fig. 3d

Comentarios: Especie instituida por Herbst (1993) sobre material proveniente de los términos más altos de la Formación Paso Flores, provincia del Neuquén, quien incluyó aquellos ejemplares determinados por Bonetti y Herbst (1964) como *Dictyophyllum spectabile*. Nuestro material coincide con la diagnosis original de la especie en la suma de sus características morfológicas como en sus dimensiones.

Material estudiado: EP5: LPPB 1536, 9617, 13128 a y b.

Material revisado: EP5: LPPB 1563, Bonetti y Herbst (1964, lám. 1, fig. 6).

Género *Dicroidium* (Gothan) emend. Townrow 1957

Especie tipo: *Dicroidium odontopteroides* (Morris) Gothan 1912

Dicroidium incisum (Frenguelli) Anderson y Anderson 1970
Fig. 4c

Descripción: Fragmento de fronde monopinnada, con el raquis principal bifurcado, de 0,4 cm de ancho en el peciolo y 0,3 cm en las ramas de la bifurcación; lleva pinnas lanceoladas, suavemente lobuladas, poco constrictas en el margen acroscópico y decurrentes en el basiscópico, miden 3 cm de largo por 0,8 cm de ancho. Vena media conspicua hasta el ápice; las venas laterales se dividen una o dos veces y salen en ángulo agudo respecto de la vena principal.

Comentarios: En Argentina esta especie se asignó al género *Dicroidiopsis* Frenguelli 1943 y posteriormente sinonimizado a *Dicroidium* por Bonetti (1966) y Archangelsky (1968) por considerarlo un taxón superfluo. *Dicroidium incisum* se asemeja a *D. crassum* por presentar constricción basal en las pinnas, pero se diferencia claramente de este último por tener pinnas lobadas. Esta especie fue citada (sin descripción) para Paso Flores por Frenguelli (1948), Spalletti et al. (1988 b) y Arrondo et al. (1991).

Material estudiado: EP4: LPPB 1578.

Dicroidium lancifolium var. *lancifolium* (Morris) Gothan 1912.

Comentarios: Ejemplares de esta variedad de *D. lancifolium* fueron descriptos e ilustrados por Morel et al.

(1992, lám. 1, fig. f) y Ganuza et al. (1995, lám 1, fig. c), para la Formación Paso Flores expuesta en las lomas de Ranquel Huao y cañadón de Pancho, provincia del Neuquén respectivamente.

Material estudiado: EP3: LPPB 13044; EP4: LPPB 1519, 1522, 1523, 1524, 1534, 1557, 1566, 1579, 1582, 1583, 1584, 1589, 1590, 1594, 1595, 1597, 1598, 1602, 1603, 1613, 6697, 13078, 13080, 13082, 13110 a y b, 13111, 13113, 13114, 13116, 13119, 13120, 13121 a y b, 13124 y 13127; EP5: LPPB 1526, 1527, 1567, 1578, 1580, 1581, 1592, 1593 y 13039.

Material revisado: EP5: LPPB 9602 Frenguelli (1937, lám. 3, fig. 7).

Dicroidium lancifolium var. *lineatum*
(Tenison Woods) Retallack 1977
Fig. 4a

Comentarios: Esta variedad fue descripta por Morel et al. (1992, lám. 2, fig. a), para la Formación Paso Flores en las lomas de Ranquel Huao, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP4: LPPB 1525, 1543, 1585, 1586, 1588, 1594, 1600, 1601, 13076, 13077, 13122 a y b, 13125.

Material revisado: EP4: LPPB 9604, Frenguelli (1937, lám 2, fig.5).

Dicroidium odontopteroides var. *moltenense*
Retallack 1977
Fig. 4d

Comentarios: La variedad moltenense fue registrada por Morel et al. (1992, lám. 2, fig. b), para la Formación Paso Flores expuesta en las lomas de Ranquel Huao, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP4: LPPB 1591, 13076, 13077 y 13132.

Dicroidium odontopteroides var. *odontopteroides*
(Morris) Gothan 1912
Fig. 4b

Comentarios: Esta variedad fue referida por Morel et al. (1992) y Ganuza et al. (1995), para la Formación Paso Flores de las lomas de Ranquel Huao y cañadón de Pancho, provincia del Neuquén respectivamente.

Material estudiado: EP4: LPPB 1532, 1590, 13112, 13114; EP5: LPPB 1553.

Género *Scleropteris* Saporta 1873

Especie tipo: *Scleropteris pomelii* Saporta 1873
Scleropteris grandis Artabe, Morel y Zamuner 1994
Fig. 4e

Comentarios: *Scleropteris grandis* fue instituida por Artabe et al. (1994, lám. 1, figs. 1-3), para la Formación Paso Flores en cañadón de Pancho, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP4: LPPB 1619.

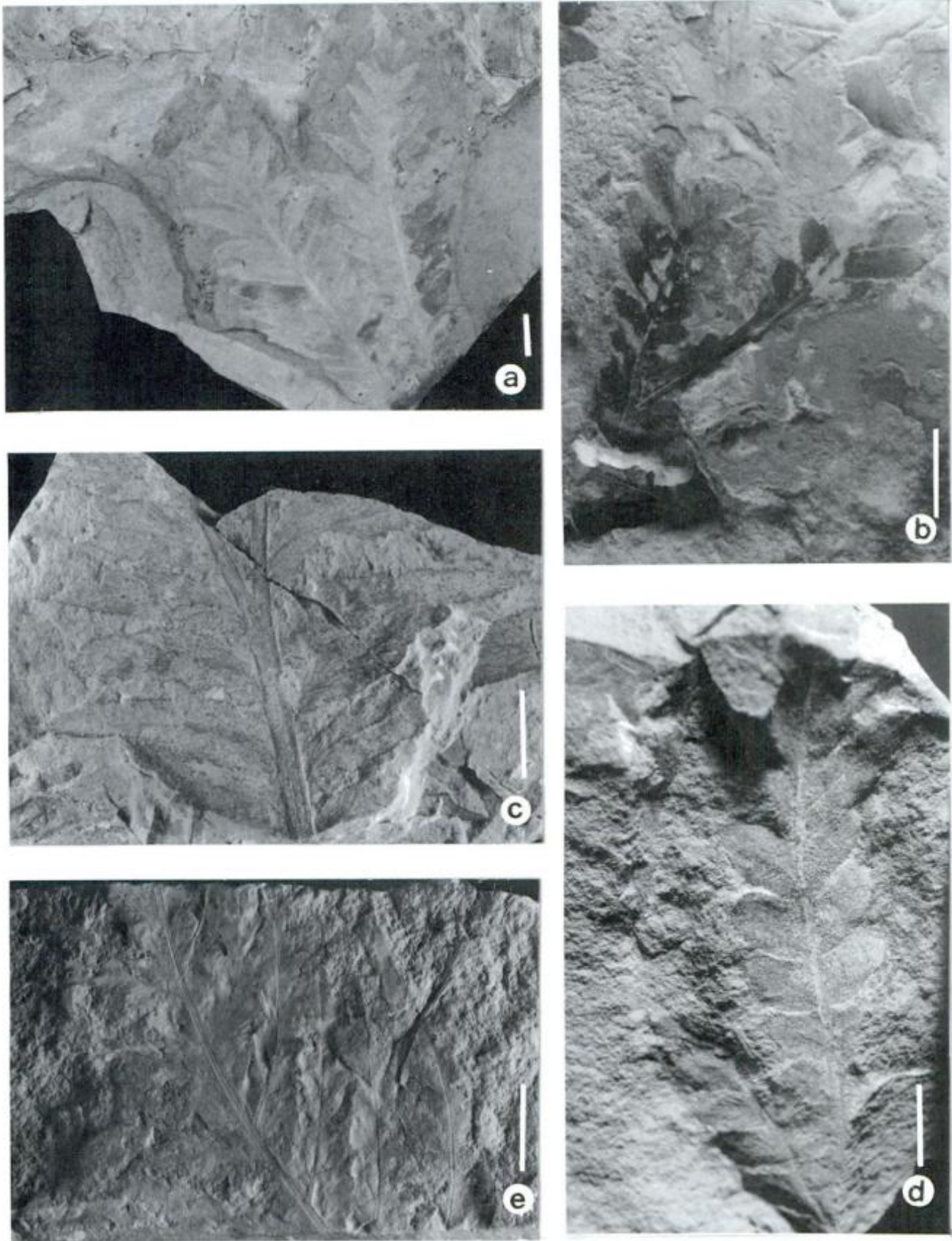


Figura 4: a, *Dicroidium lancifolium* var. *lineatum*, LPPB 13122a; b, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, LPPB 13114; c, *D. incisum*, LPPB 1578; d, *D. odontopteroides* var. *moltenense*, LPPB 13132; e, *Scleropteris grandis*, LPPB 1619. Escala gráfica = 1 centímetro.

Género *Pseudoctenis* Seward 1911

Especie tipo: Pseudoctenis eathiensis (Richards) Seward 1911.

Pseudoctenis carteriana (Oldham) du Toit 1927

Fig. 5c1

Comentarios: Pseudoctenis carteriana fue registrada en la Formación Paso Flores por Morel *et al.* (1992, lám. 2, fig. e) en las lomas de Ranquel Huao y por Ganuza *et al.* (1995, lám. 1, fig. d) en pelitas lacustres de cañadón de Pancho, provincia del Neuquén.

Material estudiado: EP4: LPPB 13118 a y b; EP5: LPPB 13069 a y b.

Pseudoctenis falconeriana (Morris) Bonetti 1968

Fig. 6a

Descripción: Fragmentos de hojas foliadas. El ejemplar LPPB 1569 tiene 7 cm de largo, mutilado en su sector basal y apical, con un ancho máximo de 5 cm, el raquis mide 0,2 cm de ancho y presenta estriás longitudinales. Los folíolos se insertan a los lados del mismo con ángulos de 60° a 65°, en forma subopuesta, a veces confluentes entre sí, con su ancho máximo en el sector proximal de 0,5 a 0,7 cm por 2,7 cm de largo. El ápice es subredondeado. La venación es paralela a los márgenes y en la zona cercana al raquis presentan una dicotomía. Se observa una densidad de 14 a 15 venas por folíolo.

Comentarios: Pseudoctenis falconeriana puede compararse con *Pseudoctenis balli* (Feistmantel) Seward 1917 y *Pseudoctenis carteriana* (Oldham) du Toit 1927, ambos citados para Rajmahal Hill (India). Estas especies tienen en común los siguientes caracteres: base de los segmentos ensanchada, venación dicotómica en el sector inferior de las venas cerca del contacto con el raquis principal y segmentos de ancho desigual. La diferencia con *Pseudoctenis balli* se debe a que ésta presenta segmentos en general confluentes formando un ala sobre el raquis; con respecto a *Pseudoctenis carteriana* el margen basiscópico es el que se eleva dando un aspecto cuneiforme al folíolo, mientras que en *Pseudoctenis falconeriana* los segmentos se angostan gradualmente hasta llegar a un ápice redondeado a más o menos agudo.

Material estudiado: EP4: LPPB 1569, 13115, 13117 a y b, 13034, 13045.

Género *Taeniopteris* Brongniart 1828

Especie tipo: Taeniopteris vittata Brongniart 1828 (1828: 32): 263, lám. 8, figs. 1-4

Taeniopteris lentriculiformis (Etheridge) Walkom

1917

Comentarios: Taeniopteris lentriculiformis fue descrito para la Formación Paso Flores por Ganuza *et al.* (1995, lám. 2, fig. c) en cañadón de Pancho, provincia del Neuquén.

Se incluye con cierto grado de duda al ejemplar determinado como *T. cf. mareyesiacae* por Frenguelli (1937, lám. 1, fig. 2), ya que presenta características morfológicas afines a la misma. Debemos aclarar que este autor no incluyó en la publicación el número de repositorio respectivo, por lo que dicho ejemplar no pudo revisarse.

Material estudiado: EP3: LPPB 13071.

Género *Ginkgo* Linnaeus 1771

Especie tipo: Ginkgo biloba Linnaeus 1771

Ginkgo matatiensis Anderson y Anderson 1989

Fig. 6c

Descripción: Fragmento de hoja flaveliforme, probablemente peciolada, de 6 cm de largo; se preservan solo dos segmentos de la hoja, que conformaría una hemilamina, ésta presenta un ángulo de 90°, lo que significa que la hoja entera tendría unos 180° como mínimo. Los segmentos están separados por una profunda incisión (4 cm) que llega hasta el tercio inferior, el ápice de los mismos es redondeado. En la base de cada uno penetran desde el pecíolo 4 ó 5 venas, las que por sucesivas dicotomías van innervando toda la lámina, los segmentos terminales tienen alrededor de 10 venas.

Comentarios: Asignamos nuestro material al género *Ginkgo*, ya que sus caracteres morfológicos entran dentro del rango de variación del género (Harris y Millington 1974), por tener hojas pecioladas cuya lámina está fragmentada en segmentos de hasta cuarto orden, con más de cuatro venas en los segmentos terminales. Dentro de las especies reconocidas para el Triásico de Gondwana, el ejemplar estudiado concuerda con las características morfológicas de *Ginkgo matatiensis* por presentar una lámina cuyo ángulo basal es mayor a 180°, con segmentos divididos hasta un 4to. orden y ápice de los mismos obtusos o redondeados.

Material estudiado: EP4: LPPB: 1627

Género *Baiera* Braun *emend.* Florin 1936

Especie tipo: Baiera münsteriana (Presl) Florin 1936

Baiera africana Baldoni 1980

Fig. 5a2

Comentarios: Morel *et al.* (1992, lám. 2, fig. f) la describe en las lomas de Ranquel Huao. De las especies de *Baiera* mencionadas para el Triásico de Argentina, *B. rolleri* Frenguelli 1946 y *B. bidens* (Tenison-Woods) Feistmantel 1890, no presentan segmentos filiformes. Este carácter se observa en *B. cuyana*, *B. furcata* Frenguelli 1942a y *B. africana* Baldoni 1980. De la primera se diferencia por poseer pecíolos más largos y hojas con dicotomías que determinan segmentos filiformes de ancho menor, por su parte *B. furcata* se caracteriza por presentar hojas de mayor tamaño y repetidamente bifurcadas, en cambio *B. africana* se diferencia por poseer hojas de menor tamaño y menos segmentadas. Debemos acotar que para la asignación genérica se consideró

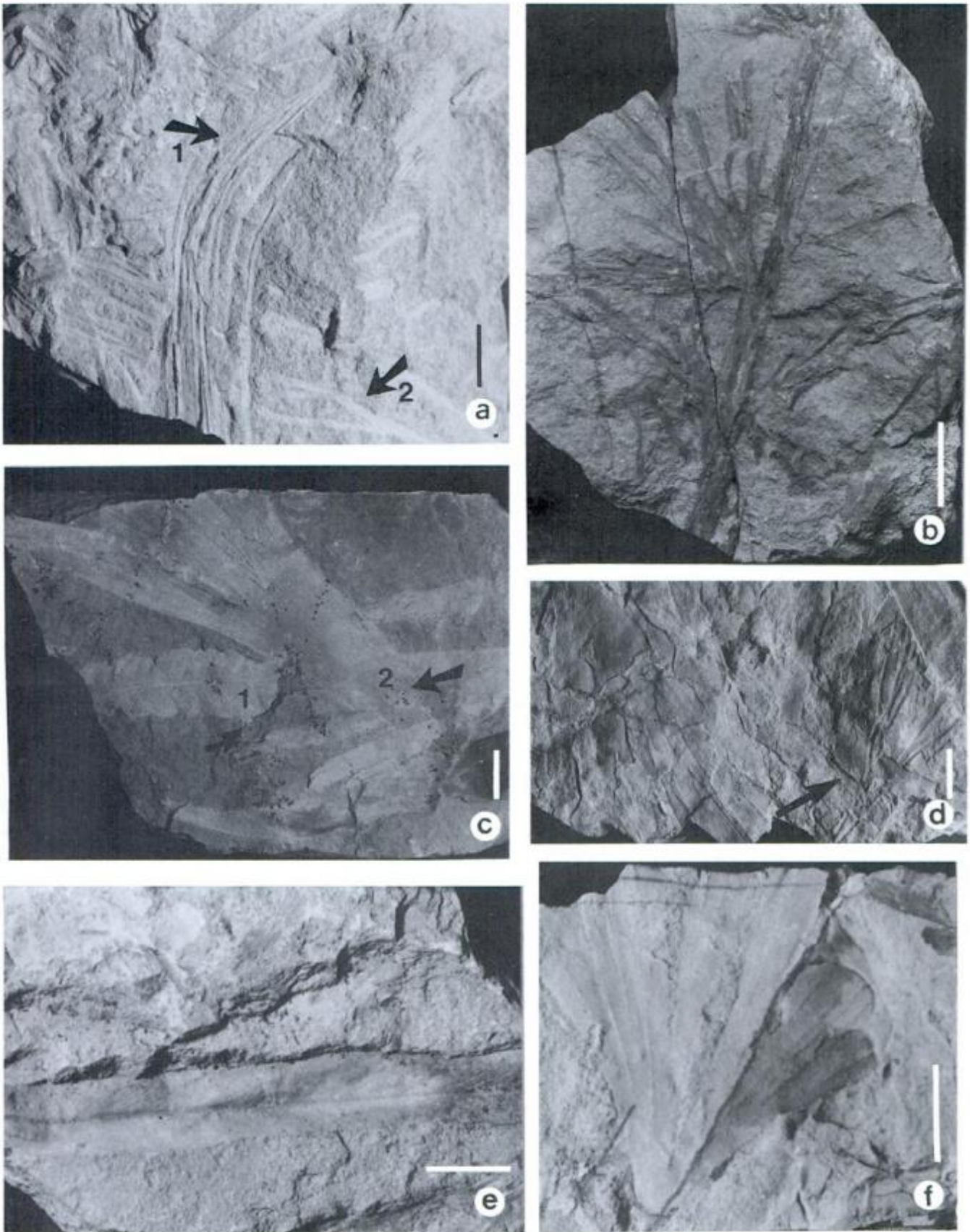


Figura 5: a, 1, *Solenites vimineus*, 2, *Baiera africana*, LPPB 9608; b, *Czekanowskia rigali*, LPPB 13129; c, 1, *Pseudoctenis carteriana*, 2, *Sphenobaiera robusta*, LPPB 13118a; d, *Baiera furcata*, LPPB 13120; e, *Linguifolium arctum*, LPPB 13075; f, *Sphenobaiera taeniata*, LPPB 13029. Escala gráfica = 1 centímetro.

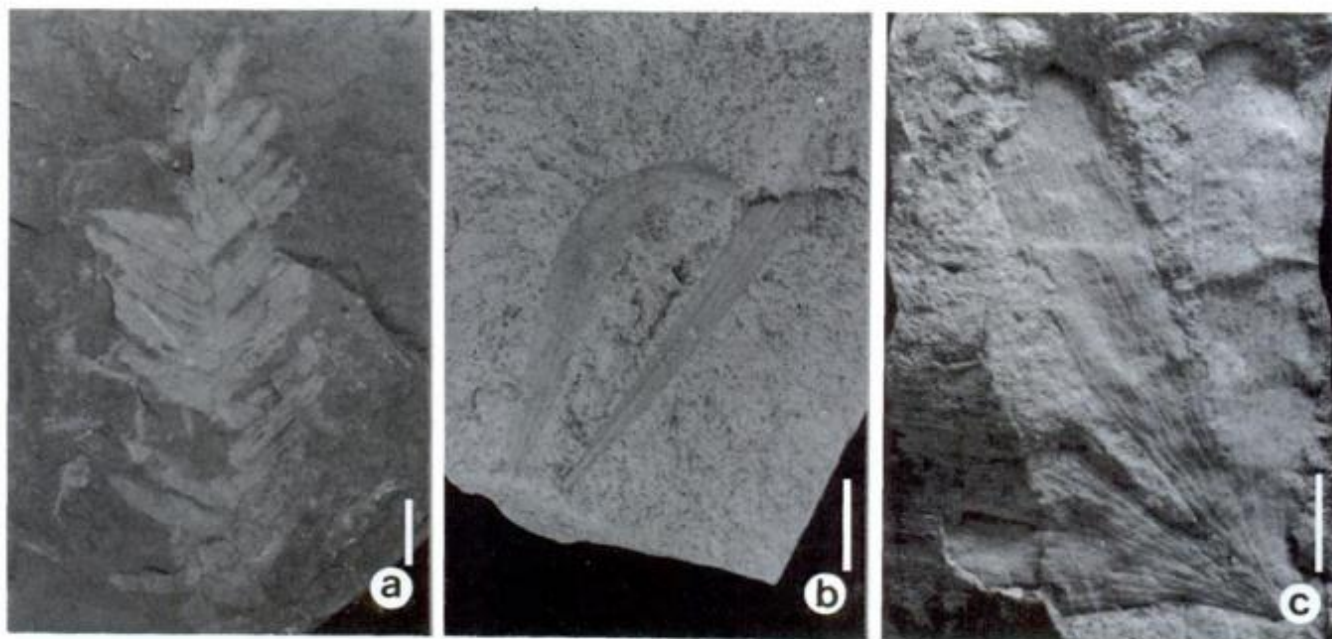


Figura 6: a, *Pseudoctenis falconeriana*, LPPB 13117a; b, *Linguifolium tenison woodsii*, LPPB 13073; c, *Ginkgo matatiensis*, LPPB 1627. Escala gráfica = 1 centímetro.

el criterio de Harris y Millington (1974), quienes asignan a este género hojas pecioladas, de lámina finamente dividida, con cuatro o menos venas por lascinia y se diferencian del género *Sphenobaiera*, por ser hojas sin un peciolo diferenciado.

Material estudiado: EP4: LPPB 1625, 1628, 1630; EP5: LPPB 1533, 1546, 1565, 1571, 1629, 9608, 13031, 13050.

Baiera furcata (Lindley y Hutton) Braun 1843

Fig. 5d

Descripción: Hojas pecioladas, de forma triangular, de hasta 12 cm de largo por 3 a 4 cm de ancho, con un ángulo basal de 25° a 35°. Profundamente divididas en dos hemiláminas por una incisión de hasta 8 centímetros. Cada mitad se divide por sucesivas dicotomías (hasta tres veces o más) formando segmentos lineares de 0,1 cm de ancho. Peciolo incompleto de hasta 3,5 cm de largo por 0,15 cm de ancho. Venación poco visible.

Material estudiado: EP4: LPPB 13120, 13123.

Comentarios: Tal como se explicitó, *B. furcata* se diferencia de las especies afines *B. africana* y *B. cuyana* por presentar hojas de mayor tamaño y repetidamente furcadas.

Género *Sphenobaiera* Florin emend. Harris y Millington, 1974

Especie tipo: *Sphenobaiera spectabilis* (Nathorst) Florin, 1936

Sphenobaiera robusta (Arber) Florin 1936

Fig. 5c2

Comentarios: *Sphenobaiera robusta* fue descrita por Artabe et al. (1994, lám. 1, fig. 6), constituyendo la pri-

mera cita de este taxón en la Argentina. Estos autores incluyen en la sinonimia del taxón a los ejemplares provenientes de la localidad tipo de la Formación Paso Flores, determinados por Arrondo et al. (1991, p. 25, fig. 4e) como *Sphenobaiera stormbergensis*.

Material estudiado: EP4: LPPB 1515, 1517, 1518, 1530, 1540, 1542, 1546, 1550, 1551, 1552, 1554, 1572, 1574, 1607, 1608, 1616, 1626, 13081, 13116, 13120, 13123, 13126, 13127, 13030; EP5: LPPB 1521, 1528, 1539, 1549, 1573, 1576, 1605, 1606, 1610, 1611, 1612, 1614, 1615, 13036, 13038, 13041, 13047, 13048, 13050.

Material revisado: EP4: LPPB 13118 a y b determinado como *Sphenobaiera stormbergensis* por Arrondo et al. (1991, p. 25, fig. 4e). Se incluye en esta especie al ejemplar LPPB: 9603 *Ginkgo crassipens?* Frenguelli (1937, fig. 4, lám. 2, fig. 4b). El mismo autor en 1946, al referirse a su nueva especie *Ginkgoites truncata*, en la pag. 123, comenta que esta última especie es parecida a *Ginkgo crassipens* Feistm, y por lo tanto a la hoja determinada como tal para Paso Flores. De acuerdo a los criterios de Harris y Millington (1974), este ejemplar al carecer de peciolo, no puede incluirse dentro del género *Ginkgo*, pero si en *Sphenobaiera*. Lo fragmentario del mismo nos impide realizar una asignación confiable, no obstante, dado el tamaño (4 cm de largo por 2 cm de ancho máximo en la parte superior del fragmento) podemos considerar que se trata de un sector basal de una hoja de *Sphenobaiera robusta*, especie muy común en las secciones revisadas de la unidad.

Sphenobaiera taeniata (Geinitz) nov. comb.

Fig. 5f

1876. *Baiera taeniata* Geinitz, lám. 2, fig. 10

1937. *Ginkgo taeniata* Frenguelli, fig. 3, lám. 3, fig. 8

1996. *Baiera* sp. Stipanovic et al., fig. 33; lám. 33, fig. 18

Lectotipo: Se designa como tal al ejemplar LPPB 9605, descrito e ilustrado por Frenguelli (1937, fig. 3, lám. 3, fig. 8).

Área tipo: Paso Flores, provincia del Neuquén.

Descripción: Hojas subtriangulares, flabeliformes, cuya lámina se ensancha desde la base de la hoja (sin pecíolo) al ápice, separada en dos lóbulos equidimensionales por una incisión profunda que puede llegar hasta cerca de la base de la misma, los que a su vez presentan una incisión menos profunda, que determina dos lascinias, las que pueden estar divididas en su sector distal por una corta escotadura. El ápice es trunco o suavemente redondeado. La venación se caracteriza por presentar 4 venas en el sector inferior de las hojas, las que se dicotomizan y bifurcan sucesivamente para culminar en una venación paralela en los segmentos de último orden, en los que se pueden identificar de cinco a ocho venas, todas de igual calibre. Con respecto al tamaño de las hojas varían entre 2,5 a 5 cm de largo, los lóbulos 0,9 a 1,6 cm de ancho máximo y las lascinias 0,4 a 0,7 cm de ancho máximo.

Comentarios: Para definir esta nueva combinación se consideró el criterio sustentado por Harris y Millington (1974), que incluyen en el género *Sphenobaiera* a hojas flabeliformes, generalmente lobadas o divididas, sin pecíolo, carácter que las diferencia de los géneros *Baiera* y *Ginkgo* que poseen un pecíolo bien diferenciado.

Material estudiado: EP4: LPPB 1516, 1556, 1531, 1559, 1633, 1638; EP5: LPPB 1568, 9605, 13029.

Género *Czekanowskia* Heer emend. Harris & Miller
1974

Especie tipo: *Czekanowskia setacea* Heer 1876

Czekanowskia rigalli Frenguelli 1942b
Fig. 5b

Comentarios: Ejemplares de *Czekanowskia rigalli* fueron referidos por Artabe et al. (1994, lám. 1, fig. 5), para la Formación Paso Flores en cañadón de Pancho.

Material estudiado: EP5: LPPB 13129, 13130, 13131.

Género *Solenites* (Lindley y Hutton) Harris 1951

Especie Tipo: *Flabellaria viminea* Phillips 1829

Solenites vimineus (Phillips) Harris 1951
Fig. 5a1

Comentarios: Frenguelli (1937, pp. 92-93) asigna a *Czekanowskia murrayana*, braquiblastos con fascículos de aproximadamente 10 hojas simples, no bifurcadas, lineales, finas de 0,1 cm en su parte más ancha, muy alargadas, hasta 6 o 7 cm, con un ápice adelgazado, encorvado, en la que se observan estrías longitudinales muy finas, las que se distribuyen en forma irregular. De acuerdo a estas características morfológicas y con las limitaciones que impone la falta de cutículas en nuestros ejemplares, y tal como lo propusieron Artabe et al. (1994) *Czekanowskia murrayana*, fue originalmente determinada como *Solenites murrayana* por

Lindley y Hutton (1834), e incluida en la lista sinonímica de *S. vimineus* (Phillips) Harris y Miller 1974. El género *Solenites* Lindley y Hutton 1834, fue revalidado por Harris (1951), para incluir formas con hojas similares a *Czekanowskia*, pero indivisas. Teniendo en cuenta este criterio y las características morfológicas de los ejemplares revisados, determinamos a los mismos como *Solenites vimineus*.

Material estudiado: EP5: LPPB 1570.

Material revisado: Determinado como *Czekanowskia murrayana* por Frenguelli (1937) EP5: LPPB 9606 (lám. 4, fig 9a) y 9608 (lám. 5, fig. 11b).

Género *Heidiphyllum* Retallack 1981

Especie tipo: *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981

Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack 1981

Comentarios: Fue descrito para la Formación Paso Flores por Morel et al. (1992, lám. 3, fig. a) y Ganuza et al. (1995, lám. 2, fig. d) para la lomas de Ranquel Huao y cañadón de Pancho respectivamente.

Material estudiado: EP4: LPPB 1554, 13116, 13117 a y b, 13122 a y b, 13123, 13126, 13127, 13119; EP5: LPPB 1526, 1535, 1604, 13035.

Material revisado: EP4: LPPB 9606 determinado como *Podozamites elongatus* por Frenguelli (1937, lám. 4) y LPPB 9607 (lám 5 10a); determinado como *Desmiophyllum* sp. LPPB 9603 Frenguelli (1937, lám. 2 4a) y LPPB 9607 (lám. 5 10b).

Género *Linguifolium* Arber emend. Retallack 1980

Especie tipo: *Linguifolium lilleanum* Arber 1913

Linguifolium arctum Menéndez 1951
Fig. 5e

Descripción: El ejemplar LPPB 13074, es un fragmento medio - apical de una hoja entera, de 3,2 cm de largo, con un ancho máximo de 1,2 centímetros. Se observa un angostamiento pronunciado hacia la zona distal, el ápice es subredondeado. La vena media bien marcada de 0,07 centímetros. Las venas laterales forman con la media un ángulo muy agudo (18° a 20°), se bifurcan principalmente en el tercio inferior de su recorrido, como así también en la parte media.

Material estudiado: EP3: LPPB 13074, 13075.

Comentarios: Retallack (1980) consideró que esta especie presenta hojas linear-espatuladas, con ápices redondeados u obtusos, vena media angosta en la zona distal de la hoja, y ancho que oscila entre 1 y 1,5 centímetros. De acuerdo con esto *L. llantenense* Menéndez 1951, entraría dentro del rango de variación de esta especie, por lo que Retallack (1980) la sinonimiza a *L. arctum*. Este taxon se distingue de la especie más cercana, *L. tenison-woodsii*, porque sus hojas presentan diferente forma (linear espatulada), el ápice es redondeado u obtuso, la vena media es angosta en la zona distal, y el ancho foliar oscila entre 1 y 1,5 centímetros.

Linguifolium tenison-woodsii (Etheridge) Retallack
1980
Fig. 6b

Descripción: Corresponden a fragmentos casi completos de hojas enteras, linear-lanceolada, elongada, con márgenes paralelos, cuyo ancho oscila entre 0,6 y 0,8 cm y alcanzan como máximo 5 cm de largo. Tienen una vena media bien marcada (0,06 - 0,08 cm), de la que se desprenden venas laterales, con un ángulo que varía entre 18°-20°, bifurcadas en el tercio inferior de su recorrido hacia el margen lateral.

Material estudiado: EP3: LPPB 13072, 13073.

Comentarios: Esta especie fue descrita en Argentina como *Linguifolium diemenense* Walk, por Menéndez (1951) para la localidad de Llantenes y Archangelsky (1965) la cita para el Tranquilo (provincia de Santa Cruz); Retallack (1980) la incluye en la sinonimia de *L. tenison-woodsii*. Este taxón se diferencia de *L. arctum* Menéndez 1951, por ser una hoja linear-lanceolada, elongada, con ápice agudo, y ancho menor a 1 centímetro.

Género *Cordaicarpus* Geinitz 1862

Especie tipo: *Cordaicarpus cordai* (Geinitz) Seward 1917.

Cordaicarpus sp.

Comentarios: Este taxón fue descrito e ilustrado para la Formación Paso Flores por Artabe *et al.* (1994, lám. 1, fig. 4) y Ganuza *et al.* (1995, lám. 2, fig. d) en cañadón de Pancho. Se incluyen aquí los ejemplares determinados como *Carpolithus* sp. LPPB 9608 por Frenguelli (1937, lám. 5 12b) y *Cardiocarpus* sp. LPPB 9607 por Frenguelli (1937, lám. 5 13)

Material estudiado: EP4: LPPB 1621, 1623, 1631; EP5: LPPB 13037.

La Formación Paso Flores

Características generales

Los registros sedimentarios de la Formación Paso Flores se encuentran distribuidos saltuariamente a ambos márgenes del río Limay, del río Collón Curá y los cañadones tributarios de los referidos sistemas fluviales (Fig. 1).

Esta entidad sedimentaria está compuesta por una sucesión en la que dominan las epiclastitas de textura gruesa, conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas, con intercalaciones de psamitas finas y pelitas, las piroclásticas están subordinadas; los tonos del conjunto son gris blanquecino, gris amarillento, con algunas capas levemente rojizas. La estructura general es homoclinal, con moderada inclinación, entre 8° y 18° al sudoeste. Cabe señalar que en la región de cañadón de Pancho se encuentra expuesto el contacto basal de la

unidad con el sustrato granítico (Formación Lipetren) y probablemente con metamorfitas de la Formación Cushamen. Mientras que en su área tipo, está sobrepuesta por las sedimentitas de la Formación Nestares, portadora de una paleoflora del Jurásico temprano (cf. Arrondo y Petriella 1980; Arrondo *et al.* 1991).

En la región del río Limay se midieron espesores máximos de 129 m en el Cerro Mariana, sin base ni techo expuesto (Spalletti *et al.* 1988a). Con el fin de reconocer diferentes secciones de la unidad se levantaron perfiles sedimentológicos en: 1, estancia Corral de Piedra; 2, cañadón de Pancho; 3, cerro Mariana; 4, margen oeste del río Limay (Paso Flores, localidad tipo); 5, cañadón de Ranquel Huao y 6, lomas de Ranquel Huao (Figs. 1 y 2).

Atributos de la sucesión sedimentaria

La buena exposición de las sedimentitas y la excelente preservación de las estructuras sedimentarias, facilitó el análisis de facies y la definición de asociaciones de facies lo que posibilitó establecer un modelo conceptual de depositación

Facies sedimentarias

Se identificaron cinco facies sedimentarias (cf. Spalletti *et al.* 1988a): a) ortoconglomerados, b) diamictitas, c) areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas, d) areniscas conglomerádicas macizas y e) pelitas epi y piroclásticas.

Asociaciones de facies

Los perfiles estudiados se caracterizan por presentar un particular arreglo de las facies sedimentarias reconocidas; estas asociaciones se definen por los tipos y proporciones relativas de las facies en cada sección, se han podido reconocer cinco Asociaciones de Facies (cf. Spalletti *et al.* 1988a; Ganuza *et al.* 1995).

Asociación I: está compuesta por ortoconglomerados gruesos, macizos desorganizados en cuerpos lenticulares, potentes, interestratificados con diamictitas macizas, en capas lentiformes, continuas y espesas. Sugieren áreas de acumulación de considerable gradiente, que pertenecen a sectores apicales de abanicos aluviales de zonas húmedas, en los que predominó la depositación por acción de corrientes fluviales encauzadas.

Asociación II: es la más frecuente de esta unidad; se caracteriza por la abundancia de ortoconglomerados a los que se subordinan niveles de las facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas. De acuerdo a estas características la AdF. II, puede atribuirse a fenómenos de nuclea-

Tabla 1: Distribución porcentual de las asociaciones de facies

Asoc.	C. de Piedra	C. de Pancho	C°. Mariana	Paso Flores L.T	Cañadón R. H.	Lomas R. H.
I	88 %	—	—	—	—	—
II	12 %	20 %	50 %	25 %	50 %	—
III	—	40 %	45 %	55 %	40 %	90 %
IV	—	5 %	5 %	10 %	10 %	10 %
V	—	35 %	—	10 %	—	—

miento, agradación y migración de barras longitudinales de sistemas fluviales entrelazados y permite considerar a estos fenómenos depositacionales como generados en un abanico aluvial húmedo distal o en un sistema longitudinal abierto, desarrollado en una área con marcado gradiente fuera del ámbito del abanico, con variaciones en la descarga.

Asociación III: constituida por similares términos litológicos que la AdF. II, aunque en ésta predominan elementos más finos. Facies de areniscas conglomerádicas, sabulitas y areniscas con estructuras mecánicas internas, dominan los cuerpos amalgamados (*cosets*) lenticulares, con estructuras entrecruzadas entre los que se intercalan cuerpos lentiformes de ortoconglomerados imbricados. Representarían depósitos de canal y barras longitudinales de poco desarrollo en el sistema fluvial entrelazado. En comparación con la AdF. II se puede inferir condiciones de sedimentación en un medio con menor energía, atribuibles a cambios de pendiente en el sistema o a decrecimiento en la descarga.

Asociación IV: corresponde a los términos más finos de la sedimentación fluvial, predominan los depósitos de pelitas epi y piroclásticas interestratificadas con areniscas medianas a gruesas que, por su relación con las AdF II y AdF. III; se las puede interpretar como acumulaciones del techo o partes altas de barras longitudinales o diagonales que emergen durante el estiaje, o bien islas (y/o terrazas) del sistema fluvial entrelazado. Estos ambientes son proclives para la colonización y posterior preservación y acumulación de restos vegetales y en ellos se alojan la mayoría de las tafocenosis con improntas de plantas.

Asociación V: caracterizada por sedimentitas de grano fino, pelitas epi y piroclásticas con intercalaciones de cuerpos lenticulares de areniscas macizas de arreglo general grano y estrato creciente. Se propone la acumulación en un medio lacustre de gran desarrollo. La homogeneidad de las secuencias pelíticas y sus tonos pálidos denotan escasa presencia de materia orgánica, sumados a los atributos de las facies de pelitas permiten inferir condiciones de importante circulación vertical y oxigenación de la interface sedimentaria, lo que corresponde a un lago holomíctico de regiones templadas o con considerables cambios estacionales en las temperaturas. Las intercalaciones psamíticas pueden

interpretarse como barras de desembocadura con re-trabajo de olas y depósitos progradacionales de frente deltaico con dominio fluvial.

Paleocorrientes

Se midieron guijarros imbricados, orientación de troncos, inclinación de capas frontales entrecruzadas y ejes de estructuras en artesa. El análisis general de los datos, muestran direcciones de transporte desde el E al O. Las relaciones observadas entre las paleocorrientes y las distribuciones de facies sedimentarias (cf. Spalletti *et al.* 1988a; Spalletti 1994a) sugieren que el eje del sistema entrelazado tenía una orientación al NO, en cambio los vectores con orientaciones predominantes desde el N, podrían corresponder a los abanicos aluviales transversales al eje de la cuenca.

Modelo conceptual de depositación

Los atributos de las facies sedimentarias y de las asociaciones de facies permitieron a Spalletti *et al.* (1988 a y b) y Spalletti (1994 a y b) inferir un modelo complejo de depositación constituido por abanicos aluviales transversales de región húmeda, que drenaban desde el NE al SO, los que se vinculan a un sistema fluvial entrelazado gravoso - arenoso, con una orientación SE a NO; mientras que en los sectores más distales de la cuenca se desarrollaron sistemas distributarios meandrosos de baja sinuosidad, con nivel de base lacustre, caracterizado por cuerpos de agua perennes, con facies profundas y someras, estas últimas correspondientes a sectores costeros y sistemas de barras de desembocadura progradacionales con re-trabajo del tren de olas. Debemos considerar además que en los sectores de desembocadura de los cursos fluviales en el sistema lacustre, se desarrollaron deltas - abanicos.

Los estratos plantíferos y su relación con los paleoambientes

Los estratos portadores de plantas fósiles de la Formación Paso Flores están en: EP. 1, perfil 2a, cañadón

de Pancho (Ganuza *et al.* 1995); EP. 2, perfil 2d, cañadón de Pancho (Artabe *et al.* 1994); EP. 3, perfil 3e, cerro Mariana (este trabajo); EP. 4 y EP. 5; perfil 4, Paso Flores localidad tipo (este trabajo); perfil 6, lomas de Ranquel Huao (Morel *et al.* 1992).

EP. 1: ubicado en un intervalo pelítico (arcilitas y limolitas) en capas laminares, que corresponden a un paleoambiente lacustre holomítico. La paleocomunidad puede interpretarse como un bosque de Voltziaceae (*Heidiphyllum* y *Cycadocarpidium*) y *Corystospermas* (*Zuberia*) con un estrato herbáceo arbustivo dominado por *Pteridospermas* (*Dicroidium crassum* y *D. odontopteroides*), debe destacarse que todos los taxones presentan baja representatividad, seguramente relacionada con la mecánica de fosilización y sepultamiento de la vegetación que colonizó los bordes del ambiente lacustre.

EP. 2, 3, 4, 5 y 6: se alojan en pelitas epi- y piroclásticas planares, interestratificados con areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada. Corresponde a tafocenosis paraautóctonas del techo de terrazas marginales o de la parte superior de barras emergentes durante el estiaje o islas del sistema fluvial entrelazado, en las que se desarrollaron paleocomunidades herbáceo arbustivas, los taxones dominantes son referidos a helechos (*Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Dictyophyllum*), *Pteridospermas* (*Dicroidium*) y *Scleropteris grandis*.

Con referencia a las petrificaciones de troncos, *Protocircoporoxylo marianaensis* Zamuner y Artabe (1994), éstos se registran principalmente en los perfiles del cerro Mariana y Ea. Corral de Piedra en los términos más gruesos de la secuencia, facies de conglomerados y facies de areniscas conglomerádicas macizas con guijarros dispersos; generados por agentes no canalizados asimilables a crecientes no encauzadas, probablemente en terrazas marginales con un fuerte ritmo de acreción vertical.

Control tectónico

Franchi *et al.* (1989), infieren un depocentro vinculado a fallas directas; Arrondo *et al.* (1991) proponen una cubeta con gran subsidencia, circunscripta por fallas extensionales o transtensionales y por áreas volcánicas, cuya sedimentación debió ser controlada por la acción conjunta de fenómenos tectónicos sindeposicionales e importantes variaciones en el régimen fluvial, representada por una megasecuencia granodecreciente o retrogradacional, además se pudieron identificar ciclos menores, recurrentes, de conglomerado - arenisca que se los puede vincular con cambios periódicos de la descarga, generados tal vez por variaciones climáticas inducidas por factores astronómicos (Spalletti 1994 b).

Spalletti *et al.* (en prensa), consideran a la Formación Paso Flores como la columna tipo del "Piso Floria-

no", relacionan la apertura del "rift" Paso Flores - Chaico con la fase tectónica Río de Los Patos (Stipanovic 1979), identificando al relleno sedimentario con una etapa de "sinrift" temprano, que conjuntamente con el "rift" de Malargüe (sur de Mendoza) conformarían los depocentros precursores de la Cuenca Neuquina.

Contenido paleoflorístico

La Tabla 2 sintetiza el registro paleoflorístico de la Formación Paso Flores, para tal fin se consideraron los aportes de: Frenguelli (1937, 1948), Bonetti y Herbst (1964), Spalletti (1988b), Arrondo *et al.* (1991), Morel *et al.* (1992), Herbst (1993), Zamuner y Artabe (1994), Artabe *et al.* (1994), Ganuza *et al.* (1995) y las novedades

Tabla 2: Contenido paleoflorístico de la Formación Paso Flores.

TAXA \ LOCALIDADES	A	B	C	D
<i>Asterotheca rigbyana</i>	x		+	
<i>Marattia münsteri</i>	x			
<i>C. grahami</i>	x			
<i>C. indica</i>	x		+	
<i>C. kurtzi</i>		x	+	
<i>C. mendozaensis</i>			+	
<i>Coniopteris harringtoni</i>			+	
<i>Dictyophyllum (D.) tenuifolium</i>	x	x	x	
<i>D. (T.) rothi</i>	x		+	
<i>Goepfertella stipanicicii</i>	x			
<i>Dicroidium crassum</i>				+
<i>D. incisum</i>	x			
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lancifolium</i>	x	x	x	x
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>	x		+	
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>moltenense</i>	x		+	
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>	x		x	+
<i>Zuberia sahnii</i>				+
<i>Z. zuberi</i>				+
<i>Johnstonia stelzneriana</i>				+
<i>Xylopteris elongata</i> var. <i>elongata</i>				+
<i>X. elongata</i> var. <i>rigida</i>				+
<i>Scleropteris grandis</i>	x			+
<i>Pachidermophyllum praecordilleriae</i>			+	
<i>Nilssonia taeniopteroides</i>				+
<i>Pseudoctenis carteriana</i>	x		x	+
<i>P. falconeriana</i>	x			
<i>Kurtziana cacheutensis</i>			+	
<i>Taeniopteris lentriculiformis</i>		x		+
<i>Ginkgo matatiensis</i>	x			
<i>Baiera africana</i>	x		+	
<i>B. furcata</i>	x			
<i>Sphenobaiera robusta</i>	x			+
<i>S. taeniata</i>	x			
<i>Czekanowskia rigali</i>	x			+
<i>Solenites vimineus</i>	x			
<i>Heidiphyllum elongatum</i>	x		x	+
<i>Cycadocarpidium andium</i>				+
<i>C. majus</i>				+
<i>Linguifolium arctum</i>		+		
<i>L. lilleanum</i>				+
<i>L. tenison-woodsii</i>		+		
<i>Cordaicarpus</i> sp.	x			+
<i>Protocircoporoxylo marianaensis</i>		+		

Localidades: **A**, Paso Flores (localidad tipo), Neuquén. **B**, Paso Flores (C° Mariana), Río Negro. **C**, lomas y cañadón de Ranquel Huao, Neuquén (Morel *et al.* 1992). **D**, cañadón de Pancho, Neuquén (Artabe *et al.* 1994; Ganuza *et al.* 1995)

de esta contribución. La revisión y estudio sistemático de la taoflora de dicha unidad, permitió determinar un elenco paleoflorístico de 43 taxones determinados a nivel específico y/o varietal.

Análisis bioestratigráfico

La Tabla 3 muestra los taxones en común que tiene la paleoflora de la Formación Paso Flores con respecto a las de otras secuencias triásicas de Argentina (Frenquelli 1948; Menéndez 1951; Stipanovic 1979; Stipanovic y Bonaparte 1979; Stipanovic *et al.* 1996; Artabe 1985, 1986; Artabe *et al.* 1994, 1999; Spalletti *et al.* 1988b, en prensa; Morel 1994; Morel *et al.* 1992; Ganuza *et al.* 1995, 1998; Zamuner y Artabe 1994; Zamuner *et al.* 1998; Gnaedinger y Herbst 1997, 1998 a y b; Kogian *et al.* 1999), además se destacan aquellos taxones que tienen continuidad en el Jurásico. Del análisis del mismo y de las particularidades de la distribución estratigráfica de los taxones se pueden extraer las siguientes conclusiones:

Esta unidad comparte 17 (40 %) taxones con la paleo-

flora del Grupo Tronquimalal (Artabe *et al.* 1999): *Cladophlebis mendozaensis*, *C. kurtzi*, *Dicroidium crassum*, *D. incisum*, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, *D. odontopteroides* var. *moltenense*, *D. lancifolium* var. *lineatum*, *Zuberia zuberi*, *Xylopteris elongata*, *Johnstonia stelzneriana*, *Pachydermophyllum praecordilleriae*, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera africana*, *Heidiphyllum elongatum*, *Linguifolium tenison-woodsii*, *L. arctum* y *Cordaicarpus* sp.

Sobre un total de 43 taxones determinados a nivel específico y/o varietal, la Formación Paso Flores presenta siete (17 %) taxones exclusivos para el Triásico de Argentina (*Marattia münsteri*, *Goepertella stipanicicii*, *Scleropteris grandis*, *Ginkgo matatiensis*, *Sphenobaiera taeniata*, *Solenites vimineus*, *Protocircoporoxylon marianaensis*).

Sobre el mismo número de taxones, 12 (*Marattia münsteri*, *Cladophlebis grahami*, *C. indica*, *C. kurtzi*, *C. mendozaensis*, *Dictyophyllum (T.) rothi*, *Nilssonia taeniopteroides*, *Pseudoctenis carteriana*, *P. falconeriana*, *Kurtziana cacheutensis*, *Baiera furcata* y *Heidiphyllum elongatum*) tienen un biocrón que se extiende al Jurásico.

Tabla 3: Taxones en común de la paleoflora de la Fm. Paso Flores con las de otras sucesiones triásicas de la Argentina.

TAXA \ FORMACIONES	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N
<i>Asterotheca rigbyana</i>					x									
<i>C. grahami</i>			x											*
<i>C. indica</i>						x								*
<i>C. kurtzi</i>	x			x	x				+					
<i>C. mendozaensis</i>	x			x	x	x	x		+		+	x	+	*
<i>Coniopteris harringtoni</i>											x			
<i>Dictyophyllum (D.) tenuifolium</i>											x			
<i>D. (T.) rothi</i>														*
<i>Dicroidium crassum</i>	x		x	x	x		x		x			x		
<i>D. incisum</i>				x			x							
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lancifolium</i>		x					x	x						
<i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>	x	x		x	x		x					x		
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>moltenense</i>	x	x		x	x		x							
<i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>	x	x		x	x		+					+		
<i>Zuberia sahnii</i>							x	x			+			
<i>Zuberia zuberi</i>		x	x	x	x		x	x	x	x				
<i>Johnstonia stelzneriana</i>	x	x		x				x	x	x	x			
<i>X. elongata</i> (var. <i>rigida</i> y var. <i>elongata</i>)	x		x	x	x	x			x	x	x	x		
<i>Pachydermophyllum praecordilleriae</i>	x			x			x		x		x	x	+	
<i>Nilssonia taeniopteroides</i>		x												*
<i>Pseudoctenis carteriana</i>				+										*
<i>P. falconeriana</i>		x									x			*
<i>Kurtziana cacheutensis</i>		x										x	x	*
<i>Taeniopteris lenticuliformis</i>							+							
<i>Baiera africana</i>				+	x									
<i>B. furcata</i>				+										*
<i>Sphenobaiera robusta</i>													x	
<i>Czekanowskia rigali</i>	x		x				x		x					
<i>Heidiphyllum elongatum</i>	x	x	x	x			x	x	x	x		x	x	*
<i>Cycadocarpidium andium</i>	x	x							+	x		+		
<i>C. majus</i>	x													
<i>Linguifolium arctum</i>				x									x	
<i>L. lilleanum</i>			x		x	x								
<i>L. tenison-woodsii</i>				x	x	x								
<i>Cordaicarpus</i> sp.		x	x	x										

Formaciones: **A**, Potrerillos; **B**, Cacheuta; **C**, Río Blanco; **D**, Grupo Tronquimalal (Fm Chihúu + Fm. Llantenes); **E**, Cañadón Largo; **F**, Laguna Colorada; **G**, Vera; **H**, Ischichuca; **I**, Los Rastros; **J**, Ischigualasto; **K**, Barreal; **L**, Cortaderita; **M**, El Alcázar; **N**, taxones registrados en el Jurásico.

Por otra parte, géneros con una clara afinidad jurásica como *Goepertella*, que aparece como una forma ocasional en Paso Flores, alcanza su acmé recién en el Jurásico. El género *Scleropteris* (pteridosperma importante en el Jurásico de Argentina) vincula a esta taoflora con otras del Jurásico temprano como las de Alicurá, Piedra Pintada, Pampa de Agnia y Ea. La Juanita a través de *S. vincei* y con el Jurásico medio - superior del cerro Lotena por el registro de *S. lotenaensis*.

De esta manera podemos considerar que 14 (33 %) de los taxones tienen una continuidad en el Jurásico, e incluso algunos de ellos alcanzan su acmé durante este período.

Edad de la Taoflora

Las sedimentitas de la Formación Paso Flores fueron asignadas al Liásico por Frenguelli (1937), quien propuso que de acuerdo a sus plantas fósiles, esta unidad, debería ocupar una posición intermedia entre las sedimentitas de Cacheuta y las de Piedra Pintada, esto es entre el "Rético y el Liásico". Luego Frenguelli (1948) consideró que la flora de esta formación tiene elementos característicos del Triásico, pero por su composición debería ser algo más joven que la de Cacheuta y quizás comparable con las Formaciones Río Blanco y Gualo (por entonces sin fósiles). Similar asignación le confirieron Groeber y Stipanovic (1953) y Stipanovic (1979). Arrondo *et al.* (1991) proponen a esta paleoflora como la más joven del Triásico de Argentina (Triásico tardío) y este criterio fue sustentado por Morel *et al.* (1992), Artabe *et al.* (1994), Ganuza *et al.* (1995), esta asignación temporal fue corroborada por Zavattieri (1997). Artabe *et al.* (1999) realizaron un análisis de los componentes florísticos presentes en el Grupo Tronquimalal (Formaciones Chihuú y Llantenes), le asignan al mismo una edad neotriásica tardía, destacando la afinidad de éstas, con la paleoflora de la Formación Paso Flores e indican que las taofloras del Grupo Tronquimalal y la Formación Paso Flores muestran particularidades de importancia bioestratigráfica, sobre todo teniendo en cuenta que ambas pueden considerarse como las más jóvenes del Triásico de Argentina.

Teniendo en cuenta el análisis bioestratigráfico realizado, la composición, características y distribución de la paleoflora estudiada, la afinidad paleoflorística con el Grupo Tronquimalal y la edad considerada en base a su contenido palinológico, reafirman el fechado de la Formación Paso Flores como neotriásica tardía.

Debemos resaltar que la edad aquí asignada concuerda con la sugerida por Spalletti *et al.* (en prensa) quienes proponen un ordenamiento bio y cronoestratigráfico para el Triásico de Argentina, en el que reconocen cinco zonas bioestratigráficas y tres pisos: Barrealiano, Cortaderitano y Floriano, constituyendo la Formación Paso Flores en su localidad tipo y en cañadón de Pan-

cho el holoestratotipo y paraestratotipo respectivo del piso Floriano. Este incluye a la biozona de *Dictyophyllum tenuiserratum*, *Linguifolium arctum*, *Protocircoporoxylon marianaensis*. Esta biozona fue reconocida en la Formación Paso Flores, en el Grupo Tronquimalal y la Formación Río Blanco.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a los árbitros P. N. Stipanovic y R. Herbst, como así también a L. Spalletti por las importantes sugerencias efectuadas y a A. Artabe por la lectura crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, H. M. y Anderson, J. M., 1970. A preliminary review of the uppermost Permian, Triassic and lowermost Jurassic of Gondwanaland. *Palaeontologia Africana*, 13: 1-22.
- Anderson, J. M. y Anderson, H. M., 1989. *Palaeoflora of Southern Africa*. National Botanical Institute, 2: 1-566. Rotterdam.
- Arber, E., 1913. A preliminary note on the fossil plants of the Mt. Potts Beds, New Zealand, collected by Mr. D.G. Lillie biologist to Captain Scots Antarctic Expedition in the Terra Nova. *Proceedings of the Geological Society of London*, B 86: 344-347. London.
- Archangelsky, S., 1965. Taofloras Paleozoicas y Eomesozoicas de Argentina. Análisis de sus componentes y vinculaciones con otras taofloras coetáneas extra-argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 10: 247-291.
- Archangelsky, S., 1968. Studies on triassic fossil plants from Argentina, IV. The leaf genus *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Palaeontology*, 11(4): 500-512.
- Artabe, A.E., 1985. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana*, 22(1-2): 3-22.
- Artabe, A.E., 1986. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana*, 22(3-4): 159-180.
- Artabe, A. E., Morel, E. y Zamuner A., 1994. Estudio Paleobotánico y Tafonómico en la Formación Paso Flores (Triásico Superior), en Cañadón de Pancho, Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 31(2): 153-160.
- Artabe, A. E., Morel, E., Spalletti, L. A. y Brea, M., 1999. Paleomambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico superior de Malargüe (Sur de Mendoza, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4): 526-548.
- Arrondo, O. y Petriella, B., 1980. Alicura, Nueva localidad plantífera Liásica de la Provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 17(3): 200-215.
- Arrondo, O., Artabe, A. E., Morel, E. y Petriella B., 1984. Floras fósiles mesozoicas. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 1 y 2: 367-372. San Carlos de Bariloche.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E. y Ganuza, D., 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an upper Triassic - lower Liassic basin in northwestern Patagonia Argentina. En: Ulbrich, U. y Rocha Campos, A.C. (Eds.): *Seven International Gondwana Symposium*, 714: 517-532. Sao Paulo.

- Baldoni, A. M., 1980. *Baiera africana*, una nueva especie de Ginkgo del Triásico de Sudafrica. *Ameghiniana*, 17(2): 156-162.
- Bonetti, M. I. R., 1966. Consideraciones sobre algunos representantes de la familia "Corystospermaceae". *Ameghiniana*, 4(10): 389-395.
- Bonetti, M. I. R., 1968. Las especies del género *Pseudoctenis* en la flora Triásica de Barreal (San Juan). *Ameghiniana*, 5(10): 433-446.
- Bonetti, M. I. R. y Herbst, R., 1964. Dos especies de *Dictyophyllum* del Triásico de Paso Flores. Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 3(9): 273-279.
- Braun, C. F. W., 1843. Beitrage zur Urgeschichte der Pflanzen. In: Munster Graf. G. zu: Beitrage zur Petrefactenkunde. Heft 6: 5-25. Bayreuth.
- du Toit, A. L., 1927. The fossil flora of the upper Karroo-Beds. Part II. *Annals of the South African Museum*, 22(2): 289-420.
- Feistmantel, O., 1877. Jurassic (Liassic) flora of the Rajmahal Group in the Rajmahal Hills. *Memoris Geological Survey, India Paleontological Indica*, 2: 53-162.
- Feistmantel, O., 1890. Geological and Palaeontological relations of the coal and plants bearing beds of Palaeozoic and Mesozoic age in eastern Australia and Tasmania. *Geological Survey N. S. W. Palaeontological Memoir*, 3: 1-85.
- Florin, R., 1936. Die fossilen Ginkgophyten von Franz Joseph land nebst Erosterungen uber vermeintlichen. *Cordaitales mesozoischen Alterts 2 Allgemeiner Teil. Palaeontographica*, 82 B: 1-71.
- Fossa Mancini, E., 1937. La Formación Continental de Paso Flores en el Río Limay. *Notas Museo de La Plata 2, Geol* (3).
- Franchi, M. R., Panza, J. y de Barrio, R.E., 1989. Depósitos triásicos y jurásicos en la Patagonia extrandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6*, Instituto Superior de Correlaciones Geológicas: 347-378. Tucumán.
- Frenquelli, J., 1937. La Florula jurásica de Paso Flores en el Neuquén, con referencia a la de Piedra Pintada y otras floras jurásicas Argentinas. *Revista Museo de la Plata (N.S), Paleontología*, 1(3): 67-108.
- Frenquelli, J., 1942a. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana superior en la Argentina. V. *Baiera cuyana* n.sp. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología*, 7(46): 297-302.
- Frenquelli, J., 1942b. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana superior en la Argentina. III. *Czekanowskia rigali*. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología*, 44(7): 287-291.
- Frenquelli, J., 1943. Reseña crítica de los géneros atribuidos a la "Serie de *Thinnfeldia*". *Revista del Museo de La Plata (n.s) . Paleontología*, 2(12): 225-342.
- Frenquelli, J., 1946. Contribuciones al conocimiento de: La Flora del Gondwana superior en Argentina. XXIII. Ginkgoales de los Estratos de Potrerillos en la Precordillera de Mendoza. *Notas Museo de La Plata, Paleontología*, 11(87): 101-127.
- Frenquelli, J., 1947. El género "*Cladophlebis*" y sus representantes en la Argentina. *Anales del Museo de La Plata, Paleontología, Sección B Paleobotánica*, (2): 1-47.
- Frenquelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. *GAEA*, 8:159-309.
- Galli, C. A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 39c., Piedra del Aguila, Provincia del Neuquén y de Río Negro. Dirección Nacional Geología Minería, *Boletín 111*, p. 67.
- Ganuzo, D., Spalletti, L., Morel, E. y Arrondo, O., 1995. Paleofloras y sedimentología de una sucesión lacustre - fluvial del Triásico tardío: La Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 32(1): 3-18.
- Ganuzo, D. A., Zamuner, A. B., Artabe, A. E. y Spalletti, L.A., 1998. Sistemática y Paleoecología de la Flora Triásica de Hilario-Agua de Los Pajaritos (Formación El Alcázar), Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 35(3): 271-283.
- Geinitz, H. B., 1862. *Dyas order die Zechseinformation un das Rotliegende. Band 2, Die Pflanzen der Dyas und Geologisches. Wilhelm Engelmann: 131- 342, Leipzig.*
- Geinitz, H. B., 1876. *Uebern rhätische Pflanzen und Thierreste in den argentinischen Provinzen, La Rioja, San Juan und Mendoza. Palaeontographica*, 3: 1-14.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1997. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte VI: Ginkgoales. *Actas 3º Reunión sobre el Triásico del Cono Sur, La Rioja.*
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1998a. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte IV: Pteridospermae. *Ameghiniana* 35(1): 33-52.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1998b. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte V: Pteridophyta. *Ameghiniana* 35(1): 53-65.
- Gothan, W., 1912. *Über die Gattung Thinnfeldia Ettingshausen, Abhandlung der Naturhistorische, Gesellschaft zu Nürnberg*, 19: 67-80.
- González Díaz, E. F., 1982. Sedimentitas del Triásico superior continental en el valle del río Collón Curá, entre los Arroyos Quemquemtreu y Caleufú, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(2): 214 -220.
- Groeber P. F. C., y Stipanovic, P. N., 1953. Triásico. En: *Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina Estudios Geográficos, GAEA*, 2(1): 13-141. Buenos Aires.
- Harris, T. M., 1951. Notes on the Jurassic Flora of Yorkshire, 49-51. 49 *Solenites vimineus* (Phillips) n. comb.; 50 *Ginkgo whitbiensis* sp.n.; *Elatides divaricatus* (Bundbury) n. comb. *Annals, Natural History*, (12/4): 915-937.
- Harris, T. M., 1961. The Yorkshire Jurassic Flora. I. Tallophyta-Pteridophyta. *Trustees of the British Museum (Natural History)*, 212 p. Londres.
- Harris, T. M. y Miller, J., 1974. The Yorkshire Jurassic Flora. 2. *Czekanowskiales. Trustees of the British Museum (Natural History)*: 79-138. Londres.
- Harris, T. M. y Millington, W., 1974. The Yorkshire Jurassic flora. 1. Ginkgoales. *Trustees of the British Museum (Natural History)*: 1-78. Londres.
- Herbst, R., 1964. La Flora liásica de la zona del Río Atuel, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2): 108 -131.
- Herbst, R., 1977. Sobre Marattiales (Filicopsida) Triásica de Argentina y Australia. Parte I. El género *Asterotheca*. *Ameghiniana*, 14(1-4): 1-18.
- Herbst, R., 1992. Propuesta de clasificación de las Dipteridaceae (Filicales), con un atlas de las especies de Argentina. *D' Orbigniana*, 6: 1-71. Corrientes.
- Herbst, R., 1993. Dipteridaceae (Filicales) del Triásico del Arroyo Llantenes (Provincia de Mendoza) y de Paso Flores (Provincia del Neuquén), Argentina. *Ameghiniana*, 30(2): 155-162.
- Herbst, R., 1996. En: Herbst y Stipanovic. *Floras Jurásicas. Actas Academia Nacional de Ciencias: 185-198. Cordoba.*
- Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A. y Papú, O., 1999. Los depósitos continentales Triásicos. En: Caminos, R. y Panza, J. (Eds.): *Geología de la República Argentina. Instituto de geología y Recursos Minerales. Anales* 29(15): 377-398. Buenos Aires.
- Lapido O, R., Lizuain, A. y Nuñez, E., 1984. La cobertura sedimentaria mesozoica. 9º Congreso Geológico Argentino, *Relatorio, Geología Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro: 139 - 161. San Carlos de Bariloche.*
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6*,

- Instituto Superior de Correlación Geológicas: 221-243. Tucumán.
- Lindley, J. y Hutton, W., 1834. The fossil flora of Great Britain, 2: 1-223, pls. 1-79. Londres.
- Menéndez, C., 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes (provincia de Mendoza). Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica), Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 2(3): 147-261.
- Morel, E. M., 1994. El Triásico del Cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geológico, contenido paleoflorístico y Cronoestratigrafía. Ameghiniana, 31(2): 161-176.
- Morel, E., Spalletti, L. A., Arrondo, O. G. y Ganuza, D. G., 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao. Provincia del Neuquén. Argentina. Revista del Museo de La Plata (N.S.), 9°. Paleontología, 58: 199-221.
- Morel, E. y Artabe, A. E., 1993. Floras mesozoicas. En: Ramos V., A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 2(10): 317-324. Mendoza.
- Nullo, F. E., 1979. Descripción geológica de la hoja 39c. Paso Flores. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 167: 70. Buenos Aires.
- Phillips, J., 1829. Illustrations of the Geology of Yorkshire: or, a description of the strata and organic remains of the Yorkshire Coast. 16, 192 pp., 14 pls. York.
- Retallack, G. J., 1977. Microfiche Supplement to a paper by Greg Retallack, 1977; Reconstructions triassic vegetation of eastern Australasia. A new approach for the biostratigraphy of Gondwanaland. Alcheringa, 1: 253-283. Armindale.
- Retallack, G. J., 1980. Middle triassic megafossil plants and trace fossils from Tank Gully, Canterbury. New Zealand. Journal of the Royal Society of New Zealand, 10(1): 31-63.
- Retallack, G. J., 1981. Triassic megafossil plants from Long Gully, near Otematata, north Otago, New Zealand. Journal of the Royal Society of New Zealand, 11(3): 167-200.
- Saporta, G., 1873. Plantes jurassiques, I. Algues, Equisetacées, Characées, Fourgeres. Paleontologie Francaise ou description des fossiles de la France. 506 p. Paris.
- Seward, A., 1917. Fossil plants III. Pteridospermae, Cycadofilices, Cordaitales, Cycadophyta. Cambridge University Press, Biological Series, 3: 656 p. Cambridge.
- Spalletti, L. A., 1994a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior: Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología: 41-46. San Miguel de Tucumán.
- Spalletti, L. A., 1994b. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores. (Triásico), Noroeste de la Patagonia, República Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología: 53-57. San Miguel de Tucumán.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel, E. y Ganuza, D.G., 1988a. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(4): 544-557.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel, E. y Ganuza, D. G., 1988b. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores - Triásico superior - en el sector occidental del Macizo Nor Patagónico. Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 2: C395-C413. Santiago de Chile.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O.G., Morel, E. y Ganuza, D.G., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46(2-4): 167-172.
- Spalletti, L. A., Artabe, A. E., Morel, E. M. y Brea, M. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. Ameghiniana (en prensa).
- Stewart, W. N. y Rothwell, G.W., 1993. Paleobotany and the Evolution of Plants. Cambridge University Press (2nd Edition), 532 p. Cambridge.
- Stipanovic, P. N., 1957. El sistema Triásico en la Argentina. 20° International Geological Congress (IGC), Sección 2: 73-112. México.
- Stipanovic, P. N., 1979. El Triásico del valle del Río de los Patos. Provincia de San Juan. Geología Regional Argentina, 1: 695-744. Córdoba.
- Stipanovic, P. N., 1983. Triassic of Argentina and Chile. En: Mollade, M. y Nairn, A.E.M (Eds.): The Phanerozoic geology of the world II, The Mesozoic: 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. Gondwana Stratigraphy, Proceedings of the 1° International Union of Geological Sciences, Gondwana Symposium, P: 1081-1119. UNESCO, Paris.
- Stipanovic, P. N. y Bonaparte, J., 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). En: Turner, J.C.M.(Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 523-575. Córdoba.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 67-98.
- Stipanovic, P. N., Herbst, R., y Bonetti, M. I. R., 1996. Floras triásicas. Actas Academia Nacional de Ciencias, 127-184. Córdoba.
- Walkom, A. B., 1917. Mesozoic floras of New South Wales. Part I (cont.): The flora of the Ipswich and Walloon Series. (c) Filicales. Publication of the Geological Survey of Queensland, 257: 1-46. Brisbane.
- Zamuner, A. y Artabe A. E., 1994. *Protocircoporoxylon marianensis* n.sp., una nueva Protopinaceae del Triásico de Río Negro. Ameghiniana, 31(3): 203-207.
- Zamuner, A. B., Morel, E. M. y Melchor, R., 1998. Nuevos elementos florísticos en la localidad tipo de la Formación Ischichuca, Provincia de La Rioja, Argentina. 7° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 11. Bahía Blanca.
- Zavattieri, A., 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina, correlación. Actas 2° Reunión Triásico del Cono Sur: 30-35. Bahía Blanca.
- Zavattieri, A., 1997. La microflora de la Formación Paso Flores. (Triásico superior). Neuquén, Argentina. Actas 3° Reunión Triásico del Cono Sur: 21-22. La Rioja.
- Zavattieri, A., Volkheimer, W. y Rosenfeld, U., 1994. Palinology and facies on the late Triassic of Comallo (Northern Patagonia). Argentina. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1, H. 1/2: 133-154.

Recibido: 4 de enero, 1999

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Paleomagnetismo de rocas terciarias de la Puna jujeña (23° S, 66° 30' O): ausencia de rotaciones según ejes verticales

Claudia B. PREZZI

Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio", Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Palaeomagnetism of Tertiary rocks of Puna jujeña (23° S, 66° 30' W): no evidence of vertical axis rotations.* Along the central Andes of southern Bolivia, northern Chile and north-western Argentina Tertiary age clockwise vertical axis rotations have been palaeomagnetically determined. Various authors have proposed different mechanisms to explain this observation, but it still remains controversial as to whether the rotations are local or regional and how they are related to the main phase of late Cenozoic shortening. In order to contribute to the understanding of the driving process or processes leading to the clockwise vertical axis rotations, 197 oriented cores were obtained from Cenozoic rocks (older than 6.45 ± 0.15 Ma) cropping out in the Morro Blanco area (23° 00' S, 66° 30' W, Puna Jujeña). Different palaeomagnetic demagnetization techniques were applied to the specimens. The fold test suggests the presence of both, a pre-tectonic remanent magnetization and a post-tectonic one. These results indicate no evidence of vertical axis rotations in the studied area, at least since Late Miocene. The author considers that this fact could suggest that many of the palaeomagnetically detected rotations along the central Andes might be controlled by local structures.

Introducción

A lo largo de los Andes Centrales del sur de Bolivia, norte de Chile y noroeste de Argentina se detectó la presencia sistemática de rotaciones según ejes verticales en sentido horario. Estas rotaciones involucran tanto el antearco como el Altiplano - Puna (MacFadden *et al.* 1990, 1995; Roperch *et al.* 1993; Singer *et al.* 1994; Butler *et al.* 1995; Aubry *et al.* 1996; Prezzi y Vilas 1998).

Existen distintos modelos que tratan de explicar las rotaciones horarias de este sector de los Andes. Algunos de ellos apoyan la hipótesis de un combamiento oroclinal durante la orogénesis (Carey 1958). Isacks (1988) propuso la existencia de un arqueamiento oroclinal del antearco andino acomodado por acortamiento diferencial de la corteza a lo largo del orógeno. Este modelo involucra una rotación regional de alrededor de 5° de magnitud en sentido horario para el limbo sur del oroclino, donde la fase más importante de acortamiento tuvo lugar en el Cenozoico Tardío. Por otro lado, existen modelos que proponen rotaciones locales de bloques en sentido horario para los Andes Centrales del sur, en respuesta a cizalla dextral (Beck 1988; Dewey y Lamb 1992). Esta cizalla dextral se produciría

como consecuencia de la descomposición del vector convergencia entre la placa de Nazca y Sudamérica en componentes paralelas y perpendiculares a la línea de costa. El mencionado vector fue oblicuo al margen continental durante el Cenozoico (Pardo Casas y Molnar 1987; Somoza 1998). Somoza *et al.* (1996a y b) apoyaron el modelo de rotaciones locales de bloques pero propusieron una partición del vector convergencia en componentes paralelas y normales a fracturas corticales preexistentes. Randall (1998) concluyó que modelos discretos de rotaciones de pequeños bloques controladas por estructuras preexistentes o por variaciones en la rigidez flexural del Escudo Brasileño, permiten explicar mejor la variabilidad observada en los valores de rotación. Otros autores (Beck *et al.* 1994; Beck 1998) propusieron un modelo que combina arqueamiento oroclinal y rotación local de bloques.

En el presente trabajo se realizó un estudio paleomagnético en la Puna Norte, con el objetivo de obtener nuevos datos que contribuyan a la comprensión del o los procesos generadores de las rotaciones según ejes verticales.

Diferentes autores han estudiado la tectónica neógena de la Puna Argentina (Allmendinger 1986; Allmendinger *et al.* 1987; Jordan y Alonso 1987; Cladouhos *et*



Figura 1: Mapa de ubicación de la zona en estudio. S.: Salar. Lag.: Laguna.

al. 1994; Marrett *et al.* 1994) definiendo dos fases principales de deformación con distinta cinemática: a) una mio-pliocena caracterizada por fallas inversas que producen acortamiento subhorizontal de dirección ONO-ESE y extensión subvertical; y b) una plio-cuaternaria caracterizada predominantemente por fallas de rumbo con acortamiento subhorizontal de dirección ENE-OSO y extensión subvertical.

El acortamiento de la primera fase no es paralelo a la dirección de convergencia de placas durante el Cenozoico, requiriéndose rotaciones en sentido horario de los bloques que contienen las estructuras mio-pliocenas de al menos 40° para explicar su actual orientación (Marrett *et al.* 1994). Como explicación alternativa algunos autores han propuesto que las estructuras mio-pliocenas se generaron con su actual orientación, aprovechando debilidades corticales preexistentes (Marrett 1990; Marrett *et al.* 1994; Cladouhos *et al.* 1994; Prezzi *et al.* 1996).

En la zona de Morro Blanco, provincia de Jujuy (Fig. 1), se extrajeron 197 muestras orientadas de sedimentitas e ignimbritas terciarias. Los resultados obtenidos indican la ausencia de rotaciones según ejes verticales significativas en la zona de estudio al menos desde el Mioceno tardío en adelante.

Marco geológico

En la zona de estudio afloran distintas unidades geológicas de diferentes edades: una unidad ordovícica, 3 unidades terciarias y unidades cuaternarias (Fig. 2).

Los principales afloramientos ordovícicos se encuentran en el sector E y en el sector O de la zona de trabajo (Fig. 2). Corresponden a rocas pertenecientes al Complejo Turbidítico de la Puna (Bahlburg *et al.* 1990).

Estas rocas presentan pliegues apretados y fallas (generados durante el Paleozoico por la fase Oclóyica de deformación). El rumbo predominante de los estratos y de los ejes de los pliegues es N-S (Armanini 1995).

Las rocas terciarias están representadas por sedimentitas y mantos ignimbríticos. Se observan afloramientos de sedimentitas de color rojo (unidad rojiza en la Fig. 2) y de sedimentitas de colores blanquecinos, verdosos, grisáceos y amarillentos (unidad verdosa en la Fig. 2).

La unidad rojiza aflora en el sector O de la zona de trabajo en la serranía de Pájaro Muerto (Fig. 2). Comienza con depósitos conglomerádicos polimícticos gruesos y continúa con limolitas con escasas intercalaciones de areniscas medias con presencia de venas de yeso de hábito fibroso. Hacia la parte media cobran más importancia las areniscas y los conglomerados se hacen más frecuentes. Hacia el techo predominan las areniscas medianas y aparecen niveles aislados de tufitas (Armanini 1995). Esta unidad presenta una disposición general de rumbo aproximadamente N-S y una inclinación de $4-5^\circ$ al E. Se encuentra en contacto con las turbiditas ordovícicas a través de la falla inversa de alto ángulo de Huayra Yurac (Fig. 2, sector O). Esta falla posee un rumbo aproximado NNO-SSE, su plano inclina hacia el O y tiene su labio hundido hacia el E. Armanini (1995) considera que esta falla es asignable a la fase Quechua Principal (Mioceno tardío) de deformación (Salfity *et al.* 1984) y que tuvo actividad durante el Cuaternario, ya que observó una terraza fluvial de edad pleistocena temprana basculada. En la zona de falla estas rocas han sido decoloradas presentando colores naranjas y amarillentos debido a alteración hidrotermal (Armanini 1995). Esta unidad fue asignada por Turner (1973) a la Fm. Peña Colorada del Mioceno temprano - medio (Bellman y Chomnales 1960). Seggiaro (1994) considera que es producto de los levantamientos generados durante el Cenozoico temprano y también la asigna a la Fm. Peña Colorada. Armanini (1995) considera a esta unidad como equivalente a unidades aflorantes en la Puna Austral, en las cuáles se hallaron mamíferos fósiles de edad paleogena s.l. (Alonso *et al.* 1982; Pascual 1983) y asigna a esta unidad una edad paleogena s.l. Gorustovich *et al.* (1989) consideraron que esta unidad corresponde a la Fm. Arituzar (Gorustovich 1989), sugiriendo que la misma se depositó durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano. En este trabajo se considerará que la unidad rojiza podría correlacionarse con la sección "rojiza" de la Fm. Tiomayo depositada durante el Mioceno medio (Prezzi *et al.* 1998).

La unidad verdosa aflora en el sector central del área de estudio en Morro Blanco (Fig. 2). Se apoya, mediante una discordancia angular suave, sobre la unidad rojiza (Armanini 1995). Dicha discordancia se observa en la junta entre el río Nacimiento y el río Arituzar (Fig. 2). Esta unidad está dada por tobas, tufitas, limolitas, arcilitas, areniscas finas con cemento carbonático y ca-

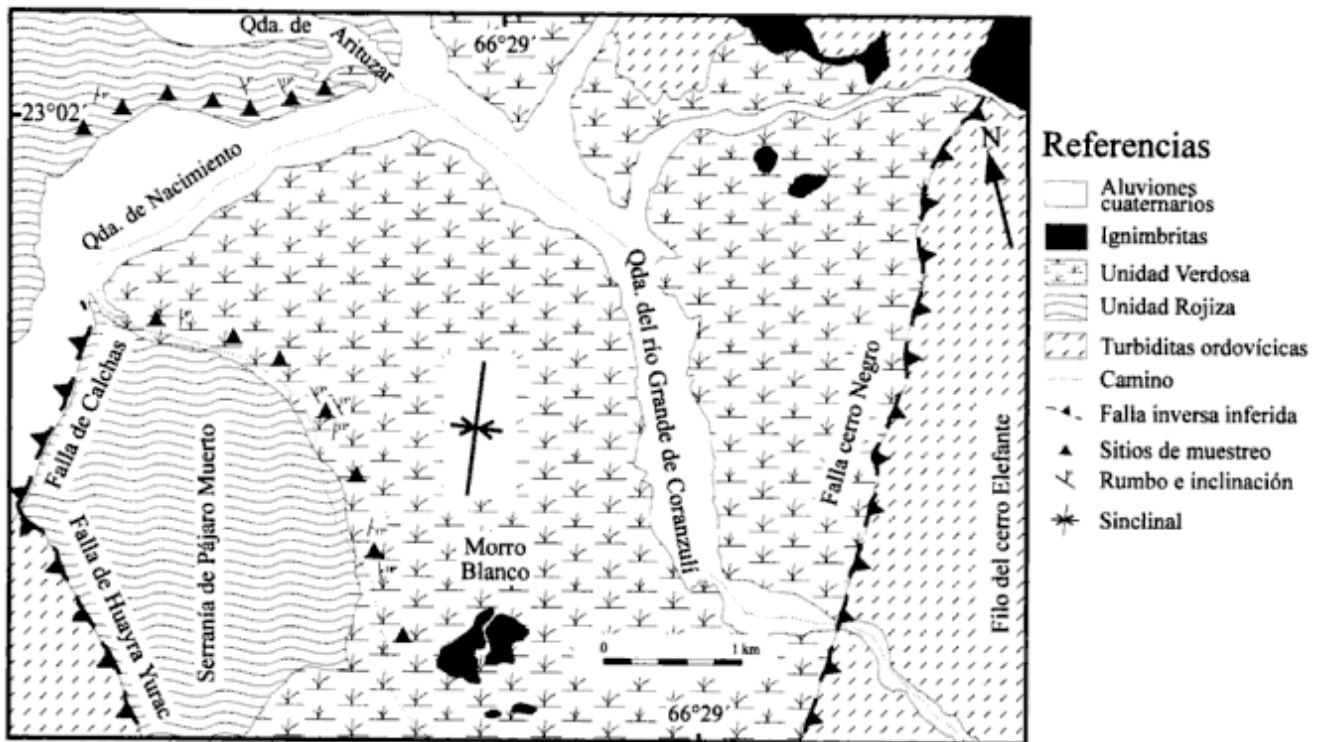


Figura 2: Modificada de Armanini (1995). Mapa geológico esquemático mostrando los principales rasgos estructurales, los afloramientos de las distintas unidades estratigráficas y los sitios de muestreo.

pas de travertino y correspondería a un ambiente volcániclastico lacustre (Armanini 1995). En el tercio inferior predominan las tufitas sobre las tobas. En el tercio medio el dominio de las tufitas es aún mayor y se encuentran capas de travertino. En el tercio superior los niveles de tobas se hacen más potentes y aparecen bancos conspicuos de travertinos y arcilitas verdes. Hacia el techo la sedimentación es de dominio lacustre evaporítico y aparecen intercaladas ignimbritas dacíticas biotíticas de poco espesor (Armanini 1995). Estas rocas se encuentran suavemente plegadas en anticlinales y sinclinales de amplio radio cuyos ejes tienen un rumbo aproximado NNE-SSO. Están localmente cubiertas en discordancia angular por ignimbritas. Se encuentran en contacto con rocas ordovícicas a través de la falla inversa de Cerro Negro (Fig. 2 sector E). Esta falla de alto ángulo tiene rumbo aproximado NNE-SSO, su plano de falla inclina hacia el E y su labio hundido es el O (Fig. 2) (Armanini 1995). Armanini (1995) interpreta que esta falla corresponde a la fase Quechua Principal. Turner (1973) asignó estas rocas a la Fm. Peña Colorada (Mioceno temprano - Mioceno medio) de Bellman y Chomnales (1960). Seggiaro (1994) considera a esta unidad como equivalente a las secuencias pertenecientes a la Fm. Tiomayo (Seggiaro y Aniel 1989) aflorantes al O de la laguna Pozuelos (Fig. 1). Armanini (1995) la consideró análoga a la Fm. Sijes aflorante en Pastos Grandes en la Puna Austral de edad miocena tardía (Alonso y Viramonte 1993). Gorustovich *et al.* (1989) incluyeron estos depósitos dentro de la Fm. Mo-

ro Grande (Gorustovich 1989), sugiriendo que la misma se depositó durante el Mioceno medio - Mioceno tardío. En este trabajo se considera que la unidad verdosa podría correlacionarse con la sección "verdosa" de la Fm. Tiomayo depositada durante el Mioceno medio (Prezzi *et al.* 1998).

La tercera unidad terciaria está dada por mantos ignimbríticos subhorizontales que afloran aisladamente en el área cubriendo parcialmente en discordancia angular a la unidad verdosa en Morro Blanco y a las turbiditas ordovícicas en el sector NE de la zona de estudio (Fig. 2). Son de color rosado rojizo (gris en corte fresco), poseen unos 40 m de espesor y presentan gruesa disyunción columnar (Armanini 1995). Pertenecerían a la unidad ignimbrítica Las Termas datada por Seggiaro (1994) en $6,45 \pm 0,15$ Ma (Mioceno tardío).

Las unidades de edad cuaternaria están representadas por niveles de terrazas fluviales de edad pleistocena formados en un medio de alta energía y por depósitos aluviales de edad holocena presentes en los cauces y llanuras de inundación (Armanini 1995).

Trabajo de campo

En el área de trabajo se extrajeron cilindros orientados con brújula Brunton y solar pertenecientes a afloramientos de sedimentitas rojizas, verdosas y mantos ignimbríticos. Se obtuvieron 91 muestras de rocas co-

respondientes a la unidad rojiza distribuidas en 17 sitios de muestreo ubicados a lo largo de la quebrada del río Nacimiento (Fig. 2) y 106 muestras de rocas correspondientes a la unidad verdosa distribuidas en 17 sitios de muestreo ubicados a lo largo de la quebrada del río Grande (Fig. 2). Los espesores muestreados aproximados fueron de 300 m de sedimentitas rojas y 400 m de sedimentitas verdosas. Las muestras fueron obtenidas en zonas alejadas de las fallas con la finalidad de evitar la alteración hidrotermal. Paralelamente a la extracción de las muestras se llevó a cabo un detallado control de las diferentes actitudes de los bancos muestreados.

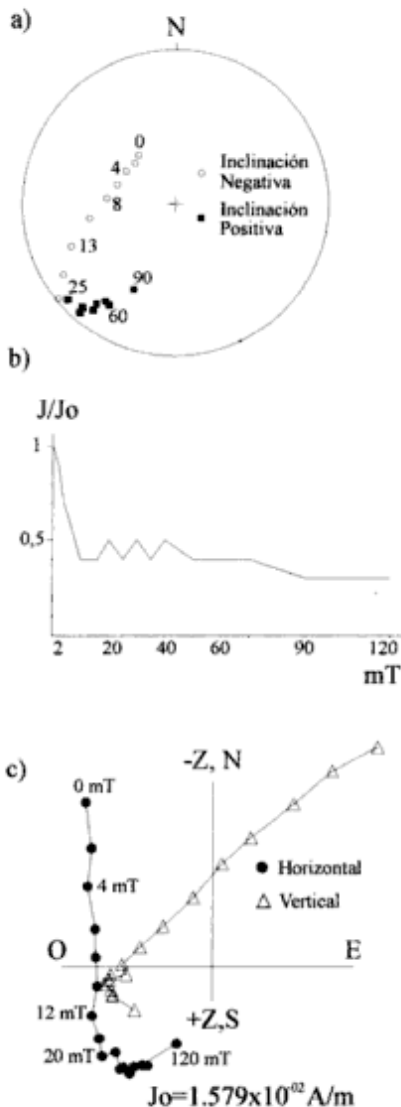


Figura 3: Resultados obtenidos luego de la demagnetización por campos alternos decrecientes del espécimen P00322.SPC perteneciente a sedimentitas de la unidad rojiza: **a**, Representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **b**, Curva de demagnetización normalizada; **c**, Diagrama de Zijderveld.

Trabajo de laboratorio

Las magnetizaciones luego de cada etapa de lavado fueron medidas con un magnetómetro criogénico 2G. Los especímenes fueron sometidos a lavados por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y por altas temperaturas. En el primer caso fue utilizado el equipo desmagnetizante incorporado al magnetómetro criogénico, realizándose hasta 18 etapas de desmagnetización aplicando campos sucesivos de 3; 6; 9; 12; 15; 20; 25; 30; 35; 40; 50; 60; 70; 80; 90; 100; 110 y 120 mTeslas. En el segundo caso fue utilizado un horno marca Schonstedt TSD-1, realizándose hasta 17 etapas de desmagnetización con temperaturas crecientes de 50; 100; 150; 200; 250; 300; 350; 400; 450; 500; 530; 570; 600; 620; 640; 660 y 680° Centígrados. Entre las sucesivas etapas de desmagnetización térmica se midió la susceptibilidad magnética total de los especímenes con el objetivo de valorar posibles cambios en la mineralogía magnética de los mismos. Para ello se utilizó un susceptibilímetro construido en el TATA Institute (India).

Resultados obtenidos

Las direcciones magnéticas fueron ploteadas en red estereográfica de igual ángulo y en diagramas ortogonales de Zijderveld (1967)

En el caso de las muestras pertenecientes a la unidad rojiza se procesaron 111 especímenes, los cuáles presentaron el siguiente comportamiento (Figs. 3 y 4): la intensidad de remanencia relativa disminuye rápidamente luego de las primeras etapas, hasta alcanzar el 10-20% de su valor inicial a los 400-450°C y los 30-35 mTeslas. La susceptibilidad magnética total de los mismos se mantiene casi constante a través de las distintas etapas. En la mayoría de los sitios muestreados, las proyecciones de los sucesivos vectores de magnetización residual de los especímenes describen caminos en la red estereográfica, comenzando con inclinación negativa en los cuadrantes NE o NO para finalizar con inclinación negativa o positiva en los cuadrantes SE o SO de la red. En el caso de estos sitios, los caminos de lavado de los especímenes se intersectan en el hemisferio inferior de la red estereográfica (Fig. 8 sitios tipo P3, P5, P7, etc.). En algunos sitios de muestreo, los caminos descritos por los especímenes comienzan en los cuadrantes NE o NO y se dirigen hacia la dirección N-S, manteniéndose la inclinación negativa durante todo el proceso. En el caso de estos sitios los caminos de lavado de los especímenes se intersectan en el hemisferio superior de la red estereográfica (Fig. 8 sitios P9 y P10). A partir de los diagramas de Zijderveld puede determinarse que las muestras son bicomponentes, pudiéndose aislar magnetizaciones blandas de baja fuerza coercitiva y baja temperatura de desbloqueo. No fue

posible definir la componente dura, ya que al aplicar campos mayores a 90 - 100 mT o temperaturas superiores a los 530-570°C la magnetización de los especímenes sufría cambios aleatorios. Sólo pudo determinarse el plano de desmagnetización que contiene a los sucesivos vectores de magnetización residual luego de cada etapa de lavado.

En el caso de las muestras pertenecientes a la unidad verdosa se procesaron 144 especímenes observándose dos grupos de muestras con comportamientos notoriamente diferentes : a) La intensidad de remanencia relativa de los especímenes pertenecientes a ignimbritas dacíticas biotíticas (Fig. 5) disminuye paulatinamente luego de las sucesivas etapas hasta alcanzar el 10-20% de su valor inicial a los 570-600°C y los 100-120 mTeslas. La magnetización remanente de estas mues-

tras posee altas temperaturas de desbloqueo y fuerzas coercitivas. Su susceptibilidad magnética total se mantiene casi constante a través de las distintas etapas. Las proyecciones de los sucesivos vectores de magnetización residual presentan inclinación positiva y se encuentran agrupados en el cuadrante SO de la red estereográfica. A partir de los diagramas de Zijderveld puede determinarse que las muestras son monocomponentes, observándose una caída aproximadamente lineal de las magnetizaciones hacia el origen de coordenadas. b) La intensidad de remanencia relativa de los especímenes pertenecientes a sedimentitas (Figs. 6 y 7) disminuye rápidamente luego de las primeras etapas, hasta alcanzar el 10-20% de su valor inicial a los 350-400°C y los 25-35 mTeslas. La susceptibilidad magnética total se mantiene casi constante a través de las

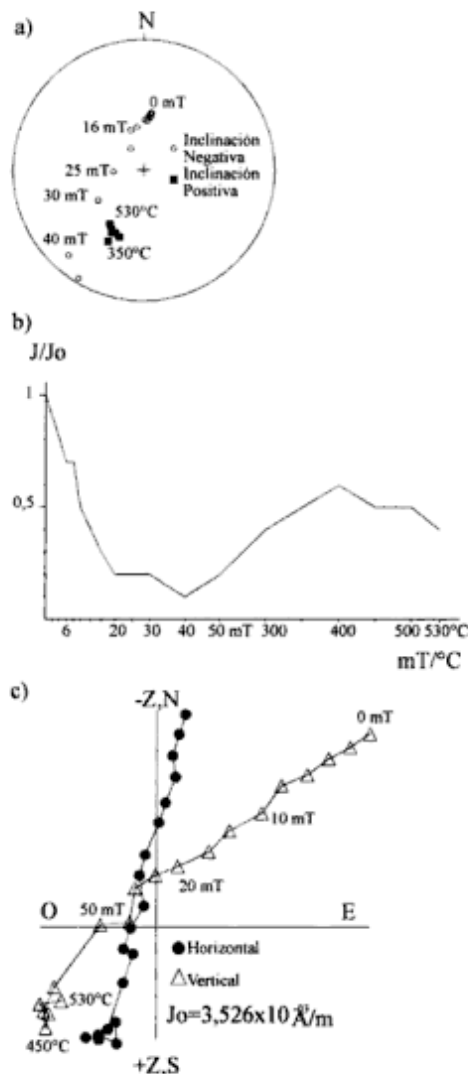


Figura 4: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización combinada por campos alternos decrecientes y por altas temperaturas del espécimen P00531.SPC perteneciente a sedimentitas de la unidad rojiza: **a**, Representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **b**, Curva de desmagnetización normalizada; **c**, Diagrama de Zijderveld.

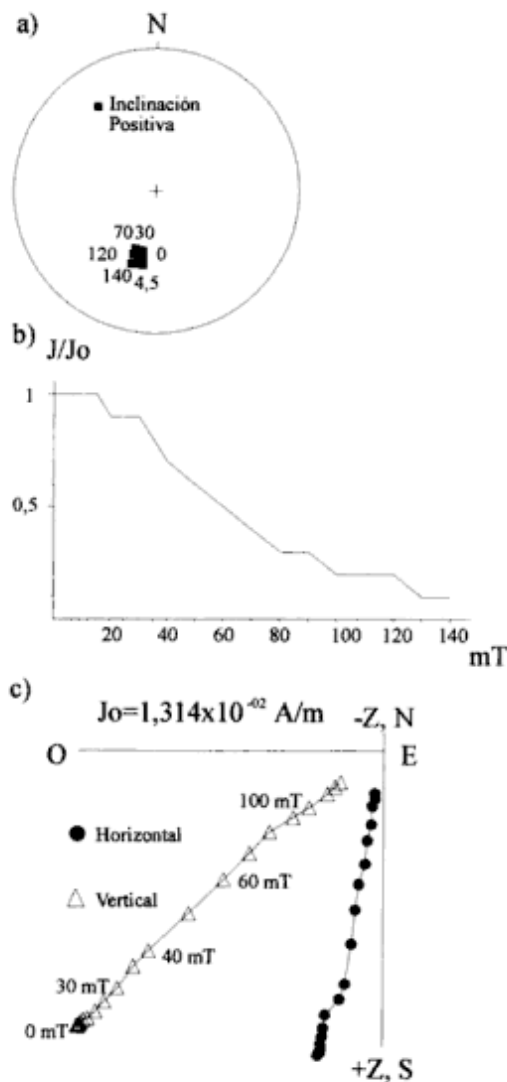


Figura 5: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización por campos alternos decrecientes del espécimen M00531.SPC perteneciente a una ignimbrita intercalada hacia el techo de la unidad verdosa: **a**, Representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **b**, Curva de desmagnetización normalizada; **c**, Diagrama de Zijderveld.

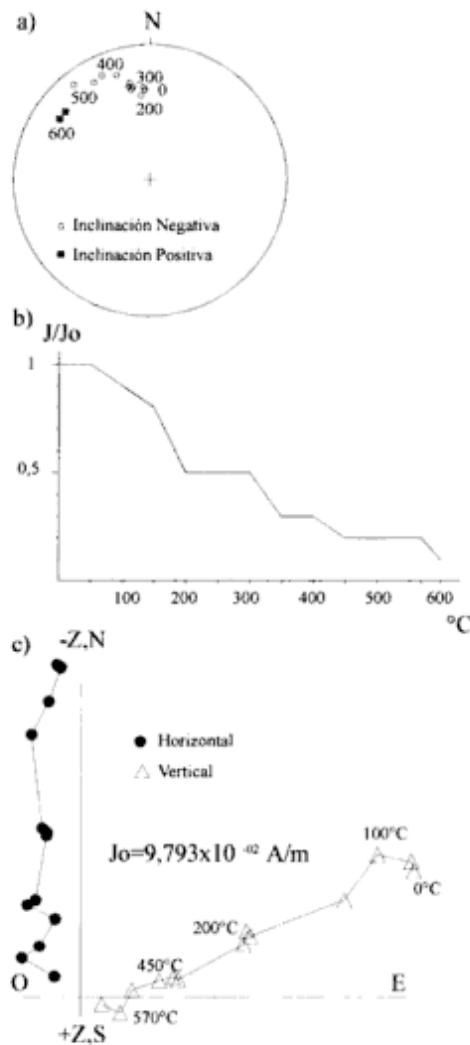


Figura 6: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización por altas temperaturas del espécimen M01061.SPC perteneciente a sedimentitas de la unidad verdosa: **a**, Representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **b**, Curva de desmagnetización normalizada; **c**, Diagrama de Zijderveld.

distintas etapas. De igual manera que en el caso de la unidad rojiza, las proyecciones de los sucesivos vectores de magnetización residual de los especímenes describen caminos en la red estereográfica. En la mayoría de los sitios muestreados, los caminos de lavado de los especímenes se intersectan en el hemisferio inferior de la red estereográfica (Fig. 9 sitios tipo M10, M13, etc.). En algunos sitios de muestreo los caminos de lavado de los especímenes se intersectan en el hemisferio superior de la red estereográfica (Fig. 9 sitios M9, M11, M12, etc.). A partir de los diagramas de Zijderveld puede determinarse que las muestras son bicomponentes, pudiéndose aislar magnetizaciones blandas de baja fuerza coercitiva y baja temperatura de desbloqueo. No fue posible definir la componente dura, ya que al aplicar campos mayores a 40 - 60 mT o temperaturas superiores a los 570-600°C la magnetización de los especí-

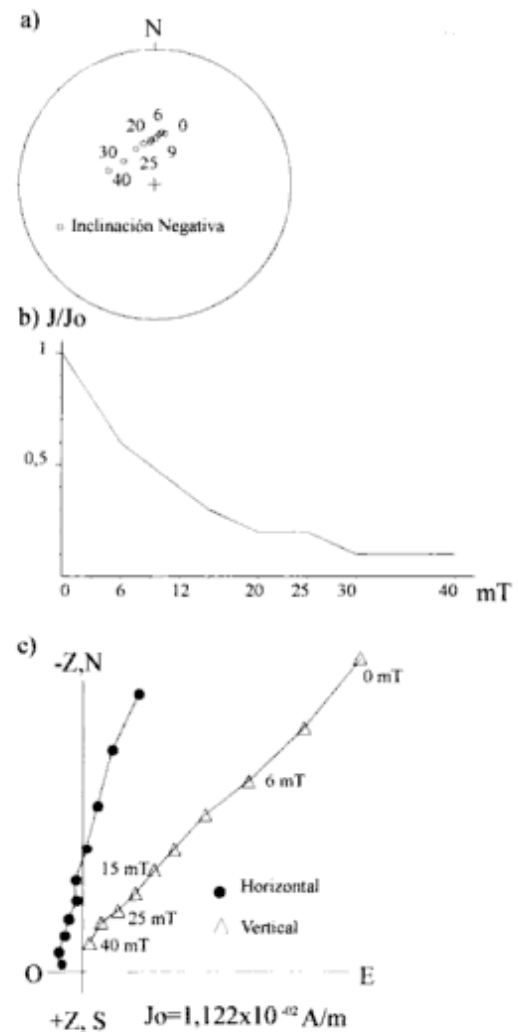


Figura 7: Resultados obtenidos luego de la desmagnetización por campos alternos decrecientes del espécimen M01021.SPC perteneciente a sedimentitas de la unidad verdosa: **a**, Representación en la red de Wulff de cada uno de los vectores de magnetización remanente; **b**, Curva de desmagnetización normalizada; **c**, Diagrama de Zijderveld.

menes sufría cambios aleatorios. Sólo pudo determinarse el plano de desmagnetización que contiene a los sucesivos vectores de magnetización residual luego de cada etapa de lavado.

Análisis y significado de los resultados obtenidos

Teniendo en cuenta las temperaturas de desbloqueo y las fuerzas coercitivas, se infiere que para las muestras de sedimentitas verdosas y rojizas, la mineralogía magnética es compleja con variaciones en tamaño de grano y composición: titanomagnetitas con alto contenido de Ti y/o estructura multidominio serían portadoras de la componente blanda; por otra parte, tal vez la

componente dura sería portada por titanomagnetita con un contenido de Ti algo menor. En el caso de las ignimbritas la mineralogía magnética preponderante correspondería a magnetita o titanomagnetita con bajo contenido de Ti.

Los especímenes fueron analizados utilizando el programa de computación MAG88 (Oviedo 1989). Las componentes blandas fueron aisladas utilizando el método de cuadrados mínimos de Kirschink (1980). En el caso de las componentes duras este método sólo pudo aplicarse en el análisis de los especímenes de ignimbritas. Para los especímenes de sedimentitas rojizas y verdosas, sólo pudieron obtenerse los círculos de remagnetización (CRMs) que contenían a los sucesivos vectores de magnetización remanente residual.

En el caso de la componente blanda aislada en los especímenes de sedimentitas y de la componente dura aislada en los especímenes de ignimbritas, se obtuvo

Tabla 1: Unidad rojiza: DMFs determinadas para cada sitio de muestreo.

Sitio	N	Magnetización dura Unidad rojiza					
		DMFs corregidas por estructura				Estructura	
		Dec	Inc	α_{95}	K	Rumbo	Inc.
3	6(5)	174,8°	35,5°	3,7°	558	351°	13°
5	8(6)	177,6°	46,1°	7,7°	91	351°	13°
6	7(6)	173,3°	38,9°	8,0°	85	354°	5°
7	6(5)	167,6°	45,1°	4,1°	463	354°	5°
8	5(5)	175,7°	34,8°	8,5°	174	29°	5°
9	6(5)	4,6°	-36,3°	9,6°	83	29°	5°
10	7(6)	354,9°	-43,3°	8,1°	83	29°	5°
11	8(7)	185,3°	40,5°	4,7°	190	354°	5°
12	6(5)	181,6°	37,2°	10,0°	76	354°	5°
13	7(6)	175,5°	42,3°	8,3°	79	354°	5°
14	7(5)	169,0°	53,8°	5,2°	201	29°	5°
15	8(5)	187,5°	52,1°	7,7°	71	29°	5°
16	6(5)	174,8°	38,9°	10,6°	68	29°	5°
17	5(5)	184,8°	47,4°	9,4°	142	29°	5°

DMF: DEC = 177,7° INC = 42,4° α_{95} = 3,7° K = 118 N = 14

Rotación $R \pm \Delta R = -2,3 \pm 5,1^\circ$

Anomalía en inclinación $F \pm \Delta F = -2 \pm 4,8^\circ$

Sitio	N	Magnetización blanda Unidad rojiza			
		DMFs			
		DEC	INC	α_{95}	K
3	6(5)	357,6°	-43,5°	11,9°	33
4	6(6)	358,8°	-46,6°	14,8°	21
5	9(6)	2,8°	-41,9°	5,4°	91
6	7(6)	359,3°	-39,5°	7,1°	73
7	6(5)	5,0°	-40,2°	10,7°	40
8	5(5)	1,1°	-34,0°	7,6°	102
9	6(5)	6,1°	-42,5°	7,5°	80
10	7(6)	353,1°	-41,8°	5,8°	110
11	9(7)	1,7°	-37,2°	4,8°	117
12	7(5)	6,6°	-40,9°	14,6°	22
13	7(6)	2,4°	-41,7°	8,1°	70
14	7(5)	359,1°	-47,3°	5,6°	117
15	8(5)	3,2°	-46,1°	8,7°	42
16	6(5)	1,1°	-39,0°	8,3°	66
17	5(5)	7,8°	-44,9°	6,8°	128

DMF: DEC = 1,7° INC = -41,9° α_{95} = 2,2° K = 308 N = 15

DMFs, ROTACIÓN y ANOMALÍA EN INCLINACIÓN determinadas para cada magnetización. N indica el número de especímenes utilizados para el cálculo de las DMFs por sitio, entre paréntesis se encuentra el número de muestras extraídas para dicho sitio de muestreo. DMFs (DEC, INC, α_{95} , K) indican declinación, inclinación, intervalo de confianza y parámetro de precisión de las direcciones medias finales determinadas para cada sitio de muestreo. DMF (DEC, INC, α_{95} , K) indican declinación, inclinación, intervalo de confianza y parámetro de precisión de las direcciones medias finales determinadas para cada magnetización. R, ΔR y F, ΔF indican las rotaciones (positivas en sentido horario) y anomalías en inclinación respectivamente y sus intervalos de confianza correspondientes calculadas utilizando como referencia la dirección del campo dipolar actual.

una dirección media final (DMF) por sitio de muestreo, utilizando la estadística de Fisher (1953).

Para determinar la DMF por sitio de la componente

UNIDAD ROJIZA

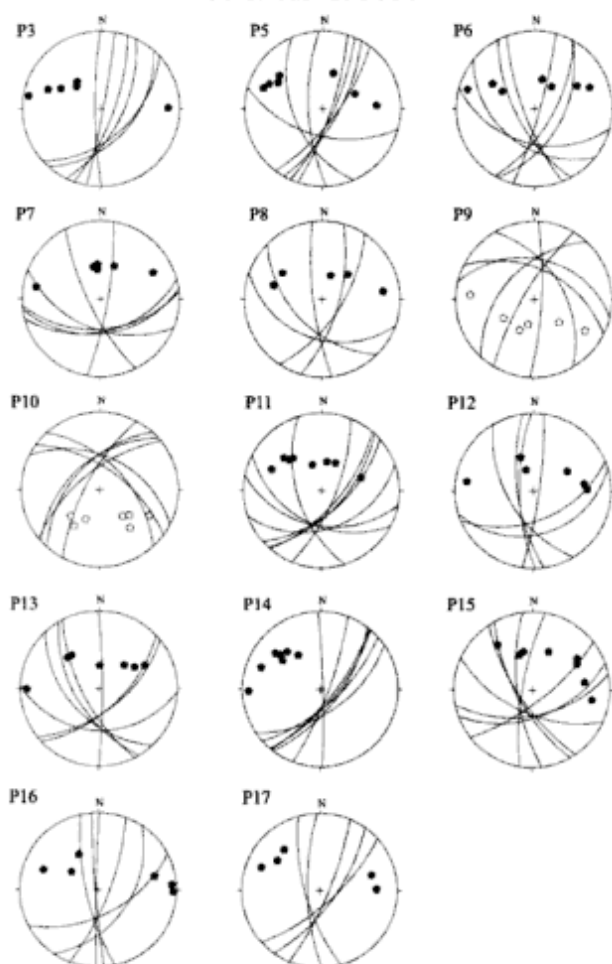


Figura 8: Unidad rojiza: círculos de remagnetización definidos por cada uno de los especímenes pertenecientes a los distintos sitios de muestreo. Los polígonos indican los polos de los planos definidos por cada uno de los círculos de remagnetización. Símbolos vacíos (llenos) indican proyección en el hemisferio superior (inferior) de la red estereográfica.

UNIDAD VERDOSA

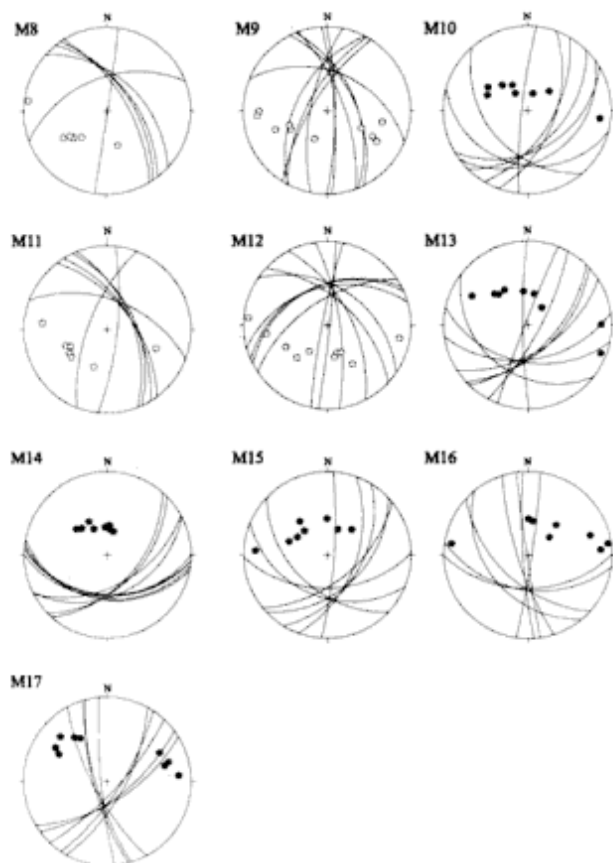


Figura 9: Unidad verdosa: círculos de remagnetización definidos por cada uno de los especímenes pertenecientes a los distintos sitios de muestreo. Los polígonos indican los polos de los planos definidos por cada uno de los círculos de remagnetización. Símbolos vacíos (llenos) indican proyección en el hemisferio superior (inferior) de la red estereográfica

dura en los especímenes de sedimentitas se aplicó el método de Halls (1976). Así se obtuvo la dirección media más probable por sitio de muestreo a partir de los CRMs (Figs. 8 y 9). Luego, utilizando esta dirección y el análisis combinado de magnetizaciones remanentes características y círculos de remagnetización de McFadden y McElhinny (1988) se obtuvieron las DMFs correspondientes.

Una vez obtenidas las DMFs por sitio para la magnetización dura y para la magnetización blanda, se descartaron las DMFs por sitio que tuviesen un intervalo de confianza (α_{95}) > 15° y/o un parámetro de precisión (K) < 20. Es importante destacar que la gran mayoría de las DMFs por sitio consideradas en los análisis siguientes presentaban un α_{95} < 10° y un K > 70 (Tablas 1 y 2). Se descartó la DMF determinada para la magnetización dura para el sitio 7 correspondiente a la unidad verdosa. Si bien la magnetización remanente de los es-

Tabla 2: Unidad verdosa: DMFs determinadas para cada sitio de muestreo.

Sitio	N	Magnetización dura Unidad verdosa					Estructura	
		DMFs corregidas por estructura					Rumbo	Inc.
		Dec	Inc	α_{95}	K			
3	6(5)	174,8°	35,5°	3,7°	558	351°	13°	
4	9(7)	184,8°	35,7°	4,9°	115	10°	18°	
5	5,5	179,5°	36,0°	4,8°	258	30°	17°	
6	5(5)	199,3°	37,4°	14,9°	31	30°	17°	
7	6(6)	234,3°	20,7°	5,5°	170	21°	13°	
8	9(6)	353,3°	-39,2°	4,3°	408	21°	13°	
9	10(10)	352,5°	-37,6°	5,5°	98	347°	13°	
10	8(6)	178,3°	30,9°	5,6°	133	345°	13°	
11	7(5)	355,6°	-46,6°	8,8°	71	345°	13°	
12	9(9)	350,1°	-43,6°	4,7°	131	347°	15°	
13	9(6)	181,5°	43,6°	6,4°	85	347°	15°	
14	9(8)	177,4°	32,9°	3,3°	314	18°	13°	
15	8(6)	164,5°	32,0°	7,6°	73	18°	13°	
16	9(6)	167,7°	36,2°	9,2°	65	18°	13°	
17	9(6)	167,1°	50,9°	4,3°	189	18°	13°	

DMF: DEC=176,2° INC=39° α_{95} =4,8 K=76 N=13
 Rotación $R \pm \Delta R = 3,8 \pm 5,9^\circ$
 Anomalía en inclinación $F \pm \Delta F = 1,4 \pm 5,7^\circ$

Sitio	N	Magnetización blanda Unidad verdosa			
		DMFs			
		DEC	INC	α_{95}	K
8	9(6)	356,0°	-38,4°	4,7°	122
9	10(10)	1,9°	-35,9°	4,0°	144
10	8(6)	0,0°	-30,8°	7,1°	62
11	8(5)	358,0°	-38,0°	5,2°	114
12	11(8)	358,9°	-36,1°	4,1°	122
13	9(6)	12,0°	-35,6°	6,8°	57
14	11(8)	355,6°	-37,6°	7,1°	43
15	8(6)	4,4°	-39,0°	5,0°	123
16	9(6)	356,0°	-34,9°	6,7°	60
17	9(6)	356,5°	-39,6°	6,1°	72

DMF: DEC= 359,9° INC= 36,7° α_{95} = 2,9° K= 278 N= 10

DMFs, ROTACIÓN y ANOMALÍA EN INCLINACIÓN determinadas para cada magnetización. N indica el número de especímenes utilizados para el cálculo de las DMFs por sitio, entre paréntesis se encuentra el número de muestras extraídas para dicho sitio de muestreo. DMFs (DEC, INC, α_{95} , K) indican declinación, inclinación, intervalo de confianza y parámetro de precisión de las direcciones medias finales determinadas para cada sitio de muestreo. DMF (DEC, INC, α_{95} , K) indican declinación, inclinación, intervalo de confianza y parámetro de precisión de las direcciones medias finales determinadas para cada magnetización. R, ΔR y F, ΔF indican las rotaciones (positivas en sentido horario) y anomalías en inclinación respectivamente y sus intervalos de confianza correspondientes calculadas utilizando como referencia la dirección del campo dipolar actual.

pecímenes de este sitio poseía elevada intensidad (p. ej. $J_0 = 2,795 \times 10^{-01}$ A/m), era excesivamente blanda. A pesar de que el α_{95} de la DMF determinada es de 5,5° y el K de 170, su dirección se encuentra notablemente alejada de las restantes DMFs (Tabla 2). Se realizó un test estadístico de discordancia para datos incongruentes (Fisher *et al.* 1981), el cuál demostró que dicho pun-

Tabla 3: Tests de colatitud y longitud y valores críticos para cada una de las magnetizaciones determinadas para la unidad rojiza y la unidad verdosa.

Tipo de magnetización	Test de colatitud		Test de longitud	
	Test estadístico	Valor crítico 1%	Test estadístico	Valor crítico 1%
unidad rojiza - magnetización blanda	0,785	1,628	0,910	2,001
unidad rojiza - magnetización dura	0,683	1,628	0,923	2,001
unidad verdosa - magnetización blanda	0,912	1,628	1,234	2,001
unidad verdosa - magnetización dura	0,904	1,628	0,808	2,001

to no pertenece a la población de DMFs por sitio determinadas. Considerando las características magnéticas de estas muestras, el afloramiento del cuál fueron extraídas podría haber sido afectado por un rayo durante una tormenta eléctrica.

Se realizaron tests estadísticos de significancia para determinar el grado de ajuste de las DMFs por sitio a una distribución fisheriana. Se llevaron a cabo tests de colatitud y de longitud (Fisher y Best 1984) para las DMFs por sitio correspondientes a la unidad rojiza y a la unidad verdosa para cada una de las magnetizaciones determinadas. Pudo determinarse que al 99% de confianza las distribuciones son fisherianas (Tabla 3).

También se realizó el test de McFadden y Lowes (1981) con la finalidad de determinar si las DMFs por sitio determinadas para la magnetización dura y para la magnetización blanda para la unidad rojiza correspondían o no a una misma población; el mismo test se llevó a cabo para las magnetizaciones correspondientes a la unidad verdosa. Se determinó que al 99% de confianza las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización dura y a la magnetización blanda determinadas para la unidad rojiza pertenecen a distintas poblaciones. Para la unidad verdosa se determinó que al 95% de confianza las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización dura y a la magnetización blanda corresponden a poblaciones diferentes (Tabla 4). Teniendo en cuenta estos resultados, puede considerarse que las componentes (blanda y dura) determinadas son efectivamente diferentes. Por lo tanto puede descartarse la posibilidad de que ambas correspondan a una misma dirección de magnetización determinada por métodos estadísticos diferentes (cuadrados mínimos y círculos de remagnetización respectivamente).

Las DMFs por sitio determinadas para la magnetización dura para la unidad rojiza y para la unidad verdosa poseen polaridades normales y reversas (Tablas 1 y 2). Por este motivo se realizó la prueba de la reversión (McFadden y McElhinny 1990). Tomando en cuenta las DMFs corregidas por estructura, el ángulo entre la media del grupo de DMFs con polaridad normal y la media del grupo de DMFs con polaridad reversa para la magnetización dura determinada para la unidad rojiza fue de 3,6° y el ángulo crítico fue de 14,8° (N=14). Con las DMFs determinadas para la unidad verdosa el ángulo entre los dos grupos de DMFs fue de 5,7° y el ángulo crítico fue de 7,6° (N=13). Para la unidad rojiza la

prueba resultó positiva con clasificación C. Para la unidad verdosa la prueba resultó positiva con clasificación B. Este resultado sugiere que las DMFs promedian completamente las variaciones seculares del campo magnético terrestre y reflejan el campo dipolar axial.

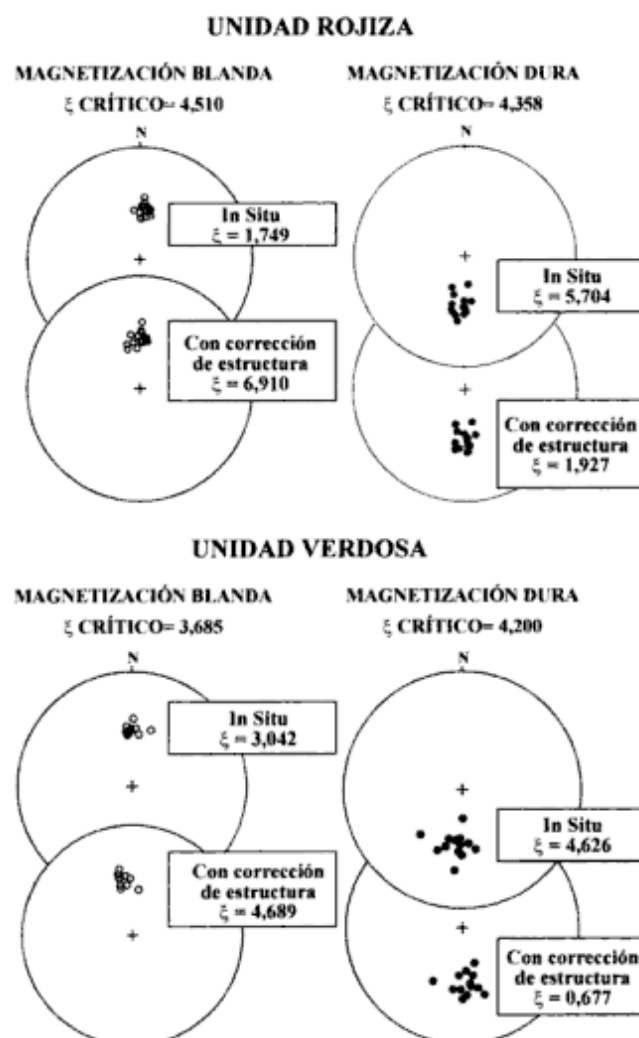


Figura 10: DMFs por sitio determinadas para cada magnetización para cada unidad muestreada *in situ* y con corrección de estructura. Las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización dura que poseen polaridad normal se plotearon con polaridad reversa para destacar el mejor agrupamiento de todas las DMFs luego de la corrección de estructura. Se muestran valores estadísticos (ξ) del *fold test* de McFadden (1990).

Tabla 4: Valores del test estadístico de McFadden y Lowes (1981) y de los valores críticos al 95 y al 99% de confianza para ambas magnetizaciones para las dos unidades muestreadas.

	Unidad Rojiza		Unidad Verdosa	
	Test Estad.	Valor Crit.99%	Test Estad.	Valor Crit.95%
magnetización blanda in situ vs. magnetización dura in situ	0,399	0,185	0,219	0,153
magnetización blanda in situ vs. magnetización dura con correc. de estructura	0,063	0,185	0,075	0,153

El *fold test* de McFadden (1990) se basa en una correlación entre las DMFs por sitio *in situ* y corregidas por estructura con sus correcciones estructurales, utilizando el test estadístico ξ . Este test discrimina si existe correlación entre la distribución de las DMFs por sitio alrededor de la media del grupo de DMFs y la corrección tectónica. Si el valor de ξ es elevado, existe correlación entre la distribución de las DMFs por sitio y la corrección tectónica. En este caso es improbable que la magnetización determinada fuera adquirida con los estratos muestreados en su posición relativa actual. El valor de ξ observado se compara con el valor crítico para el número de DMFs consideradas para determinar el nivel de significancia apropiado. Este test se llevó a cabo para las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización dura y para las correspondientes a la magnetización blanda para cada una de las unidades (rojiza y verdosa), aplicando las correcciones de estructura correspondientes. Pudo determinarse con una significancia del 95% que la magnetización blanda para ambas unidades es de origen posttectónico, mientras que la magnetización dura es de carácter pretectónico (Tabla 5, Fig. 10).

A partir de las DMFs por sitio se calculó una DMF para cada magnetización para la unidad rojiza y para la unidad verdosa aplicando la estadística de Fisher (1953) (Tablas 1 y 2). La dirección de magnetización posttectónica (*in situ*) aislada para cada una de las unidades (Tablas 1 y 2), es indistinguible de la dirección del campo dipolar actual (Dec = 0°, Inc = -40,4°, α_{95} = 3°) si se consideran los correspondientes intervalos de confianza. La dirección de la magnetización pretectónica (corregida por estructura) determinada para cada una de las unidades (Tablas 1 y 2), también es indistinguible de la dirección del campo dipolar actual si se consideran los correspondientes intervalos de confianza. Esta última coincidencia queda confirmada al realizar nuevamente el test de McFadden y Lowes (1981), comprobándose para ambas unidades que las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización pretectónica (dura) corregidas por estructura y las DMFs por sitio correspondientes a la magnetización posttectónica (blanda) *in situ*, pertenecen a una misma población (Tabla 4).

A partir de las DMFs correspondientes a la magnetización dura determinada para la unidad rojiza y para la unidad verdosa se calcularon según Demarest

Tabla 5: *Fold test* de McFadden (1990) realizado para cada una de las magnetizaciones y de las unidades muestreadas.

	Magnetización blanda Unidad rojiza					
	dec.	inc.	k	α_{95}	ξ	n
in situ	1,7°	-41,9°	309	2,2°	1,749	15
con correc. estructura	356,0°	-41,6°	183	2,8°	6,910	15
valor crítico al 95%=4,510 valor crítico al 99%=6,305						
	Magnetización dura Unidad rojiza					
	dec.	inc.	k	α_{95}	ξ	n
in situ	183,0°	42,8°	99	4,0°	5,704	14
con correc. estructura	177,7°	42,4°	118	3,7°	1,927	14
valor crítico al 95%=4,358 valor crítico al 99%=6,087						
	Magnetización blanda Unidad verdosa					
	dec.	inc.	k	α_{95}	ξ	n
in situ	359,9°	36,7°	278	2,9°	3,042	10
con correc. estructura	350,5°	-35,8°	241	3,1°	4,689	10
valor crítico al 95%=3,685 valor crítico al 99%=5,120						
	Magnetización dura Unidad verdosa					
	dec.	inc.	k	α_{95}	ξ	n
in situ	187,4°	39,7°	63	5,2°	4,626	13
con correc. estructura	176,2°	39,0°	76	4,8°	0,677	13

Dec.: declinación de las DMFs por unidad; Inc.: inclinación de las DMFs por unidad; K: parámetro de precisión de las DMFs por unidad; α_{95} : intervalo de confianza de las DMFs por unidad; ξ : valor del test estadístico (se muestran los valores críticos del mismo al 95 y al 99% de confianza para cada magnetización y para cada unidad); N: número de DMFs por sitio consideradas.

(1983) las rotaciones y las anomalías en inclinación respectivas, utilizando como referencia la dirección del campo dipolar actual asignándole arbitrariamente un intervalo de confianza de 3° (Dec.= 0°, Inc. = -40,4°, α_{95} = 3°) (Tablas 1 y 2). Puede verse que los valores hallados no resultan significativos. Estos valores indican que los bloques muestreados no han sufrido rotaciones según ejes verticales apreciables con métodos paleomagnéticos.

Discusión

El análisis de los resultados indica que la magnetiza-

ción dura es pretectónica. Su edad mínima estaría acotada por la fase Quechua Principal (Mioceno tardío). Por lo tanto, los resultados aquí obtenidos indicarían la inexistencia de rotaciones según ejes verticales significativas en la zona de estudio, al menos desde el Mioceno tardío en adelante. Para establecer con más exactitud este último límite temporal, sería necesario determinar la edad de la unidad rojiza.

La inexistencia de rotaciones significativas según ejes verticales en las rocas muestreadas, apoya modelos que proponen que las rotaciones de bloques observadas en los Andes Centrales del sur están controladas por la cinemática de estructuras locales, al menos en lo que al retroarco se refiere. Por lo tanto, la orientación de las estructuras mio-pliocenas en la zona de estudio no se debería a rotaciones de los bloques que las contienen. El rumbo de las mismas sería un rasgo preandino, ya que se habrían generado aprovechando debilidades de la corteza. Cladouhos *et al.* (1994) concluyen que las fallas inversas miocenas podrían haber reactivado fallas normales que limitaban un rift cretácico en los valles intermontanos de la zona de laguna Pozuelos (Fig. 1). Marrett *et al.* (1994) señalan que los afloramientos de rocas ordovícicas en la zona de trabajo presentan fallas y pliegues con ejes de rumbo aproximado N-S, muy similar al de las estructuras mio-pliocenas. Proponen que estas estructuras ordovícicas podrían haber sido reactivadas durante el Cenozoico (Marrett 1990; Marrett *et al.* 1994), ya que la reactivación de discontinuidades preexistentes podría resultar más factible que la generación de discontinuidades nuevas en la corteza.

Conclusiones

Se aisló una componente magnética de origen posttectónico y pudo definirse otra componente magnética de origen pretectónico, a partir del estudio paleomagnético de muestras orientadas de rocas terciarias extraídas en la zona de Morro Blanco (Puna Jujeña).

La dirección de ambas componentes, sin y con corrección de estructura respectivamente, es estadísticamente indistinguible de la dirección del campo dipolar actual correspondiente a la zona de muestreo.

Se determinó estadísticamente la inexistencia de rotaciones según ejes verticales efectivas en el área de trabajo, al menos desde el Mioceno tardío en adelante.

Se interpreta que los modelos de rotación local de bloques son los más apropiados para explicar simultáneamente la orientación de las estructuras mio-pliocenas y la inexistencia de rotaciones según ejes verticales desde el Mioceno tardío en adelante en la zona de trabajo.

Una base de datos paleomagnéticos mucho más completa que la actualmente existente para los Andes Centrales; así como un detallado control estructural de las localidades muestreadas y determinaciones mucho

más exactas de las edades de las unidades estudiadas, son necesarias para una mejor comprensión de la evolución geodinámica de este sector de los Andes.

Agradecimientos

La autora desea agradecer a S.R. Minerals (Barbados) Ltd. y a su personal de la Mina Loma Blanca por el importantísimo apoyo logístico brindado durante las campañas realizadas, en especial a Farid Salim y a Gregorio Flores. Roberto A. Rojas colaboró activamente en la extracción de muestras orientadas y demás tareas de campo. Ricardo Alonso y Juan F. Vilas brindaron una valiosa guía para la elección de los sitios de muestreo. Rubén Somoza realizó importantes sugerencias durante la lectura de una versión preliminar de este manuscrito. La Universidad de Buenos Aires, el CONICET y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica financiaron este trabajo mediante los subsidios UBACYT TXT19, PIP 4174/96 y PICT 00510, respectivamente. El Laboratorio de Paleomagnetismo D.A.Valencio proveyó los elementos y equipos necesarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R., Marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R., 1987. Deformación Neotectónica de la Puna Austral. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 1: 235-238. Tucumán.
- Alonso, R. N. y Viramonte, J., 1993. La cuestión genética de los boratos. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 187-194. Mendoza.
- Alonso, R. N., Gutiérrez, R., Pascual, R. y Raskovsky, M., 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña). Mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. *Actas 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes*. Corrientes.
- Armanini, R., 1995. Estudio Geológico y Potencial Metalogénico en la Región del Río Grande de Coranzulí, Departamento de Susques, Provincia de Jujuy. Tesis Profesional, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 67 p. (inédito).
- Aubry, L., Roperch, P., Urriztieta, M., Rossello, E. y Chauvin, A., 1996. A Paleomagnetic Study along the south-eastern Edge of the Altiplano-Puna Plateau: Neogene Tectonic Rotations. *Journal of Geophysical Research*, 101: 17883-17889.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, Ch., Maletz, J., Moya, C. y Salfity, J., 1990. The Ordovician sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters on Stratigraphy*, 23(2): 69-89.
- Beck, M. E., 1988. Analysis of Late Jurassic-recent palaeomagnetic data from active margins of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 39-52.

- Beck, M. E., 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the central Andes. *Tectonophysics*, 299: 75-92.
- Beck, M. E., Burmester, R. R., Drake, R. E. y Riley, P., 1994. A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the Central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, 13(1): 215-224.
- Bellman, R. N. y Chomnales, R., 1960. Estudio hidrogeológico del Valle de Puesto Grande y sus posibilidades económicas. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 191-226. Tucumán.
- Butler, R. F., Richards, D. R., Sempere, T. y Marshall, L. G., 1995. Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia. *Geology*, 23(9): 799-802.
- Carey, S., 1958. The tectonic approach to continental drift. En: S. Carey (Ed.): *Continental Drift - A Symposium*, pp. 178-355. University of Tasmania Press, Hobart, Tasmania.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B. y Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 209-228.
- Demarest, H., 1983. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Palaeomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328.
- Dewey, J.F. y Lamb, S. H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79-95.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings Royal Society London*, A 217: 295-305.
- Fisher, N. I. y Best, D.J., 1984. Goodness-of-fit tests for Fisher's distribution on the sphere. *Australian Journal of Statistics*, 25: 142-150.
- Fisher, N. I., Lewis, T. y Willcox, M. E., 1981. Tests of discrepancy for samples from Fisher's distribution on the sphere. *Applied Statistics*, 30: 230-237.
- Gorustovich, S.A., 1989. Metalogénesis del uranio en el noroeste de la República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 198 p. (Inédito).
- Gorustovich, S. A., Vullien, A., Aniel, B. y Bustos R., 1989. Uranio en relación a ignimbritas cenozoicas de la comarca Coranzuli-Ramallo, Puna Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 175-185.
- Halls, H. C., 1976. A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16: 1-11.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T.E. y Alonso, R. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains 20°-28° South Latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 71: 49-64.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- McFadden, P., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103: 163-169.
- McFadden, P. y Lowes, F., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67: 19-33.
- McFadden, P. L. y Mc Elhinny, M. W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 161-172.
- McFadden, P. L. y McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C. W., Zeitler, P. K. y Campbell Jr., K.E., 1990. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: Evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, 98: 541-555.
- MacFadden, B.J., Anaya, F. y Swisher II, C., 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 100(B5): 8153-8167.
- Marrett, R. A., 1990. Late Cenozoic Tectonic Evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. PhD Thesis, Cornell University, Ithaca, New York, U.S.A., 365 p. (Inédito).
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. y Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 179-207.
- Oviedo, E. S., 1989. MAG88: un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Su aplicación al estudio paleomagnético de sedimentos cretácicos de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 178 p. (Inédito).
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 20: 265-280.
- Prezzi, C. y Vilas, J., 1998. New evidence of clockwise vertical axis rotations south of the Arica elbow (Argentine Puna). *Tectonophysics*, 292: 85-100.
- Prezzi, C., Vilas, J. y Sinito, A., 1996. Estudio paleomagnético de rocas sedimentarias terciarias de la Puna salteña: determinación de rotaciones horarias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(3): 261-273.
- Prezzi, C., Caffè, P., Somoza, R. y Coira, B., 1998. Paleomagnetismo de rocas del Mioceno Medio de la Puna Norte: ¿Rotación tectónica entre el Mioceno Medio y el Mioceno Tardío? *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 128-133. Buenos Aires.
- Randall, D., 1998. A new Jurassic-Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics*, 299: 49-74.
- Roperch, P., Fornari, M. y Hérial, G., 1993. A paleomagnetic study of the Altiplano (abstract expandido). *Actas 2° Symposium International Géodynamique Andine*, 241-244. Oxford, Inglaterra.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, C. y Amengual, M., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad Cenozoica en la Puna Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-554. S. C. de Bariloche.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, Geoquímica y Mecanismos de Erupción del Complejo Volcánico Coranzuli. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 137 p. (Inédito).
- Seggiaro, R.E. y Aniel, B., 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo - Coranzuli, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 394-401.
- Singer, S. E., Puente, N., Sinito, A. y Allmendinger, R., 1994. Estudio paleomagnético de secuencias aflorantes al Este del Salar de Antofalla, Puna Austral, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico de Chile*, 2: 1451-1455. Concepción, Chile.

- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.
- Somoza, R., Prezzi, C. y Singer, S., 1996a. Análisis tectónico de los datos paleomagnéticos del Terciario Superior de los Andes Centrales: Una Revisión del Oroclino Boliviano. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 493-504. Buenos Aires.
- Somoza, R., Singer, S. y Coira, B., 1996b. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna, an analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 101: 11387-11400.
- Turner, J., 1973. Descripción geológica y mapa geológico de la Hoja 3a-b, Pirquitas (Provincia de Jujuy). Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. (Inédito).
- Zijderveld, J.A.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: Collinson, D.W, Creer, K.M. y Runcorn, S.K. (Eds.): *Methods in paleomagnetism*, pp. 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 21 de octubre, 1997

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Los skarns San Marcos Sierra y La Falda: geología, mineralogía y composición de los fluidos hidrotermales. Comparación con otros skarns de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba

Marta FRANCHINI¹, Raúl LIRA² y Jorge SFRAGULLA³

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; CIMAR, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba

³Dirección Provincial de Minería de Córdoba, H. Irigoyen 401, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *The San Marcos and La Falda skarns: geology, mineralogy and hydrothermal fluid composition. Comparison with other skarns from eastern Sierras Pampeanas de Córdoba.* The Sierra San Marcos and La Falda skarns occur north of the Achala granitic intrusive complex, the former west of Sierra de Cuniputo and the latter west of Sierra Chica. They are developed in Palaeozoic igneous rocks (mostly pegmatites) and in late Precambrian-Cambrian polymetamorphic basement rocks. The Sierra San Marcos skarn consists of massive wollastonite-rich exoskarn with garnet, vesuvianite spots, and pyroxene rich bands that replace impure marbles in contact with granitic pegmatites and in proximity to trondhjemitic-granodioritic plutons. The La Falda skarn consists mainly of garnet-rich massive exoskarn with a clinozoisite-vesuvianite band, hosted by gneisses in the contact with granitic pegmatites and a nearby tonalite stock. In both skarns, pyroxene is Mg rich ($Hd_{22.5-32.3} Jo_{0.4-1.4}$); garnet is iron poor ($Ad_{7.25} Py_{0.81-1.7}$), contains 0.09 to 0.38 wt. % fluorine, and $nF/(nF + nOH)$ is lower than 0.55. Vesuvianite is iron poor and contains between 0.99 and 1.47 wt. % fluorine. Fluid inclusion analyses of garnet, pyroxene, quartz, clinozoisite and vesuvianite suggest that most skarns formed between 210° and 400° C (Th; not pressure corrected); salinity in silicates from La Falda skarn ranges from 2.3 to 6.7 wt. % eq. NaCl. Overall, the two skarns described in this paper are similar to others found in the contact zones of the Achala batholith, such as the Copina and Cañada del Puerto skarns, except for some differences in the zonation pattern, the abundance of quartz, fluorine and the presence of late minerals enriched in Fe and Mn that characterize the latter. These differences might be related to the composition of the metamorphic protholiths and the composition of hydrothermal fluids that reacted with them. Assessment of isobaric phase relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$, allowed the estimation of fluid characteristics in equilibrium with fluorine-bearing assemblages. Phase relations in the Cañada del Puerto and Copina skarns show that $\log a_{H_2O} + a_{F^-}$ in the coexisting fluid phase was between -10.32 and -10.16, at 350 °C and 1 kbar. For the San Marcos Sierra and La Falda skarns, values of $\log a_{H_2O} + a_{F^-}$ between -10.5 and -10.7, at 1 kbar and 200 °C would indicate lower a_{HF} in the coexisting fluid phase than fluids in skarns proximal to the Achala batholith.

Introducción

En las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba, al norte del batolito granítico de Achala y al oeste de la sierra Chica y de la sierra de Cuniputo, dominan los afloramientos de metamorfitas de grado medio a alto (Gordillo y Lencinas 1979), que integran el basamento cristalino de edad precámbrica tardía (580-640 Ma; Cingolani y Varela 1975), recientemente reasignadas al Cámbrico temprano (520-540 Ma; Rapela *et al.* 1997, 1998a, 1998b; Sims *et al.* 1998). Este complejo metamórfico oficia de encajonante a granitoides paleozoicos que se agrupan en dos ciclos magmáticos: granitoides ordovícicos (i.e., plutón trondhjemitico-granodiorítico de La Playa; Massabie 1976, 1982), localizado al sur de San Marcos Sierra, y granitoides devónico-carboníferos contemporáneos con el magmatismo de Acha-

la (i.e., monzogranito de Capilla del Monte, Saavedra *et al.* 1998; tonalita-granodiorita de Piedras Grandes, Pastore 1932).

Varios skarns afloran en las cercanías de los contactos entre estos cuerpos ígneos y el protolito metamórfico. Por ejemplo, la presencia de skarns al sur de San Marcos Sierra es conocida desde la época de Beder (1922). Más recientemente, en un trabajo sobre la petrografía y la estructura del bloque de basamento Quilpo-La Fronda, Caffè (1993) describe la mineralogía de uno de estos skarns, localizado en el contacto entre mármoles y el plutón trondhjemitico de La Fronda. Posteriormente, Cabanillas y Jerez (1998) describen cuatro afloramientos de skarn en Quilpo-La Fronda y evalúan el potencial de estos cuerpos para la obtención de wollastonita como mineral industrial. El skarn de La Falda es uno entre varios afloramientos similares

que aparecen en las metamorfitas del borde occidental del valle de Punilla.

En la presente contribución se describen la geología, la composición mineralógica y las características de los fluidos de dos cuerpos seleccionados para su estudio: los skarns San Marcos Sierra y La Falda (Fig. 1). También se comparan los rasgos más sobresalientes de estos skarns con los de los skarns Copina (Franchini *et al.* 1998a) y Cañada del Puerto (Franchini *et al.* 1998b), localizados próximos al contacto oriental y occidental del Batolito de Achala, respectivamente. Con este trabajo se intenta concluir la investigación de los skarns Cañada del Puerto, Copina, San Marcos Sierra y La Falda, localizados en el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Los resultados han permitido conocer en detalle la mineralogía y distribución de los

silicatos en los cuatro skarns analizados como así también las composiciones de los fluidos en equilibrio durante su formación. Además, la presencia de flúor en los granates de los cuatro skarns ha posibilitado evaluar la actividad del flúor en los fluidos y establecer las diferencias entre ellos y los fluidos de sistemas hidrotermales de mayores dimensiones, responsables de las concentraciones metálicas en skarns asociados a rocas ígneas graníticas.

Metodología

Los estudios analíticos de las muestras de skarns se realizaron en los laboratorios del Departamento de

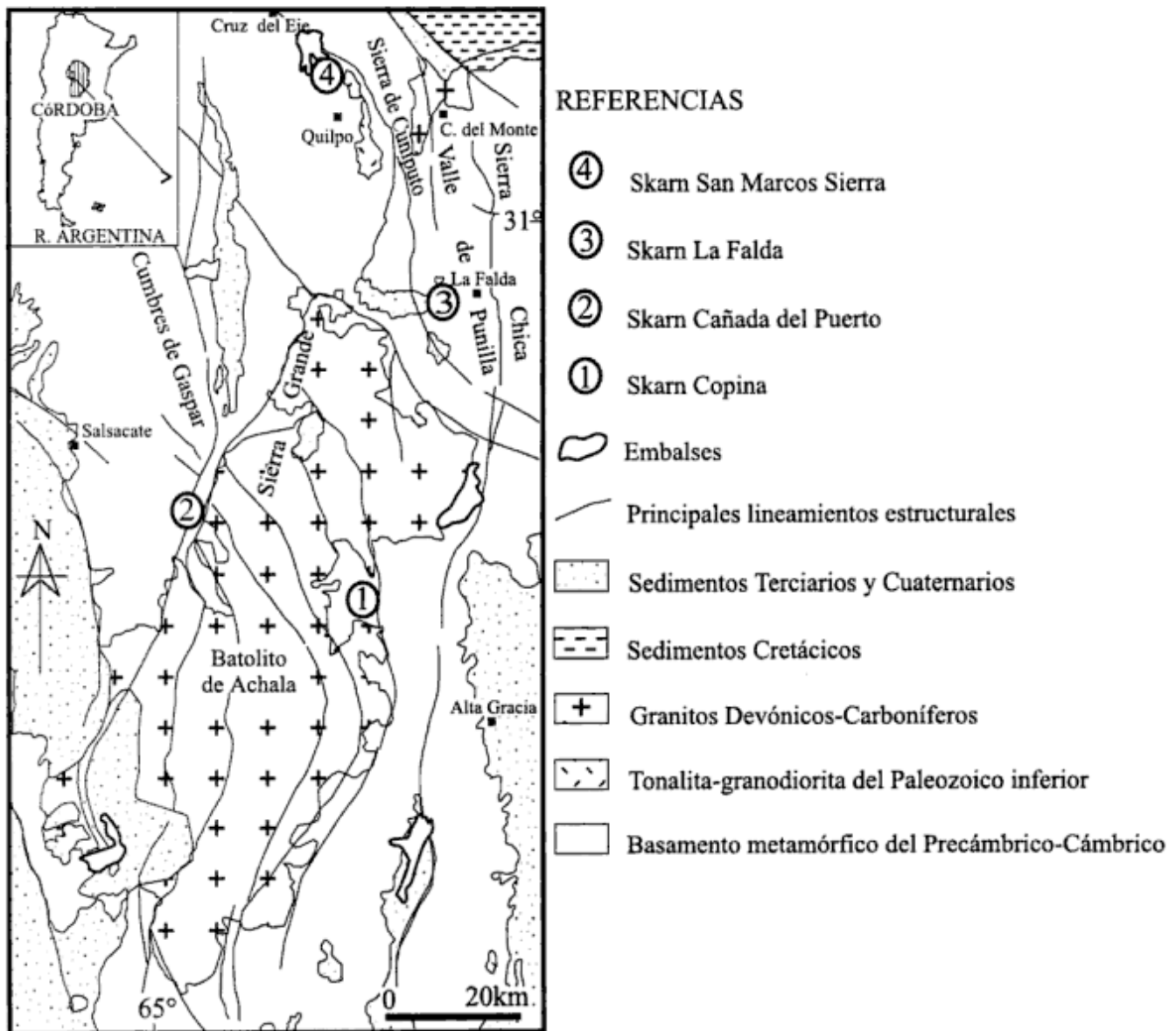


Figura 1: Ubicación de los skarns San Marcos Sierra y La Falda dentro del contexto regional de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba. También se señala la ubicación de los skarns Copina y Cañada del Puerto

Tabla 1: Composición química de los piroxenos de los skarns San Marcos Sierra y La Falda.

<i>San Marcos Sierra</i>									
Muestra	7867.p2 endoskarn	7869.p3 exoskarn	7869.00 exoskarn	7864.p2 exoskarn	7864.00 exoskarn	7864.00 exoskarn	7864.00 exoskarn	7864.00 exoskarn	7865.p1 mármol
núcleo									
% peso									
SiO ₂	53,01	53,39	53,20	53,94	52,91	52,60	53,08	52,37	53,34
TiO ₂	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,38	0,45	0,37	0,43	0,46	0,40	0,17	0,23	0,46
FeO*	8,60	7,89	7,43	7,11	10,22	11,49	9,76	9,86	9,10
MnO	0,94	0,20	0,14	0,12	0,10	0,92	0,47	0,87	0,65
MgO	12,19	13,42	13,67	13,82	11,97	10,66	11,72	11,29	12,51
CaO	24,96	25,08	24,83	25,25	24,49	24,46	24,96	24,83	24,94
Na ₂ O	0,20	0,27	0,28	0,25	0,31	0,08	0,00	0,09	0,14
F	0,02	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	100,30	100,75	99,93	100,98	100,50	100,62	100,17	99,54	101,17
<i>Cationes para 6 oxígenos</i>									
Si	1,99	1,98	1,99	1,99	1,99	1,99	2,00	1,99	1,98
Al	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,27	0,25	0,23	0,22	0,32	0,36	0,31	0,31	0,28
Mn	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02
Mg	0,68	0,74	0,76	0,76	0,67	0,60	0,66	0,64	0,69
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Ca	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,01	1,01	0,99
F	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg/Fe	2,52	2,96	3,28	3,45	2,09	1,65	2,14	2,04	2,46
Jo**	3,04	0,63	0,44	0,38	0,32	2,97	1,53	2,86	2,05
Di***	69,46	74,72	76,29	77,30	67,39	60,46	67,11	65,19	69,55
Hd****	27,50	24,65	23,27	22,32	32,29	36,57	31,36	31,95	28,39
<i>La Falda</i>									
Muestra #	7816.p5 endoskarn	7820.p2 endoskarn	7817.00 exoskarn	7817.00 exoskarn	7817.p1 exoskarn				
núcleo									
SiO ₂	52,21	53,43	53,31	53,48	53,08				
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02				
Al ₂ O ₃	0,38	0,28	0,31	0,37	0,22				
FeO*	9,43	8,34	8,68	7,97	9,75				
MnO	0,49	0,15	0,25	0,22	0,35				
MgO	12,01	13,21	12,58	13,29	12,26				
CaO	25,13	25,17	24,90	24,83	24,99				
Na ₂ O	0,15	0,11	0,21	0,18	0,12				
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02				
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Total	99,81	100,71	100,22	100,37	100,80				
<i>Cationes para 6 oxígenos</i>									
Si	1,98	1,99	2,00	1,99	1,99				
Al	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00				
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Fe	0,30	0,26	0,27	0,25	0,31				
Mn	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01				
Mg	0,68	0,73	0,70	0,74	0,68				
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01				
Ca	1,02	1,00	1,00	0,99	1,00				
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Mg/Fe	2,27	2,81	2,59	2,96	2,19				
Jo	1,58	0,47	0,81	0,70	1,11				
Di	68,32	73,49	71,51	74,30	68,38				
Hd	30,10	26,04	27,69	25,00	30,51				

FeO* Todo el hierro como Fe²⁺; N.A.: no analizado;

: Johansenita; * Diópsido; **** Hedenbergita.

Geología de la Universidad del Estado de Washington, en los Estados Unidos de Norteamérica. Para conocer la composición química de los silicatos y caracterizar los skarns, se realizaron 32 análisis químicos con microsonda electrónica (Cameca Camebax). Las condiciones de operación del aparato fueron las siguientes: aceleración de voltaje: 15 Kv, diámetro del haz incidente: 4 µm y una corriente de 33,8 nA. Para los análisis por dispersión de la longitud de onda se emplearon cristales de espectrómetro LIF, PET y TAP. Los standards empleados fueron los siguientes: albita #4 para Na; diópsido#1 para Si y Ca; cianita#1 para Al; olivino #1 para Mg; Rockport fayalita para Fe; T-Mad-ortoclasa para K; esfena #1 para Ti; espartina para Mn y hornblenda Kakanui para F. Las correcciones ZAF se aplicaron a todos los datos analíticos.

Los resultados se brindan en las respectivas tablas (Tablas 1 a 4). Para determinar las composiciones de los

fluidos hidrotermales se efectuaron ensayos de enfriamiento-calentamiento en 44 inclusiones fluidas presentes en los silicatos. Los cambios de fase en las inclusiones fluidas fueron medidos con una platina de enfriamiento-calentamiento Fluid Inc (adaptada del USGS), calibrada periódicamente con inclusiones sintéticas. La precisión del aparato a 374°, 0° y -56,6°C es ± 1,2°, 0,1° y 0,4°C, respectivamente. La preparación de las muestras y los procedimientos para los ensayos se realizaron según los criterios de Meinert (1984, 1987).

Descripción de los skarns

El skarn San Marcos Sierra

El skarn aquí considerado constituye uno de los fre-

Tabla 2: Composición química de los granates de los skarns San Marcos Sierra y La Falda.

San Marcos Sierra									La Falda						
Muestra	7867.1	7869.5	7869	7864	7864.4	7864	7864	7864	Muestra	7816.1	7820.3	1817.3	7819	7819	
	I				I	A	I	I				núcleo			
	edk	esk	esk	esk	esk	esk	esk	esk		edk	esk	esk	esk	esk	
% peso									% peso						
SiO ₂	38,60	38,68	38,60	38,60	38,61	38,25	38,36	38,09	SiO ₂	39,37	39,69	39,11	38,99	39,14	
TiO ₂	0,45	0,76	0,84	0,72	0,93	0,72	0,70	0,50	TiO ₂	0,35	0,02	0,50	0,48	0,51	
Al ₂ O ₃	18,17	17,92	17,95	16,37	18,50	19,05	19,09	17,83	Al ₂ O ₃	19,59	22,01	20,10	19,70	19,71	
Fe ₂ O ₃ *	7,15	7,32	5,63	7,50	5,83	4,87	4,81	6,78	Fe ₂ O ₃ *	5,69	2,24	4,46	4,71	4,84	
MnO	0,28	0,19	0,14	0,12	0,08	0,07	0,07	0,09	MnO	0,67	0,06	0,24	0,09	0,25	
MgO	0,06	0,04	0,08	0,10	0,10	0,15	0,12	0,02	MgO	0,10	0,06	0,11	0,05	0,10	
CaO	35,65	35,93	36,13	35,98	36,57	36,40	36,22	35,84	CaO	35,68	37,19	36,40	35,98	35,84	
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,00	Na ₂ O	0,05	0,04	0,02	0,00	0,06	
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
F	0,30	0,31	N.a	N.a	0,38	N.a	N.a	N.a	F	0,10	0,20	0,09	N.a	N.a	
Total	100,55	101,04	99,38	99,41	100,88	99,56	99,39	99,15	Total	101,56	101,43	101,02	100,00	100,45	
<i>Número de iones para 12 oxígenos</i>									<i>Número de iones para 12 oxígenos</i>						
Si	2,95	2,94	2,98	3,00	2,93	2,94	2,95	2,96	Si	2,96	2,95	2,95	2,97	2,97	
(OH,F)/4	0,05	0,06			0,07				(OH,F)/4	0,04	0,05	0,05			
Al	1,64	1,61	1,63	1,50	1,66	1,73	1,73	1,63	Al	1,74	1,93	1,79	1,77	1,76	
Fe ³⁺	0,34	0,35	0,33	0,44	0,29	0,28	0,28	0,40	Fe ³⁺	0,24	0,07	0,18	0,27	0,28	
Ti	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	Ti	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	
Fe ²⁺ ***	0,07	0,07			0,04				Fe ²⁺ ***	0,08	0,06	0,07			
Mg	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	2,92	2,93	2,99	2,99	2,98	3,00	2,98	2,98	Ca	2,88	2,97	2,94	2,94	2,91	
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	Mn	0,04	0,00	0,02	0,01	0,02	
OH****	0,13	0,15			0,18				OH****	0,13	0,13	0,18			
F	0,07	0,07	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	F	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Al/Fe _{tot}	3,98	3,84	4,99	3,42	4,97	6,13	6,22	4,12	Al/Fe _{tot}	5,44	14,85	7,16	6,56	6,29	
Pi	0,79	0,53	0,61	0,65	0,54	0,70	0,59	0,26	Pi	1,71	0,34	0,89	0,37	0,88	
Gr	76,98	76,30	80,33	74,14	80,27	83,20	83,51	78,02	Gr	80,87	92,91	85,00	84,64	83,77	
Ad	22,23	23,17	19,07	25,22	19,20	16,10	15,89	21,72	Ad	17,42	6,75	14,11	14,99	15,35	

* hierro como Fe³⁺; ** vacancia del sitio tetraédrico (F+OH)/4; *** calculado de la fórmula normalizada;

**** calculado de la ecuación: (F+OH)/4=vacancia tetraédrica; N.a: no analizado.

Edk: endoskarn; esk: exoskarn. I: isotropo; A: anisotropo. Pi: pirlaspita; Gr: grossularia; Ad: andradita

cuentas afloramientos de skarn en la zona, conocidos como skarns de Quilpo (Beder 1922) o skarns de Quilpo-La Fronda (Cabanillas y Jerez 1998). Está hospedado en un bloque metamórfico ubicado al oeste de la sierra de Cuniputo, unos 6 km al suroeste de la localidad de San Marcos Sierra (Fig. 1). Este bloque está constituido por gneises, migmatitas cordieríticas, mármoles, anfibolitas, esquistos cuarzo-micáceos y metacuarcitas en facies de anfibolita a granulita, y formados por metamorfismo regional de alto grado y presión moderada (Caffe y Baldo 1996) durante el Precámbrico tardío o Cámbrico temprano. Estas unidades litológicas están intruidas por plutones trondhjemiticos-granodioríticos (Massabie 1976; Caffe y Baldo 1996) y también por pegmatitas y granito aplítico. Las relaciones de campo entre estos cuerpos pegmatíticos y granito aplítico, ambos en contacto con el skarn, y los cuerpos ígneos que afloran en el área, aún no han sido establecidas. De los intrusivos próximos al skarn, el stock trondhjemitico de La Fronda (Fig. 1) ha sido datado por el método K/Ar en 455 ± 15 Ma (Ordovícico temprano, Massabie 1982). Las pegmatitas milonitizadas intruidas en las proximidades de la sierra de Cuniputo también son ordovícicas (Ciclo Famatiniano; K/Ar, 447 ± 7 a 442 ± 7 Ma, Saavedra *et al.* 1998), edades próximas a las asignadas por Linares y Latorre (1969) y Rinaldi y Linares (1973) al más antiguo de los dos ciclos pegmatíticos por

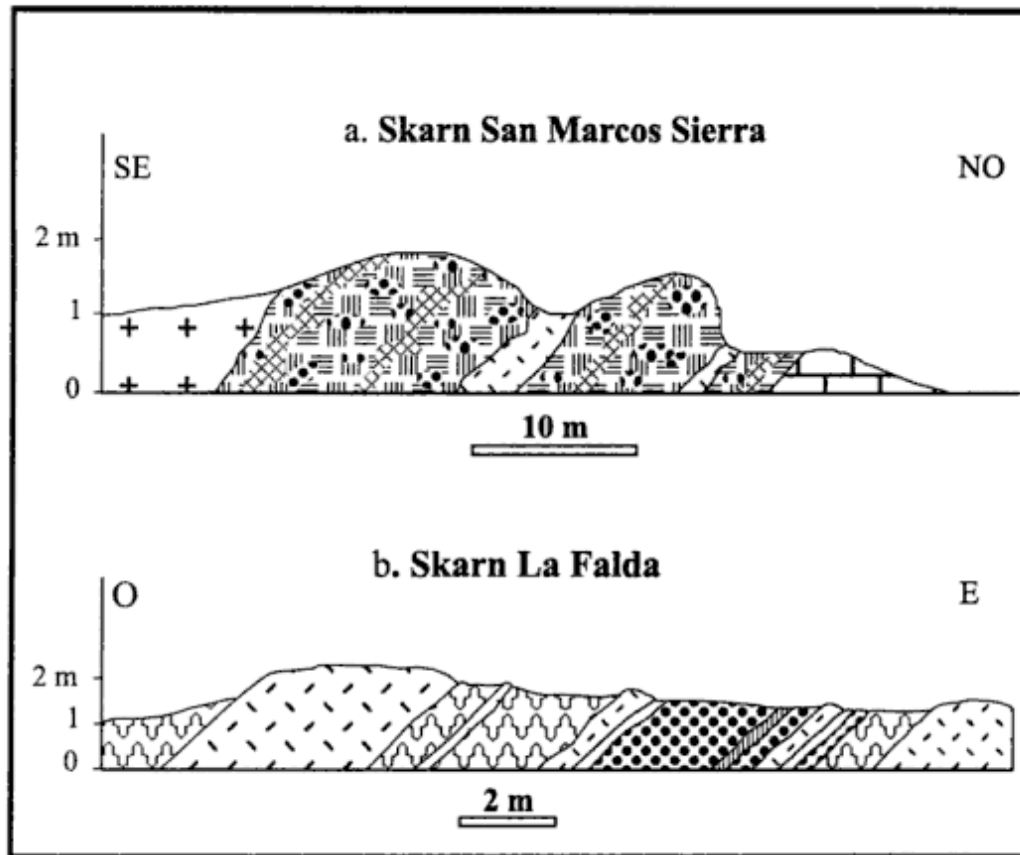
ellos identificados (480- 450 Ma y 360-340 Ma). Por otro lado, el stock granítico de Capilla del Monte, que aflora unos 12 km al ENE del skarn (Fig. 1), ha sido asignado recientemente al Carbonífero temprano (Rb/Sr, 336 ± 15 Ma, Saavedra *et al.* 1998). Se carece actualmente de dataciones isotópicas que permitan identificar a cual de estos ciclos intrusivos estarían genéticamente vinculadas las pegmatitas y el granito aplítico en contacto con el skarn.

En las inmediaciones del skarn San Marcos Sierra, el protolito consiste esencialmente en mármoles grises con intercalaciones y lentes discontinuas de anfibolitas y esquistos. Estas rocas se disponen en bancos de espesores variables que acompañan la posición general de la esquistosidad o bien presentan estructuras más complejas de plegamiento disarmónico y formación de *boudinage*. Sus afloramientos suelen presentar forma elíptica (Massabie 1982, Caffe 1993).

Los mármoles están formados por cristales de calcita de grano grueso a fino (4mm a 0,1mm) con exsoluciones de dolomita e impurezas calcosilicáticas: cuarzo, talco, actinolita (Tabla 4), clinzoisita (Tabla 4), clinocloro y esfena. En contacto con el skarn, el mármol presenta tonalidad marrón rojiza y es más impuro, contiene: plagioclasa, clinzoisita, flogopita, dióxido, cuarzo, esfena, grafito y bornita centripétamente transformada en hematita; éstos son intersticiales y suelen aco-

Tabla 3: Composición química de las vesubianitas de los skarns San Marcos Sierra y La Falda.

<i>San Marcos Sierra</i>					<i>La Falda</i>		
Muestra #	7864.p7	7864.p10	7864.00	7864.00	Muestra #	7818.p1	7818.p2
	exoskarn	exoskarn	exoskarn	exoskarn		exoskarn	exoskarn
SiO ₂	36,96	36,87	36,79	36,60	SiO ₂	36,58	36,67
TiO ₂	0,86	1,21	1,46	1,62	TiO ₂	2,10	2,60
Al ₂ O ₃	17,76	17,61	16,60	16,78	Al ₂ O ₃	17,37	17,10
FeO*	3,67	3,95	3,84	3,93	FeO*	3,35	3,04
MnO	0,10	0,18	0,16	0,18	MnO	0,06	0,06
MgO	1,70	1,40	1,67	1,62	MgO	1,52	1,63
CaO	36,24	36,03	35,80	35,45	CaO	36,12	36,16
Na ₂ O	0,06	0,06	0,10	0,12	Na ₂ O	0,15	0,07
F	1,29	1,35	N.a	N.a	F	1,14	0,99
Cl	0,12	0,11	N.a	N.a	Cl	0,02	0,04
Total	98,19	98,19	96,42	96,30	Total	97,93	97,93
<i>50 Cationes (X+Y+Z)</i>					<i>50 Cationes (X+Y+Z)</i>		
Si	18,80	18,78	19,20	19,13	Si	18,67	18,70
Al	10,65	10,57	20,13	19,97	Al	10,45	10,28
Ti	0,33	0,46	0,57	0,64	Ti	0,81	1,00
Fe	1,56	1,68	1,68	1,72	Fe	1,43	1,30
Mn	0,04	0,08	0,07	0,08	Mn	0,03	0,03
Mg	1,29	1,06	1,30	1,26	Mg	1,16	1,24
Na	0,06	0,06	0,10	0,12	Na	0,15	0,07
Ca	19,75	19,66	20,02	19,85	Ca	19,75	19,76
F	2,08	2,17	N.a	N.a	F	1,84	1,60
Cl	0,10	0,09	N.a	N.a	Cl	0,02	0,03
X	19,81	19,72	20,13	19,97	X	19,90	19,83
Y	13,54	13,40	13,26	13,40	Y	13,06	12,84
Z	18,80	18,78	19,20	19,13	Z	18,67	18,70



REFERENCIAS

Intrusivos

- Pegmatitas graníticas
- Granito aplítico

Protolitos metamórficos

- Mármoles
- Esquistos y gneises

Endoskarn

- Zona de piroxeno

Exoskarns

- Zona de vesuvianita
- Zona de wollastonita
- Zona y lentes de granate
- Bandas de piroxeno

Figura 2: Perfiles esquemáticos que muestran la composición de los skarns San Marcos Sierra y la Falda.

modarse en bandas. Los mármoles presentan textura granoblástica con evidencias de deformación tales como flexuras de maclas y suturación de los bordes cristalinos.

Las pegmatitas constituyen cuerpos tabulares de hasta 3 m de espesor o reventones lentiformes de contactos netos con la roca de caja. Su composición, caracterizada por la presencia invariable de cuarzo, feldespatos alcalinos y muscovita, corresponde a la de un leucogranito y presentan textura granuda gruesa con variaciones aplíticas. La mayoría de los cuerpos pegmatí-

ticos se disponen en forma concordante con la esquistosidad de las metamorfitas. No se observó desarrollo de alteración o endoskarn en estos cuerpos ígneos en contacto con el mármol.

En el protolito metamórfico, el exoskarn no presenta la zonación mineralógica que caracteriza a la mayoría de los skarns (Fig. 2a). Consiste en una masa de wollastonita con inclusiones de clinopiroxeno, esfena, vesuvianita y bandas ricas en granate y piroxeno. Los cristales de wollastonita son de grano grueso y ocurren en agregados fibrosos radiados y fibras entrecruzadas;

Tabla 4: Composición química de los minerales del grupo del epidoto, feldespatos, anfíboles y wollastonita de los skarns San Marcos Sierra y La Falda.

grupo del epidoto		San Marcos Sierra			anfíbol		La Falda					
Muestra	7865.p1 mármol	Muestra	7864.p5 exsk	7869.p2 exsk	Muestra	7865.p3 mármol	Muestra	7815.p1 granito núcleo	7815.p2 granito borde	Muestra	7816.p2 edsk	7818.p3 exsk
% peso		% peso			% peso		% peso			% peso		
SiO ₂	34,93	SiO ₂	51,15	51,16	SiO ₂	53,30	SiO ₂	58,15	57,32	SiO ₂	38,81	35,11
TiO ₂	0,00	TiO ₂	0,00	0,00	TiO ₂	0,05	TiO ₂	0,03	0,00	TiO ₂	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	23,52	Al ₂ O ₃	0,01	0,02	Al ₂ O ₃	3,41	Al ₂ O ₃	25,60	26,63	Al ₂ O ₃	28,75	27,74
Fe ₂ O ₃	8,07	FeO	0,17	0,07	FeO	11,84	FeO	0,06	0,00	Fe ₂ O ₃	6,31	5,98
MnO	0,00	MnO	0,04	0,10	MnO	0,11	MnO	0,00	0,01	MnO	0,00	0,00
MgO	0,27	MgO	0,01	0,00	MgO	15,90	MgO	0,00	0,03	MgO	0,03	0,12
CaO	19,09	CaO	48,68	48,80	CaO	13,04	CaO	7,79	8,32	CaO	24,01	22,41
Na ₂ O	0,00	Na ₂ O	0,02	0,02	Na ₂ O	0,33	Na ₂ O	7,27	6,94	Na ₂ O	0,00	0,02
K ₂ O	0,00	K ₂ O	0,00	0,00	K ₂ O	0,20	K ₂ O	0,08	0,06	K ₂ O	0,01	0,01
F	0,15	F	0,00	0,00	F	0,14	F	N.a.	N.a.	F	0,11	0,10
Total	85,98	Total	100,09	100,17	Total	98,26	Total	98,97	99,30	Total	98,03	91,46
<i>Iones para 12,5 O</i>		<i>Iones para 18 O</i>			<i>Iones para 23 O</i>		<i>Iones para 32 O</i>			<i>Iones para 12,5 O</i>		
Si	3,22	Si	5,95	5,95	Si	7,61	Si	10,51	10,34	Si	3,09	3,01
Al	2,56	Al	0,00	0,00	Al	0,58	Al IV	5,45	5,66	Al	2,70	2,80
Ti	0,00	Ti	0,00	0,00	Ti	0,01	Ti	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00
Fe ₂₀₃	0,28	Fe	0,02	0,01	Fe	1,41	Fe	0,01	0,00	Fe	0,19	0,19
Mn	0,00	Mn	0,00	0,01	Mn	0,01	Mn	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00
Mg	0,04	Mg	0,00	0,00	Mg	3,38	Mg	0,00	0,01	Mg	0,00	0,02
Na	0,00	Na	0,00	0,00	Na	0,09	Na	2,55	2,43	Na	0,00	0,00
Ca	1,89	Ca	6,07	6,08	Ca	2,00	Ca	1,51	1,61	Ca	2,05	2,06
K	0,00	K	0,00	0,00	K	0,04	K	0,02	0,01	F	0,03	0,03
F	0,04	F	0,00	0,00	F	0,06	Ab	62,52	59,94	Ps*	6,55	6,44
Ps* =	9,87						An	37,02	39,71	Fe Fe:AlMn	0,07	0,06
Fe Fe:AlMn	0,10				Fe Fe+Mg	0,29	Or	0,45	0,34	Al Fe:AlMn	0,93	0,94
Al Fe:AlMn	0,90				Mg Fe+Mg	0,71				Mn Fe:AlMn	0,00	0,00
Mn Fe:AlMn	0,00											

*Ps = 100Fe³⁺ / (Fe³⁺+Al); edsk: endoskarn; exsk: exoskarn.

de acuerdo a los análisis químicos corresponde a una wollastonita casi pura (Tabla 4). La asociación retrógrada cuarzo + calcita reemplaza en forma parcial a la wollastonita en venillas y parches irregulares. Intercaladas en la wollastonita hay bandas delgadas de granate de rumbo NE-SO (220°) y buzamiento al este (72°) o bien motas del tamaño de una ciruela. Al microscopio están formadas por cristales de granate de grano grueso, incoloros, con núcleos y zonas medias indistinguibles e isotropas y una delgada capa externa anisótropa. En los cristales donde el flúor fue analizado, éste aparece sustituyendo al oxígeno en proporciones que oscilan entre 0,3 y 0,38 % en peso (Tabla 2). El cálculo de la fórmula mineral en granates con flúor a partir de los análisis químicos obtenidos con microsonda es problemático debido a la presencia de vacancias tetraédricas, a la incertidumbre en las proporciones relativas de Fe²⁺ y Fe³⁺ y a la posibilidad de coordinación tetraédrica del Al, Fe³⁺ y del Ti. Sin embargo, la probabilidad de coordinación tetraédrica de estos cationes es muy baja en granates con OH formados a temperaturas bajas y en presencia de cuarzo (Manning y Bird 1990); dado que estas condiciones se cumplen en los granates estudiados, la fórmula fue normalizada a 5 cationes dodecaédricos (X) y octaédricos (Y) (Valley et al. 1983; Manning y Bird 1990). Con este método se alcanza una estimación mínima de la concentración de oxhidrilos a través de la ecuación: nOH = 4n ([4]) - nF

+ nTi - n ([6]Mg), donde n es el número de átomos del elemento o vacancia por 5 (X+Y) átomos; ([4]) representa vacancias tetraédricas que son iguales a la diferencia entre nSi y 3. La composición de los cristales analizados varía entre Ad₁₀-Pi₁₀ y Ad₂₀-Pi₂₀. Además, la composición química de los núcleos isotropos no difiere sustancialmente de los bordes anisotropos (Tabla 2). Tanto la wollastonita como el granate contienen inclusiones de piroxeno, plagioclasa y cuarzo. El piroxeno está en grupos de tres o más cristales de grano fino, incoloros y anhedrales. Sus composiciones oscilan entre Hd₃₀-Hd₃₀ y Jo₁₀-Jo₁₀ (Tabla 1). La vesuvianita se encuentra en prismas verdes y gruesos intercrecidos con el granate. Los cristales analizados carecen de boro, por lo que la normalización de la fórmula unidad ha sido efectuada en base a 50 cationes para X+Y+Z, donde X= Ca, Na; Y= Al, Mg, Fe³⁺, Fe²⁺, Ti, Mn; Z= Si (Groat y Hawthorne 1992) (Tabla 3). La vesuvianita es pobre en hierro y contiene entre 1,29 y 1,35% de flúor (Tabla 3).

Bandas ricas en piroxeno que se desarrollan en escala de pocos metros de espesor, parecen reemplazar a las intercalaciones y lentes de anfíbolitas y esquistos en el mármol. Están constituida por clinopiroxeno incoloro rico en magnesio (Hd₂₀-Jo₁₀, Tabla 1), clinozoisita y esfena (Tabla 4), con relictos de plagioclasa alterada; en el contacto con la zona de wollastonita contienen, además de la asociación descrita, motas de granate incoloro (Ad₂₀-Pi₂₀; Tabla 2) y parches de wollastonita.

El skarn La Falda

El skarn aquí considerado se halla aproximadamente 1 km al noroeste de la localidad de La Falda (Fig. 1); constituye uno de los frecuentes cuerpos con silicatos cálcicos de similares características localizados al oeste de la sierra Chica. Está hospedado en un bloque del basamento metamórfico (Gordillo y Lencinas 1979) de edad precámbrica tardía (640-580 Ma; Cingolani y Va-

rela 1975) o Cámbrico temprano (520-540 Ma; Rapela *et al.* 1997, 1998a, 1998b; Sims *et al.* 1998), constituido por gneises biotíticos-tonalíticos, esquistos micáceos y mármoles, e intruido por un stock tonalítico y pegmatitas graníticas. El cuerpo ígneo próximo al skarn (<100 m) es un pequeño stock tonalítico parcialmente expuesto que intruye con contactos netos y discordantes a las metamorfitas encajonantes e incluye xenolitos de éstas. Está formado mayoritariamente por plagioclasa, cuarzo y biotita y presenta fábrica orientada. Este cuerpo hospeda a sus propios derivados pegmatíticos de similar composición mineralógica (plagioclasa, cuarzo y biotita de grano grueso), son lenticulares a irregulares y miden algunas decenas de centímetros hasta un par de metros de largo. El cuerpo pegmatítico principal en el contacto occidental del skarn aflora en una extensión aproximada de 100 m, es concordante con la esquistosidad regional, localmente es subvertical y en partes supera los 4 m de espesor; otros diques menores de igual naturaleza lo acompañan hacia el este (Fig. 2b). Feldespato potásico, cuarzo, muscovita y plagioclasa constituyen sus minerales esenciales con accesorios típicos tales como apatita, granate, berilo y limonita según pirita. Este tipo de pegmatitas es común en la región y en el pasado han sido exploradas y hasta esporádicamente explotadas por berilo. Tanto el stock tonalítico como los cuerpos pegmatíticos en contacto con el skarn no han sido datados. Sin embargo, el stock tonalítico es representativo de varios cuerpos emparentados mejor expuestos en la sierra Chica (tonalitas de "Sierra Chica", Gordillo y Lencinas 1979) que tienen una edad Rb/Sr de 575 Ma (Precámbrico tardío, posterior al evento metamórfico regional M1, Cingolani y Varela 1975), o probablemente menor (posterior al Cámbrico temprano a medio, 520-540 Ma), si se consideran las recientes dataciones de algunas metamorfitas del basamento cordobés (Rapela *et al.* 1997, 1998a, 1998b; Sims *et al.* 1998). Las relaciones espacial y temporal entre la intrusión tonalítica y las pegmatitas graníticas todavía no han sido establecidas, pero basándose en la composición granítica de las pegmatitas asociadas al skarn *versus* las pegmatitas tonalíticas vinculadas al stock, se descarta todo vínculo genético entre el intrusivo tonalítico y las pegmatitas graníticas. Es posible que estas pegmatitas graníticas estén genéticamente vinculadas a los granitos ordovícicos, pero ninguno de estos cuerpos afloran en los alrededores. También puede ocurrir que la pegmatitas se encuentren vinculadas a apófisis o plutones ocultos relacionados con la evolución devónica-carbonífera del batolito de Achala, o bien al pequeño plutón granodiorítico de Piedras Grandes (Pastore 1932), aflorante aproximadamente unos 5 km al NNO del skarn, cuya edad K/Ar fuera calculada en 377 ± 15 Ma (Linares y González 1990).

La Fig. 2b es un esquema del skarn formado en el contacto entre los cuerpos ígneos y el basamento. Si bien el desarrollo del skarn en las rocas ígneas o en-

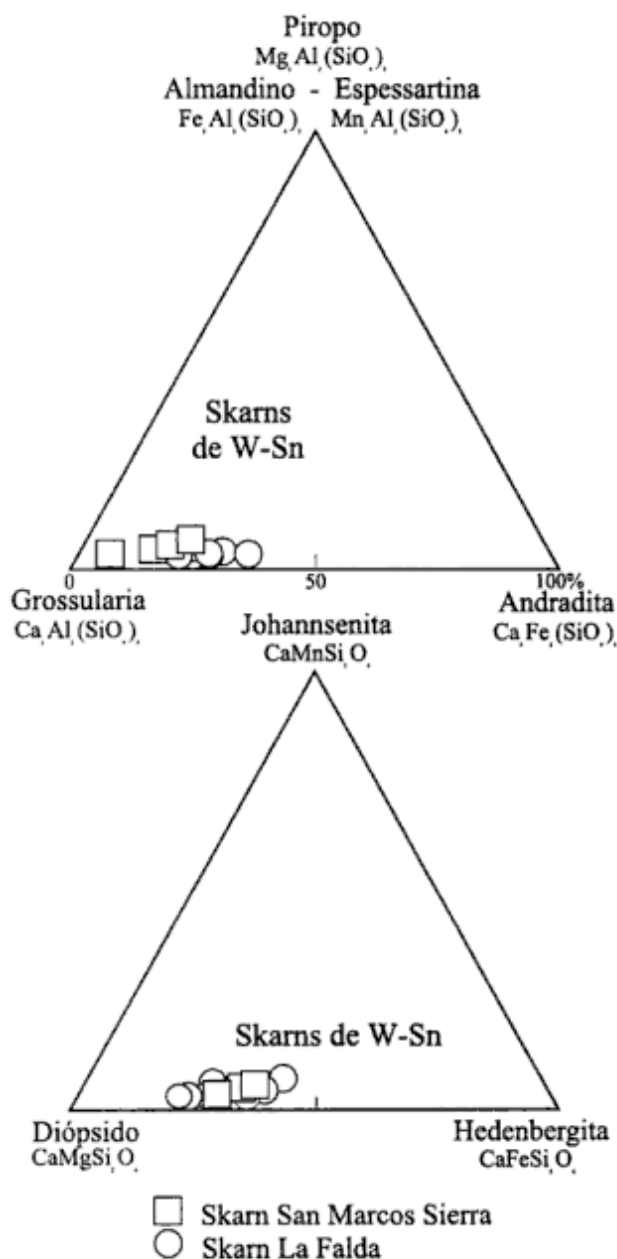


Figura 3: Diagramas triangulares que resumen las composiciones de los granates y piroxenos presentes en los skarns San Marcos Sierra y La Falda. Para comparar se han dibujado las composiciones de los granates y piroxenos de los depósitos de W-Sn en skarns generalmente vinculados a rocas ígneas graníticas (Meinert 1992).

doskarn es de poca magnitud (con espesores que no alcanzan 0,5 m), el mismo ha sido observado en los tres cuerpos pegmatíticos expuestos a lo largo del perfil del skarn. Consiste en la asociación clinopiroxeno (20%), granate (15%), clinozoisita (10%) y esfena subordinada (3%). Este reemplazo no es masivo conservándose más del 50 % de la roca ígnea sin reemplazar. El clinopiroxeno es incoloro, de grano fino a mediano y rico en magnesio ($Hd_{25-31}-Jo_{0,5-1,6}$; Tabla 1); los cristales se disponen en cordones irregulares o bien diseminados junto con esfena, en tanto que el granate está en agregados cristalinos medianos a gruesos formando motas de hasta 3 cm de diámetro. Es isótropo, grossularítico ($Ad_{5,17}-Pi_{0,31}$; Tabla 2) y todos los cristales contienen flúor sustituyendo al oxígeno en proporciones que oscilan entre 0,09 y 0,20 % en peso. En algunas muestras la clinozoisita (Tabla 4) rellena venillas de hasta 1 mm de espesor que atraviesan cristales de granate, piroxeno y preferentemente a la plagioclasa del pegmatoido, en tanto

que en otras muestras se presenta en cristallitos y cristales prismáticos finos, radiados, reemplazando exclusivamente al feldespato ígneo.

En el protolito metamórfico el reemplazo metasomático consiste en un exoskarn masivo de granate con una zona intercalada de vesubianita y clinozoisita (Fig. 2b). El granate se presenta en agregados cristalinos gruesos (cristales dodecaédricos de hasta 5 cm de diámetro), isótropos y no presentan zonación óptica-composicional: la composición de los núcleos ($Ad_{18}-Pi_{0,4}$) es similar a la determinada para los bordes cristalinos ($Ad_{13,4}-Pi_{0,3}$; Tabla 2). La zona de vesubianita-clinozoisita tiene 0,5 m de espesor y está formada por cristales marrones prismáticos gruesos de vesubianita, intercrecidos con cristales azules, gruesos también, de clinozoisita con relictos de granate. Al microscopio, tanto vesubianita como clinozoisita presentan zonación óptica e inclusiones y microvenillas de granate, cuarzo y apatita. La vesubianita es pobre en hierro y contiene entre 0,99 y 1,14% de flúor (Tabla 3). En la Fig. 4 se presentan las relaciones TiO_2 versus Fe y Al_2O_3 versus $Mg/Mg+Fe$ en las vesubianitas analizadas de San Marcos Sierra y La Falda. Las vesubianitas del skarn La Falda contienen menos Fe y más Ti que las vesubianitas del skarn San Marcos Sierra.

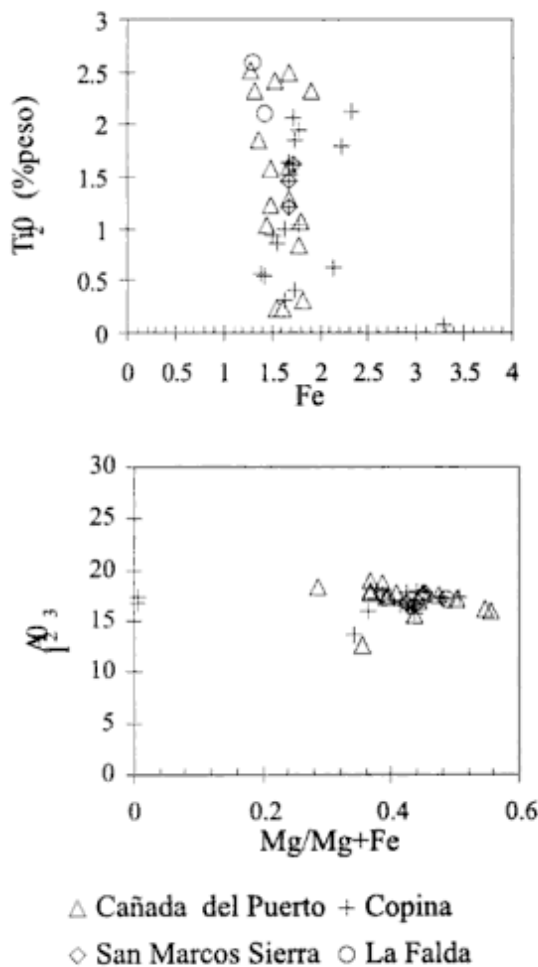


Figura 4: a, TiO_2 versus Fe atómico; b, Al_2O_3 versus $Mg/Mg+Fe$ total en las vesubianitas de los skarns San Marcos Sierra y La Falda. Para comparar se han agregado las vesubianitas de los skarns Copina (Franchini *et al.* 1998a) y Cañada del Puerto (Franchini *et al.* 1998b).

Estudio de las inclusiones fluidas

A pesar de que no son abundantes como en otros skarns estudiados (por. ej., Copina y Cañada del Puerto, Franchini *et al.* 1998a y b), se hallaron inclusiones fluidas adecuadas para este estudio en granate, piroxeno, vesubianita, clinozoisita y cuarzo. En estos minerales se analizaron 44 inclusiones fluidas, la mayoría en granates provenientes de tres zonas de los skarns. Las inclusiones ocurren solitarias o en grupos aislados dentro de un cristal, no se observaron inclusiones en arreglos planares de origen secundario. Todas las inclusiones analizadas son bifásicas (acuosas salinas) y homogeneizaron en fase líquida. No se encontraron inclusiones monofásicas ni trifásicas, tampoco se observaron fases inmiscibles, como CO_2 líquido; los exámenes de *crushing* en aceite de inmersión indicaron la ausencia de gases no condensables en las inclusiones.

Las temperaturas de homogeneización correspondientes a todas las inclusiones fluidas de los skarns San Marcos Sierra y La Falda presentan rangos comprendidos entre 240°- 400°C y 215°-335°C, respectivamente, pero existen diferencias entre los minerales analizados (Fig. 5). Las temperaturas de homogeneización en las inclusiones fluidas medidas en granates de ambos skarns abarcan un rango comprendido entre los 240° y 295° C; temperaturas de homogeneización similares se obtuvieron en inclusiones primarias medidas en piroxenos (215°-250°C). En clinozoisita y vesubianita del skarn La Falda, los rangos de temperaturas me-

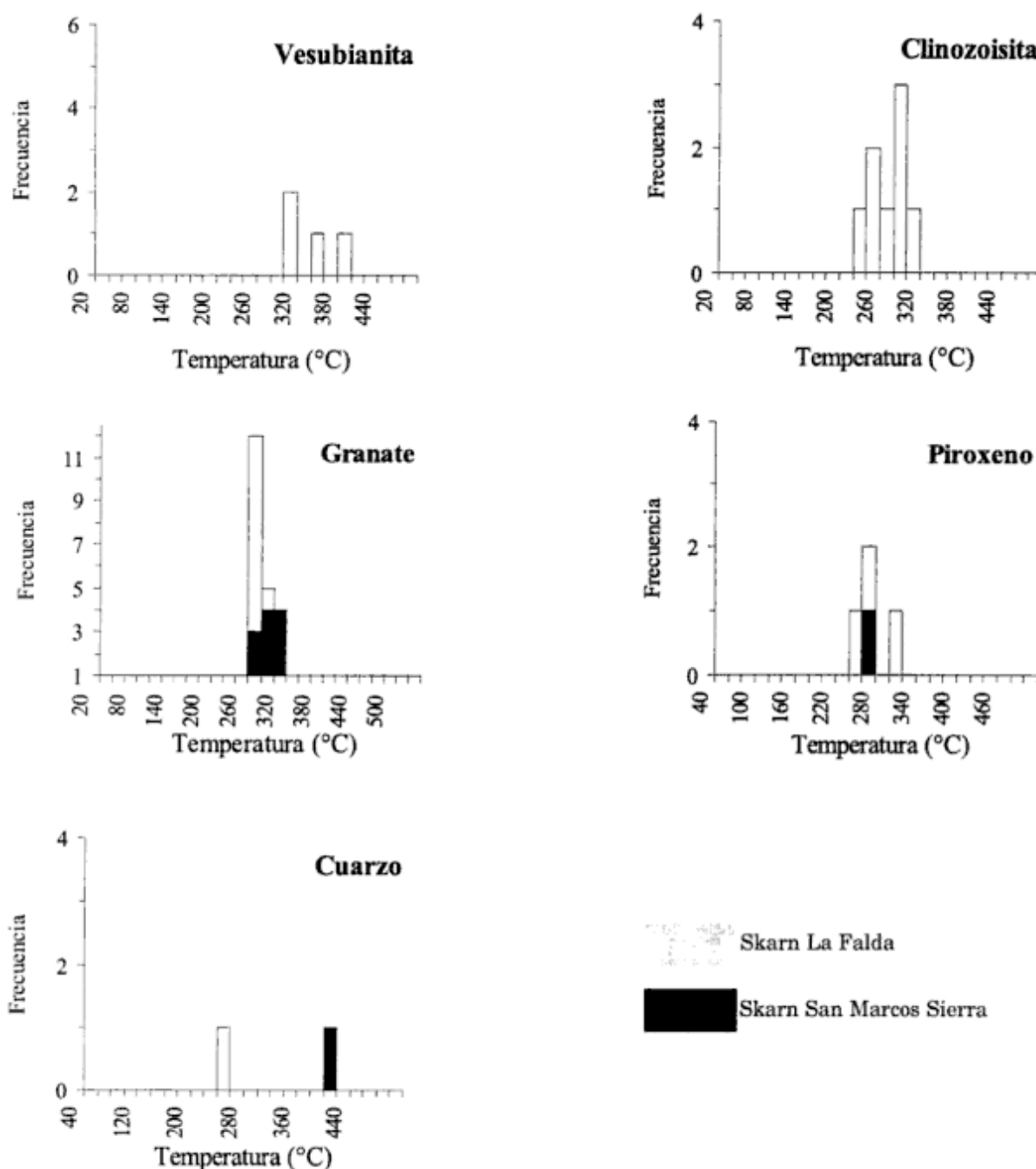


Figura 5: Histogramas que resumen las temperaturas de homogeneización estimadas para las inclusiones fluidas presentes en los minerales de los skarns San Marcos Sierra y La Falda.

dados, 215°-300°C y 285°-365°C, respectivamente, son más amplios que en granate y piroxeno. Para el cuarzo del endoskarn de La Falda se obtuvo un único registro de 235 °C en tanto que en cuarzo del exoskarn San Marcos Sierra, los escasos registros microtermométricos obtenidos señalan temperaturas de homogeneización mayores (395°- 400°C).

Las concentraciones salinas pudieron medirse únicamente en las inclusiones fluidas del skarn La Falda. Para estas inclusiones que no contienen minerales hi-

jos, las salinidades han sido calculadas a partir de la temperatura de fusión del último cristal de hielo, asumiendo una solución salina simple y empleando la ecuación de Sterner *et al.* (1988). El rango de salinidades obtenido en todos los silicatos es de 2,3 a 6,7 % eq. peso NaCl (Fig. 6). En vesuvianita y cuarzo las temperaturas de fusión del último cristal de hielo fueron de -1,4° y -1,8°C, correspondiendo salinidades de 2,3 % y 3 % eq. peso NaCl, respectivamente. En cuatro inclusiones fluidas presentes en granate, las temperaturas de

fusión del hielo fueron de $-2,9^{\circ}\text{C}$, correspondiendo una concentración salina de 4,7 % eq. peso NaCl. Finalmente, las concentraciones salinas más altas se obtuvieron en inclusiones de piroxeno, con temperaturas de fusión del hielo de $-2,9$ y $-4,2^{\circ}\text{C}$, equivalentes a salinidades de 4,7 y 6,7% eq. peso NaCl. No se observó correlación entre temperaturas y salinidades.

Comparación con otros skarns del basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba

En la Tabla 5 se resumen los rasgos más sobresalientes de los skarns descriptos en este trabajo y para comparar se han agregado las características de los skarns Copina y Cañada del Puerto (Franchini *et al.* 1998a y b, respectivamente). Existen características comunes a los cuatro skarns, ellas son: las relaciones Al/Fe 1 en granates y Mg/Fe 1 en la mayoría de los piroxenos; la ausencia de metales tales como W, Be, Sn, B y Mo; la escasez de minerales retrógrados; la presencia de flúor en granates sustituyendo al oxígeno con valores $n\text{F}/(n\text{F} + n\text{HO}) < 0,55$; la existencia de fluidos acuosos con salinidades moderadas a bajas y valores de $a_{\text{H}_2\text{O}}$ como de a_{H^+} más elevados que en los fluidos de skarns mayores que contienen granates con flúor y son ricos en metales (por ej., skarn de Zn-Pb Yeonhwa-Ulchin, en Corea del Sur, Yun y Einaudi 1982; skarn de Sn-W-F Lost River, en Alaska, Dobson 1982); temperaturas medias menores de 400°C . Otros rasgos de los skarns Copina y Cañada del Puerto no están presentes en La Falda y San Marcos Sierra. Estas diferencias parecen estar relacionadas con el marco geológico local de los skarns dentro del contexto regional de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Ellas son:

Composición del protolito. Los skarns Copina y Cañada del Puerto están hospedados en un protolito heterogéneo, caracterizado por la alternancia de mármoles calco-dolomíticos con lentes de anfibolitas y esquistos, mientras que los skarns San Marcos Sierra y La Falda están alojados en un protolito metamórfico de composición más homogénea: calizas con impurezas silicáticas en el primero y gneises-esquistos en el segundo. Estas diferencias en la composición de las rocas del basamento parecen ser las responsables de la distribución de los silicatos en los skarns: mientras que Cañada del Puerto y Copina presentan un diseño zonal y cada zona o facies tiene variaciones en la mineralogía y en las proporciones de los minerales, San Marcos Sierra y La Falda no poseen la zonación característica de los anteriores; estos skarns constituyen cuerpos de reemplazos masivos con texturas bandeada y moteada o bien con escaso desarrollo de zonas.

Rocas ígneas asociadas. Copina y Cañada del Puerto no sólo están muy próximos a los contactos oriental y occidental del batolito de Achala, respectivamente - un

cuerpo ígneo de 2.500 km^2 -sino que también las rocas metamórficas presentan profusa intrusión filoniana por sus pegmatitas y aplitas derivadas, mientras que los skarns San Marcos Sierra y La Falda están en contacto con pegmatitas graníticas y un granito aplítico (en el caso específico del primero) que aparentemente no guardan vínculo genético con el magma de Achala. El magma de Achala se caracteriza por sus contenidos anormalmente elevados en flúor, especialmente su serie monzogranítica porfírica de dominancia areal que aloja enclaves cumuláticos de biotita-apatita ricos en F y que hospeda a sus diferenciados pegmatíticos también portadores de minerales ricos en flúor (Dorais *et al.* 1997). De allí que los fluidos hidrotermales que generaron ambos grupos de skarns parecen provenir de sistemas hidrotermales independientes, que operaron en condiciones físico-químicas diferentes y, probablemente, en épocas distintas: (a) es evidente que en Copina y en Cañada del Puerto tanto el granate como el piroxeno contienen más hierro y manganeso que los granates y piroxenos de San Marcos Sierra y La Falda; (b) el porcentaje de flúor es mayor en los granates, piroxenos y vesubianitas de los skarns Cañada del Puerto y Copina que en especies minerales similares de los skarns San Marcos y La Falda. Copina contiene fluorita en espacios intercrystalinos y en drusas y Cañada del Puerto vesubianita en venas transgresivas que atraviesan las restantes zonas metasomáticas; en ambos skarns estos minerales están acompañados de proporciones volumétricamente importantes de cuarzo. Estos minerales tardíos, formados por la introducción de sílice y flúor desde una fuente externa al basamento metamórfico, no han sido observados en los skarns San Marcos Sierra y La Falda; (c) los silicatos de Cañada del Puerto y de Copina contienen abundantes inclusiones fluidas y en algunos de ellos hay varios lineamientos de inclusiones secundarias. A diferencia de estos skarns, los silicatos de los skarns La Falda y San Marcos alojan escasas inclusiones fluidas que presentan rangos de temperaturas de homogeneización menores. Finalmente, en las inclusiones fluidas de los silicatos de los skarns Copina y Cañada del Puerto se midieron las temperaturas y las salinidades más elevadas.

Equilibrio fluido-mineral en granates con flúor de los skarns Copina, Cañada del Puerto, La Falda y San Marcos Sierra

Varios trabajos de investigación realizados en diferentes ambientes geológicos señalan la presencia de OH y F en granates de la serie grossularia-andradita (Dobson 1982; Yun y Einaudi 1982; Valley *et al.* 1983; van Marcke de Lummen 1986; Flohr y Ross 1989; Manning y Bird 1990). Del mismo modo que las concentraciones de flúor en micas y apatita, las concentraciones de flúor y oxhidrilos en granates son útiles para eva-

Tabla 5: Resumen de las principales características de los skarns Copina, Cañada del Puerto, San Marcos Sierra y La Falda. Nota: Th: temperatura de homogeneización, gr: granate; px: piroxeno; vs: vesubianita; wo: wollastonita; ep: epidoto; cl: clinzoisita; cz: cuarzo; cc: calcita.

Nombre del Skarn Ubicación	Rocas Igneas Asociadas	Protolito	Zonación del skarn	Mineralogía del skarn (en orden abundancia)	Geoquímica
La Falda (64°29'LO, 31°06'LS) O de Sierra Chica 4 m E-O (perfil)	pegmatitas graníticas	gneises y esquistos del basamento metamórfico proterozoico	masivo, con incipiente desarrollo de zonas.	granate _(Ad 6,8,1,7,4, P 0,3,1,7) con 0,09-0,2% F, y nF/(nF+nOH) < 0,55 vesubianita con 0,99-1,14% F y 3,3% FeO (valor máximo) piroxeno _(Hd 25-30,5, Jo 0,5-1,6) clinzoisita con Fe/(Fe+Al) < 7, esfena.	Th gr: 245-265°C; 5 % NaCl Th vs: 285-365°C; 2 % NaCl Th px: 210-230°C; 7 % NaCl Th cz: 235°C; 3 % NaCl Th cl: 215-300°C
San Marcos Sierra (64°39'LO, 30°46'LS) O Sierra de Cuniputo 30 m N-S (perfil)	pegmatitas y apfitas granito aplítico	mármoles impuros con intercalaciones y lentes de anfíbolitas y esquistos del basamento metamórfico	masivo con textura bandeda y moteada.	wollastonita con 48,7-48,8 CaO y 51,15-51,16 SiO ₂ granate _(Ad 15,9-25,2, P 0,3,0,8) con 0,3-0,38% F, nF/(nF+nOH) < 0,55 piroxeno _(Hd 22,3-36,6, Jo 0,3-3) vesubianita con 1,29 a 1,35% F y hasta 3,9 FeO, clinzoisita, esfena	Th cz: 400°C Th gr: 240-295°C Th px: 250°C
Copina (64°39'LO, 31°30'LS) 500 m del contacto oriental con el batolito de Achala 55m de E-O x 200m N-S	pegmatitas graníticas	esquistos biotíticos con intercalaciones de anfíbolitas y mármoles del basamento metamórfico	cinco facies o zonas: zona de cuarzo-vesubianita; zona de granate; zona de vesubianita; zona de piroxeno; zona de wollastonita	cuarzo-vesubianita con 1 a 1,7 % F y hasta 7,5 % FeO granate _(Ad 1-9, P 0,5,1,5) con 0,07-0,99% F; nF/(nF+nOH) < 0,55, piroxeno _(Hd 15,28, Jo 0,5-5) wollastonita con 48,7-48,8 de CaO y 50,7-51,7 de SiO ₂ ; epidoto-fluorita-esfena - clinzoisita -prehnita	Th cz: 190-420°C; 1,7-22,4 %NaCl; Th vs: 185-405°C, 1-12,8%NaCl; Th gr: 280- 420°C; 1,5-12,5 %NaCl Th px: 300-385°C; 2,8-19,4 % NaCl; Th wo:290-355°C Th ep 335-350°C; 3,1-3,9 %NaCl; Th cc: 280-395°C. P bares: < 700
Cañada del Puerto (64°54'LO, 31°25'LS) (300 m del contacto occidental con el batolito de Achala 30m E-O x 70m N-S	pegmatitas graníticas	mármoles con intercalaciones de esquistos micáceos y anfíbolitas del basamento metamórfico	seis facies o zonas: zona de wollastonita; zona de granate; zona de vesubianita; zona de piroxeno zona de cuarzo- vesubianita; zona de cuarzo-piroxeno	wollastonita con 47,9-48,8 de CaO y 51,1-51,6 de SiO ₂ ; granate _(Ad 12,27, P 0,13-1,8) con 0,22-0,27 % F; nF/(nF+nOH) < 0,55; vesubianita con 0,87-2,07% F y hasta 4,4 % FeO; piroxeno _(Hd 26-51, Jo 0,13-5) cuarzo- esfena- anfíbol- prehnita-epidoto	Th px: 330-375°C; 3,9 %NaCl; Th gr: 250-455°C, 5-11,4 %NaCl; Th vs: 180- 430°C; 4,2-10,6 %NaCl Th cz: 270-475°C; 1-10,7 %NaCl; P bares: <700

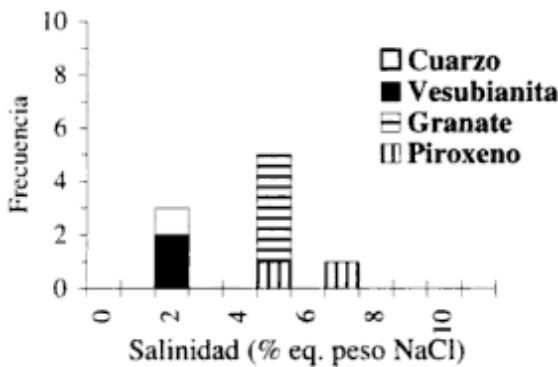


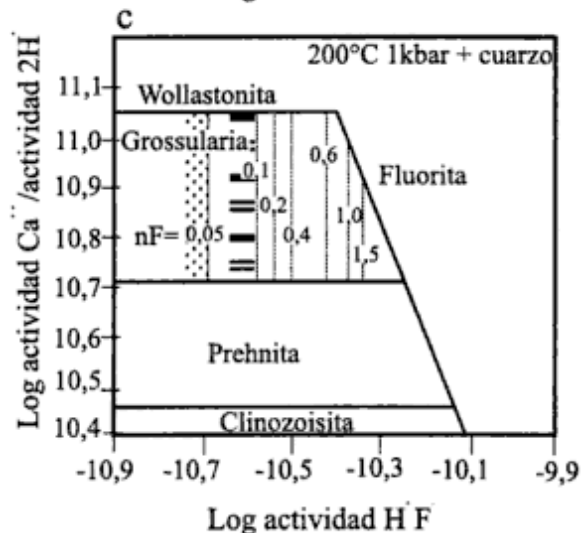
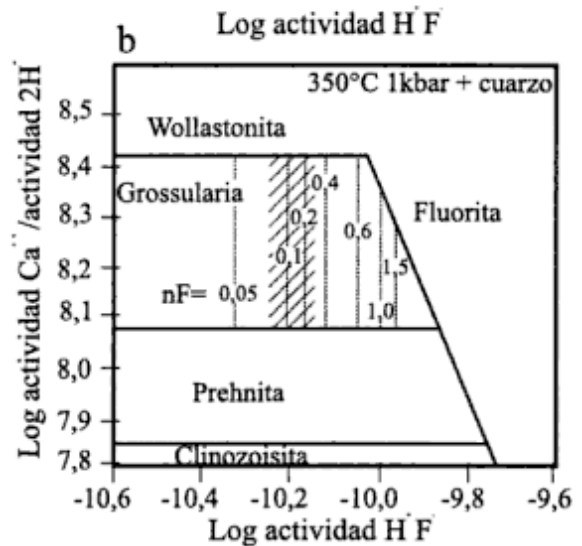
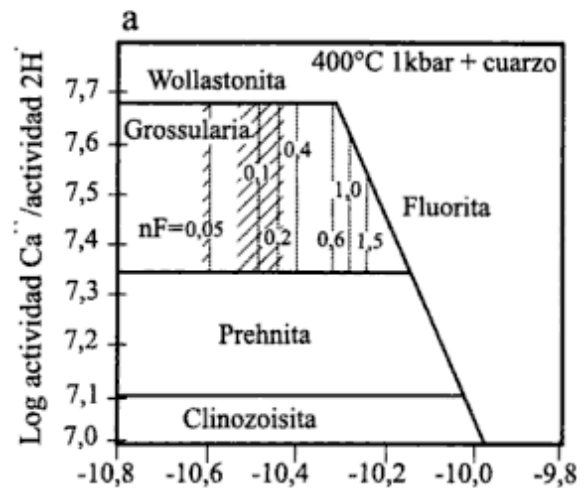
Figura 6: Histogramas que resumen las salinidades estimadas para las inclusiones fluidas presentes en los minerales del skarn La Falda.

luar el potencial químico del HF en la fase fluida (Manning y Bird 1990).

Los granates de los skarns analizados contienen flúor sustituyendo al oxígeno en proporciones de 0,07 a 0,99 % en peso. Las relaciones $nF/(nF+nOH)$ en todos los análisis son menores de 0,55, valor que indica la presencia de fluidos ricos tanto en agua como en hidrógeno y flúor. Para estimar los valores de $aH+aF$ en el fluido hidrotermal en equilibrio con los granates portadores de flúor, es necesario considerar, en los skarns, las fases minerales que acompañan a los granates y las variables temperatura, composición del fluido y presión (Manning y Bird 1990).

Los granates coexisten con prehnita, clinozoisita, cuarzo y, excepto en el skarn La Falda, con wollastonita. En Copina también se encuentran fluorita y cuarzo tardíos en cavidades drúscas. Si bien los sistemas hidrotermales en los skarns presentan cambios de la presión con el tiempo, es posible considerar la presión máxima de formación como un valor constante y equivalente a la presión del fluido hidrotermal (Einaudi 1982b). En los skarns Copina (Franchini *et al.* 1998a) y Cañada del Puerto (Franchini *et al.* 1998b), las evidencias de ebullición en las inclusiones fluidas en cuarzo y vesubianita indican presiones máximas de formación menores de 700 bares (litostáticas). Desafortunadamente no ha sido posible estimar las presiones de formación de los skarns San Marcos Sierra y La Falda. Dado que estos skarns están genéticamente asociados a pegmatitas con composiciones mineralógicas y textu-

Figura 7: Diagramas que muestran las relaciones de fases en el sistema $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$ en función de $\log a_{Ca_2}/a_{H_2}$ y $\log a_{H+3F}$, elaborado por Manning y Bird (1990) para temperaturas de 400°C (Fig. 7a), 350°C (Fig. 7b) y 200°C (Fig. 7c), presiones de 1 kbar y en equilibrio con cuarzo y agua. Las líneas de puntos verticales indican el número de átomos de F por cada 5 (X+Y) átomos en granates para determinados valores de $\log a_{H+3F}$ y $\log a_{Ca_2}/a_{H_2}$. Las áreas rayadas indican el número de átomos de F por cada 5 (X+Y) átomos en los granates de los skarns cordobeses. Ver texto para explicación.



- nF en granates del skarn Copina
- nF en granates del skarn Cañada del Puerto
- nF en granates del skarn La Falda
- nF en granates del skarn San Marcos Sierra

ras similares a los cuerpos pegmatíticos derivados del magma de Achala, y, además, teniendo en cuenta que la mayoría de los skarns mineralizados (W, W-F, Sn) vinculados a rocas ígneas graníticas se forman bajo presiones comprendidas entre los 0,5 y 2 kb (las presiones más bajas -0,2 a >1kb- corresponden tanto a los skarns de Sn como a los skarns de W ricos en flúor; Newberry 1998) en este trabajo se asume que los cuatro skarns analizados se formaron a presiones próximas a 1 kb. Entre 245° y 455 °C es el rango de temperaturas de homogeneización obtenido en las inclusiones fluidas de los granates analizados en todos los skarns (Tabla 5). Los valores de a_{H_2O} pueden ser calculados a partir de las salinidades de los fluidos hidrotermales, estimadas entre 1 y 12,5 % equivalente en peso NaCl (Tabla 5). Pero dado que la actividad del agua (a_{H_2O}) tiene muy poco efecto en el cálculo de las actividades del hidrógeno y del flúor (a_H+a_F) (Manning y Bird 1990), se considera el valor de a_{H_2O} igual a 1. Con estos valores, el log a_F depende exclusivamente del pH.

De lo expuesto previamente es posible estimar los valores de las variables a_H y a_F usando las relaciones de fases en el sistema CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HF en función de log $a_{Ca^{2+}}/a_{H_2O}^2$ y log a_H+a_F , elaborado por Manning y Bird (1990) para temperaturas de 200°, 350° y 400°C, presiones de 1 kbar y en equilibrio con cuarzo y H₂O.

Las relaciones de fases ilustradas en los tres diagramas de la Fig. 7 indican que con el aumento progresivo en los valores de $a_{Ca^{2+}}/a_{H_2O}^2$ en el fluido, las fases estables en equilibrio con cuarzo serán, en forma sucesiva, clinozoisita, prehnita, grossularia y wollastonita. Esta zonación espacial ha sido observada en los skarns Cañada del Puerto y Copina, desde la pegmatita, gneis o anfibolita hacia el mármol, a medida que aumenta la actividad del calcio ($a_{Ca^{2+}}$). En el caso del skarn La Falda, en ausencia de mármoles en el protolito metamórfico, los valores $a_{Ca^{2+}}/a_{H_2O}^2$ nunca fueron suficientemente altos como para formar wollastonita. En San Marcos Sierra, esta zonación mineralógica está presente en escala de centímetros dentro del protolito calcáreo, entre las impurezas silicáticas y el mármol. Los valores de $a_{Ca^{2+}}/a_{H_2O}^2$ para los límites de fases cambian con la temperatura: la $a_{Ca^{2+}}$ en el fluido hidrotermal en equilibrio con wollastonita es mayor a 200°C que a una temperatura de 400° C y equivalente a log $a_{Ca^{2+}}/a_{H_2O}^2$ 11,05 y 7,68, respectivamente (Figs. 7a y c).

También el porcentaje de flúor en los granates aumenta con el incremento del log a_H+a_F en la fase fluida, si bien estos valores varían con la temperatura considerada. Por ejemplo, a una temperatura de 400° C y para el rango de valores de nF= 0,02- 0,24 medidos en los granates de Copina (Franchini *et al.* 1998a), corresponden valores log a_H+a_F de -10,60 a -10,44. En los últimos estadios de formación del skarn Copina, estos valores en el fluido hidrotermal debieron haber sido mayores para depositar fluorita y cuarzo en espacios in-

tercristalinos y cavidades drúsicas. Para los escasos registros de nF= 0,05-0,07 en los granates del skarn Cañada del Puerto (Tabla 5), el rango de valores de log a_H+a_F es menor y equivalente a -10,60 y -10,52. Al descender la temperatura a 350°C, se requiere mayor actividad del hidrógeno y del flúor en el fluido hidrotermal para formar granates con los mismos valores de nF (log a_H+a_F = -10,32 a -10,16 para Copina y log a_H+a_F = -10,32 a -0,28 para Cañada del Puerto).

Finalmente, en el diagrama de la Fig. 7c se presentan las relaciones de fases en el sistema CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-HF para una temperatura de 200°C, valor estimado como el límite inferior de temperaturas de formación de granates con flúor y cercano a las temperaturas medidas en granates de los skarns San Marcos Sierra y La Falda. Para los valores de nF medidos en los granates de los skarns San Marcos Sierra (0,07-0,09) y La Falda (0,02-0,05), los rangos de log a_H+a_F en los fluidos en equilibrio con los granates son de -10,62 a -10,58 y de -10,74 a -10,70, respectivamente.

Conclusiones

Los skarns San Marcos Sierra y La Falda, ambos localizados al norte del batolito de Achala y al oeste de la sierra Chica, constituyen cuerpos pequeños y masivos con texturas bandeada, moteada y escaso desarrollo de zonas que reemplazan mármoles impuros y gneises-esquistos, respectivamente. Wollastonita con granate (Ad₃₆₋₂₀; Pi_{0,3-0,7}), vesubianita pobre en hierro y clinopiroxeno (Hd_{22,3-32,3}; Jo_{0,4-4}) son, en orden de abundancia, las facies minerales presentes en San Marcos Sierra. Un exoskarn masivo de granate (Ad₃₆₋₃₅; Pi_{0,4-2,9}) con un zona de vesubianita-clinozoisita y delgados endoskarns de piroxeno (Hd₃₅₋₄₁; Jo_{0,5-1,8}) con clinozoisita-esfena-granate (Ad_{7-17,19}; Pi_{0,3-1,7}) constituyen el skarn La Falda. En ninguno de estos skarns se observa zonación mineralógica bien desarrollada y los rangos de temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas (210°-400°C) son menores a los medidos en los skarns próximos al batolito de Achala, como Copina y Cañada del Puerto; también las salinidades de los fluidos en el skarn La Falda son menores (2,3-6,7 % eq. peso NaCl). Estas diferencias han sido atribuidas a diferencias en las composiciones de los protolitos metamórficos y en las rocas ígneas vinculadas a los dos grupos de skarns.

La presencia de flúor en los granates de los cuatro skarns ha permitido estimar las características de los fluidos en equilibrio con estos skarns para relaciones de fases en el sistema CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - HF, a 1 kbar de presión, en presencia de cuarzo y agua y pH neutro. Las relaciones de fases muestran que los valores log a_H+a_F en los fluidos de los skarns Cañada del Puerto y Copina estuvieron comprendidos entre -10,60 y -10,44, a 400° C y entre -10,32 y -10,16, a 350°C. Para una temperatura de 200°C, considerada como el lí-

mite inferior de temperaturas a las que se formaron los granates en los skarns San Marcos Sierra y La Falda, corresponden valores de $\log a_{\text{H}_2\text{O}} + a_{\text{CO}_2}$ equivalentes a -10,62, -10,58 y -10,74, -10, 70, respectivamente. Estos valores de $\log a_{\text{H}_2\text{O}} + a_{\text{CO}_2}$, con 0,16 a 0,42 unidades logarítmicas menores que las determinadas para los granates de los skarns Copina y Cañada del Puerto, sugieren la presencia de una fase fluida con valores de uHF más bajos que en los skarns próximos al batolito de Achala.

Agradecimientos

Los estudios analíticos fueron subsidiados por la Universidad del Estado de Washington, en Norteamérica, y CONICET, a través de una beca externa otorgada a uno de los autores. Expresamos nuestro reconocimiento a los geólogos V.A. Martínez, E.B. Martínez y M. Negrelli por su colaboración en las tareas de cartografía y muestreo; al geólogo Scott Cornelius por su asistencia en la preparación de las muestras y determinación de la composición química de los minerales con microsonda electrónica. Agradecemos las valiosas sugerencias de Craig Manning por la lectura crítica de un trabajo sobre metasomatismo de las Sierras Pampeanas de Córdoba, que incluye algunos datos e interpretaciones presentados en este trabajo; se agradecen, igualmente, las observaciones y sugerencias aportadas por los dos árbitros de este trabajo, Baldo y Casquet. Finalmente, un reconocimiento especial a Larry Meinert por su guía permanente en el estudio de los skarns.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beder, R., 1922. Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino-granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Dirección Nacional de Minería, Geología e Hidrocarburos, Boletín 33b, 86 p. Buenos Aires.
- Cabanillas, A. M. y Jerez, D. G., 1998. Resultados de la prospección preliminar de yacimientos de wollastonita en la provincia de Córdoba, Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 3: 112-117. Buenos Aires.
- Caffe, P., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, Departamentos Punilla y Cruz del Eje, Córdoba. Trabajo Final Departamento de Geología, Universidad Nacional de Córdoba, 155 p. (Inédito).
- Caffe, P. y Baldo, E. G., 1994. El plutón trondhjemitico de "La Fronza", borde occidental de las Sierras de Cuniputo, Córdoba, Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 972-976. Concepción.
- Caffe, P. y Baldo, E. G., 1996. Estructura del basamento metamórfico en el bloque situado al oeste de la Sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(4): 378-386.
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 1: 9-35. Buenos Aires.
- Dobson, D. C., 1982. Geology and alteration of Lost River tungsten-deposit, Alaska. Economic Geology, 77: 1033-1052.
- Dorais, M. J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala Batholith, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130: 31-46.
- Einaudi, M. T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphy copper plutons, southwestern North America. En: Titley, S.R. (Ed.): Advances in Geology of the Porphy Copper Deposits, Southwestern North America, pp. 185-209. University of Arizona Press.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., 1998a. Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39' LO; 31°30' LS). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(2): 197-211.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J., 1998b. El skarn Cañada del Puerto (31°25' LS; 64°54' LO), provincia de Córdoba: otro ejemplo de metasomatismo caracterizado por fluidos ricos en agua, hidrógeno y flúor. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53(2): 247-260.
- Floh, M. J. K. y Ross, M., 1989. Alkaline igneous rocks of Magnet Cove, Arkansas: Metasomatized ijolite xenoliths from Diamond Ja quarry. American Mineralogist, 74: 113-131.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. E., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Groat, L. A. y Hawthorne, F. C., 1992. The chemistry of vesuvianite. The Canadian Mineralogist, 30: 19-48.
- Leake, B.E., 1978. The nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63: 1023-1052.
- Linares, E. y Latorre, C., 1969. Edades K/Ar y Pb/U de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 195-204. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria), 19: 628 p.
- Massabie, A. C., 1976. Estructura cenozoica entre Charbonier y Cosquín, provincia de Córdoba. Actas del 6° Congreso Geológico Argentino, 1: 109-123. Buenos Aires.
- Massabie, A. C., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(2): 153-173.
- Manning, C. E. y Bird, D. K., 1990. Fluorine garnets from the host rocks of the Skaergaard intrusion: Implications for metamorphic fluid composition. American Mineralogist, 75: 859-873.
- Meinert, L., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. Economic Geology, 79: 869-882.
- Meinert, L., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. Economic Geology, 82: 523-545.
- Meinert, L., 1992. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada, 19: 1-23.
- Newberry, R.J., 1998. W- and Sn-Skarn deposits: A 1998 status report. En: Lentz, D.R. (Ed.): Mineralized intrusion-related skarn systems. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 26: 289-335.
- Pastore, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la República Argentina. Región oriental y media de la Sierra de Córdoba. Dirección de Minas y Geología, Boletín 30, 67 p. Buenos Aires.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Baldo, E. y Saavedra, J., 1997. Low-pressure anatexis during the Pampean orogeny. Actas

- 8° Congreso Geológico Chileno, (3): 1714-1718. Antofagasta.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C., 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26(8): 707-710.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998b. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 181-217. London.
- Rinaldi, C. A. y Linares, E., 1973. Edades potasio-argón de pegmatitas de la provincia de San Luis. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 1: 411-418. Buenos Aires.
- Saavedra, J., Baldo, E., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. y Murrá, J., 1998. El granito de Capilla del Monte (Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina): edad, geoquímica, génesis y especialización metalogénica. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2, p. 372. Buenos Aires.
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 259-281. London.
- Sterner, S. M., Hall, D. L. y Bodnar, R. J., 1988. Syntetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 989-1005.
- Valley, J. W., Essene, A. J. y Peacor, D. R., 1983. Fluorine-bearing garnets in Adirondack calc-silicates. *American Mineralogist*, 68: 444-448.
- van Marke de Lummen, G., 1986. Fluor-bearing hydro-andradite from an altered basalt in the Land's End area, SW England. *Bulletin de Minéralogie*, 109: 613-616.
- Yun, S. y Einaudi, M. T., 1982. Zinc-lead skarns of the Yeonhwa-Ulchin distric, South Korea. *Economic Geology*, 77: 1013-1032.

Recibido: 29 de octubre, 1997

Aceptado: 20 de diciembre, 1999

NOTA BREVE

La faja de deformación Sauce Punco, sierra Norte, Córdoba, Argentina

Roberto MARTINO^{1,2}, Raúl PAINCEYRA², Alina GUERESCHI^{2,3} y Jorge SFRAGULLA^{2,4}

¹CONICET.

²Departamento Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

³Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba

⁴Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba, Av. H. Yrigoyen 401, 5000 Córdoba

Introducción

La denominada Sierra Norte constituye el afloramiento más oriental de las Sierras Pampeanas y se ubica al norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Fig. 1a, recuadro de ubicación general). Está constituida por intrusiones granitoides calcoalcalinas de Tipo I, de edad proterozoica tardía - eopaleozoica (Lira *et al.* 1996), denominadas colectivamente como Batolito de la Sierra Norte. Estas intrusiones alojan grandes colgajos de un complejo metamórfico, de probable edad proterozoica tardía, que localmente se encuentran metamorfizados por contacto (Castellote 1982). Dicho complejo está integrado por metamorfitas paraderivadas de bajo y mediano grado, aflorantes en el margen occidental y oriental de la sierra respectivamente (Lucero 1979 y bibliografía citada allí). Las primeras están conformadas por pizarras, filitas y esquistos, y las segundas por anfíbolitas, mármoles y gneises. Se asocian a esos granitoides mineralizaciones de sulfuros de cobre y molibdeno (Lira *et al.* 1995). Recientemente, mineralizaciones de Fe, Mn y Ba se han ligado a estructuras anulares relacionadas a una caldera colapsada y emplazamiento subvolcánico de magma félsico (Millone *et al.* 1994). El conjunto de plutonitas y metamorfitas está cubierto parcialmente por sedimentos clásticos neopaleozoicos y por un complejo sedimentario - volcánico mesozoico. Por último, se encuentran depósitos rojos de edad cenozoica que rellenan cuencas locales, cubiertas a su vez por depósitos continentales detríticos de edad cuaternaria, los que ocupan también valles intermontanos y extensiones extraserranas que rodean las áreas montañosas.

La Sierra Norte posee el clásico esquema de bloques basculados, tanto hacia el este como hacia el oeste, limitados por fallas inversas (González Bonorino 1950)

producidas durante la orogenia andina (Jordan y Allmendinger 1986). El sistema de fracturación predominante tiene rumbo NNE, con fallas inversas que inclinan tanto al este como al oeste. Se asocia otro sistema con rumbo NO-SE, con buzamientos subverticales, de probable origen extensional. El primer sistema es paralelo a los grandes cuerpos de sierra, mientras que el segundo se asocia a profundos valles y quebradas que segmentan transversalmente los cuerpos de sierra; uno de esos lineamientos sirve de límite entre las Sierras Pampeanas de Córdoba y la Sierra Norte, y coincide con el denominado valle de Deán Funes.

Recientemente, en una exploración preliminar a fin de constatar deformaciones internas en el batolito de la Sierra Norte, se ha hallado una inmensa faja de deformación dúctil, probablemente la más ancha conocida dentro de las Sierras Pampeanas, que afecta a los granitoides de la parte central de la Sierra Norte (Fig. 1a). Este sector fue cartografiado como gneises biotíticos, micacitas inyectadas, esquistos cuarcítico-micáceos y cuarcitas (Methol 1958) y fueron asignados al basamento cristalino estratificado por Lucero (1979).

El objetivo de este trabajo es definir la faja de deformación denominada aquí como 'Sauce Punco', dar sus características generales y enmarcarla en una interpretación para ser utilizada como hipótesis de trabajo en estudios futuros.

Definición de la faja de deformación Sauce Punco

La Faja de Deformación Sauce Punco se extiende por más de 50 kilómetros con un rumbo de N 30° y con un ancho variable entre 7 y 2 kilómetros (Fig. 1a, mapa geológico). A la altura de Punta del Monte y hacia el

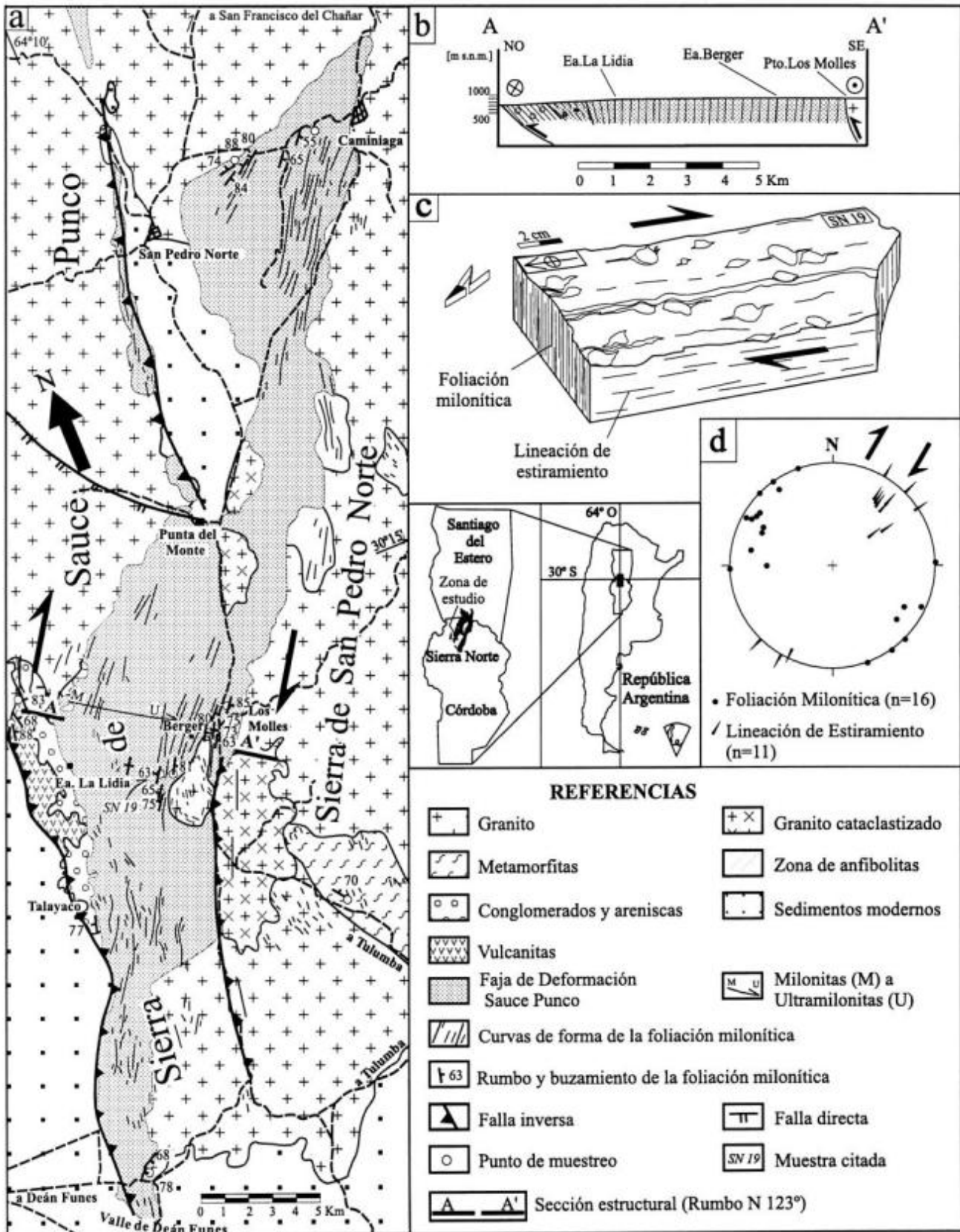


Figura 1: a, Mapa de ubicación general y mapa geológico del área estudiada. b, Sección geológica A-A'. c, Esquema de una sección pulida de una muestra orientada de milonita (SN 19) mostrando el sentido de movimiento deducido de la simetría de los porfiroclastos tipo δ . d, Diagrama estereográfico (hemisferio inferior de la red de Schmidt) mostrando la distribución de los polos de la foliación milonítica y de la lineación de estiramiento medidos en el campo.

norte, la faja probablemente se ramifique formando una Y griega, con una rama oeste que se ubicaría a lo largo del río de La Lejía, al pie de la sierra de Ambargasta. La rama este se extendería hacia el noreste desde Caminiaga, a lo largo del valle donde se encuentra la localidad de San Francisco del Chañar, al pie de la Sierra de Sumampa. Las prolongaciones de estas ramificaciones se sitúan fuera del área de la Fig. 1a y se encuentran en estudio actualmente.

Donde se pudieron revisar los contactos de la faja de deformación con los granitoides menos deformados o sin deformar, se comprobó que son transicionales, excepto en aquellos lugares donde existen fallas modernas que la limitan.

Los granitoides fuera del ámbito de la faja de deformación muestran ciertas diferencias composicionales y texturales (Quartino *et al.* 1968; Lucero 1979; Quartino y Quartino 1996). El sector ubicado al este de la faja está dominado por granitoides porfíricos biotíticos de grano muy grueso, con una foliación metamórfica bien desarrollada y definida por la orientación de los fenocristales de feldespato potásico, del cuarzo que adopta formas lenticulares y de cintas anastomosadas, y de la biotita que se orienta con su cara (001) paralela a la misma. El rumbo general de esa foliación metamórfica es NNO-SSE, buzando con ángulos muy altos hacia el oeste y con ángulos bajos a muy bajos hacia el contacto con la cobertera moderna de la llanura Chaco-Pampeana. El sector al oeste de la faja está dominado por granitoides más pobres en biotita, no foliados, con texturas granudas de tamaños de grano variables y con predominio de términos gruesos sobre los términos porfíricos.

Petrografía

La faja de deformación Sauce Punco está compuesta, de oeste a este, por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas micáceas derivadas de rocas granitoides.

Protomilonitas y milonitas: están compuestas por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, escasa biotita parda y muscovita secundaria; como accesorios se encuentran granate, minerales opacos, apatita y circón. Mesoscópicamente muestran una alternancia de bandas grises ricas en cuarzo y de bandas rosadas ricas en feldespato potásico, en la que se destacan porfidoclastos de feldespato potásico (Fig. 1c). Paralelamente a las bandas se disponen biotita y abundante hematita que tiñe la roca de rojo. La lineación mesoscópica visible sobre el plano de foliación milonítica-bandeado está dada por la orientación preferente de biotita y cuarzo.

Al microscopio el bandeado mesoscópico se disimula bastante y las bandas grises conforman la matriz y las rosadas los porfidoclastos, a los que se asocian ristas de agregados policristalinos de feldespato potásico. La matriz es un agregado granoblástico de cuarzo (<5

mm), con cantidades menores de feldespatos y biotita. Ese cuarzo tiene extinción ondulosa, bandas de deformación y contactos intergranos relictos suturados, predominando las juntas triples. Se observa un débil alargamiento de los granos paralelos a la foliación y una fuerte orientación preferente cristalográfica. La biotita se dispone en capas delgadas continuas con una textura decusada, con hematita en los clivajes. Se destacan, además, cintas de cuarzo y lentes formadas por granos elongados de cuarzo (<2 mm de largo), plagioclasa y feldespato potásico, entre los que se forman a veces mirmequitas. También se encuentran escasos granos euhedros y aislados de granate (<0,5 mm), pequeños prismas de circón, apatita subhedra y hematita pseudomorfa de piritita.

Los porfidoclastos son de feldespato potásico pertítico, caolinizado y muscovitizado, de hasta 1 centímetro de diámetro, y son asimétricos, con los tipo σ predominantes y los tipo δ subordinados. A ellos se asocian ristas de feldespato potásico, producto de la deformación y desmembramiento de granos mayores, los que generan el bandeado visible mesoscópicamente. Esos feldespatos están fuertemente maclados, con pertitas flamiiformes y contactos intergranos sinuosos que indican migración de bordes de grano.

Ultramilonitas: son rocas de colores blancos, grises y pardo-rojizos, predominando los primeros. En el afloramiento tienen el aspecto de esquistos y se separan en lajas casi perfectas, explotadas como "piedra laja". Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y muscovita. Como accesorios se encuentran minerales opacos, turmalina verde, apatita y circón; en algunos casos se reconoce clorita o epidoto secundarios. Poseen una foliación milonítica fina muy bien desarrollada, con orientación preferente de las láminas de biotita y muscovita, de algunos granos elongados de cuarzo, de minerales opacos euhedros y de prismas de turmalina. Sobre el plano de foliación se destaca una lineación de micas muy bien desarrollada. En general, los planos de foliación están teñidos por óxidos de hierro producto de la desferrización de la biotita.

Los porfidoclastos son escasos, tienen formas lenticulares (<0,5 mm) y están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa o un agregado de cuarzo policristalino con recristalización perigranular; ocasionalmente se encuentran porfidoclastos sigmoidales de mica blanca (*mica fish*). La matriz (<0,1 mm) es abundante y está formada por un agregado lepidogranoblástico de biotita, muscovita y cuarzo, con escasos feldespatos. Ese agregado forma una fábrica S-C bien desarrollada, en la que los planos S son de muscovita y los C están conformados por biotita + muscovita. Comúnmente se observa también un bandeado con alternancia de bandas cuarzosas y bandas más ricas en biotita y minerales opacos. Se reconocen escasas láminas de clorita cortando a la foliación milonítica, escamas esqueléticas de

muscovita o grumos de epidoto a lo largo de ciertos planos de foliación. La foliación milonítica está desplazada por cizallas oblicuas discontinuas, con movimientos directos, interpretadas como un plano C' o clivaje de crenulación extensional (Platt y Vissers 1980) asociado a la fábrica S-C.

Estructura interna

El rumbo general de la foliación milonítica en la faja de deformación Sauce Punco es N 35°. Su buzamiento de alto ángulo es variable, abanicándose de este a oeste: en su porción este es casi vertical, luego buza hacia el oeste en la parte central, para finalmente buzar al este en su parte más occidental (Figs. 1b y d). El gradiente de intensidad de la deformación aumenta de oeste a este, de acuerdo con el cambio de protomilonitas - milonitas a ultramilonitas. Para un sector de buzamiento dado, el rumbo cambia de valor reflejando cierto anastomosamiento detectable a escala del centenar de metros.

La lineación de estiramiento, medida sobre el plano de foliación milonítica, tiene rumbo N 40° e inmersiones de 0° a 30° tanto al NE como al SO. Es de hacer notar que, hacia el margen oeste de la faja la inmersión cambia localmente a valores de 55° (Fig. 1d).

Usando los porfidoclastos σ y δ , fábricas S-C y clivajes de crenulación extensional como indicadores cinemáticos (Hammer y Passchier 1991) se deducen movimientos paralelos al rumbo de naturaleza dextral (Fig. 1c).

Edad de la deformación

La faja de deformación Sauce Punco afecta a los granitoides principales, representados por granodioritas - monzogranitos, que conforman el basamento ígneo dominante de la Sierra Norte y que serían los productos de un magmatismo de arco desarrollado durante el ciclo Brasiliano (Pampeano) en un rango que abarcaría el Proterozoico tardío - Eopaleozoico (Lira *et al.* 1997). La edad de la deformación está poco constreñida, ya que existe una gran dispersión de los datos de edades radimétricas disponibles para dichos granitoides (González *et al.* 1985). Sin embargo, no se ha observado que la deformación afecte a los pórfidos graníticos de Onacán situados más al norte (Sierra de Ambargasta, sur de Santiago del Estero), rocas consideradas como la culminación del magmatismo de Sierra Norte y fechadas radimétricamente en 494 ± 11 Ma (Ordovícico temprano) por Rapela *et al.* (1991). Este hecho implicaría que el desarrollo de la faja se habría producido en tiempos pre-Ordovícicos, probablemente ligado a un margen convergente con transcurrancia paralela al arco

instalado durante el Cámbrico temprano (Ramos 1995; Rapela *et al.* 1998).

Interpretación y discusión

La faja de deformación transcurrente dextral Sauce Punco se interpreta aquí como relacionada con un margen activo e instalada dentro de un arco magmático (*trench-linked spaced strike-slip fault*, Woodcock 1986). Ese arco magmático habría tenido subducción oblicua, con transpresión y deformación por transcurrancia dentro del mismo, probablemente obedeciendo a mecanismos análogos a los descritos por Tikoff y Teyssier (1994), Teyssier *et al.* (1995) y Saint Blanquat *et al.* (1998). Es de hacer notar que esta interpretación es consistente con estudios petrológicos previos de la región que consideran a los granitoides de la Sierra Norte como formados en un arco magmático de margen continental activo (Mazzieri y Baldo 1994; Lira *et al.* 1996; Rapela *et al.* 1998). Ejemplos actuales de este tipo de deformación se producen en el margen andino y están representados por las fallas de Liquiñe-Ofqui (Hervé y Thiele 1987; Cembrano y Hervé 1993) y de Atacama (Scheuber y Andriessen 1990; Véliz 1994).

Esta faja de deformación separaría dos ambientes magmáticos distintos, hasta ahora detectados por cambios composicionales y texturales (Quartino *et al.* 1968; Lucero 1979; Quartino y Quartino 1996). Cualitativamente los granitoides ubicados en el sector al oeste de la faja tienen una deformación menos intensa que los situados al este de la misma. Cabe agregar que la disposición general de la foliación de los granitoides al este de la faja refleja una vergencia general hacia el este, inconsistente con los modelos geodinámicos propuestos que postulan una subducción hacia el este para el arco magmático (Ramos 1995; Rapela *et al.* 1998).

Agradecimientos

Se agradece al CONICOR (AIF-1997, otorgado a R.D.M.) el haber provisto los fondos con los que se llevaron a cabo estos estudios y a los árbitros anónimos de la Revista que ayudaron a mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Castellote, P., 1982. Formación La Clemira y edad de su metamorfismo (Sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero). *Acta Geológica Lilloana*, 16(1): 259-269, Tucumán.
- Cembrano, J. y Hervé, F., 1993. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long lived intra-arc fault system in Southern Andes. *Second International Symposium of Andean Geodynamics*: 175-178, Oxford.

- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 81-110.
- González, R. R., Cabrera, M. A., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M. P., Omil, D. M., Moyano, R. O. y Ojeda, J. R., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana*, 16(2): 289-318.
- Hanmer, S. y Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada, Paper 90-17*, 72 p.
- Hervé, F. y Thiele, R., 1987. Estado de conocimiento de las megafallas de Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones*, 38: 67-91.
- Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Sciences*, 286: 737-764.
- Lira, R.; Moreno, R. S. y Millone, H. A., 1995. Sistemas de alteración porfíricos con sulfuros de cobre y molibdeno en el basamento eopaleozoico de la Sierra Norte de Córdoba, Argentina. *Actas 5º Congreso Nacional de Geología Económica y Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica*: 426-430. San Juan.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschaum, A. M. y Moreno, R. S., 1997. Granitoides calcoalcalinos de arco magmático en la Sierra Norte de Córdoba. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Explotación de Hidrocarburos*, 3: 497. Buenos Aires.
- Lucero Michaut, H. N., 1979. Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, Sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. *2º Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*, 1: 293-347. Córdoba.
- Mazzieri, M.C. y Baldo, E.G.A., 1994. Facies graníticas de los alrededores de Tulumba, sector sur de la Sierra Norte de Córdoba, República Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1115-1119.
- Methol, E. J., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i, Deán Funes, Tulumba (Córdoba). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 88, 71 p.
- Millone, H. A.; Moreno, R. S.; Lira, R. y Kirschaum, A.M., 1994. An ancient collapse breccia and caldera-type structures spatially associated with Mn - Ba mineralization in the Sierra Norte Ranges, Cordoba Province, Argentina. *9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits, Beijing, China, Abstracts* 1: 249-252.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 387-410.
- Quartino, B., Tabacci, E., y de la Iglesia, A. 1968. *Geología y Recursos Minerales de las Sierras de Ambargasta y Sumampa (Santiago del Estero)*. Informe Dirección Provincial de Minería, Geología e Hidrogeología, Santiago del Estero, 48 p. (Inédito).
- Quartino, B. y Quartino, G., 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Explotación de Hidrocarburos*, 1: 563-574.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy* 6(32): 24-29.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R.J. y Bonalumi, A.A., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*: 16-22.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C., 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26: 707-710.
- Saint Blanquat, M. de, Tikoff, B., Teyssier, C. y Vigneresse, J.L., 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. En: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. y Dewey, J.F. (Eds.): *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publications, 135: 327-340.
- Scheuber, E. y Andriessen P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12: 243-257.
- Teyssier, C., Tikoff, B. y Markley, M., 1995. Oblique plate motions and continental tectonics. *Geology*, 23: 447-450.
- Tikoff, B. y Teyssier, C., 1994. Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16: 1575-1578.
- Véliz, H., 1994. Deformación frágil del sistema de fallas de Atacama al noreste de Antofagasta, Cordillera de la Costa del norte de Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1: 210-214.
- Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 317: 13-29.

Recibido: 9 de octubre, 1998

Aceptado: 20 de diciembre, 1999

AGRADECIMIENTOS A ARBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la colaboración prestada por los siguientes colegas, quienes durante el año 1999 han actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta Revista para su publicación:

- Dr. Luis Aguirre (Universidad de Chile)
 Dr. Renato Andreis (Universidad de Río de Janeiro, Brasil)
 Dr. Eugenio Aragón (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Sergio Archangelsky (Museo Bernardino Rivadavia)
 Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Carlos Azcuy (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Edgardo Baldo (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Hugo Bassi (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dr. Luis Benedetto (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Silvana Bertolino (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Milka K. de Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Augusto Calmels (Universidad Nacional de La Pampa)
 Dr. Fernando Cañas (Universidad Nacional de Río Cuarto)
 Dra. Liliana Castro (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. M.E. Cerredo (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dr. Reynaldo Charrier (Universidad de Chile)
 Dr. Carlos Chernikoff (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Cingolani (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. P.R. Cobbold (Université de Rennes, Francia)
 Dr. Jorge Codignotto (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy)
 Dr. Fernando Colombo Piñol (Universidad de Barcelona, España)
 Dr. José Cortes (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)
 Dr. Ernesto Cristallini (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Luis Dalla Salda (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Juan Franzese (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. G. Galan (Universidad Autónoma de Barcelona, España)
 Dra. Marta E. Ghidella (Instituto Antártico Argentino)
 Dr. W. von Ghosen (Universidad de Erlangen, Alemania)
 Dr. Estanislao Godoy (Sernageomin, Chile)
 Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad Nacional de Salta)
 Dr. Emilio González Díaz (Universidad Nacional de Buenos Aires)
 Dr. D. Gregori (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca)
 Dr. Miguel Haller (CENPAT, Puerto Madryn)
 Dr. Rafaél Herbst (Universidad Nacional del Nordeste, Corrientes)
 Dr. Axel von Hillebrandt (Universidad Técnica de Berlin, Alemania)
 Dr. Federico Isla (Universidad Nacional de Mar del Plata)
 Dra. Silvia Japas (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Teresa Jordan (Universidad de Cornell, EE.UU.)
 Dra. Susan Kay (Universidad de Cornell, EE.UU.)
 Dr. Roberto Kokot (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Pablo Kraemer (Compañía Petrolera Pérez Companc)
 Dr. Carlos Latorre (INGEIS, Buenos Aires)
 Dr. Alain Lavenu (ORSTOM, Francia)
 Dr. Héctor Leanza (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dr. Leonardo Legarreta (Petrolera Argentina San Jorge, Buenos Aires)
 Dr. Pedro Lesta (Panamerican Energy LLC, Buenos Aires)
 Dr. Enrique Linares (INGEIS, Buenos Aires)
 Dra. Montserrat Liesa (Universidad de Barcelona, España)
 Dr. Eduardo Llambías (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Oscar Lopez Gamundi (Texaco Inc., Texas, EE.UU.)
 Dr. Eduardo Malagnino (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dr. Norberto Malumián (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dra. María Mangano (Universidad Nacional de Tucumán)
 Dra. Graciela Marin (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dr. Roberto Martino (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Graciela Mas (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca)
 Dr. Armando Massabie (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Sergio Matheos (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Mario Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Juan Milana (Universidad Nacional de San Juan)
 Dr. Hubert Miller (Universidad de Munich, Alemania)
 Dr. Ricardo Mon (Universidad Nacional de Tucumán)
 Dra. Teresita Montenegro (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Héctor Morras (INTA, Buenos Aires)
 Dr. Eduardo Musacchio (Universidad Nacional de la Patagonia, Comodoro Rivadavia)
 Dra. Diana Mutti (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Emiliano Mutti (Universidad de Parma, Italia)
 Dr. Eduardo Olivero (CADIC, Ushuaia)
 Dr. R. Omarini (Universidad Nacional de Salta)
 Dra. Ana Osella (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Roberto Page (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Héctor Panarello (INGEIS, Buenos Aires)
 Dr. Robert Pankhurst (British Antarctic Survey)
 Dr. Daniel Pérez (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Gerardo Perillo (IADO, Bahía Blanca)
 Dr. Paul Potter (UNESP, Brasil)
 Dra. Sonia Quenardelle (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Jorge Rabassa (CADIC, Ushuaia)
 Dr. Víctor Ramos (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Augusto Rapalini (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Rapela (Universidad Nacional de La Plata)
 Dra. Marcela Remesal (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Alberto Riccardi (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Eduardo Rossello (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Flavia Salani (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Ana M. Sato (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Rubén Somoza (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Luis Spalletti (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Juan Spikermann (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dr. Pedro Stipanovic (Academia Nacional de Ciencias, Buenos Aires)
 Dr. Jorge Strelin (CADIC, Ushuaia)
 Dr. K. Sugio (Universidad de San Pablo, Brasil)
 Dr. Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta)
 Dra. M.E. Varela (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca)
 Dr. Ricardo Varela (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. W. Viballos (Sernageomin, Chile)
 Dr. Francisco Vilas (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Roberto Violante (Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires)
 Dr. Haroldo Vizán (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Zavala (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca)
 Dra. Patricia Zalba (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Eduardo Zappettini (SEGEMAR, Buenos Aires)

Se agradece también al Miembro Correspondiente de la Asociación, Dr. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey), por la corrección idiomática de la mayor parte de los resúmenes en inglés de los trabajos publicados.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea General Ordinaria

El 14 de diciembre de 1999 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobaron la Memoria, Balance General, Inventario y Cuenta de Gastos y Recursos del Ejercicio comprendido entre el 1 de octubre de 1997 y el 30 de septiembre de 1999 y se renovó la Comisión Directiva. La nueva Comisión Directiva quedó constituida de la siguiente manera: Presidente: Lic. N.E. Pezzutti; Vicepresidente: Dr. C.M. Urien; Secretaria: Dra. M.K. de Brodtkorb; Tesorera: Lic. S. Valencia; Vocales Titulares: Lic. M. Etcheverría, Lic. S. Geuna, Dr. A.C. Riccardi, Dra. L.M. Villar; Vocales Suplentes: Dra. G. Mas, Dra. P. Nabel, Lic. L. Stinco, Dr. E. Zappettini. El Órgano de Fiscalización está integrado por: Miembros Titulares: Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi; Miembro Suplente: Dr. A.P. Calmels.

Asambleas Generales Extraordinarias

El 1 de marzo de 1999 a las 18 horas se realizó una Asamblea General Extraordinaria para tratar la modificación de un error existente en el Art. 36 del Estatuto, de acuerdo a lo solicitado por la Dirección General Impositiva. El 8 de junio a las 17 horas se efectuó una Asamblea General Extraordinaria para designar nuevos Miembros Honorarios de la Asociación. En la ocasión se propuso y aceptó la designación de los Doctores A. Bertels, M.K. de Brodtkorb y W. Volkheimer.

Delegaciones

En el transcurso del año renunciaron los Delegados en Córdoba y Puerto Madryn, Lic. J.C. Candiani y Lic. C. Cano. Fueron designados nuevos delegados: R. Lira en Córdoba y P. Bouza en Puerto Madryn. Por su parte el Dr. R. Giacosa, Delegado en Comodoro Rivadavia, solicitó licencia por ausentarse del país.

Miembros Honorarios

En el año se produjeron los fallecimientos de los Miembros Honorarios Doctores O. Schneider y A.J. Amos y se procedió a designar a los Doctores A. Bertels, M.K. de Brodtkorb y W. Volkheimer. La entrega de los diplomas y medallas a los Doctores Bertels, Brodtkorb y Volkheimer fue efectuada en una ceremonia que se realizó en la sede de la Asociación el 15 de octubre de 1999.

La Dra. A. Bertels ha desarrollado, como Investigadora del CONICET y Profesora de la Universidad de Buenos Aires y de otras universidades del país y del exterior, una extensa y destacada labor docente y de in-

vestigación en el campo de la micropaleontología y la bioestratigrafía.

La Dra. M.K. de Brodtkorb ha actuado como Investigadora del CONICET y como docente en las Universidades de Buenos Aires y La Plata, realizando importantes estudios sobre Geología de Yacimientos.

El Dr. W. Volkheimer se ha desempeñado como Investigador del CONICET y como docente en la Universidad de Buenos Aires y en otras universidades del país, realizando numerosas contribuciones sobre Geología Regional, Palinología y Estratigrafía.

Miembros Vitalicios

En el año fallecieron los Doctores P. Quarleri y G. Furque.

Miembros Correspondientes

En el año se designaron como nuevos miembros a los Doctores J. Bossi, Kenneth Creer, A. v. Hillebrandt y P. Potter

J. Bossi, Uruguay: por sus contribuciones a la geología del Uruguay, su colaboración con investigadores de nuestro país y su participación en las actividades de la Asociación Geológica Argentina.

K. Creer, Reino Unido: por sus antecedentes académicos y sus fundamentales aportes en el campo del paleomagnetismo, tanto a nivel mundial como en lo atinente a nuestro país.

A. v. Hillebrandt, Alemania: por sus antecedentes académicos y sus aportes a la bioestratigrafía del Jurásico de Chile y Argentina.

P. Potter, EE.UU.: por sus contribuciones en el campo de la sedimentología, su participación en actividades geológicas de la Argentina y de diferentes países de América del Sur y su permanente colaboración con la Asociación Geológica Argentina.

Miembros Benefactores

Durante 1999 la Asociación recibió apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: YPF S.A., Pan-American Energy LLC, Petrolera Argentina San Jorge y del Miembro Vitalicio Dr. A.P. Calmels.

Socios

En el transcurso de 1999 se procedió a la actualización total del Libro de Socios. Se incorporaron 27 socios activos y 16 adherentes. Hubo además 24 reincorporaciones, 7 bajas por fallecimiento, cinco por renuncia y 71 por falta de pago.

Premio Dr. Carlos D. Storni

El Premio Storni correspondiente al año 1997 (vol. 52 de la Revista) fue declarado desierto por el Jurado integrado por los Doctores P. Stipanovic, M. Hünnicken y S. Archangelsky

Mientras que el Jurado del bienio 1997-1999 (Doctores P. Lesta, E. Linares, E. Llambías) no se expidió con respecto al premio del año 1998 (vol. 53 de la Revista).

Premios F. Pastore y J. Nágera

Durante el XIV Congreso Geológico Argentino (Salta, Septiembre de 1999) se otorgaron el Premio F. Pastore al Dr. V. A. Ramos y el Premio J. Nágera al Dr. M.A. Hünnicken. El Jurado estuvo integrado por los Doctores R. Alonso, G. Mas, R. Omarini G. Rial y S. Poma.

Premio Asociación Geológica Argentina 1999

Este premio, que para 1999 correspondió al Área de Geología Aplicada, Geología de Yacimientos, Hidrogeología fue otorgado a la Dra. M.K. de Brodtkorb por el Jurado integrado por Miembros Honorarios. La ceremonia de entrega del premio tuvo lugar en la sede de la Asociación, Maipú 645, 1er piso, Buenos Aires, el 15 de octubre de 1999.

Cursos y conferencias

Entre el 5 y el 8 de julio de 1999 el Dr. C. Zavala dictó, en la Casa del Geólogo, un curso sobre Estratigrafía secuencial en ambientes fluvio-turbidíticos. En la primera quincena de agosto de 1999 el Dr. P. Kraemer dictó, en la sede de la Asociación, un curso sobre "Análisis Estructural en Ambientes Extensionales". Se participó en la organización de dos exposiciones de un Conferencista de la American Association of Petroleum Geologists. Estas tuvieron lugar en el ITBA el lunes 17 de mayo de 1999 y fueron auspiciadas conjuntamente con la Asociación Argentina de Geólogos y Geofísicos Petroleros.

Auspicios

Durante el año la Asociación auspició el XIV Congreso Geológico Argentino, que se efectuó en Salta entre el 19 y 24 de septiembre de 1999, el II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, que se realizó en Villa Carlos Paz entre el 12 y 16 de septiembre de 1999 y el VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, que tuvo lugar en Buenos Aires entre el 26 de septiembre y el 2 de octubre de 1999. En todos estos eventos la Asociación participó con un puesto de atención a socios y público y de venta de publicaciones. Contaron también con el auspicio de la Asociación el I Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología

que tuvo lugar en Santa Rosa, La Pampa entre el 27 y 29 de mayo de 1999 y el I Encuentro Argentino de Investigaciones Fitolíticas Dr. Joaquín Frenguelli que se realizó en Diamante, Entre Ríos el 19 y 20 de agosto de 1999. Además se otorgó auspicio al II Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología que se realizará en Tucumán en septiembre de 2000, a la International Clay Conference a realizarse en Bahía Blanca en agosto de 2001, a las V Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, que tendrán lugar en septiembre de 2000 en Córdoba y al I Symposium on Palearthropodology, a realizarse en Riberao Preto, Brasil, en septiembre de 2000. En relación con el II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, que se efectuará en Mar del Plata en el año 2000, se decidió firmar un Acta de Acuerdo por la que la Asociación facilita al Congreso su infraestructura administrativa para la recepción de pagos con tarjetas de crédito. El Congreso se compromete a entregar el registro de entradas y salidas al 30 de septiembre del 2000 en tiempo y forma para la adecuada confección del Balance anual de la Asociación Geológica Argentina.

Publicaciones

Subcomisión de Publicaciones

A partir del de diciembre de 1999 la Subcomisión de Publicaciones quedó integrada por: M.K. de Brodtkorb (Directora de la Revista) y A.C. Riccardi.

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Durante 1999 se imprimieron y distribuyeron los números 3 (128 páginas), 4 (128 págs.) del Tomo 53 (año 1998), 1 (96 págs.), 2 (96 págs.) y 3 (96 págs.) del Tomo 54 (año 1999). La composición, impresión y distribución del número 4 (144 págs.) del mismo volumen de la Revista se completó en los primeros días de 2000.

Boletín Informativo

Durante 1999 se publicaron y distribuyeron los Boletines Informativos 35 (abril), 36 (agosto) y 37 (diciembre).

Biblioteca Marcelo R. Yrigoyen

Durante el año se completó el registro e incorporación a una base de datos de las obras existentes en la Biblioteca, las cuales fueron identificadas, mediante sellos, con relación a su origen y propiedad actual.

Congresos Geológicos Argentinos

La Asociación participó en el XIV Congreso Geológico Argentino, que bajo su auspicio se realizó en Salta

entre el 19 y el 24 de septiembre de 1999. Se habilitó un puesto para difundir las actividades de la entidad y atender a los asociados. En la Asamblea de Clausura se propuso que el próximo Congreso tenga lugar en la localidad de Calafate, Provincia de Santa Cruz. De acuerdo con la decisión adoptada, el Comité de Supervisión deberá confirmar la sede y designar a las autoridades del Congreso.

International Union of Geological Sciences (IUGS)

Durante 1999 se mantuvieron relaciones activas con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. En ese marco se envió un informe sobre las actividades realizadas en 1998 y se respondió a una encuesta vinculada a las actividades futuras de la IUGS. También se propusieron candidatos a integrar varios órganos de esa institución, entre ellos del Comité Científico del Programa Internacional de Correlación Geológica.

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

Durante 1999 se recibió un subsidio del CONICET por \$ 2.500, para la publicación de la Revista.

En junio de 1999 la Comisión Directiva realizó un análisis de los ingresos a la Carrera del Investigador (Concurso 1998), concluyendo que en el mismo se redujo la participación de las Ciencias Geológicas y además se alteraron los órdenes de mérito, con lo que se afectó el futuro de las investigaciones geológicas, se desvirtuó el mecanismo y resultado de la selección, se lesionó la credibilidad del sistema y se produjo un daño importante en la formación de jóvenes investigadores que apostaron por una adecuada valorización de la excelencia y el trabajo. La Comisión Directiva procedió a comunicar al Directorio del CONICET la preocupación de la Asociación por esta situación.

American Association of Petroleum Geologists

Durante el año se puso en vigencia el convenio firmado con la American Association of Petroleum Geologists para vender publicaciones de esa entidad en la Argentina. Para ello se procedió a la compra de un conjunto de obras, las que fueron puestas a la venta en el XIV Congreso Geológico Argentino y en la sede de la Asociación.

Sociedad Cubana de Geología

Durante 1999 se mantuvieron contactos con la Sociedad Cubana de Geología, dentro del marco del convenio oportunamente establecido.

Acto Académico

El 15 de octubre de 1999 se realizó, en la sede de la Asociación, un acto académico en cuyo transcurso se hizo entrega de diplomas a nuevos miembros honorarios y vitalicios y los Premios Asociación Geológica Argentina 1998 y 1999.

Día del Geólogo

El 25 de junio de 1999 a las 19 horas tuvo lugar en la Casa del Geólogo la celebración del Día del Geólogo. En la ocasión el ágape fue organizado conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina.

Festejo de Fin de Año

El 10 de diciembre de 1999, con motivo de la finalización del año, la Asociación Geológica Argentina, conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Paleontológica Argentina y otras entidades profesionales y universitarias, realizó una cena en el Club Español de la ciudad de Buenos Aires.

Sede Social

Durante el año se continuó con la organización del archivo de la Secretaría y se procedió a pintar el salón principal destinado a atención de los asociados y público.

Cuota social 1999

La cuota societaria 1999 se mantuvo en \$ 60 para socios activos, \$ 30 para socios adherentes y \$ 20 para cónyuges. Tales valores se incrementaron en \$ 10, \$ 5 y \$ 5 para los pagos realizados después del vencimiento del pago (30 de marzo). Las reinscripciones se fijaron en \$ 70 y \$ 35 hasta el 30 de marzo y en \$ 80 y \$ 40 durante el resto del año. La cuota de los socios del exterior fue de \$ 70 y la de los suscriptores de \$ 90.

INDICE DEL VOLUMEN 54

ARTICULOS

Mon, R. y Drozdewski, G. Cinturones doble vergentes en los Andes del norte argentino. Hipótesis sobre su origen	3-8
Japas, M.S. Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires	9-22
Bértola, G.R., Farenga, M., Cortizo, L. y Isla, F.I. Dinámica morfológica de las playas de Villa Gesell (1994-1996), Provincia de Buenos Aires	23-35
Guereschi, A. y Martino, R. Los mármoles de alto grado del macizo San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba	36-46
Giambiagi, L.B. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza	47-59
Massaferro, G.I. Petrología de la secuencia mesozoica del cerro Cucho, Chubut occidental	60-73
Hongn, F.D. y Becchio, R.A. Las fajas miloníticas de Brealito, Valles Calchaquíes, Salta	74-87
Melchor, R.N. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa	99-108
Lira, R. y Gay, H.D. Clinzoisita rosada en las Sierras de Córdoba	109-122
Herrero, S.A. Tafonización en las areniscas del Cerro Colorado (Sierra Norte, Provincia de Córdoba), con especial referencia a los aleros con pinturas rupestres	123-131
Acevedo, R.D., Villar, L.M., Gervilla, F., Donnari, E. y Hach-Alí, P.F. Microanálisis químicos cuantitativos en la facies wehrlítica del Complejo Novillo Muerto	132-138
Martino, R., Guareschi, A. y Sfragulla, J. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del macizo de San Carlos, Sierras de Córdoba	139-151
Delpino, S.H. y Dristas, J.A. Estudio petrográfico-microestructural sobre las rocas metamórficas félsicas e intermedias del sector nororiental del basamento de Tandilia	152-172
Gómez, G.M. y Martínez, E. Distribución temporal de fluidos posmagmáticos e hidrotermales en el plutón granítico de Serrezuela, Provincia de Córdoba	195-205
Perucca, L.P., Paredes, J.D., Tello, G.E. y Bastías, H.E. Fallamiento activo en el área norte del sistema de fallamiento El Tigre San Juan-La Rioja	206-214
Gardini, C.E., Sales, D.A. y Costa, C.H. Rasgos geológicos de los alrededores del arroyo Los Manantiales, sur de la Sierra de San Luis	215-219
Tomezzoli, R.N. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético	220-228
Net, L.I. y Limarino, C.O. Paleogeografía y correlación estratigráfica del Paleozoico Tardío de la Sierra de los Llanos, Provincia de La Rioja, Argentina	229-239
Linares, E., Osters, H.A. y Mas, L.C. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén	240-247
Palma, R.M., Lanés, S., Miretzky, P. y Fazio, A.M. Evidencias geoquímicas y neomorfismo en rocas de la Formación Chachao (Valanginiano)-anticlinal Malargüe, Mendoza	248-256
Cucchi, R.J. Geología y estratigrafía de la comarca Anecón Chico-Cañadón de Fita Ruin, Provincia de Río Negro	257-269
Ferrer, J.A., Pereyra, F.X. y Villegas, D. Geoformas y suelos en el Valle del Río Trafal, Provincia del Neuquén	270-280
Massabie, A.C., Rossello, E.A., Linares, E., Párica, C. y Powell, C.A. Granito Los Chilenos: una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Implicancias tectónicas	281-289
Scasso, R.A. y Concheyro, A. Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico Tardío de la Cuenca Neuquina)	290-297
Isla, F., Bujalesky, G. y Coronato, A. Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego	307-318
Lazarte, J.E., Fernández Turiel, J.L., Gudi, F. y Medina, M.E. Los Granitos Río Rodeo y Quimivil: dos etapas del magmatismo paleozoico del norte de Sierras Pampeanas	319-332
Ton Tat, T., Singer, B., Mörnner, N.A. y Rabassa, J. Datación de lavas basálticas por ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar y geología glacial de la región de lago Buenos Aires	333-352
Ruiz, F. y Introcaso, A. Resultados magnetométricos en la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja): una interpretación tectónica	353-360
Giambiagi, L.B. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza	361-374
Cabaleri, N.G. y Armella, C. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut	375-388
Morel, E.M., Ganuza, D.G. y Zúñiga, A. Revisión paleoflorística de la Formación Paso Flores, Triásico Tardío de Río Negro y del Neuquén	389-406
Prezzi, C.B. Paleomagnetismo de rocas terciarias de la Puna jujeña (23° S 30' O): ausencia de rotaciones según ejes verticales	407-419
Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J. Los skarns San Marcos Sierra y La Falda: geología, mineralogía y composición de los fluidos hidrotermales. Comparación con otros skarns de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba	420-435

NOTAS BREVES

Martinioni, D.R., Linares, E. y Acevedo, R.D. Significado de la edad isotópica de diques básicos intruidos en la Formación Beauvoir (Cretácico Temprano), Tierra del Fuego, Argentina	88-91
--	-------

Marchionni, D.S., Barrio, R.E. de, Tessone, M.O., Del Blanco, M.A. y Echeveste, H.J. Hallazgo de estructuras estromatolíticas jurásicas en el Macizo del Deseado	173-176
Limarino, C.O., Gutiérrez, P.R., Malizia, D., Barreda, V, Page, S., Osters, H. y Linares, E. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan	177-181
Riccardi, A.C. y Iglesia Llanos, M.P. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina	298-300
Martino, R., Pinceyra, R., Guareschi, A. y Sfragulla, J. La faja de deformación Sauce Punco, sierra Norte, Córdoba, Argentina	436-440

COMENTARIOS

Scasso, R.A. Revista de la Asociación Geológica Argentina: de nosotros depende	92
Zucol, A.F. Primer Encuentro Argentino de Investigaciones Fitolíticas Dr. Joaquín Frenguelli	183

NECROLOGICAS

Otto Schneider (1912-1999)	93-94
José María Sala (1924-1999)	301-302

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

Geomorfología de las Regiones Secas. 4, Los Cambios Climáticos: Supervivencias y Paleoformas. 5, Conclusión. Glosario. Indices. Por A.P. Calmels y O.C. Carballo. A.C. Riccardi	182
PREPARACIÓN DE MANUSCRITOS PARA LA REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA	184-190
AGRADECIMIENTO A ARBITROS	441
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN	442-444
INDICE DEL VOLUMEN 54 (1999)	445-446

INDICE DE AUTORES

Acevedo, R.D., 88, 132	Giambiagi, L.B., 47, 361	Page, S., 177
Armella, C., 375	Gómez, G.M., 195	Pinceyra, R., 436
Barreda, V., 177	Guareschi, A., 36, 139, 436	Palma, R.M., 248
Bastías, H.E., 206	Gutiérrez, P.R., 177	Paredes, J.D., 206
Becchio, R.A., 74	Herrero, S.A., 123	Párica, C., 281
Bértola, G.R., 23	Iglesia Llanos, M.P., 298	Pereyra, F.X., 270
Bujalesky, G., 307	Introcaso, A., 353	Perucca, L.P., 206
Cabaleri, N.G., 375	Isla, F.I., 23, 307	Powell, C.A., 281
Concheyro, A., 290	Japas, M.S., 9	Prezzi, C.B., 407
Coronato, A., 307	Kruse, E., 301	Rabassa, J., 333
Cortizo, L., 23	Lanés, S., 248	Riccardi, A.C., 182, 298
Costa, C.H., 215	Lazarte, J.E., 319	Rossello, E.A., 281
Cucchi, R.J., 257	Limarino, C.O., 177, 229	Ruiz, F., 353
de Barrio, R.E., 173	Linares, E., 88, 177, 240, 281	Sales, D.A., 215
Del Blanco, M.A., 173	Lira, R., 109, 420	Scasso, R.A., 92, 290
Delpino, S.H., 152	Malizia, D., 177	Sfragulla, J., 139, 420, 436
Donnari, E., 132	Marchionni, D.S., 173	Singer, B., 333
Dristas, J.A., 152	Martino, R., 36, 436	Tello, G.E., 206
Drozdowski, G., 3	Martínez, E., 195	Tessone, M.O., 173
Echeveste, H.J., 173	Martinioni, D.R., 88	Tomezzoli, R.N., 220
Farenga, M., 23	Martino, R., 139	Ton Tat, T., 333
Fazio, A.M., 248	Mas, L.C., 240	Van Zele, A., 93
Fernández Turiel, J.L., 319	Massabie, A.C., 281	Villar, L.M., 132
Ferrer, J.A., 270	Massaferro, G.I., 60	Villegas, D., 270
Franchini, M., 420	Medina, M.E., 319	Zucol, A.F., 183
Gardini, C.E., 215	Melchor, R.N., 99	Zúñiga, A., 389
Gudi, F., 319	Miretzky, P., 248	
Hach-Ali, P.F., 132	Mon, R., 3	
Hongn, F.D., 74	Morel, E.M., 389	
Ganuzza, D.G., 389	Mörner, N.-A., 333	
Gay, H.D., 109	Net, L.I., 229	
Gervilla, G., 132	Osters, H.A., 177, 240	

En este índice no se especifica si se trata de trabajos de uno o mas autores. Cada autor es citado separadamente.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se consideran para publicar únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica", publicado en el número 2 del tomo 54. Todos los manuscritos recibidos serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener la calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

Enviar tres copias del manuscrito a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1er piso 1006 Buenos Aires

Se reciben manuscritos en castellano o inglés, impresos en A4 o carta, en una cara, a doble espacio y con márgenes de por lo menos 2,5 cm. Las páginas deben numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados y las leyendas de las figuras. Colocar las ilustraciones en páginas sin numerar. Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en diskette, con extensión .txt, doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los originales de las figuras.

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo; nombre de los autores; dirección postal completa. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando en lo posible FAX, TE y correo electrónico. Indicar al pie el número total de páginas, figuras y tablas. La segunda página incluirá un resumen del trabajo con un máximo de 250 palabras. Para artículos en castellano el resumen será en inglés, se titulará "Abstract" e irá precedido por una traducción del título. Deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que sólo se utilizará para la corrección de la versión en inglés. Los trabajos en inglés llevarán, además del "Abstract", un resumen en castellano con la traducción del título, en la tercera página. El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de las unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía.

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y tablas, numeradas correlativamente y citadas en el texto. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 x 23 cm) o sus proporciones. Tratar de evitar las figuras en forma apaisada.

Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones laser o similar, a 300 dpi y 65 lpi como mínimo. Enviar las figuras en el tamaño de publicación. Es aconsejable enviar los archivos de las figuras en extensiones .cdr, .bmp, .tif, .jpg. Conserve una copia de calidad original. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm.

Para el texto en las figuras use letra clara como la Arial o Helvética regular. Las fotografías deben ser de buena calidad y estar en foco y libres de rayas y marcas y, de ser posible llevarán escala gráfica. Numerar las tablas correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2ª Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Autores; Separados y costos a pagar por el autor

Al menos la mitad de los autores de los artículos publicados deberán ser socios de la Asociación Geológica Argentina. Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encarar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de 4 páginas, excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. Recibirán un tratamiento editorial especial.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels
YPF S.A.
Panamerican Energy LLC.
Petrolera Argentina San Jorge

y los aportes de:

S. Archangelsky
J.C. Benvenuti
M.K. de Brodtkorb
A.R. Gramajo
H.J. Pendola
O. Ruiz Huidobro
E.R.D. Saccone
F. Vervoorst

Edición realizada por Vergara Oroño-Frascarelli ediciones
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 15 de febrero de 2000
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

GUIDELINES FOR AUTHORS

Original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America are considered for publication. More detailed instructions to authors were published in vol. 54 (2) of the *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Manuscripts are sent to at least two reviewers.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Manuscripts in English or Spanish are acceptable. Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide a minimum 2.5 cm margin. All pages must be numbered beginning with the abstract through the figure captions. Tables and figures (on a separate page at the end of the manuscript) should not be included in numbered pages.

The corrected version of the manuscript (after reviewed) must be sent in hard copies and diskette, in electronic format (PC compatible text files with .txt, .doc or .rtf extension), together with final copies of all illustrations.

The cover letter should include the title of the paper and the name of the authors together with a statement that the manuscript is original, and has not been and will not be submitted for publication elsewhere.

The first page must include in the following order: title, name and complete addresses of authors. The corresponding author must be indicated, with FAX, phone and e-mail contact numbers. The total number of pages, figures and tables must be indicated.

The second page must include an abstract that is not expected to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. The third page must include a Spanish version of the abstract. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the fourth page. Organisation of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgements, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every four printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript. Avoid illustration requiring the use of pages in landscape way.

Colour plates can be published if the author bear the full extra cost in advance of publication. Figures prepared with a computer should be submitted as laser prints or high-quality laser print paper. Print copies at least at 300 dpi and 65 lpi. Submit figures at final size of publication. Computer disk files of figures are welcome. They can be .cdr, .bmp, .tif, or .jpg files. Keep at least one original-quality copy of all figures. If possible, use patterns instead of dot screens. Use clean, black lines no finer than 1 or 2 points. For text in the figures, clear fonts like Arial or Helvetica are re-

commended. Submit good quality, original prints of photographs with all review copies of the manuscript, with a graphic scale if possible. Tables should be consecutively numbered with Arabic numbers. They should be referred as (Table ...) in text.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- Angelelli, V. and Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. In: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Angelelli, V. and Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas* [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Unpublished).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Authors; Reprints and costs to be paid by authors

To publish in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Kinds of contributions

a) Artículos normales (Normal articles): research papers with text not longer than 30 pages (excluding references).

b) Artículos cortos (Short articles): short, high impact, provocative data supported papers of international interest. The text must not be longer than 10 pages (excluding references). Guidelines are similar to that of the Artículos normales.

c) Notas Breves (Short notes): short notes not longer than 4 pages excluding references and bearing a maximum of one figure.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 54 - Número 4 - Págs. 305-448
Buenos Aires - Diciembre 1999

Registro de la Propiedad
Intelectual 999530

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104