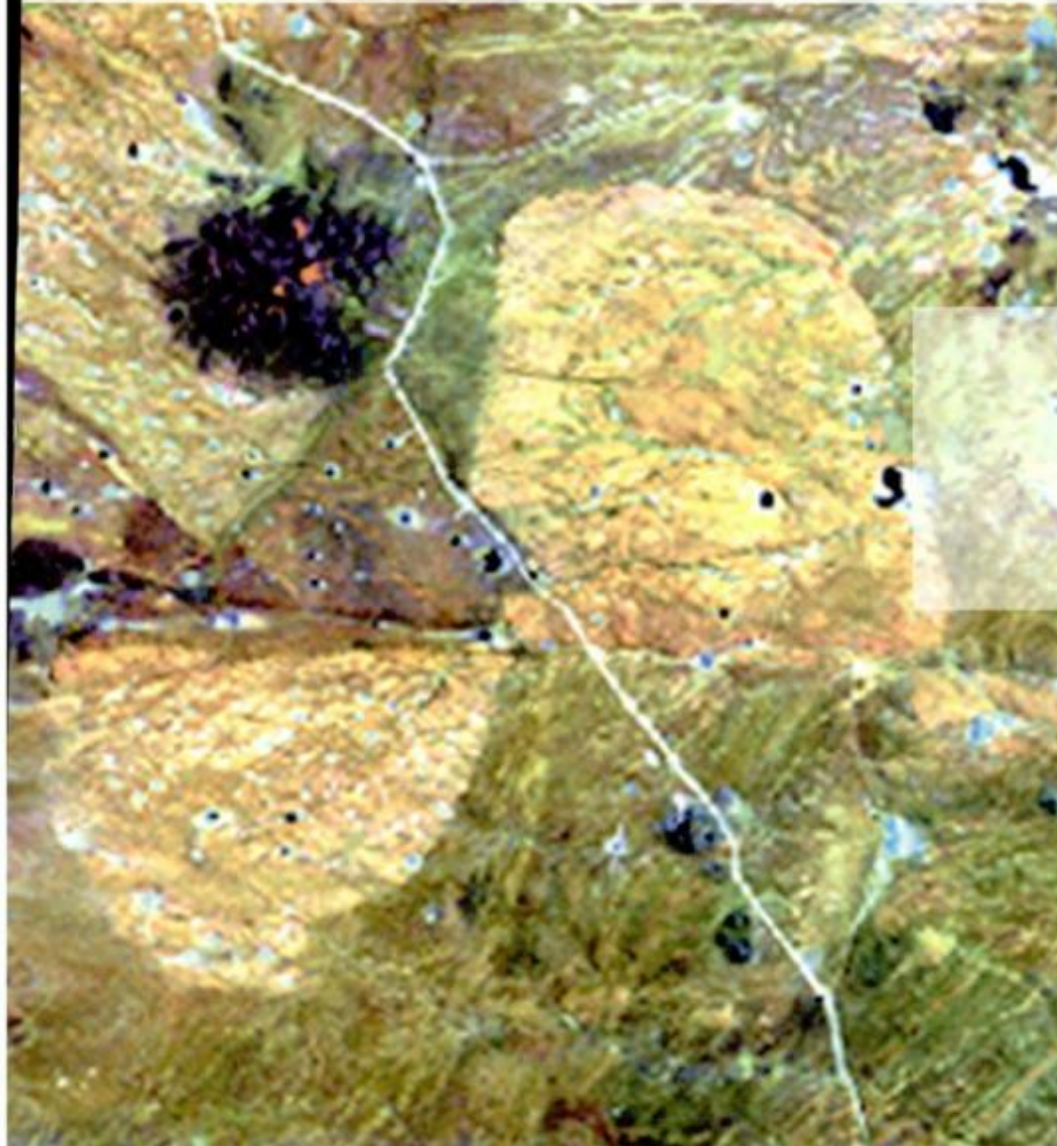


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 56 N° 3 2001



56 3

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

257-416
Setiembre 2001

ISSN
0004-4822



Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 56, Number 3, September 2001

CONTENTS

ARTICLES

- Fluvial facies from the Pleistocene of Mar del Plata, Argentina
F. I. Isla and A. Dondas 259-267
- Geophysical-geological interpretation of the airborne magnetic survey of western Chubut province
C. J. Chernicoff 268-280
- Geology of the Virorco and El Fierro bodies, mafic-ultramafic belt of the eastern flank of Sierra de San Luis
N. Brogioni 281-292
- Palaeomagnetic study of Cenozoic rocks cropping out in the Southern Puna: new data on tectonic rotations
C. B. Prezzi 293-303
- Pedogenetic factors and processes of Alfisols in Argentina
J. A. Ferrer, F. X. Pereyra and D. Villegas 304-318
- Kinematics of the mylonites of the Proterozoic basement at Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires
M. C. Frisicale, L. V. Dimieri and J. A. Dristas 319-330
- Cordierite in migmatites from northern Sierra de Comechingones, Córdoba: genesis and geological implications
J. E. Otamendi 331-343
- Geology and palaeontology of the marine Cretaceous rocks of south-eastern Andes Fueguinos, Argentina
E. B. Olivero and F. A. Medina 344-352
- Stratigraphy and rock magnetism in a profile at arroyo Tapalqué, Quaternary of Buenos Aires province: palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications
M. J. Orgeira, A. M. Walther, R. Tófaló, C. A. Vásquez, H. Lippai and R. Compagnucci 353-366
- Curved structures and vertical uplift in the Eastern Cordillera (Salta and Tucumán, Argentina)
R. Mon 367-376
- Genesis and distribution of soils in relation to parent material and relief in the central region of Santa Cruz province
J. A. Ferrer, F. X. Pereyra, D. Villegas and S. E. Castro Godoy 377-391

COMMUNICATIONS

- Methane hydrate on the Argentine continental margin
J. Kostadinoff 392-395
- Epithermal lodges of the south-eastern flank of the Northpatagonian massif
G. I. Massafiero and M. J. Haller 396-399

SHORTNOTES

- Neopalaeozoic(?) Early Triassic basalts of the sierras Norte de Córdoba- Ambargasta (Eastern Sierras Pampeanas): Petrography and K/Ar ages
M. Koukharsky, C. Tassinari, M. K. de Brodtkorb and P. Leal 400-403
- Los Menucos Group. Stratigraphic redefinition of the Upper Triassic from the Northpatagonian Massif
C. H. Labudía and E. A. Bjerg 404-407

COMMENT

- Impact of scientific publications: myth and reality
A. C. Riccardi 408-414

ON THE COVER

Satellite view of Calvo Granite, southeast of La Esperanza, cut by the right-lateral Loma Blanca strike-slip fault, Río Negro Province. Cover photograph of Hoja Los Menucos, IGRM-SEGEMAR. Approximate scale: 1:125,000.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 100 or US\$ 90 in Argentina (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 56, NÚMERO 3, SETIEMBRE 2001

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Facies fluviales del Pleistoceno de Mar del Plata, Argentina
F. I. Isla y A. Dondas 259-267
- Interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut
C. J. Chernicoff 268-280
- Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis
N. Brogioni 281-292
- Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en la Puna Austral: nuevos datos de rotaciones tectónicas
C. B. Prezzi 293-303
- Factores y procesos pedogenéticos de Alfisoles de Argentina
J. A. Ferrer, F. X. Pereyra y D. Villegas 304-318
- Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires
M. C. Frisicale, L. V. Dimieri y J. A. Dristas 319-330
- Cordierita en migmatitas del norte de la sierra de Comechingones, Córdoba: génesis e implicancias geológicas
J. E. Otamendi 331-343
- Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina
E. B. Olivero y F. A. Medina 344-352
- Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil del arroyo Tapalqué, Cuaternario de la provincia de Buenos Aires: implicancias paleoambientales y paleoclimáticas
M. J. Orgeira, A. M. Walther, R. Tófolo, C. A. Vásquez, H. Lippai y R. Compagnucci 353-366
- Estructuras curvadas y levantamientos verticales en la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Tucumán)
R. Mon 367-376
- Génesis y distribución de los suelos en función de su material originario y del relieve en la región central de la provincia de Santa Cruz
J. A. Ferrer, F. X. Pereyra, D. Villegas y S. E. Castro Godoy 377-391

COMUNICACIONES

- Hidratos de metano en el margen continental argentino
J. Kostadinoff 392-395
- Vetas epitermales en la vertiente suroccidental del Macizo Nordpatagónico
G. I. Massafiero y M. J. Haller 396-399

NOTAS BREVES

- Basaltos del Neopaleozoico-Triásico temprano? en las Sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, Sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar
M. Koukharsky, C. Tassinari, M. K. de Brodtkorb y P. Leal 400-403
- El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico
C. H. Labudía y E. A. Bjerg 404-407

COMENTARIO

- El impacto de las publicaciones científicas: mito y realidad
A. C. Riccardi

This One



NLN5-A6Q-OEEX

408-414

TAPA

Imagen satelital del Granito Calvo al sureste de La Esperanza, seccionado por la falla transcurrente dextral de Loma Blanca, provincia de Río Negro. Foto de tapa de la Hoja Los Menucos del IGRM-SEGEMAR. Escala aproximada: 1:125.000.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 100 o US\$ 90 dentro de Argentina (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



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
 N. Pezzutti, Servicio Geológico Minero Argentino
 S. Geuna, Servicio Geológico Minero Argentino, Universidad de Buenos Aires

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.
 R. Andreis, Buenos Aires
 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. Hünicke, CRILAR-CONICET, Anillaco
 E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata
 H. Müller, 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. Pezzutti.**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.

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

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. 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.

Facies fluviales del Pleistoceno de Mar del Plata, Argentina

Federico Ignacio ISLA¹ y Alejandro DONDAS²

¹Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, C.C. 722, 7600 Mar del Plata. E-mail: fisl@mdp.edu.ar

²Museo Municipal de Ciencias Naturales «L. Scaglia», Plaza España s/n, 7600 Mar del Plata

RESUMEN. Un túnel de 2,5 m de ancho y 5 km de largo (cuarta cloaca máxima de Mar del Plata) permitió analizar la estratigrafía del Pleistoceno dentro de la ciudad. Este túnel está orientado perpendicular al flanco norte del Sistema de Tandilia, a una profundidad de 10 m debajo de la superficie y a lo largo del arroyo El Cardalito (que drena la laguna El Soldado hacia el arroyo La Tapera). Los sedimentos atravesados comprenden limos entoscados, arenas fluviales y capas de cenizas del Pleistoceno medio (Formación de Miramar o Piso Ensenandense). Las facies fluviales están dispuestas según megaóndulas de arena y grava (media a fina) con estratificación entrecruzada de mesoescala indicando un transporte hacia el norte. Existen segregaciones de minerales pesados y capas compuestas con grava de hasta 3 centímetros. Estas arenas están ubicadas en el nivel +15 m entre las calles Necochea y Florisbelo Acosta. La Formación de Miramar es conocida por incluir diamictos (clastos de tosca transportados por procesos dominados por gravedad), paleocanales (rellenos de limolitas brechadas en una matriz limosa con laminación convoluta), paleosuelos y limos laminados y oxidados sugiriendo el relleno de pequeñas lagunas con vegetación. Durante la excavación se encontraron cuatro grandes paleocuevas de 2 m de ancho y parcialmente rellenas; también se observaron cuevas más pequeñas. Las cuevas grandes de longitudes mayores a 6 m fueron asignadas a la actividad de milodóntidos (Milontidae, Mammalia); en cambio las pequeñas fueron supuestamente excavadas por gliptodóntidos. Los sedimentos fluviales están interdigitados con limos pampianos, fueron previamente reconocidos en el flanco sur del Sistema de Tandilia (Cantera de Vialidad, ciudad de Batán) y pertenecen a un diseño anastomosado del arroyo El Cardalito durante el Pleistoceno. Estas facies arenosas fueron reconocidas en algunas perforaciones, pero el origen fluvial no había podido ser precisado con seguridad.

Palabras clave: *Facies fluviales, Pleistoceno, Mar del Plata*

ABSTRACT. *Fluvial facies from the Pleistocene of Mar del Plata, Argentina.* A tunnel, 2.5 m wide and 5 km long (4th master sewage pipeline of Mar del Plata city), permits study of the Pleistocene stratigraphy within the city. This tunnel is oriented normal to the northern flank of the Tandilia Range, at a depth of 10 m below surface and runs along arroyo El Cardalito (that drains the Laguna El Soldado toward arroyo La Tapera). The sediments intersected consist of caliche-indurated silts, fluvial sands and ash layers of Middle Pleistocene age (Miramar Formation or Ensenadan Stage). The fluvial facies are arranged in megaripples of sand and gravel (medium to fine) with mesoscale cross-bedding indicating transport to the north. There are heavy-mineral segregations and layers composed of pebbles up to 3 cm in size. These sands are located at level +15 m, between Necochea and Florisbelo Acosta streets. The Miramar Formation is known to include diamictites (caliche clasts transported by gravity-dominated processes), palaeochannels (infilled by breccia siltstones in a silty matrix, with convolute bedding), palaeosols and laminated and oxidized silts suggesting the infilling of small ponds with vegetation. During the excavation, four large palaeocaves, 2 m wide and partially infilled, were found; smaller caves were observed as well. The larger caves, longer than 6 m, were assigned to the activity of Mylodontidae (Mammalia), whereas the smaller ones were assumed to have been excavated by Glyptodontidae. The fluvial sediments, are interfingered with pampian silts, previously recognised on the southern flank of the Tandilia Range (Vialidad quarry, Batán city), and belong to an anastomosing network of arroyo El Cardalito during the Pleistocene. Although these sandy facies had been recognised in bore-holes, their fluvial origin previously had been uncertain.

Key words: *Fluvial facies, Pleistocene, Mar del Plata city*

Introducción

El Cenozoico del flanco sur del Sistema de Tandilia es conocido por sus localidades estratigráficas tipo del Plioceno y Pleistoceno: Formaciones Chapadmalal, Barranca de los Lobos, Punta Vorohue, Baliza San Andrés, Punta Lobería (Frenguelli 1928; Kraglievich 1952; Zárate y Fasano 1989) y como sitios faunísticos (Cione y Tonni 1995). El flanco norte,

en cambio, fue menos analizado fundamentalmente porque sus afloramientos están dominados por facies diamicticas (Fasano *et al.* 1984) aunque sus acantilados han sido también importantes proveedores de fósiles del Pleistoceno medio y superior (Pardiñas 1995).

Los sedimentos «pampianos» son citados usualmente como compuestos por limos arenosos loessoides, parcialmente consolidados, donde se reconocen

rellenos fluviales predominantemente limosos, de lagunas (limos arcillosos verdosos) y más comúnmente de paleocárcavas de paredes abruptas (diamictos). Facies de arenas finas eólicas se han descrito como dominantes en ambientes eólicos hacia el oeste, en la provincia de La Pampa (Zárate y Blasi 1993). En el este, facies fluviales fueron asignadas a limos arenosos de relleno de amplios canales que atravesaban una planicie de inundación (Zárate y Fasano 1989).

En el presente trabajo, se describen niveles de arenas gruesas, en parte conglomerádicas, que fueron descubiertas en un túnel trazado perpendicularmente al flanco serrano norte del Sistema de Tandilia (partido de Gral. Pueyrredón). Este túnel posee un diámetro de 2,5 m, que se angosta a 2 m hacia el sur, y un largo de 5 km (Fig. 1). De acuerdo a estudios regionales previos, se atravesaron sedimentos del Pleistoceno medio (Formación de Miramar de Kraglievich 1952; pisos Ensenadense o Prebelgranense de Frenguelli 1928) y del Pleistoceno superior (pisos Bonaerense y Lujanense de Frenguelli 1928). Por otro lado, a lo largo de este túnel se realizó una importante colección de fósiles y un relevamiento de paleocuevas que han sido atribuidas a milodóntidos (Zárate *et al.* 1998). Se destacan las implicancias ambientales de este paleocauce arenoso y de la abundancia de megafauna extinguida y cuevas rellenas.

Estratigrafía

Los sectores analizados comprenden los pisos Ensenadense (o Prebelgranense) y Bonaerense de Frenguelli (1928). Kraglievich (1952) posteriormente les asignó nombres litoestratigráficos de Formación de Miramar y Formación de Arroyo Seco, aunque estudió estos niveles en la vertiente sur del Sistema de Tandilia. La relación entre ambas formaciones se puede observar en el Balneario Santa Clara, Mar de Cobo y Playa Santa Elena (Balneario Jawa, Fig. 2).

La *Formación de Miramar* fue propuesta para el sector de Miramar en las proximidades de la punta Vorohue, pero que afloran al NNE de Mar del Plata desde la punta Iglesia. Corresponde a la Formación Ensenada de Ameghino (NE de la provincia de Buenos Aires) y a la Formación Santa Clara de Schnack *et al.* (1982), en la localidad de Santa Clara. Son sedimentos de carácter netamente fluvio-lacustres, irregularmente estratificados en bancos entrecruzados. Comprende:

- a) conglomerados de clastos de limos intraformacionales, cementados por limo arcilloso verdoso o pardo-grisáceo,
- b) lentes de limo muy arcilloso verde o azul,
- c) capas lenticulares de acarreo fluvial, y

d) capas fluviales de trozos rodados de calcáreo y de limo endurecido.

Hacia el tope, Kraglievich (1952) reconoce bancos loésicos pardos cubiertos por una costra calcárea.

La *Formación de Arroyo Seco* fue denominada para el sector tipo en las proximidades de Chapadmalal, pero se la puede reconocer en el arroyo Loberfa, en la punta Vorohué, en Miramar y hacia el norte de Mar del Plata a partir de la punta Iglesia. Kraglievich para las barrancas al sur de Mar del Plata distingue una sección inferior (de unos 4 m) y otra superior (de 2 a 3 m). La sección inferior se compone de capas de limos loessoides rojizos y amarillentos que en trechos rellena depresiones desconectadas, y que culmina en un banco de ceniza volcánica verdosa. Para Kraglievich (1952), la sección superior es más variada y comprende diferentes unidades:

- a) capas de acarreo fluvial en la base con rodados pequeños, a veces grandes y angulosos formando brechas,
- b) limo arcilloso verde (lacustre) con intercalaciones de capas fluviales de rodados pequeños de limo endurecido y tosca (ambos intraformacionales),
- c) loess pardo con tabiques y vetas calcáreas que conforman la costra calcárea que remataría esta formación.

Geomorfología y evolución de la red de drenaje

Las sierras de este sector de Tandilia son mesas estructurales de ortocuarcitas de la Formación Balcarce. A ambos lados de estas mesas, se reconoce un relieve ondulado compuesto por sedimentos pampeanos. Hacia la vertiente suroeste, denominada por Tapia (1937) como «Costa de Claraz» los bloques de fallas directas se escalonan suavemente. Hacia el nordeste («Costa de Heusser»), el fallamiento fue más intenso y las ondulaciones desaparecen rápidamente. Dentro de este relieve ondulado, en la vertiente norte existieron cursos de agua mal encauzados que corrían hacia el norte para luego tomar rumbo este. En la vertiente sur, el drenaje estaba mejor integrado. Además se formaron una serie de lagunas temporarias, mal conectadas con el drenaje superficial y que con el crecimiento urbano de Mar del Plata fueron colmatadas (estas lagunas existieron durante el Pleistoceno y fueron los sitios ideales para la preservación de los depósitos de ceniza volcánica). Del mismo modo, los arroyos Las Chacras y El Tigre han desaparecido (ver Fig. 3).

Métodos

Las observaciones se realizaron en forma directa a través de afloramientos que habían sido previamente

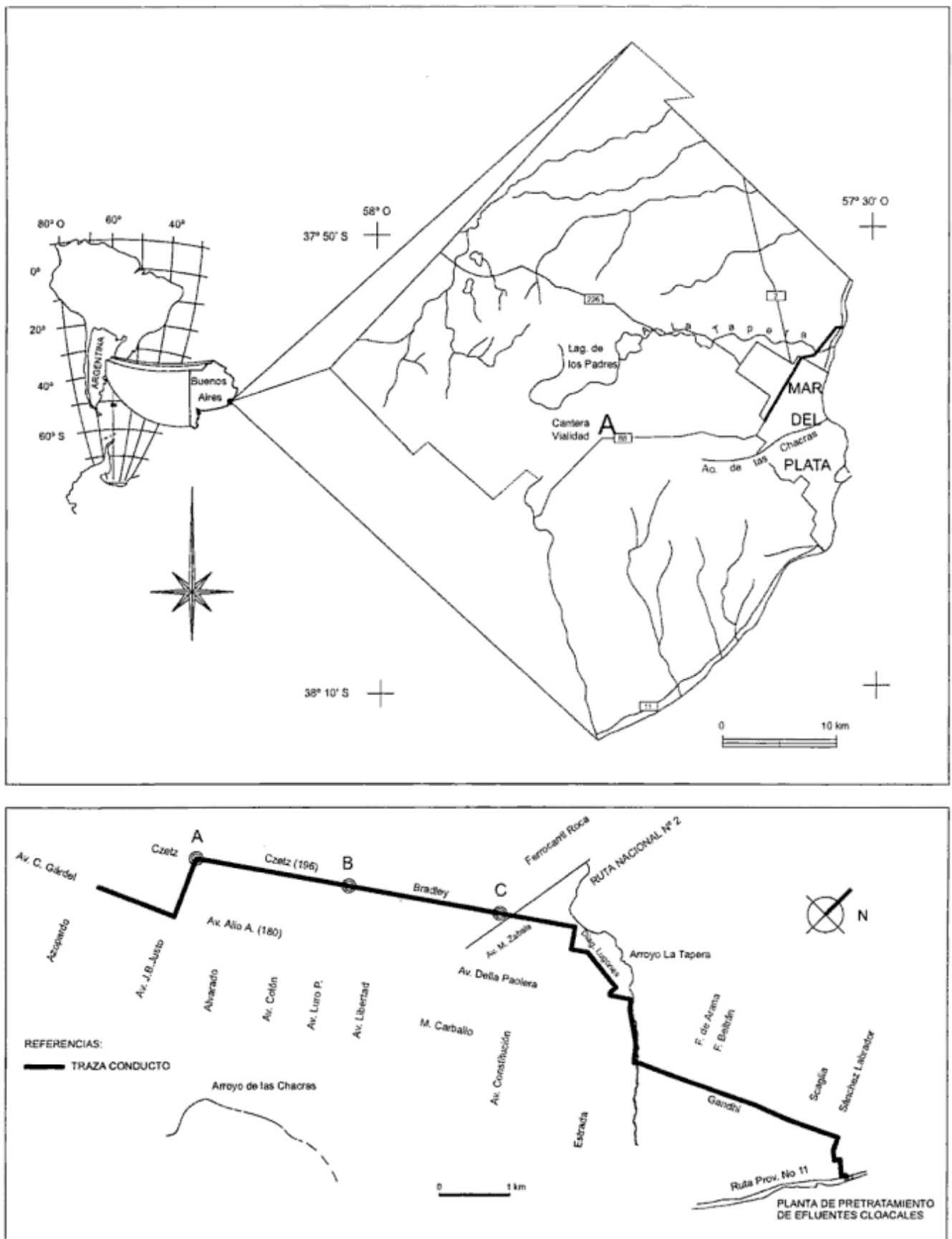


Figura 1: Mapa de ubicación con el diseño de la traza de la cuarta cloaca de Mar del Plata. A-B: sector estudiado en detalle.

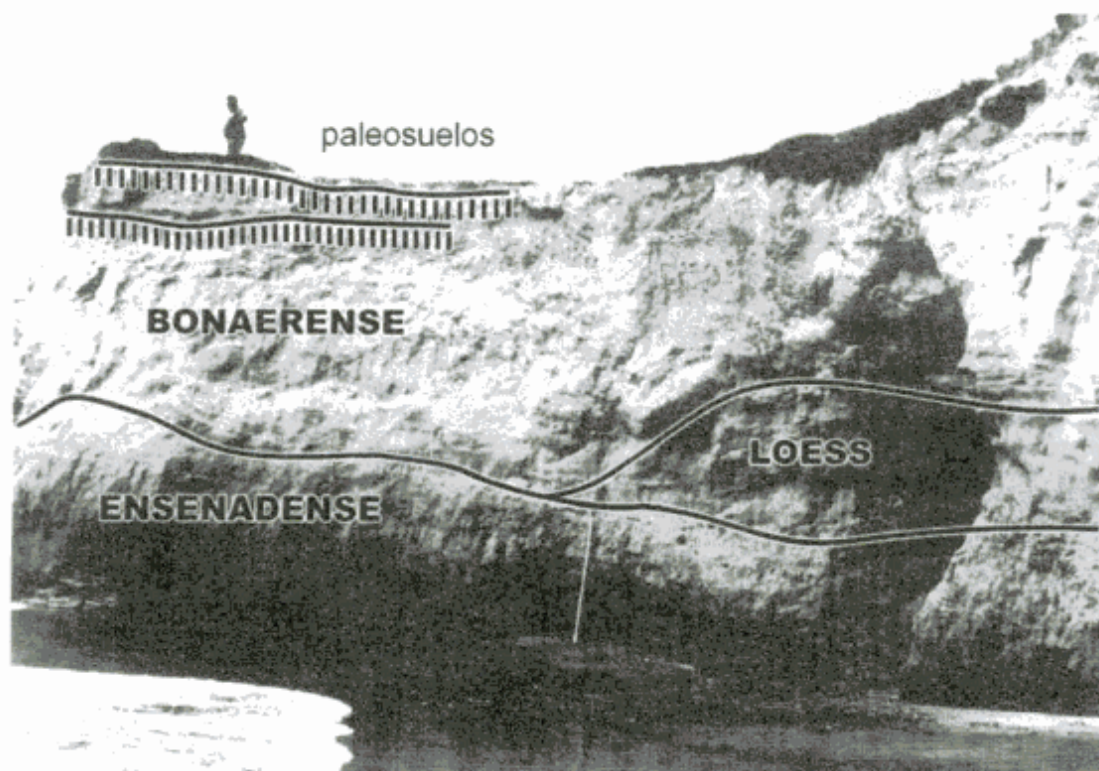


Figura 2: Perfil costero con la transición entre el Piso Ensenadense (Formación de Miramar de Kraglievich) y Bonaerense en el Balneario Jawa.

excavados con martillos neumáticos. Actualmente, estos túneles han sido cementados en lo que hoy constituye el cuarto conductor cloacal de Mar del Plata. Se obtuvieron fotografías de los sitios de mayor interés. Las descripciones fueron registradas en relación a las calles atravesadas por el túnel que recorre la calle Bradley (también denominada Czetz, o 196) en el norte y la calle 180 hacia el sur (ver Fig. 1).

En laboratorio, las muestras de arena fueron lavadas, secadas y tamizadas cada 0,5 intervalos ϕ . Las distribuciones granulométricas fueron graficadas en papel probabilístico para obtener los parámetros de Folk y Ward (1957) e inferir los mecanismos de transporte.

Resultados

A lo largo de 5 km se reconocieron distintas facies: eólicas, lagunares, diamfcticas, fluviales y niveles piroclásticos. Todas estas unidades fueron mencionadas por Kraglievich (1952) en su descripción de las barrancas marinas del sur de Mar del Plata. En el presente trabajo se han compilado las observaciones efectuadas en un perfil continuo de rumbo aproximado $N45^{\circ}$, distante unos 4 km de la costa (Fig. 1), sobre la vertiente norte de Tandilia y donde se han integrado las relaciones verticales y horizontales entre los diferentes paleoambientes (Fig. 4).

Facies eólicas

Si bien no se puede negar la componente eólica y predominantemente limosa del Ensenadense, en la región costera no tiene las características de loess que le asignara Frenguelli (1928). En ese sentido, se concuerda con Zárate y Fasano (1989) cuando asignan a la Formación de Miramar un ambiente de planicie de inundación con procesos eólicos y fluviales. No obstante, por trechos extensos los limos son masivos, o están retrabajados predominantemente por rodados intraformacionales o conformando paleosuelos entoscados como láminas horizontales.

Facies de lagunas

Por lo menos en tres sectores se pudieron constatar depósitos de limos arcillosos verdosos, con manchas de oxidación, masivos o laminados (Fig. 5a). Se los ha reconocido en los tramos 25 de Mayo-Luro, calle Rivadavia, y a lo largo de la Av. J.B. Justo entre 190 y 186 (este último relacionado a un antiguo bañado del arroyo Las Chacras; Figs. 1 y 3). Estas facies de lagunas colmatadas intraensenaenses ya han sido descritas en detalle en la localidad de Mar de Cobo, y asignadas a la facies Mar de Cobo de la Formación Santa Clara (Fasano *et al.* 1984). Estas facies de limos verdes han sido regis-

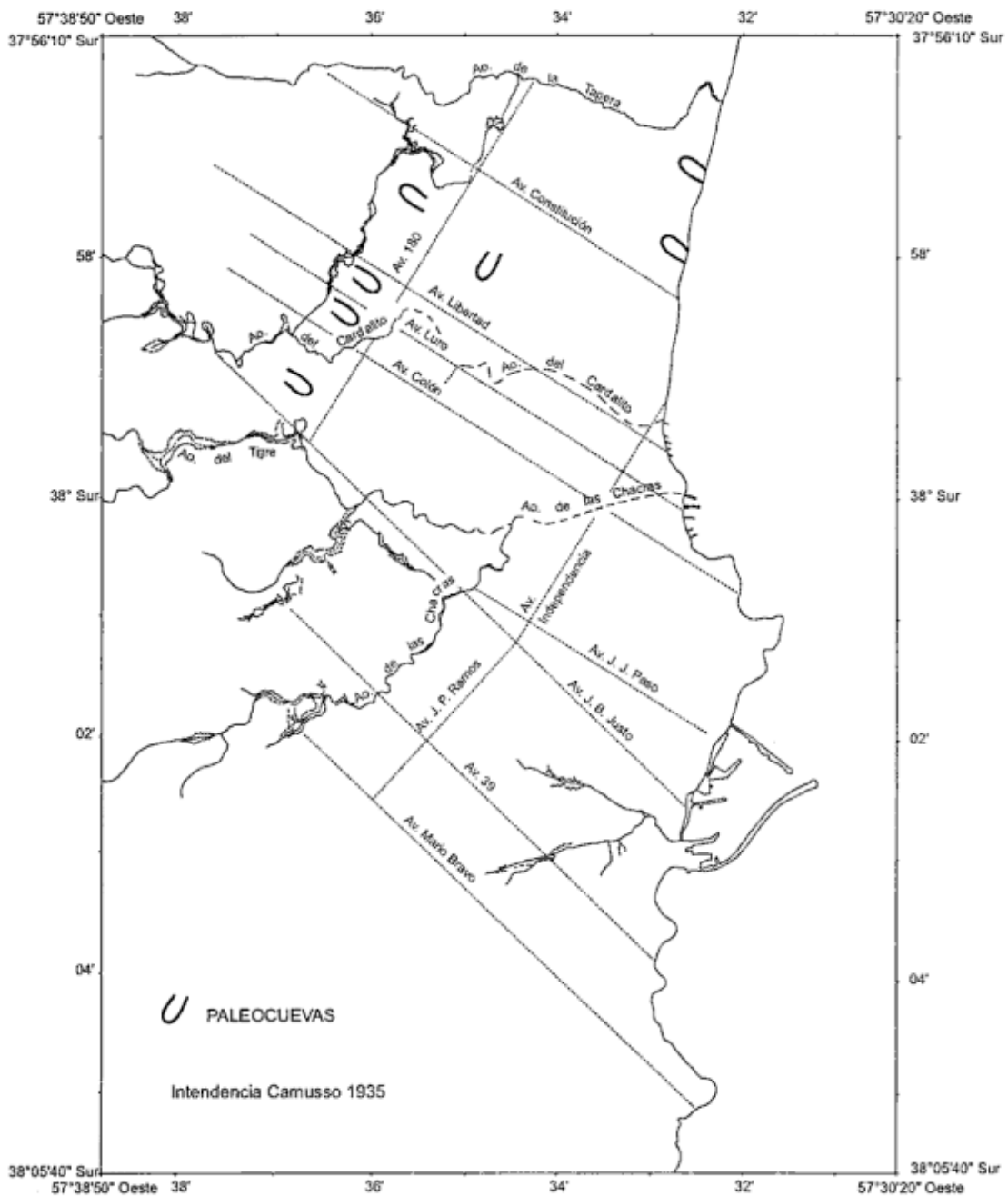


Figura 3: Antigua red de drenaje histórica (aproximadamente de 1940) de la ciudad de Mar del Plata con la ubicación de los sectores donde se encontraron paleocuevas de mayor tamaño.

tradas dentro del Pampeano (Prebelgranense) como por encima (Lujanense), y su confusión provocó discusiones entre Frenguelli y Bonarelli (ver Frenguelli 1928).

Facies de diamictos

Se ha distinguido como facies de diamictos a tramos prolongados en que dominan las cárcavas rellenas de limos intraformacionales o entoscados, y

donde los clastos superan ampliamente la matriz (Zárate y Fasano 1989). Los depósitos diamícticos más espesos fueron reconocidos en los tramos Ayacucho-Maipú, San Martín-Rivadavia y Falucho-Rawson.

Facies fluviales

En un tramo de varias cuadras, entre las calles J. Peña y Río Negro, se ubicó un cauce fluvial de are-

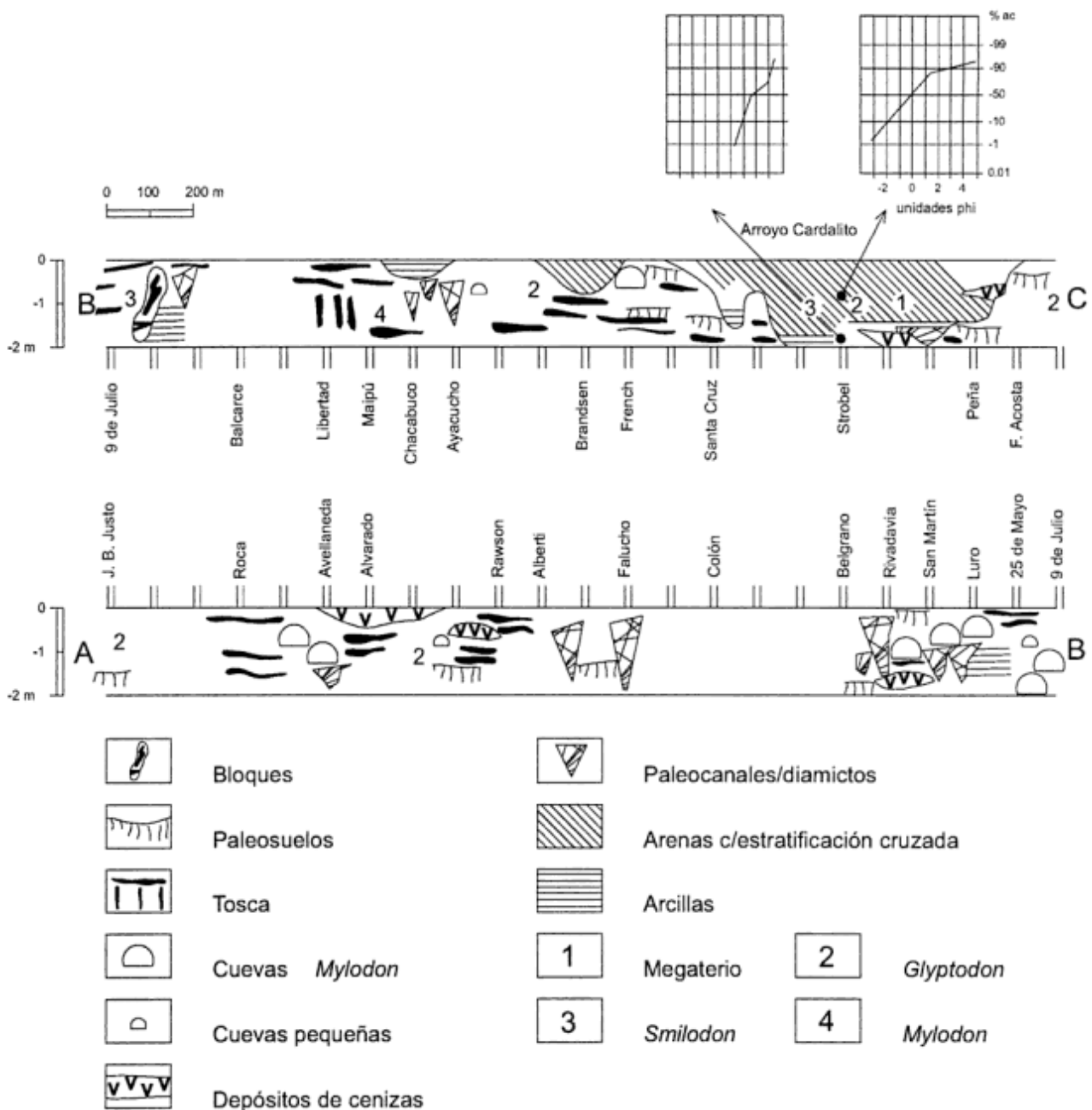


Figura 4: Detalle de los sedimentos, estructuras reconocidas y fósiles encontrados en el túnel entre las calles Florisbelo Acosta y Av. Juan B. Justo. Las curvas granulométricas corresponden a arenas fluviales.

nas gruesas, en parte conglomerádicas, a veces muy laminadas con minerales pesados (Fig. 5b y c), pero muy comúnmente con estratificación diagonal de mesoescala (dunas y megaóndulas) indicando un transporte de sedimento hacia el norte (en el sentido de la pendiente regional). Estos depósitos corresponden a un viejo cauce que sigue la traza del histórico arroyo El Cardalito, en las proximidades de su desembocadura en el arroyo La Tapera (Fig. 4). En Bradley (196) y Strobel se tomaron muestras de arenas gruesas a finas. También en la calle Brandisen se atravesaron espesores de 1,5 m de arenas fluviales (gruesas

pobremente seleccionadas; ver Fig. 4) con minerales pesados e intercalaciones de arena media. En base a la distribución granulométrica (graficada en papel probabilístico) se estimó que un 85% de estas arenas fueron transportadas por tracción. Se destaca que si bien el agente fluvial era conocido en la Formación de Miramar, la abundancia de dunas compuestas de arenas denuncia regímenes anastomosados. Estas arenas con estratificación entrecruzada tridimensional ya habían sido identificadas en canteras de «pampiano» en el flanco SSO de Tandilia (Cartera de Vialidad, ruta 88, Batán; Fig. 1).

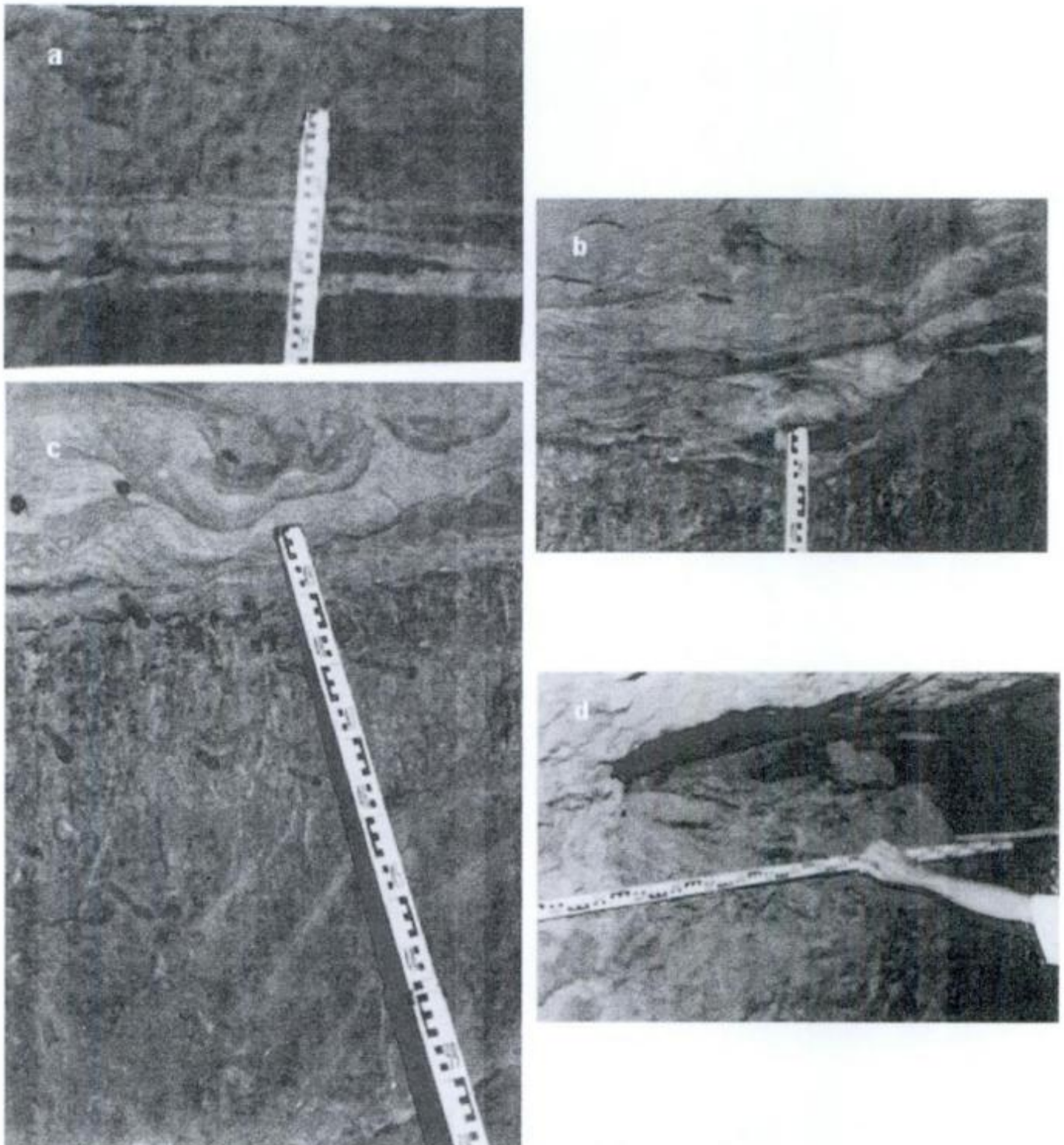


Figura 5: **a**, Niveles laminados de arcillas dentro del Miramarensis (calles Bradley y Berutti, nivel -10 m). **b**, Limos masivos en la base de un cauce fluvial. Las facies fluviales están compuestas de gravas intraformacionales (limos) que gradan rápidamente a arenas gruesas con estratificación entrecruzada de dunas (en artesa) y con segregaciones de minerales pesados (oxidados en el contacto con los limos infrayacentes). **c**, Contacto entre limos masivos (base) y arenas (en parte limosas, en parte con brechas intraformacionales) con estratificación cruzada, deformadas, y segregaciones de minerales opacos (calles Bradley y Berutti, nivel -10 m) (los puntos son marcas del accionar de los martillos neumáticos). **d**, Cueva de *Myiodon-Glossotherium* (calles Bradley y French-Brandsen, nivel -10 m). Largo mayor a 4 m, ancho 2,10 m, altura 1 m (parcialmente rellena de sedimento estratificado en la base), orientación del largo N120.

Niveles piroclásticos

Niveles piroclásticos también fueron detectados en tramos prolongados (Floribel Acosta-J. Peña y Rawson-Avellaneda), y se los ha reconocido de una importancia paleoambiental tal que se los considera a la par de otras facies sedimentológicas. En el tramo Rawson-Avellaneda se midieron espesores superiores a 0,5 metros. Estos niveles de ceniza no serían correlacionables con los descriptos en Camet Norte (Fasano *et al.* 1984) y datados por Bigazzi *et al.* (1995) en 15-30.000 años AP, donde componen el relleno de una antigua laguna de más de 2 m de espesor, que fue sepultada por limos arenosos del Bonaerense (Formación Arroyo Seco de Kraglievich 1952). No obstante, ambos niveles de ceniza son intrapampeanos y habrían sido transportadas por el viento desde la Cordillera de los Andes.

Contenido faunístico y cuevas

A lo largo del túnel se obtuvieron numerosos restos óseos de vertebrados (Cuadro 1). Se debe aclarar que:

1) Dada la urgencia que tuvieron los tiempos de construcción, sólo se pudieron coleccionar los huesos mayores.

2) Teniendo en cuenta el carácter fluvial y diamictico de la Formación de Miramar, se reconocieron huesos que pudieron haber sido transportados desde niveles más antiguos.

3) Las paleocuevas son tiempo-transgresivas y por lo tanto fueron excavadas por animales más modernos que el depósito. De esta manera se pueden explicar fósiles de Edad-Mamífero Lujanense en terrenos más antiguos (e.g. Ensenadense).

Es llamativo el grado de conservación de al menos una decena de paleocuevas de gran tamaño. Las más grandes alcanzan 2,10 m de ancho y 1,5 m de alto (Fig. 5d) y son similares a las descriptas en los acantilados del sur de Gral. Pueyrredón (Zárate *et*

al. 1998). Se las ha reconocido tanto total como parcialmente rellenas de limo o arcilla, con grietas de desecación en la base y pequeñas estalactitas de óxidos de manganeso en el techo. De acuerdo al tamaño de las cuevas y a las marcas de garras en sus paredes han sido atribuidas a animales de los géneros *Glossotherium* y *Scelidotherium* (familia Mylodontidae; Vizcaíno *et al.* 1998; Zárate *et al.* 1998). Las cuevas más grandes fueron ubicadas en las cercanías de las calles French, Avellaneda, Ayolas y en mayor densidad en el tramo entre 9 de Julio y Rivadavia (ver Fig. 4). Otras paleocuevas del orden de 1 m (de alto y ancho) serían asignables a géneros de dasypódidos. La frecuencia de estas paleocuevas en el registro fósil pleistoceno está relacionada a la abundancia de antiguos cuerpos de agua (canales o lagunas) en la Formación de Miramar. Del mismo modo, los contenidos en diferentes tipos de huesos de mamíferos fósiles (milodóntidos, megaterios, gliptodóntidos, toxodóntidos, félidos, úrsidos, perisodáctilos; ver cuadro 1) se explica también por la densidad de drenaje que debió haber tenido este sector próximo a las Sierras de Tandilia (ver mapa del drenaje pre-urbano en la Fig. 3).

Discusión

Las arenas entrecruzadas de mesoescala (megaóndulas y dunas) identificadas indican ambientes ácuos dominados por los procesos de tracción y saltación capaces de dejar depósitos de 1,5 m de espesor con segregaciones de minerales pesados. En esta región estos depósitos indudablemente corresponden a canales donde se acumularon niveles de ceniza volcánica. Se diferencian claramente de los ambientes fluviales de tipo meandriforme dominados por limos intraformacionales del Plioceno (Zárate y Fasano 1989), o de los episódicos paleocanales o paleocárcavas rellenos con diamictos con clastos de grava y tosca característicos del «pampeano». Se destaca la importancia de estos sistemas fluviales arenosos para

Cuadro 1: Descripción de los restos fósiles encontrados en la excavación.

Tipo de resto	Especie	Familia
Restos craneales y postcraneales correspondientes a 3 ejemplares	<i>Megatherium americanum</i>	MEGATHERIIDAE
Restos de mandíbula	<i>Scelidotherium leptoccephalum</i>	MYLODONTIDAE
Restos de húmero y radio de 2 ejemplares	<i>Glossotherium sp.</i>	"
Restos de mandíbula	<i>Lestodon sp.</i>	"
Dos caparazones y un fémur de 3 ejemplares	<i>Sclerocalypus sp.</i>	GLYPTODONTIDAE
Caparazones y falange de 3 ejemplares	<i>Glyptodon clavipes</i>	"
Un molar de un juvenil	<i>Toxodon</i>	TOXODONTIDAE
Cráneo, fémures, tibias y otros restos de 4 animales	<i>Smilodon</i>	FELIDAE
Cráneo incompleto	<i>Arctotherium</i>	URSIDAE
Parte de un fémur	<i>Stegomastodon platensis</i>	GOMPHOTERIIDAE
Vértebra cervical (axis)	<i>Hippidion sp.</i>	PERISSODACTYLA

orientar la prospección de aguas subterráneas de buen caudal, y procurando evitar las paleolagunas de baja permeabilidad.

Por otro lado, la frecuencia de restos de mamíferos megaherbívoros (mastodontes, megaterios y varios géneros de mylodontidae) y de hábitos ramoneadores (*Hippidion sensu* Alberdi y Prado 1995) indicarían un ambiente de bosque húmedo. Se destaca la abundancia de félidos (género *Smilodon*) y la presencia de úrsidos. Los toxodóntidos siempre han sido relacionados a cuerpos de agua, a un clima cálido-templado y tal vez húmedo (Bond *et al.* 1995). Sin embargo, Frenguelli (1928) considera que, de acuerdo al contenido en diatomeas de su Prebelgranense (Ensenadense) afines a las actuales de Tierra del Fuego, se corresponde un «clima más bien frío».

Conclusiones

1. Los ambientes fluviales de la Formación Miramar, en sectores cercanos o entre serranías, llegaron a ser de tal importancia como para transportar arenas gruesas limpias, cuarzosas y de buena selección.

2. Dentro del paquete de limos pampeanos se reconocieron estas dunas de arena con estratificación cruzada de mesoescala orientadas hacia el norte indicando un curso de agua dominado por procesos tractivos.

3. La abundancia de paleocuevas ha sido relacionada a terrenos estables (no inundables) y cercanos a cuerpos de agua.

4. La abundancia de restos de mamíferos también ha sido atribuida a la frecuencia de cuerpos de agua en este sector periserrano durante el Pleistoceno medio a superior.

Agradecimientos

Los autores agradecen a las autoridades de OSSE por las facilidades brindadas para realizar los trabajos mientras estaba en ejecución la obra. Los trabajos contaron con la entusiasta colaboración de A. Iriberry y P. Turchi. S. Serra procesó las muestras de sedimento y M. Farenga realizó las figuras. M. Zárate aportó importantes sugerencias. Los árbitros mejoraron la redacción y ayudaron a precisar aspectos del trabajo que habían sido introducidos con descuido.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alberdi, M.T. y Prado, J.L., 1995. Los équidos de América del Sur. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.): Evolución

biológica y climática de la región. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 293-307. Madrid.

- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Leone, G. y Zanchetta, G., 1995. Primeros datos geoquímicos y geocronológicos a partir de algunas cineritas del área bonaerense. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.): Evolución biológica y climática de la región. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 105-118. Madrid.
- Bond, M., Cerdeño, E. y Lopez, G., 1995. Los ungulados nativos de América del Sur. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.): Evolución biológica y climática de la región. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 259-275. Madrid.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P., 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico Superior de la región pampeana. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.): Evolución biológica y climática de la región. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 49-73. Madrid.
- Fasano, J. L., Isla, F. I. y Schnack, E.J., 1984. Significado paleoambiental de los depósitos del Pleistoceno Tardío de Camet Norte (Partido de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 244-250. Buenos Aires.
- Folk, R. L. and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27 (1): 3-26.
- Frenguelli, J., 1928. Observaciones geológicas de la región costanera sur de la provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias de la Educación, Anales 2, 145 pp, Santa Fe.
- Kraglievich, L., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar. Revista del Museo de Mar del Plata, 1 (1): 8-37. La Plata.
- Pardiñas, U.F.J., 1995. Los roedores cricétidos. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.): Evolución biológica y climática de la región. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 229-253. Madrid.
- Schnack, E. J., Fasano, J. L. and Isla, F. I., 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. En: Colquhoun, D. J. (Ed.): Holocene Sea-Level Fluctuations: Magnitudes and Causes. IGCP 61: 143-155. Univ. S. Carolina, Columbia, SC.
- Tapia, A., 1937. Las cavernas Ojo de Agua y Las Hachas. Historia geológica de la región de La Brava en relación con la existencia del hombre prehistórico. Boletín de la Dirección General de Industria y Minería, 43, 126 pp.
- Vizcaíno, S.F., Zárate, M., Bargo, M.S. y Dondas, A., 1998. Pleistocene burrows in the Mar del Plata area (Buenos Aires Province, Argentina) and their probable builders. Resúmenes 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 120. Bahía Blanca.
- Zárate, M.A. and Blasi, A., 1993. Late Pleistocene-Holocene aeolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina. Quaternary International, 17: 15-20.
- Zárate, M.A. and Fasano, J.L., 1989. The Plio-Pleistocene record of the central eastern Pampas, Buenos Aires Province, Argentina: The Chapadmalal case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 72: 27-52.
- Zárate, M.A., Bargo, M.S., Vizcaíno, S. F., Dondas, A. y Scaglia, O., 1998. Estructuras biogénicas en el Cenozoico tardío de Mar del Plata (Argentina) atribuibles a grandes mamíferos. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 5(2):95-103. La Plata.

Recibido: 6 de octubre, 1999

Aceptado: 10 de agosto, 2001

Interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut

Carlos J. CHERNICOFF

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, SEGEMAR.
Av. Julio A. Roca 651, Buenos Aires. E-mail: jchern@secind.mecon.gov.ar*

RESUMEN. Se ha obtenido información significativa acerca de la continuidad en el subsuelo de las unidades litológicas de la región noroccidental de la provincia del Chubut, como así también rasgos estructurales no conocidos previamente de la geología aflorante, que en ambos casos han sido volcados en un mapa de geología sólida. Los dominios litomagnéticos aquí definidos abarcan desde el basamento precámbrico, en gran parte bajo una cubierta no-magnética, hasta basaltos cuaternarios. Los nuevos datos incluyen la ubicación de centros volcánicos de geometría circular en las volcanitas cretácicas y terciarias aflorantes, y (la ubicación) de diques básicos terciarios y *stocks* cretácicos cubiertos. También incluye la delineación de una aureola de metamorfismo térmico en un granitoide cretácico, la definición de una zona de volcanitas terciarias posiblemente con magnetización remanente, el trazado de la geometría precisa de granitoides cretácicos y terciarios aflorantes y la distinción de espesores mayores y menores en sedimentos de diferentes edades. Además, la «firma» magnética de los gabros jurásicos ha permitido llegar a la conclusión de que los mismos poseen un volumen muy reducido. También se ha obtenido información estructural, que contribuye a una mejor definición del marco estructural de la región, p.ej. retrocorrimientos meridionales de gran escala y vergencia oeste que probablemente representen fallas extensionales mesozoicas invertidas durante el Terciario. En el sector oriental del área se distingue un alineamiento NO-SE de algunos de los *stocks* cretácicos y centros volcánicos terciarios. Algunos bajos magnéticos identificados en la región de estudio pueden representar zonas de alteración.

Palabras clave: *Magnetometría aérea, Chubut, Argentina*

ABSTRACT. *Geophysical-geological interpretation of the airborne magnetic survey of western Chubut province.* Important new information has been obtained on the subsurface continuity of the lithological units of north-western Chubut province, as well as of some structural features, previously unrecognised in the exposed geology, as depicted on a map of the solid geology. The newly defined lithomagnetic domains range from Precambrian basement, largely beneath non-magnetic cover, to Quaternary basalts. New data include the location of circular shaped volcanic centres within areas of exposed Cretaceous and Tertiary volcanic rocks, and of covered Tertiary basic dykes and Cretaceous stocks. It also includes the delineation of an aureole of thermal metamorphism on a Cretaceous granitoid, the definition of a zone of possibly remanently magnetised Tertiary volcanics, the demarcation of the precise geometry of exposed Cretaceous and Tertiary granitoids, and the distinction between thicker and thinner packets of sedimentary rocks of different ages. Furthermore, the magnetic signature of the Jurassic gabbros has led to the conclusion that they are very small in volume. Structural information has also been gained, which contributes to a better definition of the structural framework of the region, e.g. large-scale west-vergent meridional backthrusts, likely to represent Mesozoic extensional faults inverted during Tertiary times. A NW-SE alignment of some of the Cretaceous stocks and Tertiary volcanic centres occurs in the eastern part of the area. Some magnetic lows identified in the study region may represent alteration zones.

Key words: *Airborne magnetics, Chubut, Argentina*

Introducción

El levantamiento geofísico aéreo de la región noroccidental de la provincia del Chubut, ubicada entre 42°00' y 44°00' latitud sur, 70°00' longitud oeste y el límite con Chile (Figs. 1, 2 y 3) forma parte del programa de levantamiento geofísico aéreo sistemático del país que está siendo llevado a cabo por el Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR)

mediante la utilización de los métodos de magnetometría y espectrometría de rayos gamma.

Es sabido que el análisis de las variaciones locales en la intensidad del campo magnético total de la Tierra brinda información sobre las variaciones laterales de las propiedades magnéticas de las rocas. Así, el método es utilizado como una herramienta para la identificación de diferentes unidades rocosas y de estructuras, como así también para la localización

de cuerpos no aflorantes y la estimación aproximada de su profundidad.

En este trabajo se presenta un mapa con la interpretación de los datos aeromagnéticos de la región noroccidental de la provincia del Chubut (Fig. 3), realizado sobre la base de a) la interpretación de los mapas aeromagnéticos de esta zona en escala 1:250.000 (SEGEMAR 2000a, b, c y d), b) el análisis de los datos digitales (perfiles y grillas) del levantamiento geofísico (SEGEMAR 1999), c) la verificación de campo de un número seleccionado de anomalías magnéticas y d) el establecimiento de relaciones entre el levantamiento aeromagnético y las unidades litológicas definidas regionalmente en las hojas geológicas en escala 1:250.000 del Servicio Geológico-Minero Argentino, Esquel (Lizuaín 1999a), Trevelín (Haller 1999), Gastre (Ardolino 1999) y Paso de Indios (Silva Nieto 1998) y en el Mapa geológico de la Provincia del Chubut en escala 1:750.000 (Lizuaín y Folguera 1995).

Levantamiento aeromagnético

El levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut fue realizada entre enero de 1998 y enero de 1999. El diseño del mismo es acorde con un cubrimiento de tipo regional, habiendo sido concebido como una contribución al mapeo geológico regional, también con vistas a la determinación de áreas favorables para la exploración minera.

Los perfiles magnéticos corresponden a líneas de vuelo de orientación norte-sur y espaciamiento de 1 km; las líneas de control tienen una orientación este-oeste, con un espaciamiento de 10 km; en ambos casos la altitud aproximada es de 120 m sobre el terreno.

La empresa contratista (World Geoscience) utilizó un avión Cessna Caravan, cuya velocidad fue mantenida en el orden de los 130 nudos. El posicionamiento de la aeronave durante el vuelo fue obtenido mediante el uso de un sistema GPS diferencial a razón de una lectura por segundo. Se usó un receptor móvil OMNI-STAR 3000 LR8 conjuntamente con un receptor estacionario TRIMBLE 4000SE para obtener el posicionamiento corregido en tiempo real. El posicionamiento post-procesamiento permitió obtener un error igual o inferior a los 5 metros. La registración del sistema GPS fue sincronizada con el sistema de adquisición de datos geofísicos.

El magnetómetro de medición aérea fue un SCINTREX CS-2 de vapor de cesio (sensibilidad 0,001 nT, rango de medición de 15.000 a 100.000 nT) con un intervalo de muestreo de 0,1 segundos (equivalente a aproximadamente 8 m a lo largo de las líneas de

vuelo). El magnetómetro de base es de idénticas características, habiéndose tomado las lecturas con un intervalo de muestreo de 1 segundo.

Otros instrumentos de relevancia incluyen: radar altimétrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos), altímetro barométrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos) y cámara de video para la filmación continua del terreno bajo la aeronave.

El procesamiento de los datos magnéticos incluyó: la verificación, remoción de *spikes* y filtrado de ruido de los perfiles magnéticos; la aplicación de la corrección magnética diurna (substrayendo la lectura del magnetómetro de base y luego agregándole su promedio); remoción del *IGRF* calculado para cada punto de medición (a la altitud verdadera de la medición y para una fecha fija en todo el levantamiento: 1998,5). Luego de estas correcciones se procedió a la nivelación final utilizando las intersecciones: éstas se calculan mediante un programa que, primeramente, extrae los valores magnéticos (y también de altitud y de posición x-y) de ambos juegos de líneas (N-S y E-O) en sus puntos de intersección y, en segundo lugar, interpola todos y cada uno de los pares de valores magnéticos así obtenidos. De este modo, tanto las líneas de producción (N-S) como las líneas de control (E-O) alcanzaron un ajuste perfecto en sus puntos de cruce. La empresa contratista utilizó un *software* propio para realizar el procesamiento aquí descrito; además, con fines de verificación, el SEGEMAR repitió el proceso mediante el uso del programa Geosoft.

Los valores magnéticos finales luego fueron reducidos a una grilla regular de 200 m de lado usando el método de curvatura mínima del módulo de grillado del programa Geosoft. A la grilla final del campo magnético total se le aplicó la técnica de reducción al polo en el dominio de la frecuencia; a partir de esta última grilla se obtuvo la primera derivada vertical (más abajo se hace referencia a estos operadores). El procedimiento para la preparación de los mapas de isovalores fue idéntico para todas las grillas: se utilizaron las rutinas de generación de curvas del programa Geosoft, que clasifica las curvas de isovalores en distintas jerarquías; de un modo análogo y con el mismo programa se generaron imágenes color y en escala de grises (véanse Figs. 1 y 2).

Síntesis geológica regional

La zona de estudio abarca parte de las provincias geológicas de Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica (Ramos 1999a), cuyo límite se ubica en el entorno de los 71° de longitud oeste.

Las principales unidades litológicas de la región comprenden el basamento precámbrico a paleozoico inferior, que está constituido por esquistos, filitas,

metacuarcitas, gneises y migmatitas de las Formaciones Arroyo Pescado (Suero 1948; Roller 1970; Spikermann 1978) y Cushamen (Volkheimer 1964). Las migmatitas son principalmente embrechitas, con neosoma calcosódico; las ectinitas están intruidas por tonalitas y granodioritas de la Formación El Platero (Dalla Salda *et al.* 1999). Estas últimas han sido correlacionadas con las granodioritas de Gastre y Lipe-trén (Volkheimer 1965) y con los granitoides de la Formación Mamil Choique (Volkheimer y Lage 1981).

El Neopaleozoico representado por el Grupo Tepuel (Suero 1948, 1953) y compuesto por areniscas, conglomerados, lutitas y diamictitas, se apoya discordantemente sobre el basamento. Las mejores exposiciones de este Grupo se encuentran en la sierra de Tepuel, donde conforman una faja de rumbo meridiano. Tres unidades han sido reconocidas (Page *et al.* 1984) dentro de este Grupo: la Formación Jaramillo es la secuencia basal (potencia mínima de 1.000 m, principalmente areniscas medianas a gruesas, escasas pelitas y diamictitas); la Formación Pampa de Tepuel alcanza unos 2.900 m de espesor constituidos por pelitas, fangolitas, diamictitas y areniscas; finalmente, la Formación Mojón de Hierro alcanza unos 500 m de espesor de areniscas y, en menor proporción, pelitas negras y ortoconglomerados polimícticos.

En el sector septentrional de la región, el Grupo Tepuel está intruido por granitoides jurásicos superiores. En su techo yacen en discordancia las sedimentitas liásicas de la Formación Piltriquitrón (González Bonorino 1974; *emend.* Lizuain 1980, 1983), como así también volcanitas cretácicas y volcanitas y sedimentitas paleógenas.

En la sierra de Tecka, en el sector austral de la región, sedimentitas liásicas correspondientes a la Formación Lepá (Turner 1982) se apoyan discordantemente sobre el Grupo Tepuel, y son intruidas por las rocas magmáticas intermedias a básicas (gabros, dioritas, diabasas) de la Formación Tecka (Turner 1982), equivalente al Complejo Cresta de los Bosques (Franchi y Page 1980), que a su vez está cubierta por volcanitas paleógenas.

La sedimentación liásica se produjo en una cuenca marina de transición, de rumbo NNO-SSE (Gabalón y Lizuain 1982; Uliana *et al.* 1985), compuesta por pelitas negras, limolitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, calizas, microconglomerados y conglomerados oligomícticos y polimícticos, que en la zona del cordón del Piltriquitrón alcanza un espesor de 200 m (Lizuain 1980); en algunos sectores contienen intercalaciones de volcanitas mesosilíceas a ácidas.

En el Jurásico medio a tardío en la región de estudio se desarrolló un amplio volcanismo vinculado a un arco volcánico calcoalcalino representado principalmente por andesitas y tobas andesíticas de la Formación Lago La Plata y equivalentes (Haller *et al.* 1981; Lizuain 1983, 1999b).

En los cordones de Leleque y Esquel afloran granitos, tonalitas y granodioritas jurásicas superiores de la Formación Leleque (Lizuain 1983) que intruyen a las sedimentitas liásicas y a las volcanitas de la Formación Lago La Plata e infrayacen al Grupo Divisadero; estos granitoides representarían el primer estado del emplazamiento del Batolito Patagónico (Lizuain 1999b).

Las volcanitas del Grupo Divisadero (Haller 1979; Pesce 1979; Lizuain 1999b) fueron emplazadas en un arco magmático calcoalcalino del Cretácico temprano (Lizuain 1983), comprendiendo principalmente mantos de andesita (dacitas, riolitas).

El plutonismo cretácico representa el emplazamiento principal y de mayor extensión del Batolito Patagónico, integrado por granodioritas, dioritas, tonalitas, granitos y cuerpos gábricos (Lizuain 1999b). Hacia el este de la faja batolítica afloran granitoides de similar composición (Formación Aleusco, Turner 1982; fase intrusiva del Complejo Eruptivo Cordón del Cherque, Franchi y Page 1990) que, según estos últimos autores, constituirían un arco magmático externo.

Estratigráficamente por encima de las unidades plutónicas se ubican las volcanitas ácidas y mesosilíceas paleoceno-eocenas del Complejo La Cautiva (Franchi y Page 1980; Page 1980; Turner 1982) y equivalentes (Formaciones Ventana y Huitrera), que integran la faja oriental del arco paleógeno (Rapela *et al.* 1984; Ardolino *et al.* 1999).

Estas unidades son sucedidas por sedimentitas sinorogénicas predominantemente continentales, asociadas al desarrollo de la cuenca de Ñirihuau (González Bonorino 1973; González Bonorino y González Bonorino 1978; Ramos 1982, 1999b; Spalletti 1982, 1984; Cazau *et al.* 1989). El relleno de esta cuenca, en la región de estudio, comprende las Formaciones Ñorquinco y Carinao, de edad oligoceno-miocena, y los depósitos miocenos medios de las Formaciones Collón Cura y La Mimosa. Estas unidades están cubiertas en discordancia por depósitos aterrizados cuaternarios.

Interpretación

Generalidades

El mapa de interpretación geológica del levantamiento aeromagnético que se presenta en la figura 3 representa lo que denominamos un mapa de «geología sólida» (en el sentido de Hungerford *et al.* 1996 y Chernicoff y Claire Zapata 1998), es decir un mapa cuyas unidades -unidades litomagnéticas o dominios litomagnéticos- están constituidas por zonas con una «firma» magnética uniforme, tal como ésta se

reconoce en los mapas aeromagnéticos de la región (véase SEGEMAR 2000a, b, c y d), entendiendo por «firma» magnética la intensidad y el gradiente del campo magnético medidos localmente.

Los dominios litomagnéticos definidos están limitados por cambios conspicuos en la «firma» magnética,

en muchos casos originados por fallas y/o fracturas.

Los dominios litomagnéticos pueden no coincidir con las unidades litológicas aflorantes en la región debido al carácter «transparente» de muchas de estas últimas al método aeromagnético, o bien pueden coincidir parcialmente, aunque difiriendo en su ex-

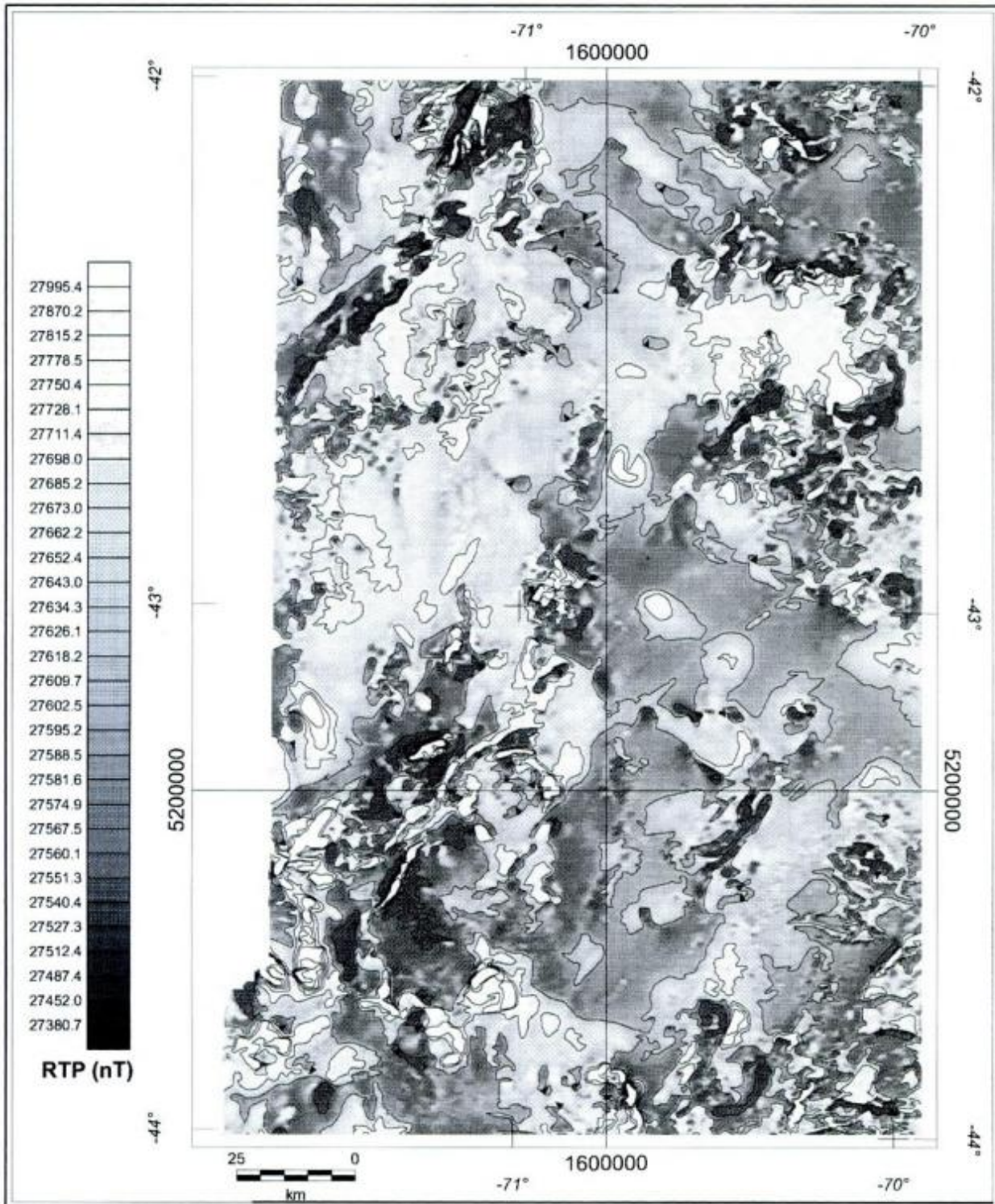


Figura 1: Mapa de la intensidad del campo magnético total reducida al polo, del noroeste de la provincia del Chubut. Intervalo de las curvas de isovalores: 150 nT.

tensión. Un claro ejemplo del primer caso en la región son los extensos depósitos glaciares, que no poseen expresión magnética alguna (bajo los parámetros de adquisición de datos mencionados en la sección Levantamiento aeromagnético), permitiendo, por lo tanto, analizar e interpretar directamente su

substrato. Un ejemplo del segundo caso lo constituye la mayor extensión areal del dominio litomagnético que interpretamos como correspondiente al basamento extendido, con respecto al basamento aflorante; en este caso también debemos señalar el carácter «transparente» de los sedimentos no-magnéticos

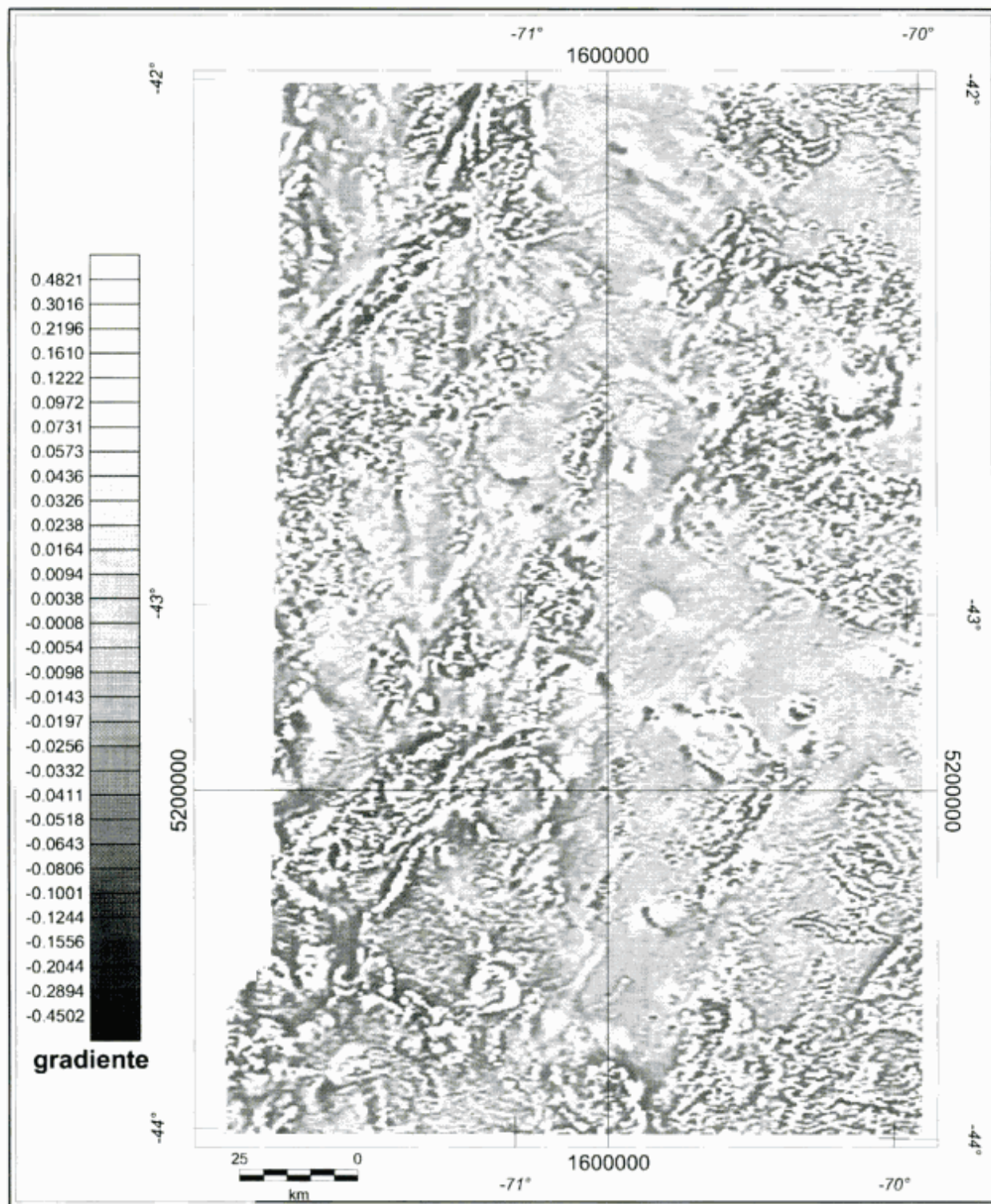


Figura 2: Mapa de la primera derivada vertical de la intensidad del campo magnético total reducida al polo, del noroeste de la provincia del Chubut.

que cubren al basamento.

Como parte del análisis de los datos magnéticos digitales, y con el objeto de obtener una mayor precisión en la determinación de la subdivisión de la región en dominios, se aplicaron diversas pruebas de procesamiento a los datos «crudos» de intensidad del campo magnético total.

Así es que se generaron mapas intermedios que fueron utilizados como herramientas de interpretación, tales como los mapas de intensidad del campo magnético total reducida al polo (Fig. 1) y de la primera derivada vertical de la intensidad del campo magnético total reducida al polo (Fig. 2), a partir de los datos grillados correspondientes.

Cabe señalar que la operación de reducción al polo produce un ajuste en la configuración de las anomalías magnéticas, al modificar la inclinación magnética local, de aproximadamente -41° (en nuestro caso) a -90° (la inclinación magnética del polo sur), de modo que las anomalías magnéticas quedan reubicadas exactamente sobre sus fuentes causativas (Silva 1986; Hansen y Pawlowski 1989; Leao y Silva 1989; Keating y Zerbo 1996).

Por otra parte, es sabido que en los levantamientos aeromagnéticos el gradiente vertical puede ser medido directamente (utilizando dos magnetómetros ubicados con una separación vertical conveniente), pero el mismo también puede ser calculado, como en el caso que nos ocupa, a partir de las lecturas del campo magnético total de un sólo magnetómetro de medición (Hood y Teskey 1989; la primera derivada vertical que resulta de este cálculo equivale al gradiente vertical). La característica saliente de este operador es que resalta las unidades geológicas someras con respecto a las más profundas, resuelve o define mejor las unidades geológicas de pequeño ancho debido a la menor longitud de onda de estas anomalías y, al maximizar las diferencias entre valores vecinos de intensidad del campo magnético, produce un realce de los rasgos estructurales (Thomas 1997; Hungerford *et al.* 1996).

Para la definición de los dominios a partir de los mapas aeromagnéticos se tomaron en cuenta rasgos tales como la mayor o menor intensidad del campo magnético, el mayor o menor gradiente magnético y la geometría de las anomalías, características que en conjunto fueron contrastadas con la expresión magnética de las unidades litológicas de la región y, en muchos casos, la verificación de las anomalías en el terreno.

Dominios litomagnéticos reconocidos

A continuación se presentan los dominios o unidades litomagnéticas reconocidas en la región de estudio:

1) Basamento precámbrico a paleozoico inferior: Este dominio (1, en Fig. 3) se caracteriza por un conspicuo gradiente magnético bajo, con una intensidad variable del campo magnético.

La superficie que abarca este dominio incluye las pequeñas áreas de afloramiento del basamento de la región (esquistos cuarzo-micáceos, metacuarcitas, filitas, micacitas y gneises de las Formaciones Arroyo Pescado y Cushamen), pero la extensión del mismo es mucho mayor que la extensión areal del basamento aflorante de la región, ya que éste está parcialmente cubierto por sedimentos no magnéticos o magnéticamente «transparentes».

La expresión magnética variable del basamento se interpreta como debida al diferente contenido de magnetita de sus componentes litológicos, variabilidad que por lo tanto puede contribuir al análisis como una herramienta de mapeo geológico detallado.

El rango de variación de la susceptibilidad magnética de estas rocas es de 20 a 25×10^{-5} (S.I.) en las metamorfitas de Arroyo Pescado y 25 a 60×10^{-5} (S.I.) en las metamorfitas del área Cushamen. Poco al norte de la región de estudio, en las metamorfitas del área Río Chico, la susceptibilidad magnética es de 20 a 50×10^{-5} (S.I.).

Debe tenerse en cuenta que el contraste de susceptibilidades magnéticas entre el basamento y las distintas unidades litológicas con las que está en contacto, es una fuente adicional de variación de la expresión magnética atribuida al basamento.

2) Sedimentitas carbonífero-pérmicas: Este dominio (2a, en Fig. 3) se caracteriza por la baja intensidad del campo magnético y el bajo gradiente magnético, que en conjunto reflejan la baja susceptibilidad magnética (30 a 35×10^{-5} S.I.) y el importante espesor de estas sedimentitas comprendidas en el Grupo Tepuel (areniscas, conglomerados, lutitas, diamictitas).

Es de notar la mayor extensión y una cierta diferencia en la distribución areal de este dominio, con respecto a los afloramientos del Grupo Tepuel.

3) Volcanitas y sedimentitas carbonífero-pérmicas: El área abarcada por este dominio (2b, en Fig. 3) se caracteriza por una intensidad mediana a alta del campo magnético, aunque con un gradiente magnético bajo.

En este dominio se incluye a las volcanitas y piroclastitas mesosilíceas aflorantes en el sector centro-occidental de la región de estudio, correspondientes a la Formación Nahuel Pan.

4) Sedimentitas jurásicas: Este dominio (3a, en Fig. 3) abarca tres áreas separadas entre sí, en todos los casos caracterizadas por una intensidad del campo magnético baja que contrasta con la mayor intensidad en los dominios circundantes.

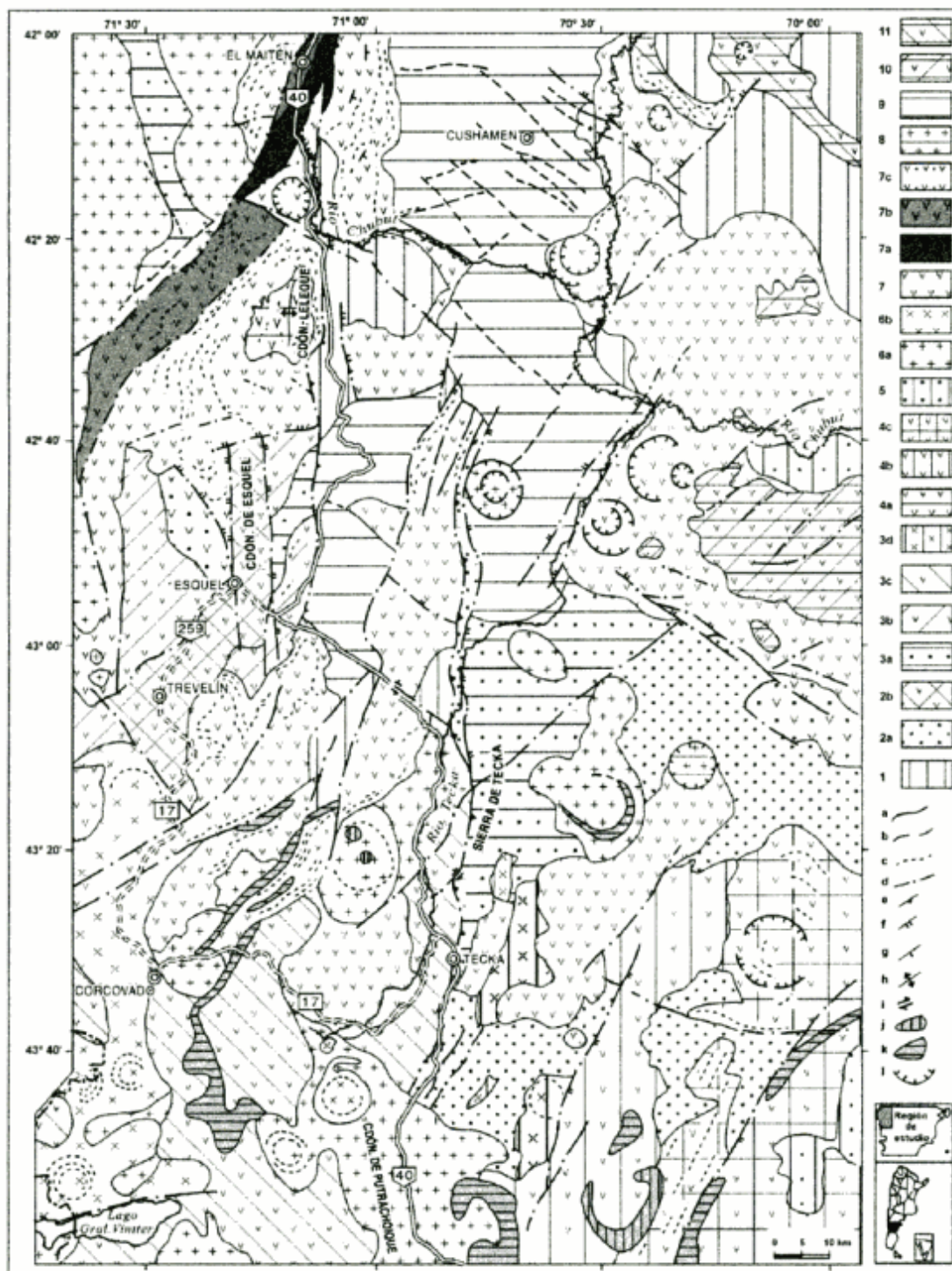


Figura 3: Mapa de interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético del noroeste de la provincia del Chubut. Referencias: 1: basamento precámbrico a paleozoico inferior, 2a: sedimentitas carbonífero-pérmicas, 2b: volcanitas-sedimentitas carbonífero-pérmicas, 3a: sedimentitas jurásicas, 3b: volcanitas jurásicas (norte), 3c: sedimentitas jurásicas (sur), 3d: gabros jurásicos, 4a: volcanitas cretácicas inferiores, 4b: volcanitas cretácicas inferiores a terciarias inferiores, 4c: volcanitas cretácicas superiores a terciarias superiores, 5: sedimentitas cretácicas superiores, 6a: granitos cretácicos superiores, 6b: leucogabros cretácicos superiores, 7: volcanitas paleoceno-eocenas, 7a: faja de alto magnético (en volcanitas paleoceno-eocenas), 7b: faja de bajo magnético (en volcanitas paleoceno-eocenas), 7c: volcanitas paleoceno-eocenas sobre sedimentos carbonífero-pérmicos, 8: granitoides oligocenos, 9: sedimentitas oligoceno-miocenas sobre el basamento, 10: basaltos miocenos sobre volcanitas paleoceno-eocenas, 11: basaltos cuaternarios, a: contacto entre dominios litomagnéticos, b: lineamientos magnéticos indiferenciados, c: trenes magnéticos, d: fallas/fracturas, e: falla inversa, f: falla directa, g: rumbo e inclinación de estrato, h: antiformal, i: sentido de movimiento de falla transcurrente, j: bajo magnético, k: alto magnético y l: centro efusivo/stock subvolcánico.

Los dos sectores ubicados en el noroeste de la región de estudio incluyen a la Formación Piltriquitrón, localmente compuesta por pelitas, areniscas, calizas y conglomerados.

El tercer sector identificado como perteneciente a este dominio litomagnético está ubicado en el área centro-sur de la región y comprende conglomerados, areniscas y limolitas de la Formación Lepá.

La susceptibilidad magnética medida en estas rocas es de 5 a 8×10^{-5} (S.I.).

5) *Volcanitas jurásicas*: Este dominio admite una división en dos subdominios en función de sus distintas características magnéticas.

a) Sector norte. Este subdominio (3b, en Fig. 3) está definido por un alto magnético con alto gradiente magnético.

Corresponde a las Formaciones Lago La Plata y Lago Fontana, localmente compuestas por andesitas, tobas andesíticas y areniscas tobáceas.

b) Sector sur. Este subdominio (3c, en Fig. 3) está definido por un bajo magnético y comprende volcanitas de la Formación Lago La Plata.

Si bien estas volcanitas constituyen un conjunto de andesitas, tobas andesíticas, dacitas y riolitas, la baja susceptibilidad magnética de estas rocas (0 a 2×10^{-5} S.I.), reflejada en la baja intensidad del campo magnético en el área cubierta por las mismas, sugiere un predominio volumétrico local de las composiciones más ácidas, donde el contenido de magnetita es menor.

Cabe mencionar que si la susceptibilidad magnética de estas rocas fuera alta, y aún así las mismas definieran un bajo magnético, ésto indicaría un predominio de la magnetización remanente sobre la magnetización inducida en estas rocas; sin embargo, este no es el caso y, por lo tanto, se deduce que la magnetización inducida predomina localmente sobre la magnetización remanente.

6) *Plutonitas jurásicas*: a) Granitos. Los granitos jurásicos de la región de estudio no tienen una clara expresión magnética en la geofísica regional (p. ej. granitoides de la Formación Leleque), quedando obliterados por otros dominios litomagnéticos, como las volcanitas terciarias (véase más abajo); por lo tanto, no definimos ningún dominio litomagnético que se corresponda con estas rocas. Por el contrario, como se verá más abajo, los granitos cretácicos sí tienen una clara expresión magnética regional.

b) Gabros. Este dominio litomagnético (3d, en Fig. 3) en el que quedan incluidos los gabros y dioritas de las Formaciones Tecka y Cresta de los Bosques está llamativamente caracterizado, en su mayor parte, por un bajo magnético.

La susceptibilidad magnética de estos gabros, de 40 a 80×10^{-5} S.I., puede considerarse baja para este tipo de rocas. Como es sabido, este parámetro

físico está directamente relacionado con el contenido de magnetita, de donde se deduce para estas rocas un bajo contenido de magnetita.

Así es que el valor numérico de la susceptibilidad magnética puede explicar, por lo menos parcialmente, la débil expresión magnética de estos cuerpos, que normalmente tendrían una señal magnética más pronunciada.

La otra causa debe estar necesariamente relacionada con la geometría de estos cuerpos, cuyo volumen debería ser relativamente pequeño. Esta inferencia coincide con recientes observaciones (Marquez, com. pers., 2000) que indican que los gabros constituirían lacolitos de menos de 200 m de espesor, intruidos concordantemente en las sedimentitas liásicas.

Cabe acotar que si los gabros fueran cuerpos de mayor extensión y, sobre todo, con «raíces» profundas, los mismos definirían un conspicuo alto magnético, lo cual no ocurre. Además, la distribución normal (para el hemisferio sur) que tienen las partes positivas y negativas de las anomalías generadas por estos cuerpos tampoco indica un predominio de la magnetización remanente en los mismos, que hubiera sido otro modo de explicar el bajo magnético.

7) *Volcanitas cretácicas*: a) Volcanitas cretácicas inferiores. Este dominio litomagnético localizado en el noroeste de la región de estudio (4a, en Fig. 3), comprende los mantos de andesitas y brechas andesíticas de la Formación Divisadero.

Desde el punto de vista geofísico, el área abarcada por este dominio se caracteriza por una intensidad del campo magnético mediana a alta y gradiente magnético alto.

Un pliegue antiformal submeridional reconocido en la imagen Landsat del área, se ve reflejado también en el mapa aeromagnético como una angosta (1 km) anomalía positiva con esa misma orientación.

b) Volcanitas cretácicas inferiores a terciarias inferiores. Este dominio litomagnético (4b, en Fig. 3), corresponde a volcanitas mesosilíceas y tobas de amplio desarrollo en el sector sudeste de la región estudiada (Formación Don Juan, cretácica inferior, y Complejo La Cautiva, terciario inferior). La intensidad mediana a alta del campo magnético y el gradiente magnético mediano a alto que caracterizan a este dominio obliteran la débil señal de los asomos de rocas sedimentarias en esta zona.

En la porción sur de este dominio se distingue un conspicuo bajo magnético de geometría anular, de unos 10 km de diámetro (j, en Fig. 3), que interpretamos como una posible zona de alteración instalada en las volcanitas mesosilíceas, que en el resto del dominio tienen una intensidad magnética mucho mayor, posiblemente reducida en este caso por una destrucción de magnetita y la generación de óxidos de hierro no magnéticos.

El alto magnético delineado también en la porción

sur de esta unidad ($43^{\circ} 48' / 70^{\circ} 25'$; k, en Fig. 3) puede corresponder a un dique o filón capa básico subaflorante, a juzgar por el alto gradiente positivo de la anomalía.

c) Volcanitas cretácicas superiores a terciarias superiores. Este dominio (4c, en Fig. 3) está en contacto e inmediatamente al este del anterior, distinguiéndose del mismo por su mayor gradiente magnético. El rasgo más conspicuo que se ha identificado en el sector del mapa aeromagnético abarcado por este dominio es una estructura circular de 11 km de diámetro ($43^{\circ} 30' / 70^{\circ} 07'$) que interpretamos como un centro efusivo correspondiente a los basaltos y traquitas oligocenas de las Formaciones Mesa Chata y La Vasconia.

Los altos magnéticos de geometría linear y orientación NE-SO ubicados dentro de este dominio (k, en Fig. 3) los interpretamos como diques básicos subaflorantes.

8) *Sedimentitas cretácicas superiores*: Este dominio (5, en Fig. 3) se caracteriza por un conspicuo bajo magnético con un gradiente magnético muy bajo, lo cual es el reflejo del importante espesor de las sedimentitas no magnéticas que lo integran (areniscas, limolitas y arcilitas de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán).

9) *Granitoides cretácicos superiores*: Se pueden diferenciar, por sus características magnéticas, granitos y leucogabros. Ambos grupos de rocas forman parte de lo que se conoce con la denominación informal de granitoides cordilleranos.

a) Granitos. Este dominio (6a, en Fig. 3) abarca un área con mediana a alta intensidad del campo magnético y gradiente magnético mediano a bajo. La susceptibilidad magnética de estas rocas está en el orden de los 25 a 35×10^{-5} (S.I.), es decir que es relativamente baja, aunque los valores aumentan en la proximidad de los leucogabros.

Característicamente, este dominio forma varias anomalías magnéticas circulares de 7 a 15 km de diámetro. En algunos casos estas anomalías se corresponden con cuerpos aflorantes conocidos, como los granitos Caquel y Aleusco ($43^{\circ} 20' / 71^{\circ} 02'$ y $43^{\circ} 15' / 70^{\circ} 28'$, respectivamente), pero en otros casos ($42^{\circ} 44' / 70^{\circ} 44'$ y $43^{\circ} 00' / 70^{\circ} 38'$) interpretamos estas anomalías como pequeños cuerpos subaflorantes que, por lo tanto, son desconocidos en la literatura geológica.

Consideramos que el alto magnético sub-anular de 10 km de diámetro y 1,2 km de ancho promedio que se distingue en el granito Aleusco ($43^{\circ} 15' / 70^{\circ} 28'$; k, en Fig. 3) puede corresponder a una aureola de metamorfismo térmico causante de un enriquecimiento local en magnetita.

En forma menos conspicua, una estructura anular también se esboza en el granito Caquel ($43^{\circ} 20' /$

$71^{\circ} 02'$), pero en este caso posiblemente causada por un fracturamiento anular de unos 10 km de diámetro; dentro de este último perímetro se detectan dos pequeños bajos magnéticos de aproximadamente 1,5 km de diámetro ($43^{\circ} 18' 05'' / 71^{\circ} 01' 40''$ y $43^{\circ} 20' 45'' / 70^{\circ} 59' 54''$; j, en Fig. 3) que interpretamos como pequeñas zonas de alteración.

Las anomalías magnéticas lineares positivas de muy alto gradiente, de orientación NE-SO, ubicadas al oeste y sudoeste del granito Caquel (p. ej $43^{\circ} 21' / 71^{\circ} 11'$ y $43^{\circ} 32' / 71^{\circ} 19'$; k, en Fig. 3), de 8 a 18 km de largo por aproximadamente 1 km de ancho, pueden interpretarse como diques básicos post-granito.

b) Leucogabros. El área abarcada por los leucogabros (clasificación de Haller, com. pers. 1999) se caracteriza por una intensidad muy alta del campo magnético y gradiente magnético muy alto (6b, en Fig. 3). En algunos sectores de este dominio se ha llegado a medir una susceptibilidad magnética de 3.700×10^{-5} (S.I.) que explica la pronunciada respuesta magnética de estas rocas.

Los leucogabros forman conspicuas anomalías circulares de 5 a 10 km de diámetro que reflejan la forma de estos cuerpos, como por ejemplo las ubicadas en $43^{\circ} 44' / 71^{\circ} 04'$ y $43^{\circ} 51' / 71^{\circ} 39'$, en áreas cubiertas casi totalmente por depósitos glaciares modernos.

10) *Volcanitas terciarias inferiores (paleoceno-eocenas)*: Este dominio litomagnético (7, en Fig. 3) incluye la amplia variedad de volcanitas y piroclásticas pertenecientes a las Formaciones Ventana, La Cautiva, Huitrera y Cerro Menuco.

Las áreas abarcadas por este dominio se distinguen por su gradiente magnético muy alto, típico de rocas volcánicas magnéticas aflorantes que yacen subhorizontalmente. Para la identificación de esta unidad en el mapa aeromagnético de la región, el criterio del gradiente magnético es, en sí mismo, mucho más distintivo que la intensidad del campo magnético, que es variable.

Dentro de esta unidad se han identificado numerosas estructuras subcirculares de 3 a 10 km de diámetro, que interpretamos como centros efusivos.

Los valores de susceptibilidad magnética para estas rocas se agrupan en dos rangos: los valores más bajos, de 40 a 70×10^{-5} (S.I.), corresponden a los términos más silíceos, y los valores mayores, de 100 a 400×10^{-5} (S.I.), corresponden a los términos más básicos.

11) *Faja de alto magnético (en las volcanitas paleoceno-eocenas)*: Bajo esta denominación abarcamos una faja de orientación NE-SO, de 28 km de largo por 3 a 4 km de ancho, en la que se distingue una respuesta magnética de alta intensidad (7a, en Fig. 3).

Esta faja está constituida por lavas basálticas tho-

léfticas con olivina (clasificación de Godeas, com. pers., 2000), que tienen una susceptibilidad magnética alta, del orden de los 1.500×10^{-5} (S.I.), que contrasta con la susceptibilidad magnética de 40 a 400×10^{-5} (S.I.) medida en las volcánitas circundantes.

Incluimos estas rocas dentro del dominio de las volcánitas paleoceno-eocenas, si bien el contacto por falla con las mismas hace necesario un estudio mayor de la estratigrafía local.

12) Faja de bajo magnético (en las volcánitas paleoceno-eocenas): Dentro del dominio correspondiente a las volcánitas terciarias inferiores (7, en Fig. 3), en el noroeste de la región de estudio, se destaca un bajo magnético de alto gradiente, que constituye una importante faja de orientación NE-SO, de 40 km de largo por 8 km de ancho (7b, en Fig. 3), que hemos interpretado como un graben.

Regionalmente, las rocas ubicadas dentro de esta faja han sido mapeadas como andesitas (Lizuain y Folguera 1995), rocas que normalmente darían lugar a una mayor intensidad magnética resultante de una susceptibilidad magnética relativamente alta.

Así es que, el bajo magnético que caracteriza a esta faja puede explicarse, o bien porque las rocas en este sector están alteradas (andesitas alteradas), con la destrucción de magnetita que ello podría implicar (y la generación de óxidos de hierro no magnéticos), o bien porque esta faja contiene volcánitas con magnetización remanente predominante.

Si se comprobara esta última alternativa, esto en sí mismo indicaría una edad diferenciada para las rocas contenidas dentro de esta faja, con respecto al dominio litomagnético correspondiente a las volcánitas paleoceno-eocenas.

13) Volcánitas terciarias inferiores (paleoceno-eocenas) sobre sedimentos carbonífero-pérmicos: Este dominio (7c, en Fig. 3) es una variante de aquél descrito más arriba (7, en Fig. 3), del que se diferencia por su menor contenido de altas frecuencias (o menor gradiente magnético).

14) Granitoides oligocenos: Este dominio litomagnético (8, en Fig. 3) queda circunscripto a una anomalía circular de 8 km de diámetro, de gran intensidad y muy alto gradiente magnético.

El área ocupada por esta anomalía coincide con lo que regionalmente ha sido mapeado como el Complejo Ígneo Tapera de Burgos (Silva Nieto 1998), de edad oligocena, integrado por dioritas, monzodioritas, tonalitas y granodioritas.

15) Sedimentitas terciarias (oligoceno-miocenas) sobre el basamento: El área abarcada por este dominio litomagnético (9, en Fig. 3) está cubierta principalmente por sedimentitas oligoceno-miocenas pertenecientes a las Formaciones Ñorquinco y Collón Cura.

Sin embargo, las señales magnéticas de este dominio y del basamento aledaño son muy similares (gradiente magnético bajo e intensidad variable del campo magnético, desde baja hasta mediana-alta), por lo que interpretamos que las sedimentitas no llegan a obliterar la señal magnética del basamento, sobre el cual se deben apoyar directamente.

Consideramos, además, que los sectores de este dominio en los que se registran menores intensidades del campo magnético se ubican donde la cobertura sedimentaria es de mayor espesor (p. ej., en la proximidad de $42^\circ 42' / 70^\circ 36'$ y de $42^\circ 55' / 70^\circ 41'$).

16) Basaltos miocenos sobre volcánitas paleoceno-eocenas: En el sector oriental de la región de estudio este dominio (10, en Fig. 3) abarca las zonas con máximo gradiente magnético, el cual permite diferenciarlo del dominio litomagnético correspondiente a las volcánitas paleoceno-eocenas (7, en Fig. 3).

17) Basaltos cuaternarios: El área abarcada por este dominio (11, en Fig. 3) se caracteriza por un alto gradiente e intensidad del campo magnético; dentro del mismo se distingue un rasgo circular de 2,5 km de diámetro que hemos interpretado como un centro efusivo.

Observaciones estructurales

La región de estudio registra tres eventos de deformación principales, según ha sido mencionado en numerosos trabajos (p. ej. Franchi y Page 1980; Gabaldón y Lizuain 1982; Lizuain 1983, 1999b; Ramos 1983, 1999c; Ramos *et al.* 1982; Uliana *et al.* 1985; Dalziel *et al.* 1987; Barcat *et al.* 1989; González Bonorino 1991; Ghiara *et al.* 1999; Giacosa y Márquez 1999; Page y Page 1999): un evento compresivo en el Neopaleozoico, un período extensional durante el Mesozoico y un evento de deformación compresiva ocurrido durante el Terciario, relacionado con el levantamiento de la cordillera de los Andes.

El levantamiento aeromagnético ha permitido identificar un número de estructuras mayores que corresponden principalmente al evento compresivo terciario, sin que las mismas constituyan la totalidad del esquema estructural regional (Fig. 3).

En líneas generales, las estructuras identificadas guardan relación con aquéllas que están trazadas en los mapas geológicos regionales del área, p. ej. Mapa geológico de la provincia del Chubut, escala 1:750.000 (Lizuain y Folguera 1995) y las hojas geológicas en escala 1:250.000, del Servicio Geológico-Minero Argentino, Esquel (Lizuain 1999a), Trevelín (Haller 1999), Gastre (Ardolino 1999) y Paso de Indios (Silva Nieto 1998).

Sin embargo, hay una diferencia saliente con res-

pecto a la información previa aportada por los mapas geológicos, que reside en la mayor continuidad espacial de las estructuras debido al carácter «transparente» principalmente de la cobertura cuaternaria no magnética. Encontramos también algunas diferencias relacionadas con aspectos claramente interpretativos, como la ubicación precisa de estructuras, la adición de estructuras no identificadas por los métodos convencionales y, en algunos casos, la interpretación distinta de la vergencia del fallamiento.

Con respecto a la vergencia de los corrimientos principales, ésta ha sido interpretada en función de la relación de edad entre los dominios litomagnéticos (no las unidades litológicas) que los corrimientos ponen en contacto.

Los dos ejemplos más notorios de corrimientos interpretados son:

1) El corrimiento de rumbo norte-sur y vergencia oeste (en la proximidad de la longitud $71^{\circ} 10'$, al este del cordón de Leleque) que pone en contacto, por un lado, a los dominios litomagnéticos 1 y 9 (Fig. 3), correspondientes al basamento y a las sedimentitas oligoceno-miocenas sobre el basamento, respectivamente, con, por otro lado, los dominios litomagnéticos 3a, 3b y 7 (Fig. 3), correspondientes a las sedimentitas y volcanitas jurásicas y volcanitas paleoceno-eocenas, respectivamente.

2) El corrimiento de rumbo norte-sur y vergencia oeste (en la proximidad de la longitud $70^{\circ} 45'$: borde oeste de la sierra de Tecka) que pone en contacto, fundamentalmente, a los dominios litomagnéticos 9 y 7 (Fig. 3), correspondientes a las sedimentitas oligoceno-miocenas sobre el basamento y a las volcanitas terciarias inferiores, respectivamente.

En ambos casos estas estructuras están ubicadas en la zona andina, a preandina, de la región de estudio, por lo que, analizadas en el contexto del avance del frente orogénico andino hacia el antepaís, las mismas pueden ser consideradas como retrocorrimientos regionales originados por la inversión tectónica terciaria de fallas extensionales mesozoicas; este mismo fenómeno ha sido mencionado previamente (Giacosa y Marquez 1999), en particular, para el levantamiento de la sierra de Tecka.

Más hacia el este, en la zona precordillerana hay una ausencia de lineamientos regionales de dirección norte-sur, hallándose en cambio estructuras de orientación NE-SO y NO-SE, siendo esta última la dirección más prominente. En el sector sudoriental de esta zona se destaca el alineamiento NO-SE de *stocks* plutónicos y centros efusivos, de edades cretácicas superiores hasta oligocenas. La prominencia de la dirección estructural NO-SE en la zona oriental permite relacionarla con el denominado sistema de Gastre (Coira *et al.* 1975) desarrollado en el Macizo Nordpatagónico.

Conclusiones

El estudio de interpretación del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut ha permitido generar un mapa de geología sólida cuyos dominios litomagnéticos se extienden por debajo de los sedimentos cuaternarios y/u otras unidades no magnéticas, contribuyendo así a la identificación de las unidades litológicas en el subsuelo de la región.

Los dominios litomagnéticos reconocidos comprenden áreas con «firma» magnética homogénea, para los que se ha establecido una correspondencia con la geología aflorante. Se identificaron los siguientes dominios litomagnéticos: 1: Basamento precámbrico a paleozoico inferior, 2: Sedimentitas carbonífero-pérmicas, 3: Volcanitas y sedimentitas carbonífero-pérmicas, 4: Sedimentitas jurásicas, 5: Volcanitas jurásicas (y subdominios), 6: Plutonitas jurásicas (gabros), 7: Volcanitas cretácicas (y subdominios), 8: Sedimentitas cretácicas superiores, 9: Granitoides cretácicos superiores (y subdominios), 10: Volcanitas paleoceno-eocenas (y fajas de alto y bajo magnético), 11: Volcanitas paleoceno-eocenas sobre sedimentos carbonífero-pérmicos, 12: Granitoides oligocenos, 13: Sedimentitas oligoceno-miocenas sobre el basamento, 14: Basaltos miocenos sobre volcanitas paleoceno-eocenas y 15: Basaltos cuaternarios.

Del análisis de las características magnéticas de estos dominios se han obtenido numerosas precisiones, tales como: la ubicación y geometría de centros efusivos en volcanitas cretácicas y terciarias aflorantes, la ubicación y geometría de diques básicos terciarios subaflorantes y de *stocks* cretácicos cubiertos por depósitos glaciares modernos, la distinción de espesores mayores y menores en las sedimentitas de distintas edades, el delineado de una aureola de metamorfismo térmico en un granitoide cretácico, la determinación de la geometría de granitoides cretácicos y terciarios, la delimitación de una zona de volcanitas terciarias con posible magnetización remanente dominante; asimismo, se ha podido inferir que el volumen de los gabros jurásicos es muy reducido.

El levantamiento aeromagnético también ha permitido identificar algunas estructuras mayores correspondientes principalmente al evento compresivo terciario.

En el sector andino, el ejemplo principal es un retrocorrimiento regional de orientación norte-sur y vergencia oeste que habría levantado la sierra de Tecka, estructura posiblemente originada por la inversión tectónica terciaria de una falla extensional mesozoica.

Más hacia el este, en la zona precordillerana, a partir del levantamiento aeromagnético se han definido estructuras de orientación NE-SO y NO-SE. La dirección NO-SE es la de mayor desarrollo; se ha

identificado un alineamiento de *stocks* plutónicos y centros efusivos (algunos de ellos subaflorantes y, por lo tanto, no mapeados regionalmente) que siguen esta orientación. Asignamos la estructuración NO-SE al denominado sistema de Gastre, desarrollado en el Macizo Nordpatagónico.

Algunos bajos magnéticos de la región de estudio han sido interpretados como probables zonas de alteración, lo cual hace necesaria su verificación sobre el terreno por su posible prospectividad minera.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al SEGEMAR por el permiso de publicación de este trabajo. Asimismo, se desea agradecer las observaciones de los árbitros de la revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A., 1999. Hoja Geológica 4369 I Gastre, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. (Inédito).
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F., 1999. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. En: Caminos, R., (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Anales 29 (18): 579-612. Buenos Aires.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6: 319-345. Tucumán.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuenas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica: 299-318. Tucumán.
- Chernicoff, C.J. y Claire Zapata, M., 1998. Estudio preliminar de interpretación geológica del levantamiento aeromagnético del área Las Petas, República de Bolivia. Servicio Geológico-Minero Argentino, Anales, 31: 81-85. Buenos Aires.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut), República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 361-383. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1999. El basamento pre-gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29 (5): 107-132, Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garret, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B. and Pankhurst, R.J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. In: Coward, M.P. (Ed): Extensional Tectonics, Geological Society, Special Publication 28: 433-441.
- Franchi, M. y Page, R.F., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2): 208-229. Buenos Aires.
- Franchi, M. y Page, R.F., 1990. El arco magmático Jurásico-Cretácico de la Precordillera del Chubut en el curso superior del arroyo Genoa. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 19-22. San Juan.
- Gabaldón, V. y Lizuain, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del Noroeste del Chubut, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 509-526. Buenos Aires.
- Ghiara, M.R., Haller, M.J., Stanzioni, D., Barbieri, M., Menditti, I., Castorina, F., Trudu, C., Demichelis, A.H. and Meister, C.M., 1999. Calk-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43° 10'S): Geochemistry and geochronology. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 2: 178-181.
- Giacosa, R.E. y Márquez, M.J., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: Caminos, R., (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Anales 29 (17): 444-459. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao, Provincia de Río Negro. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales, Publicación 16, San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F., 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfírica» de la Cordillera Patagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (2): 145-154. Buenos Aires.
- González Bonorino, G., 1991. Late Paleozoic orogeny in the northwestern Gondwana continental margin, western Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences 4 (1-2): 131-144.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (3): 175-210. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1979. Descripción geológica de la Hoja 44a-b, Trevelin, Provincia del Chubut, Servicio Geológico Nacional. (Inédito). Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1999. Hoja Geológica 4372 IV Trevelin, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. (Inédito). Buenos Aires.
- Haller, M.J., Lapido, O.R., Lizuain, A. y Page, R.F., 1981. El tithoniano-neocomiano en la evolución de la cordillera patagónica. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (Eds.): Cuenas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. 1, p. 221-238. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires.
- Hansen, R.O. and Pawlowski, R.S., 1989. Reduction to the pole at low latitude by Wiener filtering. Geophysics, 54 (12): 1607-1613.
- Hood, P. and Teskey, D.J., 1989. Aeromagnetic gradiometer program of the Geological Survey of Canada. Geophysics, 54 (8): 1012-1022.
- Hungerford, N., Sims, J.P. y Stuart-Smith, P.G., 1996. Interpretación geofísica (magnética) de las Sierras de San Luis y Comechingones, Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Proyecto Cooperativo Argentino-Australiano. Servicio Geológico-Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas (Geofísica), 2, Buenos Aires.
- Keating, P. and Zerbo, L., 1996. An improved technique for reduction to the pole at low latitudes. Geophysics, 61 (1): 131-137.
- Leao, J.W.D. and Silva, J.B.C., 1989. Discrete linear transformations of potential field data. Geophysics, 54 (4): 497-507.
- Lizuain, A., 1980. Las formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (1): 69-72. Buenos Aires.
- Lizuain, A., 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito). Buenos Aires.
- Lizuain, A., 1999a. Hoja Geológica 4372 II Esquel, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. (Inédito). Buenos Aires.
- Lizuain, A., 1999b. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la cordillera patagónica septentrional. En: Caminos, R., (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Anales 29 (17): 433-443. Buenos Aires.

- Lizvain, A. y Folguera, A., 1995. Mapa geológico de la Provincia del Chubut, escala 1:750.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- Page, R.F., 1980. La edad del Cautivalitense en su área tipo, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 80-86. Buenos Aires.
- Page, S. y Page, R., 1999. Las diabasas y gabros del Jurásico de la Precordillera del Chubut. En: Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales* 29 (17): 489-495. Buenos Aires.
- Page, R.F., Limarino, C.O., López Gamundi, O. y Page, S., 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, Provincia del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 619-632.
- Pesce, A.H., 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43°30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 257-270. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1982. Las intrusiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia. *Actas 3º Congreso Geológico Chileno*, 1(A): 262-288, Concepción.
- Ramos, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *Actas 2º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 107-124.
- Ramos, V.A., 1999a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales* 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999b. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales* 29 (22): 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999c. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales* 29 (24): 715-759. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J. and Muñoz, J., 1982. The magmatic evolution of the austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, 18 (3-4): 411-443. Amsterdam.
- Rapela, C., Spalletti, L.A., Merodio, J. y Aragón, E., 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del 11º Congreso Geológico Argentino* 1 (8): 189-213.
- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 273-277. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 1999. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Área Esquel-Trevelin. Datos digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 2000a. Mapa Aeromagnético de la Hoja 4372 II Esquel, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 2000b. Mapa Aeromagnético de la Hoja 4372 IV Trevelin, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 2000c. Mapa Aeromagnético de la Hoja 4369 I Gastre, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 2000d. Mapa Aeromagnético de la Hoja 4369 III Paso de Indios, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- Silva, J.B.C., 1986. Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics*, 51 (2): 369-382.
- Silva Nieto, D., 1998. Hoja Geológica 4369 III Paso de Indios, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- Spalletti, L., 1982. Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 286-311. Buenos Aires.
- Spalletti, L., 1984. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 454-468. Buenos Aires.
- Spikermann, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 17-35. Buenos Aires.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico Superior en la zona extraandina del Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 287: 31-48. Buenos Aires.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8: 37-53. Buenos Aires.
- Thomas, M.D., 1997. Gravity and magnetic prospecting for massive sulphide deposits: a short course sponsored under the Bathurst Mining Camp EXTECH II Initiative. Geological Survey of Canada, Open File 3514.
- Turner, J.C., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 180: 1-92. Buenos Aires.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 231-253. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71° . *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (3): 326-350. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., y Lage, J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Chubut. Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 181: 1-72. Buenos Aires.

Recibido: 21 de febrero, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis

Norma BROGIONI

*Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. CONICET
Calle 122 y 60, 1900 La Plata.*

RESUMEN. Virorco y El Fierro son cuerpos pequeños, de forma lenticular, emplazados en la secuencia meta-sedimentaria cambro-ordovícica denominada Complejo Metamórfico Pringles. Son parte de la faja de cuerpos máficos y ultramáficos que, con rumbo NNE-SSO, se extiende sobre el flanco oriental de la sierra de San Luis, perteneciente a las Sierras Pampeanas Orientales. Las rocas de campo expuestas cerca de las intrusiones derivan de protolitos grauwáquicos y subgrauwáquicos, y cuarcitas y granitos en menor proporción, metamorizados a gneises en facies anfíbolita alta durante el Ordovícico temprano. La paragénesis incluye Grt, Sil, Bt, Kfs, Pl, Qtz y opacos, aunque se han encontrado asociaciones con Crd, indicativas de mayor temperatura, en los septos, las cuales han sido reconocidas también por otros autores en gneises migmatíticos de otros lugares. Este evento tecto-metamórfico ordovícico fue responsable de la foliación penetrativa NNE-SSO, del plegamiento de los gneises y del boudinamiento de los cuerpos. Las rocas de los bordes de las lentes muestran fábricas foliadas como consecuencia de este fuerte estiramiento, mientras que en los núcleos se preservan microestructuras ígneas. En Virorco existe una distribución selectiva de las unidades petrográficas, con rocas ultramáficas de grano grueso en la parte central y rocas máficas en los bordes, pero esta disposición no está clara en El Fierro, probablemente debido a su delgado tamaño. Las rocas de campo experimentaron posteriormente deformación dúctil, que originó milonitas a partir de los gneises, pero las rocas ígneas no fueron mayormente afectadas, aunque algunas retrogradaciones locales podrían haber sido causadas por la migración de fluidos durante ese evento.

Palabras clave: *Complejos máficos y ultramáficos, Rocas de caja metamórficas, Sierra de San Luis*

ABSTRACT. *Geology of the Virorco and El Fierro bodies, mafic-ultramafic belt of the eastern flank of Sierra de San Luis.* Virorco and El Fierro are small, lens-shaped mafic and ultramafic bodies emplaced in a Cambrian-Ordovician metasedimentary sequence, the Pringles Metamorphic Complex. They are part of the narrow NNE-SSW belt, made up of several similar lenses, which crops out on the eastern flank of Sierra de San Luis, a geological unit belonging to the Eastern Pampean Ranges. Country rocks exposed near both intrusions are derived from greywacke, sub-greywacke, and minor quartzite and granitic rock metamorphosed to upper amphibolite facies gneiss during the early Ordovician. Mineral paragenesis includes Grt, Sil, Bt, Pl, Kfs, Qtz and opaques, although higher-temperature Crd-bearing associations have been recognised in the septa, and by other workers in migmatitic gneisses from elsewhere. The Ordovician tecto-metamorphic event was responsible for the NNE-SSW striking penetrative foliation and folding of gneisses, and for the boudinage bodies. The margins of deformed lenses are strongly foliated as a result of the stretching, whereas igneous microstructures are still preserved in lens nuclei. There is a selective distribution of the major petrographic units in Virorco, with coarse-grained ultramafic rocks in the central part of the intrusion and mafic ones in the outer parts, but a similar arrangement is not clear in El Fierro, probably because of its very narrow shape. Country rocks underwent later ductile deformation, giving rise to mylonites in the gneisses but igneous rocks were not so affected, apart from some local retrograde affect, perhaps caused by fluid migration during the same event.

Key words: *Geology, Mafic-ultramafic complexes, Metamorphic country rocks, Sierra de San Luis*

Introducción

Virorco y El Fierro forman parte de la faja de rocas máficas y ultramáficas que aflora en el borde oriental de la sierra de San Luis. Ambos cuerpos se localizan en el sector sur de la misma y están ubicados a unos 4,5 km al noroeste de la localidad de El Trapiche, 40 km al norte de la ciudad de San

Luis (Fig. 1). Inmediatamente al sur de ellos se encuentra el cuerpo de Las Águilas y hacia el norte, La Bolsa, La Melada y La Gruta.

Virorco es conocido desde mediados del siglo XIX, ya que la mina homónima -ubicada en el borde oriental sur del cuerpo-, era explotada por cobre y el mineral extraído se fundía en un horno instalado en El Trapiche. Algunas de sus rocas fueron descritas a

principios de siglo pasado (Backlund, en Gerth 1914), pero su posición geológica se documentó años más tarde (Pastore y Ruiz Huidobro 1952). El estudio geológico y petrográfico detallado de la porción sur del cuerpo fue realizado posteriormente por González Bonorino (1961), quien definió aquí la existencia de «granulitas» en las rocas de caja adyacentes. Luego, en la década del '70, la Dirección General de Fabricaciones Militares inició el estudio prospectivo de éste y de otros cuerpos del extremo sur de la faja, para evaluar su potencial minero (Schmidt-Eisenlohr 1972; Horak 1973; Rial 1978). En lo que respecta al cuerpo El Fierro, que aloja un yacimiento cuyo sombrero de hierro se explotó por hematita y limonita, fue mapeado parcialmente por el Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA, 1973) para la Dirección General de Fabricaciones Militares (Dekowski y Schiebel 1972).

En el trabajo que aquí se presenta se ha efectuado el estudio geológico de ambos cuerpos y de sus rocas encajantes, con la finalidad de obtener el mapa de cada uno de ellos, mejorar el conocimiento del terreno metamórfico adyacente mediante el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas que lo constituyen, y avanzar en la dilucidación de las relaciones geológicas entre magmatismo y metamorfismo. Constituye, por ello, otro aporte al conocimiento de los complejos máficos y ultramáficos del basamento de la sierra de San Luis.

Metodología analítica

El estudio geológico se efectuó sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:20.000 y reconocimientos de campo y, en el caso de Virorco, además, se realizaron dos perfiles topográfico-geológicos de detalle. Las metamorfitas encajantes estudiadas corresponden tanto a las zonas adyacentes a ambos cuerpos como a sectores próximos a otras lentes del extremo sur de la faja. Los análisis químicos de elementos mayoritarios y traza de las rocas metamórficas se realizaron por fluorescencia de rayos X con un aparato Philips PW 1404, en perlas y pastillas, respectivamente, y las curvas de calibrado se construyeron con patrones internacionales. La determinación del FeO se efectuó por titulación con MnO_4K .

Las abreviaturas utilizadas para los minerales provienen de Kretz (1983).

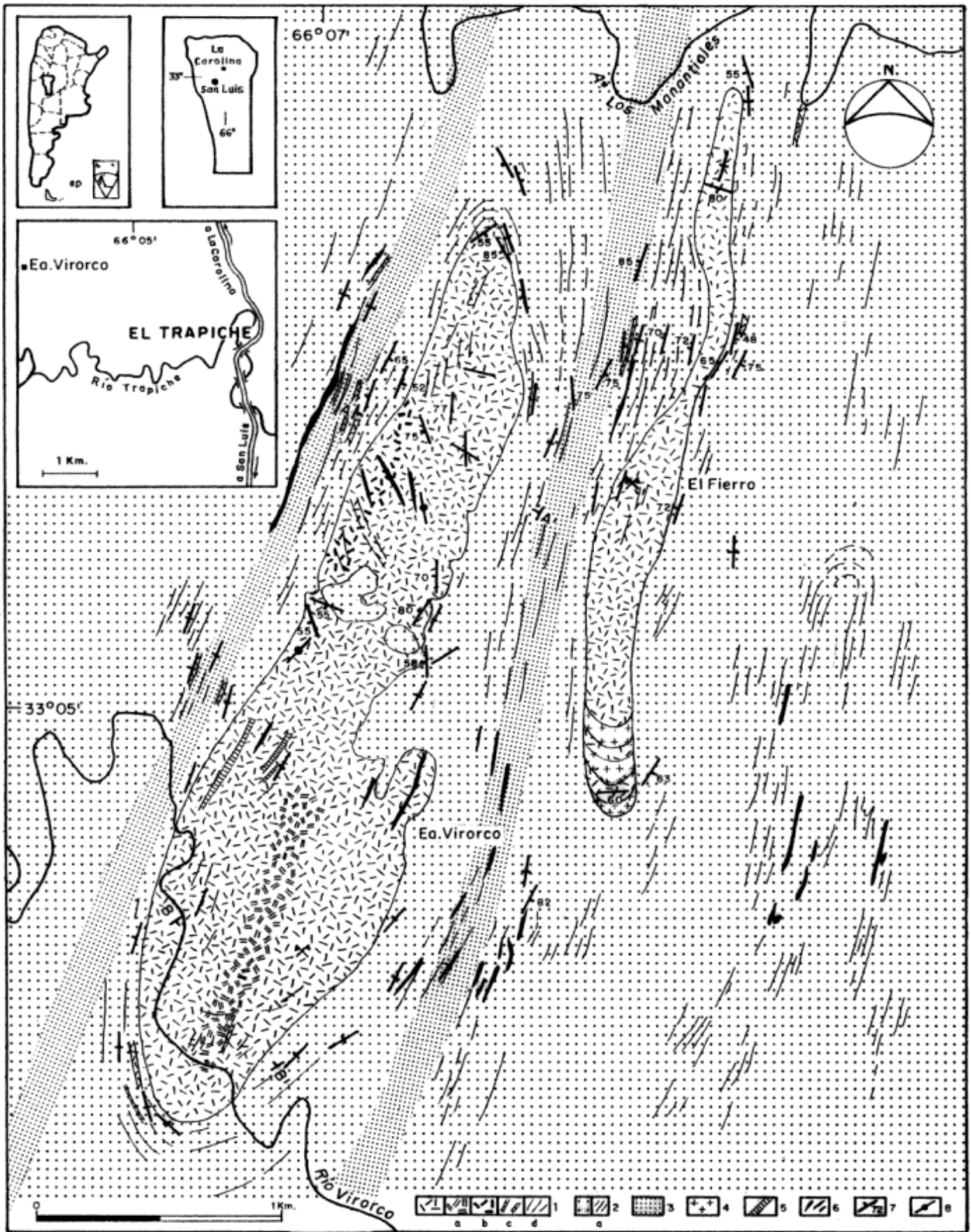
Contexto geológico de la sierra de San Luis

El basamento de la sierra de San Luis está conformado por fajas submeridionales de rocas metamórficas regionales, cuyo grado varía desde facies esquistos verdes hasta anfibolitas almandínicas, y por una serie de plutonitas ácidas y básicas. El magmatismo granítico -del cual se han identificado varios ciclos a lo largo del Paleozoico- está muy difundido en la sierra y ha sido objeto de numerosos mapeos y estudios petrológicos (ver Llambías *et al.* 1998 para una síntesis de su conocimiento). Por el contrario, los estudios geológicos que involucran a los complejos máficos parecen indicar, al menos hasta el presente, que se trata de un magmatismo de naturaleza espacial y temporalmente más restringida.

El complejo metamórfico fue inicialmente interpretado a partir de una secuencia sedimentaria marina de edad posiblemente precámbrica, con lavas básicas y ultrabásicas asociadas (Kilmurray y Dalla Saldá 1977; Kilmurray y Villar 1981; Criado Roqué *et al.* 1981; Prozzi 1990; Ortiz Suárez *et al.* 1992). Más recientemente, Sims *et al.* (1997) y von Gosen y Prozzi (1998) postulan la existencia de dos dominios litológicos y estructurales mayores en la sierra de San Luis. Sims *et al.* (1997) consideran que el más antiguo de ellos -el Complejo Metamórfico Nogolfes de edad cámbrica, se extiende a lo largo del flanco occidental, y está conformado por ortogneises y en menor proporción gneises pelíticos. El dominio más joven, denominado Complejo Metamórfico Pringles, ocupa el borde oriental de la sierra y está constituido por gneises y esquistos pelíticos y psamíticos, ortogneises, anfibolitas, pegmatitas y escasas rocas calco-silicáticas, derivados de una secuencia turbidítica de retroarco depositada entre el Cámbrico tardío y el Devónico temprano. Von Gosen y Prozzi (1998), por su parte, proponen el Complejo Basamento Occidental -de edad proterozoica- y el Complejo Basamento Oriental, para el sector oeste y este de la sierra, respectivamente. El Complejo Basamento Oriental estaría integrado por esquistos micáceos, esquistos y gneises migmatíticos con $Sil+Grt+Bt$, gneises con $Bt+Pl$ y cuarcitas, y por lo tanto equivaldría sólo parcialmente al Complejo Metamórfico Pringles de Sims *et al.* (1997).

Camacho e Ireland (1997) consideran que en el transcurso del ciclo orogénico Famatiniano (que se extendería desde el Cámbrico medio a tardío hasta

Figura 1: Mapa geológico de Virorco y El Fierro. 1: Rocas máficas a: ultramafitas de grano grueso; b: porfíricas; c: diques en basamento; d: diaclasas; 2: Gneises migmatíticos a: orientación regional de la foliación; 3: Milonitas; 4: Granitoides; 5: Septos de basamento; 6: Pegmatitas; 7: Rumbo y buzamiento de la foliación en las rocas de caja, y de diaclasas/clivaje en las rocas máficas; 8: Rumbo y buzamiento de la foliación en las rocas máficas. Los sectores cubiertos en forma parcial o total, dentro de los cuerpos así como en el basamento adyacente, no se muestran. AA' y BB': traza de perfiles. La posición de ambos cuerpos dentro de la faja de rocas máficas y ultramáficas puede verse en Brogioni y Ribot 1994, pag. 270.



el Devónico-Carbónico temprano, Aceñolaza y Toselli 1976), se habría producido la intrusión de las rocas máficas y ultramáficas en la secuencia sedimentaria del Complejo Metamórfico Pringles (Complejo Basamento Oriental de von Gosen y Prozzi 1998), el amalgamamiento de éste con el complejo Nogolí, y el pico térmico metamórfico, a los 484 ± 7 Ma. Von Gosen y Prozzi (1998) estiman, al respecto, que el emplazamiento de las rocas máficas tuvo lugar sincrónicamente con la deformación regional, cuando los sedimentos habían experimentado ya un evento metamórfico.

Los terrenos se completan con la Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988), integrada por pizarras, filitas y metaconglomerados -que para Sims *et al.* (1997) se apoyan en discordancia sobre el Complejo Metamórfico Pringles-, dispuesta en fajas submeridionales a ambos lados de la sierra.

En cuanto a la configuración geotectónica paleozoica de la sierra, ésta ha sido vinculada recientemente con la formación del océano Iapetus y la separación del Terreno Precordillera (=Cuyanía, Ramos *et al.* 1996; =Plateau Texas, Dalziel 1997) a partir del continente Laurentia (ver Astini *et al.* 1995 y Dalziel 1997 para una reseña de las distintas propuestas y la evolución de las hipótesis). Este proceso se habría producido en el Proterozoico tardío (Astini *et al.* 1995) a Cámbrico temprano (Dalziel 1997). Luego, durante el Cámbrico tardío, en el borde occidental del Terreno Pampeano comenzó a desarrollarse un evento subductivo que originó el arco magmático Famatiniano, representado en la sierra de San Luis por plutonitas tonalíticas pre-orogénicas (=pre-oclóyicas; Cámbrico tardío a Ordovícico temprano) y sinorogénicas (Ordovícico) (Sato *et al.* 1996; Llambías *et al.* 1998; Sato *et al.* 1999) y por las rocas máficas (Camacho e Ireland 1997). La subducción y el acercamiento del Terreno Precordillera al borde occidental del Terreno Pampeano se habrían extendido hasta el Ordovícico medio, cuando se inició la colisión (Astini *et al.* 1995). La finalización de este proceso en el Devónico tardío modificó la configuración paleozoica de la región, con la anexión de la Precordillera al margen occidental del Gondwana -representado por el Terreno Pampeano-, y cerró el ciclo Famatiniano con el diastrofismo Chánico (Astini *et al.* 1995).

Marco geológico de la faja máfica-ultramáfica y sus rocas de caja

Las rocas máficas y ultramáficas constituyen una serie de cuerpos, en general de dimensiones reducidas, integrados en una faja que, con rumbo NE-SO, se extiende aproximadamente 50 km a lo largo del flanco oriental de la sierra, desde la latitud de El

Trapiche, en el extremo sur, hasta el norte de El Arenal en su culminación septentrional. Los afloramientos fueron considerados diques de escasa magnitud, geológicamente semejantes a los de la Sierra Chica de Córdoba (Pastore y Ruiz Huidobro 1952; Pastore y González 1954), lentes y plutones lenticulares (González Bonorino 1961), complejos ultramáficos zonales, similares a los complejos diferenciados de Alaska y los Urales (Kilmurray y Villar 1981; Villar 1985) y, más recientemente, se ha postulado una única masa ígnea de forma elipsoidal -con un volumen superior a los 250 km³- que reuniría, en profundidad, a los afloramientos del sector austral, comprendidos entre El Durazno y La Bolsa (Kostadinoff *et al.* 1998a, b).

Sims *et al.* (1997) han reunido a los cuerpos del sur de la faja bajo la denominación colectiva de «Grupo Las Águilas», junto con numerosas manifestaciones anfíbolíticas menores que representarían equivalentes diferenciados o metamorizados de las rocas ultramáficas. Algunos cuerpos de este sector austral contienen sulfuros de hierro, cobre y níquel en concentraciones de importancia económica, motivo por el cual la génesis del yacimiento de mayor envergadura -localizado en el cuerpo Las Águilas-, ha sido abordada en numerosas publicaciones (Sabalúa *et al.* 1981; Aceguinolaza 1984; Malvicini y Brogioni 1992, 1993; Gervilla *et al.* 1993; Mogessie *et al.* 1994, 1995; Malvicini y Brogioni 1995, 1996; Mogessie *et al.* 1996, 2000; Bjerg *et al.* 1997; Hauzenberger *et al.* 1997; Sims *et al.* 1997; Felfernig *et al.* 1999).

Los cuerpos máficos se localizan en una faja de gneises y migmatitas que forma parte del Complejo Metamórfico Pringles o del Complejo Basamento Oriental. Las rocas de caja presentan una foliación regional NNE-SSO (fase deformacional F2, Kilmurray y Dalla Salda 1977; Kilmurray y Villar 1981), atribuida al ciclo Famatiniano (Criado Roqué *et al.* 1981; Ortiz Suárez *et al.* 1992) de edad ordovícica temprana (Sims *et al.* 1997; von Gosen y Prozzi 1998). Los cuerpos máficos se encuentran boudinados como consecuencia del desarrollo de dicha foliación (von Gosen y Prozzi 1998). Además, algunas de sus características, como la elongación y foliación coincidente con la dirección de foliación de los gneises, el ocupar a veces núcleos de pliegues (González Bonorino 1961; Brogioni 1994), y las evidencias de recristalización que exhiben los más pequeños y las zonas marginales de las lentes mayores (Brogioni 1994; Brogioni y Ribot 1994; Sims *et al.* 1997) ha permitido interpretarlos como pre a sintectónicos con respecto a la deformación Famatiniana (González Bonorino 1961; Brogioni y Ribot 1994; Sims *et al.* 1997; von Gosen y Prozzi 1998). Algunos cuerpos del sur de la faja están, además, parcialmente afectados por milonitización (González Bonorino 1961; Cucchi 1964; Sabalúa *et al.* 1981), con asociaciones indicadoras tanto de facies anfíbolita al-

ta (Brogioni 1992; Malvicini y Brogioni 1992, 1993, 1996) como de facies esquistos verdes (Brogioni 1994; Brogioni y Ribot 1994; von Gosen y Prozzi 1998). Sims y Skirrow (1997) atribuyen la milonitización a la deformación Famatiniana, mientras que von Gosen y Prozzi (1998) consideran de edad ordovícica sólo al metamorfismo y la deformación plástica de alto grado, relacionando las asociaciones de facies esquistos verdes con un proceso de milonitización post-Famatiniano desarrollado durante el Devónico.

Las características petrográficas y geoquímicas de algunos cuerpos de la faja estudiados previamente, permitieron establecer su composición preponderantemente gábrica, su afinidad tholeiítica, e inferir un probable ambiente de cuenca de retroarco ensiálica para el magmatismo (Brogioni 1992; Malvicini y Brogioni 1992, 1993; Brogioni 1994; Brogioni y Ribot 1994). Las condiciones de presión del metamorfismo regional serían compatibles, igualmente, con ese ambiente (Hauzenberger *et al.* 1998; Hoinkes *et al.* 1999).

Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro

Virorco y El Fierro son cuerpos preponderantemente gábricos, con rocas piroxeníticas subordinadas (Fig. 2). Su forma es lenticular, se disponen paralelamente entre sí, y están elongados en sentido NNE-SSO, en coincidencia con el rumbo regional de las metamorfitas encajantes (Fig. 1). Virorco tiene una longitud aproximada de 4 km y un ancho máximo de 1 km, en tanto que El Fierro es más delgado -como

máximo 300 m-, con una longitud de 3 kilómetros. Se localizan a una altura que oscila entre 1.200 y 1.300 m sobre el nivel del mar.

El contacto entre los cuerpos y sus cajas es neto. En muy pocas ocasiones las rocas máficas presentan un aspecto de pedernal hasta una distancia de pocos centímetros a partir del contacto propiamente dicho. El tamaño de grano en las zonas marginales es, en general, inferior al milímetro, y en Virorco, la mayor granulometría -alrededor de 2 cm-, se registra en rocas de naturaleza ultramáfica que se encuentran en la zona central. Sin embargo, no se observa una disminución regular del tamaño del grano hacia los bordes, sino que las frecuentes variaciones granulométricas en el interior de ambos cuerpos son más bien de naturaleza errática. Las masas irregulares con textura pegmatóide y las concentraciones de cristales de anfíbol -mineral que se presenta también como porfiroblasto en rocas de grano fino- son fenómenos comunes. Otro rasgo frecuente, especialmente en las zonas marginales, es la foliación composicional, dada por la distribución diferencial de los mafitos y de los componentes félsicos de las rocas. Su actitud estructural coincide con la disposición de la foliación regional, aunque en el sector medio-occidental de Virorco se observan desviaciones importantes. Ocasionalmente, las rocas exhiben *layering* subhorizontal (González Bonorino 1961; Sims *et al.* 1997). La fracturación, en la mayoría de los casos vertical o de ángulo superior a 55°O/SO, es también muy común, particularmente en las rocas de grano más fino, y en muchos casos es tan apretada que les confiere un aspecto lajoso. La dirección predominante y casi siempre presente está comprendida dentro del rango N30°O a N30°E.

Las rocas de caja de los cuerpos son gneises migmatíticos de coloración grisácea y foliación composicional. Las folias félsicas son de grano medio a grueso y tienen generalmente de 3 a 5 mm de espesor, aunque los engrosamientos lenticulares de hasta 3 cm son comunes. Las folias oscuras, en cambio, tienen un espesor inferior a 3 mm y grano más fino. La inclinación de la foliación gnéssica es siempre cercana a los 90°, y sólo en replegamientos mesoscópicos, frecuentes en las folias claras, se registran valores inferiores, del orden de los 50°. El rumbo de los planos axiales de estos micropliegues coincide con el de la foliación metamórfica regional.

Los gneises no constituyen una unidad de litología monótona, sino que presentan intercalaciones de bancos cuarcíticos y de filones de granitoides, aplitas y pegmatitas. Los niveles cuarcíticos son bastante frecuentes, en particular en el contacto oriental de Virorco y en las adyacencias de El Fierro. Se presentan como capas blanquecinas de espesor variable, grano muy fino y escasas y delgadas folias de biotita. A lo largo del borde oriental de Virorco, en las proximidades del contacto, no superan los 10 cm de

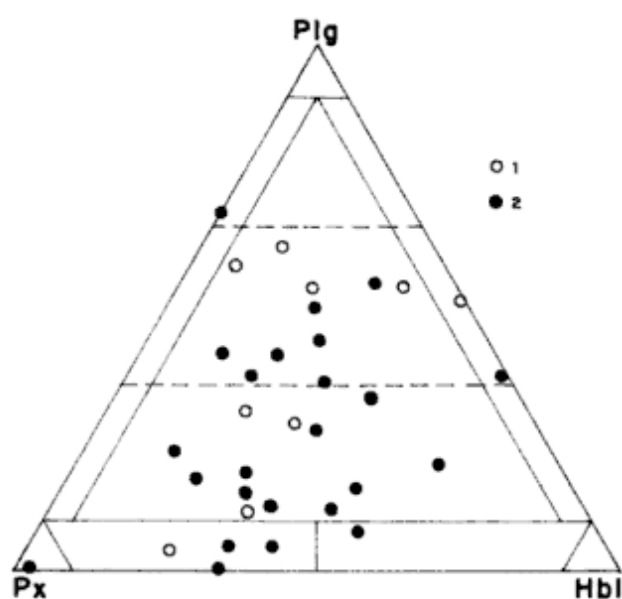


Figura 2: Clasificación modal de las rocas de Virorco y El Fierro. 1: El Fierro; 2: Virorco.

potencia, pero hacia el noreste se encuentran bancos de rumbo N10°/72°O de hasta 10 metros. En El Fierro constituyen varios niveles ligeramente alabeados de rumbo N318° a 340°/55°O que -en total- suman un espesor de 15 m en el borde nororiental y unos 10 m en las cercanías del contacto occidental. En este último sector, además, los gneises se tornan progresivamente más cuarzo-feldespáticos hacia el cuerpo máfico.

En el sector sur del borde oriental de Virorco, los gneises más distales son de aspecto granítico. Se presentan fuertemente foliados, con niveles félsicos lenticulares de hasta 3 cm de potencia y folias biotíticas enriquecidas en granate. Hacia el contacto con el cuerpo máfico, el componente félsico se incrementa progresivamente, inyectando en forma concordante -aunque a veces está plegado- a los niveles más biotíticos. En esta zona se intruyen, además, filones graníticos blanco grisáceos a rosados, de espesor inferior a los 10 m y grano medio a fino. Rocas similares afloran también en el cierre sur de El Fierro (Fig. 1), y en los gneises del borde occidental de este cuerpo se encuentran, igualmente, diques aplíticos blanquecinos de rumbo N15° a 20°/70°O, foliados, que constituyen resaltos morfológicos.

Los gneises muestran evidencias de deformación dúctil, y en algunas zonas se han transformado en milonitas. Estas rocas se disponen en fajas mapeables de rumbo submeridiano (Fig. 1) o bien sólo definen niveles delgados, generalmente de unas pocas decenas de centímetros, que afectan en mayor medida a las folias máficas de los gneises. Las milonitas son grises, de grano fino y foliadas. Las folias félsicas tienen grano medio a grueso y espesores variables, que van desde 1 cm hasta unas decenas de centímetros como máximo, a veces con engrosamientos lenticulares. Las folias de grano fino son generalmente más delgadas y en ocasiones se encuentran replegadas.

Las rocas de caja suelen preservarse dentro de los cuerpos máficos en forma de septos o tabiques. Estos son frecuentes en el sector sur de Virorco y en El Fierro, y su actitud estructural coincide, en la mayoría de los casos, con la disposición regional del basamento, aunque en Virorco algunos están plegados (González Bonorino 1961). Se han identificado cuarcitas foliadas de grano muy fino, y rocas cuarzo-feldespáticas, con cantidad variable de mica. En el sector norte de Virorco se localizan, además, filones de cuarzo cuyo rumbo varía de N5°E hasta N35°O y su buzamiento es superior a 75°O, los cuales están a veces plegados -con eje N5°O-, y diaclasados. Su espesor no supera, en general, los 50 centímetros.

Por último, en los gneises, y acompañando el contorno de los cuerpos, se intercalan filones de rocas máficas, de grano inferior al milímetro y un espesor que no supera los 20 metros. Algunos de ellos han sido afectados, al igual que sus cajas, por deformación dúctil (Fig. 1).

Petrología de las rocas de caja

Gneises

Las folias félsicas de estas rocas están compuestas por Qtz+Kfs+Pl+Grt+Sil. En algunos casos, se observan zonas con mayor concentración de granate (el cual puede superar el centímetro e inclusive alcanzar hasta 3 cm de tamaño) y en otros se encuentra sólo un feldespato. Los componentes félsicos tienen una granulometría inferior a los 2,5 milímetros. Las folias oscuras están constituidas por Bt+Grt. La plagioclasa -que en algunos sectores es el feldespato casi exclusivo- es oligoclasa, con maclas de ley de Albita, a veces zonada y ocasionalmente con alteración sericitica y caolinítica incipiente. El feldespato alcalino es microclino perfitico, y suele estar asociado con mirmequitas. El granate exhibe no sólo una notable variación de tamaño de grano sino también de sus características microestructurales, según que se presente en las folias félsicas o en las máficas. En las primeras suele aparecer redondeado, mientras que en las folias biotíticas y cuando es de tamaño grande, es de tipo atolón, con abundantes inclusiones de cuarzo y biotita. Las folias oscuras están constituidas primordialmente por láminas de biotita de tamaño inferior al milímetro, acompañadas de granate poiquilítico y opacos, a los cuales se agrega escasa sillimanita en prismas de hasta 0,1 mm cuando las folias muestran milonitización incipiente a escala microscópica. Todos los componentes minerales exhiben signos de deformación, como extinción ondulosa y formación de subgranos (cuarzo), flexuración y acodamientos (biotita) y maclas curvadas (plagioclasa). El cuarzo, además, presenta recristalización incipiente por migración de bordes de granos.

En algunos sectores los gneises son migmatíticos, conteniendo abundante feldespato potásico perfitico, mirmequitas, y granate fuertemente poiquiloblástico, con trenes de inclusiones de biotita donde $S_i = S_e$. En otros casos, las rocas tienen microestructuras que gradan a porfiroclásticas, con desarrollo de una segunda generación de folias de grano muy fino, producto de la recristalización tanto de los minerales félsicos como de la biotita.

El contenido de sílice de los gneises varía de 63,49 a 71,70 % y su composición química es compatible con protolitos sedimentarios de tipo grauváquico (Cuadro 1, Fig. 3). Algunas rocas, sin embargo, se apartan de la tendencia sedimentaria principal propuesta por Moore y Dennen (1970), ya que exhiben composiciones aluminicas más propias de rocas graníticas. Esta característica, conjuntamente con las variaciones en el contenido de álcalis y SiO₂ que se registran en ellas, se atribuye a la influencia del componente migmatítico en algunos gneises.

Cuadro 1: Composición química de metamorfitas encajantes representativas.

Muestra	VN22	VN1	LM1	EFT4	V15	V45	V4	LM26	VN7
Designación	M	M	M	M	Gn	Gn	Gn	Gn	C
SiO ₂	63,10	70,33	68,35	71,23	63,49	68,82	71,70	66,71	79,25
TiO ₂	1,00	0,18	0,36	0,87	1,00	0,44	0,17	0,34	0,76
Al ₂ O ₃	15,36	16,49	15,58	12,33	15,33	15,31	15,32	16,55	8,36
Fe ₂ O ₃	3,67	0,69	1,34	3,47	2,65	1,53	0,67	1,34	1,77
FeO	3,80	1,28	1,73	1,83	3,36	1,92	0,93	2,03	2,70
MnO	0,22	0,07	0,09	0,08	0,09	0,09	0,07	0,12	0,08
MgO	2,89	0,13	0,71	1,90	2,73	0,86	0,26	0,86	1,37
CaO	2,69	3,20	3,37	2,76	1,07	4,21	4,57	4,20	1,86
Na ₂ O	2,65	3,29	4,06	2,85	2,29	3,30	4,20	3,65	1,36
K ₂ O	2,45	2,42	2,05	1,61	6,31	1,53	0,67	2,08	1,29
P ₂ O ₅	0,08	0,21	0,14	0,03	0,05	0,18	0,03	0,15	0,01
LOI	1,19	0,87	1,58	0,52	0,88	0,90	0,57	1,23	0,88
Rb	126	80	124	88	248	84	14	90	94
Sr	192	244	257	262	136	288	350	274	156
Nb	17	14	16	17	18	6	6	10	8
Zr	345	200	222	373	290	230	50	184	647
Ba	640	727	340	588	844	456	80	540	522
Ce	100	192	68	100	110	194	25	35	63
La	20	60	<20	62	38	77	<20	<20	<20
Cr	11	---	---	---	35	<10	<10	---	---
Ni	40	12	12	28	43	10	13	12	27
Cu	---	<5	---	---	---	---	<5	---	16
Co	44	11	20	44	37	25	14	17	46

M: milonita; Gn: gneis; C: cuarcita

Cuarcitas

Presentan la asociación Qtz+Pl(oligoclasa)+Grt+Bt+Zrn+Ap+Op. El cuarzo muestra extinción ondulosa, desarrollo de subgranos, recristalización por migración de bordes de granos, y poligonación muy incipiente, con contactos intergranulares curvos. El granate no supera los 0,4 mm, es anhedral y está fracturado, en tanto que la biotita suele encontrarse desferizada. La composición química permite asignarlas a protolitos sedimentarios de tipo sub-grauváquico, en algunos casos -como el de la muestra analizada (Cuadro 1, Fig. 3)-, con elevado contenido de hierro, que controla el contenido modal de biotita en la cuarcita resultante.

Granitoides

Son de composición granodiorítica-tonalítica. Tienen texturas granudas alotriomorfas y están compuestos por plagioclasa, microclino, mirmequitas, granate y escasa biotita, ocasionalmente algo de muscovita, y apatito y circón como accesorios. A veces se encuentran afectados por deformación dúctil, presentando, en ese caso, texturas porfiroclásticas con recristalización de la biotita, feldespatos y cuarzo, minerales en los cuales es común, además, extinción

ondulosa, subgranos, fracturación, flexuración, maclas acufiadas y acodamientos. Escasa sillimanita se agrega, en estas rocas deformadas, a los componentes citados.

Milonitas

Están constituidas por porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa, granate de 1 mm a 1 cm, y sillimanita, en una matriz biotítica muy fina. Microscópicamente tienen texturas porfiroclásticas cintadas. Los porfiroclastos de granate son subhedrales, muy fragmentados, con reemplazo marginal y según fracturas por biotita, la cual constituye verdaderas envolturas en los cristales de mayor desarrollo, evidenciando procesos pseudomórficos incipientes. Pueden presentarse libres de inclusiones, o bien con abundante cantidad de biotita, cuarzo y posiblemente escasa sillimanita distribuidos al azar. En menor proporción se encuentran porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo de hasta 2,4 mm y 3,6 mm, respectivamente, con extinción ondulosa, maclas deformadas y acufiadas, acodamientos y poligonación marginal, y lentes policristalinas de tamaño inferior a 2,8 mm, formadas por Pl+Qtz. En todos los casos, los porfiroclastos están rotados, con desarrollo de colas. Las cintas -ligeramente plegadas- tienen un espesor máximo del orden de 0,4 a 0,9 mm, y están compuestas casi exclusivamente por cuarzo de hasta 0,6 mm, sin o con escasa deformación. La sillimanita se encuentra en porfiroclastos prismáticos de 2 mm de longitud, con

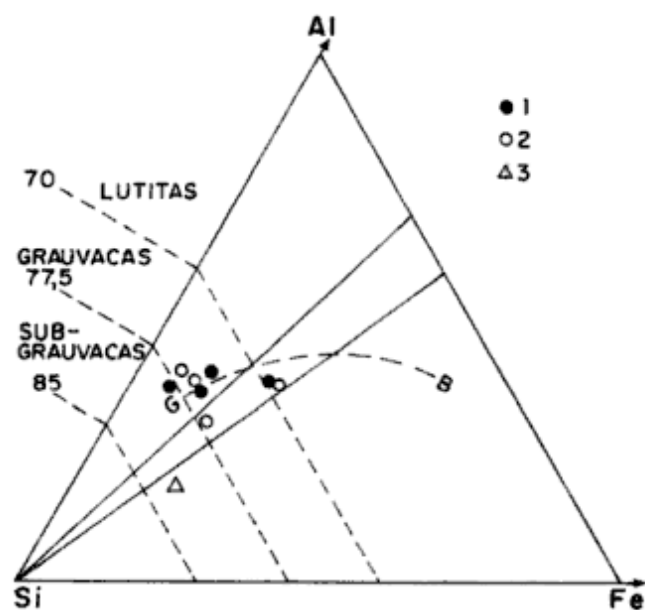


Figura 3: Clasificación de los protolitos de las metamorfitas encajantes. Al, Si, Fe expresados en % en peso atómico (Moore y Dennen 1970). 1: Gneises. 2: Milonitas. 3: Cuarcita.

extinción ondulosa, muy fracturados y flexurados, los cuales, junto con cristales de tamaño inferior a los 0,4 mm, acompañan a las folias biotíticas.

La matriz de estas rocas es sumamente fina. Puede presentarse como folias de Qtz+Pl, con tamaño de grano inferior a 0,06 mm y tendencia poligonal, que alternan con folias enriquecidas en Bt+Op+Zrn. En otros casos, la matriz está enriquecida en biotita, la cual se distribuye homogéneamente en la roca; su tamaño más frecuente es inferior a 0,06 mm y generalmente se encuentra orientada.

El contenido de sílice de las milonitas es similar al de los gneises (Cuadro 1, Fig. 3) y su composición química confirma que derivan de ellos, pues sus protolitos sedimentarios son, igualmente, de naturaleza grauváquica. La afinidad pelítica de una de las rocas (Fig. 3) permite inferir la existencia de diferencias composicionales en la secuencia original.

Septos

Las cuarcitas tienen microestructuras granoblásticas ameboidales y muy escasa tendencia a la poligonación. Están constituidas por cuarzo con orientación reticular, extinción ondulosa, subgranos y recristalización por migración de bordes de granos, andesina sericitizada, escaso feldespato alcalino, biotita desferrizada y cloritizada, y granate. Ocasionalmente aparecen cristales flexurados de muscovita de desarrollo importante. Los septos de rocas granudas son de composición granodiorítica, con cuarzo, microclino perfitico, plagioclasa, abundantes mirmequitas, granate, sillimanita flexurada, biotita y cordierita pinitizada. El cuarzo exhibe efectos deformacionales tales como extinción ondulosa y desarrollo incipiente de subgranos. En algunos casos, por incremento de la cantidad de micas, las rocas presentan folias de Ms+Bt que alternan con folias de Qtz+Kfs. Aparecen, además, abundantes pseudomorfo de sericita según sillimanita (?), mirmequitas, escasa plagioclasa, rutilo, espinelo (?) y granate muy fragmentado retrogradado a biotita. En estas rocas existen evidencias texturales de la formación retrógrada de muscovita.

Interpretación y discusión

Virorco y El Fierro son cuerpos gábricos y, en menor proporción, piroxeníticos, que se localizan en el denominado Complejo Metamórfico Pringles. Los estudios realizados en las adyacencias de las lentes han permitido establecer que los protolitos sedimentarios de las rocas de caja fueron psamitas grauváquicas y sub-grauváquicas y pelitas, que se habrían

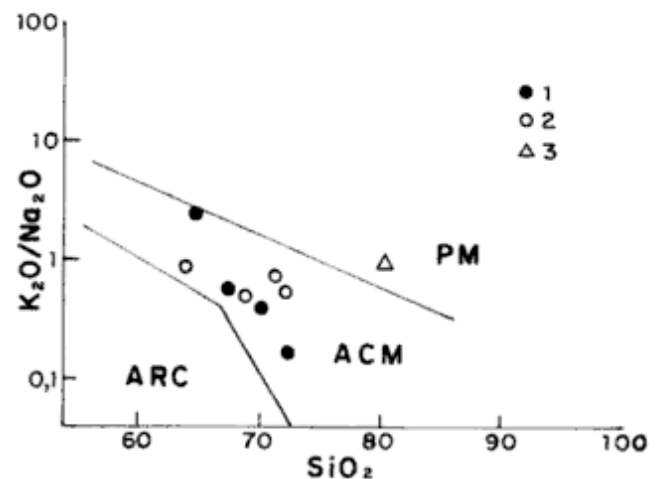


Figura 4: Discriminación tectónica de las metapelitas (Roser y Korsch 1986). Simbología igual a 3. PM: Margen pasivo; ACM: Margen continental activo; ARC: Margen de arco de islas oceánico.

originado en un margen continental activo (Fig. 4). Estas sedimentitas, luego de experimentar un evento metamórfico previo a la intrusión de las rocas máficas (von Gosen y Prozzi 1998; Hauenberger *et al.* 1998), se transformaron -según Camacho e Ireland (1997), durante el Ordovícico temprano-, en gneises con Grt+Sil+Bt+Pl+Kfs+Qtz+Op y cuarcitas con Grt+Bt+Pl+Qtz+Zrn+Ap+Op. Rocas de mineralogía similar se encuentran en las proximidades de otros cuerpos de la faja (Brogioni y Ribot 1994) y en el sector del arroyo Los Manantiales (Fig. 1), ubicado inmediatamente al norte del aquí considerado (Gardini *et al.* 1999). Si bien no se han efectuado estudios geotermométricos sobre los gneises y cuarcitas analizados, la asociación mineral presente indica temperaturas mínimas correspondientes a la facies anfibolita alta, condiciones que han sido establecidas para otras rocas procedentes tanto del sur de la sierra -en las cuales se habrían intruido los complejos máficos (540° a 630°C, Hauenberger *et al.* 1998)-, como de la zona central de la misma (580° ± 30°C, Hoinkes *et al.* 1999).

Camacho e Ireland (1997), sin embargo, consideran que solamente los esquistos que integran el Complejo Metamórfico Pringles se habrían metamorfozados en facies anfibolita alta, pues el magmatismo básico habría provisto el calor necesario a los gneises para alcanzar condiciones granulíticas. Se basan, para ello, en la contemporaneidad existente entre el pico metamórfico y la edad U/Pb de las intrusiones máficas (478 ± 6 Ma, Sims *et al.* 1998), obtenida a partir de circones provenientes de una segregación félsica constituida por Pl+Opx. La existencia de un complejo granulítico en la sierra de San Luis fue inicialmente postulada por González Bonorino (1961), quien introdujo la denominación de *granulitas* para designar tanto a las rocas máficas del borde externo

de Virorco como a las metamorfitas adyacentes al contacto y a los tabiques preservados en el interior de este cuerpo y en el de Las Águilas, y las interpretó como producto del intercambio *metasomático*, y no de naturaleza regional. Sus granulitas «ácidas» son rocas gnéicas, cuarcíticas, graníticas y aplíticas (González Bonorino 1961) con un componente migmatítico muy significativo en las adyacencias del contacto suroriental de Virorco, componente que disminuye en forma gradual hacia el este. El aporte térmico proveniente del magmatismo básico pudo haber sido responsable de la aparición de la cordierita en algunos tabiques de Virorco. Este mineral ha sido encontrado también en septos del cuerpo Las Águilas, así como también en los gneises aledaños a él, hasta una distancia inferior al metro y medio del contacto (Malvicini y Brogioni 1992, 1993, 1996), lo cual permitiría inferir que las condiciones de alta temperatura se sobreimpusieron localmente a las de índole regional, correspondientes a facies anfíbolita alta. Hauzenberger *et al.* (1996) han determinado $750 \pm 50^\circ\text{C}$ y 5 ± 1 kb para «metapelitas en facies granulita» con la asociación $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{Crđ}$, que fueron afectadas por la intrusión del cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas (Mogessie *et al.* 2000). Por otra parte, Mogessie *et al.* (1995) mencionan granulitas con $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Ilm}+\text{Ap}+\text{Zrn}$ dentro de las unidades ultramáficas de Virorco, y condiciones de 700°C y 4 a 8 kb para «el metamorfismo de facies granulitas asociado con los cuerpos ultramáficos». Los gneises con la asociación $\text{Grt}+\text{Crđ}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Rt}+\text{Ilm} \pm \text{Opx}$, procedentes del sur y centro de la sierra de San Luis, y para los cuales se han establecido condiciones de 700° a 800°C y 4,5 a 6,5 kb (Hauzenberger *et al.* 1998) y de $780 \pm 30^\circ\text{C}$ y $0,68 \pm 0,05$ Gpa (Hoinkes *et al.* 1999), en cambio, no han sido hallados en las adyacencias de Virorco y El Fierro.

Durante el evento tecto-metamórfico ordovícico tuvo lugar la deformación y boudinamiento de los intrusivos máficos (von Gosen y Prozzi 1998). El intenso estiramiento experimentado por éstos condujo a su actual forma lenticular y originó las fábricas foliadas de sus rocas, especialmente en los sectores marginales, pues en el interior de los cuerpos se conservan caracteres microestructurales ígneos. El extremo sur de Virorco está alojado en el seno de un pliegue vertical (González Bonorino 1961), ya que las rocas de caja se curvan allí en forma progresiva. El extremo norte del sector estudiado por González Bonorino (1961), en cambio, fue interpretado por este autor como una serie de raíces lenticulares. Más tarde, la Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito) amplió las dimensiones del cuerpo, extendiéndolo hacia el noreste, y vinculó ambas porciones mediante una falla de rumbo NO-SE. En realidad, el cuerpo presenta la conformación que se muestra en la figura 1, y si bien *a*

priori el extremo norte pareciera encajar también en el seno de un pliegue, las diferentes litologías del basamento, así como la foliación de las rocas máficas, no exhiben en esa zona ningún curvamiento progresivo. El rasgo más conspicuo en este sector es, en cambio, una fracturación/clivaje muy apretado en las rocas máficas. Debe señalarse que aún cuando ambos sectores, norte y sur, están integrados en un solo cuerpo, algunas características geológicas tales como la presencia de diques de cuarzo, orientación de la foliación, fracturación y posición de las rocas ultramáficas centrales, difieren en uno y otro (Fig. 1), lo cual podría indicar que han experimentado una historia tectónica ligeramente distinta. El Fierro, por su parte, tiene una configuración similar a la de Virorco, y en el cierre sur del cuerpo la foliación de los gneises se dispone localmente en sentido E-O. No se ha podido constatar en esta lente una distribución regular de sus rocas ultramáficas, posiblemente debido a que es extremadamente delgada y se encuentra, además, disectada por varias fallas que han causado pequeños desplazamientos en sentido transversal al cuerpo.

Con posterioridad al boudinamiento de Virorco y El Fierro, se produjo un evento deformacional dúctil que afectó a las rocas de caja de éstos y otros cuerpos de los complejos, generando milonitas de tipo S-C (Brogioni y Ribot 1994). En las fajas mapeables (Fig. 1), la foliación milonítica corta a la foliación regional de los gneises, como ocurre en el flanco occidental del pliegue del cierre sur de Virorco (von Gosen y Prozzi 1998), indicando la relación temporal entre plegamiento y cizalla. Algunos datos termométricos correspondientes a facies anfíbolita, registrados en los gneises, han sido atribuidos por otros autores (Hauzenberger *et al.* 1998; Hoinkes *et al.* 1999; Mogessie *et al.* 2000) a la deformación tardía y milonitización que afectó al basamento. Por ejemplo, Hauzenberger *et al.* (1998) estiman que los valores de temperatura de 600° a 650°C -luego acotados por Hoinkes *et al.* (1999) en $640 \pm 30^\circ\text{C}$ -, corresponderían a la retrogradación de la asociación $\text{Grt}+\text{Crđ}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Rt}+\text{Ilm} \pm \text{Opx}$ a paragénesis con $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Rt} \pm \text{Ms} \pm \text{Kfs}$. Mogessie *et al.* (2000), por su parte, asignan una temperatura de 500° a 600°C para el reequilibramiento de la asociación $\text{Grt}+\text{Sil}+\text{Bt}+\text{Kfs}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{Crđ}$ a $\text{Grt}+\text{Ms}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz} \pm \text{St}$.

La deformación dúctil no afectó mayormente a las rocas máficas de Virorco y El Fierro (Fig. 1), a diferencia de lo sucedido con otros cuerpos de la faja, donde se generaron asociaciones correspondientes a facies esquistos verdes (Brogioni y Ribot 1994). No obstante ello, en Virorco se presentan, ocasionalmente, fenómenos muy locales de retrogradación estrechamente vinculados a microfracturas, cizallamiento localizado, o bien a zonas irregulares de alteración en las rocas, que podrían estar relacionados con la

activación de la circulación de fluidos causada por dicha deformación.

Conclusiones

Virorco y El Fierro son, junto con Las Águilas, los exponentes más importantes del magmatismo básico-ultrabásico del extremo sur de la sierra de San Luis. Su composición es preponderantemente gábrica, pero también se encuentran en ellos rocas piroxeníticas. Ambas unidades petrográficas muestran, en el sector sur de Virorco, una distribución selectiva: las ultramáficas, de grano grueso, se disponen en su mayor parte en la zona central, mientras que las máficas, de grano fino, ocupan las posiciones laterales. La intrusión del magmatismo en la secuencia meta-sedimentaria del actualmente denominado Complejo Metamórfico Pringles, afectó térmicamente a las rocas de caja en las proximidades de los contactos y en particular a los tabiques que se preservaron en el interior de los cuerpos, donde se formaron asociaciones con cordierita. El evento tecto-metamórfico ordovícico obliteró la paragénesis del primer episodio regional de la secuencia metagrauváquica, originando gneises en facies anfibolita alta, e involucró a los intrusivos máficos, desempeñando un rol fundamental en su configuración final. El plegamiento y estiramiento que acompañó al metamorfismo durante ese período fueron responsables de la actual disposición lenticular de los cuerpos y de la foliación de sus rocas en los sectores marginales. El evento deformacional dúctil que afectó posteriormente a la región, condujo a la milonitización de los gneises. Su carácter tardío dentro del ciclo Famatiniano se manifiesta en la actitud estructural independiente de las milonitas con respecto a la de los gneises. Virorco y El Fierro no experimentaron mayormente este tipo de deformación, y los fenómenos de retrogradación que podrían ser atribuidos a la removilización de fluidos causada por dicho evento, son, a diferencia de otras lentes de la faja, muy poco significativos.

Los trabajos realizados en esta contribución permiten conjeturar que el magmatismo básico ha experimentado una historia evolutiva y estructural prolongada, hasta que los cuerpos alcanzaron la posición y configuración actuales, e inferir para aquél una edad probablemente más antigua que la hasta ahora aceptada. Se estima, por ello, que el único dato radiométrico disponible en la actualidad debería ser tomado con precaución, máxime aún cuando no proviene de la roca gábrica en sí sino de una segregación cuya naturaleza y significado dentro del contexto del magmatismo no se han dado a conocer, pero que podría ser parte de fenómenos de removilización subsólida de la composición original vinculados con el metamorfismo ordovícico. El estado del

conocimiento de la sierra de San Luis no ha permitido elaborar aún un modelo geotectónico preciso, en el cual los procesos ígneos, metamórficos y deformacionales puedan relacionarse en forma fehaciente en el contexto evolutivo paleozoico de la región. Por ello, en la faja de los complejos máficos y ultramáficos, en particular, resulta indispensable efectuar estudios geológicos y petrológicos detallados en una zona más amplia que la involucrada en el presente trabajo, para resolver aspectos tales como la relación entre las distintas litologías metamórficas regionales, la extensión del área afectada térmicamente por el magmatismo básico, y la magnitud de los procesos migmáticos, entre otros. Tales estudios se encuentran actualmente en curso, como continuidad de esta investigación.

Agradecimientos

Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el CONICET a través del PID 3-912004/85 y PIA 0092/90, el Proyecto CSIC-CONICET C045 y por los subsidios 100-44432/96 y AR-83/98 de la UNLP. La autora agradece al Departamento de Geología y Minería de la UNSL por facilitar el vehículo para la realización de parte de los trabajos de campo, y muy especialmente a I. Cerqueira Méndez de la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras (España) su asesoramiento durante la ejecución de los análisis químicos de los elementos mayores y traza de las rocas, y a la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, donde se efectuaron los análisis químicos de FeO. D. Aguilera, A. Palma, J. Pérez y J. Ranalli colaboraron en las tareas de campo. W. von Gosen y los árbitros de la revista realizaron la revisión crítica del manuscrito, contribuyendo sensiblemente al mejoramiento del mismo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceguinolaza, F., 1984. Estudio geológico y perfil geoquímico de un sector del cuerpo básico-ultrabásico Las Águilas Este, Departamento de Coronel Pringles, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 53 p. (Inédito).
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Actas 2º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 755-763. Caracas (1973).
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. and Vaccari, N. E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentia rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107 (3): 253-273.
- Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauenberger, C. A. y Felfernig, A., 1997. Es-

- estructura y mineralización del área Las Águilas-Viroco, San Luis, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 2: 857-861. Antofagasta, Chile.
- Brogioni, N., 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas, Provincia de San Luis. *Actas 1º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis y 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*: 379-392. La Plata.
- Brogioni, N., 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 967-971, Concepción, Chile.
- Brogioni, N. y Ribot, A., 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 269-283. Buenos Aires.
- Camacho, A. and Ireland, T. R., 1997. SHRIMP U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, 53 p. (Unpublished).
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: *Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino*: 155-192. San Luis.
- Cucchi, R., 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19: 135-154. Buenos Aires.
- Dalziel, I. W. D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (1): 16-42.
- Dekowski, N. y Schiebel, W., 1972. Resultados del mapeo geológico detallado en las áreas de «Los Manantiales» Norte y Sur, «El Fierro» y «La Bolsa», Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe SL 1-9 (B), 12 p. (Inédito).
- Dirección General de Fabricaciones Militares. Mapa de los cuerpos básicos. Hoja 5, Lámina 7. (Inédito).
- Felfernig, A., Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Hoinkes, G., Loizenbauer, J., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1999. The role of fluids in platinum mineralization of the mafic-ultramafic Las Águilas complex, San Luis, Argentina. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 2: 287-289. Salta.
- Gardini, C., Sales, D. y Costa, C., 1999. Rasgos geológicos de los alrededores del arroyo Los Manantiales, sur de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (3): 215-219. Buenos Aires.
- Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación en la Provincia de San Luis. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 10 (2): 1-64. Buenos Aires.
- Gervilla, F., Sabalúa, J., Carrillo, R., Fenoll Hach-Alí, P. and Acevedo, R., 1993. Mineralogy and mineral chemistry of the Las Águilas Ni-Cu deposit (Province of San Luis, Argentina). In: Fenoll Hach-Alí, Torres-Ruiz y Gervilla (Eds.): *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*: pp. 461-464.
- González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 16 (1-2): 61-106. Buenos Aires.
- Grupo Asesor Minero Alemán, 1973. Mapa de la zona de Viroco. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe S-L-1-5, Anexo 2. (Inédito).
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 1996. Granulite facies metamorphism in crystalline basement and ultramafic rocks in the Sierras Pampeanas Range, Province of San Luis, Argentina. *Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 141: 110-111.
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1997. Platinum Group Minerals in the basic to ultrabasic complex of the Sierras de San Luis, Argentina. In: Papunen, H. (Ed.): *Mineral Deposits: Research and Explorations - Where do they meet*, pp. 439-442. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S., Dimieri, L. and Raniolo, A., 1998. Metamorphic evolution of the southern part of the Sierras de San Luis, Argentina. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, MINMET'98-EDIUNS*: 121-130.
- Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1999. Granulite-facies metamorphism of the central part of the Sierras de San Luis. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 5: 99. Salta.
- Horak, M., 1973. Area de reserva n. 7 (sector de las rocas básicas), Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, Plan Centro Geológico Minero, 28 p. (Inédito).
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 4: 167-178. La Plata.
- Kilmurray, J. y Villar, L., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. *Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino*: 33-54. San Luis.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. and Felfernig, A., 1998a. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (4): 549-552. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Dimieri, L., Delpino, S., Raniolo, A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. y Felfernig, A., 1998b. Anomalías geofísicas en la faja de rocas máficas-ultramáficas de la Sierra Grande de San Luis, Argentina. *4º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, MINMET'98-EDIUNS*: 139-146. Bahía Blanca.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *The American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Llambías, E., Sato, A. M., Ortiz Suárez, A. and Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. In: Pankhurst, R. J. and Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 325-341.
- Malvicini, L. y Brogioni, N., 1992. El depósito hidrotermal de Ni, Cu y metales del «Grupo del Platino», Las Águilas Este, Provincia de San Luis. *Actas 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica*: 93-102. Córdoba.
- Malvicini, L. y Brogioni, N., 1993. Petrología y génesis del yacimiento de Ni, Cu y Platinoideos Las Águilas Este, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 3-20. Buenos Aires.
- Malvicini, L. and Brogioni, N., 1995. Las Águilas Este deposit: Shear zone hosted hydrothermal Cu-Ni sulfide and platinum-group elements mineralization in the mafic-ultramafic complex of San Luis Range, Argentina. In: *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium, Reno/Sparks, Nevada: Program with Abstracts*, A49.
- Malvicini, L. and Brogioni, N., 1996. Las Águilas Este deposit: Shear zone hosted hydrothermal Cu-Ni sulfide and platinum-group elements mineralization in the mafic-ultramafic complex of San Luis Range, Argentina. In: Coyner, A. R. and Fahey, P. L. (Eds.): *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, Reno/Sparks, Nevada*: 1475-1485.
- Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpf, E., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 1994. The petrology and mineralization of the basement and associated mafic-ultramafic rocks, San Luis province, Central Argentina. *Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, Bd. 139: 347-348.
- Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpf, E., Bjerg, E. and Kostadinoff,

- J., 1995. Occurrence of platinum group minerals in the Las Aguilas ultramafic unit within a granulite facies basement, San Luis province, central Argentina. In: Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K. (Eds.): *Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts*, pp 897-900. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 1996. Platinum Group Minerals from the Las Aguilas Ultramafic Unit, San Luis Province, Argentina. *Mitteilungen der Osterreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, Bd.141: 157-159.
- Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 2000. Genesis of platinum group minerals in the Las Aguilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. *Mineralogy and Petrology* 68: 85-114.
- Moore, B. R. and Dennen, W. H., 1970. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (4): 1147-1152.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48 (5-6): 209-381.
- Pastore, F. y González, R., 1954. Descripción geológica de la Hoja 23g, San Francisco (San Luis). *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 80: 1-61. Buenos Aires.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g Saladillo, Provincia de San Luis. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 78: 1-62. Buenos Aires.
- Prozzi, C., 1990. Consideraciones acerca del basamento de la Sierra de San Luis. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 452-455. San Juan.
- Prozzi, C. y Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. *Abstracts Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas*, 1. San Luis.
- Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preandínicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicancias tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 377-391. Buenos Aires.
- Rial, G. E., 1978. Prospección geoquímica en el área de Virorco, Dpto. de Coronel Pringles, Pvcia. de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 66 p. (Inédito).
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94 (5): 635-650.
- Sabalúa, J., Chabert, M. y Santamaría, G., 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, Provincia de San Luis. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 4: 497-507. San Luis.
- Sato, A. M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E., Cavarozzi, C. E., Sánchez, V., Varela, R. y Prozzi, C., 1996. Los plutones pre-Oleóyicos del sur de la Sierra de San Luis: arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 259-272. Buenos Aires.
- Sato, A. M., Varela, R. and Llambías, E., 1999. Rb-Sr whole rock and mineral data from Bemberg and La Escalerilla plutons, Sierra de San Luis, Argentina. *Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology*: 127-131. Córdoba.
- Schmidt-Eisenlohr, F. W., 1972. Correlación de los resultados geológicos, geoquímicos y geofísicos como fundamentos de las perforaciones V-5 a V-11 que se proyectan en el ámbito de Mina Virorco. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe SL 1-11*, 11 p. (Inédito).
- Sims, J. P. and Skirrow, R. G., 1997. Report on 1:100.000 scale geological and metallogenic maps sheet 3366-21, Province of San Luis. *Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano*, 1:57. (Inédito).
- Sims, J. P., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. G., 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones, Provincias de San Luis y Córdoba. *Mapeo geocientífico de las Sierras Pampeanas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, Servicio Geológico Minero Argentino*, 148 p. (Inédito).
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P. and Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R. J. and Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 259-281.
- Villar, L., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. *Metagenia*. 4° Congreso Geológico Chileno, 4: 610-633. Antofagasta, Chile.
- von Gosen, W. and Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. J. and Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 142: 235-258.

Recibido: 23 de febrero, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en la Puna Austral: nuevos datos de rotaciones tectónicas

Claudia B. PREZZI

Laboratorio de Paleomagnetismo D. Valencio, Dpto. de Cs. Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428, Buenos Aires. E-mail: prezzi@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. En los Andes Centrales del S de Bolivia, N de Chile y NO de Argentina se ha determinado paleomagnéticamente, la existencia de un patrón de rotaciones según ejes verticales en sentido horario. Estas rotaciones han sido detectadas en rocas mesozoicas y cenozoicas aflorantes en el antearco y en el retroarco andinos, y su origen es motivo de debate. Uno de los problemas que hay que enfrentar al tratar de determinar los procesos que generaron el patrón de rotaciones es la escasez de los datos paleomagnéticos disponibles para los Andes Centrales del Sur, en particular para la Puna argentina. Con el objetivo de obtener nuevos datos paleomagnéticos y de tratar de definir el carácter local o regional de las rotaciones, se obtuvieron 73 muestras orientadas en las zonas de Juncal Grande (25° 50'S - 67° 40'O) y Chorrillos (24° 12'S - 66° 35'O), Puna Austral. Se aislaron magnetizaciones remanentes, que indican la existencia de localidades rotadas en sentido horario y de localidades no rotadas. Se sugiere que las rotaciones según ejes verticales observadas son de tipo local, controladas por la cinemática de las estructuras locales.

Palabras clave: Paleomagnetismo, Cenozoico, Puna Austral, Rotaciones locales

ABSTRACT. *Palaeomagnetic study of Cenozoic rocks cropping out in the Southern Puna: new data on tectonic rotations.* In the Central Andes of southern Bolivia, northern Chile and north-western Argentina, a pattern of clockwise vertical axis rotations has been palaeomagnetically determined in Mesozoic and Cenozoic rocks cropping out in the Andean fore-arc and back-arc. The origin of these rotations is controversial. The scarcity of palaeomagnetic data available for the southern Central Andes, in particular for the Argentine Puna, is one of the problems that prevents the determination of the processes leading to the rotation pattern. With the aim of obtaining new palaeomagnetic data and trying to define the local or regional character of the rotations, 73 oriented samples were collected in the zones of Juncal Grande (25° 50'S - 67° 40'W) and Chorrillos (24° 12'S - 66° 35'W), southern Argentine Puna. Remanent magnetizations, which indicate the existence of non-rotated and clockwise rotated localities, were isolated. It is suggested that the observed vertical axis rotations are of local character, controlled by the kinematics of the local structures.

Key words: Palaeomagnetism, Cenozoic, Southern Puna, Local rotations

Introducción

A lo largo del sector de los Andes Centrales que se extiende en el sur de Bolivia, norte de Chile y noroeste de Argentina, se ha detectado la presencia sistemática de rotaciones según ejes verticales en sentido horario. Dichas rotaciones han sido determinadas a partir de estudios paleomagnéticos realizados sobre rocas mesozoicas y cenozoicas aflorantes tanto en el margen continental (antearco) como en el Altiplano-Puna (retroarco) (entre otros: MacFadden *et al.* 1990, 1995; Roperch *et al.* 1993; Butler *et al.* 1995; Aubry *et al.* 1996; Prezzi y Vilas 1998; Coutand *et al.* 1999).

Existen distintos modelos que tratan de explicar el origen de estas rotaciones, los cuales pueden diferenciarse en grandes grupos:

a) modelos que involucran una rotación rígida regional en sentido horario de este sector de los Andes Centrales, como consecuencia de un combamien-

to oroclinal durante la orogénesis (entre otros: Carey 1958). Isacks (1988) sugirió la existencia de un combamiento oroclinal de alrededor de 5-10° en sentido horario para la zona del antearco, como resultado de acortamiento diferencial a lo largo del orógeno.

b) modelos que involucran rotaciones locales de pequeños bloques. Beck (1988) propuso que dichas rotaciones estarían controladas por cizalla dextral, la cual sería producto de la descomposición del vector convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana en componentes paralelas y perpendiculares a la línea de costa. Este vector convergencia fue oblicuo al margen continental durante el Cenozoico (Pardo Casas y Molnar 1987; Somoza 1998). Somoza *et al.* (1996) proponen una partición del vector convergencia en componentes perpendiculares y paralelas a rasgos estructurales preexistentes. Randall (1998) sugirió que el patrón observado habría sido inducido por controles paleotectónicos en el margen andino o bien por variaciones en la rigidez flexural del Escudo Brasileño;

c) modelos de tipo dominó, propuestos para explicar las rotaciones detectadas en el antearco, que involucran rotaciones locales de pequeños bloques controladas por la cinemática de estructuras locales (entre otros: Randall *et al.* 1996; Abels y Bischoff 1999) y

d) modelos que constituyen combinaciones de los anteriores (entre otros: Beck *et al.* 1994; Beck 1998).

En el caso de la rotación regional de escala continental las rotaciones deberían ser contemporáneas y uniformes en magnitud y sentido en toda la región. En contraste, en el caso de la rotación local de bloques las rotaciones pueden ser diacrónicas, y la magnitud e incluso el sentido de las mismas puede mostrar cambios de un área a otra, pudiendo existir áreas sin rotación evidente.

Uno de los principales problemas que existen al tratar de definir los procesos que generaron las rotaciones, es el limitado número de datos paleomagnéticos disponibles, en especial para la zona de la Puna argentina. El principal objetivo de este trabajo fue la obtención de nuevos datos paleomagnéticos para la Puna austral a partir del muestreo de rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas, aflorantes en una zona de difícil acceso. Aquí se presentan los resultados finales obtenidos para las zonas de Juncal Grande ($25^{\circ}50'S-67^{\circ}40'O$ - Puna catamarqueña) y Chorrillos ($24^{\circ}12'S-66^{\circ}35'O$ - Puna salteña) a partir del estudio paleomagnético de 73 muestras orientadas.

Marco geológico

Las zonas de trabajo están ubicadas en la Puna Austral, la cual forma parte de un extenso *plateau*, con una elevación media superior a los 3.500 m sobre el nivel del mar (Isacks 1988). La Puna se subdivide en numerosas cuencas endorreicas y altos topográficos, definidos por fallas inversas y corrimientos de rumbo N-S a NNE-SSO (Marrett *et al.* 1994; Cladouhos *et al.* 1994). En las cuencas intermontanas, los sedimentos mesozoicos-cenozoicos se apoyan discordantemente sobre un basamento intensamente deformado de edad precámbrica a ordovícica. La zona de Juncal Grande forma parte de la cuenca endorreica del salar de Antofalla. Numerosos centros volcánicos miocenos a recientes, como los existentes en la zona de Chorrillos, se emplazan a lo largo de lineamientos de rumbo NO-SE (Salfity *et al.* 1984).

Juncal Grande

La zona de Juncal Grande se encuentra ubicada al E del salar de Antofalla, en las proximidades de

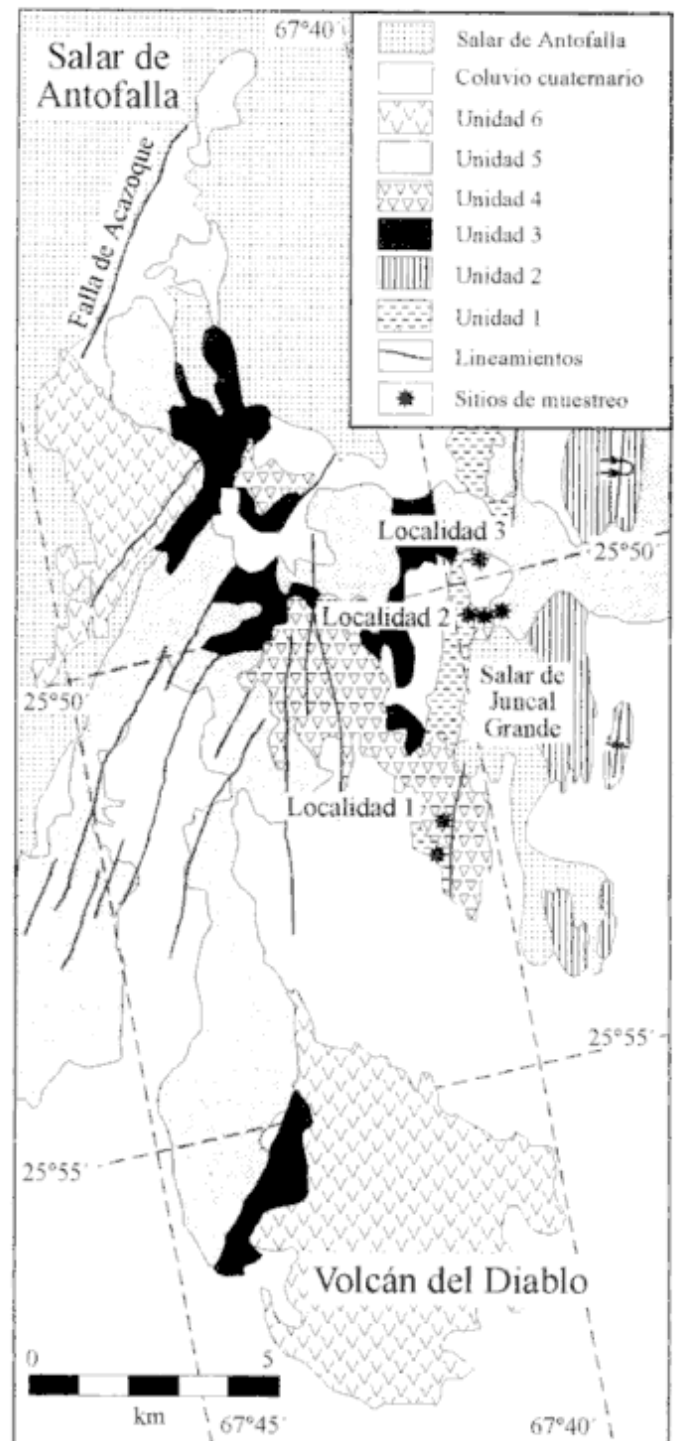


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la zona de Juncal Grande. Se indican las localidades y sitios de muestreo (modificada de Singer *et al.* 1994).

la falla de Acazoque (Fig. 1). Dicha falla, que constituye el límite NE del salar de Antofalla, ha registrado actividad durante el Cuaternario. Tiene rumbo NE y ha sufrido desplazamientos de rumbo dextrales (Marrett *et al.* 1994). La evolución tectonosedimentaria y volcánica terciaria superior de la zona del sa-

lar de Antofalla ha sido estudiada recientemente de manera detallada (Kraemer *et al.* 1999).

La descripción detallada de las distintas unidades aflorantes en esta zona está fuera de los objetivos y alcances de este trabajo. Se identificaron las siguientes unidades informales (Fig. 1):

Unidad 1: Constituye la unidad más antigua y está dada por conglomerados castaño rojizos y areniscas rojas con estratificación entrecruzada (Prezzi *et al.* 1998). El conglomerado contiene abundantes clastos de rocas ordovícicas. La estratificación entrecruzada alcanza dimensiones de 3 metros (Prezzi *et al.* 1998). Un nivel tobáceo intercalado arrojó una edad de $26,3 \pm 1,6$ Ma (Vandervoort 1993). Correspondería a la Formación Quiñoas (Kraemer *et al.* 1999) en la cual un banco de toba cerca del techo fue datado en $28,9 \pm 0,8$ Ma (Kraemer *et al.* 1999), o a la Formación Chacras (Kraemer *et al.* 1999), cuya edad máxima es de $24,2 \pm 0,9$ Ma (Kraemer *et al.* 1999). Podría correlacionarse con la secuencia de bancos rojos correspondientes a la Unidad A (Prezzi *et al.* 1996) de $23,8 \pm 0,4$ Ma (Vandervoort 1993), que afloran al O del Salar de Pocitos, y fueron asignados por Coutand *et al.* (1999) al miembro superior de la Formación Pozuelos.

Unidad 2: Está constituida por areniscas gruesas y conglomerados de color amarillento que contienen abundantes clastos andesíticos y dacíticos (Prezzi *et al.* 1998). Esta unidad podría corresponder a la Formación Potrero Grande (Voss, en Kraemer *et al.* 1999). Los bancos tobáceos más antiguos de esta formación fueron datados en $18,5 \pm 0,5$ Ma (Kraemer *et al.* 1999); mientras que ignimbritas aflorantes cerca del techo, arrojaron una edad de $9,6 \pm 0,2$ Ma (Kraemer *et al.* 1999).

Unidad 3: Constituye una sucesión portadora de evaporitas que formarían parte del «Megacuerpo salino de Antofalla», descrito por Alonso *et al.* (1991). Esta unidad podría corresponder a la Formación Juncalito (Voss, en Kraemer *et al.* 1999). Una brecha piroclástica aflorante cerca de la base de la sección fue datada en $11,2 \pm 0,3$ Ma (Kraemer *et al.* 1999), mientras que un banco tobáceo intercalado más cerca del techo arrojó una edad de $4,6 \pm 0,5$ Ma (Kraemer *et al.* 1999).

Unidad 4: Corresponde a flujos dacíticos y andesíticos fisurales que cubren discordantemente a la Unidad 1 (Fig. 1). La unidad Trece (Kay *et al.* 1997) fue datada en $5,03 \pm 0,08$ Ma (Marrett *et al.* 1994), la unidad Drill (Kay *et al.* 1997) arrojó una edad de $6,64 \pm 0,07$ Ma (Marrett *et al.* 1994). Estos flujos buzan aproximadamente 10° al este.

Unidad 5: Está dada por flujos de andesitas basálticas fisurales subhorizontales que cubren discor-

dantemente a la Unidad 4 (Fig. 1). La unidad Isla (Kay *et al.* 1997) posee una edad de $4,97 \pm 0,07$ Ma (Marrett *et al.* 1994), la unidad Perdida (Kay *et al.* 1997) fue datada en $4,3 \pm 0,2$ Ma (Marrett *et al.* 1994).

Unidad 6: Corresponde a conos negros de ceniza y flujos monogenéticos de andesitas basálticas muy jóvenes. Kay *et al.* (1997) asignaron a la unidad Diablo una edad menor a $0,5$ Ma (Fig. 1). Kraemer *et al.* (1999) dataron uno de estos conos aflorante en el borde S del salar de Antofalla en $0,2 \pm 0,09$ Ma.

En cuanto a la estructura, en la zona de trabajo se observan fallas inversas y corrimientos, de rumbo NNE-SSO y vergencia hacia el O (Fig. 1) (Kraemer *et al.* 1999). Esta deformación compresiva habría estado activa entre el Mioceno medio y el Cuaternario (Kraemer *et al.* 1999). Las rocas volcánicas correspondientes a la Unidad 4 han sufrido basculamientos pero no se encuentran plegadas. En cambio, todas las rocas sedimentarias presentan pliegues apretados con ejes de rumbo NNE y vergencia variable (Prezzi *et al.* 1998). Los bancos rojos de la Unidad 1 exhiben pliegues casi recumbentes con vergencia hacia el E. Las sedimentitas pertenecientes a la Unidad 2 que afloran más al E constituyen un sinclinal volcado con vergencia hacia el O. Los pliegues son aproximadamente cilíndricos y sugieren una dirección de acortamiento horizontal ONO-ESE (Prezzi *et al.* 1998). Puede determinarse entonces, que la zona de estudio sufrió dos fases de deformación, una anterior a los $6,6$ Ma y otra posterior. Estas fases son consistentes temporal y cinemáticamente con las dos fases de deformación definidas por Marrett *et al.* (1994) y Cladouhos *et al.* (1994) para la Puna, y con la historia deformacional cenozoica propuesta por Kraemer *et al.* (1999) para la zona del salar de Antofalla.

Chorrillos

La estratigrafía y la tectónica de esta zona fue detalladamente estudiada por Arias y Viera (1982) y por Goddard *et al.* (1999). La unidad aflorante más antigua corresponde a la Formación Puncoviscana de edad precámbrica-cámbrica temprana (Fig. 2). Granitos, turbiditas y depósitos volcánicos ordovícicos están en contacto entre sí y con la Formación Puncoviscana a través de fallas (Fig. 2). Depósitos terciarios inferiores - cretácicos superiores pertenecientes al Grupo Salta se apoyan discordantemente sobre las rocas más antiguas. Estratos clásticos continentales datados en $9,6 \pm 0,35$ Ma (Marrett *et al.* 1994) cubren discordantemente al Grupo Salta. Tanto los bancos del Grupo Salta, como los del Mioceno se encuentran plegados. Los ejes de los pliegues po-

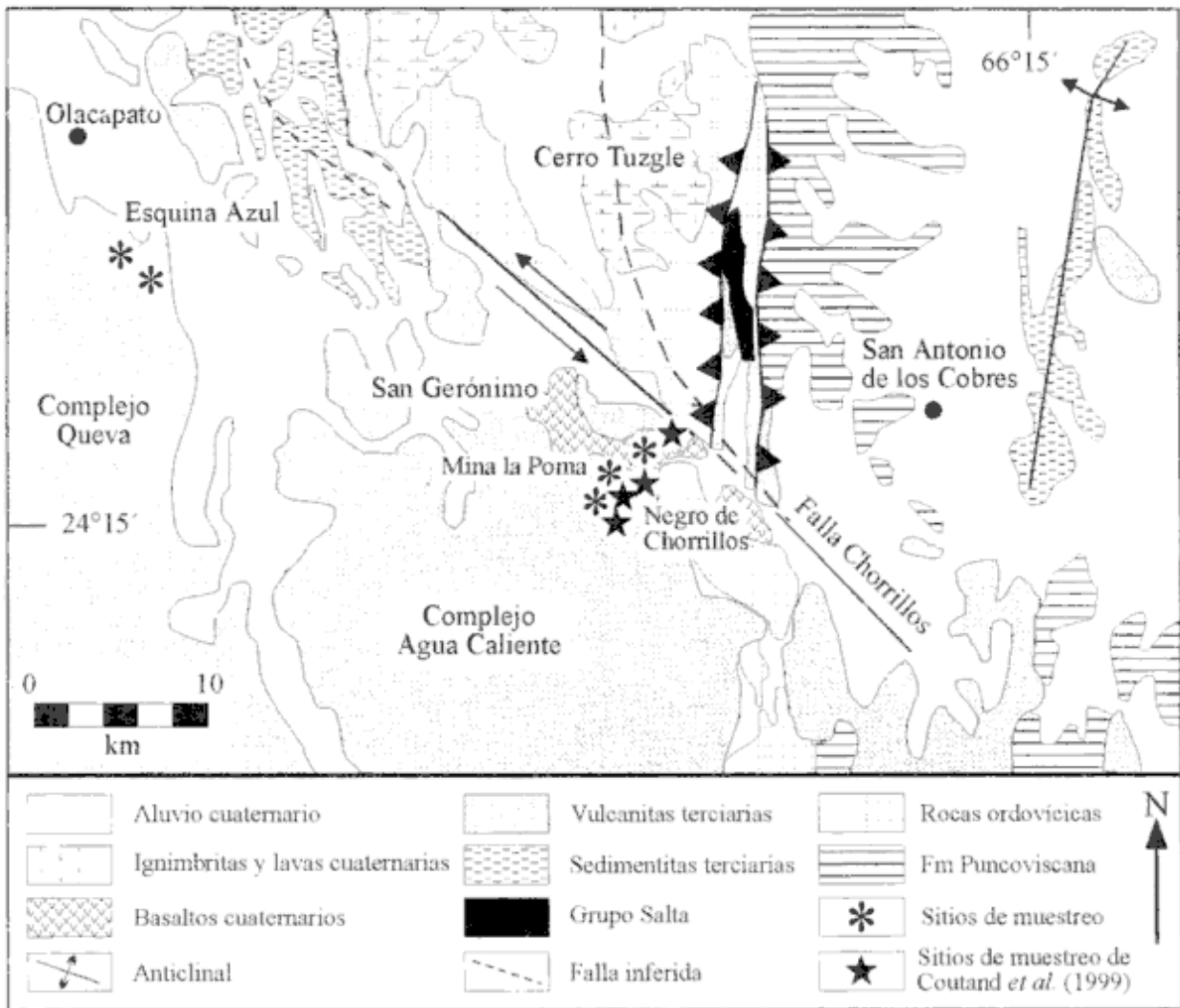


Figura 2: Mapa geológico simplificado de la zona de Chorrillos. Se indican los sitios de muestreo (modificada de Arias y Viera 1982; Marrett *et al.* 1994; Coira y Kay 1993b).

seen rumbo NNE-SSO, sugiriendo una dirección de acortamiento ONO-ESE (Marrett *et al.* 1994). En esta zona se emplaza el complejo volcánico Queva - Agua Caliente (Fig. 2), que ha tenido actividad durante un lapso muy prolongado. Se trata de centros lávicos dacíticos a andesíticos con los que se asocian cuerpos subvolcánicos afectados por intenso hidrotermalismo (Coira y Paris 1981). En el cerro Agua Caliente, a los $17,2 \pm 0,5$ Ma tuvo lugar la emisión de la ignimbrita Agua Caliente (Olson y Gilzean 1986). Ésta fue sucedida por una manifestación de mayor magnitud (Ignimbrita Tajamar) datada en $10,6 \pm 0,4$ Ma (Olson y Gilzean 1986), a la que sucedió la ignimbrita Abra del Gallo (Coira y Paris 1981) con una edad de $10,1 \pm 0,5$ Ma (Olson y Gilzean 1986). En el área del Queva afloran rocas piroclásticas andesíticas de $10,3 \pm 0,5$ Ma (Ignimbrita Olacapato), lavas andesíticas de $10,1 \pm 0,5$ Ma (Andesita Esquina Azul) y lavas y domos dacíticos a riolíticos de $8,6 \pm 0,5$ Ma (Olson y Gilzean 1986). Durante el

Cuaternario se registraron las emisiones de ignimbritas y lavas provenientes del cerro Tuzgle ($0,5$ Ma Reciente) (Arias y Viera 1982; Coira y Kay 1993a) y la construcción de dos conos de cenizas basálticos-andesíticos de características shoshoníticas: San Gerónimo ($0,78 \pm 0,1$ Ma) y Negro de Chorrillos ($0,2 \pm 0,08$ Ma; Aquater 1980) (Fig. 2).

La estructura de mayor importancia en esta zona está dada por la falla Chorrillos (Fig. 2), la cual presenta numerosas escarpas que indican actividad pleistocena (Marrett *et al.* 1994). Esta falla define un segmento del lineamiento Olacapato-Toro (Mon 1979), que se extiende desde el antepaís en el SE hasta el borde oriental del actual arco volcánico en el NO. La falla Chorrillos separa afloramientos del Grupo Salta, determinándose desplazamientos de rumbo sinistral de alrededor de 10 - 20 km (Allmendinger *et al.* 1983). Es posible que parte de este desplazamiento haya tenido lugar durante el Terciario (Marrett *et al.* 1994). Goddard *et al.* (1999) ob-

servaron fallas de rumbo sinistral de alto ángulo paralelas al lineamiento Olacapato-Toro localizadas al N y al S del complejo volcánico. La actividad de las fallas ubicadas al N del complejo es mucho más reciente que la actividad de las ubicadas al S (Goddard *et al.* 1999). Estas fallas produjeron por tracción fallas normales de rumbo NNE-SSO. Las intersecciones de las fallas de rumbo sinistral paralelas al lineamiento Olacapato-Toro con las fallas normales de rumbo NNE-SSO, controlan la posición de los centros volcánicos (Agua Caliente, Queva), su migración y las zonas de alteración y mineralización epitermal de Ag, Pb, Zn, Sb y Cu (Coira y Paris 1981; Goddard *et al.* 1999). Las andesitas basálticas cuaternarias están temporalmente relacionadas con el movimiento extensional de la falla Chorrillos (Coira y Paris 1981).

Trabajo de campo

Juncal Grande

Se muestrearon para su estudio paleomagnético tres unidades diferentes en tres localidades distintas:

En la localidad 1 (Fig. 1) aflora la Unidad 1, cuya actitud promedio es rumbo: 0°, inclinación: 43°E. Estas sedimentitas están cubiertas en discordancia angular por un flujo andesítico correspondiente a la Unidad 4, que buza aproximadamente 10° al E. Se obtuvieron 14 muestras de la Unidad 1 y 8 muestras de la Unidad 4.

En la localidad 2 (Fig. 1) se extrajeron 5 muestras de la Unidad 1. La actitud promedio de los bancos muestreados es rumbo: 43°, inclinación: 70°E. Esta Unidad se encuentra plegada; el eje del pliegue buza alrededor de 15° hacia la dirección 45°. La Unidad 1 está cubierta en discordancia angular por un flujo andesítico perteneciente a la Unidad 4 que buza aproximadamente 10° al E. Sobre este flujo yace una colada basáltica subhorizontal perteneciente a la Unidad 5. Se recolectaron 4 muestras de cada flujo.

En la localidad 3 (Fig. 1) se consiguieron 17 muestras de la Unidad 1, donde esta Unidad se encuentra plegada en una estructura *kink band* casi recumbente (Singer *et al.* 1994). La actitud promedio de los bancos muestreados es rumbo: 5°, inclinación: 73°E. El eje del sinclinal buza alrededor de 15° hacia la dirección 5° (Allmendinger, com. pers. 1994).

Chorrillos

En la zona de Chorrillos, en Esquina Azul al E de Olacapato (Fig. 2) se obtuvieron 5 muestras de la ignimbrita Olacapato ($10,3 \pm 0,5$ Ma) y 4 muestras de la andesita Esquina Azul ($10,1 \pm 0,5$ Ma)

que suprayace a la ignimbrita Olacapato. En Mina La Poma al E de San Gerónimo (Fig. 2) se extrajeron 4 muestras correspondientes a la ignimbrita Agua Caliente ($17,2 \pm 0,5$ Ma), 4 muestras pertenecientes a la ignimbrita Abra del Gallo ($10,1 \pm 0,5$ Ma) y 4 muestras de la colada basáltica San Gerónimo ($0,78 \pm 0,1$ Ma). La actitud de los flujos muestreados es subhorizontal.

Trabajo de laboratorio

Para medir las magnetizaciones en cada etapa de trabajo se utilizaron, un magnetómetro DIGICO modificado y un magnetómetro criogénico 2G.

Los especímenes se desmagnetizaron por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y por altas temperaturas. En el primer caso se utilizó el equipo desmagnetizante desarrollado por Vilas (1966), y el equipo desmagnetizante incorporado al magnetómetro criogénico 2G. Se realizaron hasta 20 etapas de desmagnetización, alcanzando campos de 140 mT, intensidad a la cual se interrumpió la desmagnetización, debido a que se alcanzó el límite operativo del equipo.

En el caso de la desmagnetización por altas temperaturas fue utilizado un horno marca Schonstedt, modelo TSD-1, apto para alcanzar temperaturas de hasta 790°C. Entre las sucesivas etapas de desmagnetización se midió la susceptibilidad magnética de los especímenes con un susceptibilímetro construido en el TATA Institute (India) a efectos de valorar posibles alteraciones en la mineralogía. A los especímenes sometidos a esta técnica, se les realizaron hasta 13 etapas de desmagnetización, alcanzando temperaturas de 700° C. Con el objetivo de identificar la mineralogía magnética de las muestras de sedimentitas fueron observados cortes delgados.

Resultados obtenidos

El 30% de los especímenes de rocas sedimentarias fueron descartados debido a su comportamiento aleatorio frente a las distintas técnicas de desmagnetización. La susceptibilidad magnética de todos los especímenes se mantuvo casi constante a través de las distintas etapas de desmagnetización térmica. Los especímenes presentaron diferentes comportamientos frente a la desmagnetización, pudiéndose diferenciar dos grandes grupos:

Grupo A: La magnetización remanente de estas muestras posee altas temperaturas de desbloqueo y fuerzas coercitivas. A partir de los diagramas de Zijderveld (1967) puede determinarse la existencia de

especímenes mono (Figs. 3a, 4a) y bicomponentes (Fig. 3b). Luego de las primeras etapas de desmagnetización se logran eliminar las componentes secundarias y se observa una caída aproximadamente lineal de las magnetizaciones hacia el origen de coordenadas. El 62% de los especímenes de rocas volcánicas y el 20% de los de rocas sedimentarias presentaron este comportamiento.

Grupo B: Las proyecciones de los sucesivos vectores de magnetización residual describen caminos en la red estereográfica (Figs. 3c, 4b). A partir de los diagramas de Zijdeveld (1967) correspondientes se observa una trayectoria curva de los vectores de magnetismo remanente residual, lo cual indica la existencia de por lo menos dos componentes con espectros de temperaturas de desbloqueo y fuerzas

coercitivas superpuestos (Figs. 3d, 4c). La mayoría de los especímenes de rocas sedimentarias presentaban un comportamiento aleatorio al ser sometidos a temperaturas de lavado mayores a los 600-620°C. El 38% de los especímenes de rocas volcánicas y el 50% de los de rocas sedimentarias presentaron este comportamiento.

A partir de la observación de cortes delgados de algunas muestras correspondientes a las rocas sedimentarias, se determinó la presencia de titanomagnetita de origen detrítico. En algunos casos la titanomagnetita se dispone en láminas, constituyendo menos del 1% de la roca. Se observó también la presencia de abundante hematita como cemento. En estas rocas los minerales portadores de la magnetización corresponderían a titanomagnetita y hematita. Considerando las temperaturas de desbloqueo y las

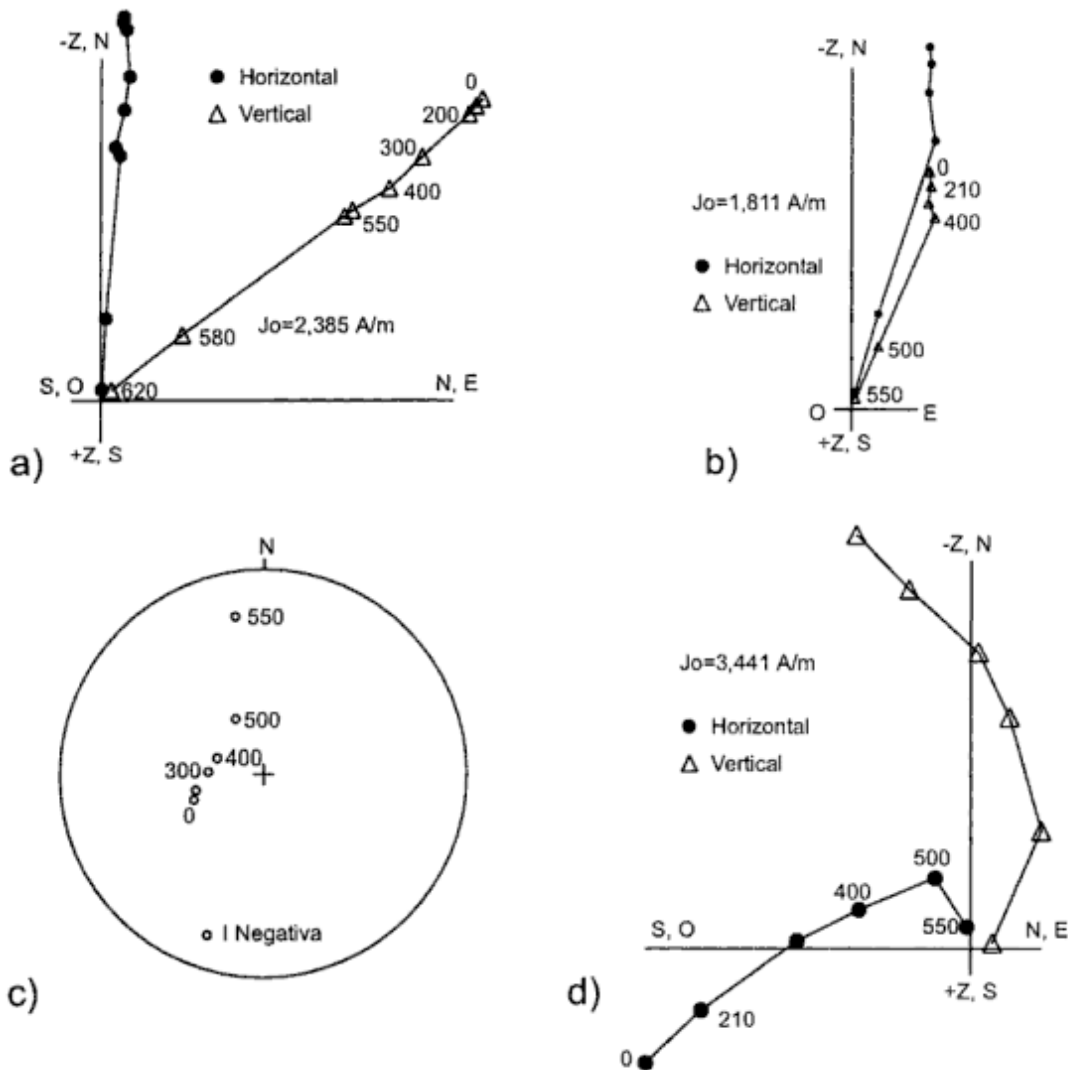


Figura 3: a, diagrama de Zijdeveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen EA00111 (ignimbrita Olacapato). b, diagrama de Zijdeveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen LP01011 (andesita basáltica San Gerónimo). c y d, resultados obtenidos a partir de la desmagnetización térmica del espécimen J00311 (Unidad 5 muestreada en la localidad I de Juncal Grande): c, representación estereográfica de cada vector de magnetización remanente residual, d, diagrama de Zijdeveld.

fuerzas coercitivas, el principal mineral portador de la magnetización en las rocas volcánicas sería titanomagnetita.

Análisis de los resultados obtenidos

Los especímenes fueron analizados utilizando los programas de computación MAG88 (Oviedo 1989), IAPD (Torsvik 1990) y CIRDJ (Mena, inédito). Las componentes de magnetización se determinaron mediante análisis de componentes principales (Kirschvink 1980) aplicando ajustes de línea anclada cuando se observó que las trayectorias definidas por los vectores de magnetización residual iban hacia el origen de coordenadas (Grupo A) (Figs. 3a, b, 4a). En los casos en que se identificaron trayectorias curvas se obtuvieron círculos de desmagnetización (Grupo B) (Figs. 3d, 4c).

En los cálculos siguientes sólo se consideraron componentes cuya desviación angular máxima fuese menor a 15° y círculos de desmagnetización cuyo parámetro estadístico λ (Oviedo 1989) fuese menor a 0,05. Se calcularon direcciones medias finales (DMFs) para cada unidad muestreada en cada una de las localidades estudiadas (Cuadro 1). En el caso de unidades cuyos especímenes presentaban exclusivamente comportamientos pertenecientes al Grupo A, para calcular la DMF correspondiente se aplicó la estadística de Fisher (1953). En el caso de unidades cuyos especímenes (todos o algunos) exhibían comportamientos pertenecientes al Grupo B, se aplicó el análisis de McFadden y McElhinny (1988).

Juncal Grande

Cada una de las componentes y de los círculos de desmagnetización aislados fueron corregidos por estructura, según la actitud de los bancos muestreados y el buzamiento del eje del plegamiento cuando correspondía. El aumento del parámetro de precisión K de cada una de las DMFs de la Unidad 1 luego de practicar las correspondientes correcciones estructurales (Cuadro 1) sugiere un origen tectónico para las magnetizaciones aisladas, aunque la prueba del plegamiento de McElhinny (1964) resultó estadísticamente indeterminada al 95% de confianza en todos los casos.

En la figura 5 se presentan las DMFs corregidas por estructura determinadas para la zona de Juncal Grande. Puede observarse que mientras las DMFs correspondientes a la Unidad 1 en las localidades 1 y 3 son indistinguibles de la posición dipolar reversa para la zona de estudio (Dec. = 180°, Inc. = 44°, $\alpha_{95} = 5^\circ$), no ocurre lo mismo con la DMF de la Unidad 1 en la localidad 2. Por otra parte, las DMFs

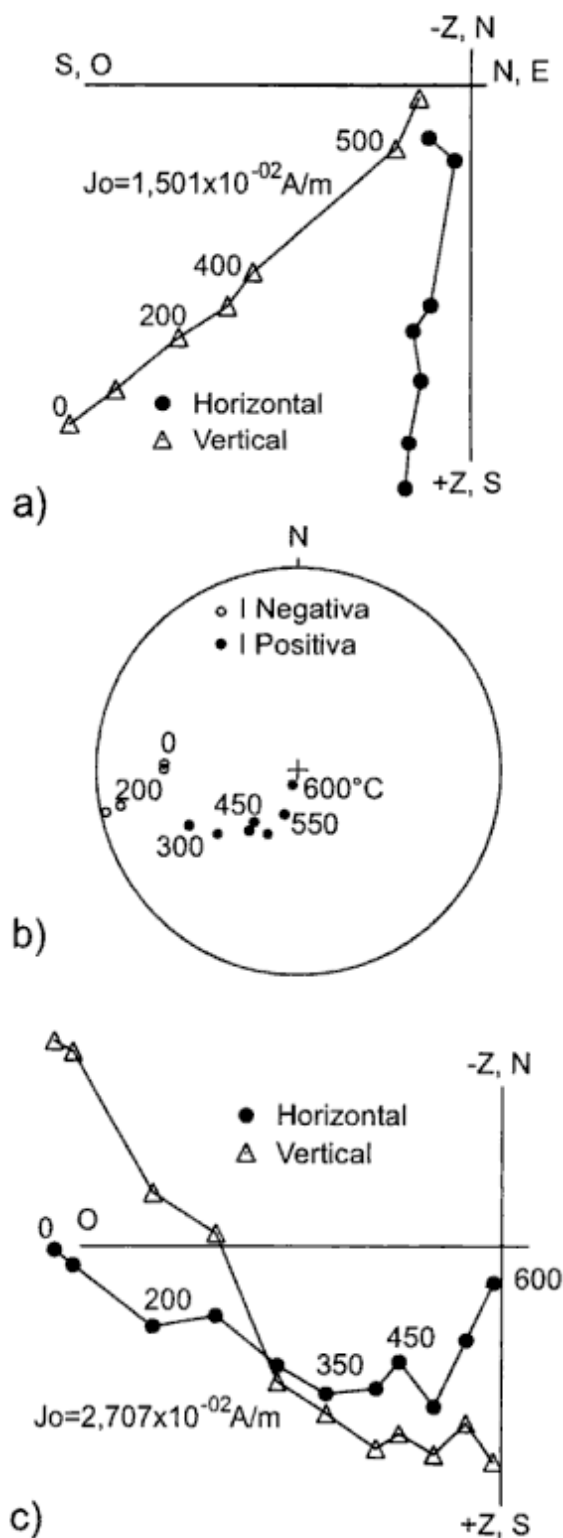


Figura 4: a, diagrama de Zijderveld obtenido a partir de la desmagnetización térmica del espécimen M01611 (Unidad 1 muestreada en la localidad 3 de Juncal Grande). b y c, resultados obtenidos a partir de la desmagnetización térmica del espécimen Z007b (Unidad 1 muestreada en la localidad 1 de Juncal Grande): b, representación estereográfica de cada vector de magnetización remanente residual, c, diagrama de Zijderveld.

Cuadro 1: DMFs y rotaciones calculadas para las zonas de Juncal Grande y Chorrillos. Coordenadas de cada sitio de muestreo (Latitud y Longitud); DMFs, direcciones medias finales; n/N, número de muestras utilizadas en el cálculo de la DMF/número de muestras obtenidas; Dec., Inc., declinación e inclinación; K, parámetro de precisión de Fisher; α_{95} , semiángulo del cono de 95% de confianza alrededor de la media; $R \pm \Delta R$, valor de rotación y su correspondiente error, calculados según Demarest (1983) y utilizando como referencia la dirección del campo geomagnético dipolar actual para la zona de estudio.

Sitio	Ubicación		Edad (Ma)	n/N	DMFs <i>in situ</i>				DMFs corr. por estructura			
	Latitud	Longitud			Dec	Inc	K	α_{95}	Dec	Inc	K	α_{95}
JUNCAL GRANDE												
<u>Localidad 1:</u>	25°52,5'S	67°40,7'O										
Unidad 1			26	11/14	208,0°	54,3°	26	9,5°	170,8°	46,2°	33	8,4°
Unidad 4			5	6/8	4,1°	-28,1°	29	13,0°	358,7°	-28,4°	29	13,0°
<u>Localidad 2:</u>	25°50,3'S	67°39,7'O										
Unidad 1			26	5/5	213,0°	16,8°	233	7,3°	211,2°	29,9°	686	4,3°
Unidad 4			6	8/4	11,2°	-49,5°	75	7,3°	359,3°	-50,4°	75	6,7°
Unidad 5			5	8/4	9,8°	-42,4°	40	9,1°
<u>Localidad 3</u>	25°49,7'S	67°39,5'O										
Unidad 1			26	9/17	198,9°	32,3°	32	9,8°	176,5°	48,2°	30	10,2°
DMF Juncal Grande: Dec. = 359,2° Inc. = -43,3° K = 65 α_{95} = 9,6° N = 5												
Rotación Juncal Grande: $R \pm \Delta R$ = -0,8 \pm 12,0°												
Rotación Unidad 1 en la Localidad 2: $R \pm \Delta R$ = 31,2 \pm 6,8°												
CHORRILLOS												
<u>Sitios de Coutand et al. (1999):</u>												
18	24°15,2'S	66°26,9'O	10	10/10	10,0°	-38,0°	153	3,9°
19	24°16,2'S	66°27,4'O	10	7/7	11,7°	-29,1°	325	3,4°
20	24°15,8'S	66°27,2'O	10	8/8	9,3°	-33,4°	221	3,7°
22	24°13,5'S	66°26,8'O	10	7/8	35,7°	-25,2°	51	8,5°
<u>Esquina Azul:</u>	24°09'S	66°41'O										
Ig. Olacapató			10	4/5	15,7°	-36,6°	95	9,5°
Andesita Esq. Azul			10	3/4	26,4°	-19,3°	3062	12,0°
<u>Mina La Poma:</u>	24°14'S	66°29'O										
Ig. Agua Caliente			17	5/4	351,6°	-46,2°	76	9,5°
Ig. Abra del Gallo			10	8/4	35,2°	-0,8°	100	5,6°
Bas. San Gerónimo			1	4/4	9,8°	-36,7°	156	7,4°
DMF Chorrillos: Dec. = 15,4° Inc. = -33,2° K = 36 α_{95} = 9,4° N = 8												
Rotación Chorrillos: $R \pm \Delta R$ = 15,4 \pm 10,5°												

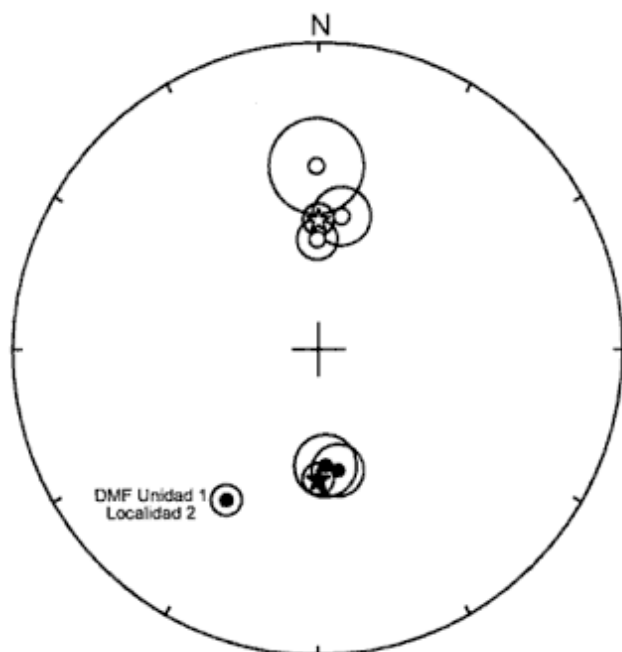


Figura 5: Representación estereográfica de las DMFs corregidas por estructura y sus intervalos de 95% de confianza obtenidas para la zona de Juncal Grande. Círculos vacíos (llenos): inclinación negativa (positiva). Estrella vacía (llena): dirección del campo geomagnético dipolar normal (reverso) para la zona de trabajo.

de las Unidades 4 y 5, que cubren discordantemente a la Unidad 1 en las localidades 1 y 2, coinciden con la dirección dipolar normal (Dec. = 0°, Inc. = -44°, α_{95} = 5°) si se consideran los respectivos intervalos de confianza (Cuadro 1, Fig. 5). Considerando la existencia de DMFs con inclinaciones negativas y positivas, se llevó a cabo la prueba de la reversión de McFadden y McElhinny (1990) utilizando simulación. No se consideró la DMF correspondiente a la Unidad 1 en la localidad 2, ya que se encuentra notablemente alejada de las restantes DMFs. El ángulo entre la media del grupo con inclinaciones negativas y la media del grupo con inclinaciones positivas fue de 9,3° y el ángulo crítico fue de 18,8° (N=5). La prueba resultó positiva con clasificación C. El valor promedio de estas 5 DMFs se reporta en el Cuadro 1: DMF Juncal Grande.

Como se mencionara anteriormente, la DMF determinada para la Unidad 1 en la localidad 2 posee una declinación y una inclinación notablemente alejadas de las esperadas (Cuadro 1, Fig. 5). Su declinación podría explicarse considerando que la localidad 2 sufrió una rotación horaria de alrededor de 30°. Su baja inclinación podría deberse a compactación. Aubry et al. (1996) y Coutand et al. (1999)

también han detectado bajos valores de inclinación en secuencias sedimentarias terciarias aflorantes en la Puna argentina, y atribuyeron dichos valores anómalos a compactación. Estos valores de declinación e inclinación también podrían explicarse si se considera que es posible que la variación secular del campo magnético terrestre no haya sido adecuadamente promediada debido al bajo número de muestras extraídas ($N=5$). Sin embargo, la existencia de la mencionada rotación horaria es avalada por la diferencia observada en los rumbos de los planos de estratificación. Existe correlación entre los valores de declinación y el rumbo de los bancos muestreados: el rumbo promedio de los bancos de la Unidad 1 aflorantes en la localidad 2 es 43° , mientras que el de los aflorantes en el sitio 3 es 5° . Esta rotación sería más antigua que la Unidad 4 ($6,64 \pm 0,07$ Ma), ya que las DMFs correspondientes a las Unidades 4 y 5 aflorantes en la localidad 2 coinciden con la posición dipolar normal para la zona de trabajo. Además, dicha rotación constituiría un fenómeno estrictamente local, ya que no afecta a los mismos bancos rojos pertenecientes a la Unidad 1 que afloran al N y al S de la localidad 2.

Chorrillos

Coutand *et al.* (1999) obtuvieron 4 DMFs a partir del muestreo de flujos dacíticos y andesíticos en la zona del complejo Agua Caliente (Cuadro 1, Fig. 2). En la figura 6 se presentan las DMFs calculadas por Coutand *et al.* (1999) y las DMFs determinadas en este trabajo (Cuadro 1), excepto la DMF de la ignimbrita Abra del Gallo. Esta DMF no será considerada en los análisis siguientes, debido a que su dirección (Cuadro 1) está muy alejada del rango esperado para la variación secular del campo magnético terrestre, lo que sugeriría que fue adquirida durante una excursión o un cambio de polaridad del campo magnético.

Las DMFs de este trabajo correspondientes a flujos terciarios fueron combinadas con las DMFs determinadas por Coutand *et al.* (1999), calculándose una única DMF para la zona de Chorrillos (Cuadro 1). Si se compara dicha DMF con la dirección del campo dipolar actual (Dec = 0° , Inc = -42° , $\alpha_{95} = 5^\circ$) para la zona de trabajo, se obtiene un valor de rotación de alrededor de 15° en sentido horario (Cuadro 1). La DMF del basalto cuaternario San Gerónimo coincide con la DMF calculada para los flujos terciarios si se consideran los respectivos intervalos de confianza (Cuadro 1, Fig. 6). Sin embargo, es muy probable que la variación secular del campo magnético terrestre no haya sido promediada, ya que se muestreó un único flujo cuaternario.

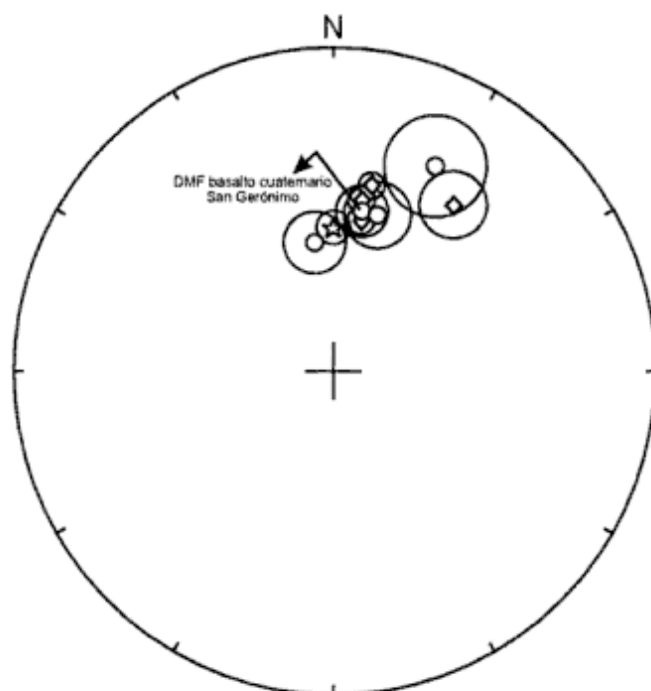


Figura 6: Representación estereográfica de las DMFs y sus intervalos de 95% de confianza correspondientes a la zona de Chorrillos. Símbolos vacíos indican inclinación negativa. Círculos: DMFs obtenidas en este trabajo. Diamantes: DMFs obtenidas por Coutand *et al.* (1999). Estrella: dirección del campo geomagnético dipolar normal para la zona de trabajo.

Discusión y conclusiones

La Puna Austral se extiende aproximadamente entre los $24\text{--}27^\circ\text{S}$. Está ubicada sobre una zona de transición de subducción normal a subducción subhorizontal de la placa de Nazca. Las estructuras del antepaís andino en esta región también son transicionales: el Sistema de Santa Bárbara se extiende aproximadamente entre los $24\text{--}27^\circ\text{S}$. Mientras al N de los 24°S se encuentran las Sierras Subandinas que constituyen una faja plegada y corrida de piel delgada, al S de los 27°S se ubican las Sierras Pampeanas que corresponden a una faja corrida de piel gruesa. Esta segmentación del estilo estructural del antepaís estaría influenciada por la estructura litosférica preexistente. Teniendo en cuenta estas características, la zona de Puna Austral fue seleccionada para la realización de este trabajo. Las localidades de muestreo fueron elegidas debido a su cercanía a zonas de falla importantes con desplazamientos de rumbo de sentido (y en algunos casos magnitud) conocidos.

La zona de Juncal Grande está próxima a la falla de Acazoque (Fig. 1). Esta falla ha sufrido desplazamientos de rumbo dextrales durante el Cuaternario, pudiendo generar como consecuencia rotaciones de bloques en sentido horario. Sin embargo sólo la localidad 2 habría sufrido una rotación en

sentido horario de alrededor de 30° entre los 25 y los 5 Ma. Esta rotación constituiría un fenómeno estrictamente local, ya que no afecta a los mismos bancos rojos que afloran al N (localidad 3) y al S (localidad 1). Esta situación sugeriría la existencia de fallas menores, tal vez cubiertas por rocas volcánicas jóvenes que generarían junto con las fallas mayores diferentes dominios estructurales produciendo una deformación compleja.

La zona de Chorrillos, se encuentra muy próxima al lineamiento de Olacapato-Toro (Falla Chorrillos) (Fig. 2). Esta falla ha sufrido desplazamientos de rumbo sinistral de alrededor de 10 - 20 km, registrando actividad durante el Cuaternario. Sería posible entonces, la existencia de rotaciones en sentido antihorario. Sin embargo, se ha determinado que esta zona sufrió una rotación horaria de alrededor de 15°. En el área de trabajo convergen además del lineamiento Olacapato-Toro, fracturas NNE-SSO recientemente activas relacionadas con el vulcanismo del cerro Tuzgle, que podrían ser las responsables de la rotación detectada.

En conclusión, a partir de este estudio paleomagnético se detectó la existencia de localidades no rotadas, de una localidad que habría sufrido una rotación horaria local de alrededor de 30° entre los 25 y los 5 Ma y de una localidad que sufrió una rotación horaria de alrededor de 15°. Estos resultados indican que las rotaciones detectadas son diacrónicas, y que su magnitud varía de un área a otra existiendo áreas sin rotación evidente. Esto sugiere que las rotaciones observadas en la Puna argentina (particularmente en la Puna Austral) podrían ser de tipo local, controladas por la cinemática de estructuras locales. A su vez, la cinemática de dichas estructuras estaría condicionada por la convergencia oblicua de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, la cual generaría cizalla dextral. Esta cizalla explicaría el sentido horario de las rotaciones detectadas en algunas de las zonas estudiadas.

Agradecimientos

La autora desea agradecer especialmente a S. Singer, R. Allmendinger y R. Somoza, quienes generosamente cedieron las muestras y toda la información de campo sobre las que se realizó este trabajo. B. Coira realizó el estudio microscópico de cortes delgados de especímenes de rocas sedimentarias. La Universidad de Buenos Aires (UBACYT TX 19), el CONICET (PIP 4174/96) y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 00510), financiaron esta investigación. El Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio, proveyó todos los equipos y elementos necesarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abels, A. and Bischoff, L., 1999. Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology*, 27: 751-754.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. and Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16.
- Alonso, R. N., Jordan, T., Tabbutt, K. and Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Aquater, 1980. Estudio del potencial geotérmico de la Provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Estado de Minería, Argentina. 129p. (Inédito).
- Arias, J. y Viera, O., 1982. Estratigrafía y tectónica de la comarca olacapato y Tuzgle, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de Jujuy*, 5: 71-86. San Salvador de Jujuy.
- Aubry, L., Roperch, P., Urreiztieta, M., Rossello, E. and 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.
- 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. and 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.
- Butler, R., Richards, D., Sempere, T. and Marshall, L., 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. In: Carey, S. (Ed.): *Continental Drift - A Symposium*, p. 178-355. University of Tasmania Press, Hobart, Tasmania.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B. and 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.
- Coira, B. and Kay, S., 1993a. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes: Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113:40-58.
- Coira, B. y Kay, S., 1993b. Magmatismo y levantamiento de la Puna, su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 308-319. Mendoza.
- Coira, B. y Paris, G., 1981. Estratigrafía Volcánica del área del Cerro Tuzgle (23° 50'24" 25' Latitud S y 66° 15'66" 45' Longitud O), Provincias de Jujuy - Salta. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 659-671. San Luis.
- Coutand, I., Chauvin, A., Cobbold, R., Gautier, P. and Roperch, P., 1999. Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 104: 22965-22984.
- Demarest, H., 1983. Error Analysis for the Determination of Tectonic Rotation from Palaeomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings Royal Society London. Series A* 217: 295-305.

- Goddard, P., Willson, J., Couch, S. y Viramonte J., 1999. The evolution of El Quevar volcanic complex, Salta Province, Argentina. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 2: 225-227. Salta, Argentina.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Kay, S., Coira, B. y Mpodozis C., 1997. Southern Central Volcanic Zone arc and back-arc mafic magmas: signals of Andean lithospheric processes (27°S to 25°S). *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 3: 1656-1660. Antofagasta, Chile.
- 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.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. and Görler, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar the Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C. W., Zeitler, P. K. and 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. and Swisher II, C., 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 100: 8153-8167.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N. and 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.
- McElhinny, M., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8: 338-340.
- McFadden, P. L. and 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. and McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- Mon, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del norte Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 53-60. Buenos Aires.
- Olson, S y Gilzean, M., 1986. Informe interno de avance de El Queva Project. Minera Utah. Salta (Inédito).
- 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 Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 178 p. (Inédito).
- Pardo Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Prezzi, C. and 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. Buenos Aires.
- Prezzi, C., Singer, S. y Allmendinger, R., 1998. Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en Juncal Grande, Puna Catamarqueña, Argentina: rotación local de bloques. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 122-127. 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.
- Randall, D., Taylor, G. and Grocott, J., 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, 101: 15783-15798.
- Roperch, P., Fornari, M. and Hérail, G., 1993. A paleomagnetic study of the Altiplano. 2° Symposium International Géodynamique Andine, p. 241-244. Oxford, U.K.
- 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.
- Singer, S., Puente, N., Sinito, A. y Allmendinger, R., 1994. Estudio Paleomagnético de Secuencias Terciarias Aflorantes al Este del Salar de Antofalla, Puna Austral, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1451-1455. 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., Singer, S. and Coira, B., 1996. 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.
- Torsvik, T. H., 1990. Programa de computación IAPD: Interactive Analysis of Paleomagnetic data. Universidad de Oxford.
- Vandervoort, D., 1993. Non-Marine evaporite basin studies, southern Puna Plateau, Central Andes. Tesis Doctoral, Cornell University, U.S.A. (Inédito).
- Vilas, J., 1966. Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Zijderveld, J.A.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Eds.): *Methods in paleomagnetism*, p. 254-286. Elsevier, Amsterdam.

Recibido: 7 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Factores y procesos pedogenéticos de Alfisoles de Argentina

José A. FERRER, Fernando X. PEREYRA y Daniela VILLEGAS

*Dpto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
Ciudad Universitaria, Pab. II, 1428 Buenos Aires. E-mail: fxp@gl.fcen.uba.ar*

RESUMEN. Se estudia la relación entre las propiedades del Orden Alfisol y los factores de formación y se analiza la distribución geográfica de este Orden en el territorio nacional. Las propiedades consideradas fueron pH, carbono orgánico; CIC, contenido de arcilla; relaciones de arcilla de los horizontes eluviales y eluviales, textura y espesor de los horizontes y desarrollo pedogenético de los perfiles de suelos. Los Alfisoles muestran una gran variabilidad geográfica y el Suborden Aqualfs posee la mayor distribución areal. El orden Alfisol se encuentra representado en diversas regiones de la Argentina (principalmente en la Llanura Chaqueña, Llanura Pampeana, y Sierras Subandinas), ocupando una superficie de más de 225.000 km². El material original es muy variable, no obstante se nota un predominio de sedimentos aluviales y eólicos con diverso grado de retransporte fluvial. Se desarrollan principalmente en geoformas de escaso relieve, tales como planicies aluviales, niveles de terraza, márgenes de lagunas y microdepressiones en interfluvios. Predomina una vegetación de estepa respecto de las formaciones arbóreas. Los regímenes de temperatura y humedad correspondientes a la mayoría de los Alfisoles son hipertérmico y térmico, y ácuico, ústico y údico. La diversidad de los factores pedogenéticos que incidieron en su origen ha dado lugar a la formación de las numerosas variedades taxonómicas reconocidas en el ámbito de estudio. El perfil más frecuente está integrado por una sucesión de horizontes A, E, Bt, BC, C y los horizontes diagnósticos más comunes son los nátricos, argílicos, kándicos, ócricos y álbicos.

Palabras clave: *Génesis, Alfisoles, Factores de formación, Procesos pedogenéticos, Argentina*

ABSTRACT. *Pedogenetic factors and processes of Alfisols in Argentina.* The relationships existing between some specific properties of Alfisols Order soils and soil forming factors and geographic distribution were studied. Selected properties were: pH, organic carbon, CEC, clay contents, clay relations of eluvial and iluvial horizons, texture and thickness of horizons and pedogenetic development of soil profiles. Argentine Alfisols show great geographic variability and heterogeneity, with Aqualfs predominating above other Suborders. Alfisols rank fourth in areal extent in Argentina, covering more than 225.000 km². Sixty one percent of Alfisols lie within the Chaco plain morphostructural region, with 21% in the Pampean plain (21%) and 12% in the Subandean ranges. The parent materials are variable, although silty and sandy loam, fluvial and reworked aeolian deposits dominate. They formed mainly on flat or gently sloping surfaces (alluvial plains, terraces, shallow depressions and lakes). Prairie vegetation prevails over forest. Moisture regimes are aquic, udic and ustic, with a few areas that are xeric. Temperature regimes are mainly thermic and hyperthermic. The most common succession of horizons is A-E-Bt-BC-C, and diagnostic horizons are natric, argillic, kandic, albic and ocrie.

Key words: *Genesis, Alfisols, Pedogenetic processes, Soil forming factors*

Introducción

El Orden Alfisol incluye al más elevado nivel del sistema Taxonomía de Suelos a aquellos suelos que poseen un epipedón ócrico al que le subyace un horizonte argílico, kándico o nátrico, con moderada saturación con bases (mayor del 35%) en su complejo de intercambio (Soil Survey Staff 1996). El horizonte superficial posee generalmente escasa materia orgánica, débil estructura y relativamente alto grado de saturación del complejo de intercambio. Los cinco Subórdenes que los integran se definen en función del clima edáfico: Udalfs, Ustalfs, Xeralfs, Aqualfs y Boralfs, y los Grandes Grupos, por la presencia de otros horizontes diagnósticos (por ejemplo álbico, nátrico, etc.). El rasgo distintivo de estos suelos es una acentuada anisotropía en sus carac-

teres morfológicos y propiedades físico-químicas debido a la presencia de contrastantes zonas de eluviación e iluviación, que exhiben a menudo sus perfiles más conspicuos. Para algunos autores representan, junto a otros Órdenes tales como Ultisoles, suelos con el máximo grado de organización pedológica, en contraposición a los Entisoles (Rust 1983). Cubren un 13% de la superficie terrestre (Buol *et al.* 1989). En la Argentina alcanzan un apreciable desarrollo areal, ocupando el cuarto lugar después de los Molisoles, Entisoles y Aridisoles con un área aproximada de 225.000 km², equivalente al 8% de la superficie del territorio nacional, excluido el sector antártico.

El objetivo del trabajo es caracterizar los Alfisoles y analizar su distribución y variaciones en sus propiedades según las diferentes zonas geográficas y

factores de formación. Se reconocen también las propiedades más relevantes que de ellos resultan, en función de los factores de formación y que se plasman en diferencias a nivel taxonómico.

La elección del Orden Alfisol no ha sido azarosa. Se sustenta en su relativa importancia areal y en la homogeneidad de esta clase de suelos, toda vez que merced al neto predominio de los procesos de migración de arcillas cristalinas, el rasgo diagnóstico más importante es la presencia de un horizonte Bt argílico, o bien un Bt alcalino (nátrico), o un horizonte kándico con arcillas de baja actividad.

Este tipo de horizontes suele ser un indicador de condiciones de relativa estabilidad geomórfica durante considerables períodos de tiempo (varios cientos a miles de años), si bien en el caso de los «B» nátricos su formación suele ser más rápida en función del efecto dispersante del ion sodio.

Materiales y métodos

Se estudiaron los datos analíticos correspondientes a más de 200 perfiles pertenecientes a todos los Grandes Grupos y distribuidos en las diferentes provincias. Estos datos fueron analizados cualitativamente, obteniéndose diversas correlaciones que evidencian similitudes y diferencias entre las propiedades de los suelos. La información procede principalmente de datos inéditos, generados durante la ejecución del Atlas de Suelos facilitada gentilmente por la Unidad de Reconocimiento de Suelos (INTA). Otros datos provienen de las Cartas de Suelos de las provincias de Entre Ríos, Buenos Aires, Santa Fe y Córdoba, generadas por el INTA, de algunos trabajos realizados mediante convenios entre algunas provincias y el Consejo Federal de Inversiones (provincias de Formosa, Chaco, Corrientes y Neuquén) y datos propios inéditos generados por los autores.

Los cuadros y figuras fueron elaborados con datos procedentes de las fuentes aludidas precedentemente, tomando aquellos perfiles más representativos a los fines de las mismas, por lo que, a los efectos de simplificarlas y ocupar menor espacio, no se detallan en cada una de las figuras y cuadros. Los suelos fueron ordenados según regiones morfoestructurales, a fin de analizar variaciones intra y particularmente interregionales en términos de horizontes diagnósticos como reflejo de variaciones en la intensidad de los principales procesos pedogenéticos actuantes. Los criterios utilizados en la delimitación de las unidades morfoestructurales son propios de los autores; si bien existe una profusa bibliografía sobre la regionalización de la Argentina, se ha preferido generar una nueva, a los fines de la presente contribución.

Distribución y taxonomía

Se distribuyen desde el Trópico de Capricornio (22°S) hasta 52°S en Tierra del Fuego (Fig. 1), aunque la mayor parte se concentra al norte de los 36°S y al este del meridiano 64°O. Abarcan las más diversas regiones: Llanura Chaqueña, Sierras Subandinas, Llanura Pampeana húmeda, Piedemonte de la Cordillera de los Andes Patagónico-Fueguinos y sectores aislados de Patagonia Extraandina.

Se han identificado y cartografiado diversas clases de Alfisoles, integrando casi siempre Unidades Cartográficas Compuestas, principalmente Asociaciones y, en algunos paisajes con rápidas variaciones e intrincados patrones de distribución espacial, conformando Complejos. Mayoritariamente se hallan asociados a Molisoles, Inceptisoles así como Ultisoles y Vertisoles. Se han reconocido los cinco Subórdenes que

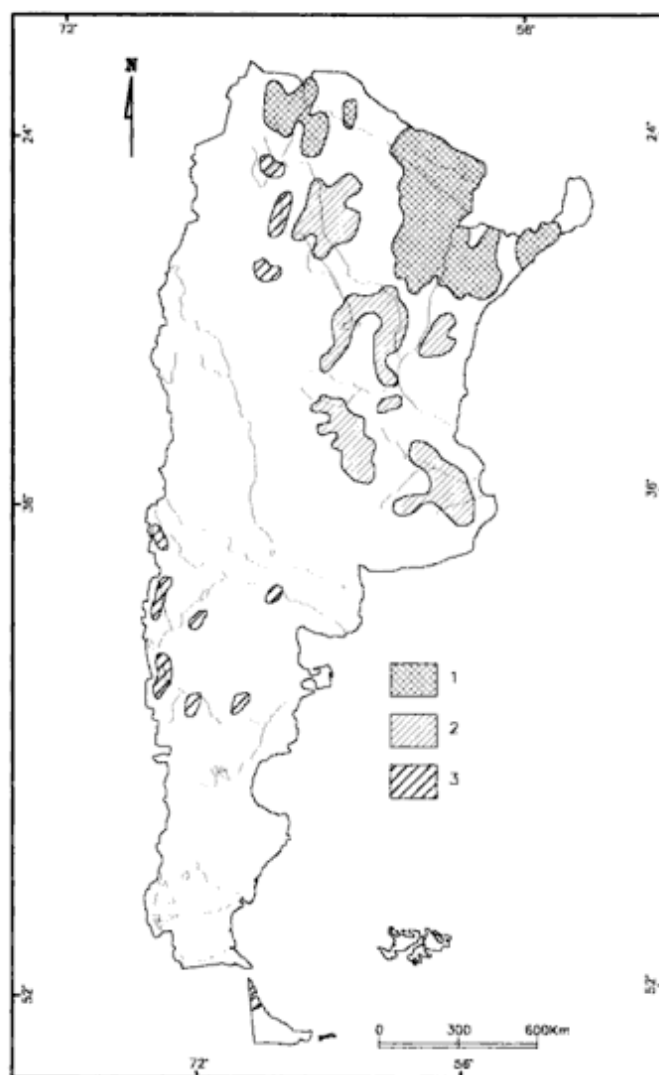


Figura 1: Distribución de los Alfisoles en la Argentina. 1, Áreas con Alfisoles dominantes; 2, Áreas con Alfisoles frecuentes; 3, Áreas con Alfisoles subordinados.

prevé el sistema taxonómico en vigencia. Asimismo se han identificado 21 Grandes Grupos y 54 Subgrupos (SEAGyP-INTA 1989). Estas variaciones taxonómicas, como es lógico, implican una heterogeneidad de factores y procesos pedogenéticos materializados por la presencia, según el caso, de diferentes horizontes diagnósticos (ótrico, álbico, argílico, nátrico, kándico, duripán, fragipán, cálcico) así como también variables condiciones de drenaje y propiedades diagnósticas específicas (lenguas y/o interdigitaciones de materiales álbicos; caracteres vérticos; potentes horizontes texturalmente gruesos, etc.).

Predominan los Acualfes, con más de 14.000.000 de ha (65% del total de la superficie cubierta por los Alfisoles en la Argentina), mientras que se han identificado alrededor de 6.000.000 de hectáreas de Alfisoles no ácuicos ni sódicos. Dicha superficie puede desagregarse en Udalfes (1.461.034 ha), Ustalfes (4.290.907 ha) y Xeralfes (219.016 ha). Los dos primeros Subórdenes, asociados preferentemente al régimen hipertérmico, se difunden en las Llanuras Chaqueña y Pampeana y Sierras Subandinas (provincias de Corrientes, Chaco, Formosa, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán). El Suborden Xeralfes se asocia al régimen méxico y críco, y está restringido al piedemonte de la Cordillera de los Andes Patagónico - Fueguinos, esencialmente en las provincias del Neuquén y Tierra del Fuego (Cuadro 1).

Factores pedogenéticos

Si bien se aprecia una concentración de Alfisoles en la porción norte y noreste del país, no es menos notable la dispersión geográfica en el territorio nacional, tanto en sentido meridional como latitudinal (Fig. 1), sin olvidar que simultáneamente ocupan diferentes pisos altitudinales, desde cerca del nivel del mar hasta los 2.000 metros en regiones

selváticas del noroeste. Esta repartición espacial conlleva una gran variabilidad de los factores de formación (Cuadro 1), y por ende de la naturaleza y/o intensidad de los específicos procesos pedogenéticos intervinientes.

Clima atmosférico y edáfico

Los diferentes tipos de climas atmosféricos en los que se desarrollan los Alfisoles son: Tropical con estación seca, Subtropical sin estación seca, Templado con y sin estación seca, y Frío subhúmedo en la Patagonia austral (Cuadros 2 y 3). Los valores de precipitaciones, principalmente pluviales, se hallan comprendidos entre 700 y algo más de 1400 mm anuales, salvo el caso aislado de Tierra del Fuego (400 mm) en las proximidades de la bahía San Sebastián. El intervalo de temperatura media anual abarca desde los 23°C hasta los 14°C, exceptuando el sector fueguino (6°C). Estas condiciones implican períodos de variable duración según las regiones, en los que la evapotranspiración excede al monto pluvial y por ende varios horizontes alcanzan o se aproximan al punto de marchitez permanente. Este es el régimen hídrico que se corresponde normalmente con la formación de un horizonte argílico (Smith 1965).

En el norte del país, principalmente con régimen údico-ústico (utilizando la delimitación realizada originariamente por van Wambeke y Scoppa 1976), la concordancia entre los máximos de precipitación y de temperatura aceleraría la alteración de los minerales primarios, la consecuente liberación de bases y la iluviación de arcillas (Rust 1983). A estos períodos siguen fases de desecamiento en los que se concentran los productos de alteración. De acuerdo a Smith (1965) el régimen de liberación de las bases en los Alfisoles, no suele superar la capaci-

Cuadro 1: Importancia areal de los Alfisoles según clases de drenaje, régimen hídrico y sodicidad.

CLASE NATURAL DE DRENAJE	RÉGIMEN HÍDRICO	CON HORIZONTE NÁTRICO		SIN HORIZONTE NÁTRICO*		TOTALES	
		ha	%	ha	%	ha	%
Bien drenados a imperfectamente drenados (condiciones reductoras ausentes a temporalmente moderadas)	ÚDICO	168.194 (Natrudalfes)	0,8	1.461.034	6,4	1.629.228	7
	ÚSTICO	1.766.216 (Natrustalfes)	7,8	4.290.907	19,2	6.057.123	27
	XÉRICO	23.932 (Natrixeralfes)	0,1	219.016	0,9	242.948	1
Pobrementemente a muy pobrementemente drenados (condiciones reductoras severas a muy severas muy frecuentes)	ÁCUICO	11.077.728 (Natracualfes)	49,3	3.498.177	15,5	14.575.905	65
SUPERFICIE TOTAL (en hectáreas)		13.036.070	58,0	9.469.134	42,0	22.505.204	100

*Comprende 17 Grandes Grupos

Cuadro 2: Importancia areal de los Alfisoles según su régimen de temperatura.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA DEL SUELO	ALFISOLES % DEL TOTAL DE ALFISOLES	DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA SEGÚN REGIÓN MORFOESTRUCTURAL
Hipertérmico (t.m.a.s.: $\geq 22^{\circ}\text{C}$) *	68,00	Llanura Chaqueña Sierras Subandinas Plateaux Misionero
Térmico (t.m.a.s.: $22 - 15^{\circ}\text{C}$)*	30,64	Llanura Pampeana Sierras Subandinas (sector sur y central) Sierras Pampeanas (sector sur y central)
Mésico (t.m.a.s.: $15 - 8^{\circ}\text{C}$)*	1,16	Planicies Patagónicas extraandina y sector pedemontano de los Andes Patagónicos
Críco (t.m.a.s.: $8 - 0^{\circ}\text{C}$)*	0,20	Planicies Patagónicas extraandina (sector austral)

*t.m.a.s.: Temperatura media anual del suelo a 50 cm de profundidad.

Cuadro 3: Principales factores de formación y Grandes Grupos de Alfisoles según Regiones Morfoestructurales.

Región morfoestructural (*)	Clima atmosférico y edáfico	Materiales originarios	Vegetación natural	Principales Grandes Grupos	% del total de Alfisoles
Plateaux Misionero	Húmedo Údico	Regolito de volcanitas básicas y materiales fluviales finos	Selva	Kandiudalfes Rodudalfes	3,9
Llanura Chaqueña	Subhúmedo húmedo, Subhúmedo seco, Semiárido Údico-Ústico	Loess, limos fluviales y sedimentos lacustres	Estepa herbácea, bosque xerófilo y estepa halófila	Natracualfes Haplustalfes Natrustalfes Ocracualfes	61,0
Sierras Subandinas	Subhúmedo húmedo, Subhúmedo seco Údico-Ústico	Depósitos fluviales de rocas sedimentarias terciarias	Selva (yunga) Bosque montano	Haplustalfes Natracualfes Paleustalfes	12,0
Sierras Pampeanas	Semiárido Arido Aridico-Ústico	Depósitos aluvio-cotuviales	Estepa arbustiva, xerófila y herbácea	Natracualfes	0,5
Llanura Pampeana	Subhúmedo húmedo, Subhúmedo seco Údico-Ústico	Loess y limos loessoides, depósitos marinos finos	Estepa herbácea e hidrófila-halófila	Natracualfes Ocracualfes Natrustalfes Albacualfes	21,0
Planicie Patagónica extraandina	Árido Semiárido Aridico-Xérico	Sedimentos fluviales y eólicos finos	Estepa arbustiva	Natracualfes Natriboralfes	0,3
Andes Patagónicos (sector pedemontano)	Subhúmedo húmedo Subhúmedo seco Xérico	Sedimentos aluvio-cotuviales de piroclastitas terciarias y sedimentos glacialacustres	Estepa herbácea arbustiva	Haploxeralfes Palexeralfes Ocracualfes	1,3

(*)En las regiones Cordillera de los Andes Centrales, Altiplano Puneño y Planicies Occidentales no se han identificado Alfisoles.

dad o ritmo de su lixiviación, lo que explica que en el tramo inferior del argílico la saturación del complejo de intercambio no sea baja, a pesar de que la remoción por el agua de percolación y por el sistema radicular suelen ser procesos activos en esa porción del perfil del suelo.

Según puede apreciarse en el Cuadro 2, existe un

neto predominio de Alfisoles asociados a áreas en las que prevalece el régimen hipertérmico, esencialmente restringido al nor-nordeste del territorio nacional. Los regímenes hipertérmico y térmico afectan en conjunto a un 98% de los Alfisoles identificados, coincidiendo con importantes sectores caracterizados por prolongados períodos libres de helada.

das. Por el contrario son muy poco frecuentes en regímenes méxicos y crícos. Respecto al régimen de humedad de los suelos, se encuentran ampliamente representados en aquellos sectores de regímenes ácuicos y údicos, en los cuales existe el excedente hídrico necesario para permitir la descarbonatación y la argiluvación. Finalmente ocupan sectores restringidos bajo condiciones de régimen xérico (límite entre la Cordillera de los Andes Patagónicos y la Planicie Patagónica Extraandina) y ústico (sectores de Sierras Pampeanas), en los que situaciones locales de relieve permiten compensar el exiguo excedente hídrico. De todas formas, si se exceptúan sectores de la Llanura Chaqueña, Sierras Subandinas y Plateau Misionero, predominan en zonas de régimen ácuico, o sea se han formado bajo severas condiciones reductoras.

Vegetación

Acorde con las variaciones climáticas, los Alfisoles sustentan diferentes formaciones y tipos vegetales, ya sea selva, bosque, sabanas y estepas herbáceo-arbustivas. Considerando las provincias fitogeográficas reconocidas por Cabrera (1976), los Alfisoles son suelos dominantes en la provincia Chaqueña, y en menor medida, en las del Espinal y Pampeana.

En general, si se consideran todos los Alfisoles, es más frecuente la vegetación de estepa respecto de las formaciones arbóreas. Dado el predominio de Alfisoles sódicos y sódico-salinos con régimen ácuico, existen vastas áreas, por ejemplo Pampa Deprimida y Bajos Submeridionales (Provincia Pampeana), en los que la vegetación especializada es hidro-halófila. Por otro lado, Vesco (1985) señala para la provincia de Entre Ríos una estrecha correspondencia entre Alfisoles y quebracho blanco, así como monte de tuna, palma y chañar. Este autor cita la presencia de grandes hormigueros que dan lugar a un típico microrrelieve. En el sector occidental de la Provincia Chaqueña, Provincia de las Yungas y en la Provincia Paranaense, se han desarrollado bajo una vegetación arbórea.

Respecto al uso de la tierra, en vastos sectores de la Llanura Chaqueña y en la Llanura Pampeana, prevalecen actividades de ganadería extensiva con vegetación natural y en menor medida con pasturas implantadas adaptables a las condiciones de hidro-halomorfismo. Mucho más reducida es la superficie de Alfisoles afectada por cultivos agrícolas. Así, por ejemplo, en Salta y Jujuy se cultiva tabaco, como también cultivos hortícolas al pie de las Sierras Subandinas (Haplustalfes údicos). En Santa Fe una fracción de los Albacualfes típicos se destinan al algodón, sorgo y caña de azúcar. En Corrientes y Misiones (extremo nordeste de la Llanura Chaqueña y

el Plateau Misionero) los Kandiualfes ródicos en parte producen yerba mate y té, incluso cultivos anuales (soja, maíz), así como plantaciones de pinos y eucaliptus. En Corrientes, parte de Albacualfes, Glosacualfes y Ocracualfes están destinados al cultivo del arroz.

Relieve

Desde el punto de vista geomorfológico, si bien se encuentran ampliamente representados predominan en las regiones morfoestructurales de la Llanura Chaqueña y la Llanura Pampeana (Fig. 2). La Llanura Chaqueña es una extensa planicie poligenética

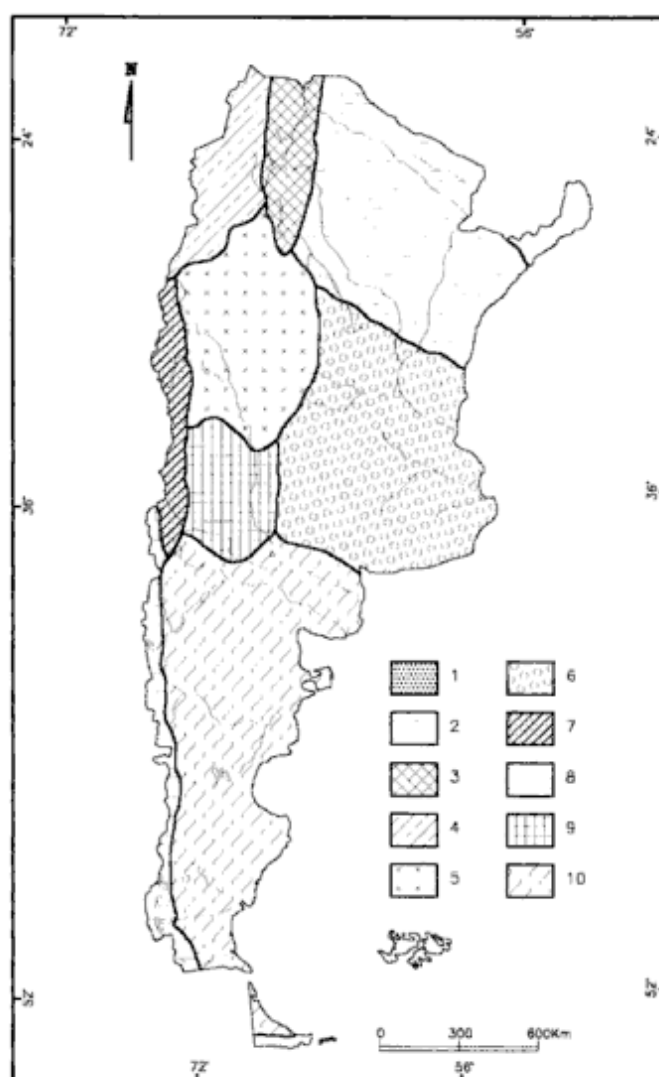


Figura 2: Grandes Unidades Morfoestructurales. 1, Plateau Misionero; 2, Llanura Chaqueña; 3, Sierras Subandinas; 4, Puna; 5, Sierras Pampeanas; 6, Llanura Pampeana; 7, Alta Cordillera; 8, Cordillera de los Andes Patagónicos; 9, Planicies Medanosas Occidentales y 10, Planicie Patagónica Extraandina.

debida principalmente al accionar fluvial. Como respuesta a los diferentes pulsos de ascenso tectónico de la Cordillera de los Andes se formaron extensos abanicos aluviales, con bajas pendientes hacia el este, los que al coalescer conformaron diferentes niveles de agradación pedemontana (ríos Pilcomayo, Bermejo y Dulce). Asimismo, el proceso eólico ha sido importante durante períodos más secos. En esta gran unidad de paisaje, los Alfisoles pueden llegar a ser los suelos dominantes en importantes sectores. La Llanura Pampeana, si bien posee morfológicamente un relieve similar a la anterior, se caracteriza por tener menor relieve relativo y un marcado predominio de la agradación loésica como principal proceso construccional a lo largo del Cenozoico tardío. En el sector de la denominada Pampa Deprimida, al sur de Buenos Aires, un muy bajo relieve relativo debido a la interacción de la depositación de loess y las intrusiones marinas cuaternarias ha resultado en la presencia de grandes extensiones de terreno anegable, en los cuales son frecuentes los Alfisoles de régimen ácuico.

En la unidad morfoestructural Sierras Subandinas, en los sectores de menor pendiente y en superficies más estables, los Alfisoles pueden ser importantes. Finalmente ocupan sectores restringidos de las unidades morfoestructurales Sierras Pampeanas, Cordillera de los Andes Patagónicos y Planicie Patagónica Extraandina.

Los Alfisoles aparecen en diferentes geoformas. Así, se han desarrollado en planicies aluviales, niveles de terrazas, llanuras aluviales, márgenes de lagunas, cubetas de deflación, microdepressiones en interfluvios y en paleocauces, así como en planicies basálticas. Muchas de estas geoformas generan condiciones de drenaje restringido. En menor medida se distribuyen en lomas «cupuliformes» (Llanura Chaqueña oriental) y en sectores serranos (Sierras Subandinas). En los sectores con ausencia de desniveles acusados, el nivel freático se halla cercano a la superficie y/o se favorece la formación de una capa de agua temporaria que afecta a buena parte del solum (Llanuras Chaqueña y Pampeana).

Las geoformas son principalmente holocenas y en menor medida del Pleistoceno superior. Sin embargo puede inferirse, si se comparten los criterios discutidos por Smith (1965), que la mayoría de las geoformas habrían tenido importantes períodos de estabilidad como para que la translocación y acumulación de arcillas iluviadas, que dan lugar a la formación del argílico, hayan superado los lapsos en los que hubieran ocurrido eventos de truncamiento o erosión (períodos de inestabilidad geomórfica o morfogénesis). En situaciones muy restringidas, como por ejemplo en el caso de los Glosacualfes aéricos correntinos, exhiben un patrón de erosión reticular muy conspicuo, denominado localmente «malezal».

Material parental

Respecto al factor material originario su variabilidad es apreciable, si bien prevalecen arealmente los sedimentos aluviales, y eólicos con variado grado de retransporte fluvial. Considerando que el 81% de la superficie ocupada por Alfisoles se corresponde con las Llanuras Chaqueña y Pampeana, puede afirmarse que la mayoría de esos suelos se han desarrollado principalmente a partir de sedimentos loésicos de acuerdo a Teruggi (1957). Según Morrás (1995) la fracción fina de los limos en un sector de la Llanura Chaqueña, en suelos Natracuales y Natracualfes posee más cuarzo y menor contenido en feldespatos y vidrio volcánico que los suelos de la región Llanura Pampeana. Dicho autor atribuye esas diferencias a posibles causas sedimentológicas.

En sectores muy aislados el material originario es de naturaleza lacustre (Llanura Chaqueña y Llanura Pampeana). En los sectores pedemontanos de las Sierras Subandinas, y en menor medida de Sierras Pampeanas, han participado materiales aluvio-coluviales. También cabe destacar sedimentos de albuferas litorales y canales de marea (Pampa Deprimida). *Drift* glacial estratificado (varves) constituye el material originario, o bien el sustrato de Alfisoles en las estribaciones de la Cordillera Andino-Patagónica, al menos en el meridiano que une El Bolsón (Río Negro) y Las Golondrinas (Chubut). Estos suelos con vegetación herbácea-arbustiva se desarrollan al este de los Andosoles con bosque de *Nothofagus*. Otro caso en que los depósitos glaciales habrían intervenido en alguna medida en la génesis de Alfisoles, son los desarrollados en proximidades de la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego) en una planicie costera con sustrato de varves, así como en la planicie contigua al lago Rosario (Chubut). En el extremo noreste del país (Plateau Misionero) los Rodudalfes poseen en la base del solum fragmentos basálticos, si bien no se dispone de elementos de juicio para adjudicarles el carácter de «suelos residuales».

En general prevalece una composición granométrica propia de texturas medias: franco, franco arcillosa, franco limosa, y franco arcillo-limosa. En algunos sectores dominan las texturas medianamente gruesas (franco arenosas en Corrientes). Los extremos texturales son muy poco frecuentes. Mayoritariamente los materiales originarios parecen tener una apreciable reserva en minerales meteorizables, ricos en bases, una condición importante para el origen y evolución de los Alfisoles. Vargas Gil *et al.* (1972) al estudiar una transecta al norte de la bahía de Samborombón (provincia de Buenos Aires) y cuando se refieren a un Natracualfe típico, concluyen que el horizonte A se habría desarrollado en un sedimento eólico que sobreyace a horizontes iluviales (2Bt y 2Bck) generados a partir de arcillas pertenecientes a una transgresión marina de edad «platense». Por

debajo se halla el solum de un suelo desarrollado en sedimentos eólicos (*loess-like*). Esta situación es frecuente en el sector «Pampa Deprimida» de la Llanura Pampeana y representa a los Alfisoles y Molisoles desarrollados a partir de diferentes sedimentos edafizados bajo distintas condiciones geomórficas y bioclimáticas. Se trataría de suelos «polifásicos» según Tricart (1973) ó «poligenéticos» de acuerdo al concepto de Duchaufour (1984).

Principales procesos pedogenéticos y horizontes diagnósticos

El perfil más frecuente se halla constituido por una secuencia A, E, Bt, BC, C, si bien en muchos casos exhiben una mayor transición entre el horizonte superficial y el Bt a través de la presencia de horizontes EyB y ByE; en ocasiones al horizonte superficial le subyace directamente el Bt. En términos de horizontes diagnósticos la secuencia más frecuente es un ócrico sobreyaciendo a un argílico o bien a un nátrico.

Horizontes ócricos, umbricos y álbicos

Rust (1983) ha enfatizado que el rasgo macromorfológico distintivo es la coloración clara del horizonte superficial. Dado el amplio espectro de las condiciones bioclimáticas y de drenaje de los Alfisoles argentinos, aquella característica no siempre es así, siendo tan variable como el amplio rango de materia orgánica que poseen (valores mínimos de 0,5% hasta próximos al 10%). Los horizontes superficiales son de escaso espesor y generalmente poseen bajos contenidos en materia orgánica con mínimos del 1% y máximos del 16%; este último corresponde a los Alfisoles más australes (Tierra del Fuego) donde las bajas temperaturas posibilitan la acumulación y preservación de la materia orgánica. En estos casos el horizonte A1 queda descartado como horizonte mólico por el color en seco y/o por el escaso espesor, más que por el contenido mínimo (1%) de materia orgánica exigido por Taxonomía de suelos y por lo tanto son clasificados como horizontes ócricos. Tenores comprendidos entre el 5% y el 8% se asocian preferentemente, a sectores de bosque en la Provincia de las Yungas y oeste de la Chaqueña y Paranaense, donde pueden diferenciarse epipedones con elevados contenidos de materia orgánica y francamente desaturados (húmbricos).

En general el contenido de materia orgánica se halla en relación inversa con los valores de las lluvias. Esto podría justificarse porque con la mayor oferta pluvial coinciden los más elevados valores de

temperatura, los cuales aceleran los procesos de mineralización de la materia orgánica, en contraposición a los procesos de acumulación. Los más bajos tenores se asocian a suelos cultivados. En otros casos, los bajos valores de materia orgánica en el horizonte superior, se relacionan con regímenes ácuicos y condiciones sódicas, que favorecen la presencia de especies vegetales higró-halófitas. En ambientes alcalinos los horizontes superficiales pueden hallarse manifiestamente decolorados («barros blancos») y concurrentemente con revestimientos muy oscuros (humatos sódicos) en las caras de los agregados del horizonte subsuperficial iluvial (Bt nátrico).

Respecto de la naturaleza de la materia orgánica, sólo se dispone de la contribución de Taboada *et al.* (1987) en Natracualfes típicos de la cuenca del río Samborombón (Llanura Pampeana), quienes concluyen que esos suelos se caracterizan por tener compuestos orgánicos poco polimerizados. Esta situación, a juicio de esos autores, genera una importante pérdida de substancias húmicas a través de las aguas de escorrentía e inundación. En la figura 3a se indican las variaciones de la materia orgánica en relación a la profundidad, para Alfisoles de la porción norte del país. También es inversa la relación entre el pH del horizonte superficial y las lluvias; los valores más bajos (4,3) corresponden a suelos de zonas con mayores precipitaciones, donde el lavado de bases alcanza mayor intensidad (en Corrientes, con más de 1400 mm anuales). Los valores más altos (superiores a 9) se encuentran en los horizontes nátricos.

Las pérdidas de arcilla se manifiestan por un horizonte E de muy variable espesor, según los casos, pudiendo alcanzar valores de hasta 25 cm o más. En muchos Alfisoles el proceso de eluviación es tan severo que parcial o totalmente los horizontes «E»; «E y B», «B» y «E» reúnen los requisitos de un horizonte álbico. La existencia de un horizonte E, y particularmente de aquellos que reúnen las características de álbicos, alcanza una amplia distribución, no restringiéndose a ninguna región en particular, si bien son más frecuentes y más potentes en las zonas con mayor excedente hídrico: centro-este de la Llanura Chaqueña, Sierras Subandinas y Plateau Misionero. La textura más frecuente del E, es franco limosa, y en menor medida, franco y franco arenosa. En general no difiere texturalmente de los A, pero sí de los Bt subyacentes. Además del señalado factor climático, su presencia parece relacionada a condiciones particulares de relieve (que facilitan un mayor grado de eluviación) y probablemente a mayores períodos de tiempo para el accionar de los diferentes procesos pedogenéticos relacionados. En tal sentido Piñeyro y Panigatti (1972), en un sector de la Llanura Pampeana, atribuyen al microclima generado por el relieve de escaso desnivel la presencia de horizontes E en Molisoles y en Alfisoles.

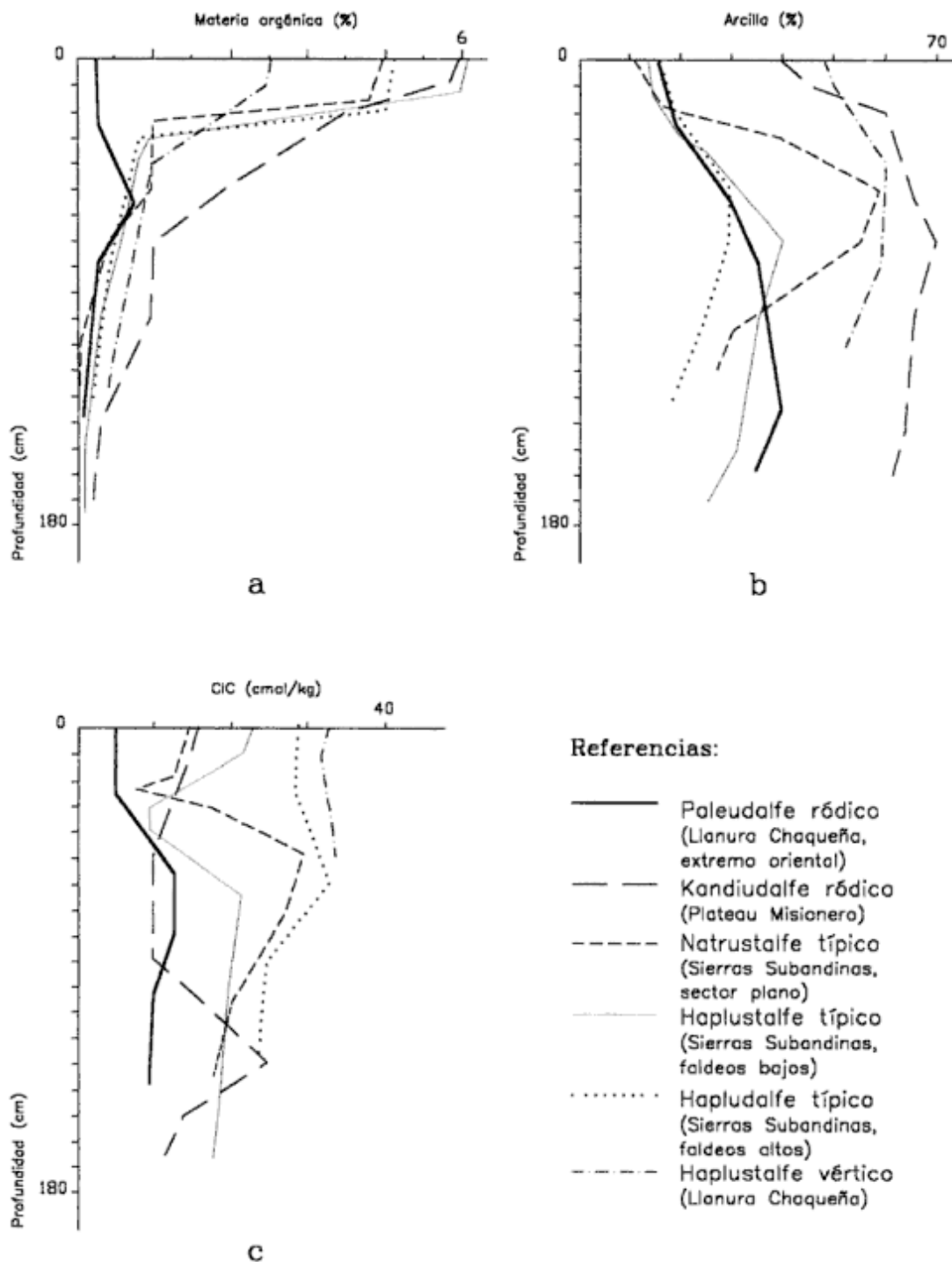


Figura 3: Función profundidad de: a, materia orgánica, b, arcilla y c, CIC, para diferentes Subgrupos de Alfisoles.

La expresión morfológica de ese horizonte eluvial se incrementa desde el borde de las depresiones hacia su porción central más profunda. El horizonte E representa el 7% del espesor total de los horizontes eluviales en el borde de las depresiones, mientras que en la zona más profunda equivale al 62%. Dichos autores afirman que el proceso genético del horizonte E se debe posiblemente a procesos de meteorización química ya que el frecuente anegamiento

generaría condiciones reductoras, lo que habría favorecido la lixiviación del Fe^{3+} como catión ferroso así como la migración de la materia orgánica. Datos de laboratorio confirman la pérdida de Fe del horizonte E y su incremento en la porción iluvial.

Según los mismos autores el horizonte E posee un bajo índice de percolación, siete veces menor tanto para el horizonte A1 como para el Bt, lo que genera una severa limitación para la infiltración y para el

desarrollo radicular. Este horizonte posee una elevada resistencia mecánica debida a su gran compactación ya sea por carecer de estructura o por ser laminar. Al cambio textural abrupto entre el E y el Bt se le suma una marcada anisotropía estructural, de masiva a bloques o bien prismática, lo que favorece la acumulación temporaria de agua entre los horizontes eluviales y el iluvial subyacente.

La intensa decoloración del horizonte E de algunos Acualfes resalta la presencia de nódulos y concreciones ferromangáníferas. Valencia e Imbellone (1971) al estudiar un Albacualfe típico, perteneciente a una catena en la Pampa Deprimida, hallan una estrecha correlación entre el color de las formaciones ferromangáníferas y su naturaleza química. Dichos autores señalan que las de color rojizo poseen un tenor en Fe_2O_3 superior a las de tonalidad oscura (27,8% versus 13,5%); por el contrario cuando analizan el contenido en MnO su participación se invierte (1,8% y 7,7%). De acuerdo a estos mismos autores, las formaciones férricas prevalecen en la porción superior y media del perfil, mientras que en el tramo inferior predominan las ricas en manganeso. Stephan y De Petre (1973), citados por Morrás (1985), hallan en una catena de Santa Fe que desde el Argiudol hacia el Albacualfes, las concentraciones de hierro y manganeso se incrementan.

Otra situación que suele ser frecuente, es la presencia de interdigitaciones o bien «lenguas» de materiales álbicos asociados en diferentes proporciones, con el horizonte argílico (Glosacualfes), lo cual indica procesos de degradación de horizonte iluvial. Panigatti (1980) al estudiar en el norte de Santa Fe (Región Chaqueña) la degradación de horizontes argílicos, destaca la ausencia de argilanes y la presencia de esqueletanos en las caras de los agregados de horizontes «E» y «B y E» como signos de destrucción. Simultáneamente reconoce que los argilanes perduran en el núcleo de los agregados de esos horizontes, rasgo que sugiere que la formación de ambos se habría producido a partir del tramo superior del argílico. Morrás (1983) reconoce argilanes degradados en horizontes E de Planosoles sódicos (¿Natracualfes típicos?) en los cuales la degradación, manifestada en microfisuras y cavidades, la atribuye a una traslocación de arcilla más que a una alteración química.

Muchos Alfisoles del territorio nacional exhiben un solum totalmente descarboxilado, siendo frecuente que el carbonato de calcio en concreciones o distribuido en la masa, se halle entre 80 y 100 cm, superando apreciablemente este último valor en condiciones de buen drenaje y balance hídrico positivo. En algunos, el CaCO_3 se halla en el horizonte Bt sugiriendo procesos de recarbonatación posteriores a la argiluviación.

Vinculados a condiciones de mal drenaje se reconocen Alfisoles con abundante plintita, en la base

del solum. Tal situación es más frecuente en la Provincia de Corrientes y en la zona del Plateaux Misionero, pudiendo estar también relacionada con la presencia de materiales originarios rico en Fe^{3+} , entre ellos material regolítico de los basaltos de la región.

Horizontes argílicos, nátricos y kándicos

Subyaciendo a la porción eluvial se distingue la zona o fracción del perfil con signos casi siempre fácilmente reconocibles del proceso de iluviación de arcillas, generalmente resultante en la formación de horizontes argílicos. Considerando los casos de horizontes A con un rango de arcilla comprendido entre 15% y 40%, el cociente: % arcilla B / % arcilla A presenta un valor promedio de 1,70; con mínimos de 1,21 y máximos que superan holgadamente un valor de 2. Si se comparan los valores de precipitaciones con el cociente de arcillas, surge una relación directa entre ambos parámetros. Los índices más elevados parecen hallarse preferentemente en vastos sectores de la Llanura Chaqueña. Paralelamente, para zonas de igual precipitación, los índices de menor valor, se asocian a suelos de texturas más finas (Ferrer y Pereyra 1993).

En la figura 3b, se observa la función profundidad del contenido de arcillas para algunos suelos seleccionados. El mismo, para los horizontes argílicos, varía entre el 20% y 70%, con los valores mayores en la región norte, con un régimen de humedad údico. Al analizar el espesor total de la porción iluvial, surge que los horizontes argílicos de mayor espesor se han desarrollado a partir de materiales originarios de texturas no extremas, esencialmente franco limosas. A su vez los mayores espesores parecen coincidir con zonas de mayores precipitaciones.

Otra propiedad diagnóstica común es la presencia de un «cambio textural abrupto», es decir que el contenido de arcillas se duplica entre un horizonte eluvial y el contiguo iluvial, dentro de una distancia vertical inferior a los 7,5 centímetros. Esta situación tiene lugar con o sin horizonte E, aunque ésta última parece ser la más frecuente. Dicha característica típica a los Albacualfes. Cuando el horizonte órico o el álbico poseen 20% o más de arcilla se requiere un incremento del 20% o más en términos absolutos para ser considerado «cambio textural abrupto». No puede descartarse que algunos «cambios texturales abruptos» sean consecuencia de una discontinuidad litológica y no de la migración de arcillas, o en todo caso de la concurrencia de ambos procesos. Estos cambios contrastantes suelen estar asociados a capas de agua temporaria o «colgadas» que según Rust (1983) establecen una definida porción del suelo con intensa meteorización física y química. Wilding y Rehage (1993) advierten que el contraste

textural de suelos con régimen ácuico entre el horizonte superficial y el subsuelo (Bt) ha sido atribuido probablemente de manera sobreestimada al proceso de translocación de arcillas. Según estos autores en muchos casos podrían intervenir otros procesos tales como ferrólisis, meteorización *in situ* de minerales primarios, neoformación de arcillas, así como discontinuidades litológicas.

Los valores de la CIC, varían ampliamente alrededor de 30 cmol/Kg, para el horizonte argílico, con valores menores en aquellos suelos ubicados en zonas con mayores precipitaciones y más elevadas temperaturas. En algunos casos, como por ejemplo en zonas de las Sierras Subandinas, Llanura Chaqueña y Plateau Misionero, el hecho de que los menores valores de CIC coincidan con los máximos tenores de arcillas, sugiere cambios mineralógicos de esa fracción. Puede adjudicarse al factor temperatura (régimen térmico a hipertérmico) la responsabilidad de una más severa meteorización. La variación de la CIC con la profundidad se ejemplifica en la Fig. 3c.

La mayoría posee saturación con bases superior al 60%; los menos saturados se ubican en las zonas de mayores precipitaciones y asociados a vegetación de mayor porte (provincias fitogeográficas de las Yungas, Chaqueña y Paranaense). Por otro lado, los suelos en regiones más templadas (Llanura Pampeana) muestran porcentajes mayores de saturación.

Un caso particular de horizontes Bt está integrado por aquellos en los que el sodio intercambiable supera el 15% del valor de la CIC (horizonte nátrico). Las 3/4 partes de los Acualfes son sódicos, es decir que sus perfiles poseen importantes tenores del ion sodio al estado intercambiable, afectando cuando menos al horizonte Bt (nátrico en estos casos), en el que su participación varía entre el 20% y 60% de la CIC. Sin embargo no son los únicos Alfisoles afectados por el ion sodio, ya que si se agregan a los Natracualfes, los Natrudalfes, los Natrustalfes y Natriboralfes afectan en conjunto una superficie de 13.000.000 de hectáreas, equivalente al 58% del total del área cubierta por los Alfisoles. Estos Alfisoles sódicos cubren importantes áreas, principalmente en las Unidades Morfoestructurales Llanura Pampeana y Llanura Chaqueña.

De acuerdo a Tricart (1973), la Pampa Deprimida, localizada dentro de la Llanura Pampeana, es una de las pocas zonas húmedas del mundo cuyos suelos poseen altos contenidos de sodio. Esta subregión alcanza casi 100.000 km², predominando los Natracuales, mientras que los Natracualfes alcanzan 10.000 km². Según este autor, la alta sodicidad de todos los suelos alcalinos de esta zona es heredada del material orgánico, correspondiente a sedimentos finos debidos a la última ingesión marina importante, localizada en el Holoceno medio y a la alteración de los materiales cineríticos componentes del

loess pampeano. Se suma a este aspecto el hecho de que los fuertes vientos procedentes del cercano litoral marino han provocado la generalizada depositación de polvo salado que ha aumentado el contenido de sales en los suelos.

El excedente hídrico debido al actual clima húmedo habría alcanzado para eliminar las sales, no así los álcalis. Asimismo, el muy lento escurrimiento debido al bajo relieve relativo y las texturas finas de los materiales aflorantes obstaculizaría el lavado de los suelos, favoreciendo la concentración de iones alcalinos. En consecuencia, según Tricart (1973) los suelos de la esta región están en desequilibrio con el clima actual, perdurando sólo por causas geomorfológicas. El escaso relieve relativo es responsable de la lenta evacuación de los excedentes hídricos. La red de drenaje, parcialmente endorreica y arreica en una región húmeda, le confiere a la Pampa Deprimida el carácter de excepcional en el mundo, tanto en lo referente a su dinámica morfogenética como en el predominio de suelos sódicos, salino-sódicos y aún salinos. La participación del ion sodio al estado intercambiable varía entre 20% y 70% del valor total de la CIC, siendo frecuente que supere valores de pH 8,5. Al menos para los Natracualfes de la Pampa Deprimida, la fuente de provisión sódica habría sido ocasionada por ascenso de la capa freática, ya que de acuerdo a Lavado (1983), la precipitación pluvial no aportaría sales en tenores significativos, según los datos de composición química del agua. De esta manera se descartaría la contaminación vía aerosoles marinos.

En líneas generales son no salinos, salvo en sectores restringidos. Lavado *et al.* (1991) al analizar Natracualfes típicos de la Pampa Deprimida concluyen que el proceso de salinización de los horizontes superficiales puede adjudicarse al sobrepastoreo. Según esos autores cuando disminuye la cobertura vegetal se producen ascensos salinos mediante convección a partir de un nivel freático cercano a la superficie. En otros casos a ese proceso se agregaría el de la difusión en el horizonte B2t. De acuerdo a esa contribución el proceso de salinización habría comenzado con la introducción del ganado vacuno.

En Natracualfes bonaerenses (Llanura Pampeana) Imbellone (1980) identifica netas variaciones del plasma y el esqueleto, con predominio de éste en la porción eluvial del perfil, mientras que en la iluvial prevalece el plasma, equilibrándose ambos caracteres en la base del solum. La presencia de «ferriargilanes» confirma la movilización de coloides según esa autora, quien destaca que los cutanes se hallan mejor expresados en el horizonte de transición B3 (BC) en comparación a los del Bt, donde habrían sido destruidos por los intensos cambios de humedad y, por ende, de volumen de los materiales presumiblemente integrados por arcillas expandibles. Imbellone (1980) corrobora la anisotropía de los

agregados columnares ya que exhiben una distribución periférica (en sus cabezas y caras) de macrocavidades, así como una densificación y reorganización del plasma en el núcleo y porción inferior de las columnas. Esta heterogeneidad, dispuesta en sentido concéntrico u horizontal (desde la cara externa hacia el centro de las columnas) como también desde su techo hacia su base, confirma la progresiva degradación de los horizontes iluviales en beneficio del crecimiento de porciones eluviadas, ya sea horizontes ByE, EyB o E.

Al estudiar la Serie Manantiales, en el nordeste de la provincia de Buenos Aires (Llanura Pampeana), perteneciente al Subgrupo Natracualfe mólico, Iñiguez y Scoppa (1971) hallan que la illita es muy abundante en los horizontes eluviales, disminuye levemente en el Bt y vuelve a incrementarse en el B3 (BC). La montmorillonita si bien subordinada, tiene una distribución inversa, es decir, aumenta en los iluviales y disminuye hacia los horizontes BC y C. La función profundidad de la montmorillonita en estos suelos sódicos difiere respecto de la correspondiente a suelos «zonales» Argiudoles (Iñiguez y Scoppa 1970), en los que el mayor porcentaje se halla en los horizontes más profundos (base del solum y horizonte C). Otra diferencia es la baja cristalinidad de los minerales de arcilla en los horizontes más profundos del Natracualfes. El drenaje restringido y las condiciones de alcalinidad serían las causas de las diferencias indicadas. Morrás *et al.* (1982) al estudiar un sector de la Llanura Chaqueña («Chaco Deprimido») ubicado en la provincia de Santa Fe, con distintos suelos, entre ellos Natracualfes, halla una diferencia mineralógica entre los horizontes A y Bt.

En el epipedón prevalece la illita con estructura poco conservada, mientras que en el horizonte nátrico (Bt_{na}) la illita disminuye con una mayor abertura de su estructura laminar, y un neto predominio de arcillas expandibles. Esas variaciones se corresponden con un gran contraste morfológico entre ambos horizontes. Dicho autor atribuye el cambio mineralógico a diferentes causas: a) alteración de definidos minerales de arcillas en el horizonte A, aunque sus condiciones de pH, neutro a ligeramente alcalino, no parecen compatibles con los procesos de alteración de minerales arcillosos con la intervención de H⁺ intercambiable; b) otra causa de esas diferencias mineralógicas, el autor la adjudica en parte a procesos de argiluvación (*lessivage*) preferencial de las arcillas expandibles debido a su menor tamaño y la consecuente acumulación en el horizonte iluvial. De acuerdo a dicho autor, la dispersión y la migración de las arcillas serían facilitadas por el elevado tenor en sodio intercambiable.

Arealmente muy subordinados y restringidos al nordeste (provincias de Misiones y Corrientes) se han caracterizado horizontes kándicos a menudo de

textura fina, pero con muy baja CIC, y valor S, pH ácidos y leve a moderada saturación con aluminio intercambiable. Se trata de Kandiudalfes ródicos, en los que se presume una importante participación de arcillas caolínicas. Los valores de CIC varían entre 4 y 8 cmol/kg, siendo la capacidad efectiva de cambio variable entre 1,8 y 4,1 cmol/kg. En estos casos la saturación con aluminio intercambiable varía entre 10 y 35 %, mientras que la saturación con bases resulta la más baja de todos los Alfisoles reconocidos. Los muy bajos valores de CIC se atribuyen al predominio de arcillas de baja actividad y dada su restricción geográfica (extremo oriental de la Llanura Chaqueña y Plateau Misionero) se infiere que tal situación podría atribuirse al severo efecto de meteorización resultante de la combinación de muy altas temperaturas y elevada oferta pluvial. También puede adjudicarse -en forma combinada- a la presencia de materiales originarios provenientes de la alta cuenca de los ríos Paraná y Uruguay (en territorio brasileño) donde impera una severa alteración geoquímica.

Otra situación muy particular y restringida a lomadas arenosas correntinas es la de un subsuelo iluvial donde el Bt posee texturas gruesas y se expresa como «lamelas texturales» intermitentes o discontinuas (Hapludalfes psaménticos).

Horizontes cementados

Se han identificado Alfisoles con duripán o bien con fragipán. Con respecto a éstos últimos, en el sureste de la provincia de Córdoba han sido estudiados con detalle por Schiavo *et al.* (1995). Estos autores describen para la Serie (t) La Providencia (Fragiacualfes típicos) aspectos micromorfológicos de ese horizonte diagnóstico, destacando su elevada densidad de empaquetamiento en relación a los horizontes suprayacentes, así como la presencia de notables fisuras orientadas horizontalmente. Su cementación es atribuida a ferriargilanes, los que enlazan las partículas del esqueleto y colmatan los espacios del empaquetamiento.

De acuerdo a esos mismos autores, estos fragipanes serían horizontes relictuales formados bajo una pedogénesis anterior, resultante de un hidromorfismo ácido que habría facilitado la movilización del Fe²⁺ (liberado por meteorización); en la fase de oxidación este elemento habría actuado como Fe³⁺ formando complejos con las arcillas, generando la compactación del horizonte. No se han identificado rasgos de corrosión de los ferriargilanes a pesar de la alcalinidad que exhiben los fragipanes, por lo que interpretan que estas condiciones químicas se habrían instaurado *a posteriori* de la formación de esos horizontes diagnósticos.

Índices pedogenéticos

Para explicar los principales rasgos de los Alfisoles se ha recurrido a los índices pedológicos desarrollados por Papadakis (1980) y que se documentan en el cuadro 4, ordenados por región. El «Índice de alteración» alude a la mayor o menor severidad del proceso de meteorización y por consiguiente de la descomposición de minerales primarios y secundarios. Considerando que en dicho parámetro interviene la temperatura, controlando la velocidad de las reacciones bioquímicas y geoquímicas, se aprecia que este Índice es máximo en el Plateau Misionero, seguido por el correspondiente a Sierras Subandinas y Llanura Chaqueña, para decrecer paulatinamente hacia el sur, hasta su mínima expresión en la Planicie Patagónica Extraandina. Este gradiente contribuye, inicial y preliminarmente, a explicar el predominio de arcillas de baja actividad en los Alfisoles del Plateau Misionero y del extremo oriental de la Llanura Chaqueña, donde esos suelos exhiben los más bajos valores de CIC, propios de una fracción arcillosa integrada esencial y presumiblemente por caolinitas y óxidos hidratados de Fe^{3+} y Al^{3+} . Los procesos de alteración de esos sectores se ven facilitados por la disponibilidad de agua en los períodos con máximas temperaturas (régimen hipertérmico combinado con régimen de humedad ústico y údico). Hacia el sur con condiciones climáticas algo más atenuadas disminuye la participación de arcillas de baja actividad, concomitantemente con una muy alta participación de especies de retículo 2:1 (illitas y montmorillonitas).

Por su parte el «Índice de lixiviación» es un indicador de la capacidad del agua que ingresa en el suelo de generar la progresiva desaturación del com-

plejo de intercambio, acidificación paulatina, y al mismo tiempo facilitar la migración de las arcillas (argiluviación). Este índice también llamado por Papadakis (1980) «lluvia de lavado» coincide con lo que Duchaufour (1984) designa como «drenaje climático», por lo que deben excluirse aquellas situaciones de mal drenaje y en particular el denominado régimen ácuico (Suborden Acualfes). Los valores más elevados del «Índice de lixiviación», indicador de la movilización de los materiales al estado soluble y en suspensión, están restringidos principalmente al norte y nordeste argentino hasta abarcar buena parte de la Llanura Pampeana. Los valores más altos se corresponden con ámbitos en los que son frecuentes los cambios texturales abruptos (descartando casos en los que están presentes discontinuidades litológicas), así como presencia de potentes horizontes eluviales E (prescindiendo de capas litogénicas), y concordando con una muy profunda acumulación calcárea, casi siempre en forma no cementada. Cuando el ritmo de lixiviación no supera a la liberación de cationes alcalino-térreos el complejo de intercambio conserva una relativa a elevada saturación con bases intercambiables. Por el contrario, cuando la lixiviación es más severa y a un mayor ritmo, suele generarse una acentuada desaturación hasta alcanzar valores menores del 35 %, dando así lugar al Orden Ultisoles, suelos contiguos a los Alfisoles en diversos sectores del paisaje correntino y misionero exclusivamente.

Por último, el «Índice de rubefacción» indica las condiciones que favorecen la presencia de Fe^{3+} libre conformando óxidos férricos deshidratados (Papadakis 1980) que le confieren al suelo un notable tinte rojizo. Este proceso se ve facilitado cuando se alternan períodos de humectación y desecamiento. Co-

Cuadro 4: Índices pedogenéticos (*) según Regiones Morfoestructurales.

REGIÓN	ÍNDICES	ÍNDICE DE ALTERACIÓN	ÍNDICE DE LIXIVIACIÓN ("Lluvia de lavado")	ÍNDICE DE RUBEFACCIÓN
Plateau Misionero		184	691	37
		169	608	26
		146	521	25
Sierras Subandinas		90	370	39
		52	209	37
		50	163	24
Llanura Chaqueña		114	138	33
		69	92	23
		39	86	21
Llanura Pampeana		30	269	12
		17	198	10
		15	126	8
Sierras Pampeanas		13	45	12
		11	38	11
		8	33	-
Cordillera de los Andes Patagónicos (Sector pedemontano)		56	116	11
		39	60	10
		6	40	10
Planicie Patagónica Extraandina		4	21	2
		3	15	2
		2	14	1

(*) Fuente: Papadakis (1980, pág. 83-94). Los valores corresponden a tres localidades por Región.

mo se aprecia en el cuadro 4, los valores más elevados del proceso de rubefacción se concentran en las tres regiones más septentrionales. Esto explica la presencia de Rodudalfes, Kandiudalfes ródicos y Paleudalfes ródicos exclusivamente en las provincias de Corrientes (extremo este-nordeste) y Misiones, donde son identificados con el término vernáculo de «tierras coloradas», si bien corresponde señalar que bajo esa definición popular están incluidos otros Órdenes, principalmente Ultisoles y Oxisoles.

En cuanto a los Alfisoles rojizos de las Sierras Subandinas bajo vegetación selvática, su coloración puede atribuirse parcialmente al material de origen (sedimentitas cretácicas y terciarias) en las inmediaciones de Orán, Zenta, sierras de Aguara Güe y San Andrés entre otras. En las tres regiones aunque se carece de información respecto del origen de la coloración rojiza, es probable que se trate de una propiedad heredada (suelos litocromáticos de origen litogénico) y al mismo tiempo de una propiedad adquirida por la participación del proceso de rubefacción y aún el de ferruginización en el sentido discutido por Buol *et al.* (1989) y Duchaufour (1984).

Conclusiones

Teniendo en cuenta que los Alfisoles en la Argentina alcanzan un importante desarrollo areal, ocupando el cuarto lugar luego de los Aridisoles, Entisoles y Molisoles, con una superficie aproximada de 225.000 km²: un 39% de los Alfisoles posee un horizonte argílico enriquecido en arcillas de retículo 2:1. Escasamente poseen un Bt cándico, con arcillas de baja actividad (caolinitas e hidróxidos de Fe³⁺ y Al³⁺). El 58% presenta un horizonte Bt sódico (nátrico) formado en medios alcalinos, previos a la pedogénesis o bien como consecuencia de una alcalinización posterior a la formación de un Bt argílico.

La gran mayoría de los Alfisoles (65%) se encuentran actualmente sometidos a condiciones reductoras (régimen ácuico). Un 27% posee un régimen hídrico ústico (lluvias de verano), un 7%, régimen údico casi siempre sin restricciones de drenaje, y el 1% restante, un régimen xérico (lluvias invernales). Un 68% de la superficie ocupada por Alfisoles tiene un régimen hipertérmico (temperatura media anual del suelo superior a los 22°C), un 30%, régimen térmico (entre 22 y 15°C), un 1,16%, temperaturas entre 15 y 8°C (régimen mésico) y un 0,20% temperaturas medias anuales inferiores a los 8°C (régimen críco).

De acuerdo a definidas Regiones morfoestructurales, el 61% de los Alfisoles integra la Llanura Chaqueña; el 21% forma parte de la Llanura Pampeana, un 12% se asocia a las Sierras Subandinas; mientras que el resto integra el Plateau Misionero (3,9%), sector pedemontano de los Andes Patagónicos

(1,3%); Sierras Pampeanas (0,5%) y la Planicie Patagónica Extraandina (0,3%). La gran concentración areal de Alfisoles al norte del paralelo 36°S, región norte y nordeste del país, se corresponde con los más elevados valores de «Índice de lixiviación» según la acepción dada por Papadakis (1980) a dicho parámetro. Paralelamente explica la muy escasa participación de este Orden en las Sierras Pampeanas y la Planicie Patagónica Extraandina cuyo «índice de sequía» o balance hídrico negativo (régimen arídico) no favorece actualmente los procesos de transporte de materiales en solución y en suspensión, capaces de generar horizontes de acumulación de arcillas cristalinas, requisito común a todos los Alfisoles.

Entre los Alfisoles prevalece la vegetación de estepa respecto de las formaciones arbóreas. Dado el predominio de condiciones sódicas en vastos sectores de la Llanura Pampeana y Llanura Chaqueña, los Alfisoles sustentan una vegetación higróhalófito. El material originario resulta muy variable, si bien predominan sedimentos aluviales y eólicos con variado grado de retransporte fluvial. En sectores aislados el material parental es de naturaleza lacustre, en otros sedimentos de albuferas y canales de marea, y muy escasamente drift glacial estratificado. En algunas Regiones, particularmente la Llanura Pampeana (sector de la Pampa Deprimida), muchos Alfisoles están integrados por varios sedimentos alternantes de naturaleza eólica y marina (suelos poligenéticos). En la figura 4 se observa un perfil esquemático con la distribución de los Alfisoles y suelos asociados, a la latitud de 24° S.

El perfil más frecuente está integrado por una sucesión de horizontes A, E, Bt, BC, C. Algunos casos exhiben una mayor transición entre el A y el Bt mediante la presencia de horizontes EB y/o BE. En términos de horizontes diagnósticos la secuencia más frecuente es un ócrico sobreyaciendo a un nátrico o bien a un argílico. Los horizontes superficiales A son poco potentes y generalmente poseen bajos contenidos en materia orgánica, con mínimos inferiores al 1% y máximos del 16%; éste último corresponde a Alfisoles más australes en los que las bajas temperaturas (régimen críco) favorecen la acumulación de materia orgánica. En general el contenido de materia orgánica está en relación inversa con las precipitaciones. Esta situación podría justificarse por cuanto los valores más elevados de lluvias son concordantes con los máximos de temperatura que acelerarían la mineralización de la materia orgánica, no favoreciendo su acumulación.

Los horizontes E son de muy variable espesor, hasta superar los 30 cm y en ocasiones la severidad del proceso de eluviación es tal que reúnen los requisitos de un albico. Su distribución geográfica no está restringida a ninguna región en particular. Para algunos autores su presencia se debe a la influencia del microrrelieve cóncavo. En

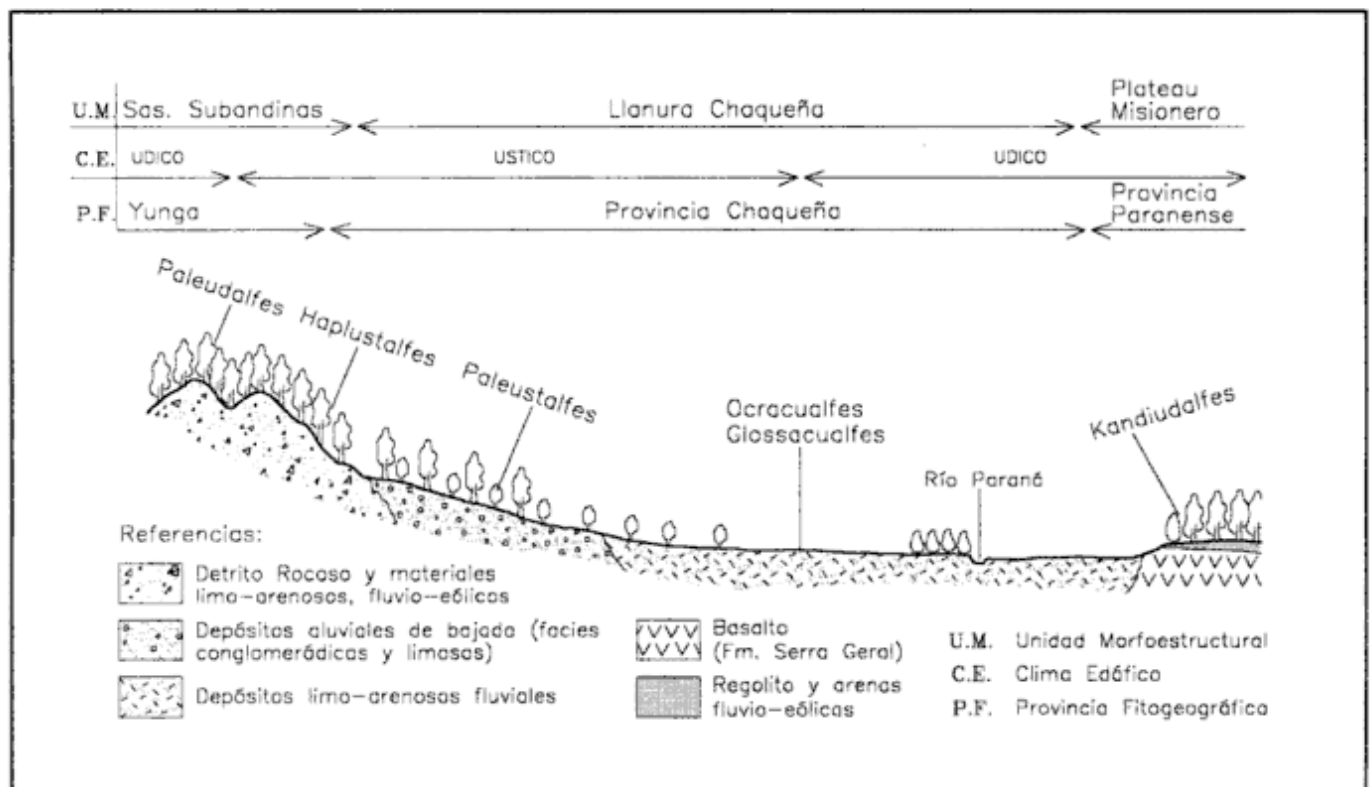


Figura 4: Perfil esquemático oeste-este a 24° de latitud sur.

otros casos se corresponderían con discontinuidades litológicas.

Los horizontes Bt poseen un amplio rango en el contenido de la fracción arcilla (entre 20 y 60%) con los valores mayores en la porción septentrional del país. Al comparar el cociente %arcilla de B/%arcilla de A, siempre superior a 1,2, surge una relación directa con las precipitaciones pluviales. Paralelamente, para zonas de igual oferta pluvial, los índices de menor valor se asocian a suelos de textura muy fina.

En general los valores de CIC son altos (20 a 30 cmol/kg) si bien hay Alfisoles con 3 a 5 meq/100g. Para el horizonte Bt existe una relación inversa entre la CIC y las precipitaciones y entre aquel parámetro y el contenido de arcillas. Estas relaciones sugieren la presencia de especies mineralógicas diferentes, siendo que las de más baja actividad se asocian a los máximos pluviales, coincidentes con máximos de temperatura, lo que favorecería una severa meteorización (este de la Región Llanura Chaqueña y Plateau Misionero).

La gran mayoría de los Alfisoles poseen una saturación con bases superior al 60%, siendo los menos saturados los que se asocian a las zonas de mayores precipitaciones. Concordante con ello existe una relación inversa entre el pH y el monto pluvial. Los valores más elevados de pH, a menudo próximos o superiores a 9, se asocian a Alfisoles ácidos y sódicos

(Natracualfes). Es frecuente la presencia de un solum totalmente descarboxinado y a menudo las acumulaciones calcáreas se hallan por debajo del metro de profundidad. Quedan exceptuados de esta generalización aquellos suelos con drenaje restringido.

No obstante la calidad de las contribuciones referidas a la génesis de los Alfisoles argentinos, al presente resultan exiguas y fragmentarias, dada la diversidad de los factores pedogenéticos que han incidido en el origen y formación de sus numerosas variedades taxonómicas. La intensificación y ampliación de su estudio producirá un mejor conocimiento de sus propiedades, origen y evolución, aspectos éstos de imperiosa necesidad en función de su relativa importancia areal, y de su uso actual y potencial. El estado actual del conocimiento del Orden Alfisoles, en el territorio nacional, se halla a la zaga respecto de los Molisoles, Andisoles y Vertisoles.

Agradecimientos

A J. Salazar Lea Plaza de la Unidad de Reconocimiento de Suelos del INTA - Castelar, por permitir el acceso a datos de laboratorio de Alfisoles de diferentes provincias argentinas. A R. Lavado (UBA) y a H. Morrás (INTA) por facilitar sus contribuciones *in extenso* vinculadas al tema aquí tratado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buol, S.W., Hole, F. and Mc Craken, R., 1989. Soil genesis and classification. Iowa State University Press, 446 p., Ames.
- Cabrera, A., 1976. Regiones Fitogeográficas Argentinas. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería, Fascículo 1, Tomo 2. 2da Edición. Editorial ACME, p., Buenos Aires.
- Duchaufour, P., 1984. Edafología 1. Edafogénesis y Clasificación. Editores Toray-Masson, 493 p., Barcelona.
- Ferrer, J. A. y Pereyra, F.X., 1993. El Orden Alfisoles en la Argentina. Relación entre factores pedogenéticos y propiedades seleccionadas. Actas 14º Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo: 439-440. Mendoza.
- Imbellone, P. A., 1980. Micropedología de una toposecuencia de suelos en el Partido de Magdalena, prov. de Buenos Aires. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 15 (4): 635-658.
- Iñiguez, A. M. y Scoppa, C.O., 1970. Los minerales de arcilla en los suelos «zonales» ubicados entre los ríos Paraná y Salado (prov. de Buenos Aires). Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 7 (1): 1-41.
- Iñiguez, A. M. y Scoppa, C.O., 1971. Mineralogía de arcillas en suelos alcalino - sódicos del noreste de la provincia de Buenos Aires. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 8 (3).
- Lavado, R.S., 1983. evaluación de la relación entre composición química del agua de lluvia y el grado de salinidad y sodicidad de distintos suelos. Revista de la Facultad de Agronomía (BA), 4(2):135-139.
- Lavado, R.S., Rubio, G. y Alconada, M., 1991. Factores que afectan la salinidad y la alcalinidad de dos Natracualfés pampeanos. Actas 13º Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo: 216-216. Bariloche, Río Negro.
- Morrás, H. J., 1983. Some properties of degraded argillans from A2 horizons of Solodic Planosols. In: Soil Micromorphology, AB Academic Publ., Soil Genesis, 2: 575-581.
- Morrás, H. J., 1985. Estado actual de la mineralogía y micropedología de suelos de la región pampeana norte con referencia particular a la provincia de Santa Fe. 1º Jornadas Regionales de Suelos, Región Pampeana Norte (Relato), INTA Rafaela, Publicación Miscelanea nº30:191-217.
- Morrás, H. J., 1995. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the Southern Chaco Region (Argentina). Geoderma, 64:281-295.
- Morrás, H. J., Robert, M. et Boequier, G., 1982. Caracterisation minéralogique de certains sols salsodiques et planosoliques du «chaco Deprimido» (Argentina). Cah.O.R.S.TOMO, Serie Pédologie 19 (2):151-169.
- Panigatti, J. L., 1980. Molisoles del norte de la zona pampeana. Actas 9º Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo: 927-940. Paraná, Entre Ríos.
- Papadakis, J., 1980. El Suelo, con especial referencia a los suelos de América Latina. Editorial Albatros, 346 p., Buenos Aires.
- Piñeyro, A., y Panigatti, J.L., 1972. Génesis de un suelo Planosol. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 9 (1): 1-27.
- Rust, R., 1983. Alfisols. In: Wilding, L., Smeck, N. and Hall, G. (Eds.): Pedogenesis and Soil Taxonomy, 2 The Soil Orders, pp. 253-281. Elsevier, Amsterdam.
- Schiavo, H. F., Becker, A. y Cantú, M.P., 1995. Caracterización y génesis de los fragipanes de la depresión de Curapaligüe, Dpto. Sáenz Peña, Córdoba. Ciencia del Suelo, 13: 28-34.
- SEAGyP - INTA, 1989. Atlas de suelos de la República Argentina, 2 tomos y 23 planos. Buenos Aires.
- Smith, G. D., 1965. Lectures on soil classification Pedol. Special number 4, Bull. Soc. Belge Pedol, 1-134.
- Soil Survey Staff, 1996. Keys to Soil Taxonomy, USDA, 644 p. Washington D. C.
- Taboada, M., Panuska, E., Lavado, R., Gimenez, J. y Duymovich, O., 1987. Pérdidas de substancias húmicas de suelos a través del río Samborombom - 2. Comparación de suelos con horizonte nátrico y argílico. Notas del Museo de La Plata, 21 (74): 67-76.
- Teruggi, M., 1957. The nature and the origin of Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology, 27(3):322-332.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA, Colección Científica, nº12, 202p., Buenos Aires.
- Valencia, R. e Imbellone, P., 1971. Formaciones ferromangáníferas en suelos del Partido de Magdalena, prov. de Buenos Aires. Actas 6º Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, 1:143-144, Córdoba.
- van Wambeke, A. y Scoppa, C.O., 1976. Las taxas climáticas de los suelos Argentinos. Determinación de las definiciones del Soil Taxonomy mediante el modelo matemático de Newhal y su resolución por computación Fortran IV. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 13 (1): 7-39.
- Vargas Gil, J. R., Scoppa, C.O. e Iñiguez, A.M., 1972. Génesis de los suelos de la región norte de la Bahía de Samborombom. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo, 9 (1): 29-52.
- Vesco, C. J., 1985. Inventario de los suelos, estado actual, problemática y proyección en la provincia de Entre Ríos. Relato. 1º Jornadas Regionales de Suelos, Región Pampeana Norte, INTA Rafaela, Publicación Miscelanea nº30: 13-49.
- Wilding, L. P. and Rehage, J.A., 1993. Pedogenesis of soils with aquic moisture regimens. In: Wetlands Soil. Characterization, Classification and Utilization, pp.139-157. Wilding Ed.

Recibido: 20 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires

María C. FRISICALE^{1,2}, Luis V. DIMIERI^{1,2} y Jorge A. DRISTAS^{1,3}

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires

E-mail: cfrisica@criba.edu.ar

RESUMEN. Se estudiaron cinco perfiles que atraviesan la zona de megacizalla en Boca de la Sierra, sierras de Azul, con el objeto de mostrar los movimientos de la masa rocosa y las características de la deformación. En estos perfiles se realizaron análisis estructurales y estudios petrográficos sobre muestras orientadas. En la mayoría de los afloramientos se observan abundantes indicadores que permiten determinar la cinemática de las estructuras y las condiciones de la deformación. Los porfiroclastos rotados muestran sentidos de movimientos ambiguos, tanto dextrales como sinestrales. El análisis de la forma de los granos indica que en los planos paralelos a la milonización los porfiroclastos poseen forma redondeada, y volcados en el diagrama de Flinn caen en el campo del aplanamiento. La fábrica de orientaciones preferenciales de ejes *c* de cuarzo es consecuente con estos resultados. Los mecanismos de deformación actuantes varían según la roca considerada desde las rocas miloníticas, donde el mecanismo actuante correspondería al régimen 2 de Hirth y Tullis, hasta las ultramilonitas con mecanismos de deformación pertenecientes al régimen 3. Además, la presencia de bandas de cizalla secundaria de tipo C' sugiere que durante los estadios finales de la milonización el área ha sufrido estiramiento paralelo al rumbo. La zona de megacizalla de Boca de la Sierra se ha desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurrancia, bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio. Estas evidencias permiten inferir que la megacizalla se debería a una convergencia normal de dirección NNE-SSO, probablemente acaecida durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío.

Palabras clave: *Tectónica, Zona de cizalla, Precámbrico, Tandilia*

ABSTRACT. *Kinematics of the mylonites of the Proterozoic basement at Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires.* Five cross sections in the area of Boca de la Sierra, through the megashear zone of the Tandilia geological province, Argentina, were examined in order to establish the overall displacement pattern and the characteristics of deformation. Structural analyses and petrographical studies were carried out on oriented samples. Most of the outcrops display abundant porphyroclasts, suitable for understanding the kinematics of the tectonic structures and the conditions of deformation. Asymmetric rotated porphyroclasts show ambiguous (sinistral and dextral) senses of shear. Grain shape analysis, in sections parallel to the foliation, indicates that the porphyroclasts are rounded. Plotted on a Flinn diagram, they fall into the field of flattening. The quartz *c*-axis patterns are consistent with these results. Throughout the megashear zone, there is a range of deformation mechanisms, from mylonitic rocks, where regime 2 of Hirth and Tullis prevails, to ultramytonitic rocks, where regime 3 predominates. Furthermore, the presence of distinct secondary shear bands (C' type) may indicate that, during the later stages of mylonitization, the area was stretched along strike. The Boca de la Sierra megashear zone developed mainly by flattening, with a minor component of wrenching, under medium-grade metamorphic conditions. The megashear, is probably related to the late Transamazonian orogenic cycle, and may be due to NNE-SSW convergence.

Key words: *Tectonics, Shear zone, Precambrian, Tandilia*

Introducción

En el basamento cristalino de las sierras de Azul existe una zona de deformación dúctil, la cual ha sido estudiada con anterioridad con un enfoque fundamentalmente regional (González Bonorino *et al.* 1956; Dalla Salda 1981; Teruggi *et al.* 1973, 1988; Dalla Salda *et al.* 1988, 1992); sin embargo, las investigaciones de detalle sobre esta región estructural son escasas (Frisicale *et al.* 1999).

El objetivo de este trabajo es describir y analizar la deformación a través de las microestructuras asociadas que se observaron en las rocas del basamento, desde las rocas migmatíticas con menor grado de deformación hasta las milonitas propiamente dichas. En una primera etapa el estudio se concentró en los afloramientos de Boca de la Sierra y cerro La Armonía (Fig. 1), donde se hallaron afloramientos de rocas intensamente deformadas correspondientes a una megacizalla de orden regional, perteneciente probablemente al ciclo Transamazónico tardío.

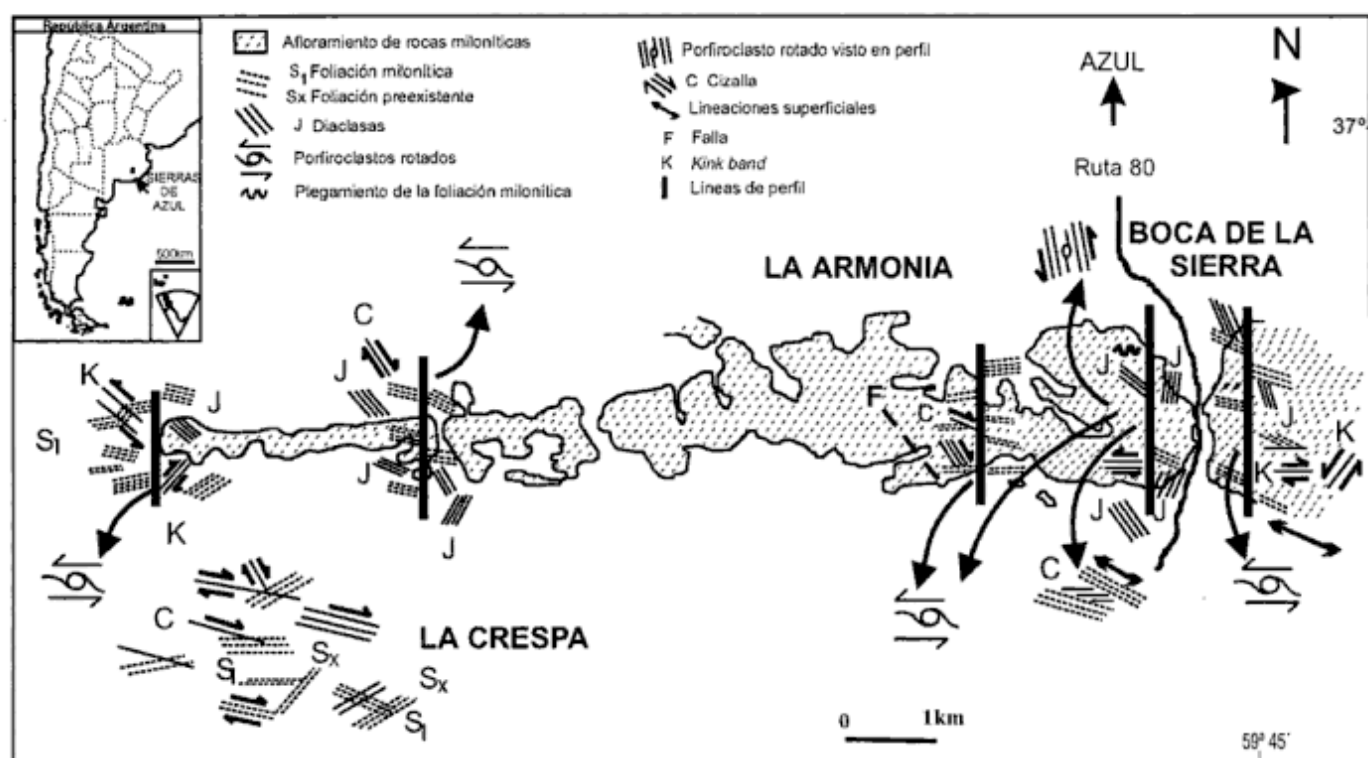


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos y representación esquemática de las estructuras.

Con este trabajo se intenta establecer la cinemática de la zona de cizalla, sobre la base de las microestructuras y al análisis petrofabrico, lo que permitirá definir el tipo de deformación y el sentido de movimiento de las masas rocosas.

Ubicación de la zona y metodología

La zona de estudio comprende los afloramientos ubicados en el paraje Boca de la Sierra, a 37° de latitud sur y entre 59° 30' y 60° de longitud oeste (Fig. 1). Se trata de una faja estrecha, elongada en sentido E-O, con una extensión de 10 km, con un ancho máximo de 2-2,5 km en su parte central. Esta faja forma parte de una zona milonítica mayor que tiene unos 40 km de largo desde el cerro San Pablo ubicado en el extremo oriental hasta el cerro Negro en su borde occidental.

Se realizó el relevamiento geológico de la zona de megacizalla y de zonas periféricas, que incluye la observación de micro y mesoestructuras de las rocas ígneo-metamórficas del basamento. Se levantaron cinco perfiles de dirección N-S que cortan transversalmente a las sierras y por ende a las fajas de milonitización (Fig. 1).

Se efectuaron mediciones de los elementos estructurales hallados, como así también la descripción de los indicadores cinemáticos encontrados en el terreno. En cada uno de los perfiles se tomaron mues-

tras orientadas de manera sistemática y de todas las rocas que presentaran variaciones texturales y estructurales significativas.

Se confeccionaron cortes delgados en tres direcciones perpendiculares (paralela y perpendiculares a la foliación) de las muestras orientadas obtenidas en cada perfil. Se realizó la descripción de las microestructuras y el análisis de la deformación, poniendo énfasis en los indicadores cinemáticos y elementos estructurales.

Sobre los cortes orientados se analizó la forma de los granos (oblados o prolados). Se estudió el cambio de forma de los granos minerales frente a la deformación con la ayuda de diagramas de Flinn, que permiten analizar la intensidad de los procesos a través de la zona de megacizalla, como así también la modalidad de la deformación. Se midió la orientación de ejes *c* de cuarzo en muestras orientadas, utilizando platina universal. Los resultados obtenidos se trataron estadísticamente con el objeto de determinar la cinemática de la deformación y su variación en el terreno.

Geología del área

En las sierras de Olavarría y Azul el basamento cristalino está integrado por rocas metamórficas, granitos, tonalitas y rocas de mezcla (migmatitas) según González Bonorino *et al.* (1956). Las milonitas

formarían una franja angosta de casi 40 km de extensión rodeadas por migmatitas, con rumbo este-oeste constituyendo el cuerpo central de Boca de La Sierra y se habrían desarrollado a partir de un protolito migmatítico. Si bien el pasaje entre ambas rocas no es muy evidente en el campo, estos autores sugieren que es posible observarlo en las lomadas que se encuentran en los flancos sur y norte de Boca de la Sierra. Proponen un esquema de esfuerzos para esta localidad que indica un sentido de cizalla derecho en planta con dirección este-oeste. Dalla Salda (1981) y Dalla Salda *et al.* (1992) consideran que la estructura de deformación de las sierras de Azul es un ejemplo de tectónica transcurrente del basamento cristalino con un sentido de cizalla derecho, desarrollado durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío.

Además, en regiones aledañas, Teruggi *et al.* (1973) identificaron tres dominios tectónicos en el basamento cristalino de las sierras de Tandil con una secuencia de eventos deformacionales, metamórficos e ígneos. Para la misma región Teruggi *et al.* (1988) han reinterpretado la tectónica reconociendo dos direcciones estructurales principales, una de rumbo EO y otra de rumbo NE; ambos sistemas se habrían desarrollado en una zona de deformación por cizalla dúctil a niveles estructurales medios a profundos.

Desde un punto de vista geotectónico Dalla Salda *et al.* (1988) han propuesto para la región cratónica del Río de la Plata dos ciclos orogénicos principales: Transamazónico (2,2-1,7 Ga) y el Brasiliano (900-500 Ma). Algunos leucogranitos presentes en el basamento de esta región serían el resultado de una tectónica colisional, asociada con fallas transcurrentes; los diques de basalto, oblicuos a la cizalla principal y a las zonas miloníticas, estarían vinculados con este evento.

Asimismo, Ramos *et al.* (1990) consideran que la región de Tandilia posee una historia compleja de acreción de arcos islándicos como el del Cortijo, durante la colisión del terreno alóctono de Tandilia con el cratón del Río de la Plata; dicha colisión, que habría abarcado gran parte del Proterozoico, produjo una intensa deformación y apilamiento tectónico. Las rocas volcánicas de la región corresponden a diferentes ambientes tectónicos: arcos volcánicos islándicos, riolitas postcolisionales y basaltos de intraplaca.

Elementos estructurales

Descripción de estructuras mesoscópicas

Los elementos estructurales mesoscópicos dominantes en esta región son las foliaciones miloníticas de la zona de megacizalla (Fig. 2) y las foliaciones

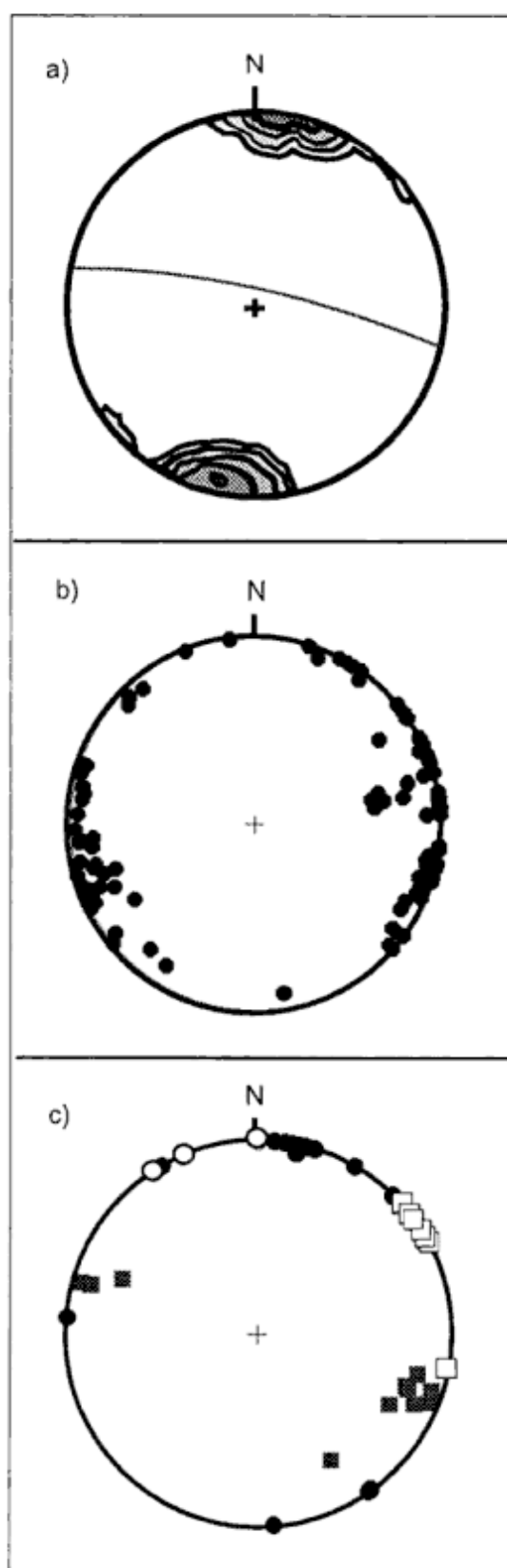


Figura 2: a, Diagrama de densidad de foliaciones miloníticas. Foliación promedio: 013/82 (curvas 2, 4, 8, 16, 32%; n= 65). b, Diagrama de puntos de fracturas (n = 115). c, Diagrama de puntos de kink bands (◻ izquierdos; ◯ derechos), lineaciones ■, fajas ultramiloníticas ●, (n total=40). Hemisferio inferior en todos los casos.

halladas en las rocas del basamento que forman parte de la caja (Frisicale *et al.* 1998, 1999).

Las rocas menos deformadas en la zona de cizalla tienen una foliación secundaria, espaciada, planar, y homogéneamente distribuida, definida por dominios que tienen un espaciado mayor de 10 μm (Twiss y Moores 1992; Passchier y Trouw 1996). La foliación es disyuntiva, y está caracterizada por dominios de clivaje finos, marcados por la concentración de biotita, óxidos, y en menor proporción hornblenda y epidoto fuertemente alineados, separados por microlitones en los cuales los minerales laminares son menos abundantes o tienen una menor orientación. Según la forma de los dominios de clivaje la foliación es rugosa, el porcentaje de dominios de clivaje en la roca es inferior al 30%, y la relación espacial entre los dominios de clivaje es de tipo anastomosada (Fig. 3a). En las rocas miloníticas los dominios de clivaje se vuelven continuos, de grano muy fino separados por microlitones de escaso espesor y sin continuidad. En las fajas ultramiloníticas se observa únicamente una foliación milonítica muy marcada, no se reconocen los dominios de clivaje ni los microlitones (Fig. 3a).

Las lineaciones halladas en los planos de foliación milonítica son escasas; sólo en algunos lugares se encontraron estriaciones superficiales con orientación y muy poco buzamiento. Están representadas por estrias muy marcadas y estructuras del tipo borde y canaleta (*ridge and groove*). En el terreno no fue posible distinguir lineaciones de tipo mineral penetrativas mesoscópicas.

En el sector norte de la zona de megacizalla se han hallado escasos ejemplos de plegamiento de la foliación milonítica (Fig. 3b). Son de tamaño mesoscópico, asimétricos, con adelgazamientos de limbos y engrosamientos de charnelas. Los planos axiales se presentan subverticales con una relación angular marcada respecto del cizallamiento principal; los ejes son subparalelos a la zona de cizalla, algunos de los cuales son subverticales y otros son de fuerte buzamiento. Estos pliegues pueden ser utilizados como indicadores de sentido de movimiento; en el caso de la figura 3b el sentido de desplazamiento es izquierdo.

Se determinaron bandas de cizalla tipo C (Passchier y Trouw 1996) o superficies S-C (Fig. 3c) que indican en algunos casos movimientos derechos, y en otros un sentido de cizalla izquierda. Consisten en planos de foliación S cortados por bandas de cizalla tipo C. La foliación S está marcada por orientación de cristales de cuarzo, feldespatos y biotita; las bandas C en general son coincidentes con la dirección de cizallamiento y están constituidas por láminas de biotita orientadas. Se observaron abundantes zonas de cizallas secundarias también denominadas bandas de cizalla C' (Passchier y Trouw 1996), oblicuas a los límites de la zona de cizalla, de tamaños que

van desde milímetros a decenas de centímetros. Presentan geometría de juegos conjugados y afectan a la foliación milonítica, con una dirección promedio de 250/80 (Fig. 3d).

Se determinaron abundantes indicadores cinemáticos tipo σ y δ con sentido de cizalla izquierdo y derecho, vistos en planta (Fig. 3c, e). Los porfiroclastos de feldespato observados en el plano de clivaje o de foliación no muestran orientación preferencial, y tienen formas redondeadas, o sea que en 3 dimensiones son oblatos (Fig. 3f).

En distintas localidades se hallaron estructuras tipo *kink band*, con un ancho de banda desde pocos cm hasta 20 cm aproximadamente, que afectan la foliación milonítica y con sentido de cizalla tanto derecho como izquierdo vistos en planta. El rumbo de estos *kink band* es variable, algunos son E-O y otros rumbos son SE-NO.

Descripción de las microestructuras

Protomilonitas: Las rocas de la zona de cizalla con menor grado de deformación se encuentran en el sector norte de Boca de la Sierra (Fig. 1), en cercanías de la ruta 80, coincidente con lo expuesto por González Bonorino *et al.* (1956); también se observó un afloramiento de rocas con baja deformación al sur del corte de la ruta, sobre el borde este de la misma, y en las estribaciones norte y sur del cerro La Armonía (Fig. 1). Presentan en general textura porfiroclástica, con cierto bandeado de minerales félsicos y máficos no muy definido. Está formada por porfiroclastos (80%) de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, hornblenda y micas, y escasa matriz (20%) de grano fino. El feldespato potásico, generalmente microclino (4 a 8 mm), tiene sus bordes redondeados y recristalizados en mirmequita, microclino, plagioclasa con maclas de deformación y cuarzo de grano fino. En algunos casos están fracturados, con escasa recristalización en las fracturas internas. Algunos porfiroclastos de microclino muestran estructuras tipo *quarter* (Passchier y Trouw 1996), con distribución asimétrica de mirmequitas. Las plagioclasas (2 mm) están zonadas y tienen sus bordes redondeados y recristalizados en plagioclasa con maclas de deformación, cuarzo y biotita. El cuarzo está fuertemente deformado y se presenta como agregados de granos y subgranos o como cintas de cuarzo (*ribbon quartz*) rodeando granos mayores de feldespatos. Los granos relictos poseen extinción ondulante y bandas de deformación; los granos recristalizados son de forma irregular y tienen sus bordes lobulados hasta rectos. El cuarzo en cintas tiene sus bordes rectos, generalmente perpendiculares a la cinta, con algunos puntos triples. La hornblenda (2 mm) es de color verde intenso y está alterada en biotita siguiendo las direc-

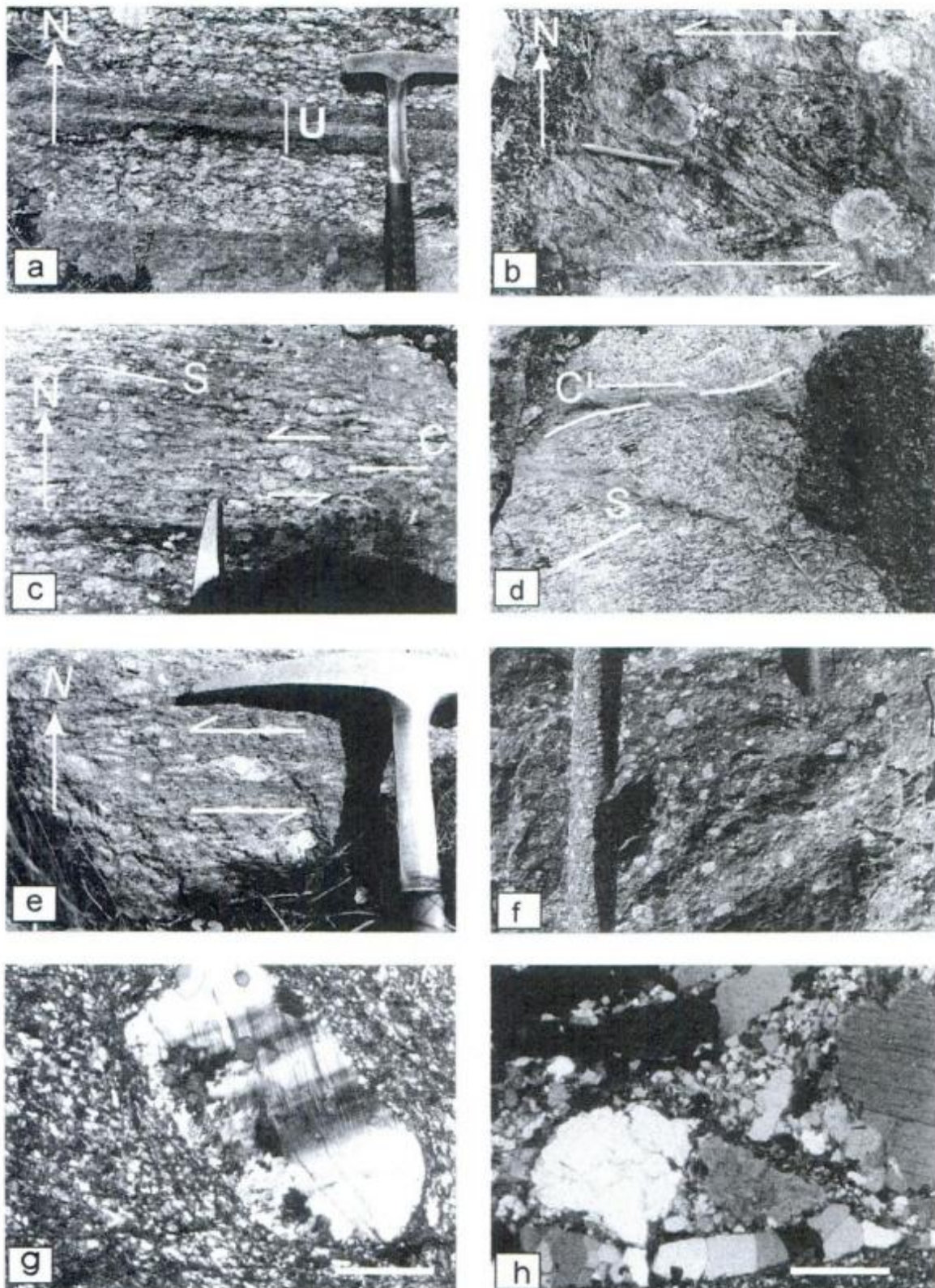


Figura 3: a, b, c, d, e, f: Estructuras mesoscópicas. a, Foliación milonítica con bandas ultramiloníticas.(U) b, Pliegue asimétrico (sentido de cizalla izquierdo). c, Porfiroclastos de feldespato potásico rotados tipo σ y estructura S-C (ambos con sentido de cizalla izquierdo). d, Vista en planta, S: foliación milonítica, C': faja de cizalla discreta que afecta a S, (sentido de desplazamiento derecho). e, Porfiroclastos de feldespato potásico rotados tipo σ , con sentido de cizalla izquierdo. f, Porfiroclastos en el plano XY paralelo a la foliación milonítica. g y h: Estructuras microscópicas, con nicoles cruzados. Barra =400 μ m. g, Desarrollo incipiente de estructuras núcleo-manto en porfiroclasto de feldespato potásico, nótese las bandas de deformación. h, Porfiroclastos de feldespato potásico fracturados con bordes recrystalizados y cintas de cuarzo con bordes rectos y puntos triples.

ciones de clivaje y en sus bordes. Como minerales accesorios se determinaron epidoto y allanita rodeada de epidoto formando coronas.

La escasa matriz de grano fino (30 μm) está formada por plagioclasa con maclas de deformación, microclino, pertitas tipo llama, cuarzo, biotita y epidoto. Los contactos entre los minerales claros son rectos y con abundantes puntos triples.

En algunos sectores se observan bandas de biotitas que marcan una dirección de foliación predominante y que alternan con bandas de cuarzo recristalizado (*ribbon quartz*). Existen biotitas alteradas a clorita, y escasa muscovita.

Milonitas: Son rocas con mayor grado de deformación, formadas por porfiroclastos de feldespato potásico distribuidos en una matriz de grano muy fino. Es posible hallar este tipo de roca en la ladera sur de Boca de la Sierra, al oeste de la ruta 80, en las laderas norte y sur de las sierras ubicadas dentro de la Base Azopardo, y en el borde sur del cerro Armonfa. La textura de esta roca es porfiroclástica con cierta laminación marcada por la alternancia de bandas félsicas y bandas máficas; está constituida por porfiroclastos (menores de 2 mm) de feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y escasas biotitas, en una matriz de grano fino (menor de 20 μm).

El feldespato potásico es pertítico, en algunos casos con maclas en parrilla características de microclino, y con sus bordes fuertemente recristalizados (Fig. 3f), indicando una estructura núcleo-manto. Los bordes de recristalización están formados por cristales de feldespato potásico pertítico, plagioclasa con maclas de deformación, mirmequitas y pequeñas gotas de cuarzo; los contactos entre granos en general son rectos y con puntos triples. Algunos feldespatos presentan estructuras *quarter* (Passchier y Trouw 1996), es decir una distribución asimétrica de microestructuras; en este caso particular son mirmequitas asimétricas, que se concentran en los bordes de los granos paralelos a planos de foliación. Probablemente se originaron por una reacción de recristalización del feldespato en lugares de alto esfuerzo diferencial (Simpson y Wintsch 1989). Localmente las mirmequitas reemplazan casi totalmente los porfiroclastos de feldespato. En los extremos de algunos porfiroclastos pertíticos se desarrollan sombras de presión bastante simétricas y en otros casos asimétricas. Las sombras de presión están compuestas por feldespato pertítico, mirmequita, cuarzo y biotita recristalizados. En algunas milonitas se observaron incipientes cintas de feldespato, formadas por microclino y pertitas en llama, con bordes rectos y puntos triples, que alternan con cintas de cuarzo. La plagioclasa está zonada, con bordes redondeados y recristalizados en mirmequita o en plagioclasa con maclas de deformación, y alterada en sericita y epidoto.

El cuarzo, fuertemente recristalizado, forma agrega-

dos de granos de cuarzo y cintas de cuarzo (*ribbon quartz*) rodeando clastos más rígidos de feldespato y hornblenda; los granos mayores de cuarzo tienen extinción ondulante y bordes lobulados y los granos menores tienen bordes rectos y algunos puntos triples (Fig. 3h).

Los clastos de hornblenda tienen sus bordes redondeados y rodeados por biotita de grano fino, que en algunos casos está alterada a biotita siguiendo las líneas de clivaje. Existen porfiroclastos de allanita con textura en corona de epidoto. Los porfiroclastos redondeados de biotita están desferrizados, tienen bajo pleocroísmo y están rodeados por biotitas de neoformación acompañadas por epidoto. En algunos casos los clastos de biotita están alterados a clorita y epidoto.

La matriz recristalizada es de grano muy fino y está formada por cristales de microclino, plagioclasa con maclas de deformación, cuarzo, pertitas en llamas, mirmequita, biotita orientada y epidoto.

El análisis de la distribución del tamaño de grano de estos minerales indica que existe una importante disminución del mismo, debido a un aumento de la proporción de fases recristalizadas.

Estructuras S-C y porfiroclastos rotados tipo σ y δ : En las rocas miloníticas más deformadas, donde el porcentaje de matriz es cercano o mayor al 80%, frecuentemente se observan al microscopio estructuras S-C en las que la foliación S está marcada por la presencia en la matriz de cuarzo, feldespatos, tanto pertitas en llama como plagioclasa y microclino, biotita orientada y epidoto y en algunos casos también por muscovita. Las bandas C son coincidentes con la dirección de cizallamiento y están formadas por láminas de biotita orientadas y epidoto, a veces acompañados de un agregado de grano muy fino de clorita. Estas estructuras S-C pueden ser utilizadas como indicador cinemático (Passchier y Trouw 1996). En este caso, los resultados obtenidos indican sentido de movimiento ambiguo; se han determinado tanto estructuras S-C con sentido de movimiento derecho como izquierdo. Además, se observan abundantes fracturas que cortan tanto la foliación S como las bandas C, originando desplazamientos de la foliación milonítica. Estas fracturas están rellenas en algunos casos por minerales opacos y en otros por clorita. También existen venillas de cuarzo recristalizado, y algunos minerales secundarios como baritina y fluorita, lo que indicaría una removilización de fluidos asociada a la milonitización.

Se han encontrado abundantes porfiroclastos de feldespato potásico, en menor proporción plagioclasa, hornblenda y allanita rotados, que pueden ser utilizados como indicadores del sentido de movimiento. Los porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, en general, están rodeados por una matriz de cuarzo, feldespato y mica, la cual puede estar defor-

mada en colas que se extienden en los extremos del porfiroclasto paralelo a la fábrica milonítica (Passchier y Simpson 1986). Se distinguieron porfiroclastos del tipo σ y del tipo δ con simetría monoclinica (Passchier y Trouw 1996), que indican sentidos de movimiento contrapuestos, tanto derecho como izquierdo. En la figura 4a, b, c y e se observan porfiroclastos tipo δ cuyas colas pueden tener o no *stair stepping* (Lister y Snoke 1984). También se utilizaron, como indicadores de movimiento, porfiroclastos de hornblenda (Fig. 4d) y de titanita del tipo σ , cuyas colas amplias y curvadas yacen a diferentes alturas en ambos lados del porfiroclasto, referidas como *stair-stepping*. En el caso de hornblenda las colas de presión asimétricas están formadas por cuarzo, feldespato, biotita y epidoto recristalizados; para la titanita las sombras de presión son de cuarzo, feldespato y biotita.

Ultramilonitas: Son rocas de grano muy fino, intensamente foliadas, algunas veces se presentan formando fajas de espesor variable, entre 10 y 30 centímetros. La textura de la roca es porfiroclástica con abundante matriz y escasos porfiroclastos.

El feldespato potásico perfitico está alterado a sericita, con sus bordes y fracturas internas recristalizados en microclino, cuarzo, mirmequita y algunas veces clorita. Algunos de estos porfiroclastos están atravesados por microfracturas que causan el desplazamiento relativo de los fragmentos (Fig. 4f, g). Si bien algunos autores han utilizado el sentido de movimiento de estas microfracturas como indicadores cinemáticos, Passchier y Trouw (1996) señalan que su utilidad aún no ha sido comprobada. En este sentido se puede decir que se han observado tanto microfallas antitéticas como sintéticas, e indicarían tanto un sentido de movimiento izquierdo como derecho. Existen porfiroclastos de feldespato pervasivamente fracturados; dentro de estas microfracturas cristalizan además de cuarzo y feldespato, clorita, fluorita y en menor proporción calcita y ópalo (Fig. 4h).

Se determinaron porfiroclastos de feldespato potásico con sombras de presión rodeados por cintas de cuarzo y/o feldespato potásico; clastos de feldespato potásico perfitico fracturados, con extinción ondulosa y teñidos por óxidos de hierro. Algunos porfiroclastos de feldespato potásico están rotados y tienen un diseño tipo σ con sentido de cizalla derecha.

La matriz recristalizada es de grano muy fino y está formada por cuarzo, microclino, perfitas en llama, plagioclasa con maclas de deformación, biotita y epidoto; presenta una laminación marcada, bandas claras formadas por cuarzo con extinción ondulosa, perfitas en llama, que alternan con bandas delgadas de biotita orientada de grano muy fino, y clorita. Se determinaron estructuras S-C similares a las reconocidas en rocas miloníticas más deformadas, pero en este caso no es conveniente utilizarlas como indica-

dores cinemáticos, ya que no tienen una buena definición, y además están atravesadas por abundantes fracturas oblicuas a ambas direcciones que desplazan la foliación preexistente.

Análisis de la forma de los granos

Se seleccionaron 11 muestras de rocas deformadas pertenecientes a diferentes perfiles para realizar el análisis de la forma de los granos minerales distorsionados. Se tomaron tres cortes ortogonales entre sí y paralelos a los ejes predefinidos XYZ, donde el plano XY es paralelo a la foliación milonítica dominante. El eje X se eligió arbitrariamente como horizontal, ya que no se hallaron lineaciones minerales que indicaran la dirección de máximo estiramiento; sólo se encontraron algunas estriaciones superficiales subhorizontales. Se midieron los ejes mayor y menor de varios porfiroclastos de feldespato potásico en cada uno de los cortes (XY, XZ e YZ) de las 11 muestras, se calculó la relación entre el eje mayor y menor para cada cristal medido, luego se determinó el promedio de este cociente para cada uno de los cortes. Los resultados obtenidos fueron volcados en el diagrama de Flinn (1962), en el cual la ordenada y la abscisa representan las relaciones $a = X/Y$ y $b = Y/Z$ (Fig. 5). Todos los puntos caen en el campo del aplanamiento, por debajo de la recta $a=b$ o de la deformación plana (Ramsay y Huber 1987). Este resultado se puede corroborar en el campo, ya que sobre el plano de foliación milonítica se observa que los porfiroclastos tienen una llamativa redondez (Fig. 6). Con frecuencia no es posible hallar una orientación preferente sobre este plano.

Asimismo se calcularon los mismos parámetros para el caso en que el eje X se ubicara en posición vertical, obteniéndose resultados similares.

Orientaciones cristalográficas preferentes

En muchas rocas deformadas es común la orientación cristalina de los minerales de manera sistemática. Algunos minerales de hábito planar tienen una orientación cristalina preferente fácil de reconocer ya que se disponen paralelos a la foliación, como es el caso de las micas. Sin embargo, para el caso del cuarzo, se deben utilizar técnicas especiales para reconocer orientaciones cristalográficas preferentes (OCP). Para ello se utilizó el método clásico de la platina universal que permite la rotación de la sección delgada en tres direcciones para calcular la OCP de los ejes c de cuarzo.

Se ha procedido a seleccionar las mediciones en cada sección delgada en base al tamaño y forma del

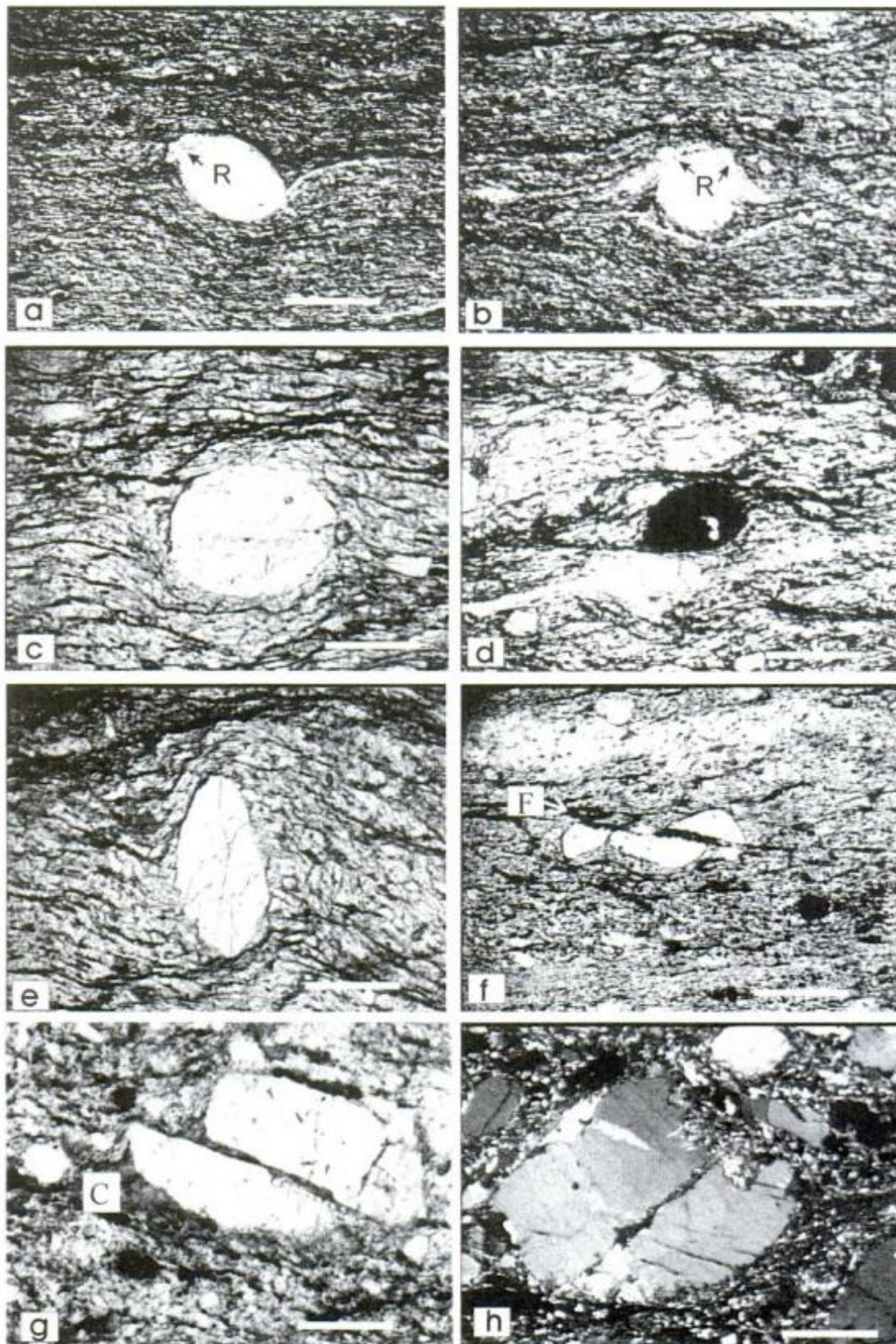


Figura 4: Estructuras microscópicas observadas en el plano XZ; a, b, c, d, e, f, g: con luz paralela; h: con nicoles cruzados. En fotomicrografías a, b, d, e: barra=600 μm . En c, f, g: barra=320 μm . En h: barra=800 μm . a, b, Porfiroclastos de feldespato potásico con bordes recrystalizados (R) rotados tipo δ con sentido de cizalla derecho. c, Porfiroclasto de feldespato potásico rotado tipo δ con sentido de cizalla izquierdo. d, Porfiroclasto de hornblenda rotado tipo σ con sentido de cizalla derecho. e, Porfiroclasto de feldespato potásico rotado tipo δ con sentido de cizalla izquierdo. f, g, Porfiroclastos de feldespato potásico fracturados con desplazamiento derecho, F: fluorita, C: clorita. h, Porfiroclasto de feldespato potásico fracturado, con evidencias de recrystalización en sus bordes y en las fracturas internas.

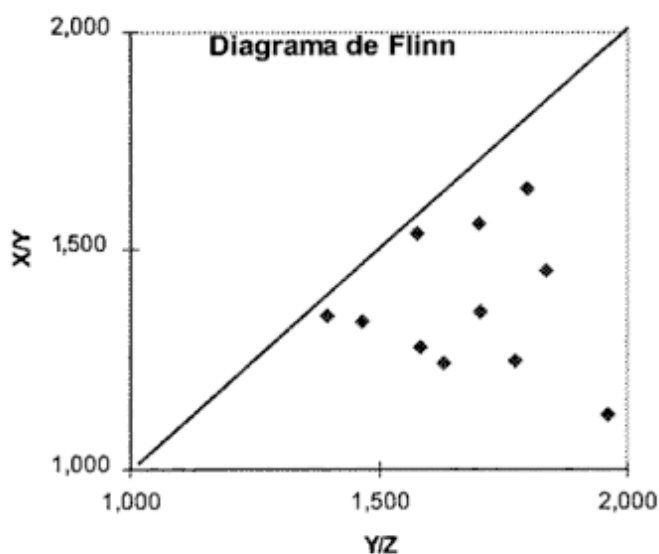


Figura 5: Diagrama de Flinn para porfiroclastos de feldespato de la zona de cizalla. Los puntos caen en el campo del aplanamiento aparente.

grano y a las características de la deformación interna de cada grano. Se midieron porfiroclastos y granos recristalizados cuyo tamaño fuera superior a $50 \mu\text{m}$, y en los cuales la deformación interna (extinción ondulante) no fuera muy intensa como para dificultar la medición. El tamaño de los granos recristalizados es bastante homogéneo para cada una de las muestras analizadas. Se midieron granos individuales y aquéllos que forman parte de una cinta (*ribbon quartz*).

Para ello se tomaron varias muestras orientadas en el perfil de Boca de la Sierra que atraviesa la zona de cizalla en su mayor espesor, con el objeto de analizar las características y variaciones de la deformación. Los resultados pueden verse en la figura 7, donde se muestran los diagramas de densidad y su respectiva ubicación en el perfil.

Se puede apreciar que los diagramas ubicados hacia la parte media del perfil muestran con claridad un máximo bien definido en el centro del diagrama (diagramas 0205, 0305, 0405 y 0505). Esta situación cambia para los diagramas de densidad ubicados en los bordes N y S del perfil, donde éstos son más complejos de interpretar.

Estos resultados permiten suponer que la parte central de la zona de megacizalla se ha desarrollado bajo un régimen de deformación con predominio de coaxialidad que ha generado orientación cristalográfica preferente con marcada simetría.

Mecanismos de deformación

Cuarzo: En las rocas menos deformadas la presencia de granos de cuarzo elongados, con extinción

ondulante y bandas de deformación, rodeados por subgranos de similar tamaño, sugeriría una recristalización dinámica por rotación de subgranos (*subgrain rotation*); los granos de cuarzo que forman las cintas tienen bordes que varían desde lobulados hasta rectos, que indicarían recristalización por migración de borde de grano (*grain boundary migration*). En las rocas miloníticas con mayor deformación, las cintas de cuarzo generalmente contienen granos de cuarzo libres de deformación, con bordes rectos formando puntos triples a 120° , o forman un alto ángulo con los bordes de la cinta. En las rocas ultramiloníticas existe una disminución significativa del tamaño de grano, y sólo se conservan algunos agregados aislados de granos de cuarzo, con bordes rectos y contactos triples.

Feldespatos: El feldespato potásico presenta un comportamiento diferente frente a la deformación; muestra reducción en el tamaño de grano tanto por fractura frágil como por recristalización dinámica. La presencia de subgranos y zonas de feldespatos de grano fino recristalizado sugiere que los procesos operantes son reptación de dislocaciones (*dislocation creep*) y recristalización dinámica (Simpson 1985). Las estructuras núcleo-manto que desarrollan los feldespatos se originan por recristalización dinámica, con predominio del mecanismo de reptación de dislocaciones.

Biotita: Los cristales originales de biotita muestran evidencias de deformación plástica, con deslizamientos a lo largo del plano (001), fracturación tipo *kink*, y recristalización en sus bordes; presentan fenómenos de desferrización, transformándose parcialmente en clorita y finos cristales de rutilo. En las zonas de mayor deformación, la biotita recristalizada origina una matriz fina, cuyas láminas se disponen en forma paralela a la foliación.

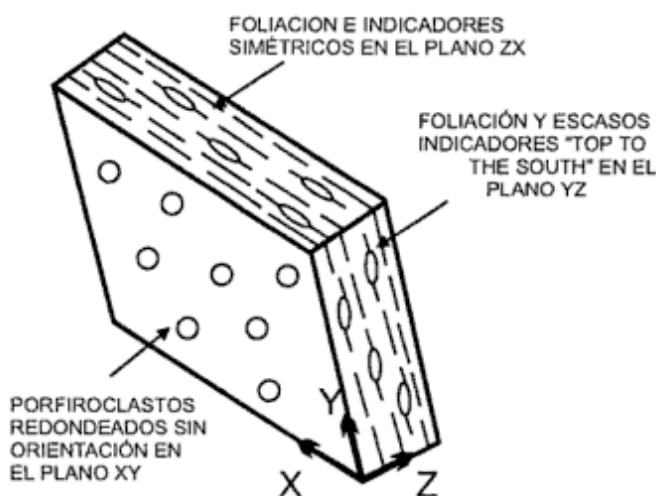


Figura 6: Esquema que muestra la forma de los clastos en 3 planos ortogonales entre sí en relación a la foliación milonítica.

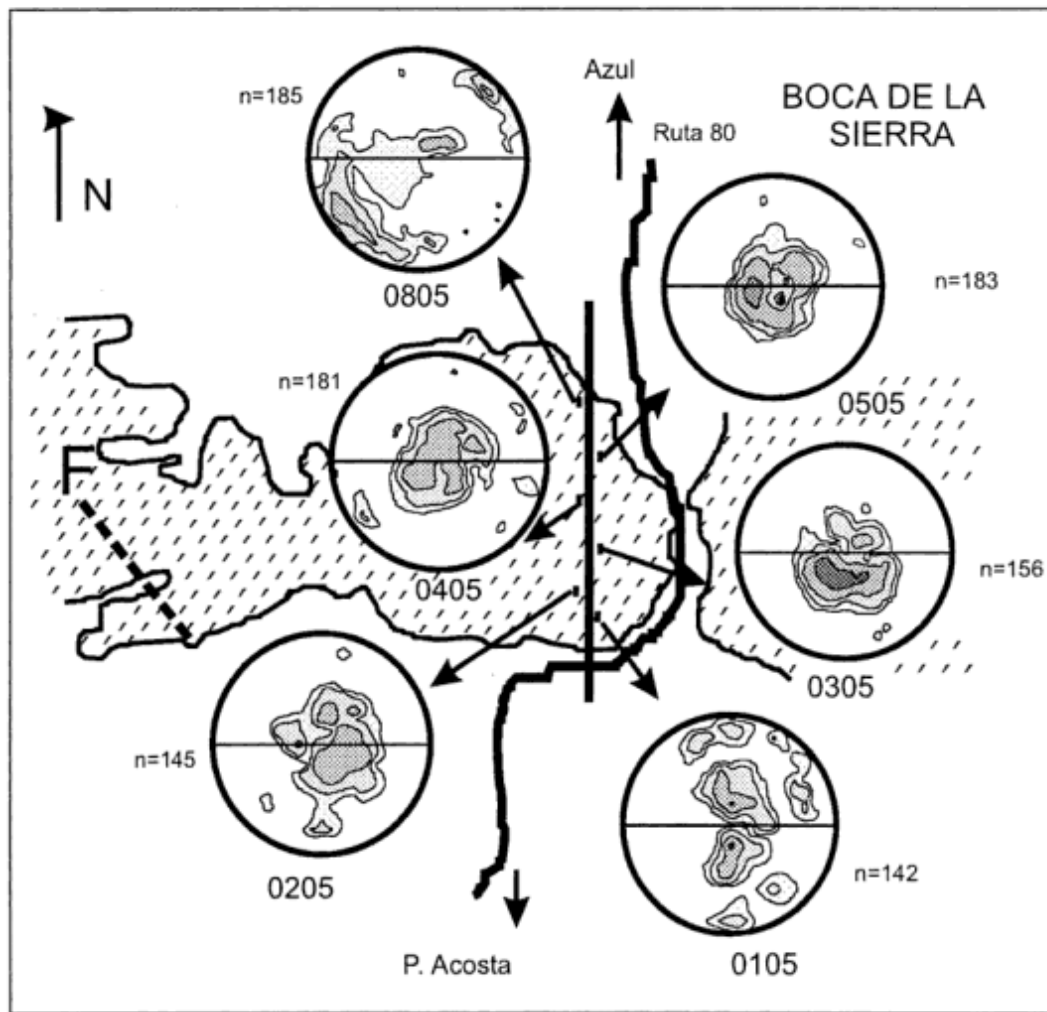


Figura 7: Diagramas de densidad de orientaciones de eje *c* de cuarzo y su ubicación en el terreno. Hemisferio inferior, secciones XZ, la foliación se marca con una línea E-O en los diagramas.

Hornblenda: Los porfiroclastos de hornblenda presentes en las protomilonitas muestran un comportamiento frágil, con juegos de fracturas oblicuas a la dirección de la foliación principal.

Discusión

Passchier y Trouw (1996) indican que la deformación de las rocas en general no se encuentra homogéneamente distribuida: una evidencia de esta heterogeneidad es la concentración de la deformación en zonas planares conocidas como zonas de cizalla, en las que se produce rotación de componentes, reflejando desplazamientos laterales de segmentos de roca de caja. La deformación en las zonas de cizalla origina fábricas características y asociaciones minerales que reflejan las condiciones de P-T, tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de la deformación. Las zonas de cizalla mayores pueden estar ac-

tivas por períodos de tiempo considerable, y por lo tanto muestran evidencias de varios procesos superpuestos bajo condiciones metamórficas diferentes.

La zona de megacizalla de Boca de la Sierra ha desarrollado elementos de fábrica que permiten estudiar la deformación progresiva. La foliación milonítica es muy pronunciada con orientación planar de los minerales que integran la matriz y los porfiroclastos; en algunos sectores, aunque con escasa frecuencia, se produce un notable bandeo con características de un *stripped gneiss*.

Una característica notable es que, si bien los afloramientos rocosos de Boca de la Sierra tienen marcada orientación este-oeste, la foliación milonítica dominante presenta una orientación este-sudeste (Fig. 1), aunque en algunos sectores centrales tiende a un rumbo oriental. Este esquema tiene alguna discrepancia respecto de la hipótesis geométrica propuesta por González Bonorino *et al.* (1956) quienes consideran que una foliación preexistente de orientación nor-nordeste es afectada por cizallamiento derecho con

rumbo este-oeste, dando lugar a una orientación dominante de la foliación en la zona de cizalla en dirección este-nordeste, situación que no coincide con la orientación hallada.

Indicadores cinemáticos

Los porfiroclastos muestran colas de presión simétricas en la mayoría de los casos cuando se observan los afloramientos en cortes horizontales (plano XZ); son menos frecuentes aquellos ejemplos con colas de presión asimétricas, las cuales, cuando están presentes, indican disparidad en cuanto al sentido de vergencia, encontrándose tanto derechos como izquierdos. En cortes verticales y perpendiculares a la foliación milonítica (plano YZ), se han hallado algunas colas asimétricas, las que en su mayoría apuntan a un sentido de movimiento «techo hacia el sur» de la masa rocosa. En planos XY (paralelos a la foliación) los porfiroclastos tienen una forma redondeada muy notable, razón por la cual no es posible determinar orientaciones preferentes (Fig. 4).

El análisis de la forma con diagramas de Flinn de los porfiroclastos vistos al microscopio dan por resultado una concentración de valores en el campo del aplanamiento aunque con alguna dispersión; no obstante en esta etapa del estudio aún no se ha analizado la importancia de los cambios de volumen de la masa de roca afectada.

Otras estructuras interesantes son las bandas de cizalla que se desarrollaron dentro de la megazona de cizalla, con ángulo bajo respecto de la foliación milonítica. Estas bandas de cizalla se interpretan como de tipo C' de acuerdo a Passchier y Trouw (1996).

Orientaciones cristalográficas y mecanismos de deformación

Los diagramas de densidad con máximos de ejes c ubicados en el centro indican que los ejes a del cuarzo (y las caras prismáticas m) están orientados simétricamente respecto del elipsoide de deformación y por lo tanto el sistema de deslizamiento cristalino que se destaca es el $\{m\}\langle a \rangle$, aunque seguramente complementado por otros sistemas. Estas fábricas se han podido producir experimentalmente bajo la acción de procesos de aplanamiento simple, y son comunes en rocas de medio a alto grado metamórfico (Twiss y Moores 1992; Passchier y Trouw 1996).

Los mecanismos de deformación actuantes en la zona de cizalla varían en función del tipo de roca considerado. De esta manera, los mecanismos que predominan para las rocas menos deformadas y las milonitas corresponden al régimen 2 de Hirth y Tullis (1992); sin embargo para las ultramilonitas es más apropiado considerar la actuación de mecanis-

mos de deformación pertenecientes al régimen 3 de Hirth y Tullis (1992). En estos casos se debe considerar la disminución de la velocidad de deformación conjuntamente con un incremento de temperatura o con adición de trazas de agua. Asimismo se debe tener en cuenta la posibilidad de coexistencia de distintos regímenes de deformación en función del mineral afectado, ya que los regímenes de Hirth y Tullis (1992) fueron definidos para cuarzo; no obstante algunos autores extienden estos regímenes para feldespato y otros minerales (Simpson 1998).

Cinemática de las estructuras

Un aspecto interesante es que el análisis de la forma de los porfiroclastos de feldespato orientados, así como la fábrica de ejes c de cuarzo, apuntan a un aplanamiento como el mecanismo de deformación más probable. Los indicadores cinemáticos son ambiguos ya que muestran sentidos de movimiento de la masa rocosa tanto derecho como izquierdo, siendo estos últimos los más abundantes. Estos indicadores localizados en cortos tramos de afloramientos continuos no apoyan la hipótesis de componentes de transcurencia importantes para esta zona de cizalla (Fig. 8). En algunos perfiles verticales naturales fue posible hallar escasos indicadores cinemáticos consistentes con un sentido de movimiento de la masa rocosa «techo hacia el sur», de importancia secundaria.

Las estructuras de cizalla secundarias que afectan a la foliación milonítica principal son de bajo ángulo y por lo tanto se consideran de tipo C' (Passchier y Trouw 1996). Uno de los juegos conjugados de estas estructuras es dominante, y el otro está escasamente desarrollado (Fig. 8). De acuerdo a Passchier y Trouw (1996) estas estructuras se desarrollarían en las etapas tardías de los procesos de cizallamiento, cuando ya se ha generado una fuerte orientación preferente en la zona de cizalla, y estarían relacionadas con extensión paralela a ambos lados del rumbo de la misma durante las etapas finales de la deformación.

Conclusiones

1) Consideramos que, en esta etapa del estudio y sobre la base de los resultados conseguidos, la zona de megacizalla de Boca de la Sierra se ha desarrollado por procesos donde predomina el aplastamiento (*flattening*), con escasa componente de transcurencia. Este proceso es el responsable de la foliación milonítica dominante en la región. Se debe destacar que el predominio del aplanamiento en el desarrollo de zonas de cizalla es un caso poco común.

2) Algunas evidencias halladas en los cortes verticales y perpendiculares a la foliación milonítica se-

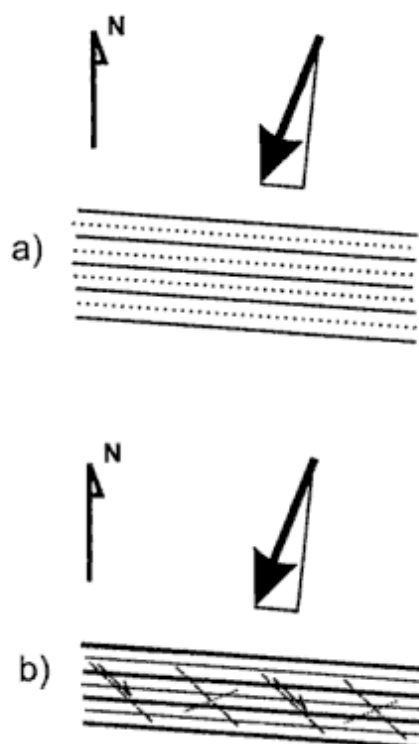


Figura 8: Desarrollo de la foliación milonítica principal y las cizallas secundarias. **a.** en una primera etapa se desarrolla la foliación milonítica por acción de esfuerzos NNE con mayor componente normal. **b.** una vez desarrollada la foliación milonítica se generan cizallas secundarias del tipo C' que afectan a la anterior y que podrían indicar extensión paralela a la cizalla mayor.

ñalan la existencia de una componente de cizalla incipiente que provoca un movimiento de la masa rocosa de orden secundario con sentido de vergencia hacia el sur.

3) Teniendo en cuenta los mecanismos de deformación actuantes, la deformación ha sido muy intensa bajo condiciones de metamorfismo que alcanzarían, al menos, el grado medio.

4) En las etapas tardías de este proceso se formarían las bandas C' que afectan a la milonitización de manera discreta. Estas mesoestructuras son secundarias y podrían señalar un estiramiento de la megazona paralelo al rumbo.

5) Estas consideraciones nos llevan a interpretar que este rasgo tectónico mayor, posiblemente producido durante el ciclo orogénico Transamazónico tardío, podría estar relacionado con un ambiente tectónico donde predomina una convergencia normal, de dirección NNE-SSO.

Agradecimientos

Se agradece a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo eco-

nómico otorgado, y a los árbitros de la Revista por sus valiosos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dalla Salda, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 198-209. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. and Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11(4): 263-269.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. and Posadas, V., 1992. The 1.800 Ma Milonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. In: Mason, R. (Ed.): *Basement Tectonics*, 7: 161-174, Kuwer Academic Publishers, Netherlands.
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 135: 291-305.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. and Dristas, J.A., 1998. The Boca de la Sierra megashear zone, Tandilia, Argentina. *Terra Nostra*. 16 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium: 39. Bayreuth.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A., 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 168-171. Salta.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. De Buenos Aires). *Lemit. Serie 2*, 63: 1-22.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 8(8): 831-843.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 14(2): 145-149.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlin.
- Ramos, V., Leguizamón, A., Kay, S. y Teruggi, M., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (Prov. de Buenos Aires). *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 357-360. San Juan.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1987. *The techniques of modern structural geology, vol. 1: Folds and Fractures*. Academic Press, 700p., New York.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Simpson, C., 1998. Natural examples of low-temperature, grain boundary migration recrystallization and Natural examples of rotation recrystallization. In: Snoke, A., Tullis, J. and Todd, V. (Eds.): *Fault-related rocks. A Photographic Atlas*, p. 266-269. Princeton University Press, Princeton.
- Simpson, C. and Wintsch, R. P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261-275.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 95(1-2): 81-96. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M. y Ramos, V., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: Implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 366-374. Buenos Aires.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman, 532 p. New York.

Recibido: 25 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Cordierita en migmatitas del norte de la sierra de Comechingones, Córdoba: génesis e implicancias geológicas

Juan E. OTAMENDI

CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 5800 Río Cuarto
E-mail: jotamendi@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN. Las migmatitas anatécicas que contienen cordierita están expuestas en una faja de aproximadamente 12 km de ancho, elongada con orientación NNO-SSE y ubicada en el norte de la sierra de Comechingones. La estabilidad de la cordierita es sensible a los cambios P-T-X sufridos por las rocas, de aquí que la relación textural y la composición química de este mineral brinde evidencias importantes para descifrar la evolución petrológica de las rocas con cordierita. Rasgos petrográficos y modelado cualitativo en los sistemas K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O y FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 indican que: 1) la cordierita se formó o bien como fase peritética y cotética durante la fusión, o como el producto de la destrucción de granate, y 2) la cordierita fue parcial, y hasta completamente consumida en migmatitas que soportaron deformación interna por cizalla intensa después del metamorfismo. Dentro de las migmatitas, la cordierita coexiste con la asociación mineral Bt + Grt + Sil + Kfs \pm Spl, compite con, y reemplaza a, la asociación Bt + Grt, aún dentro de los leucosomas, hecho que sugiere que la fusión parcial estuvo acompañada por descompresión. Para las condiciones del pico metamórfico, la actividad de agua estimada en las migmatitas varía entre 0,2 y 0,56; esto permite acotar un rango de presiones (5-8 kbar) para la coexistencia de granate y cordierita en migmatitas y granulitas. Las migmatitas que contienen cordierita afloran a escala regional, registran una senda de descompresión a alta temperatura, y demuestran que la generación de cordierita es concomitante con la anatexis. Estas observaciones al ser consideradas juntas indican que estas rocas fueron enterradas a más de 60 km de profundidad durante la etapa de engrosamiento cortical, o la configuración térmica de la litósfera donde se formaron no era la de un típico orógeno colisional, o bien existió alguna fuente de calor que aportó un *input* térmico adicional en el nivel de corteza donde se formaron las migmatitas.

Palabras clave: Cordierita, Termometría, Barometría, Sierra de Comechingones, Sierras Pampeanas

ABSTRACT. Cordierite in migmatites from northern Sierra de Comechingones, Córdoba: genesis and geological implications. Cordierite-bearing anatexitic migmatites are exposed in a c.12 km wide NNW-SSE-trending belt in northern Sierra de Comechingones. Cordierite stability is strongly sensitive to the P-T-X changes undergone by rocks, and thus textural relations and compositional variations of cordierite provide important evidence to unravel the petrological evolution. Petrographical features and qualitative modelling in the systems K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 indicate that: 1) cordierite was formed either as peritectic and cotectic phases during melting, or as a product of garnet breakdown, and 2) cordierite was partly to extensively consumed in migmatites that suffered high-strain shearing during retrogression. Within the migmatites, cordierite coexists with the Bt + Grt + Sil + Kfs \pm Spl mineral assemblage, and supersedes the P-T stability field of Bt + Grt even inside leucosomes, suggesting that extensive partial melting was accompanied by decompression. At peak metamorphic conditions, the water activity in migmatites was estimated at between 0.2 and 0.56; enabling the determination of a pressure range of 5-8 kbar, from coexisting cordierite-garnet compositions in migmatites and granulites. The cordierite-bearing migmatites crop out over a wide area, record high-grade decompression paths, and show that cordierite crystallised and grew broadly concomitant with anatexis. Taken together, these observations suggest that the migmatites were buried to more than 60 km during the early crustal thickening event, or that the thermal regime of the lithosphere in which they formed was not that of a standard collisional orogen, or that there was an additional heat source at the crustal level where they were formed.

Key words: Cordierite, Thermometry, Barometry, Sierra de Comechingones, Sierras Pampeanas

Introducción

La presencia significativa de migmatitas con cordierita intercaladas con la secuencia cristalina que conforma la Sierra de Córdoba fue destacada por las investigaciones de Gordillo (1979, 1984). Como lo remarca este autor, la cordierita posee la propiedad

de marcar las condiciones físico-químicas de cristalización de las rocas con mayor sensibilidad que la gran mayoría de los minerales que constituyen las migmatitas encontradas en las Sierras de Córdoba. Esto es así porque: 1) la solución sólida del granate es sensible a los cambios de las condiciones físicas, pero en el caso de las rocas estudiadas el granate es

menos diagnóstico que la cordierita porque se encuentra en todos los tipos litológicos de la región; de las observaciones se interpreta que el granate cristalizó antes y durante el «clímax» térmico, y no está exclusivamente vinculado a la facies de granulitas; 2) la composición de la biotita se re-equilibra por difusión iónica con tal velocidad, que difícilmente su química registre una única porción del espacio metamórfico en el que evolucionó; 3) la sillimanita es por mucho, el polimorfo de alúmino-silicato más abundante en las rocas estudiadas, además no es una solución sólida; y 4) otros minerales aparecen en proporciones muy subordinadas (espinela y óxidos), o bien son fases puras como el cuarzo, o están en todas las rocas y no presentan variaciones composicionales determinantes como la plagioclasa. Sin embargo, la condición de indicador petrológico de la cordierita debe ser analizada usando todas las fases antes mencionadas. Particularmente, se debe contemplar la formación del feldespato alcalino durante la generación de las migmatitas. Así como también, se debe tener en cuenta la evolución de la composición química de todas las fases que forman soluciones sólidas. Gordillo (1979, 1984) define una relación directa entre las condiciones térmicas más extremas registradas en la Sierra de Córdoba y la presencia de cordierita en migmatitas, y sostiene la idea de que estas rocas son especialmente útiles para investigar la evolución geodinámica del orógeno exhumado en la Sierra de Córdoba.

El propósito de este trabajo es evaluar el origen de la cordierita en migmatitas del norte de la sierra de Comechingones, poniendo particular énfasis en la génesis misma de la cordierita, hecho que implica considerar los avances en el conocimiento sobre la estabilidad de cordierita en una paragénesis semejante a la que constituye las migmatitas estudiadas (Barbey *et al.* 1999; Kalt *et al.* 1999), además de tener presente la influencia que tienen los fluidos en la estabilidad de cordierita (Carey 1995; Skippen y Gunter 1996), y utilizar datos termodinámicos recientes (Berman 1988).

Por otro lado, determinar las condiciones P-T de generación y la evolución metamórfica de las migmatitas anatécicas con cordierita, tal como lo adelantara Gordillo (1984), implica acotar el modelo orogénico de la sierra de Comechingones en particular, y probablemente de gran parte de la Sierra de Córdoba en general.

Reseña geológica de las rocas metasedimentarias del norte de la sierra de Comechingones

Dados los objetivos de este trabajo, las litologías de interés, y por consiguiente descriptas, son aquellas que se infiere derivan de un protolito sedimentario-clástico en sentido amplio.

Gneises biotíticos granatíferos

Es el tipo litológico dominante en la porción central de la sierra de Comechingones. Está constituido por Qtz + Pl + Bt + Grt + Rt ± Ilm ± Ms ± Sil (símbolos según Kretz 1983), presenta comúnmente foliación dada por la segregación de minerales, no obstante muestra una esquistosidad paralela o anastomosada definida por la alineación de biotita y el estiramiento del cuarzo. Esta litología también puede observarse sin estructura planar preponderante; en algunos casos su apariencia se asemeja a la estructura nebulítica; ésto ocurre en áreas espacialmente más cercanas a las migmatitas del norte de la sierra. Es válido remarcar que estos gneises no son directamente considerados en este trabajo; sin embargo, se los debe apreciar como el equivalente petrológico de las migmatitas que no alcanzaron a sufrir anatexis, al menos no fundieron parcialmente en grado significativo.

Migmatitas

A los fines de este trabajo, esta litología incluye las rocas con evidencias de anatexis (Sawyer 1999) y feldespato alcalino en sus leucosomas. La gran mayoría de las migmatitas contienen cordierita; aunque se debe destacar que se han encontrado metatexitas que cumplen las condiciones anteriores, pero no presentan cordierita. Las migmatitas con cordierita cubren, en el norte de la sierra de Comechingones, un área de aproximadamente 350 km² (Fig. 1), y son el tipo litológico dominante en una franja cuyo límite sur se ubica en los alrededores de Villa Cañada del Sauce (Bonalmi y Gigena 1987; Guerreschi y Baldo 1993), que en su extensión NO pasa entre Cara Huasi y El Espinillo y puede determinarse que continúa al oeste de Lutti. Hacia el oeste el borde de las migmatitas es menos preciso; allí la identidad del macizo migmatítico es obliterado por las milonitas y ultramilonitas asociadas a la faja de cizalla de Guacha Corral (Bonalmi y Gigena 1987). La traza del límite occidental, definida por el contacto entre rocas con y sin cordierita, presenta una extensión hacia el oeste a la latitud del Embalse Cerro Pelado (Cerrodo 1997), se ha observado en un arroyo afluente desde el norte del mismo embalse, pasa a pocos metros al este de Yacanto y al este de la entrada del camino a San Miguel (Fig. 1). Por el norte los afloramientos de migmatitas con cordierita se extenderían al menos hasta el río de los Reartes (Gordillo 1979), en tanto que el borde oriental se delinearía desde los alrededores del paraje Sandialito (Tello 1999), pasando al oeste de Amboy y de Santa Mónica, y continuaría sin definición precisa hacia norte. Vale aclarar que los límites de las migmatitas con cordierita

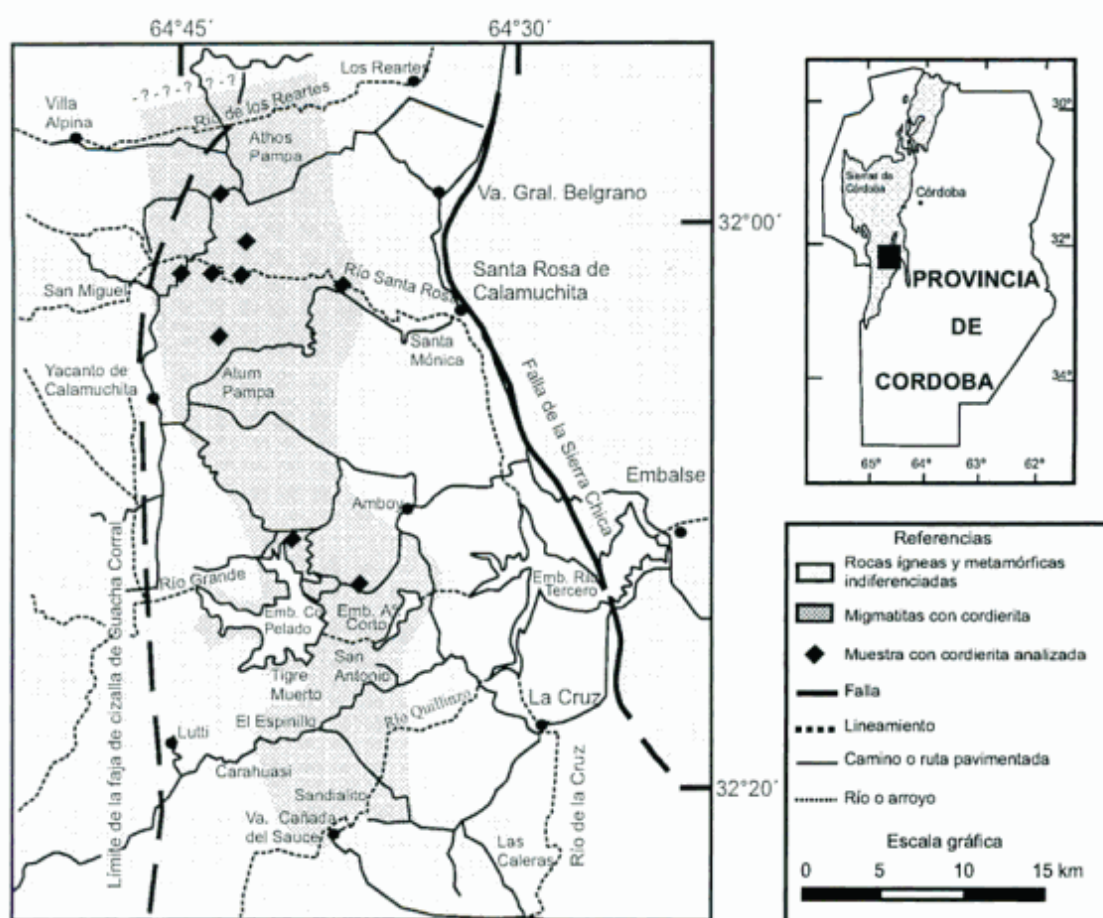


Figura 1: Distribución areal de la migmatitas con cordierita en el norte de la sierra de Comechingones, basada en: Gordillo (1979), Bonalumi y Gigena (1987), Guereschi y Baldo (1993), Ceredo (1997), Tello (1999) y observaciones de este trabajo. Se muestra, en recuadro superior a la derecha, la ubicación del área estudiada dentro de la provincia de Córdoba y de las Sierras de Córdoba.

deberán ser definidos con mayor precisión a través de relevamiento de campo detallados.

De acuerdo a su estructura existen dos grupos mayores de migmatitas: metatexitas y diatexitas. Morfologías tipo agmatitas, estromatitas y *schlieren* son comunes entre las metatexitas, mientras que las diatexitas pueden ser heterogéneas por presentar *rafts* y *resisters*, u homogéneas. No obstante la diversidad de tipos morfológicos, es más importante para este trabajo distinguir que existen variaciones críticas en las asociaciones de minerales presentada por rocas con estructuras migmatíticas. Todas las migmatitas contienen la paragénesis $Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs + Ilm$, mientras que los minerales que ocasionalmente están como asociaciones, ausentes o aparecen en relaciones variables son: 1) sillimanita, 2) cordierita, y 3) sillimanita + cordierita \pm espinela.

Granulitas

Estas rocas afloran como un cuerpo ovoide denominado «kinzigita» del Río Santa Rosa (Gordillo

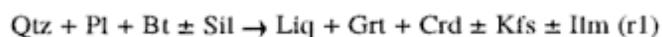
1984; Martino *et al.* 1994). Las granulitas aluminosas se caracterizan por la asociación paragenética $Qtz + Pl + Grt + Crd + Ilm \pm Ath \pm Bt \pm Sil$, presentan un bandeo mineralógico y textural. Este rasgo mesoscópico resulta de la alternancia de bandas leucocráticas de textura suturada donde aparecen cuarzo + plagioclasa \pm cordierita, que contrastan con lentes dominadas por porfiroblastos ovoides de granate y cordierita, o por cristales prismáticos con hábito fibroso de antofilita. La mayoría de los minerales se encuentran elongados subparalelos con esta fábrica deformacional, que fuera definida como S3 por Martino *et al.* (1994).

Relación entre textura y origen de cordierita en las migmatitas y granulitas

La cordierita se presenta en asociaciones minerales y relaciones texturales que se pueden generalizar en: 1) blastos subhedros a euhedros sin inclusiones rodeados por $Kfs + Qtz$ en leucosomas de metatexitas; 2) poiquiloblastos ocasionalmente prismáticos

cos que incluyen Bt ± Grt y se agrupan en dominios leucocráticos (graníticos) de migmatitas y diatexitas heterogéneas; 3) cristales (1-5 cm) de forma ameboidal que tienden a rodear Bt + Grt y ocurren en dominios leucocráticos de diatexitas homogéneas; 4) blastos euhedros que se agrupan en *clusters* y en conjunto forman nódulos de varios centímetros en leucosomas discordantes, diques o cuerpos de leucogranitos; 5) granos ecuanes u ovoides, comúnmente poiquilíticos por incluir Sil + Bt + Qtz, que tienden a ser subhedros y de bordes redondeados, aparecen agrupados en mesosomas de metatexitas, en dominios melanocráticos de diatexitas y en bandas poligonales leucocráticas de granulitas; 6) grandes cristales ameboidales que rodean completamente, o parcialmente, a granates corroídos (Fig. 2a) en migmatitas y granulitas; 7) granos pequeños de forma ovoide incluidos en granate y en ocasiones en contacto con espinela y sillimanita (Fig. 2b); 8) agregados de múltiples granos con bordes suturados intercrecidos con cuarzo e ilmenita intersticial en granulitas; y 9) como granos pinitizados y bordes reabsorbidos, en muchos casos rodeada por biotita ± sillimanita.

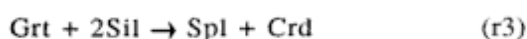
Las dos primeras relaciones texturales de la cordierita muestran claramente que esta fase se generó junto con los leucosomas como fase peritética de una reacción de fusión parcial, cuya expresión general es:



La cordierita (± granate) es un producto de esta reacción cuando la presión es menor que c. 10 kbar y el número de magnesio ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$) de la roca es mayor que 48 (Kalt *et al.* 1999). La presencia de cordieritas en dominios leucocráticos de diatexitas y leucogranitos de la región (observaciones 3 y 4 descritas arriba) sugiere que cordierita se formó por una reacción entre fundido granítico anatético y minerales de la matriz de la roca que coexistían con ese fundido; en tal caso la cordierita es producto cotético, pues se genera por la reacción del fundido con fases no consumidas, o previamente cristalizadas, durante la fusión parcial. La cordierita cotética puede ser el producto de la reacción general (Clarke 1995; Barbey *et al.* 1999):

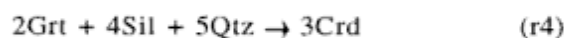


Los granos de cordierita incluidos en granate (Fig. 2b) pueden ser el producto de la reacción (r1) que fueron entrampados por el crecimiento más veloz de granate; sin embargo, cuando la cordierita está asociada a sillimanita y espinela, y se observa que todas las fases son incluidas por granate, su formación puede vincularse al mecanismo:



Por otro lado, cuando la cordierita rodea, parcialmente o completamente, a granate, y esta relación

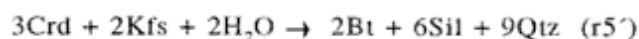
textural se observa en la matriz de la roca con presencia de cuarzo y sillimanita, la generación de cordierita se explica mediante la reacción:



En ocasiones, la cordierita aparece en bandas melanocráticas de migmatitas, donde está asociada a Bt + Sil. En tal caso, una reacción que es el equivalente subsólido de la reacción (r1), que puede teóricamente haber operado en melanosomas que contenían sillimanita, es la deshidratación de biotita:



Tal como está planteado este mecanismo (r5) genera cordierita y, efectivamente, podría haber progresado durante la evolución progradada en ese sentido. Sin embargo, atendiendo a las observaciones petrográficas, es más evidente que esta reacción (r5) progresó en sentido inverso durante la evolución retrógrada y, fundamentalmente, en rocas más afectadas por la deformación que aconteció después de alcanzado el pico metamórfico. De aquí que la destrucción durante la retrogresión que sufrió la cordierita puede ser adjudicada a la reacción general:



En las granulitas, la falta de feldespato alcalino impide el avance de la reacción (r5'); en esta situación, la cordierita, aunque sufre deformación intracristalina, persiste como fase estable.

En casos extremos de metamorfismo retrógrado, que es una función directa del grado de deformación reflejado por las rocas, genera muscovita y/o sericita, fibrolita y clorita, por destrucción de cordierita, granate, biotita y feldespatos; en rocas con estas características, la destrucción de cordierita es compleja y no es posible vincularla a una única reacción.

La relación temporal entre las reacciones que forman o consumen cordierita y la evolución de las fábricas metamórficas o tectónicas, se puede delinear, en sus aspectos más destacables, tomando como base la evolución estructural del norte de la sierra de Comechingones (Martino *et al.* 1995). La cordierita no se encuentra formando parte de la foliación que se ha interpretado como S1 en la región (ver Martino *et al.* 1995); sin embargo, dadas nuestras dificultades para definir este rasgo estructural microscópico, esta afirmación debe ser confirmada por otros estudios. Gordillo (1984) determina que las migmatitas con cordierita son sincinemáticas con la deformación actualmente interpretada como D2. A la altura del río Santa Rosa la cordierita en metatexitas se encuentra dentro de leucosomas que se desarrollaron siguiendo a la foliación S2, aunque no se puede precisar si los leucosomas son sincrónicos con S2 o su ubicación es controlada por la heterogeneidad composicional previa dada por la foliación S2. Asimismo, la cordierita claramente cristalizó en leucosomas

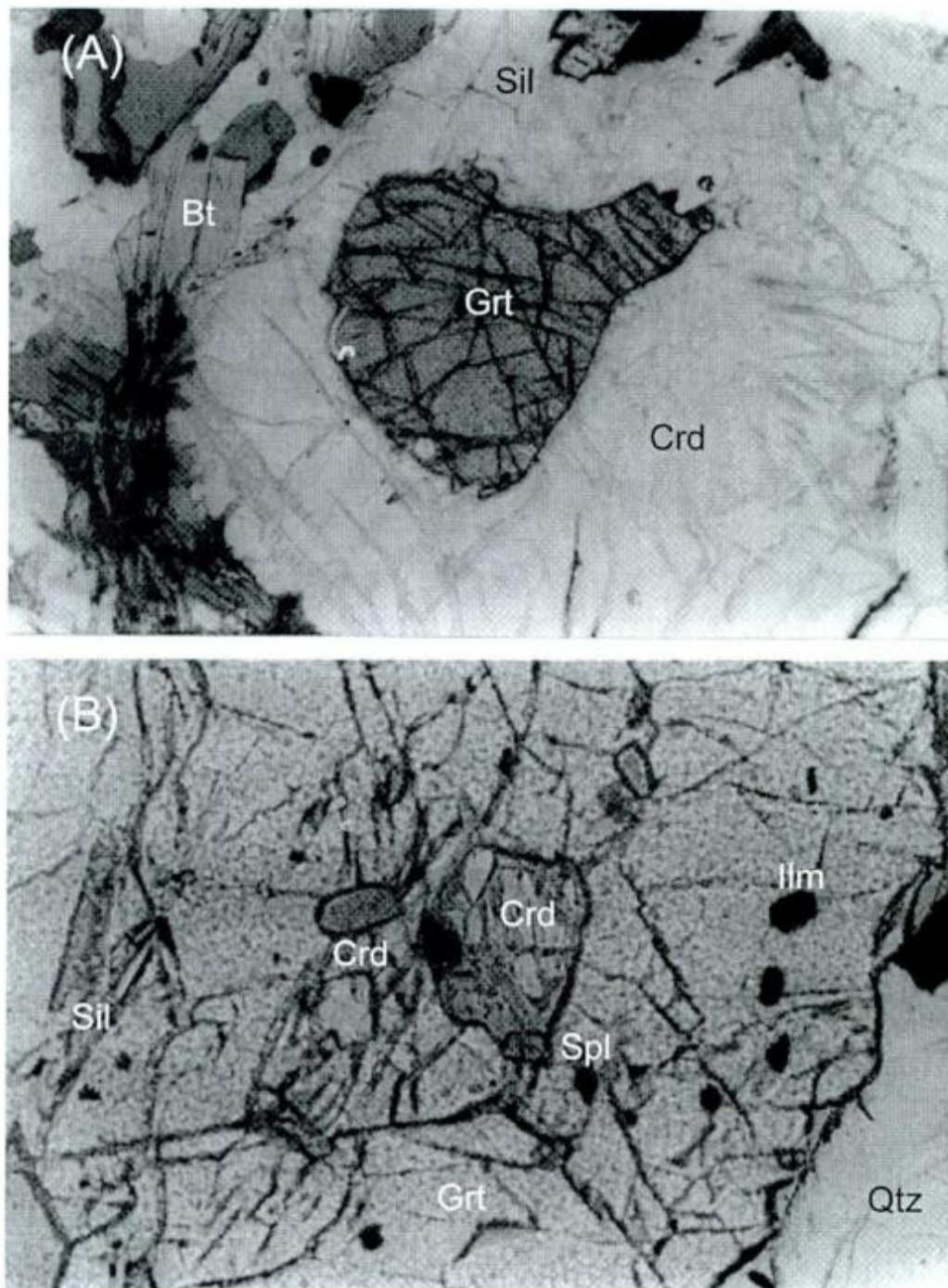


Figura 2: a, Cordierita que aparece como porfiroblasto e incluye en su núcleo a un granate intensamente reabsorbido; además, dentro de cordierita aparecen sillimanita prismática y biotita. Los bordes de cordierita están en parte corroídos y en esa posición (izquierda abajo) se forma una trama de biotita y sillimanita. La base de la foto tiene aproximadamente 4 milímetros. b, Cordierita, que está parcialmente pinitizada, presente como inclusión dentro del granate y en contacto con espínela; en el mismo sector del granate se encuentran inclusiones de sillimanita prismática. La base de la foto tiene aproximadamente 2,5 milímetros.

que se ubican paralelos a la charnela de pliegues que pliegan la foliación S2. Además estos últimos leucosomas están también orientados subparalelos con la foliación S3 de Martino *et al.* (1994), pero el plegamiento que genera la foliación S3 pliega a leucosomas que contienen cordierita. En la porción

sur de los afloramientos de las migmatitas cordieríticas, la cordierita cristaliza invariablemente durante la anatexis, y los productos de la migmatización a escala regional (límite metatexita-diatexitas) y local (orientación de leucosomas) son coincidentes, y por ende concomitantes, en sentido amplio con el even-

to de deformación D2 (ver Cerredo 1997). En migmatitas que evolucionaron en fajas con alta tasa de deformación durante la etapa tardía del evento de deformación D3, y muestran que S3 oblitera casi completamente a la fábrica S2, se encuentran evidencias para postular el consumo de cordierita por la reacción (r5⁻). Las rocas afectadas por la deformación D4 muestran que la cordierita está casi completamente pinitizada, y a juzgar por la abundancia modal con respecto a rocas equivalentes pero carentes de la fábrica S4, en migmatitas con deformación D4 importante, parte de la cordierita fue consumida durante la deformación posterior al pico metamórfico.

Composición química de cordieritas en las migmatitas y granulitas

La composición química de la cordierita, así como también las de los otros minerales considerados en este trabajo, fue determinada utilizando la microsonda electrónica JEOL 8600 de Departamento de Geología de la Universidad de Georgia; las condiciones operativas para realizar el análisis de minerales se describen en Otamendi *et al.* (1999). En el cuadro 1 se presentan los análisis representativos de cordieritas que participan de las diferentes asociaciones minerales en migmatitas y granulitas de la sierra de Comechingones.

Las siguientes consideraciones se realizan sobre la base de más de 60 análisis puntuales de cordieritas. La gran mayoría de las cordieritas presentan una fórmula que se aproxima mucho a la composición ideal $(Mg, Fe^{+2})_2 [Al_4Si_5O_{13}]$. Las cordieritas tienen bajas a moderadas concentraciones de Na en el rango de 0,01 a 0,03 átomos por fórmula unidad. En tanto que no se pueden precisar la abundancia de CaO, K₂O y TiO₂ pues se encuentra dentro del límite de detección. Como una generalidad, las cordieritas no poseen un zonado químico interno, al menos no se observa una variación regular de la composición. Todas las cordieritas son ricas en magnesio, con una relación catiónica Mg/Mg+Fe (=X_{Mg}) siempre mayor a 0,68. Precisamente, el parámetro composicional más significativo es la relación X_{Mg} en la cordierita que aumenta su valor al mismo tiempo que crece X_{Mg} en la biotita y el granate coexistentes con la cordierita (Cuadro 1, ver Gordillo 1979, 1984). Además, como ya lo destacara Gordillo (1984), el crecimiento de la relación X_{Mg} en los minerales ferromagnesianos se correlaciona con la existencia de paragénesis que sugieren un incremento de las condiciones térmicas (Fig. 3). En general, para un mismo tipo de roca, la cordierita muestra una relación X_{Mg} constante ya sea dentro de un cristal o comparando varios cristales. En las granulitas de la cantera Gran-Cor se puede apreciar un cambio en función de la posición textural; comúnmente el X_{Mg} de la cordierita rodeando granate es mayor que el de aquellas cor-

Cuadro 1: Análisis químicos (% p/p) representativos de cordieritas en diferentes paragénesis y ubicaciones texturales de las migmatitas y granulitas de la sierra de Comechingones (la fórmula catiónica se calcula en base a 36 cargas positivas adjudicando a la presencia de Fe⁺³ cualquier déficit de cargas).

Paragénesis	I	I	II	II	III (c/Grt)	III	III	IV (c/Grt)	IV	IV
SiO ₂	48,70	48,36	49,13	49,71	49,62	49,64	49,50	49,76	49,64	49,60
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	32,87	32,95	32,75	34,03	33,34	33,52	33,71	33,56	33,85	32,75
Fe ₂ O ₃	0,18	0,38	0,00	0,04	0,42	0,45	0,00	0,66	0,54	0,19
FeO	6,29	5,96	5,96	6,1	5,92	5,86	5,56	2,94	3,97	4,33
MgO	9,54	9,67	9,72	9,75	10,19	10,29	10,60	12,02	11,25	11,04
MnO	0,07	0,00	0,03	0,01	0,15	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06
Na ₂ O	0,10	0,17	0,10	0,11	0,06	0,05	0,33	0,13	0,14	0,08
total	97,75	97,49	97,71	99,76	99,71	99,85	99,76	99,11	99,48	98,05
Si	5,00	4,97	5,03	4,99	4,98	4,97	4,95	4,96	4,95	5,03
Al	3,96	3,99	3,96	4,03	3,95	3,96	3,97	3,94	3,98	3,91
Fe ⁺³	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,05	0,04	0,02
Fe ⁺²	0,54	0,51	0,51	0,51	0,50	0,49	0,47	0,25	0,33	0,37
Mg	1,46	1,48	1,48	1,46	1,53	1,54	1,58	1,79	1,67	1,67
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Na	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Mg/Fe+Mg	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,76	0,77	0,88	0,84	0,82
X _{Mg} granate	0,27-0,32	0,27-0,32	0,26-0,31	0,26-0,31	0,29-0,33	0,29-0,33	0,29-0,37	0,35-0,42	0,35-0,42	0,34-0,42
X _{Mg} biotita	0,61-0,65	0,61-0,65	0,58-0,61	0,58-0,61	0,53-0,62	0,53-0,62	0,63-0,68	0,69-0,72	0,69-0,72	0,70-0,73

Paragénesis: I = Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs + Ilm + Crd;
 II = Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs + Ilm + Crd ± Sil
 III = Qtz + Pl + Bt + Grt + Kfs + Ilm + Crd + Sil ± Spl
 IV = Qtz + Pl + Grt + Ilm + Crd + Ath ± Sil ± Spl ± Bt

Nota: X_{Mg} granate y X_{Mg} biotita son los valores de la relación Mg/(Mg+Fe) en granates y biotitas que coexisten con la cordierita presentada en la misma columna. El símbolo (c/Grt) significa que esa cordierita está rodeando a granate.

dieritas ubicadas en otras posiciones texturales. Debido a la metodología analítica usada, no es posible especular respecto de la presencia, o no, de fases fluidas (H_2O y/o CO_2) en las cordieritas estudiadas.

Discusión

Estabilidad de cordierita y relación de fases en el sistema K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (KFMASH)

Aquí se desarrolla una representación gráfica semi-cuantitativa de la relación de fases indispensables para evaluar las reacciones de formación y destrucción de cordierita. En este contexto se analizan cuáles fueron las condiciones de presión y temperatura; y además, la evolución metamórfica que explica los cambios de estabilidad de cordierita. El sistema KFMASH no considera algunos componentes, tales como CaO , Na_2O , TiO_2 y MnO , que no pueden obviarse al analizar la mayoría de las fases de interés; sin embargo, esta deficiencia inherente del sistema KFMASH, cuando se investiga la estabilidad de cordierita, sólo influye de modo indirecto. En la figura 4a se muestran las reacciones univariantes, determinadas por Carrington y Harley (1995) para el sistema KFMASH, que restringen el campo de formación peritética de cordierita + granate entre: el equivalente KFMASH de la reacción (r1) y la formación de fundido coexistiendo con cordierita + ortopiroxeno. Ambas reacciones de fusión incongruente se interceptan en el punto invariante I_1 ubicado a T c. $900^\circ C$ y P c. 9 kbar (Carrington y Harley 1995). Desde este punto invariante (I_1) surge una reacción subsólida que constituye, potencialmente, un límite máximo de presión para las rocas estudiadas, ya que en éstas no se ha encontrado la coexistencia paragenética de ortopiroxeno y sillimanita. La existencia a escala regional de leucosomas que contienen cordierita y/o granate indica que la reacción (r1) puede considerarse el mecanismo petrogenético fundamental que explica la formación de migmatitas cordieríticas. El límite del solidus de las rocas con cordierita se simplificó en el sistema KFMASH, utilizando un fundido aplogranítico con una actividad de agua de 0,4 ($a_{H_2O} = 0,4$) que está en equilibrio con feldespato alcalino + cuarzo (Holtz y Johannes 1994). Idealmente, y debido al sistema que se analiza, se excluye el componente Na_2O (albita) en equilibrio con el fundido leucogranítico; esto modifica la temperatura del solidus, que para un fundido granítico con $a_{H_2O} = 0,4$ es de $800^\circ C$ (Holtz y Johannes 1994). No obstante, la exclusión de Na_2O , entre los minerales considerados, sólo afectaría la estabilidad de feldespato potásico. En el campo subsólido del sistema KFMASH, la presencia de cordierita implica que las

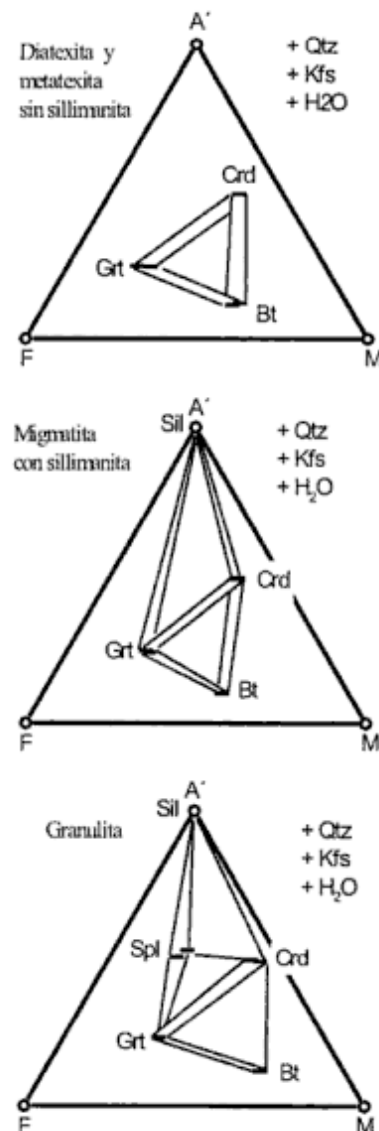


Figura 3: Proyección A'FM, usando los parámetros $A' = Al_2O_3$ - $[CaO+Na_2O+K_2O]$, $F = FeO$ - $[Fe_2O_3+TiO_2]$ y $M = MgO$ determinados en base a relaciones molares, donde se ilustran las variaciones de composición química y asociaciones minerales en distintas paragénesis que contienen cordierita.

rocas evolucionaron a mayor temperatura que la del equilibrio de la reacción $Bt + As + Qtz = Grt + Crd + Kfs + H_2O$ (Fig. 4a). Precisamente, de esta reacción univariante del sistema KFMASH, emana la reacción divariante ($r5'$) que permite explicar el consumo parcial de cordierita durante el enfriamiento de las rocas (Fig. 4b). Por otro lado, la serie de reacciones divariantes, que emergen radiales del equilibrio univariante $Bt + As + Qtz = Grt + Crd + Kfs + H_2O$, muestran que el campo de estabilidad de cordierita está definido por esta última reacción arriba del punto de intersección de las reacciones, y por la reacción ($r5'$) debajo de dicho punto. Durante la evolución retrógrada, las migmatitas pudieron encontrarse en el punto de intersección de las reacciones diva-

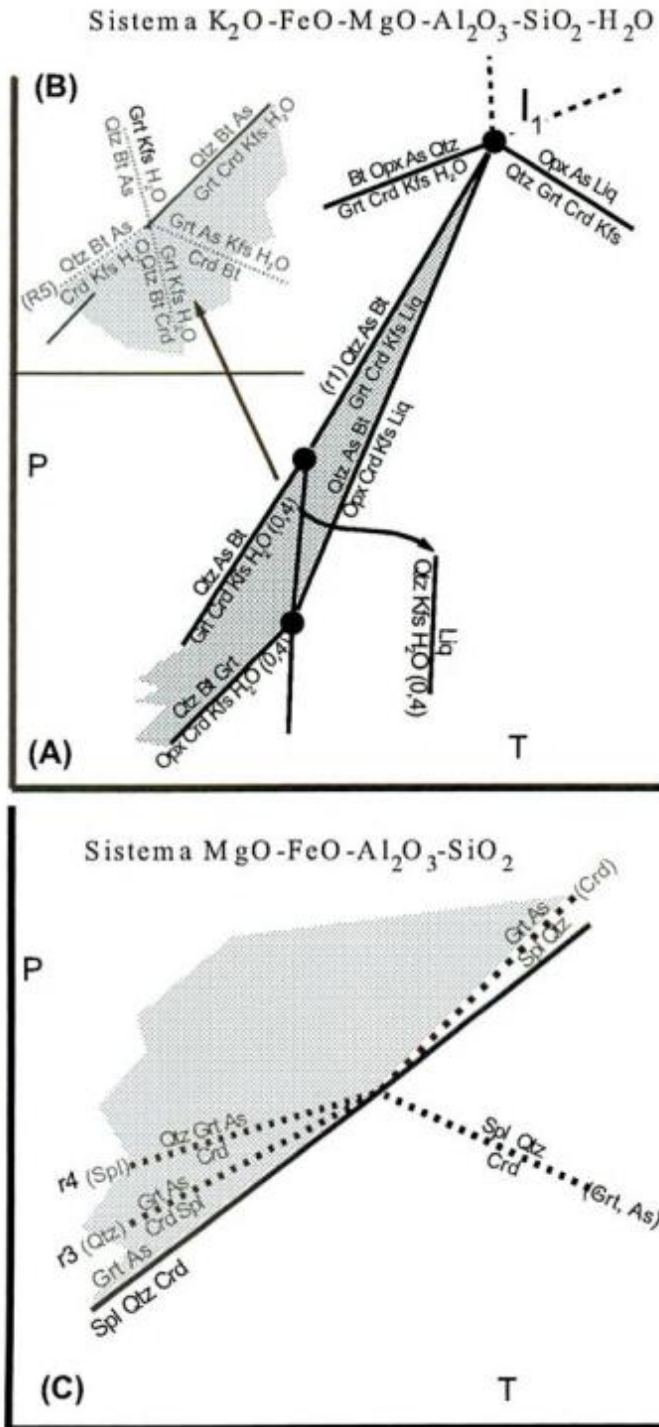


Figura 4: a, Grilla del sistema KFMASH mostrando las reacciones univariantes que son significativas para explicar la génesis de las cordieritas en las migmatitas estudiadas. Las referencias utilizadas para construirla se presentan en el texto. b, Detalle de la posición relativa P-T de reacciones divariantes que emanan de la reacción univariante $Qtz + As + Bt = Grt + Crd + Kfs + H_2O$. c, Grilla del sistema FMAS mostrando las reacciones univariantes que son significativas para explicar la génesis de las cordieritas en las migmatitas estudiadas. La(s) fase(s) entre paréntesis está(n) ausente(s) en cada reacción univariante. En todos los casos, el campo gris representa las condiciones P-T de estabilidad de cordierita dentro de las rocas estudiadas.

riantes con la univariante; en tal caso cordierita y granate se reabsorben al mismo tiempo; en caso contrario se consume o granate o cordierita. La cordierita fue reabsorbida mediante la reacción de rehidratación retrograda ($r5'$), proceso que también se describió para el granate (Otamendi *et al.* 1999), y esto se observa en rocas que muestran predominancia de foliación S3. La cordierita y el granate pasaron por retrogresión a biotita + sillimanita; sin embargo, no hay evidencias texturales como para poder precisar si la reabsorción de granate y cordierita fue completamente sincrónica.

Estabilidad de la cordierita y la relación de fases en el sistema $FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (FMAS)

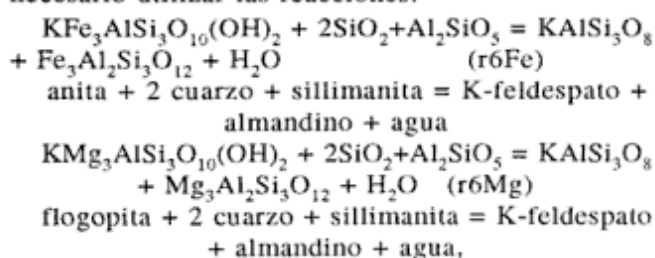
Este sistema permite analizar con mayor detalle algunas de las reacciones en que interviene cordierita, ya sea como producto o reactivo de una paragénesis con $Grt + Spl + Sil$. El sistema FMAS también es útil para mostrar otro límite térmico que no fue superado por las rocas estudiadas; y además, brinda indicios sobre la evolución seguida por las rocas. La posición P-T relativa de todas las reacciones presentadas fue estimada con la base termodinámica de Berman (1988), composiciones de minerales de Otamendi *et al.* (1999) y suponiendo que granate, cordierita y espinela son soluciones sólidas ideales (Fig. 4c). Además, como se observa en la mayoría de las rocas, se consideró que X_{Mg} en granate es mayor que en espinela, en caso contrario se invertiría la relación de algunas reacciones (Sengupta *et al.* 1991). Dentro de este sistema simple, la reacción univariante $Grt + As = Spl + Qtz + Crd$ escinde al espacio P-T en: una región donde espinela y cuarzo coexisten en paragénesis, y otra donde estas fases pueden estar en la roca pero no en contacto mutuo. En paragénesis que no contienen cordierita, la estabilidad de cuarzo y espinela se puede dar a una temperatura levemente menor, y es determinada por la reacción divariante notada por la fase ausente (Crd) en la figura 4c. Todas las rocas estudiadas parecen haber evolucionado a menor temperatura, y a mayor presión, que la del campo de coexistencia de cuarzo y espinela. Otra observación que puede ser interpretada en este sistema (FMAS) tiene que ver con la formación de cordierita y espinela dentro de granate, es decir en un dominio textural sin cuarzo; esta relación entre cordierita y espinela se interpreta como el producto de la reacción (r3), en la cual cuarzo es la fase ausente. Por el contrario, la formación de coronas de cordierita en granate reabsorbido se adjudica a la reacción (r4), que es divariante en el sistema FMAS. Las reacciones (r3) y (r4) pueden haber progresado en condiciones de P y T similares, aunque en diferentes dominios texturales; además, am-

bas son impulsadas por descompresión a temperatura relativamente alta. Los cálculos realizados para construir la figura 4c determinan que la intersección de reacciones divariantes en el sistema FMAS se ubicaría a T c. 750°C y P c. 6 kbar; sin embargo, no se tuvo en cuenta que la presencia de H₂O estabiliza cordierita a mayor presión; ni tampoco se pudo estimar cuánto aumentó la relación Mg/Fe de la espinela por intercambio de Fe y Mg con granate durante el enfriamiento. No obstante, las relaciones texturales de las rocas, y la evaluación comparativa de los sistemas simples KFMASH y FMAS, sugieren que las reacciones observadas en el último sistema se ubicarían a temperaturas similares a las del solidus del sistema alogranítico para aH₂O = 0,4.

Estimación de la actividad de agua en la paragénesis donde se formó la cordierita

Las condiciones de P y T de cristalización de cordierita son marcadamente influenciadas por la actividad de agua del sistema (Carey 1995). Esto implica que cualquier intento de cuantificar las condiciones de formación de cordierita requiera estimar la actividad de agua en el medio físico-químico donde se generó la cordierita. En consecuencia, ya que el objetivo perseguido es analizar la influencia que tiene la actividad de agua en la estabilidad de cordierita, es necesario estimar la actividad de agua del sistema a través de reacciones o parámetros composicionales que excluyan a la cordierita. Dado el contexto paragenético y la historia petrológica inferida más arriba, existen dos alternativas independientes para abordar este objetivo; éstas son: 1) utilizar alguna reacción que libere o consuma agua y que potencialmente haya tendido al equilibrio en condiciones P-T dentro del campo de estabilidad de la cordierita; y 2) determinar cuál es la actividad de agua teórica del fundido granítico formado junto a la cordierita peritética, y de aquí deducir cómo la partición de agua entre ese fundido granítico y cordierita afecta la estabilidad de la cordierita (Carrington y Harley 1996).

La primera aproximación usada para evaluar la actividad de agua en el ambiente P-T donde se formó la cordierita se puede alcanzar mediante el cálculo del equilibrio de una paragénesis que actúe como *buffer* de la fugacidad de agua. Para este estudio es necesario utilizar las reacciones:



ya que poseen las propiedades requeridas para poder deducir la actividad de agua sin involucrar a la cordierita. Sin embargo, la única evidencia para postular que las composiciones químicas de las fases involucradas en la reacción (r6) tendieron a alcanzar el estado de equilibrio es que en las migmatitas, rocas donde las texturas que indican reacción son escasas, la asociación de fases Bt + Qtz + Sil + Kfs + Grt constituye, cuando se agrega Pl, la paragénesis dominante de estas rocas. La fugacidad de agua para ambas reacciones bajo condiciones de P y T de interés (Fig. 5) se computó usando la composición de los minerales de migmatitas con cordierita presentada por Otamendi *et al.* (1999), la base de datos termodinámica de Berman (1988), junto con el modelo de solución sólida no ideal para biotita de Patiño Douce *et al.* (1993) y para granate el de Berman (1990). El punto de intersección entre ambas reacciones (r6Fe y r6Mg), las cuáles corresponden a los términos extremos de hierro y de magnesio del mismo equilibrio, representa, al menos teóricamente, la fugacidad de agua para que estén en equilibrio granate, biotita, K-feldespat, sillimanita y cuarzo. Como fuera deducido más arriba en el sistema KFMASH, la asociación de fases que mejor refleja cuál fue la fugacidad de agua imperante dentro de las migmatitas, en condiciones cercanas al solidus de estas rocas, precisamente involucraría a las cinco fases sólidas del equilibrio (r6) y, a cordierita que es inicialmente excluida. Para el rango de presiones del pico metamórfico de las rocas estudiadas que varía entre 7 y 8 kbar (ver Otamendi *et al.* 1999), la fugacidad de agua para el equilibrio de la reacción (r6) se estima alrededor de 2.000 ± 500 bar (Fig. 5). Para definir cuál es la actividad de agua asociada a los valores de fugacidad de agua estimados se consideró el procedimiento conceptual y el método reseñado por Spear (1993; pp. 322-326). Este autor define la actividad de agua como el cociente entre la fugacidad de agua computada para un sistema y la fugacidad de agua como fase pura en cada punto de P y T de interés. La fugacidad de agua como fase pura en cada punto P y T de interés fue obtenida con el programa GeoTab de Berman (1988). De aquí que se computaron los valores de actividad de agua que permiten acotar la fugacidad calculada a partir del equilibrio (r6), y se encontró que dicho equilibrio evolucionó entre actividades de agua de 0,2 y 0,3 (Fig. 5).

Para evaluar la actividad de agua, considerando la presencia de un fundido granítico en el sistema, es imprescindible definir cuál es el rango de presión y temperaturas de interés. Para un amplio rango de presiones, a las temperaturas del pico térmico (T c. 800 ± 50°C; Otamendi *et al.* 1999), la máxima cantidad de agua que puede disolver un fundido leucogranítico varía entre 3 y 5 %p/p (Holtz y Johannes 1994), cuya correspondiente actividad de agua en el

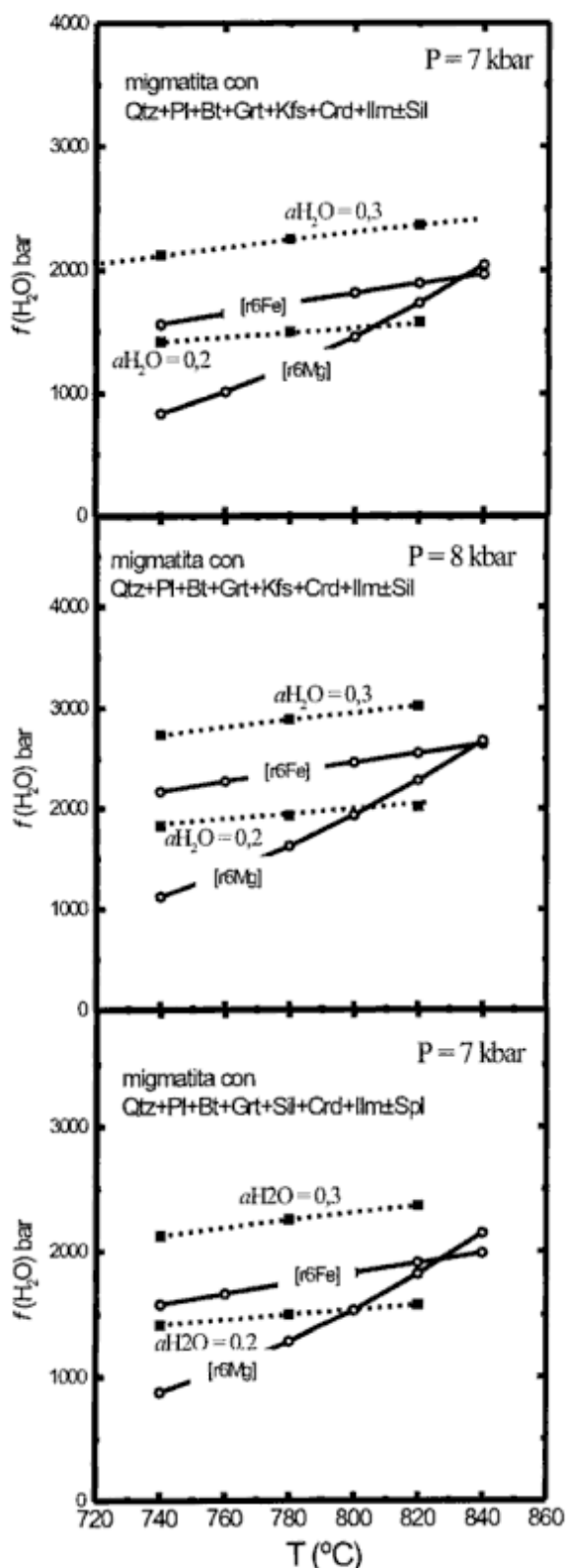


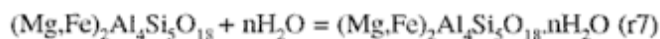
Figura 5: Proyecciones isobáricas de fugacidad de agua en función de temperatura computada para la términos extremos Fe y Mg de la reacción biotita + 2 cuarzo + sillimanita = K-feldespato + granate + agua. Nótese que el punto de intersección entre ambos miembros da la fugacidad de agua de la reacción en equilibrio. También se muestran las líneas de actividad de agua construidas como se explica en el texto.

fundido es siempre 0,4. Por otro lado, los experimentos de fusión parcial sin agua excepto por aquella ubicada dentro de las micas (*fluid-absent melting*), usando sistemas simples o rocas naturales, determinan que la cantidad de agua en el fundido es en general del orden del 3 %p/p (Carrington y Harley 1995), observación que es coincidente con el menor valor determinado por Holtz y Johannes (1994). Vale aclarar que, el hecho de que en las migmatitas estudiadas el fundido ocupó sólo parte de la roca no afecta la discusión siguiente; sólo se requiere que la cordierita haya tenido la posibilidad física de equilibrarse con dicho fundido.

Teniendo presente la consideraciones anteriores, y siguiendo procedimientos semejantes pero no iguales para los casos de actividad de agua obtenida de: una reacción subsólida y la presencia de una fase fundida aplogranítica, es posible analizar la cantidad de agua teórica que debió incorporar la cordierita para haber estado en equilibrio con la asociación de fases del equilibrio (r6), o bien con un fundido aplogranítico a T c. 800°C.

Cálculo del contenido de agua en las cordieritas de las migmatitas

Calcular el contenido de agua en la cordierita implica estimar el valor de «n» en el siguiente equilibrio:



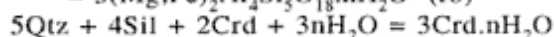
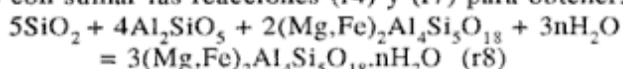
Dicho objetivo se puede alcanzar de dos maneras diferentes: 1) de la fugacidad de agua en la asociación mineral en equilibrio con cordierita (Carey 1995), o 2) de la cantidad de agua en un fundido granítico en equilibrio con cordierita (Carrington y Harley 1996). La primera aproximación se puede realizar mediante la ecuación presentada por Carey (1995). Considerando que la cordierita cristalizó durante la evolución petrológica de las migmatitas bajo condiciones de fugacidad de agua semejantes a las registradas por la paragénesis Bt + Grt + Kfs + Qtz + Sil, es decir dentro del rango de fugacidad de agua de 1.500 a 2.500 bar y a temperaturas de entre 750 y 850°C, los cálculos usando el modelo de Carey (1995) determinan que el número de moles de agua en la fórmula de cordierita hidratada «n» varía entre 0,35 y 0,56.

Por otro lado, habiendo encontrado que para el rango de condiciones P-T de interés la concentración de agua en un fundido aplogranítico puede variar entre 3 y 5 %p/p, y sabiendo que el coeficiente de partición medio del agua entre fundido y cordierita ($D = \text{H}_2\text{O}^{\text{fundido}}/\text{H}_2\text{O}^{\text{Crd}}$, en %p/p) es 5 (Carrington y Harley 1996), se obtiene que las cordieritas en equilibrio con dicho fundido contendrían desde 0,6 a

1 %p/p de agua. Aún habiendo determinado el porcentaje (%p/p) de agua en la cordierita, el valor de «n» depende de la composición de la cordierita; para el rango de relaciones $Mg/(Mg+Fe)$ de 0,75 a 0,8 en cordierita las fracciones de agua de 0,6 a 1%p/p en esta fase determinan que el número de moles de agua por fórmula unidad varía entre 0,2 y 0,34. Teniendo en cuenta que el contenido en agua de la cordierita se ha estimado por dos aproximaciones independientes, y que ambas se fundamentan en observaciones de la evolución petrológica de las rocas estudiadas, se puede deducir que los resultados son en buena medida convergentes; sin embargo, las divergencias parciales entre ambos métodos de estimación sugieren que la cantidad de agua por fórmula unidad de la cordierita pudo ocupar cualquier valor en el rango desde 0,2 a 0,56. Por otro lado es válido aclarar que los cálculos realizados omiten la presencia posible de CO_2 en estas cordieritas, hecho que no invalida la utilización de las estimaciones realizadas en la determinación de estabilidad P-T de cordierita.

Efecto de la actividad de agua en el equilibrio granate-cordierita

Para intentar evaluar el campo de estabilidad (P-T) de cordierita en las migmatitas del norte de la sierra de Comechingones es necesario calcular cómo la actividad de agua afecta la posición de los equilibrios que generan o consumen cordierita. La generación de cordierita, a través de las reacciones (r1, r2, r3 y r4), está principalmente influenciada por su estabilidad relativa a granate. Este hecho permite estimar cuál fue el campo P-T de coexistencia de ambas fases; y evaluar en qué medida la actividad de agua pudo cambiar la composición de granate y cordierita en equilibrio. Para alcanzar este objetivo es suficiente con sumar las reacciones (r4) y (r7) para obtener:



La posición P-T de los términos extremos de hierro o de magnesio de la reacción (r4) se puede calcular con la base de datos de Berman (1988); mientras que un procedimiento igual se puede aplicar a la reacción (r7) usando el modelo de Skippen y Gunter (1996). La combinación de estos dos modelos permite calcular las variaciones de T-P-X del equilibrio (r8). Dado el objetivo, que es estimar las composiciones en equilibrio de granate (almandino-piroppo) y cordierita (miembros de Fe y Mg) para distintas actividades de agua, se procedió de la siguiente manera: 1) se tomaron dos extremos de actividad de agua (a_{H_2O}) que cubrieran con seguridad las condiciones de generación de las migmatitas y granulitas de Comechingones, usando en consecuencia $a_{H_2O} =$

0–0,5; 2) se fijó una temperatura de 800°C, la que se encontraría dentro del rango del pico térmico de las rocas; 3) a cada presión de interés (de 2 a 10 kbar) se determinó la fugacidad de agua pura con el trabajo de Berman (1988), luego con la actividad se calculó la fugacidad de agua del sistema, y con el modelo de Skippen y Gunter (1996) se estimó cómo esa fugacidad influía en las propiedades termodinámicas de cordierita; y 4) finalmente se buscó la convergencia de composiciones de cordierita y granate en los sistemas FASH y MASH para cada punto P-T- $a(H_2O)$. El resultado más ilustrativo obtenido a través del procedimiento descrito se presenta en la figura 6.

El rasgo más saliente de la figura (6) es la incertidumbre concerniente a la posición P-T del equilibrio cordierita-granate-sillimanita-cuarzo-agua. Utilizar cordierita para cuantificar la presión en las rocas más representativas de las sierras de Comechingones puede resultar, sólo por la imposibilidad de cuantificar su contenido de agua, en rangos de presiones de 2 a 3 kbar; en el caso de las rocas estudiadas, los resultados de la barometría usando cordierita varían desde 5 a 8 kbar (Fig. 6). Esto se debe sumar a las otras fuentes de incertidumbre de la barometría (Spear 1993), tales como: análisis de minerales, datos termodinámicos y modelos de soluciones sólidas. En tanto que la única alternativa de aumentar la precisión de las estimaciones barométrica es midiendo la cantidad de agua contenida por las cordieritas de las migmatitas usando alguna técnica analítica apropiada (ver Carrington y Harley 1996).

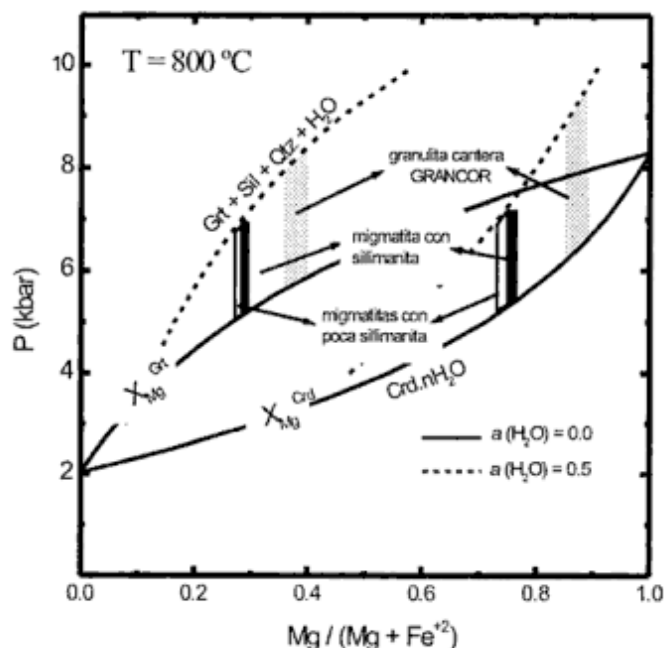


Figura 6: Diagrama isotérmico de presión versus composición ($Mg/(Mg+Fe)^2$) calculado con datos termodinámicos de Berman (1988) y Skippen y Gunter (1996). El rango de las composiciones de granates y cordieritas coexistiendo en rocas de la sierra de Comechingones son tomados de Otamendi *et al.* (1999) y del cuadro 1.

Implicancias geológicas de las migmatitas con cordierita en la Sierra de Comechingones

No obstante la imprecisión inherente de los métodos termobarométricos, la presencia de cordierita en migmatitas, así como también sus relaciones texturales, permiten deducir que un volumen importante de la sección cortical exhumada en la sierra de Comechingones evolucionó en condiciones de la facies de granulitas, y las rocas soportaron una importante descompresión estando dentro de esta facies metamórfica, o al menos en el límite entre ésta y la facies de anfibolitas (ver Cerrredo 1997). Un aspecto significativo de los estudios geológicos relacionados a la evolución metamórfica de una región es relacionar los resultados con la formación del orógeno donde evolucionaron dichas rocas. Sin pretender dar respuestas y extraer conclusiones definitivas, aquí se analizarán cuáles son las implicancias geológicas más directas que se pueden deducir de la existencia y evolución petrológica de las migmatitas con cordierita en las sierras de Comechingones en particular, aunque dada la extendida presencia de estas rocas en las Sierras de Córdoba (Gordillo 1979), las observaciones pueden tener, con precauciones, alcances regionales.

La gran mayoría de las migmatitas con cordierita debieron alcanzar condiciones de temperatura de $800 \pm 50^\circ\text{C}$, dentro de un rango de presiones que puede ser acotado entre 5 y 8 kbar. El metamorfismo producido por acortamiento litosférico en ambientes tectónicos compresivos, que en términos generales modelan el engrosamiento de la corteza continental producido por acreción, y el subsecuente reajuste isostático controlado por la velocidad de erosión, sólo reproducen las condiciones necesarias para alcanzar temperaturas de 800°C en corteza media (5-8 kbar) en cálculos con parámetros extremos: baja conducción térmica, alto flujo de calor basal y elevado valor de calor radiogénico (England y Thompson 1984).

Una orogénesis de tipo colisional (Kraemer *et al.* 1995; Rapela *et al.* 1998) se ha impulsado para explicar el engrosamiento cortical que generó el basamento de la Sierra de Córdoba; en un modelo puramente colisional no se produce fusión parcial -producida por un mecanismo como el de la reacción (r1) capaz de generar las migmatitas a escala regional- a profundidades menores a 35 km (10 kbar), aun considerando tiempos largos para la vida del orógeno (Thompson y Connolly 1995). Y, en cualquier caso, las condiciones metamórficas máximas y necesarias para fundir parcialmente rocas metasedimentarias, se alcanzan alrededor de 50 Ma después de iniciado el proceso colisional, y sólo para una senda evolutiva iniciada a más de 60 km de profundidad. Esto implica que: 1) en las rocas estudiadas las evidencias de la máxima presión que alcanzaron las rocas y las edades del metamorfismo pro-

gradante fueron completamente obliteradas durante el pico metamórfico y el proceso orogénico se inició 50 Ma antes del metamorfismo, cuya edad más probable es c. 530 Ma (Rapela *et al.* 1998); o 2) la orogénesis cámbrica de la Sierra de Córdoba se debe atribuir a un modelo tectónico alternativo (Fantini *et al.* 1998); o 3) existió una fuente de calor advectivo magmático que modificó el gradiente metamórfico observado en las migmatitas con cordierita (Cerrredo 1997); o 4) al modelo colisional se le deben incorporar cambios en el diseño litosférico, como adelgazamiento del manto litosférico o pérdida de la base de la corteza por colapso gravitatorio.

Conclusiones

La generación de cordierita en migmatitas de la sierra de Comechingones, y quizás en las Sierras de Córdoba en general, responde al progreso de reacciones vinculadas a la anatexis; la fusión parcial es acompañada por la formación de cordierita peritética y/o cotética. También se formó cordierita por reacciones subsólidas que involucran la destrucción de granate. Todos los mecanismos que generan cordierita ocurrieron, en términos generales, durante la etapa de mayor temperatura en la evolución de las migmatitas. La gran mayoría de los minerales más abundantes (Bt, Grt, Pl, Qtz, óxidos) de las migmatitas cristalizaron antes de la migmatización; por otro lado Kfs, Sil, \pm Spl aparecen durante la anatexis al igual que la cordierita. Lo más notable es que la cordierita es la fase por mucho más sensible a cambios físico-químicos que cristaliza durante la anatexis. Hecho que implica que la cordierita sea considerada como un indicador crítico de las condiciones metamórficas más extremas a que fueron sometidas dichas rocas.

Sin embargo, la estabilidad de la cordierita en el espacio P-T es muy sensible a la actividad de agua en el sistema (roca); esto condiciona la determinación de la presión a que cristalizó la cordierita, y además, para el caso particular estudiado, en el que no se ha analizado directamente el contenido de agua en la cordierita, crea una incertidumbre de alrededor de 3 kbar en el campo de estabilidad de cordierita en equilibrio con granate. No obstante que existen dificultades para acotar la posición P-T- $a(\text{H}_2\text{O})$ de la génesis de las cordieritas, como lo anticipa Gordillo (1984), la presencia de esta fase en migmatitas de extensión regional significa el indicio más convincente de que un gran volumen de rocas corticales fundieron y se descomprimieron en alto grado de metamorfismo. Esta observación es particularmente trascendente para acotar los modelos geodinámicos propuestos para explicar la evolución orogénica de las Sierras de Córdoba.

Agradecimientos

En distintas etapas de desarrollo, este trabajo fue parcialmente financiado mediante subsidio otorgado por: SeCyT-UNRC y CONICET-PIP96 a F. Nullo, y de NSF EAR-9725190 a A. Patiño Douce. Este trabajo se inició durante el desarrollo del plan de trabajo de Beca Externa de CONICET bajo la dirección, inestimable, de A. Patiño Douce. Agradezco a los revisores por las sugerencias críticas que contribuyeron sustancialmente a mejorar el trabajo. Agradezco a M. Fagiano y A. Demichelis porque sus comentarios en campo y gabinete influyeron mi apreciación sobre aspectos de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbey, P., Matignac, C., Montel, J.M., Macaudiere, J., Gasquet D. and Jabbori, J., 1999. Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology*, 40: 1425-1441.
- Berman, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29: 445-522.
- Berman, R. G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, 75: 328-344.
- Bonalumi, A.A y Gigena A.A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento de Calamuchita, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 73-81. Buenos Aires.
- Carey, J.W., 1995. A thermodynamic formulation of hydrous cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 155-165.
- Carrington, D.P. and Harley, S.L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 270-291.
- Carrington, D.P. and Harley, S.L., 1996. Cordierite as a monitor of fluid and melt H₂O contents in the lower crust: an experimental calibration. *Geology*, 27: 647-650.
- Cerredo, M.E., 1997. Pre-Famatinian granulite facies metamorphism in Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*: 1241-1245. Antofagasta.
- Clarke, D.B., 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. *Mineralogical Magazine*, 59: 311-325.
- England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- Fantini, R., Gromet, L. P., Simpson, C. and Northrup, C. J., 1998. Timing of high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: implications for Laurentia-Gondwana interactions. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 388-392.
- Gordillo, C. E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 53: 3-44. Córdoba.
- Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40. Córdoba.
- Guereschí, A.B. y Baldo, E.G., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 319-326. Mendoza.
- Holtz, F. and Johannes, W., 1994. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, 32: 149-159.
- Kalt, A., Berger, A. and Blümel, P., 1999. Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *Journal of Petrology*, 40: 601-627.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40' S), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 47-59. Buenos Aires.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Martino, R., Escayola, M., y Saal, A., 1994. Estructura del cuerpo de «kinzigita» del Rfo Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 3-10. Buenos Aires.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32º S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 60-77. Buenos Aires.
- Otamendi, J.E., Patiño Douce, A. E. and Demichelis, A. H., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology*, 17: 415-434.
- Patiño Douce, A. E., Johnston, D. A., and Rice, J., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*, 78: 113-131.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. J., and Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, p. 181-217, Geological Society, London, Special Publication 142, Londres.
- Sawyer, E., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physic Chemistry Earth*, 24: 269-279.
- Sengupta, P., Karmakar, S., Dasgupta, S. and Fukukoa, M., 1991. Petrology of spinel granulites from Araku, Eastern Ghats, India, and a petrogenetic grid for sapphirine-free rocks in the system FMAS. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 451-459.
- Skippen, G.B. and Gunter, A.E., 1996. The thermodynamic properties of H₂O in magnesium and iron cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124: 82-89.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America, Monograph*, 799 p., Washington.
- Tello, J.R., 1999. Geología del basamento en la zona del «Paso Sandialito» Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba, República Argentina. Trabajo Final, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 117 p. (inédito). Río Cuarto.
- Thompson, A.B. and Connolly, J.A.D., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15565-15579.

Recibido: 30 de marzo, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina

Eduardo B. OLIVERO¹ y Francisco A. MEDINA²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas, CADIC-CONICET, Avda. Malvinas Argentinas s/n; 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego. E-mail: eolivero@satlink.com

² CONICET-Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Buenos Aires, Argentina

RESUMEN. La faja de orientación latitudinal dispuesta entre el extremo oriental del lago Fagnano y de la bahía Buen Suceso, Isla Grande de Tierra del Fuego, consta de una sucesión relativamente monótona de pizarras y fangolitas negras, generalmente referidas en la bibliografía al Jurásico-Cretácico. Basados en nuevos datos geológicos y paleontológicos, en este trabajo se reconocen dentro de esta faja de rocas al menos tres paquetes distintivos referidos al Albiano tardío, Turoniano-Coniaciano y Santoniano-Campaniano, respectivamente. El paquete del Albiano tardío aflora justo al este del lago Fagnano y consta de pizarras y tobos, plegadas y con marcada esquistosidad, que portan una fauna de bivalvos compuesta de *Aucellina euglypha* Woods e *Inoceramus* cf. *urius* Wellman. Se correlaciona con el conjunto de unidades estratigráficas de subsuelo Nueva Argentina/Arroyo Alfa; «Margas Verdes»/«*Inoceramus* medio» (Cuenca Austral) y con parte de la Megasecuencia 3 (Cuenca de Malvinas). Los paquetes referidos al Turoniano-Coniaciano y Santoniano-Campaniano afloran en el área de la bahía Buen Suceso. Las rocas del Turoniano-Coniaciano constan predominantemente de calizas micríticas y fangolitas calcáreas que portan abundantes ejemplares de *Inoceramus madagascariensis* (Heinz). Las rocas del Santoniano-Campaniano se componen de areniscas limosas totalmente bioturbadas, fangolitas y tobos, que preservan a *Inoceramus (Platyceramus)* sp. y *Sphenoceramus* sp. Ambos paquetes del Cretácico superior se correlacionan con las unidades de subsuelo Cabeza de León/«*Inoceramus* Superior» de las cuencas Austral y Malvinas.

Palabras clave: Estratigrafía, Paleontología, Bivalvos, Cretácico, Andes Fueguinos

ABSTRACT. *Geology and palaeontology of the marine Cretaceous rocks of south-eastern Andes Fueguinos, Argentina.* The relatively monotonous black slates and mudstones, exposed along the latitudinal belt between eastern Lago Fagnano and Bahía Buen Suceso, Isla Grande de Tierra del Fuego, are poorly known and generally referred to the Jurassic-Cretaceous in the literature. New geological and paleontological evidence has enabled us to recognize within this belt of rocks at least three distinctive sedimentary successions, referred to the late Albian, Turonian-Coniacian, and Santonian-Campanian, respectively. The late Albian succession crops out just east of Lago Fagnano and Montes Negros; it consists of folded and cleaved slates and tuff and preserves the age-diagnostic bivalves *Aucellina euglypha* Woods and *Inoceramus* cf. *urius* Wellman. The late Albian succession is correlated with the subsurface stratigraphical units Nueva Argentina/Arroyo Alfa; «Margas Verdes»/«*Inoceramus* medio» (Austral Basin) and part of the Megasequence 3 (Malvinas Basin). The Turonian-Coniacian and Santonian-Campanian successions crop out in the area of Bahía Buen Suceso. The Turonian-Coniacian rocks are dominated by micritic limestones and marly mudstones and bear abundant specimens of *Inoceramus madagascariensis* (Heinz). The Santonian-Campanian rocks consist of completely bioturbated silty sandstones, mudstones, and tuff, and contain the bivalves *Inoceramus (Platyceramus)* sp. and *Sphenoceramus* sp. Both Upper Cretaceous successions are correlated with the subsurface stratigraphical units Cabeza de León/«*Inoceramus* Superior» of the Austral and Malvinas basins.

Key words: Stratigraphy, Palaeontology, Bivalves, Cretaceous, Andes Fueguinos

Introducción

Las rocas sedimentarias del Cretácico marino de la región andina de Isla Grande de Tierra del Fuego están formadas principalmente por pizarras y fangolitas de tonalidades oscuras. La aparente homogeneidad litológica de estas rocas, la complicada estructura que presentan y la generalizada escasez de megafósiles dificultan su división estratigráfica y con fre-

cuencia es difícil diferenciar en el campo las rocas del Cretácico inferior y del Cretácico superior. Por lo contrario, en la región de la estepa situada al norte de los Andes Fueguinos, la estratigrafía, litología y edad de horizontes particulares del Cretácico se conocen con mayor detalle por medio de estudios de subsuelo y de testigos de perforaciones (Flores *et al.* 1973; Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1998).

La falta de conocimiento más detallado del Cretá-

cico en los Andes Fueguinos impide la comparación directa entre la geología de superficie y de subsuelo y dificulta el estudio directo de importantes procesos geológicos y cambios paleogeográficos acaecidos entre el Cretácico temprano y el Cretácico tardío, lapso que representa una etapa crítica en la evolución geológica de los Andes Fueguinos. Durante este lapso, se registra la transición entre el cierre de la cuenca marginal situada sobre el borde pacífico del continente sudamericano (Cuenca Rocas Verdes, Dalziel *et al.* 1974), el levantamiento andino y el inicio de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas (Biddle *et al.* 1986; Wilson 1991; Olivero y Martinioni 1996; Galeazzi 1998). A pesar de su importancia, los depósitos marinos del Cretácico de la región andina de la Isla Grande de Tierra del Fuego, especialmente en el sector situado al este del lago Fagnano (Fig. 1), son muy poco conocidos, existiendo sólo menciones muy generales sobre su geología y paleontología (Furque y Camacho 1949; Furque 1966; Acevedo 1988; Olivero y Martinioni 1998; Olivero y Malumián 1999).

Estudios regionales recientes (Olivero *et al.* 1999) han brindado un bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego que separa arealmente rocas del Cretácico inferior y superior. En este trabajo se brindan detalles de la geología y paleontología de dos sectores críticos, que han sido estudiado en mayor detalle y documentan la presencia de fósiles del Albiano, Turoniano-Coniaciano y Santoniano-Campaniano en el sector oriental de la isla, entre el lago Fagnano y la bahía Buen Suceso (Fig. 1). En el sector de la bahía Buen Suceso, el hallazgo de bivalvos inocerámidos permite asignar al Turoniano-Coniaciano y Santoniano-Campaniano la mayor parte de los depósitos marinos del área, previamente referidos en forma tentativa en la bibliografía al Jurásico-Cretácico inferior. El relevamiento geológico de campo y el estudio petrográfico de muestras seleccionadas permiten a su vez una caracterización de la litología y ambientes de sedimentación. En tal sentido, el objetivo principal de este trabajo es dar a conocer los nuevos datos geológicos y paleontológicos obtenidos y realizar una comparación de estos depósitos marinos fosilíferos con secciones equivalentes del subsuelo de las cuencas Austral y Malvinas.

El material fósil que se describe en este trabajo se halla depositado en el Laboratorio de Geología Andina, del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), Ushuaia, Tierra del Fuego, bajo los números CADIC PI 5 a 11.

Marco geológico y antecedentes

Las rocas más antiguas del sector suroriental de los Andes Fueguinos, entre el lago Fagnano y la

bahía Thetis, se exponen en la sierra de Lucio López y en el sector costero austral (Fig. 1b). Estas rocas comprenden un conjunto deformado y con fuerte metamorfismo dinámico, referido en forma amplia al Jurásico-Cretácico inferior, cuya división estratigráfica no se conoce bien y que ha sido asignado en parte a distintas unidades geológicas, *e.g.*, Formaciones Alvear, Lemaire, Lucio López, Yahgan y/o Beauvoir (véase Furque 1966; Caminos *et al.* 1981, Acevedo 1988). Siguiendo el esquema presentado por Olivero y Martinioni (1998) y Olivero *et al.* (1999), se diferencian tentativamente dentro de este conjunto deformado las siguientes unidades geológicas (Fig. 1b). La Formación Lemaire (Jurásico) constituye una compleja asociación volcánogena bimodal submarina de riolita-basalto; tobas; brechas; conglomerados y areniscas volcánoclasticas riolíticas; pizarras graffíticas o con radiolarios y filitas. Esta Formación incluye las pizarras negras y turbiditas, en parte con clastos riolíticos y del basamento, previamente referidas a la Formación Yahgan (Caminos *et al.* 1981) y a la mayor parte de las Formaciones Alvear y Lucio López (Furque 1966). La Formación Yahgan (Cretácico inferior) comprende depósitos marinos profundos de fangolitas pizarreñas; tobas andesíticas y turbiditas y areniscas masivas andesíticas, que han brindado bivalvos del Albiano superior en las cercanías de Moat (Olivero y Martinioni 1996).

Inmediatamente al norte del área de afloramientos de la Formación Lemaire (Fig. 1b), se adosa a esta unidad otra faja menos deformada de rocas de granometría fina y tonalidades oscuras, principalmente pizarras y fangolitas negras, referida previamente en forma general a las Formaciones Yahgan, Alvear y/o Beauvoir (Furque 1966; Acevedo 1988; Caminos *et al.* 1981). No obstante la aparente monotonía composicional de estas rocas, sobre la base del distinto grado de deformación, de sutiles cambios litológicos y del contenido fosilífero se distinguen dos paquetes sedimentarios. Estos paquetes comprenden a uno más antiguo formado principalmente por pizarras, referibles en parte al Cretácico inferior alto y a otro más joven, predominantemente de fangolitas, referible al Cretácico superior (Fig. 1b), los que se describen con mayor detalle más adelante. Dado el insuficiente grado de conocimiento de la estratigrafía del Cretácico en Tierra del Fuego, se denominan a estos paquetes de la manera más amplia posible, dejando pendiente su nomenclatura estratigráfica formal hasta tanto se completen los trabajos regionales y de detalle en curso.

Sobre la costa atlántica, al oeste de la bahía Thetis, y hacia el norte del lago Fagnano, se exponen las espesas sucesiones del Paleógeno, que constituyen parte de la sucesión de la faja plegada y corrida de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas (Malumián y Olivero 1998; Olivero y Malumián 1999; Olivero *et al.* 1999).

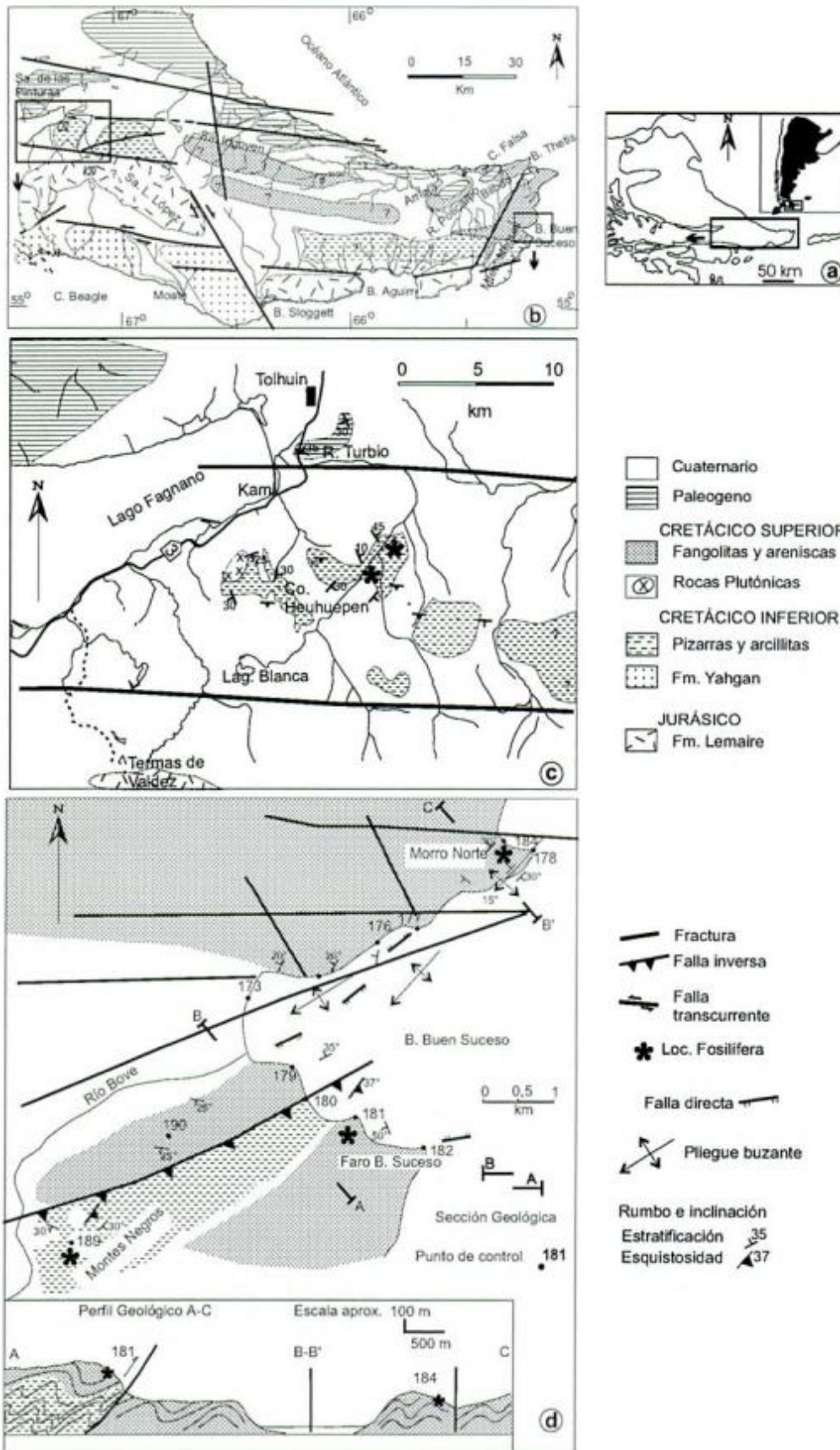


Figura 1: a, Mapa de ubicación. b, Bosquejo geológico del sector sureste de los Andes Fuegoquinas (adaptado de Olivero *et al.* 1999) que muestra la ubicación de las figuras c y d y la distribución regional de las principales unidades geológicas. c y d, Detalle de la geología del sector del cerro Hehuépen (c) y de la bahía Buen Suceso (d) y ubicación de localidades fosilíferas.

Cretácico inferior

Litología, distribución y espesor

Se compone de una sucesión plegada, en parte fosilífera, dominada por pizarras y fangolitas pizarreñas, de tonalidades oscuras, con alternancia ocasional de delgadas láminas de tobas de tonalidades más claras. El grado de deformación dificulta la medición del espesor de estas rocas, pero en principio se estima un mínimo de 150 metros. Esta sucesión ha sido estudiada con mayor detalle en las cercanías del cerro Heuhuepen, al este del lago Fagnano y en los montes Negros, al suroeste de la bahía Buen Suceso. Tentativamente se incluye también en el Cretácico inferior a la faja de pizarras negras, situada al norte de la bahía Aguirre (Fig. 1b, c y d).

En el área del cerro Heuhuepen, fuera de la zona de influencia del metamorfismo de contacto del *stock* diorítico que allí se expone (Fig. 1c), el Cretácico inferior está constituido por fangolitas pizarreñas, pizarras y tobas, muy compactas y con evidente recristalización y clivaje producidos por metamorfismo regional de muy bajo grado. Al microscopio se observa que las fangolitas y arcillitas originales están transformadas en un denso y fino agregado de cristales de sericita, clorita, albita y cuarzo. Los minerales micáceos están orientados según una dirección de clivaje, en parte no bien definido, que puede formar un ángulo apreciable con la estratificación. Este último rasgo se aprecia mejor en los contactos de las láminas de tobas intercaladas en las pizarras. Las tobas, con espesores del orden del centímetro, presentan una mineralogía semejante a la de las pizarras, con el agregado relativamente abundante de grumos de epidoto y óxidos de hierro. Una sucesión litológica semejante también caracteriza a los afloramientos de los montes Negros (Fig. 1d), con dominancia de pizarras oscuras, uniformes o con fino bandeamiento replegado, con láminas alternantes originalmente más arcillosas o más limosas y con escasos microfósiles muy deformados (foraminíferos aglutinados). En parte preservan concreciones calcáreas con color de meteorización pardo oscuro.

Las rocas del Cretácico inferior están fuertemente plegadas y fracturadas. Paralelo al plano axial de los pliegues se desarrolla una esquistosidad principal, notoria a simple vista y, por sectores, también se observa un delicado clivaje de crenulación. En la aureola de contacto con el *stock* diorítico del cerro Heuhuepen (Fig. 1c), las pizarras han sido transformadas en *hornfels*, con pérdida de la fábrica de clivaje, razón por la cual se interpreta a este cuerpo intrusivo como post-tectónico y de probable edad cretácica tardía.

Fauna, edad y correlación

Acevedo (1988) menciona bivalvos inocerámidos en las pizarras de los montes Negros y este hallazgo ha sido reproducido por los autores (Fig. 1d, Loc. 189). El material de este sector no está bien preservado, pero el mismo tiene gran afinidad con los inocerámidos de la asociación fosilífera más diagnóstica encontrada en el área del cerro Heuhuepen (Fig. 1c), que comprende a *Inoceramus cf. urius* Wellman, *Aucellina euglypha* Woods y equinoideos irregulares indeterminados. En ambos sectores, las localidades fosilíferas se restringen a unos pocos horizontes de reducido espesor, generalmente del espesor de las valvas, caracterizados por una densa acumulación de organismos, cuyas valvas se hallan articuladas, paralelas a la estratificación y sin signos de abrasión o transporte prolongado. Las valvas de inocerámidos son las más abundantes y pueden alcanzar tamaño mediano a grande (longitud entre 25-40 cm).

El material más diagnóstico corresponde a la asociación de *Aucellina euglypha* Woods e *Inoceramus cf. urius* Wellman, registrada en el cerro Heuhuepen. El material referido a *Aucellina euglypha* Woods (Woods 1917, Fig. 2 a y b) incluye más de 30 ejemplares, frecuentemente reemplazados por pirita, en el cual sólo se pueden reconocer las valvas derechas; las valvas izquierdas están fuertemente deformadas por compactación y sólo en unas pocas se observa la ornamentación. Las valvas derechas, suavemente inequilaterales, tienen un contorno oval, casi circular ($E/H=1$) y unas pocas son más elongadas ($E/H=0,92$). Todas las valvas tienen una ornamentación común que consiste en costillas radiales fuertes, separadas por espacios anchos.

En Nueva Zelanda *A. euglypha* caracteriza el estado local Motuan, el cual es equivalente al Albiano superior (Speden 1975, 1977; Speden y Keyes 1981; Henderson 1973; Crampton 1996). Formas comparables con esta especie fueron ilustradas para la isla Alejandro (Antártida) y referidas al Albiano superior por Kelly y Moncrieff (1992). *A. euglypha* está presente también en el Albiano superior de la isla James Ross, Antártida (F.M., datos no publicados). El material de inocerámidos del cerro Heuhuepen (Fig. 2c) asociado a *A. euglypha*, y de los montes Negros, recuerda por su ornamentación a *Inoceramus urius* Wellman (Wellman 1959, Albiano superior de Nueva Zelanda), pero su deficiente estado de conservación no permite mayores comparaciones.

Regionalmente, estas pizarras se correlacionan tentativamente con las formaciones de subsuelo asignadas al intervalo Aptiano-Cenomaniano y que incluyen al conjunto Nueva Argentina/Arroyo Alfa (Flores *et al.* 1973) o «Margas Verdes»/«*Inoceramus medio*» (Biddle *et al.* 1986) en la Cuenca Austral y a la parte correspondiente de la Megasecuencia 3 en la Cuenca de Malvinas (Galeazzi 1998). En particu-

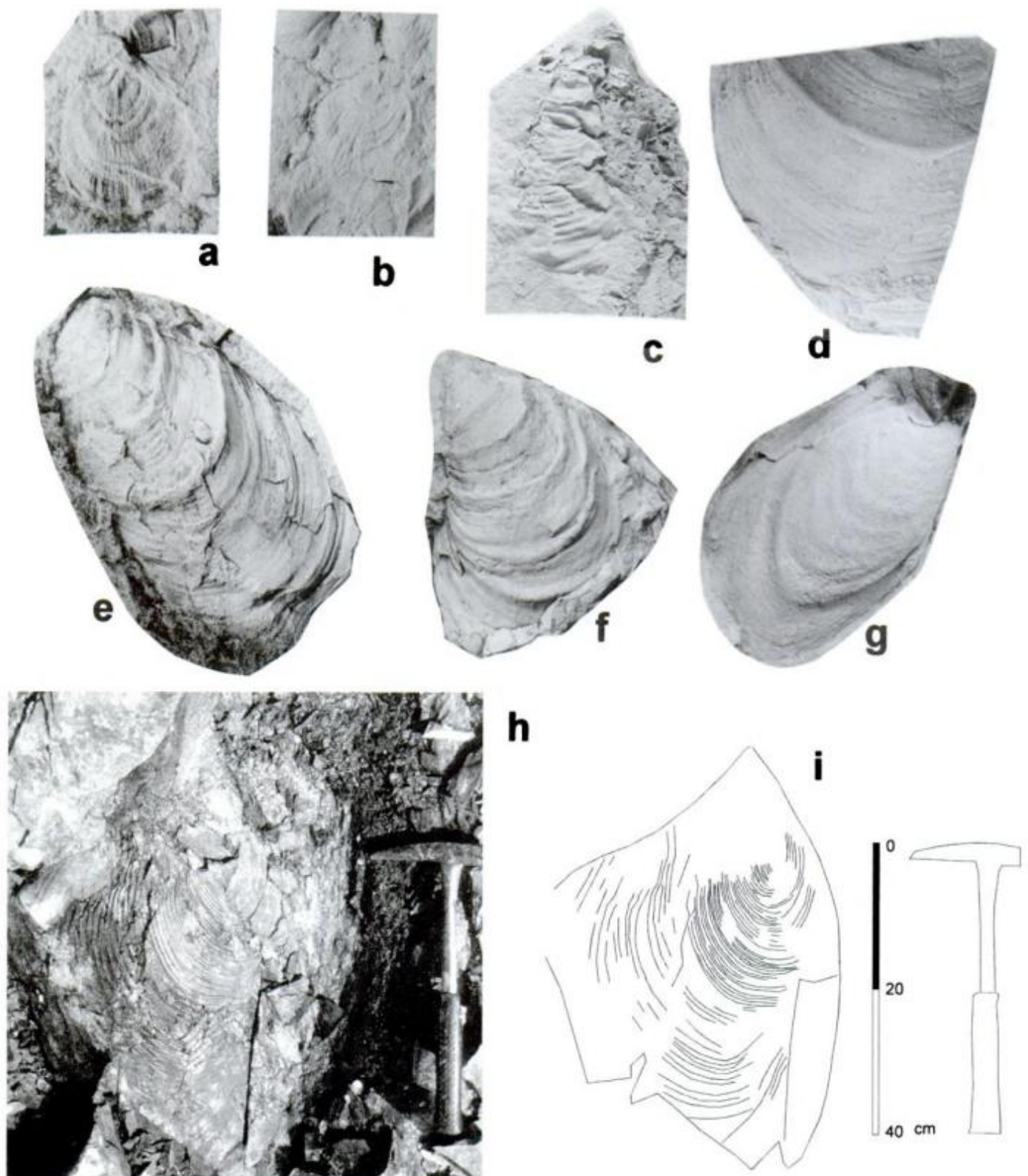


Figura 2: a y b, *Aucellina euglypha* Woods, Albiano superior, cerro Heuhuepen, valvas derechas, CADIC PI 5 y 6. x2. c, *Inoceramus* cf. *urius* Wellman, Albiano superior, cerro Heuhuepen, CADIC PI 7. x1. d, e y f, *Inoceramus madagascariensis* (Heinz), Loc. 181, bahía Buen Suceso, Turoniano-Coniaciano; d, Valva derecha, CADIC PI 8, x1; e, valva izquierda, CADIC PI 9, x1 y f, valva izquierda, CADIC PI 10, x1. g, *Sphenoceramus* sp., valva derecha, Loc. 184, bahía Buen Suceso, Santoniano-Campaniano, CADIC PI 11. x1. h, i, *Inoceramus* (*Platyceramus*) sp., valva derecha, Loc. 184, bahía Buen Suceso, Santoniano-Campaniano; h, Fotografía de campo de un espécimen de gran porte, x0,12; i, dibujo del espécimen anterior. Todos los ejemplares de la figura 2 corresponden a moldes internos.

lar, los niveles fosilíferos encontrados son correlacionables con la Formación Arroyo Alfa («*Inoceramus* medio»), Albiano-Cenomaniano inferior, que está separada por suave discordancia de la Formación Cabeza de León (Flores *et al.* 1973). En superficie, este paquete de pizarras sería equivalente a las Formaciones Vicuña/La Paciencia en Chile y Beauvoir en la Argentina (véase Olivero y Martinioni 1998 y la bibliografía allí citada). Los niveles con *Aucellina euglypha* ocuparían una posición stratigráfica superior respecto a las margas del hito XIX, que contienen la clásica fauna de *Aucellina* (*A. andina*; *A. radiatostriata*) conocida en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Camacho 1949; Macellari 1979). De acuerdo a estos autores las margas del hito XIX son referidas al Aptiano y correlacionadas con las Formaciones Vicuña y Nueva Argentina (véase además Flores *et al.* 1973).

Cretácico superior

Litología, distribución y espesor

En la zona costera de la bahía Buen Suceso (Fig. 1d) se expone una espesa y relativamente monótona sucesión, constituida predominantemente por fangolitas y areniscas limosas, fosilíferas, compactas y de tonalidades oscuras. Fuera de la zona costera y por debajo de la cota de 400 m, la densa cobertura vegetal y los depósitos glaciarios de valle ocultan la mayor parte de estas rocas. La sucesión sedimentaria está plegada, pero el grado de deformación es notoriamente menor que el que caracteriza a las pizarras del Cretácico inferior, y presenta frecuente inyección de venas y venillas de cuarzo.

En el área de la bahía Buen Suceso, la sucesión sedimentaria presenta un espesor de más de 250-300 metros. La porción stratigráficamente más baja, referible por su fauna al Turoniano-Coniaciano, se sitúa entre los puntos 181 y 182 (Fig. 1d) y consta de fangolitas calcáreas, margas y calizas arcillosas, micríticas de color oscuro y estratificación poco definida, seguidas de capas de areniscas muy finas, de color gris oscuro, en bancos de 20 a 40 cm de espesor, intercaladas con capas de fangolitas oscuras y delgadas capitas de tobas líticas (1 a 3 cm de espesor) de color gris claro, con tonalidades de meteorización amarillentas. Las areniscas presentan un moteado no muy abundante producido por bioturbación. Las micritas y fangolitas calcáreas del punto 181 tienen abundantes valvas de *Inoceramus madagascariensis* (Heinz) (Fig. 2 d, e, y f), preservadas con conchillas articuladas y enteras. También se encontró un fragmento indeterminable de molde interno de un amonites heteromorfo.

La porción stratigráficamente más alta, referible

al Santoniano-Campaniano, está bien expuesta sobre la margen norte de la bahía Buen Suceso (puntos 173-184, Fig. 1d). Esta porción consta de tres litologías principales que se intercalan en proporciones variables: areniscas finas, color gris oscuro, con alta a moderada bioturbación y con espesores frecuentes del orden de 20, 40 y 70 cm; fangolitas micáceas oscuras, mayormente limolitas arenosas, en paquetes masivos de espesor variable entre 20 cm y 2 a 5 m; y delgadas capitas, 1 a 3 cm de espesor, de tobas líticas de color gris amarillento. En general todos los bancos son mayormente masivos. Escasos bancos de arenisca presentan una fina laminación paralela.

Las areniscas finas tienen hasta un 20% de matriz fangosa y la fracción clástica se compone de fragmentos angulosos de pasta de andesita con textura pilotáctica, frecuentemente pumíceos o, más raramente, fragmentos de pasta volcánica de textura hialopilitica. En total los fragmentos de pasta volcánica forman entre el 50% y el 60% de los clastos. En adición, la fracción clástica tiene fragmentos de cristales idiomorfos de plagioclasa (andesina), hasta un 30% y fragmentos límpidos con extinción relámpago de cuarzo (hasta un 10%). Como componentes minoritarios (hasta un 5%) hay agregados felsíticos pumíceos, probablemente vidrio volcánico devitrificado, cristales de biotita y epidoto. En determinados horizontes hay relativa abundancia de foraminíferos. Las tobas tienen una composición petrográfica semejante a la de las areniscas descritas anteriormente, con amplio dominio de fragmentos pumíceos andesíticos. Las capitas de toba tienen bases netas, gradación normal de tamaño de clastos, que varían desde tamaño arena fina en la base a limo-arcilla con pequeñas trizas devitrificadas a material felsítico en el techo. Las fangolitas presentan abundante material opaco (pirita y materia orgánica), sericita y clorita; la fracción limosa está formada mayormente por cuarzo mono- o poli-cristalino.

En el punto 184 (Fig. 1d) los bancos de fangolitas preservan ejemplares completos y articulados de gran tamaño (hasta 50 cm de longitud) de *Inoceramus* (*Platyceramus*) sp. (Fig. 2 h, i) y otras valvas menores, mejor preservadas de *Sphenoceramus* sp. (Fig. 2 g). La bioturbación presente en las areniscas forma en ocasiones un denso moteado, donde se han podido determinar trazas correspondientes a los icnogéneros *Zoophycos*, *Planolites*, *Palaeophycos*, *Chondrites* y *Rhizocorallium*.

La principal estructura de plegamiento se caracteriza por anticlinales y sinclinales buzantes, ligeramente asimétricos, con sus ejes orientados en dirección NE y con buzamiento suave hacia el SO (Fig. 1d). Los limbos inclinan entre 20°-30° hacia el NO y SE. Las rocas del área de la bahía Buen Suceso están afectadas por una importante fracturación. Las principales fracturas comprenden fallas inversas, fallas directas de poco rechazo y fallas no determina-

das de orientación general NE. En las cercanías del punto 180, una importante falla inversa monta un bloque de pizarras del Cretácico inferior sobre las fangolitas con fósiles coniacianos-turonianos. Un marcado sistema de diaclasas, a lo largo de las cuales hay una profusa inyección de venas de cuarzo, tiene orientaciones en dirección SE y E-O. Preferentemente asociado a las diaclasas de orientación SE se observan zonas de ciza definidas por abundantes venas de extensión, rellenas de cuarzo, que indican movimientos tanto dextrógiros como levógiros.

Fauna, edad y correlaciones

El material de inocerámidos del punto 181 (Fig. 1d) se asigna a *Inoceramus madagascariensis* (Heinz) (Fig. 2 d, e, f). El ejemplar más completo es un molde interno de la valva izquierda muy inequilateral, con una altura de aproximadamente 68 mm, convexidad moderada y un eje de crecimiento convexo. El disco tiene un contorno subrectangular, con un margen anterior casi recto. El ala posterior no está conservada. La ornamentación consiste de costillas concéntricas de dos órdenes. Las primarias están dispuestas irregularmente con espacios intercostales amplios, someros, sobre los cuales se intercalan un número variable de costillas secundarias. *Inoceramus madagascariensis* es una forma variable, en cuanto al contorno y convexidad de las valvas. En Madagascar la mayor parte de los ejemplares asignados a esta especie provienen de la Zona de *Barroisiceras onilakyense* (Coniaciano medio, Sornay 1980). En Nueva Zelanda la especie está restringida al Piso local Teratan (Coniaciano medio, Crampton 1996). En Antártida Crame (1981) la asigna al Turoniano superior-Coniaciano inferior y Medina y Buatois (1992) al Turoniano superior.

El material de inocerámidos del punto 184 (Fig. 1d) se asigna a *Inoceramus (Platyceramus)* sp. y a *Sphenoceramus* sp. El material de *Inoceramus (Platyceramus)* sp. (Fig. 2 h, i) corresponde a una valva derecha poco convexa, con una altura de más de 50 cm y un margen anterior suavemente convexo. Las costillas son concéntricas, bien marcadas, de sección circular y dispuestas regularmente. Por la ornamentación este ejemplar puede ser diferenciado de todas las formas conocidas de *Platyceramus* con costulación divergente. El tipo de ornamentación es semejante a la de *Inoceramus (Platyceramus) cycloides* Wegner (Wegner 1905) y en especial a la subespecie *ahsenensis* Seitz (Seitz 1961; López 1986, 1992) y a la de *Inoceramus (Platyceramus) rhomboides* Seitz (Seitz 1961; López 1992) que han sido reconocidas desde el Santoniano al Campaniano medio. El ejemplar fueguino se diferencia de estas especies por poseer un mayor número de costillas,

las cuales son más conspicuas y están dispuestas más regularmente.

El material referido a *Sphenoceramus* sp. (Fig. 2g) corresponde a un molde interno de una valva derecha de tamaño mediano, de contorno trigonal oval con costillas concéntricas dispuestas regularmente, pero muy débiles. El ala posterior moderadamente ancha bien demarcada, lisa y con solo líneas de crecimiento fuertes. La ornamentación de este ejemplar es similar a la de *Sphenoceramus angustus* Beyenburg (Santoniano superior-Campaniano inferior, Tröger 1989) como fuera ilustrada por Seitz (1965, lám. 19, fig. 1).

Este paquete con predominio de fangos de la bahía Buen Suceso se correlaciona en el subsuelo con la porción inferior (tramo 2) de la Formación Cabeza de León (Flores *et al.* 1973), la cual equivale en parte a la unidad «*Inoceramus Superior*» de las cuencas Austral y Malvinas (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1998). En superficie sería equivalente a parte de la Formación Cerro Matrero de Tierra del Fuego chilena y depósitos equivalentes en Argentina (véase Martinioni *et al.* 1999; Olivero *et al.* 1999). Observaciones recientes (Olivero 2000) en el área de la bahía Thetis (Fig. 1b) indican que sobre una sucesión de fangolitas, areniscas finas y tobas, similar a la descrita, se dispone otra sucesión de conglomerados resedimentados y turbiditas arenosas seguidos de un importante espesor de areniscas limosas totalmente bioturbadas, que portan amonites del Campaniano superior-Maastrichtiano. Esta última sucesión se correlaciona con la parte alta de la Formación Cabeza de León.

Conclusiones

La sucesión de pizarras y fangolitas situada entre el lago Fagnano y la bahía Buen Suceso, Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 1) fue asignada en forma preliminar en trabajos previos a diversas unidades del Jurásico-Cretácico, *i.e.* Formaciones Yahgan, Alvear y/o Beauvoir (Furque 1966; Acevedo 1988; Caminos *et al.* 1981). Los datos que se presentan en este trabajo permiten separar regionalmente a las rocas del Cretácico inferior y del Cretácico superior, reconocer al menos tres horizontes distintivos en esta sucesión de pizarras y fangolitas, y correlacionar estos horizontes con distintas unidades geológicas mejor conocidas en el subsuelo de las cuencas Austral y Malvinas.

Las rocas compuestas predominantemente por pizarras que se exponen al este del lago Fagnano y en los montes Negros (Fig. 1) se asignan al Cretácico inferior alto. La presencia de *Inoceramus cf. urius* Wellman y *Aucellina euglypha* Woods permite asignar a los horizontes portadores de esta fauna al Albiano

tardío y correlacionar estas pizarras con las unidades de subsuelo que incluyen a las formaciones Nueva Argentina/Arroyo Alfa (Flores *et al.* 1973) o «Margas Verdes»/«Inoceramus medio» (Biddle *et al.* 1986) en la Cuenca Austral y a la parte correspondiente de la Megasecuencia 3 en la Cuenca de Malvinas (Galeazzi 1998). Las margas, fangolitas y areniscas limosas del área de la bahía Buen Suceso se asignan al Cretácico superior. Se diferencian dos horizontes distintivos; uno inferior, constituido por margas y micritas, referible al Turoniano-Coniaciano por su fauna de *Inoceramus madagascariensis* Heinz y otro superior de areniscas limosas y fangolitas, referible al Santoniano-Campaniano por su fauna de *Inoceramus (Platyceramus) sp.* y *Sphenoceramus sp.* En general, las rocas del Cretácico superior presentan abundante bioturbación, que se expresa en forma de un denso moteado, que incluye trazas correspondientes a *Zoophycos*, *Planolites*, *Palaeophycos*, *Chondrites* y *Rhizocorallium*. Las rocas del Cretácico superior de la bahía Buen Suceso se correlacionan con la porción inferior (tramo 2) de la Formación Cabeza de León (Flores *et al.* 1973), la cual equivale en parte a la unidad «Inoceramus Superior» de las cuencas Austral y Malvinas (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1998). Un rasgo notorio del Cretácico superior de la bahía Buen Suceso es la presencia relativamente abundante de finas capitas de tobas andesíticas, las cuales aparentemente no han sido reconocidas o estarían ausentes en las unidades de subsuelo del norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego (cf. Flores *et al.* 1973).

Agradecimientos

E.B.O. agradece a E. Barrios (CADIC) y F. Olivero por la ayuda prestada durante las tareas de campo; a la Armada Argentina, Área Naval Austral y Prefectura de Ushuaia que posibilitaron el acceso y estadia en la bahía Buen Suceso y a M. I. López Cabrera (CADIC) por la preparación de secciones delgadas. Se agradece a los árbitros las correcciones y sugerencias realizadas. El presente trabajo fue financiado en parte por el PIP 3-148100 (CONICET) y PICT 221 - PIP 4304/96 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica-CONICET) y constituye una contribución al proyecto IGCP 381, «South Atlantic Mesozoic Correlations».

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Acevedo, R. D., 1988. Estudios geológicos areales y petro-estructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 p. (inédito).

- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M. Jr., Fitzgerald, M. G. and Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins, International Association of Sedimentologists Special Publication 8: 41-61.
- Camacho, H. H., 1949. La faúna cretácica del Hito XIX. Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4: 249-254. Buenos Aires.
- Caminos, R., Haller, M. J., 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: 759-786. San Luis.
- Crame, J. A., 1981. Upper Cretaceous mooceramids (Bivalvia) from the James Ross Island group and their stratigraphical significance. British Antarctic Survey Bulletin, 53: 29-56.
- Crampton, J. S., 1996. Inoceramid bivalves from the Late Cretaceous of New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences. Monograph 14: 1-192. Lower Hutt, New Zealand.
- Dalziel, I. W. D., De Wit, M. J. and Palmer, K. F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature, 250: 291-294.
- Flores, M. A., Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (4): 407-437. Buenos Aires.
- Furque, G., 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21 (1): 61-66. Buenos Aires.
- Furque, G. y Camacho, H. H., 1949. El Cretácico superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4(4): 263-297. Buenos Aires.
- Galeazzi, J. S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 82(4): 596-636.
- Henderson, R. A., 1973. Clarence and Raukumara Series (Albian-Santonian) Ammonoidea from New Zealand. Journal of the Royal Society of New Zealand, 3(10): 71-123.
- Kelly, S. R. A. and Moncrieff, A. C. M., 1992. Marine molluscan constraints on the age of Cretaceous fossil forests of Alexander Island, Antarctica. Geological Magazine, 129 (6): 771-778.
- López, G., 1986. Inocerámidos del Cretácico superior de los alrededores de St. Corneli (prov. Lleida). Universitat Autònoma de Barcelona, Publicaciones de Geología 22: 1-123. Barcelona.
- López, G., 1992. Paleontología y Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) del Cretácico Superior de la Cuenca Navarra - Cantabria y de la Plataforma Norcastellana. Part III: Estudio sistemático del subgénero *Platyceramus* Seitz. Boletín Geológico y Minero de España, 103 (4): 23-81. Madrid.
- Macellari, C. E., 1979. La presencia del género *Aucellina* (Bivalvia, Cretácico) en la Formación Hito XIX (Tierra del Fuego, Argentina). Ameghiniana, 16 (1-2): 143-172. Buenos Aires.
- Malumián, N. y Olivero, E. B., 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Acta 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 120-124.
- Martinioni, D. R., Olivero, E. B. y Palamarczuk, S., 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. En: Nández, C. (Ed.): Simposio Paleogeno de América del Sur. Anales del Servicio Geológico Minero Argentino, 33: 7-16. Buenos Aires.
- Medina, F. A. y Buatois, L. A., 1992. Bioestratigrafía del Aptiano-Campaniano (Cretácico superior) en la isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (Ed.): Geología de la Isla James Ross. Dirección Nacional del Antártico, IAA: 37-45. Buenos Aires.
- Olivero, E.B., 2000. Late Cretaceous deep-water resedimented conglomerates of Eastern Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Resúmenes 2º Congreso Latinoamericano de Sedimen-

- tología y 8° Reunión Argentina de Sedimentología: 135-136.
- Olivero, E. B. and Malumián, N., 1999. Eocene stratigraphy of Southern Tierra del Fuego, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 83 (2): 295-313.
- Olivero, E. B. and Martinioni, D. R., 1996. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70 (2): 272-274.
- Olivero, E. B. and Martinioni, D. R., 1998. A review of the Mesozoic-Paleogene geology of the Andes Fueguinos, Isla Grande de Tierra del Fuego. In: *Mesozoic-Paleogene geology of the Marginal-Austral Basin of Tierra del Fuego. Field Trip No. 3: 1-13. IGCP Project 381 South Atlantic Mesozoic Correlations Third Annual Conference, Comodoro Rivadavia, Argentina.*
- Olivero, E. B., Martinioni, D. R., Malumián, N. y Palamarczuk, S., 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 291-294. Salta.
- Seitz, O., 1961. Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I. Teil (Die Untergattungen *Platyceramus*, *Cladoceramus* und *Cordiceramus*). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 46: 1-186. Hannover.
- Seitz, O., 1965. Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil (Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus*). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 69: 1-194. Hannover.
- Sornay, J., 1980. Révision du sous-genre d'inocérane *Tethyoceramus* Heinz 1932 (*Bivalvia*) et de ses représentants *Coniaciens* a Madagascar. *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, 66 (2): 135-150.
- Speden, I. G., 1975. Cretaceous Stratigraphy of Raukumara Peninsula. *New Zealand Geological Survey, Bulletin*, 91: 1-68.
- Speden, I. G., 1977. Taitai Series (Early Cretaceous) and the elimination of the Mokoian Stage. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 20(3): 537-562.
- Speden, I. G. and Keyes, I. W., 1981. Illustrations of New Zealand Fossils. *New Zealand Dept. Sc. Ind. Res. DSIR Information series. Ser. 150: 1-109. Wellington.*
- Tröger, K. A., 1989. Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and palaeobiogeography in Europe and Western Asia. In: *Wiedmann, J. (Ed.): Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium Tübingen 1987: 911-930. Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).*
- Wegner, T., 1905. Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 57: 112-232.
- Wellman, H. W., 1959. Division of the New Zealand Cretaceous. *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, 87: 99-163.
- Wilson, T. J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, 103: 98-111.
- Woods, H., 1917. The Cretaceous faunas of the north-eastern part of the South Island of the New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 4: 1-41.

Recibido: 3 de abril, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil del arroyo Tapalqué, Cuaternario de la provincia de Buenos Aires: implicancias paleoambientales y paleoclimáticas

María Julia ORGEIRA^{1,2}, Ana M. WALTHER¹, Rita TÓFALO², Carlos A. VÁSQUEZ^{1,3},
Horacio LIPPAI¹ y Rosa COMPAGNUCCI^{1,4}

¹CONICET

²Depto. de Ciencias Geológicas, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
Ciudad Universitaria, Pab. II. 1428 Buenos Aires.

³CBC, Universidad de Buenos Aires.

⁴Depto. de Meteorología, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
E-mail: orgeira@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se llevó a cabo un estudio geológico y geofísico en una sección aflorante en la margen derecha del arroyo Tapalqué (Salto de Piedra, Olavarría, Pcia. de Buenos Aires). La sección comprende sedimentos fluviales de la Formación Luján (Miembros inferior y superior) y sedimentos eólicos de la Formación La Postrera. El objetivo del estudio fue determinar los parámetros magnéticos de los sedimentos de ambas formaciones con el objeto de evaluar las condiciones ambientales y paleoclimáticas en el momento de depositación. Fueron reconocidos algunos niveles con altas concentraciones de minerales ferromagnéticos. Ellos fueron relacionados con aumentos en la capacidad de transporte del arroyo, probablemente debidos a períodos con mayores precipitaciones. Por otra parte, un particular comportamiento magnético fue detectado en niveles estrictamente relacionados con procesos pedogenéticos (Suelo Puesto Callejón Viejo, SPCV, Suelo Puesto Berrondo, SPB y suelo actual). Se atribuye este comportamiento a la disolución parcial de la fracción ferrimagnética (magnetita/titanomagnetita) y a la posible neoformación de una fracción de alta coercitividad (hematita?) como proceso asociado. Estos resultados son similares a aquéllos obtenidos en paleosuelos de la Formación Buenos Aires, probablemente como resultado de la naturaleza mineralógica del material parental común a ambos. Finalmente, sobre la base de los resultados de las observaciones efectuadas en el campo y de laboratorio, se propone una detallada correlación entre los rasgos de las unidades observadas en esta sección y las fluctuaciones paleoclimáticas identificadas para el Pleistoceno/Holoceno.

Palabras clave: Magnetismo ambiental, Paleoclimas, Magnetismo de rocas, Estratigrafía, Cuaternario

ABSTRACT. *Stratigraphy and rock magnetism in a profile at arroyo Tapalqué, Quaternary of Buenos Aires province: palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications.* In the right bank of the Arroyo Tapalqué (Salto de Piedra, Olavarría, Buenos Aires province) is a section through fluvial sediments of the Luján Formation (upper and lower members) and aeolian deposits of La Postrera Formation. A geological and geophysical study was carried out to determination the magnetic parameters of the sediments of both formations, in order to evaluate the environmental and climatic conditions at the time of deposition. Levels with high concentrations of ferromagnetic minerals are thought to be related to an increase in capacity of river transport probably due to higher rainfall. By contrast, a particular magnetic behaviour was detected in levels closely associated with pedogenetic processes (Suelo Puesto Callejón Viejo, SPCV, Suelo Puesto Berrondo, SPB and present soils). This behaviour is attributed to the partial dissolution of the ferromagnetic fraction (magnetite/titanomagnetite) and to possible formation of a high coercitivity magnetic fraction (hematite?) as an associated process. These results are similar to those obtained for paleosols from the Buenos Aires Formation, probably because of parental material common to both. On the basis of present field and laboratory observations, together with previously available information, a detailed correlation is proposed between features observed in this section and palaeoclimatic fluctuations identified for Pleistocene/Holocene.

Key words: Environmental magnetism, Palaeoclimates, Rock magnetism, Stratigraphy, Quaternary

Introducción

Se efectuó el estudio en un perfil expuesto en la margen derecha del arroyo Tapalqué, 200 m aguas abajo del Salto de Piedra, aproximadamente 10 km al sur de la ciudad de Olavarría, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires (Fig. 1).

Los objetivos del trabajo fueron, por una parte, de-

terminar los parámetros magnéticos no direccionales de los sedimentos aflorantes en el perfil, y por la otra, efectuar una evaluación paleoambiental y paleoclimática de la secuencia en estudio.

La estratigrafía de la comarca se caracteriza por un basamento cristalino constituido por rocas graníticas, metamórficas y migmatíticas a los que suprayacen sedimentos cenozoicos.

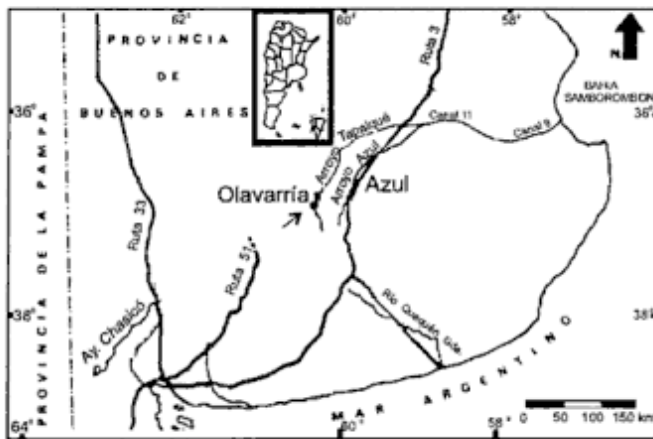


Figura 1 : Mapa de ubicación.

La cubierta cenozoica de la cuenca del arroyo Tapalqué está compuesta por los sedimentos asignados a la «Serie Pampiana», sobre los que se apoyan en discordancia de erosión sedimentos fluviales, lacustres y fluviolacustres del «Lujanense» y «Platense» y los sedimentos eólicos «Cordobense» o «Platense eólico» (Frenguelli 1950).

Fidalgo *et al.* (1973) denominaron a los sedimentos del «Lujanense» y del «Platense» como Formación Luján y a los sedimentos eólicos «Cordobense» o «Platense eólico» como Formación La Postrera.

En la Formación Luján se reconocen dos miembros: el inferior o Miembro Guerrero y el superior o Miembro Río Salado (Fidalgo *et al.* 1973). En esta formación se han identificado dos unidades edafoestratigráficas; la más antigua se llama «Suelo Puesto Callejón Viejo» (SPCV), y la más joven «Suelo Puesto Berrondo» (SPB), las cuales se desarrollan sobre el Miembro Guerrero y el Miembro Río Salado de la Formación Luján respectivamente (Fidalgo *et al.* 1973).

Asimismo, Fidalgo (1992) propuso a la unidad edafoestratigráfica SPCV como límite material entre el Pleistoceno y el Holoceno; el mismo reflejaría el pasaje de condiciones climáticas áridas y semiáridas de épocas frías a condiciones climáticas húmedas y templadas.

Como marco temporal para la interpretación paleoclimática efectuada en la presente contribución, se han utilizado dataciones ^{14}C obtenidas del material recolectado de la misma localidad por Figini *et al.* (1998).

Estratigrafía

Se levantó un perfil de detalle teniendo en cuenta espesor, geometría y contactos de los bancos, estructuras sedimentarias y edáficas, fósiles y características composicionales y texturales de los sedimentos y/o sedimentitas. Al mismo tiempo se mues-

traron las distintas unidades sedimentarias. Para la determinación de colores se utilizó la cartilla de patrones cromáticos del *Rock Color Chart Committee*. El código de litofacies corresponde al propuesto por Miall (1996).

El perfil tiene un espesor de 7 m y está integrado por cuatro unidades principales a las que suprayace el suelo actual.

La *unidad inferior (A)*, de 1 m de potencia, tiene la base cubierta por las aguas del arroyo, está moderadamente consolidada y su techo es neto, erosivo y marcado por una paleosuperficie (I) bien definida, que forma una terraza (Fig. 2).

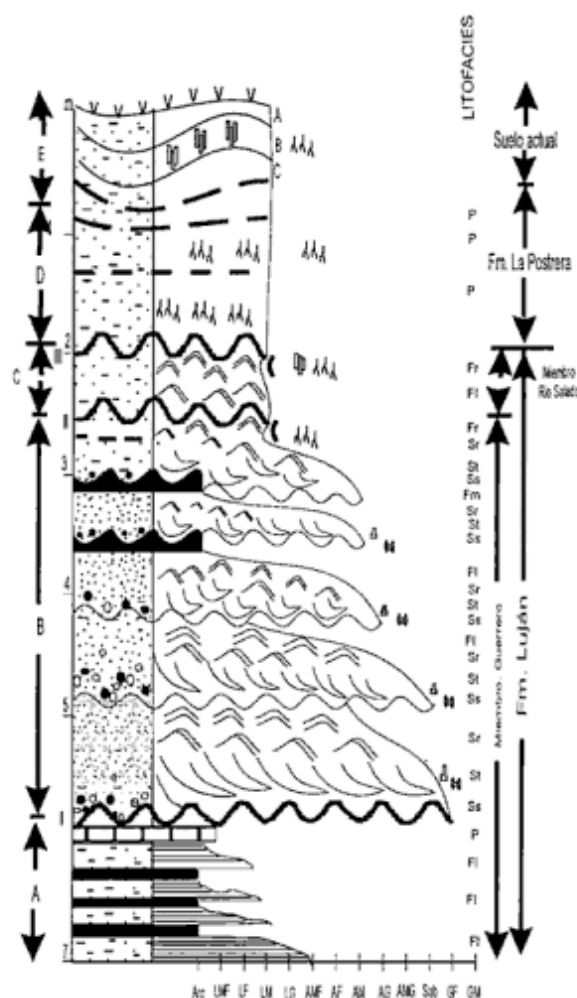
Esta unidad es de color castaño rojizo (10R 4/6), tiene estratificación media e internamente, presenta laminación de arena muy fina, limo y arcilla (litofacies F1) que, en algunos sectores, aparece deformada por carga. Ocasionalmente, en las láminas arenosas y de limo grueso se observan ondulitas. La precipitación de carbonato de calcio en la zona cuspidal de la unidad, determina difusos e irregulares sectores de color blanquecino (litofacies P). Lateralmente, en el tope de la unidad, se desarrolla un nivel calcretizado que alcanza 0,20 m de espesor.

La litofacies F1 se ha generado a partir de corrientes tractivas muy débiles y por decantación y correspondería a depósitos de planicie de inundación. La existencia de pequeñas óndulas representa condiciones de energía algo más altas dentro de la planicie, por lo que ésta podría ser proximal o media. La presencia del nivel calcretizado y de sectores ricos en carbonato de calcio autigénico (litofacies P), está indicando que hacia el final de la depositación de esta sucesión sedimentaria (unidad A), el clima era semiárido y marcadamente estacional.

Esta unidad de origen fluvial, correspondería al Miembro Guerrero inferior de la Formación Luján (Fidalgo *et al.* 1986).

La *unidad B* suprayace a la paleosuperficie I (Fig. 2), tiene un espesor de 3,50 m, es friable y conforma una sucesión estrato y granodecreciente de color naranja grisáceo (10YR 7/4) a gris oliva claro (5Y 6/1). El contacto es neto, erosivo y ondulado y está marcado por otra paleosuperficie (II) con media caña bien definida, por debajo de la cual se han observado aproximadamente 0,20 m de sedimentos con abundantes moldes de raíces revestidos por argilo y ferrocuitanes.

Posee estratificación media a gruesa, los bancos son predominantemente lenticulares e internamente granodecrecientes, presentan base erosiva sobre la que yacen intraclastos y otros materiales residuales como fragmentos de huesos y conchillas, tamaño grava fina o sábulo, en general mal seleccionados (litofacies Ss). Estos depósitos gradan a areniscas gruesas a muy finas con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies St), donde se destacan láminas formadas principalmente por minerales pesados. Hacia



REFERENCIAS			

Figura 2: Perfil geológico.

el tope pasa a laminación ondulítica con *climbing* (litofacies Sr).

Los bancos superiores de esta unidad culminan con material pelítico mantiforme, que puede tener ondulas pequeñas y mal definidas (litofacies FI) o ser masivo (litofacies Fm). El nivel cuspidal tiene geometría tabular y está bioturbado, con moldes de raíces y

cutanes (litofacies Fr).

La litofacies Ss indica rápida deposición de carga de lecho gruesa y mal seleccionada. La litofacies St corresponde a depósitos generados por migración de dunas tridimensionales, que al disminuir la energía de la corriente pasan a litofacies Sr originadas a partir de trenes de pequeñas ondulas. Al disminuir

aún más la energía se formaron los depósitos con laminación *climbing*. La litofacies F1 representan depósitos formados a partir de corrientes tractivas de baja energía o por decantación y la litofacies Fm corresponde a sedimentación a partir de suspensiones.

La asociación de litofacies Ss, St y Sr yace sobre base cóncava y erosiva, posee geometría lenticular y espesor menor a 1 m, lo que permite interpretar que corresponde a relleno de pequeños canales. Las litofacies F1 y Fm, de geometría mantiforme, indican depósitos de llanura de inundación. La presencia de la media caña y los moldes de raíces revestidos por cutanes que se observan en la litofacies Fr, en el tope de la unidad B (Fig. 2), se deben a la acción de fenómenos edáficos en las litofacies más finas, de planicie de inundación, lo que estaría vinculado a la existencia de un clima más benigno que habría permitido el desarrollo de vegetación. La ausencia de nódulos carbonáticos implica que el suelo se desarrolló bajo clima húmedo.

Esta unidad se asimila al Miembro Guerrero superior de la Formación Luján y sus 0,20 m superiores al suelo Puesto Callejón Viejo.

La *unidad C* tiene 0,70 m de potencia, es de color gris muy claro (N8), friable y el contacto con la unidad superior es neto, erosivo, suavemente ondulado y marcado por una paleosuperficie (III) con media caña. Tiene geometría tabular y está constituida por material pelítico con predominio de la clase limo mediano. Internamente se observan algunas ondulitas y laminación *climbing* (litofacies F1), mal preservadas debido a pedoturbación. Este fenómeno se hace más conspicuo hacia la mitad superior de la unidad, donde existen numerosos moldes de raicillas, cutanes y estructuras edáficas prismáticas mal definidas (litofacies Fr).

La litofacies F1 es característica de zonas de *overbanks*, su geometría tabular permite asimilarla a depósitos de llanura de inundación y su pasaje transicional a litofacies Fr, indica la destrucción de las estructuras primarias por bioturbación, al establecerse un suelo en clima húmedo.

Esta unidad se asimila al Miembro Río Salado de la Formación Luján y el paleosuelo desarrollado en la parte superior, al Suelo Puesto Berrondo.

La *unidad D* presenta geometría tabular, estratificación gruesa, forma paredes verticales y tiene 1,25 m de espesor. Es friable a moderadamente consolidada, su techo es irregular y grada al suelo actual. El color es algo variable, siendo el sector inferior naranja muy pálido (10YR 8/2) y el superior gris muy claro (N8). En un sector de la parte media se intercala una lente de 20 m de longitud y un máximo de 0,50 m de potencia, de color gris mediano claro (N6).

No posee estructuras sedimentarias internas y está compuesta por material limo-arcilloso que contiene cantidades variables de arena fina y muy fina, principalmente constituida por vitroclastos sin eviden-

cia de retransporte. Son muy comunes los moldes dejados por finos sistemas radiculares, muchos de los cuales se hallan revestidos por cutanes; particularmente son frecuentes los manganocutanes en el depósito lenticular y originan su coloración más oscura. Son también comunes los parches irregulares de calcita pulverulenta (litofacies P).

Cabe destacar que la mitad superior de esta unidad se halla también afectada por bioturbación proveniente de raíces actuales.

La geometría de los depósitos, el tipo de estratificación, la propiedad de mantenerse en paredes verticales, el color claro, el tamaño de grano con modas en las fracciones limo y arcilla, acompañadas por porcentajes variables de arena fina y muy fina, principalmente constituida por vitroclastos, la abundancia de moldes de raíces y la presencia de cemento carbonático, indican que esta unidad corresponde a depósitos loésicos, acumulados por el viento en regiones semiáridas de escasa pendiente.

Las características loésicas y la posición estratigráfica de esta unidad permiten asimilarla a la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1986).

Las muestras correspondientes al perfil levantado en el arroyo Tapalqué, correspondientes a la Formación Luján (Miembros Guerrero y Río Salado) y a la Formación La Postrera, muestran que en sentido vertical la mineralogía de los depósitos se mantiene constante, aunque con variaciones cuantitativas de sus componentes, los que por sus características revelan procedencia principal volcánico-piroclástica. Predominan los componentes livianos, especialmente la plagioclasa y el vidrio volcánico, mientras que los pesados son escasos y sus frecuencias tienen una distribución irregular.

Por lo tanto, en términos generales, la mineralogía de estas formaciones postpampeanas es similar a la que muestran las Formaciones Buenos Aires y Ensenada (Tonni *et al.* 1999), aunque en las primeras se observa un notable incremento del vidrio volcánico, hecho que ya fuera observado por Fidalgo *et al.* (1991).

Estudio de magnetismo de rocas

Se muestrearon 70 niveles sucesivos desde el pelo de agua hasta el techo del perfil. Adicionalmente se realizaron 2 perfiles paralelos (distanciados aproximadamente 50 m), uno constituido por 10 niveles y el otro por 15 niveles para corroborar la compatibilidad del dato magnético; los datos que se presentan a continuación son el promedio de las mediciones de todos los especímenes medidos en cada nivel.

La medición de la susceptibilidad magnética se realizó con un susceptímetro Bartington MS2; los ciclos de histéresis y la curva de IRM con un mag-

netómetro vibrante (VSM) Molspin del Instituto de Geofísica de la Universidad de San Pablo y un VSM Micromag del Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México.

La susceptibilidad magnética inicial (X) se midió en 2 frecuencias (baja 470 Hz y alta 4700Hz) registrándose diferencias inferiores al 4% en los valores de ambas frecuencias; de estos datos no se puede inferir la existencia de una fracción superparamagnética (SP) significativa en la secuencia.

En la figura 3 se han representado las fluctuaciones de la X magnética total (470 Hz) en función de la posición estratigráfica de las muestras estudiadas a lo largo del perfil.

El primer rasgo significativo observado en los valores de la X (Fig. 3) es la presencia, en la parte inferior de la secuencia sedimentaria, de tres picos muy marcados que indican un brusco aumento del parámetro (muestras 15, 23, y 31 Miembro Guerrero superior), que estarían relacionados con un incremento de la fracción ferrimagnética o un cambio en la mineralogía o una variación en el tamaño de grano.

En la figura 3 se ven 3 descensos de la susceptibilidad magnética total, el primero de los cuales corresponde a los niveles 49, 50, 51, y 52, parte superior Miembro Guerrero (SPCV); el segundo al ni-

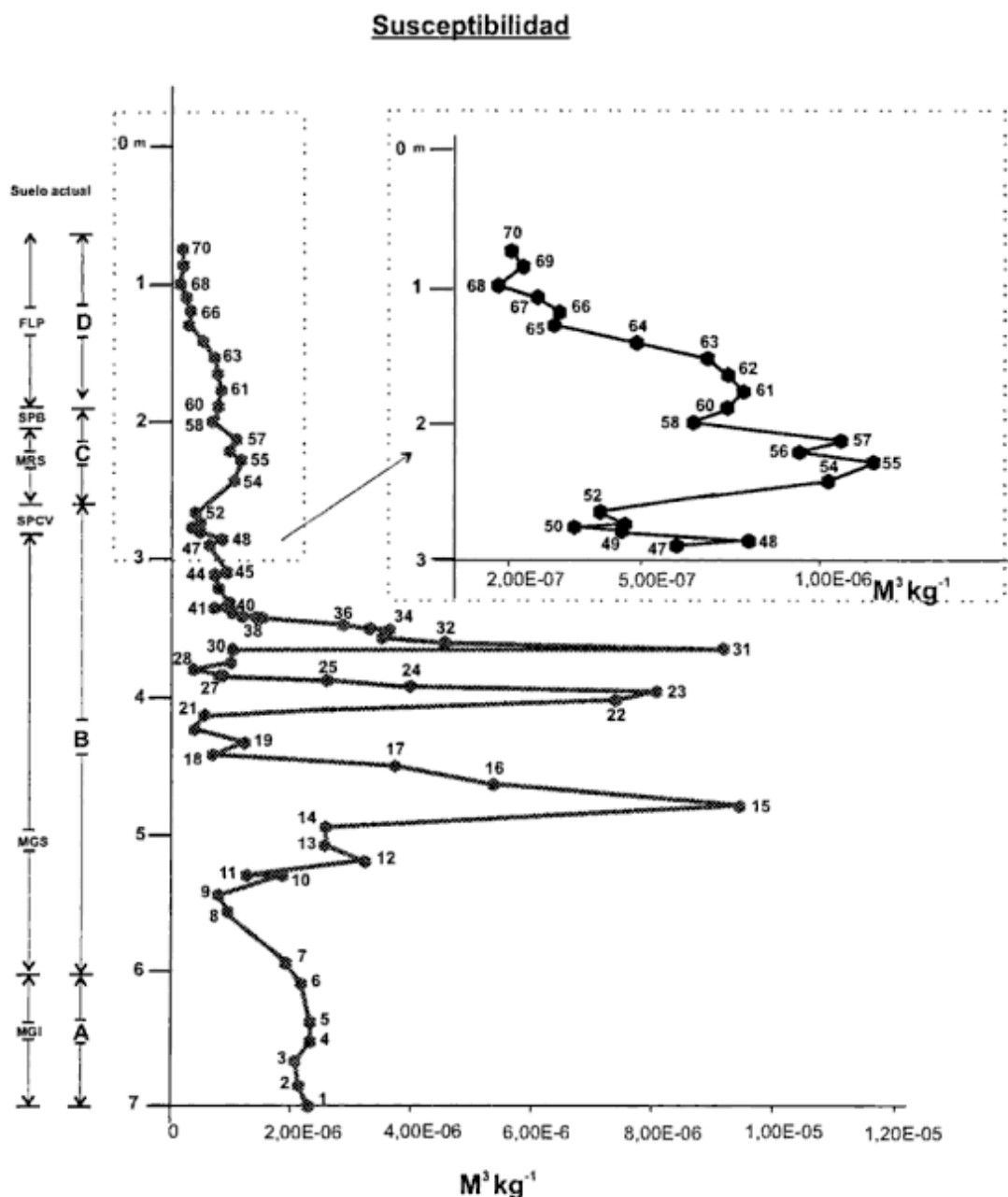


Figura 3: X (susceptibilidad magnética medida a 470 Hz) vs. la posición estratigráfica de los especímenes provenientes de los niveles muestreados. En el cuadro superior se graficó los especímenes correspondientes a los sectores C y D en escala ampliada.

vel 58 parte superior del Miembro Río Salado (SPB) y el tercero a los niveles 65, 66, 67, 68, 69, y 70 Formación La Postrera; dichos descensos estarían relacionados con una disminución de la fracción ferrimagnética.

Nótese que los dos sectores mencionados en primer término tienen una correspondencia, con sectores en el perfil en donde se detectó la presencia de paleosuelos (SPCV en el tope del Miembro Guerrero de la Formación Luján y SPB en el tope del Miembro Río Salado de la Formación Luján). El tercer sector corresponde a la sección superior de la Formación La Postrera, alterada por la acción de los procesos pedogenéticos actuales (ver ítem estratigrafía).

En el Miembro Guerrero superior hay otros descensos de la susceptibilidad total (niveles 9, 21, 28, 41) los cuales están relacionados a los *sets* grano-decrecientes (ver ítem estratigrafía). Por lo tanto di-

chos descensos se corresponden con un menor aporte detrítico de material ferrimagnético, no guardando relación con procesos pedogenéticos.

En la figura 4 se han representado las variaciones en la susceptibilidad paramagnética a lo largo del perfil estudiado. En ella se encuentran tres sectores con una intensificación de la misma, (nivel 20, niveles 49 a 52, nivel 58 y niveles 65 a 70); estos incrementos indican un aumento relativo en la cantidad de minerales paramagnéticos presentes. El aumento así inferido en la cantidad de minerales paramagnéticos es consistente con el crecimiento en el porcentaje de las fracciones granulométricas más finas observadas en el campo (ver ítem estratigrafía).

En la figura 5 se han graficado las variaciones en la magnetización de saturación (M_s) y en la figura 6 la magnetización remanente de saturación (M_{rs}). Nótese que ambos parámetros magnéticos presentan un

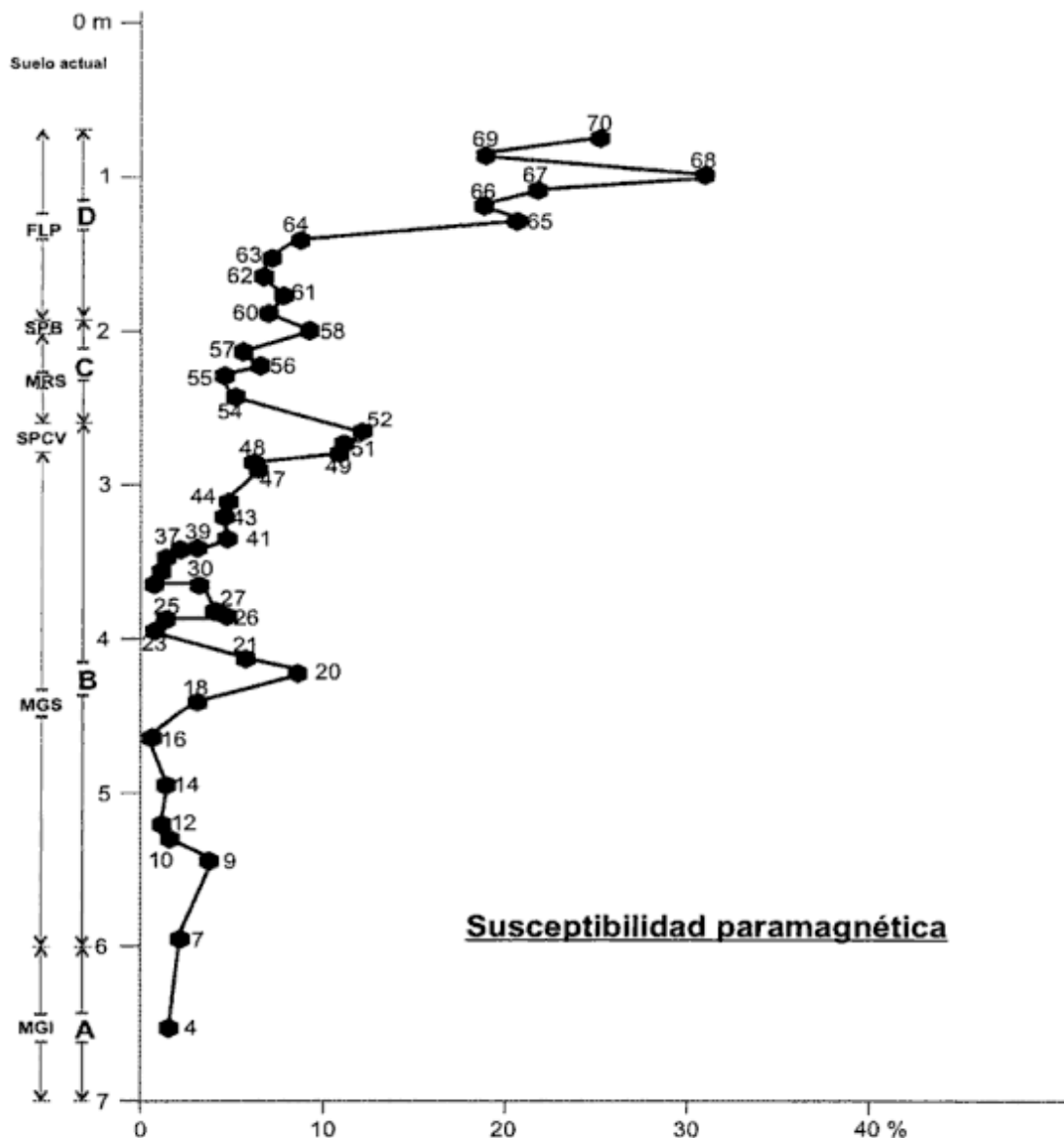


Figura 4: Susceptibilidad paramagnética (%) calculada a partir de mediciones con VSM (*vibrating sample magnetometer*).

comportamiento similar entre sí. Los ascensos detectados en la sección inferior del perfil de la X magnética total (Fig. 3) tienen un correlato con ascensos en el Ms y el Mrs (Figs. 5 y 6) respectivamente.

Asimismo, los descensos de la X magnética total detectados en la sección superior del perfil también son observados en el Ms y Mrs (Figs. 5 y 6) respectivamente.

Luego, el aumento del Ms y del Mrs asociado a un aumento de la susceptibilidad magnética (niveles 15, 23 y 31) puede atribuirse a un incremento en la cantidad y/o en el tamaño de grano del material ferromagnético presente. La relación X/Mrs se mantiene notablemente constante a lo largo de toda la secuencia; consecuentemente, se sugiere que las variaciones asociadas se relacionan a fluctuaciones en la cantidad de minerales ferromagnéticos que estaría

vinculado a mayor capacidad de transporte del medio áqueo.

Los tres picos señalados son coincidentes con inicios de secuencias granodecrecientes (ver ítem estratigráfica).

Nótese que no todos los *sets* de secuencia granodecrecientes se inician con una mayor concentración de minerales ferromagnéticos; ello podría sugerir aportes episódicos de material proveniente del basamento cristalino aflorante en el área.

Asimismo, la asociación de los 3 parámetros: X, Ms, Mrs, (Figs. 3, 5 y 6) en los niveles 49-52, 58 y 65-70 (SPCV, SPB, y Formación La Postrera/suelo actual) sugieren una disminución en la cantidad del mineral ferromagnético presente, que puede atribuirse a una disolución parcial de la fracción ferromagnética por la acción de procesos pedogenéticos.

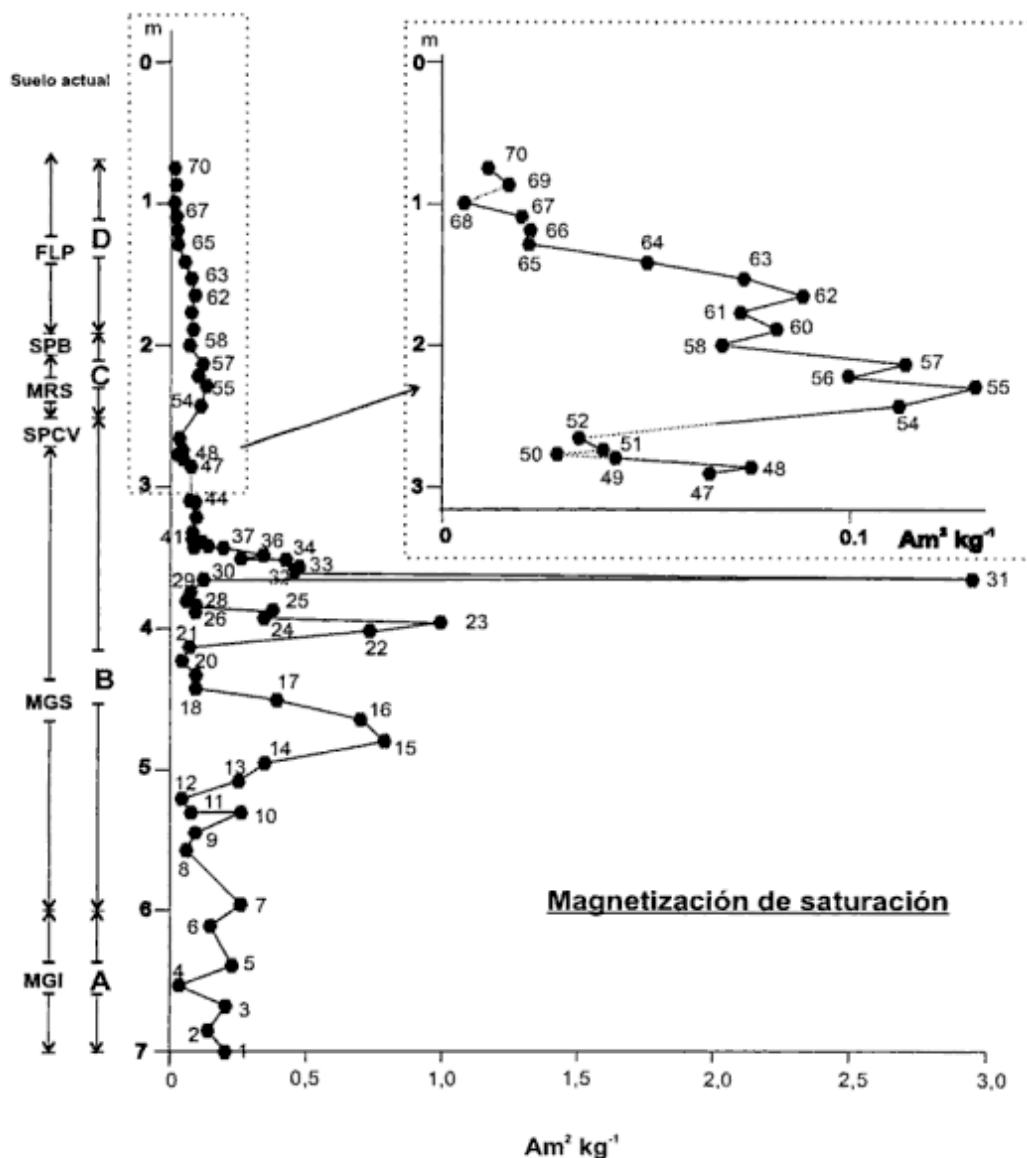


Figura 5: Magnetización de saturación (Ms) vs. posición estratigráfica de la muestra. En el cuadro superior se graficó los especímenes correspondientes a los sectores C y D en escala ampliada.

En la figura 7, se han representado las variaciones de los parámetros de coercitividad (H_c) y coercitividad de la remanencia (H_{cr}). El rango en el que fluctúan las coercitividades del material estudiado es compatible con el esperado para magnetitas y/o titanomagnetitas (Dankers 1978; Dekkers 1988; Roberts *et al.* 1995). En la citada figura puede observarse un incremento relativo de estos valores de coercitividad en donde se determinaron descensos de X, Ms y Mrs.

Asimismo, en los niveles 49-52 y 65-70, el Hcr es ligeramente superior al esperado para una fracción ferromagnética integrada exclusivamente por minerales de baja coercitividad (ej. magnetita, titanomagnetitas). Dada la relación constante de X/Mrs, estas variaciones sugieren la presencia muy subordinada en estos niveles de una especie mineralógica de mayor coercitividad magnética (hematita?).

Luego, el comportamiento magnético característico en los sectores de la secuencia edafizados (SPCV, SPB?, Formación La Postrera/suelo actual) estaría reflejando una disolución de parte de la fracción ferromagnética (magnetita y/o titanomagnetitas) y estaría sugiriendo, como fenómeno de segundo orden y subordinado, la neoformación de mineralogía de alta coercitividad.

Estos resultados son consecuentes con los obtenidos en paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Orgeira *et al.* 1998; Vásquez *et al.* 1998). Este comportamiento magnético análogo podría ser consecuencia de la similitud mineralógica en los materiales pa-

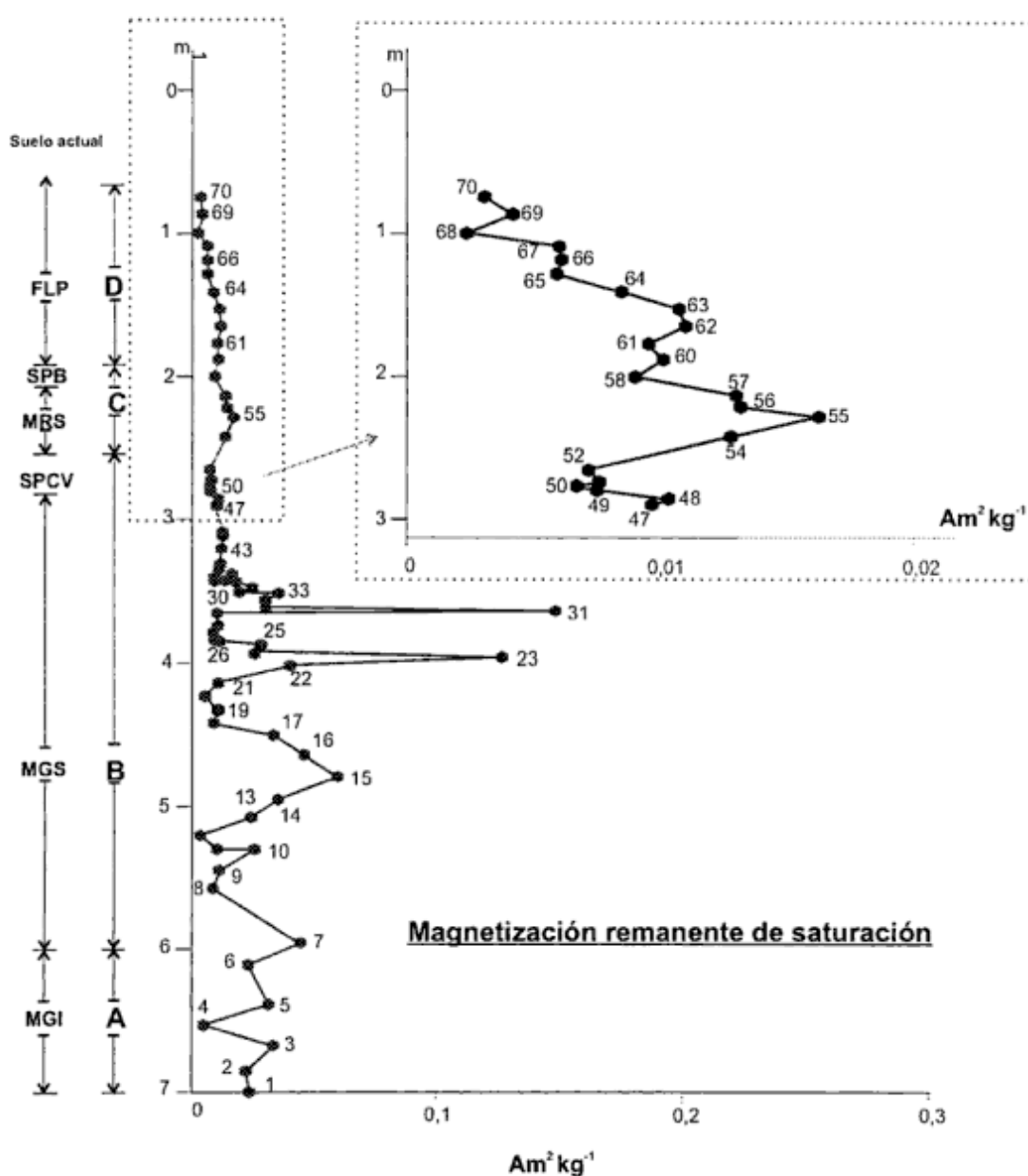


Figura 6: Magnetización remanente de saturación (Mrs) vs. posición estratigráfica de la muestra. En el cuadro superior se graficaron los especímenes correspondientes a los sectores C y D en escala ampliada.

rentales («Sedimentos Pampeanos», «Sedimentos Post Pampeanos») señalados precedentemente (ver ítem estratigrafía).

En la figura 8 se han representado las relaciones M_r/M_s vs. H_{cr}/H_c . En ella puede observarse que las relaciones para las muestras estudiadas se encuentran fuera de los campos esperados para un agregado unimodal de magnetita (Day *et al.* 1977).

Los valores obtenidos pueden interpretarse como producto de una distribución bimodal de coercitvidades, en donde la fracción de alta coercitvidad es muy subordinada volumétricamente a la de baja coercitvidad (Jackson 1990; Parry 1982). Consecuentemente, los valores de H_{cr}/H_c resultan ser anómalamente altos, como ocurre en los resultados presen-

tados en esta contribución.

Asimismo, algunos de los ciclos de histéresis obtenidos se caracterizan por una forma conspicua de cinturón de avispa (*wasp waisted shape*) que confirma la distribución bimodal de coercitvidades propuesta (Fig. 9).

En términos generales, y como primera aproximación con los datos presentados en esta contribución, se sugiere que la bimodalidad de coercitvidades podría ser producto de una misma especie mineralógica (magnetitas y/o titanomagnetitas) presente en dos tamaños de partícula diferentes (DSS y DS subordinadas). Es de destacar que la citada bimodalidad es esperable en estudios de magnetismo de rocas en secuencias sedimentarias de origen fluvial.

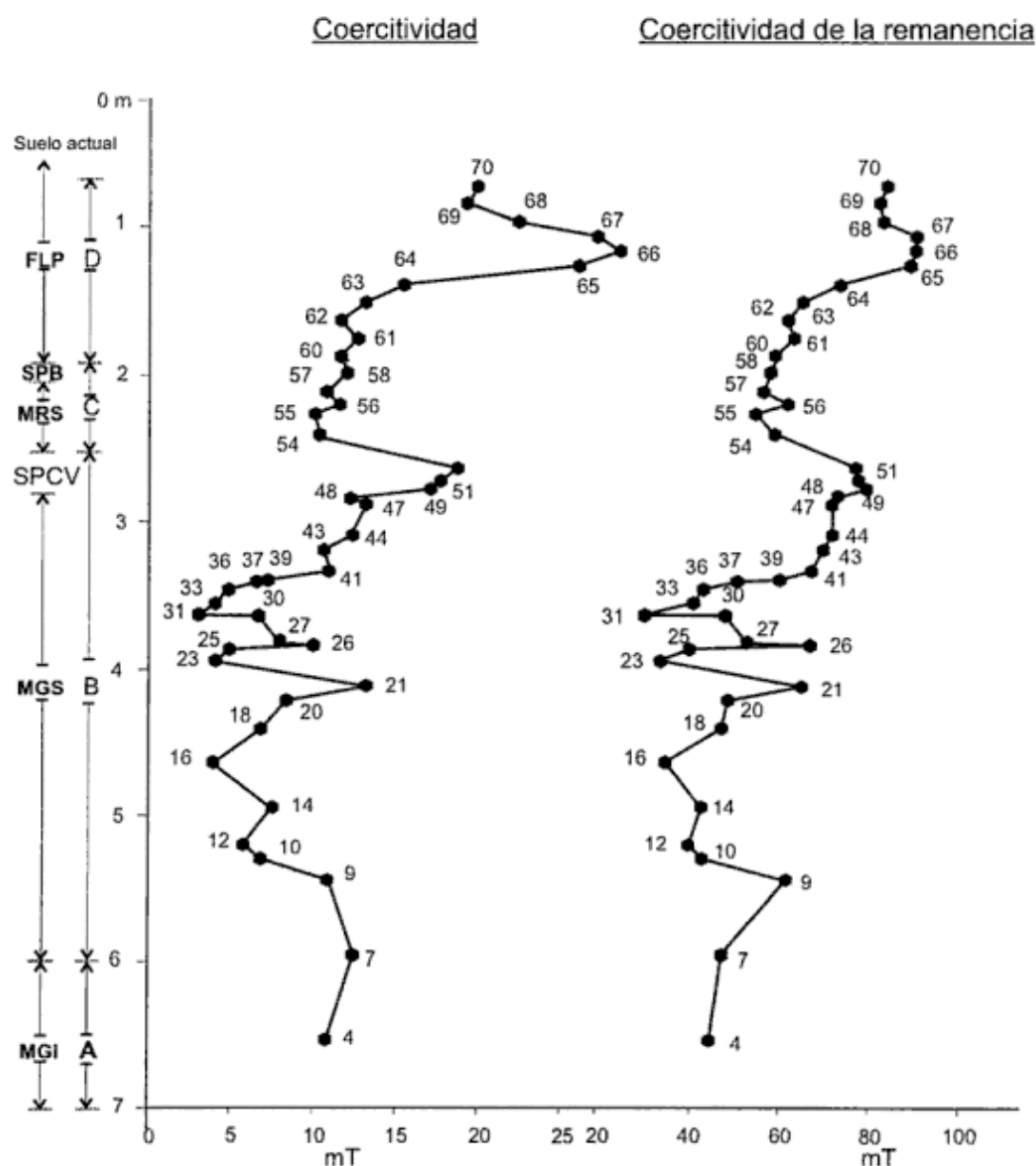


Figura 7: Coercitividad (H_c) y coercitividad de la remanencia (H_{cr}) vs. posición estratigráfica de los especímenes provenientes de todos los niveles muestreados.

Aportes a la interpretación paleoclimática de los análisis de las formaciones estudiadas

Como referencia para abordar este ítem es útil la descripción climática actual del área de la llanura Chacopampeana. La misma, en rasgos generales, puede definirse como con clima templado, subhúmedo a húmedo. La circulación atmosférica característica sobre esta zona es la influencia del Anticiclón semipermanente del Atlántico Sur que advecta masas de aire cálido y húmedo del NE. La influencia del flujo zonal de los Oestes más al sur, normalmente afectan altas latitudes llegando el borde superior hasta aproximadamente 42° a 38° S. Los frentes fríos que atraviesan frecuentemente el área pampeana, provocan con su presencia precipitaciones y traen posteriormente masas de aire frío y seco proveniente de latitudes mayores (Schwerdtjeger 1976).

En sentido amplio los suelos de estas regiones pueden caracterizarse como argiudoles típicos, lo que condice con el clima actual y las condiciones atmosféricas descriptas en el párrafo anterior. Numerosos autores han realizado interpretaciones paleoclimáticas sobre la base de sus observaciones en los sedimentos Postpampeanos.

La ausencia de datos suficientes ha hecho que estas consideraciones sean en muchos casos muy locales, restringidas temporalmente y en ocasiones contradictorias.

Para el hemisferio norte se ha establecido, con un consenso bastante generalizado, la cronología de las variaciones de temperatura y humedad durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (entre otros, la recopilación realizada por Zubakov y Borzenkova 1990).

Con la información disponible al presente (Lorius *et al.* 1979; Waelbroeck *et al.* 1995; Jouzel *et al.* 1995) es posible sugerir, en sentido amplio, que estas variaciones climáticas están representadas en ambos hemisferios en forma relativamente sincrónica. Los datos ¹⁸O de los testigos de Vostok muestran tres estadios (*Stages*) principales (1, 2, 3), el comienzo del Anatermal (salida del último máximo glaciar) y un período Megatermal, entre otros rasgos, también registrados en el hemisferio norte.

A pesar de lo interesante del sincronismo antes citado, que será abordado en futuras contribuciones, la comparación de los datos paleoclimáticos mundiales no es el objetivo de esta contribución. Aquí se intenta reevaluar las consideraciones paleoclimáticas efectuadas y presentar una posible hipótesis de correlación más fina de las distintas unidades del postpampeano con el patrón paleoclimático del hemisferio norte.

Fidalgo *et al.* (1991) sobre la base de un pormenorizado análisis geológico y geomórfico establecen criterios de reconocimiento de las entidades estratigráficas asignables a las Formaciones Luján y La Postrera. Asimismo, exponen una serie de consideraciones genéricas respecto a las condiciones climáticas contemporáneas al momento de la génesis de estos depósitos.

Prieto (1996), a través de estudios del polen recolectado en cuatro secuencias aflorantes en el centro-sur de la provincia de Buenos Aries de edad pleistocena tardía-holocena, establece entre otras consideraciones, lo siguiente:

1. Con anterioridad a los 10.500 años los rasgos de paleovegetación indicarían un clima subhúmedo

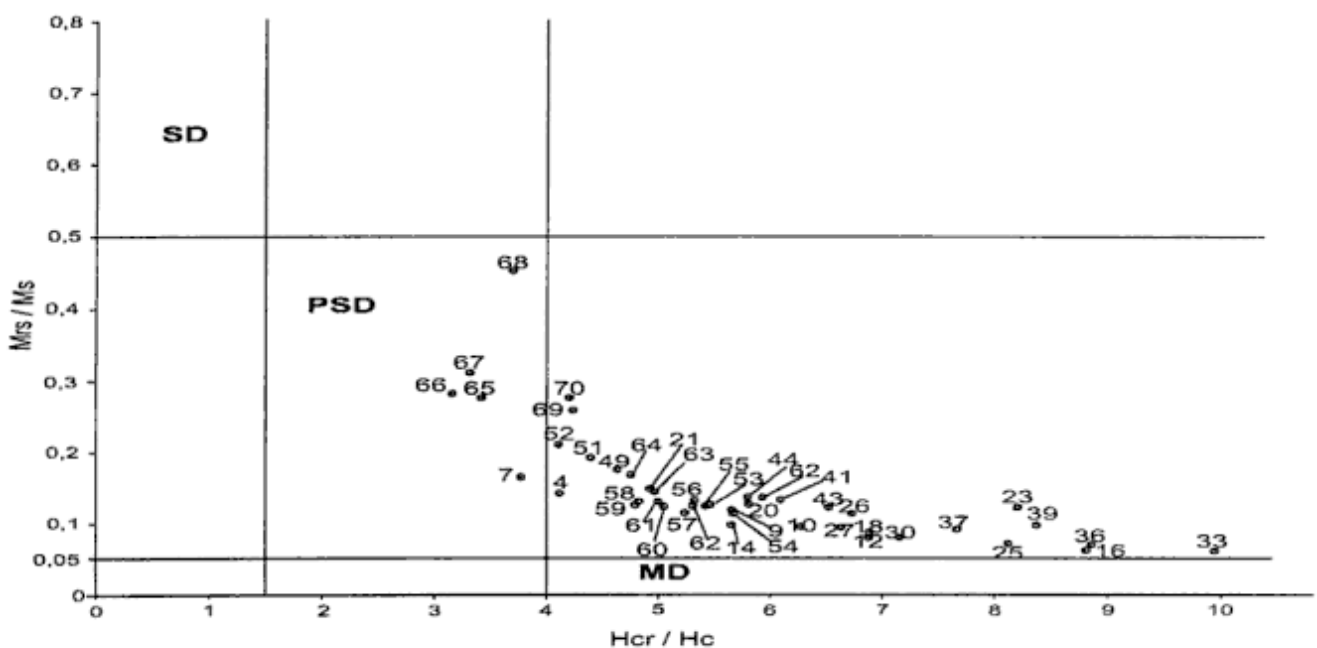


Figura 8: Diagrama de Day *et al.* (1977).

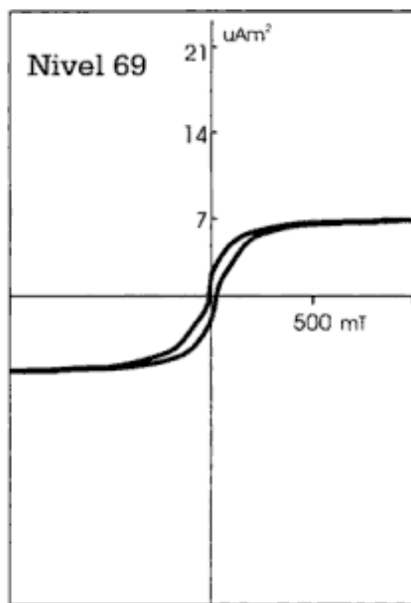


Figura 9: Ciclo de histéresis correspondiente al nivel 69 en el que se observa la forma (*wasp waisted shape*).

a seco para la parte superior de la *green unit* del Miembro Guerrero de la Formación Luján (EQ4).

2. La asociación EQ3 establecida para el intervalo 10.000-8.000 años AP sugiere un clima subhúmedo a húmedo.

3. La asociación EQ2 entre aproximadamente 8.000 y 7.000 años AP está caracterizada por el dominio de las gramíneas. Esta zona constituye la culminación de un ciclo iniciado en las biozonas anteriores (EQ4-EQ3).

4. La asociación EQ1 (los últimos 3.000 años aproximadamente) está relacionada con condiciones geomórficas modernas de climas áridos a semiáridos. Consecuentemente, la evidencia palinológica sugiere un retardo en la respuesta de la vegetación al establecimiento de las presentes condiciones ambientales.

Por su parte Bonadonna *et al.* (1995) y Zanchetta *et al.* (1995), sobre la base de estudios de isótopos estables y dataciones radimétricas (comunicadas personalmente por Figini) en diferentes localidades donde afloran sedimentos postpampeanos, señalan la siguiente alternancia climática para estas unidades:

Miembro Guerrero inferior, seco y cálido?; Miembro Guerrero superior, frío y seco; Suelo Puesto Callejón Viejo, templado y húmedo; Miembro Río Salado, seco y templado, y húmedo hacia el techo; Suelo Puesto Berrondo, húmedo; y Formación La Postrera, seco.

Figini *et al.* (1998), sobre la base de fechados radiocarbónicos, sitúan al Miembro Guerrero verde (superior) y probablemente al pardo (inferior) en el *Stage 2*; mientras al Miembro Río Salado lo asignan al *Stage 1*. Asimismo, señalan que sobre la base de la evidencia faunística (Prado *et al.* 1987; Tonni y Fidalgo 1978) entre el Miembro inferior y el superior se puede sugerir un proceso de deterioro ambiental;

consecuentemente, el Miembro Guerrero inferior se ubicaría en el *Stage 3* (interstadial).

Como se desprende de los párrafos anteriores parte de las sugerencias de los autores citados es consistente entre sí, en tanto que algunas generalizaciones parecerían no apropiadas.

De acuerdo a la propuesta de Bonadonna *et al.* (1995) y Zanchetta *et al.* (1995) el *Stage 2* estaría representado por sedimentos fluviales en el área de estudio. Considerando la bibliografía internacional (Crowley y North 1991; Waelbroeck *et al.* 1995; Jouzel *et al.* 1995; entre otros) el *Stage 2* es más frío que el *Stage 4*. Por otra parte, nótese que los depósitos sedimentarios asignables a la Formación Buenos Aires («sedimentos Pampeanos») aflorantes en la llanura Chacopampeana, de edad equiparable al *Stage 4* (o a *Stages* fríos más antiguos) (Orgeira *et al.* 1998) son de tipo loésico (eólico). Luego, se plantean dos hipótesis posibles: los dos estadios fríos (2 y 4) podrían tener distintas características de humedad, o el Miembro Guerrero superior no se depositó en un período totalmente frío.

Luego dado que el *Stage 2* no es homogéneo, la adjudicación de la Formación Luján (Miembro Guerrero superior) a este *stage*, en sentido amplio, si bien no es errónea, es incompleta y puede inducir a confusiones.

Es evidente que la tarea de correlacionar las distintas unidades del postpampeano con el marco general de cambios climáticos globales es una tarea compleja y multidisciplinaria. Por ello, datos geológicos tradicionales claros y detallados como los aportados por Fidalgo *et al.* (1991) son reevaluados como *proxi data* (registro relativamente continuo de datos con valor paleoclimático) conjuntamente con datos radimétricos adecuados en el marco del establecimiento de modelos.

Sobre la base de las observaciones geológicas efectuadas durante los trabajos de campo y laboratorio para la presente contribución, las completas y muy valiosas descripciones presentadas por Fidalgo *et al.* (1991), las dataciones radimétricas provistas por Figini *et al.* (1998) y el marco de variaciones climáticas propuesto por Zubakov y Borzenkova (1990) se sugiere una nueva correlación que se esquematiza en la figura 10. Es de destacar que para la misma, se ha utilizado como hipótesis teórica de referencia la asimilación de los depósitos loésicos a climas fríos y secos, en tanto que la relativa abundancia regional de depósitos fluviales se han referido a condiciones climáticas relativamente más benignas.

Durante el *Stage 3*, bajo condiciones climáticas más cálidas correspondientes a este interstadial, se depositó el Miembro Guerrero inferior de la Formación Luján de origen fluvial.

Hasta aquí la hipótesis es consistente con diversos autores (entre otros Tonni y Cione 1994 y Figini *et al.* 1998).

Luego, iniciado el período frío y seco correspondiente al inicio y parte media del *Stage 2*, se genera en la localidad estudiada un nivel calcretizado que se asocia a un período de erosión y/o interrupción de la depositación, lo que estaría indicando el desmejoramiento climático. En otros sectores de la región pampeana en un período temporalmente equivalente al representado aquí por el calcrete y la paleosuperficie, se habrían depositado sedimentos eólicos correspondientes a la Formación La Postrera I, (*sensu* Fidalgo *et al.* 1991) típico depósito de clima frío y seco. Estos sedimentos son portadores de fauna de mamíferos extinguidos.

Posteriormente hacia el último período del *Stage 2* (desde aprox. 15.000 a 10.000 años), período Anatermal, las condiciones climáticas mejoran progresivamente, produciéndose alternancias de períodos más benignos, con otros de desmejoramiento. Es entonces cuando comienzan los depósitos del Miembro Guerrero superior.

El Miembro Guerrero presenta en su tope al paleosuelo SPCV. Éste pudo haberse formado en el final del Anatermal durante el subperíodo preboreal; esto implicaría el lapso comprendido entre los 10.000 y los 9.000 años AP (Zubakov y Borzenkova 1990).

La discordancia que separa el Miembro Guerrero superior y el Miembro Río Salado, que decapita el paleosuelo SPCV podría corresponder al fin del Preboreal (PB4) que está indicado como un breve desmejoramiento climático (Zubakov y Borzenkova 1990).

El Miembro Río Salado se habría depositado bajo las condiciones climáticas claramente más benignas del inicio del Holoceno durante el período Megatermal, particularmente en el subperíodo Atlántico. En este contexto el paleosuelo SPB sería equivalente temporalmente al pico de aumento de temperatura denominado AT5 (6.200 a 5.300 años AP; Zubakov y Borzenkova 1990).

En el entorno de los 5.000 años comienza el período Katatermal que se extiende hasta el presente. El primer subperíodo del mismo es conocido como Neoglacial, el que de acuerdo con los registros del hemisferio norte implica condiciones notoriamente más frías que el megatermal. Durante el Katatermal se habrían depositado los sedimentos eólicos asignados a la Formación La Postrera II (*sensu* Fidalgo *et al.* 1991). Los sedimentos asignados a la Formación La Postrera en el área de trabajo muestran evidencias de alternancias climáticas más frías y secas con otras relativamente más cálidas y húmedas (ver ítem *estratigrafía*). Estas alternancias son precisamente descritas a partir de los estudios realizados en el hemisferio norte particularmente en el área alpina europea (Zubakov y Borzenkova 1990). Restaría en futuras contribuciones estudiar el sincronismo hemisferio norte-hemisferio sur dentro de esta escala más fina de variabilidad.

Retomando las hipótesis formuladas precedentemente, a partir de este esquema general de correlación propuesto entre depósitos sedimentarios y variabilidad climática, es posible considerar con mayores probabilidades a una de ellas. Los estadios fríos no tendrían distintas características de humedad. Más bien parecería ocurrir que el Miembro Guerrero superior sólo corresponde al período Anatermal del *Stage 2* con condiciones que no son tan frías, y por lo tanto relativamente más húmedas, que aquéllas en las que se depositó el «loess pampeano» de la Formación Buenos Aires.

Finalmente, con una mayor cantidad de información obtenida de *proxi data* será posible en el futuro establecer un modelo de variabilidad paleoclimática y de las consecuentes características de la circulación atmosférica asociada para cada período.

Conclusiones

- Se detectaron tres picos crecientes pronunciados de la susceptibilidad magnética, los cuales son coincidentes con otros parámetros magnéticos medidos. Dicha asociación se interpreta como producto de un mayor aporte de material ferromagnético, el que estaría vinculado a una mayor capacidad del medio de transporte.

- El comportamiento magnético detectado en los paleosuelos (SPCV, SPB) y en el suelo actual es conspicuo. Se interpreta como generado por una depleción parcial de minerales ferrimagnéticos de origen detrítico. Asimismo, como señal de segundo orden, se determina la presencia de una fracción subordinada de minerales de mayor coercitividad; ella puede atribuirse a neoformación mineralógica durante el proceso pedogenético.

- Se presenta una correlación de las variaciones climáticas acaecidas durante la depositación de los depósitos «postpampeanos» con las variaciones climáticas registradas en el Hemisferio Norte para el Pleistoceno tardío/Holoceno resumida en la figura 10.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a R. Siquiera del Instituto de Geofísica de la Universidad de San Pablo por su invaluable colaboración, al Instituto de Geofísica de la Universidad de San Pablo, al Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México, los cuales permitieron la utilización del instrumental necesario, y las valiosas sugerencias de los evaluadores del manuscrito.

Este trabajo se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Ciencias Geo-

Edad en miles de años	Bonadonna et al. 1995		Figini et al. 1998	Esta Propuesta		
					Salto de Piedra	Otras Áreas
1	Miembro Río Salado	Templado	Miembro Río Salado	Stage 1	Katatermal	
2		Seco				
3						
4						
5						
6		Templado		Stage 1	Megatermal	Formación La Postera 2
7		Húmedo				SPB
8						Miembro Río Salado
9						
10	SPCV				SPCV	
11	Miembro Guerrero superior	Frio y seco	Miembro Guerrero	Stage 2	Anatermal	Miembro Guerrero superior
12						
13						
14						
15						
16						
17						
18						
19						
20						
21						
22						
23						
24						
25						
26						
27					Hiato	Formación La Postera 1
28					Tosca	
29	Miembro Guerrero inferior	Cálido y seco	Miembro La Chumbiamba	Stage 3		Formación Luján Miembro Guerrero inferior
30						
31						
32						
33						
34						
35						
36						

Figura 10: Esquema de correlación paleoclimática entre esta propuesta y las anteriores.

lógicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Los fondos usados provienen de los subsidios PIP-CONICET 636/98 y UBACyT 01X002.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonadonna, F.P., Leone, G. y Zanchetta, G., 1995. Composición isotópica de los fósiles de gasterópodos continentales de la provincia de Buenos Aires. Indicaciones Paleoclimáticas. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E. P. (Eds.): Evolución Biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el mediterráneo occidental. 1: 75-104. Madrid.
- Crowley, T. J. and North, G. R., 1991. Paleoclimatology. Oxford University Press. 322p., New York.
- Dankers, P. H. M., 1978. Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain-size. Tesis Doctoral Rijksuniversiteit te Utrecht, 143 p. (Inédito), Netherlands.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.
- Dekkers, M. J., 1988. Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine grained hematite. *Geologica Ultraiectina*, N 51 Ph. D. Thesis, University of Utrecht, 231 p., Utrecht.
- Fidalgo, F., 1992. Provincia de Buenos Aires. Continental. En: Iriondo, M. (Ed.): El Holoceno en la Argentina. Comité Argentino de Investigación del Cuaternario, 1: 23-38.
- Fidalgo F., De Francesco, F. O. y Colado, U. R., 1973. Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobos y Monasterio (Pcia. de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39.
- Fidalgo, F., Gentile, R.O. y Correa, H. A., 1986. Geología y Geomorfología en la Cuenca del Arroyo Tapalqué. Provincia de Buenos Aires, Comisión de Investigaciones Científicas (CIC) Inf. 30:1-73. La Plata.
- Fidalgo, F., Riggi, J.C., Gentile, R. O., Correa H.A. y Porro N., 1991. Los «Sedimentos Postpampeanos» continentales en el ámbito sur bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 239-256. Buenos Aires.
- Figini, A., Huarte, R., Carbonari, J. y Tonni, E. P., 1998. Edades C-14 en un perfil del arroyo Tapalqué, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Contribución a la cronología de acontecimientos faunísticos ambientales. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 27-31.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires, Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, Serie 2, 33: 1-72 La Plata.
- Jackson, M., 1990. Diagenetic source of stable Remanence in remagnetized Paleozoic Cratonic carbonates: a Rock magnetic study. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3): 2753-2761.
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M. A., Burckle, L. H., Barkov, N. I. and Kotlyakov, V. M., 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, 11: 151-161.
- Lorius, C., Merlivat, L., Jouzel, J. and Pourchet, M., 1979. A 30.000 yr isotopic climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 280: 644-648.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer. 582 p., Canada.
- Orgeira, M. J., Walther, A. M., Vásquez, C. A., Di Tommaso, I. M., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang Hu y Vilas, J. F. A., 1998. Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 91-100. Buenos Aires.
- Parry, L. G., 1982. Magnetization of immobilized particle dispersions with two distinct particle sizes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 28: 230-241.
- Prado, J. L., Menegaz, A. N., Tonni E. P. y Salemme A., 1987. Los mamíferos de la fauna local Paso Otero (Pleistoceno tardío), provincia de Buenos Aires. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. *Ameghiniana*, 24 (3-4): 217-223. Buenos Aires.
- Prieto, A. R., 1996. Late Quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa Grassland of Argentina. *Quaternary Research*, 45: 73-88.
- Roberts, A. P., Yulong Cui Y. y Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, 1000 (B9): 17909-17924.
- Schwerdtjeger, W., 1976. In: Schwerdtjeger, W. (Ed.): *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology, 12: 529 p. Elsevier.
- Tonni, E. P. y Cione, A. L., 1994. Los mamíferos y el clima en el Pleistoceno y Holoceno de la Provincia de Buenos Aires. *Actas Jornadas de Arqueología e Interdisciplinas*: 127-142. Buenos Aires.
- Tonni, E. P. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en el provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 235-259. Buenos Aires.
- Tonni, E. P., Nabel, P., Cione, A. L., Etchichury, M., Tofalo, R., Scillato Yane, G., San Cristóbal, J., Carlini, A. and Vargas, D., 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 273-291.
- Vásquez, C. A., Walther, A. M., Orgeira, M. J., Di Tommaso, I. M., Lippai, H. F., Alonso, S. y Vilas, J. F. A., 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chacopampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 83-90. Buenos Aires.
- Waelbroeck, C., Jouzel, J., Labeyrie, L., Lorius, C., Labracherie, M., Stievenard, M. and Barkov, N. I., 1995. A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Climate Dynamics*, 12: 113-123.
- Zanchetta, G., Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P. y Leone, G., 1995. Escenario de la evolución climática entre la región Pampeana y el área del Mediterráneo occidental durante el Cuaternario. En: Alberdi, M.T., Leone, G., y Tonni, E. P. (Eds.): Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el mediterráneo occidental. p. 407-423. Madrid
- Zubakov, V. A. y Borzenkova, I. L., 1990. *Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic*. Palaeontology and Stratigraphy 12. Ed. Elsevier Science Publishers B.V.

Recibido: 3 de mayo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

Estructuras curvadas y levantamientos verticales en la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Tucumán)

Ricardo MON

CONICET, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
E-mail: monr@satlink.com

RESUMEN. El análisis estructural del cinturón (mio - plioceno) corrido y plegado de la Cordillera Oriental, entre los 25° y 26° de latitud sur, demuestra que, en sección vertical, es un abanico imbricado de cabalgamientos que involucran al basamento. La zona axial del abanico coincide aproximadamente con el valle de Lerma. La vista en mapa muestra fallas curvadas convexas hacia ambos bordes del orógeno. Los segmentos más australes de las fallas curvadas tienen rumbo este-oeste y representan cabalgamientos con vergencia hacia el sur que emplazan secuencias cretácicas sobre capas terciarias. Además estos cabalgamientos truncan los pliegues con rumbo norte de las secuencias cretácicas. El Arco de El Crestón se diferencia de otras fallas curvadas que no se formaron de la misma manera. Éste está relacionado a la geometría predeformativa de la cuenca, la saliente se desarrolló sobre una porción de la cuenca que era originalmente más espesa (Depocentro de Metán). Las otras fallas están relacionadas probablemente a componentes de esfuerzo de rumbo norte-sur, generadas por acortamiento oblicuo durante la deformación mio-pliocena. A aproximadamente 1.500 m de altitud hay remanentes de una amplia superficie de pedimentación cubierta por arenas y gravas pleistocenas con un espesor de 1,5 - 2 m, sobre cuyo techo se apoyan capas de loess de 4-5 m de potencia. Estos remanentes representan altiplanicies («pampas») con muy baja inclinación y ríos meandrosos. El sistema de drenaje de estas planicies contrasta con los cañones profundos que tienen los ríos fuera de ellas. Las planicies elevadas y los cañones profundos son indicadores de un ascenso vertical joven del orden de los 500 m ocurrido durante el Pleistoceno. Este ascenso regional se relaciona probablemente al corrimiento de una lámina de corteza profunda por debajo de la Puna y la franja oeste de la Cordillera Oriental.

Palabras clave: Movimientos verticales, Arqueamientos, Bajo-corrimientos, Andes Centrales

ABSTRACT. Curved structures and vertical uplift in the Eastern Cordillera (Salta and Tucumán, Argentina). Structural analysis of the Eastern Cordillera fold-thrust belt (Mio-Pliocene), between 25° and 26° south latitude, demonstrates that the cross-sectional geometry consists of an imbricate fan of basement involved thrusts. The axial zone of the fan coincides approximately with the Lerma Valley. In plan view, curved faults are convex to both borders of the orogen. The southernmost segments of the curved faults are E-W trending and they represent southward-verging thrusts that placed the Cretaceous sequences over Tertiary beds. Furthermore, these thrusts truncate N-trending folds of the Cretaceous succession. The Crestón Arc and the other curved faults did not form in the same way. The Crestón Arc is related to the pre-deformational basin geometry, the salient developed over a portion of the basin that was initially thicker (Metán depocenter). The other faults are probably related to N-S stress components, generated by oblique shortening during Mio-Pliocene deformation. At about 1,500 m altitude there are remnants of a wide pediment surface covered by Pleistocene sand and gravels beds, about 1.5 m thick. On top of them there is a 4-5 m thick loess cover. These remnants represent high plains («pampas») with very gentle slopes and meandering rivers. The drainage system of these plains contrasts with the deep canyons of the rivers outside of them. The elevated plains and the deep canyons are indicators of younger uplift of about 500 m during the Pleistocene. This regional uplift was probably related to the underplating of a major lower crust plate below the Puna Plateau and westernmost Eastern Cordillera.

Key words: Uplift, Curved-structures, Underplating, Central Andes

Introducción

Entre 25°S y 26°S la Cordillera Oriental está formada por dos cordones montañosos que se disponen al este y al oeste del valle de Lerma (Fig. 1). Hacia el sur ambos cordones se sueldan conformando la altiplanicie de la Pampa Grande, una zona de lomadas de bajo relieve entre las que se encuentran superficies llanas o «pampas», correspondientes a restos de una antigua superficie de erosión, cubierta

por depósitos aluvionales y elevada por la tectónica reciente. Ésta tiene una altitud próxima a los 1.500 m, mientras que las sierras más altas que se sitúan sobre el borde occidental superan los 3.000 metros. Por debajo de la Pampa Grande se hunde hacia el norte el basamento del extremo septentrional de las Cumbres Calchaquíes perteneciente a la provincia geológica de las Sierras Pampeanas. En la franja donde se produce el pasaje de las Sierras Pampeanas a la Cordillera Oriental (Fig. 2), se manifiestan es-

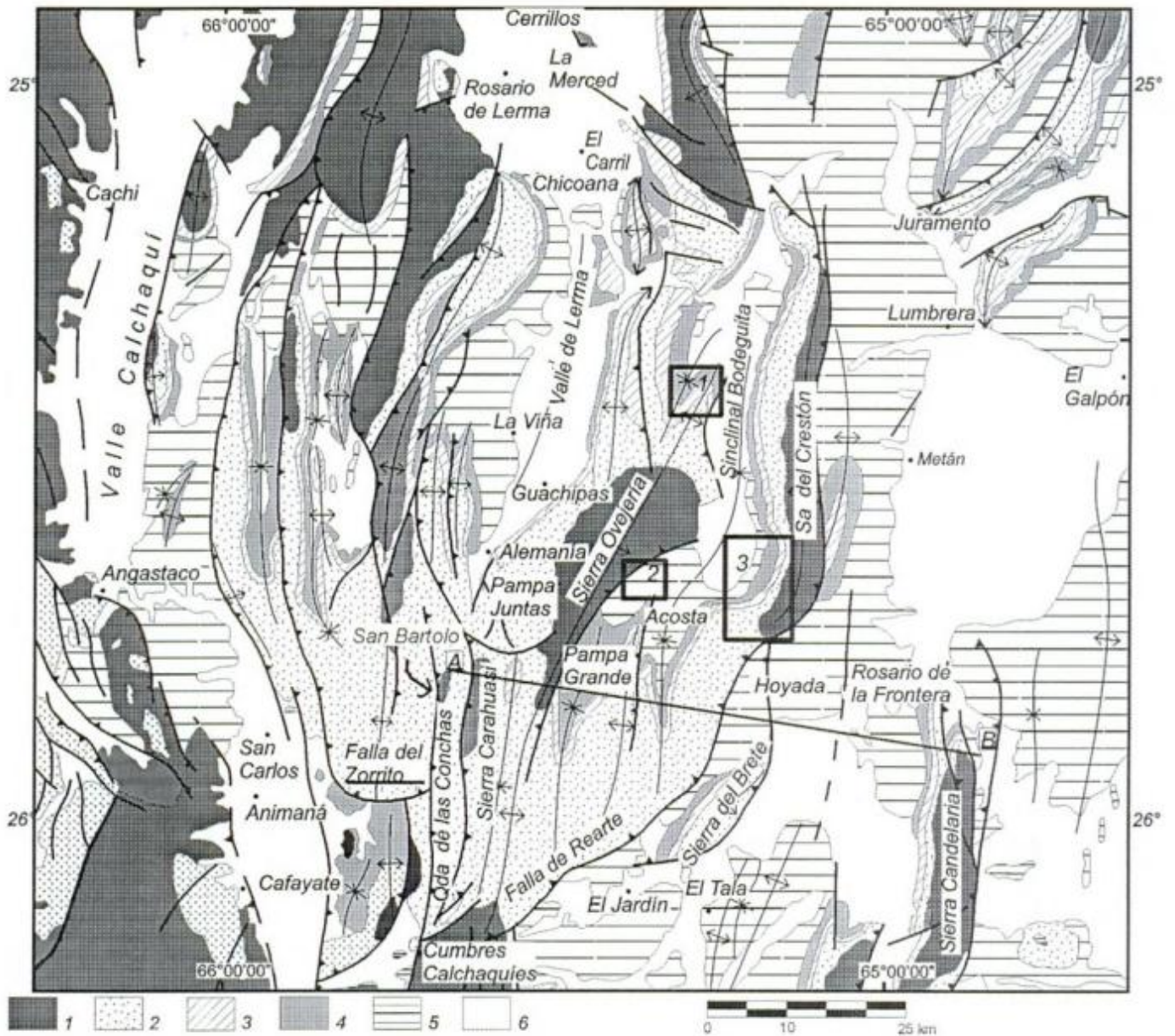


Figura 1: Mapa geológico regional. 1. Basamento proterozoico y paleozoico inferior. 2. Subgrupo Pirgua. 3. Subgrupo Balbuena. 4. Subgrupo Santa Bárbara. 5. Grupo Orán. 6. Sedimentos cuaternarios inconsolidados. A-B, Traza del perfil de la figura 4. Cuadros 1, 2, 3, posición de los mapas de detalle de la figura 7.

estructuras arqueadas que podrían indicar una cinemática más compleja que la que se supone hasta ahora para los movimientos mio-pliocenos que afectaron a este sector de la Cordillera Oriental.

Marco geológico y unidades litológicas

Este segmento de la Cordillera Oriental está formado por potentes secuencias continentales cretácicas apoyadas sobre el basamento proterozoico. En este sentido es diferente a los situados más al norte y

más al sur. El septentrional hasta 22° S contiene elevados espesores de capas cámbricas y ordovícicas, con un desarrollo menor del Cretácico y en el austral, que llega hasta 27° S, están ausentes tanto las secuencias paleozoicas como las cretácicas, apoyándose las capas continentales cenozoicas sobre el basamento proterozoico. Vale decir que la cobertura de la Cordillera Oriental es cada vez más joven hacia el sur. En este trabajo se toma a la Cordillera Oriental de acuerdo a la definición de Turner y Mon (1979), donde se incluyen a las sierras del noreste de Tucumán dentro de ella, y se describen con mayor detalle los cordones situados al este del valle de Lerma.

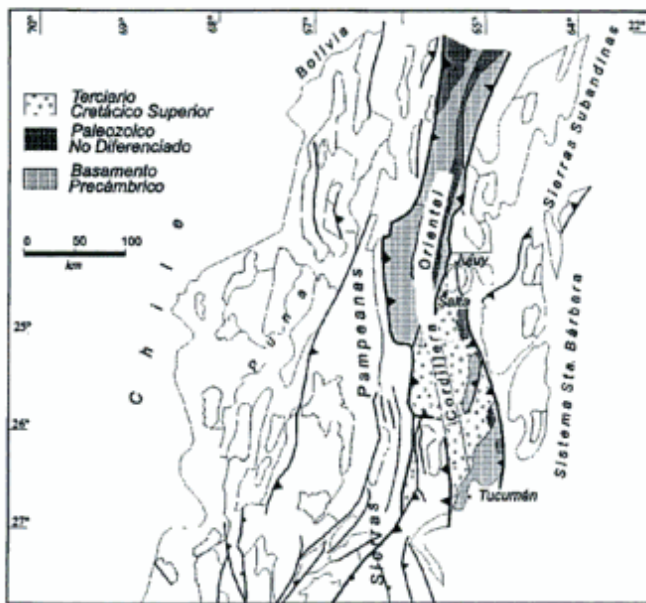


Figura 2: Esquema tectónico regional.

La base de la secuencia cretácica (Fig. 3) se asienta discordantemente sobre filitas de bajo grado del basamento proterozoico. Éstas están intensamente plegadas y afectadas por deformación múltiple que indica episodios de deformación superpuestos. Sus afloramientos principales se encuentran en el extremo norte de las Cumbres Calchaqufes, sierra de la Ovejera, sierra de Carahuasi, sierra del Crestón y un pequeño asomo en la quebrada de San Bartolo sobre la margen derecha del río de Las Conchas.

La entidad basal de la secuencia cretácica está formada por conglomerados y areniscas rojas que alcanzan hasta 3.000 m de espesor en las partes más profundas de su cuenca de depositación (Salfity 1982). Éstas pertenecen al Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity 1973) y forman parte del relleno del *rift* cretácico que ocupa un área significativa en el norte argentino y Bolivia (Bianucci *et al.* 1982; Salfity 1982; Grier 1990). Dentro del Subgrupo Pirgua se distinguieron tres Formaciones: La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos. La primera contiene espesas secuencias conglomerádicas y forma la base del Subgrupo, ésta infrayace y también pasa lateralmente a la Formación las Curtiembres constituida principalmente por sedimentos pelíticos (Reyes y Salfity 1973; Grier 1990). Esta observación se confirmaría por el hecho de que al sur de la quebrada de Las Conchas se apoyan sobre el basamento proterozoico los conglomerados de la Formación La Yesera y en el tramo intermedio, en la quebrada del arroyo San Bartolo lo hacen las capas de la Formación Las Curtiembres sin la presencia de ningún conglomerado basal. De esta manera la parte basal del Subgrupo Pirgua está formada tanto por la Formación La Yesera que representaría una facies proximal

que acompaña al borde de la cuenca y por la Formación Las Curtiembres correspondiente a facies más distales (Reyes y Salfity 1973; Grier 1990). Ambas están cubiertas por la Formación Los Blanquitos constituida por areniscas rojas y rosadas microconglomerádicas y con intercalaciones de capas conglomerádicas. La superficie de la discordancia basal, de acuerdo a lo que se observa en el arroyo San Bartolo, es irregular, con algunos pequeños grabenes rellenos por las capas rojas de la Formación Las Curtiembres. En el borde occidental del área están representadas las tres formaciones del Subgrupo Pirgua; hacia el este y hacia el sur afloran solamente las capas de la Formación Los Blanquitos. Los mayores espesores del Subgrupo Pirgua se encuentran en el sector sudoeste. Éstos disminuyen hacia el norte y hacia el este. El borde sur de la cuenca está marcado por una empinada rampa del basamento contra la cual se acunaban bruscamente hacia el sur las secuencias que rellenan la cuenca.

Sobre las capas del Subgrupo Pirgua, yace la base de la secuencia *post-rift* constituida por el Subgrupo Balbuena. Éste se manifiesta, hacia el este del valle de Lerma, en la sierra de Carahuasi (Fig. 1) mediante asomos aislados de las calizas dolomíticas de la Formación Yacoraite asentadas sobre un espesor muy restringido de las areniscas basales de la Formación Lecho. Los afloramientos del Subgrupo Balbuena son más extensos en el área de Acosta (Fig. 1). El Sub-

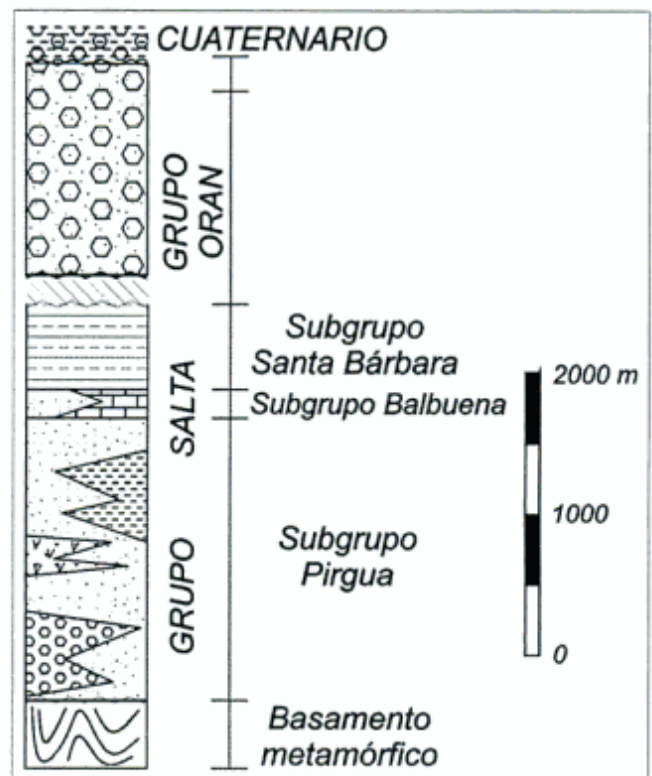


Figura 3: Columna estratigráfica.

grupo Balbuena se apoya sobre las capas de la Formación Los Blanquitos. La secuencia cretácica culmina con las partes más altas del Subgrupo Santa Bárbara, representado solamente por la Formación Lumbrera, constituida por una sucesión monótona de areniscas y limolitas rojas, con intercalaciones aisladas de margas verdes que aflora extensamente en el área de la Pampa Grande donde alcanza un espesor próximo a los 800 m (Salfity 1982).

Estructura

Láminas de basamento corridas y plegadas

En la Cordillera Oriental la participación del basamento proterozoico en las estructuras cenozoicas crece rápidamente hacia el sur desde 22°S (límite Argentina-Bolivia) hasta que pasa longitudinalmente a los cordones de las Sierras Pampeanas compuestos casi exclusivamente por basamento (Figs. 1 y 2).

Hacia el sur de 24°30' la Cordillera Oriental es un cinturón doble vergente plegado y fallado (Mon 1976; Grier 1990; Mon y Drozdowski 1999). Los cabalgamientos del cinturón situado hacia el oeste del valle de Lerma tienen vergencia en esa dirección y el que se encuentra hacia el este en sentido opuesto (Figs. 1 y 4). Estas estructuras doble vergentes se extienden en el subsuelo de la Pampa Grande y pasan sin interrupción al ámbito de las Sierras Pampeanas hasta los 27°30'. Hacia el sur de esta latitud los cabalgamientos de las Sierras Pampeanas

orientales se hacen exclusivamente vergentes hacia el oeste.

Estos cinturones plegados y fallados obedecen principalmente a los movimientos ocurridos durante el Plioceno (Ruiz Huidobro 1949; Turner 1972). Estos se habrían iniciado en el Mioceno tardío, pertenecen a las fases Quechua y Diaguita (Mon y Salfity 1995), y su culminación sería más joven que 3-4 Ma (Jordan y Alonso 1987). La estructura se caracteriza por el apilamiento de láminas de basamento falladas y corridas hacia el este. En el sector occidental el bajo-corrimiento de láminas de basamento por debajo del borde occidental de la Cordillera Oriental generó, como reacción, retrocorrimientos vergentes hacia el oeste. Esta estructura está ilustrada en el corte de la figura 4 que muestra el apilamiento de tres láminas mayores despegadas de su substrato a lo largo de una superficie situada entre 8 y 10 km de profundidad. La tectónica está claramente representada en el relieve verificándose que las mayores elevaciones coinciden justamente con la lámina más elevada expelida hacia la superficie por la interacción de los cabalgamientos vergentes hacia el este y hacia el oeste.

El zócalo de la lámina inferior corrida a lo largo del despegue basal, sale a la superficie en la sierra de la Candelaria (Fig. 4). Sobre ella cabalga la lámina de Pampa Grande-Hoyada cuyo zócalo no aflora, su manifestación superficial es una extensa plataforma ondulada compuesta principalmente por capas cretácicas, levemente inclinadas hacia el oeste que sólo muestran plegamiento significativo en el valle de Acosta. La lámina superior tiene una estructura más compleja, su cabalgamiento hacia el este estu-

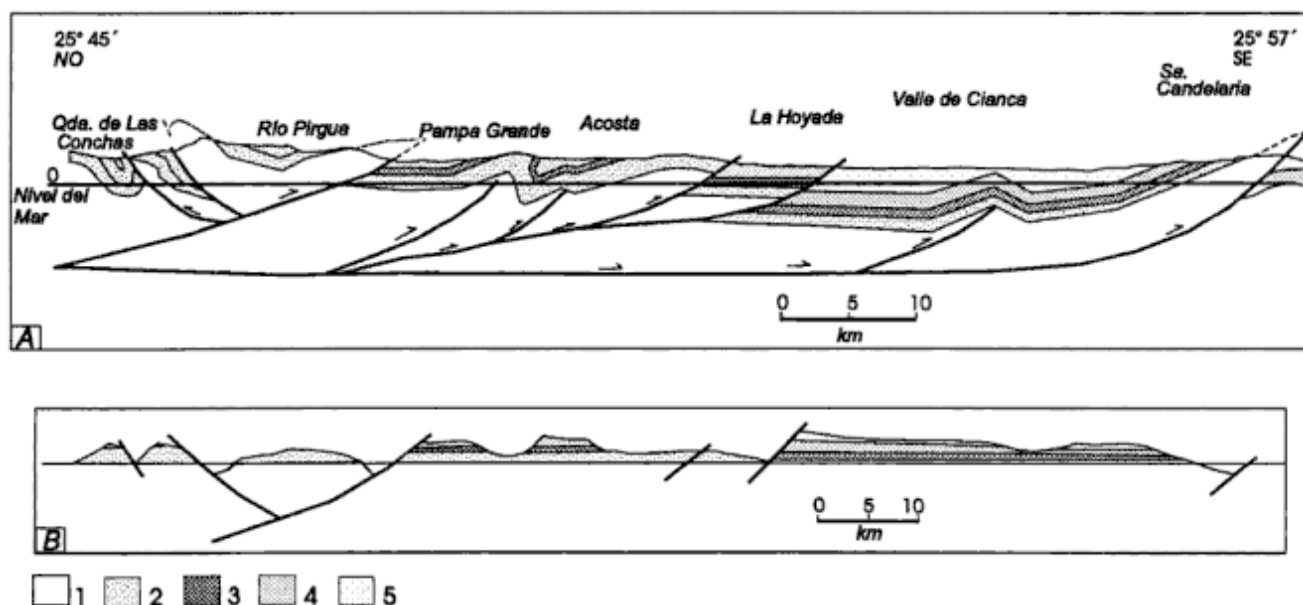


Figura 4: Corte vertical de la estructura; su posición está indicada en la figura 1. Corte 4 A representa la estructura actual. Corte 4 B es la estructura restituida que muestra que la deformación introdujo un acortamiento próximo al 30%. 1, Basamento proterozoico. 2, Subgrupo Pirgua. 3, Subgrupo Balbuena. 4, Subgrupo Santa Bárbara. 5, Subgrupo Orán.

vo acompañado de retrocorrimientos vergentes en sentido contrario. Estas fallas han dado lugar a la generación de una lámina «flotante» de basamento cabalgada tanto hacia el este como hacia el oeste sobre la cobertura cretácica, ambos cabalgamientos tienen un desplazamiento próximo a 8 km (Fig. 4). El basamento de esta lámina aflora en las sierras de Carahuasi y de La Ovejera. El anticlinal de Acosta es un pliegue propagado a lo largo de una falla ciega sobre el borde oriental de la altiplanicie de la Pampa Grande. El acortamiento este-oeste medido a lo largo de la sección de la figura 4 es de 33 km, próximo al 30%. En el sector occidental al oeste de la Pampa Grande es algo mayor, allí alcanza el 33%.

Estructuras curvadas

Este segmento de la Cordillera Oriental muestra un arqueamiento de magnitud regional dado por una saliente convexa hacia el antepaís. Ésta coincide con el gran anticlinal arqueado de la sierra del Crestón y de las sierras menores que representan su prolongación austral. Esta estructura se denomina «Arco del Crestón»; su longitud alcanza 135 km (Fig. 5). Hacia el sur presenta ramificaciones, como la falla que bordea el anticlinal de El Brete. Tal como se menciona más adelante, entre las estructuras curvadas, algunas se generaron de esta manera; en cambio otras adquirieron su curvatura por deformación posterior.

Fuera del arco mayor del Crestón, se manifiestan fallas pronunciadamente arqueadas tales como la que sigue el borde este de la sierra de la Ovejera con un arco convexo hacia el noroeste, y las fallas oblicuas y arqueadas de la franja de transición entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental. Estas últimas tienen una marcada componente de desplazamiento inverso hacia el sur (Fig. 5); la falla de Rearte (Abascal y Mon 1998) produce el cabalgamiento hacia el sudeste de las potentes secuencias del Subgrupo Pírgua sobre capas miocenas (Figs. 1 y 5). Ésta representa probablemente la reactivación e inversión de una antigua falla normal que marcaba un escalón dentro de la cuenca cretácica (Figs. 5 y 6). Además se presentan dos fallas curvadas con forma de «gancho» tanto el este como al oeste de esta franja, éstas son casi simétricas. La primera delimita por el este y el sur el anticlinal fallado de la sierra de El Brete produciendo una nítida truncación de rumbo este-oeste en su extremo austral. La otra se encuentra al este de Cafayate sobre el borde oriental del valle Calchaquí, denominada falla del Zorrito (Vilela y García 1975; Grier 1990); ésta también trunca las estructuras que afloran en el extremo austral de la sierra del León Muerto (Fig. 5) Estas fallas curvadas tienen, en sus tramos de rumbo este-oeste, pronunciados desplazamientos inversos hacia el sur

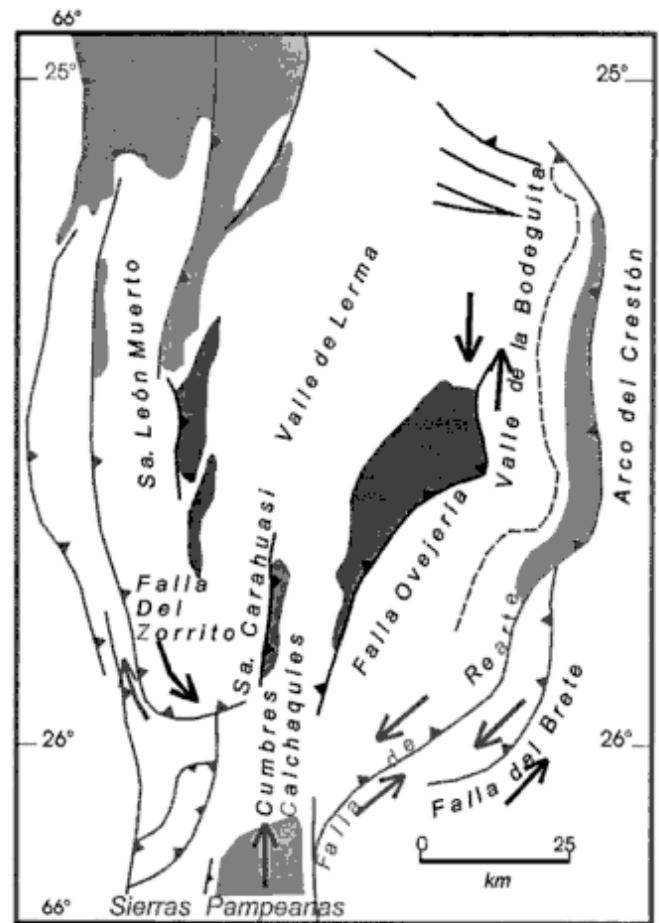


Figura 5: Mapa esquemático de las estructuras curvadas con indicaciones sobre las direcciones de los esfuerzos. Las zonas sombreadas indican los afloramientos de basamento proterozoico.

y es probable que en los de rumbo norte-sur, tengan movimientos paralelos al rumbo. Los tramos de rumbo este-oeste se han implantado sobre las antiguas fallas normales del borde de la cuenca cretácica que coincidían con la pronunciada rampa contra la cual termina el relleno de la cuenca hacia el sur (Fig. 6). Estas fallas cretácicas oblicuas fueron reactivadas por los movimientos mio-pliocenos.

En ambos flancos del sinclinal de la Bodeguita se manifiestan flexuras y repliegues de la estructura mayor descritos más adelante (Fig. 7).

Altiplanicies y cañones

Resulta altamente llamativa la presencia de altiplanicies («pampas») situadas sobre los cordones montañosos de este sector de la Cordillera Oriental (Figs. 1 y 8). Son restos de una llanura que ha sido elevada y erosionada. Dentro de ellas se destacan por su magnitud la llamada Pampa Grande y la Pampa de Las Juntas; fuera de ellas hay otras menores. Se tra-

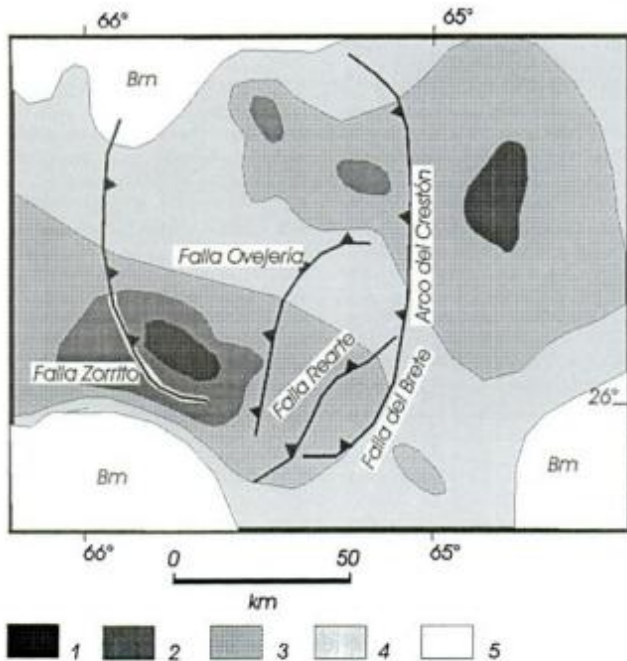


Figura 6: Mapa isopáquico del Subgrupo Pirgua, extraído de Salfity (1982). Sobre el mapa se representaron las fallas cenozoicas más importantes. 1, Áreas donde se depositaron más de 3.000 m de sedimentos. 2, Áreas con más de 2.000 metros. 3, Áreas con más de 1.000 metros. 4, Áreas con espesores entre 0 y 1.000 metros. 5, Áreas de no deposición.

ta de llanuras muy planas con una red de drenaje propia de terrenos con muy poca pendiente, donde los cauces de los ríos muestran un recorrido meandrónico. Estos sistemas desaguan por un solo punto y pueden en algún momento haber constituido cuencas cerradas. En los cortes de los ríos se observa que su subsuelo está formado por una sucesión de capas horizontales de loess rojo de 4 a 5 m de espesor que se asienta sobre bancos conglomerádicos de 1,5 a 2,0 m de espesor. Los conglomerados basales están pobremente consolidados, compuestos por rodados de basamento bien redondeados donde los mayores alcanzan hasta 0,6 m de diámetro aunque predominan las gravas de 4 a 5 centímetros. En el caso de la Pampa Grande (Fig. 8a) el conglomerado basal se asienta discordantemente sobre las capas del Subgrupo Santa Bárbara, y en la Pampa de Las Juntas (Fig. 8b) lo hace sobre capas del Subgrupo Pirgua. Estos materiales no han proporcionado fósiles pero dada su posición horizontal y su pobre grado de consolidación se los atribuye al Pleistoceno.

Las pampas son áreas que tienen bordes nítidos, dados por fallas normales de poco rechazo, y que se encuentran deprimidas con respecto a las montañas circundantes. Al norte de la Pampa Grande se verifica que los materiales de relleno se extienden por la ladera de la sierra fuera de la depresión, en una posición topográfica más elevada. Aparentemente estos depósitos ocupaban un área mucho mayor,

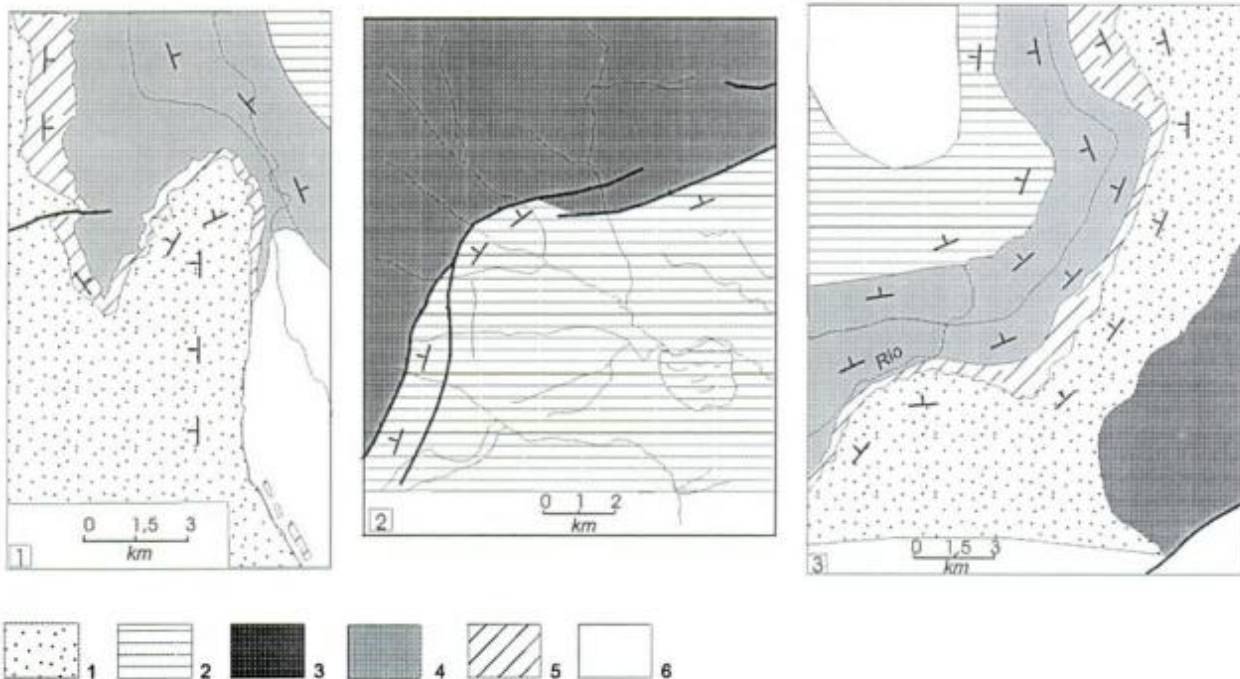


Figura 7: Mapas de estructuras pronunciadamente curvadas, su localización está en la figura 1. 1, Repliegue en el flanco oeste del sinclinal de la Bodeguita. 2, Falla marcadamente curvada en el borde la sierra de La Ovejeria. 3, Mapa de las estructuras curvadas del flanco este del sinclinal de La Bodeguita. 1, Basamento proterozoico. 2, Subgrupo Pirgua. 3, Subgrupo Balbuena. 4, Subgrupo Santa Bárbara. 5, Grupo Orán. 6, Sedimentos cuaternarios.

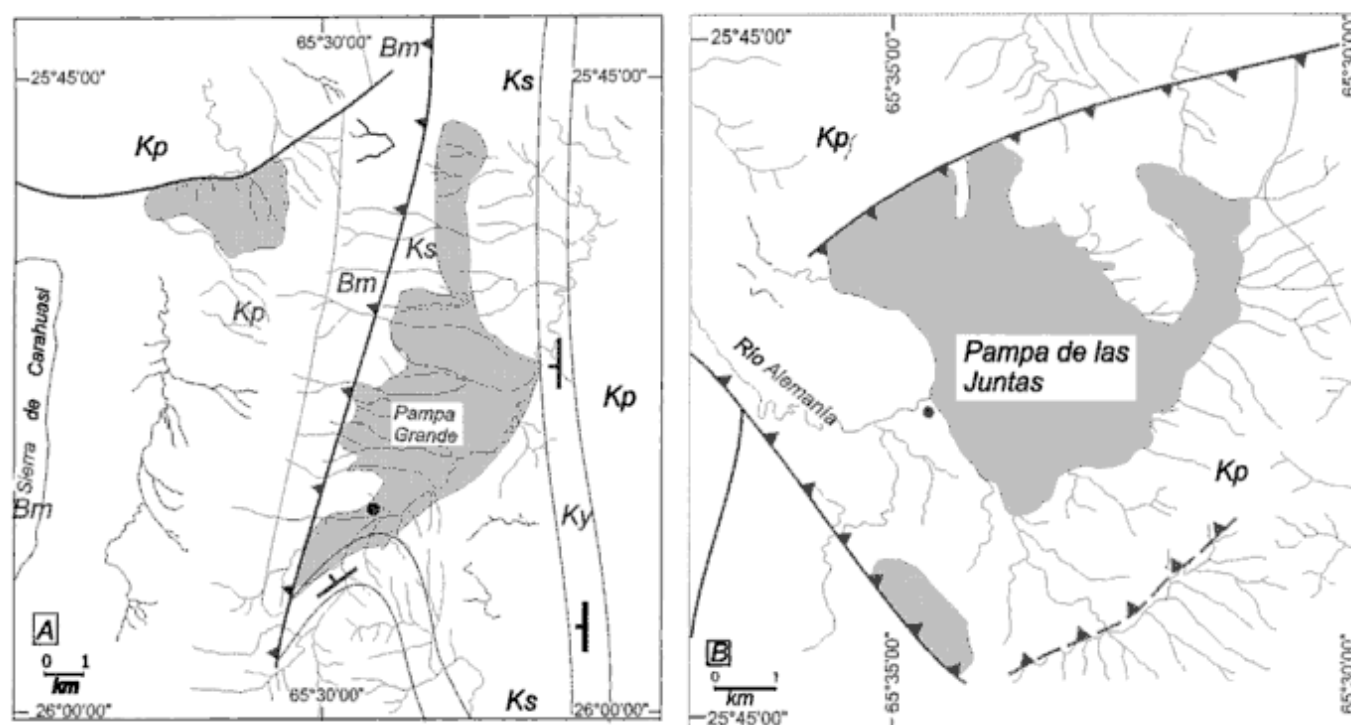


Figura 8: Mapas de las altiplanicies o «pampas» cubiertas de sedimentos cuaternarios que ocupan las áreas sombreadas. a, Mapa de la Pampa Grande; aquí los sedimentos cuaternarios se asientan sobre el Subgrupo Santa Bárbara. b, Mapa de la Pampa de Las Juntas; las capas cuaternarias se asientan sobre el Subgrupo Pirgua.

constituyendo la cubierta de una gran superficie plana de erosión, cubierta posteriormente por una rampa detrítica y por depósitos loessoides, de la cual sólo han quedado preservados restos en las áreas deprimidas y en lugares aislados de las laderas montañosas.

Existe un nítido contraste geomorfológico entre las características de la red de drenaje de las pampas y la de las montañas circundantes. Los ríos que en las pampas tienen cauces propios de cursos de llanura, apenas las abandonan se convierten en profundos cañones tallados y profundamente incididos por erosión vertical en las secuencias cretácicas. Se verifica además que los cañones han heredado la forma de ríos de llanura, dado que se mantienen los meandros pero profundamente tallados en la roca. Esta es otra indicación de que las llanuras ocupaban un área significativamente mayor que la actual.

Todos los rasgos descriptos apuntan a señalar un pronunciado levantamiento vertical sumamente reciente. Las pampas no serían otra cosa que los restos preservados de una gran superficie de erosión y acumulación que han quedado desactivados y desvinculados de sus niveles de base originales y también de sus áreas de aporte. Estas superficies pueden haber estado conectadas con el valle de Lerma y otros valles circundantes con los cuales existe un desnivel de entre 400 y 500 m, que sería aproximadamente la magnitud del ascenso diferencial. Este ascenso es un fenómeno regional de gran extensión, dado que en toda la región andina del norte argen-

no, son numerosos los indicadores de pronunciados ascensos verticales. El valle de Taff (prov. de Tucumán), en el sector norte de las Sierras Pampeanas, tiene características similares y obedece aparentemente al mismo origen.

Este episodio de ascenso vertical es mucho más joven que los que se registran en la Cordillera Oriental de Bolivia, donde fueron reconocidas varias etapas de levantamiento vertical en el Terciario medio y superior, pero las más jóvenes sólo ascienden hasta el Plioceno (Servant *et al.* 1989).

Interpretación y discusión

Pasaje de la Cordillera Oriental a las Sierras Pampeanas

El pronunciado cambio en las características litológicas del basamento ha condicionado su comportamiento tectónico frente a los movimientos mio-pliocenos y más jóvenes. Las rocas de alto y mediano grado de metamorfismo han dado lugar a la formación de grandes bloques fallados con comportamiento frágil de las Sierras Pampeanas (Mon 1972). Este comportamiento contrasta con el del basamento de bajo grado involucrado en las estructuras de la Cordillera Oriental donde se ha plegado solidariamente con la cobertura sedimentaria. Esto significa que la

transición entre estas dos provincias geológicas está condicionada por rasgos paleogeológicos antiguos presumiblemente proterozoicos (Mon 1972). De acuerdo a Grier (1990), son los rasgos paleogeológicos relacionados al *rift* cretácico los que condicionan las diferencias entre las dos provincias geológicas, desestimando la influencia de las variaciones en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, tal como había sido postulado previamente por Jordan *et al.* (1983). Sin embargo la estructura de la Cordillera Oriental parece ser independiente del *rift* cretácico ya que sus sistemas de cabalgamientos con vergencia opuesta se extienden ampliamente fuera de la zona de influencia del *rift* cretácico y penetra incluso en el extremo norte de las Sierras Pampeanas. Por otra parte las direcciones de las estructuras andinas cenozoicas son marcadamente oblicuas con respecto a las alineaciones de las estructuras cretácicas del *rift*. Se verifica que las estructuras del *rift* tienen rumbo NO-SE (Salfity 1982) y que éstas son intersectadas por las estructuras andinas de rumbo norte-sur (Fig. 6); sólo algunos segmentos de las fallas andinas parecen haber sido influenciados por las estructuras cretácicas previas. Tampoco resulta evidente que el cambio en el ángulo de subducción de la placa de Nazca (Jordan *et al.* 1983) tenga influencia en el cambio estructural que significa el pasaje de la Cordillera Oriental a las Sierras Pampeanas.

Origen de las estructuras curvadas

Las estructuras curvadas reconocidas en los continentes tienen distintos orígenes; frecuentemente se generan ya curvadas, y en otros casos son estructuras inicialmente rectilíneas que se deforman mediante rotaciones alrededor de ejes verticales. Las primeras obedecen en la mayor parte de los casos a irregularidades en el antepaís, tales como pronunciados cambios de espesor de las secuencias sedimentarias sobre las cuales avanza el frente orogénico, obstáculos producidos por cuerpos resistentes o indentaciones pronunciadas en la lámina sobre la cual avanza el frente orogénico (Gilchrist *et al.* 1994; Gray y Stamatakos 1997; Macedo y Marshak 1999). En el caso del arco de El Crestón es evidente que la saliente hacia el antepaís coincide con un depocentro de la cuenca cretácica (Fig. 6), hacia el cual se habría producido un avance mayor del frente orogénico generando la curvatura de la saliente y de la falla mayor que la acompaña. Ésta representaría una estructura que se generó curvada. Situaciones similares han sido ampliamente reconocidas en otros orógenos (Marshak y Flöttmann 1996; Macedo y Marshak 1999).

Otras fallas curvadas obedecen aparentemente a un sistema de esfuerzos transpresivos y rotacionales que se muestra en la figura 5. Las fallas transversales

con desplazamientos vergentes hacia el sur representan macroindicadores que confirman que los movimientos de acortamiento mio-pliocenos tuvieron componentes oblicuas con respecto al rumbo regional tal como había sido adelantado por Turner (1972). Las resultantes oblicuas de los esfuerzos generaron componentes de movimientos de rumbo norte-sur. Éstas serían las responsables de los arqueamientos que se producen en las fallas curvadas del Zorrito, El Brete y La Ovejera (Fig. 5). De acuerdo a este esquema, el extremo norte de las Cumbres Calchaqufes puede haber actuado como un elemento resistente frente a los desplazamientos en sentido norte sur, provocando la curvatura de las fallas de El Zorrito y El Brete. Sobre el sector oriental se habría generado una rotación sinistral, y sobre el sector occidental, una dextral (Fig. 5).

El origen de los componentes de esfuerzo de rumbo norte-sur puede estar relacionado a los movimientos a lo largo de fallas mayores diagonales con respecto al rumbo de la estructura regional que delimitan la saliente del arco de El Crestón, tanto hacia el norte como hacia el sur. Estas fallas coincidirían con los llamados lineamientos de El Toro, de rumbo NO-SE y el de El Brete (designado como falla de Rearte en la figura 5) de rumbo NE-SO (Mon 1976). Posteriormente Vergani y Starck (1981), reinterpretaron estos lineamientos como rampas laterales de una gran lámina de basamento despegada de su sustrato desplazada hacia el este junto con su cobertura sedimentaria. El desplazamiento de esta lámina mayor que representa una gran cuña, delimitada por fallas diagonales, pudo ser el mecanismo responsable de la generación de componentes de esfuerzo norte-sur. Estas rampas laterales están acompañadas por franjas altamente deformadas con estructura compleja, tales como las que se observan en el extremo sur de la sierra de Mojotoro, inmediatamente al sudeste de El Carril (Fig. 1) y en el área de El Brete-Rearte (Abascal y Mon 1998) (Figs. 1 y 5).

Las estructuras manifiestamente curvadas que se encuentran en ambos flancos del sinclinal de La Bodeguita (Figs. 1 y 7) obedecen a distintos orígenes; la que está en el flanco este (Fig. 7.3) está directamente relacionada al arco del Crestón, acentuada probablemente por el desplazamiento hacia el nordeste del núcleo de basamento de la sierra de la Ovejera (Figs. 1 y 7.2) que habría actuado como un ariete aumentando la concavidad del arco. Los repliegues del flanco occidental (Fig. 7.1) parecen representar un gran pliegue de arrastre, producido por un movimiento de rotación sinistral.

Las estructuras descriptas son indicadores de una cinemática compleja producto de la acción de componentes de esfuerzo oblicuas con respecto a los rasgos paleogeológicos heredados del *rift* cretácico y probablemente de estructuras más antiguas del zócalo proterozoico. Aparentemente el acortamiento de

rumbo este-oeste, al actuar sobre rasgos paleogeológicos previos, generó componentes de esfuerzo y de deformación oblicuos con respecto a la dirección de extensión del *rift* cretácico.

Los estudios de cinemática de fallas, basado en el análisis de fallas menores en la franja occidental de esta región, de Grier (1990) y Grier *et al.* (1991), admiten dos episodios de acortamiento nítidamente separados, el primero mio-plioceno, de rumbo este-oeste, y el segundo plio-cuaternario, de rumbo norte-sur. Sin embargo, de acuerdo a las indicaciones de las estructuras mayores, es probable que dicha separación no sea tan marcada y que los movimientos de acortamiento norte-sur se hayan iniciado antes, junto a los episodios mio-pliocenos.

Mecanismos de los levantamientos verticales

Se supone que el levantamiento se debe a la acción de una tectónica activa, como ocurre en la mayor parte de los orógenos (Gilchrist *et al.* 1994), y que no obedece exclusivamente a un efecto pasivo como el rebote isostático provocado por la denudación del relieve. En el caso de los Andes Centrales, los movimientos de ascenso vertical han sido atribuidos a la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental de América del Sur (Isacks 1988; Jordan *et al.* 1983; Vandervoort *et al.* 1995). Dentro de este marco el bajo-corrimiento de una lámina cortical desprendida del margen continental, propuesto por Baby *et al.* (1997), parece un mecanismo apropiado para explicar el marcado engrosamiento cortical de la Puna y su levantamiento vertical. Este último se habría extendido hacia el este hasta alcanzar el ámbito de la Cordillera Oriental, donde estos autores proponen un dúplex cortical por debajo de ésta. Al sur de 24°S en lugar de un dúplex cortical parece más adecuado admitir el bajo-corrimiento de la lámina de la Puna por debajo de la Cordillera Oriental, provocando su retrocorri-

miento hacia el oeste (Fig. 9). Este proceso se habría mantenido activo hasta el Pleistoceno. Hacia el sur de 22°S, el borde de la Puna no está marcado por cabalgamientos significativos, lo que favorece la idea de que éste puede mantenerse levantado por bajocorrimientos que permanecen como fallas ciegas en el subsuelo.

Conclusiones

Este sector de la Cordillera Oriental representa un apilamiento de láminas de basamento despegadas de su substrato y cabalgadas hacia el este sobre la cuenca del antepaís andino y hacia el oeste sobre las secuencias neógenas que rellenan el Valle Calchaquí. En conjunto estas láminas conformarían un parautoctono despegado de la corteza media (Vergani y Starck 1981; Mon y Drozdowski 1999). Este zócalo más profundo corresponde al basamento de metamorfismo de mediano y alto grado que aflora hacia el sur en las Sierras Pampeanas, y que buza hacia el norte por debajo del basamento de grado más bajo de la Cordillera Oriental (Turner 1972; Mon y Hongn 1996). Precisamente este cambio en las características del zócalo es el que marca el pasaje de la Cordillera Oriental a las Sierras Pampeanas. De acuerdo al resultado de este estudio, no resulta evidente la influencia de las fallas que acompañan al *rift* cretácico. Las estructuras arqueadas y oblicuas con respecto al rumbo regional indican la acción de significativas componentes de esfuerzo en dirección norte-sur. Los levantamientos verticales recientes se atribuyen a bajo-corrimientos corticales que se mantuvieron activos al menos hasta el Pleistoceno tardío.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco del programa «Tectónica de los Andes del norte argentino» con el apoyo financiero del CONICET y de la Universidad Nacional de Tucumán. Agradezco a los geólogos F. Campos, R. Gambarrutta y G. Peñaloza su colaboración en los trabajos de campo, a N. Mansilla y M. Vaca por su apoyo en las tareas de laboratorio.

Las cuidadosas revisiones críticas del manuscrito por parte de los árbitros contribuyeron notablemente a mejorar la versión inicial del artículo; para ellos también mi agradecimiento.

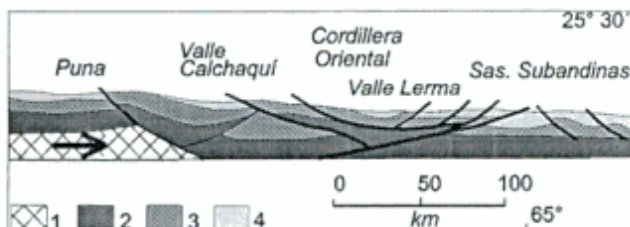


Figura 9: Esquema de la estructura cortical por debajo de la Cordillera Oriental. Se manifiestan estructuras retrovergentes debidas al bajo corrimiento de láminas corticales. Hay láminas corticales expelidas hacia arriba por la acción de cabalgamientos con vergencia opuesta. 1, Lámina cortical bajocorrida, arrancada del borde de la placa sudamericana (Baby *et al.* 1997). 2, Corteza inferior. 3, Corteza media. 4, Corteza inferior.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abascal, L. y Mon, R., 1998. Estructura del extremo sur del rift cretácico Salta, noroeste de Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Boliviano*, 1: 39-44. Potosí.

- Baby, P., Rochat, Ph., Mascle, G. and Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10): 883-886.
- Bianucci, H., Homoc, y Acevedo, O.M., 1982. Inversión tectónica y plegamientos resultantes en la comarca Puesto Guardián – Dos Puntitas, departamento de Orán, provincia de Salta. *Actas 1° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Exploración*, 1: 23-30. Buenos Aires.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A. and Cockburn, H.A.P., 1994. Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. *Geology*, 22: 963-966.
- Gray, M.B. and Stamatakos, J., 1997. New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient. *Geology*, 25(12): 1067-1070.
- Grier, M.E., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. Tesis Doctoral, Universidad de Cornell, Ithaca, N.Y., 178 pp. (Inédito).
- Grier, M.E., Salfity, J.A. and Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 351-372.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andes and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T.E. and Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andean mountains, 20°-28° south latitude. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 71: 49-64.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Macedo, J. and Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (12): 1808-1822.
- Marshak, S. and Flöttmann, T., 1996. Structure and origin of the Fleurieu and Nackara arcs in the Adelaide fold-thrust belt, South Australia: salient and recess development in the Delamerian orogen. *Journal of Structural Geology*, 18(7): 891-908.
- Mon, R., 1972. Esquema estructural de la provincia de Tucumán, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27:223-228. Buenos Aires.
- Mon, R., 1976. La tectónica del borde oriental andino en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31: 65-72. Buenos Aires.
- Mon, R. y Drozdowski, G., 1999. Cinturones doble vergentes en los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (1): 3-8. Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 3-14. Buenos Aires.
- Mon, R. and Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. In: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. and Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 269-283.
- Reyes, F. C. y Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 355-385.
- Ruiz Huidobro, O.J., 1949. Estudio geológico de la región de los cerros Quitilipi y Pirgua (departamento de Guachipas, provincia de Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(1): 40-75. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina, 1: 11-26. Buenos Aires.
- Servant, M., Sempere, T., Argollo, J., Bernat, M., Feraud, G. et Lo Bello, Ph., 1989. Morphogèneses et soulèvement de la Cordillère Orientales des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 309, Série 2: 417-422.
- Turner, J.C.M., 1972. Cordillera Oriental. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 117-142. Córdoba.
- Turner, J.C.M. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. En: Turner, A.F. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1: 57-94. Córdoba.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. and Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and unlift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology*, 23(2):145-148.
- Vergani, G. y Starck, D., 1981. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Diciembre: 4-9. Buenos Aires.
- Vilela, C.R. y García, J., 1975. Descripción geológica de la hoja 9c, Amblayo, provincia de Salta. *Servicio Geológico Nacional*. Boletín 150. Buenos Aires.

Recibido: 5 de mayo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

Génesis y distribución de los suelos en función de su material originario y del relieve en la región central de la provincia de Santa Cruz

José A. FERRER, Fernando X. PEREYRA, Daniela VILLEGAS y Silvia E. CASTRO GODOY

Dpto. de Ciencias Geológicas, FCEyN. Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1428 Buenos Aires
E-mail: fxp@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se analizan las relaciones suelo-paisaje del sector central de la provincia de Santa Cruz. El área estudiada se encuentra localizada entre los paralelos 49° y 51°S, Océano Atlántico y el límite con Chile. Pueden diferenciarse dos sectores dentro de la misma. Un sector occidental, que incluye la Cordillera de los Andes y la zona pedemontana, con fuertes variaciones en la configuración del paisaje, un régimen de humedad údico-xérico y bosque de *Nothofagus* y un sector oriental, con régimen árido, vegetación de estepa arbustiva-herbácea rala y extensas y llanas planicies estructurales. Consecuentemente con las diferencias de relieve y materiales originarios, ambas áreas presentan específicas asociaciones de suelos. El área occidental se caracteriza por una secuencia Andisol-Molisol-Entisol, mientras que la oriental por una Aridisol-Entisol. Las principales propiedades de los suelos son analizadas y discutidas en función con las variaciones en los factores de formación.

Palabras clave: Suelos, Geomorfología, Material originario, Santa Cruz

ABSTRACT. *Genesis and distribution of soils in relation to parent material and relief in the central region of Santa Cruz province.* Soil-landscape relationships were studied in the central region of Santa Cruz, southern Argentina, between 49-51°S on the Atlantic coast westward to the international border with Chile. Two different sectors were distinguished. The western area, including the Patagonian Andean Cordillera and piedmont is characterised by strong landscape variations, a udic-xeric humidity regime and *Nothofagus* woodlands; the eastern area has an arid regime, grassland-shrub steppe and large flat structural plain landscape. As a result of the different landscape-relief features and parent materials, the two areas have different soils associations. The western area is characterised by an Andisol-Molisol-Entisol sequence, whereas the eastern area has an Aridisol-Entisol trend. The principal characteristics and properties of the soils are analysed and discussed in relation to variations in the conditions of formation.

Key words: Soils, Geomorphology, Parent material, Santa Cruz

Introducción

Se analizan las principales propiedades de los suelos en un sector de la provincia de Santa Cruz en relación con los procesos pedogenéticos actuantes y con los factores de formación. Particularmente se consideran el relieve y el material originario, y la evolución del paisaje y del ambiente en general durante el Cuaternario tardío. Para la realización de los estudios relacionados con la presente contribución se ha contado con el financiamiento de la Universidad de Buenos Aires (subsidió UBACyT, código TW36). El área de estudio involucra un sector de la provincia de Santa Cruz comprendido entre los paralelos 48° y 51° latitud sur, el océano y el límite con Chile (Fig. 1).

Materiales y métodos

Desde el punto de vista metodológico, se ha realizado una cartografía geomorfológica de base, a escala 1:750.000, mediante la utilización de imágenes satelitarias, a diferentes escalas, provistas por el SEGMAR, CFI y el IGM, y de fotos aéreas de determinados sectores, facilitadas por los mismos organismos. El mapa geomorfológico resultante junto con su explicación se encuentra actualmente en prensa (Pereyra *et al.* 2000). Asimismo, se confeccionó un mapa de materiales originarios a partir de la combinación del mapa geomorfológico, con el mapa geológico provincial realizado por Panza y Nullo (1994). La información edafológica proviene de diversas fuentes: la propia generada por los autores mediante



Figura 1: Mapa de ubicación.

estudios actualmente en ejecución, la del Atlas de Suelos de la República Argentina (SEAGYP-INTA 1989) y la de las calicatas realizadas a tal efecto, datos inéditos gentilmente facilitados por el Lic. J.C. Salazar Lea Plaza del CIRN-INTA. Finalmente se utilizaron los trabajos inéditos de Ferrer *et al.* (1978), Godagnone y Humano (1990), Irisarri *et al.* (1990) y Lamoureux y Migliora (1994), analizándose un total de 150 perfiles de suelos.

Factores bioclimáticos

El clima de la zona está fuertemente condicionado por la situación geográfica del sur de la Patagonia, donde el predominio del mar sobre el continente, ejerce un efecto moderador sobre el régimen de temperatura, impidiendo la formación de masas de aire del tipo polar continental (Medina y García 1978). La presencia de una barrera orográfica (Cordillera de los Andes), constituye otro de los rasgos que imprimen a esta región, características climáticas

propias ya que los vientos provenientes del océano Pacífico producen abundantes precipitaciones en el sector chileno y en una estrecha franja occidental de la Patagonia. En la región andina el clima es templado frío del tipo húmedo y subhúmedo andino. Los valores de precipitación media anual disminuyen de oeste a este de 1.000 a 600 milímetros. La temperatura media anual es de 6°C aproximadamente. En la zona extraandina, el clima es templado frío, semiárido-árido con precipitaciones medias anuales de 200 mm y temperatura media anual de alrededor de 6°C. El régimen de humedad de los suelos, es údico, en una estrecha franja cordillerana y arídico en la zona extraandina; en la transición se encuentra un régimen xérico/ústico. Los regímenes de temperatura son de tipo méxico en la mayor parte de la provincia y críico restringido a sectores cordilleranos más elevados y de la Patagonia Austral.

El área de estudio incluye parcialmente las provincias fitogeográficas Patagónica, Altoandina y Subantártica, descritas por Cabrera y Willink (1973). En la Patagonia extraandina la vegetación dominante es la Estepa Arbustiva (Cabrera y Willink 1973; Movia

et al. 1987). A lo largo de la cordillera, y hacia el sur del paralelo 51°, se encuentra la estepa gramínea de *Festuca pallensces* (Coirón blanco). En un sector cordillerano más húmedo, se ubica la provincia subantártica, con vegetación dominante de bosque de *Nothofagus*: *Nothofagus betuloides* (Guindo) y *Nothofagus pumilio* (Lenga) con *Austrocedrus chilensis* (Ciprés).

Factor relieve

Se han diferenciado doce unidades geomórficas principales (Fig. 2): 1) Relieve múltiple en basamento; 2) Bajos; 3) Terrazas fluviales, planicies aluviales y abanicos aluviales actuales; 4) Terrazas y planicies estructurales; 5) Geoformas resultantes de deslizamientos rotacionales; 6) Terrazas, planicies glaci-fluviales y glacialacustres; 7) Morenas; 8) Relieve litoral; 9) Planicies estructurales lávicas; 10) Relieve denudativo en sedimentos terciarios; 11) Relieve múltiple cordillerano y 12) Pedimentos. Se describen a continuación las unidades de mayor representatividad areal en el ámbito de estudio.

La zona cordillerana (11), se caracteriza por presentar un paisaje quebrado, con un alto relieve relativo, fuertes pendientes y marcados gradientes altitudinales, dominado por procesos erosivos y de remoción en masa, que se atenúan hacia el este pasando a un relieve suavemente ondulado, con predominio de procesos agradacionales actuales y pasados, salvo los fenómenos de deflación eólica estrechamente relacionados con el uso de la tierra. En consecuencia, el sector occidental muestra el predominio de los procesos morfogenéticos, mientras que en el oriental, se evidencia una mayor actividad de los procesos pedogenéticos.

El paisaje volcánico (9) está representado, principalmente, por extensos mantos lávicos de composición basáltica y andesítica subordinada, de distintas edades, que conforman las planicies estructurales lávicas. Estas planicies están en algunos casos sumamente degradadas por la acción fluvial y por los procesos de remoción en masa, destacándose los deslizamientos rotacionales. Son comunes las depresiones sin salida de pequeñas dimensiones que pueden deberse a fenómenos de inversión de relieve. Las bocas de emisión son del tipo central, de forma circular. Las planicies de mayores dimensiones, en la

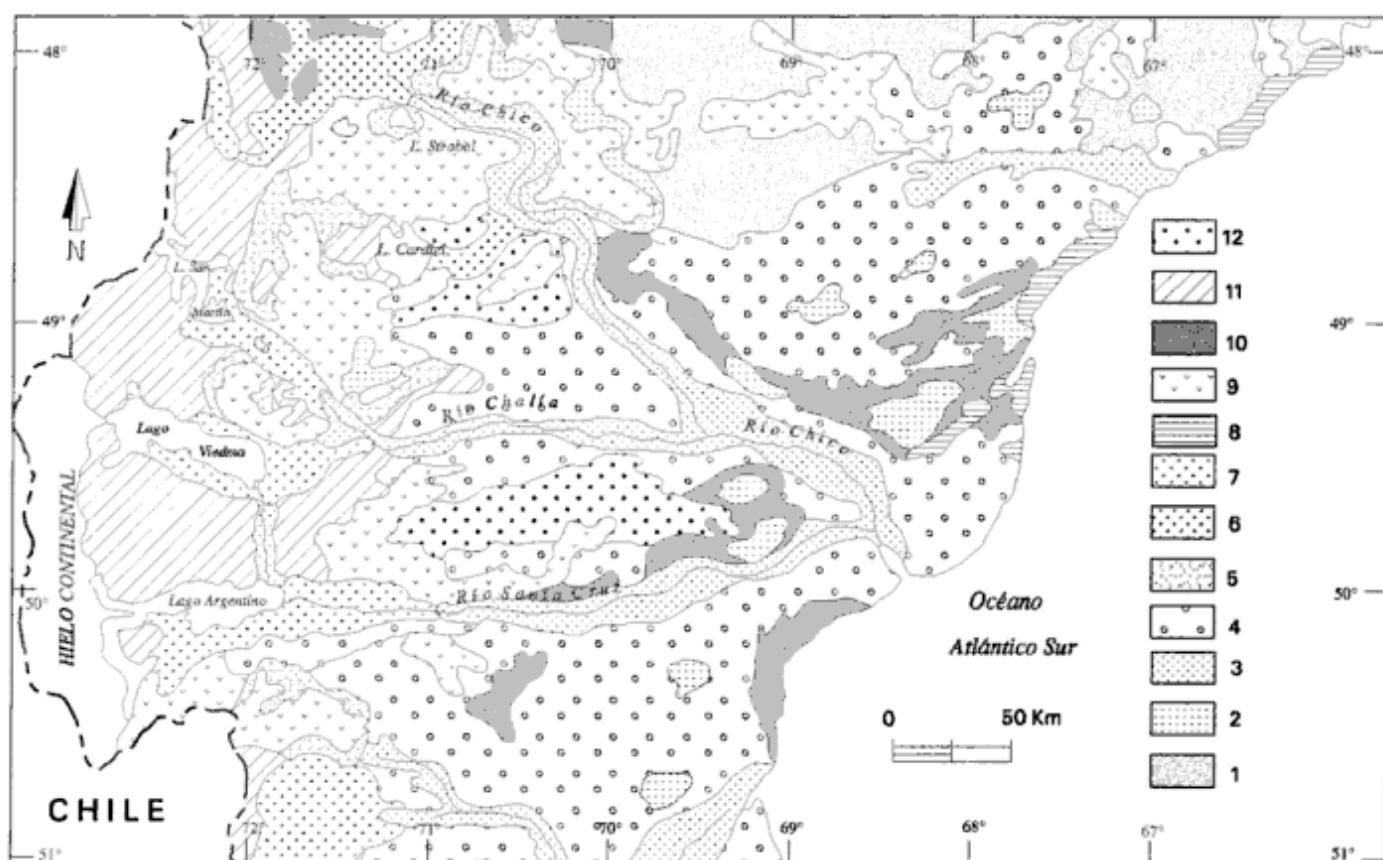


Figura 2: Mapa geomorfológico. Referencias: 1) Relieve múltiple en basamento; 2) Bajos; 3) Terrazas fluviales, planicies aluviales y abanicos aluviales actuales; 4) Terrazas y planicies estructurales; 5) Deslizamientos rotacionales; 6) Terrazas, planicies glaci-fluviales y glacialacustres; 7) Morenas; 8) Relieve litoral; 9) Planicies estructurales lávicas; 10) Relieve denudativo en sedimentos terciarios; 11) Relieve múltiple cordillerano; 12) Pedimentos.

zona estudiada se encuentran entre los lagos Cardiel y San Martín, entre este último y el lago Viedma conformando la meseta del Viento; al SE del lago Viedma en la franja comprendida entre el río Chalfá y el Santa Cruz y en la meseta de las Vizcachas, al SE del lago Argentino. En las zonas más cercanas a la cordillera, sobre la superficie de estas planicies se hallan fenómenos de gelifluxión y remanentes de morenas. Las Planicies Estructurales Lávicas de la zona occidental se ubican generalmente por encima de los 900 m, mientras que los ubicados al sur del río Gallegos se localizan por debajo de 300 metros. Asociados a los bordes de las planicies estructurales lávicas («bardas») se observan sectores de relieve escalonado, resultante de deslizamientos rotacionales favorecidos por la presencia de sedimentitas o piroclastitas friables, infrayacentes a las coladas basálticas (5). En los deslizamientos más antiguos, la acción del proceso fluvial suele enmascarar sus características típicas, quedando formas suaves y redondeadas. Dentro de la zona estudiada, están muy bien representados en los laterales del valle del lago Tar y nacientes del río Chalfá, y el flanco norte del valle del lago Viedma.

Las Terrazas y Planicies Estructurales (4) constituyen el paisaje dominante en la Patagonia Extraandina. Están representadas por extensas superficies llanas localizadas a cientos de metros sobre el nivel de fondo de los valles de los ríos Deseado, Chico, Chalfá, Santa Cruz, Coyle y Gallegos, pudiéndose diferenciar, a nivel regional, al menos 3 niveles. Las alturas de las mismas van disminuyendo de oeste a este y también de norte a sur (de más de 800 a 100 m). Son formas erosivas resultantes del accionar del proceso fluvial sobre sedimentitas terciarias y están cubiertas por depósitos de grava poco potentes (entre 2 y 8 m), con matriz arenosa, en partes cementadas por carbonato de calcio. Deben su origen a corrientes glaciófluviales («depósitos de *outwash*») altamente competentes, originadas en los distintos episodios de glaciación que afectaron a la cordillera patagónica o a la acción fluvial. El nivel más antiguo sería del Plioceno superior y el más moderno del Pleistoceno superior.

También se pueden diferenciar niveles de Pedimentos (12) en todos los casos cortando estratos sedimentarios terciarios. Los materiales que los componen presentan características litológicas y estructurales que los hacen propicios a la desintegración y posterior erosión. Se encuentran rodeando por el este al lago Cardiel donde los niveles más bajos inclinan hacia el lago, mientras que los niveles superiores inclinan hacia el este, siguiendo la pendiente regional. Entre el río Chalfá y el Santa Cruz se halla una amplia planicie de pedimentación de aproximadamente 130 km en sentido O-E y una altitud mayor de 900 metros. En el extremo sudoeste de la provincia, al este de Río Turbio, hay una superficie de pedi-

mentación entre los 300 y 400 m de cota. Estas superficies están cubiertas por gravas con matriz arenosa y formas redondeadas.

Encajados en el relieve de Planicies Estructurales preexistentes y vinculados a los actuales cursos fluviales se han formado, desde el Pleistoceno tardío, varios niveles de terrazas fluviales (3). Su génesis se vincula a cambios del nivel de base (variaciones del nivel del mar) y climáticos que resultaron en variaciones de caudal. Estas unidades tienen una extensión menor que las terrazas estructurales y su número difiere entre los valles, reconociéndose cinco niveles en el valle del río Santa Cruz. Los depósitos son de bloques y gravas y sólo se encuentran cementados por carbonato de calcio los niveles más antiguos y por consiguiente los más elevados. Las planicies aluviales presentan una amplitud variable.

Las Morenas (7) ocupan importantes áreas de la región occidental y sur de la provincia, constituyendo el sector del país con mayor extensión de geomorfos de origen glaciario (Caldenius 1932). Grandes lenguas glaciarias avanzaron en diferentes momentos del Neógeno en distintos sectores de la provincia, conformando áreas diferenciables separadas por afloramientos rocosos y lávicos que han delimitado cuencas, actualmente ocupadas por grandes lagos, tales como los lagos San Martín, Viedma, Argentino y el Estrecho de Magallanes. Predominan las morenas marginales y frontales conformando un relieve ondulado con cordones alineados subparalelos, que indican diferentes posiciones de estabilización de los hielos. Han sido identificadas morenas correspondientes a numerosas glaciaciones desde el Plioceno temprano e incluso Mioceno (Mercer 1976; Rabassa y Clapperton 1990). Estas primeras glaciaciones habrían sido de tipo de piedemonte (Wenzens 1999) y se localizarían a cotas altas cerca del ambiente cordillerano (entre los lagos San Martín, Viedma y Argentino). En la zona de los lagos Viedma y Argentino se han diferenciado 8 sistemas morénicos: los dos primeros correspondientes a los Complejos 1 y 2, el tercero al Complejo 4 y los restantes a la Última Glaciación. Numerosos autores han estudiado los diferentes avances de los hielos en el sur de Sudamérica luego del Último Máximo Glacial, finalizado antes de 14 Ka (Mercer 1976; Rabassa y Clapperton 1990). Las secuencias del Tardiglacial y del Holoceno fueron reconocidas en la zona del Glaciar Upsala (Mercer 1976; Aniya 1995), en el Glaciar Viedma (Wenzens 1999), en Tierra del Fuego (Coronato *et al.* 1999) y en Glaciar O'Higgins, en Chile. Si bien existen ciertas diferencias cronológicas entre los diferentes sitios, hay coincidencia en la presencia de tres avances durante el Tardiglacial (antes de los 13 Ka, 11 Ka y 9,7-9,3 Ka). Para el Holoceno, y antes del Neoglacial, Wenzens (1999) señala una serie de avances en los hielos en la región de los lagos Argentino-Viedma (8,5 Ka, 8-7,5 Ka y 5,8-

5,5 Ka). Luego, habrían tenido lugar los diferentes avances del Neoglacial, originariamente propuestos por Mercer (1976), entre 4,5-4,2 Ka AP (Neoglacial I), 2,7-2,2 Ka AP (Neoglacial II) y el Neoglacial III, correspondiente a la denominada Pequeña Edad de Hielo, a partir del año 1000 de nuestra era. La importancia relativa de cada uno de estos avances varía de un sector a otro; así en el valle del río de las Vueltas-laguna del Desierto, se han observado numerosos sistemas de morenas en los valles tributarios (Fitz Roy, Eléctrico, Huemul, etc.), los cuales por su localización y grado de preservación correspondían a los últimos avances señalados.

Asociadas estrechamente a la anterior unidad, se encuentran las Terrazas y Planicies Glacifluviales (6) formadas por la acumulación y posterior erosión de las aguas provenientes de la ablación de los hielos durante los períodos glaciarios. Si bien las planicies más antiguas han sido descritas en la unidad Terrazas y planicies estructurales, en función de la escala de trabajo, particular configuración y la representación areal se ha preferido distinguir esta unidad para incluir solamente a aquellas planicies más modernas, vinculadas a la Última Glaciación. Caracterizan a esta unidad, el relieve horizontal y los materiales gruesos generalmente poco cementados por carbonatos. Alcanzan mayor representación los valles de los lagos San Martín y Viedma, convergiendo en el sector de Tres Lagos. También se pueden observar al este del lago Cardiel y en las nacientes de la Cuenca del río Coyle.

El paisaje del Relieve Múltiple Cordillerano (11) se desarrolla sobre vulcanitas y piroclastitas mesozoicas, metamorfitas paleozoicas y sedimentitas de diferentes edades. Posee las características propias de un paisaje alpino, divisorias agudas, típicos valles con su sección transversal en forma de U, valles tributarios colgantes, hombreras glaciarias, circos con lagos en su interior. Además es frecuente la presencia de lagos en rosario en el fondo de los antiguos valles glaciarios. Las formas constructivas glaciarias están representadas por morenas en los laterales de los valles y cierres morénicos neoglaciales. El paisaje glaciario fue modificado principalmente por la acción del proceso fluvial y la remoción en masa. Las pendientes elevadas de los valles están afectadas por caída de rocas (en aquellos sectores donde las paredes son empinadas y carecen de vegetación); también por reptaje (que puede formar conos de deyección), y por deslizamientos y flujos del tipo *debris flow*. El crioclastismo también es importante, formando una carpeta detrítica en los sectores topográficamente más altos. La acción fluvial se manifiesta en la formación de abanicos aluviales, los que en algunos casos llegan hasta los lagos formando *fan-deltas*. Se observan terrazas y las planicies aluviales actuales de los ríos son de grava. Los cursos suelen ser muy sinuosos y caudalosos con cana-

les que se entrelazan, como en el caso del río de las Vueltas.

Los Bajos (2) se asocian a las unidades geomórficas antes descritas y constituyen cuencas endorreicas con diseño de avenamiento centrípeto y cursos efímeros. Tienen diversos orígenes: algunos son depresiones tectónicas, como el Bajo de San Julián; en otros casos se relacionan con las características litológicas-estructurales de las rocas aflorantes y se producen por erosión diferencial de litologías más friables (por ejemplo tobas terciarias); en las planicies estructurales, se forman por sublavado (*piping*) o por deflación; y en las planicies estructurales lávicas por deflación e inversión de relieve en las ventanas lávicas convexas. Los mecanismos de ampliación y profundización de bajos pueden ser fenómenos de remoción en masa, acción fluvial (abanicos aluviales y pedimentos) y deflación eólica. En el interior de estas cuencas pueden desarrollarse lagunas temporarias, depósitos evaporíticos y médanos. La fluctuación de los niveles lacustres ha generado niveles de paleocostas.

Factor material originario

Se han diferenciado once tipos principales de materiales parentales de los suelos de la región: 1) Rocas volcánicas (Macizo del Deseado); 2) Depósitos finos y salinos de bajos; 3) Depósitos fluviales de terrazas y planicies actuales; 4) Depósitos fluviales y glacifluviales antiguos (Rodados Patagónicos); 5) Depósitos de remoción en masa; 6) Depósitos glacifluviales; 7) Depósitos glaciarios; 8) Depósitos litorales; 9) Regolitos y rocas volcánicas; 10) Sedimentos terciarios; 11) Depósitos y regolitos de la zona de valles cordilleranos; 12) Cenizas volcánicas y 13) Depósitos arenosos eólicos (Fig. 3).

En general existen tres aspectos salientes en los materiales originarios, los que se plasman en diversas propiedades de los suelos y a todo nivel taxonómico, determinando incluso la asignación taxonómica a los niveles más altos de la misma. Estos aspectos son: la importancia de las cenizas volcánicas como materiales parentales; el predominio, en forma cuantitativa, de materiales gruesos, lo que resulta en suelos con elevada participación de fragmentos gruesos en casi todos los ambientes geomorfológicos diferenciados; y la generalizada presencia en los sectores de régimen árido de potentes niveles de calcretes.

Los materiales resultantes de la erosión y remoción en masa y regolitos en el ambiente cordillerano (11), se encuentran asociados con depósitos glaciarios (7), glacifluviales (6) y cenizas volcánicas presentes en los sectores más elevados, antiguamente englazados de los valles cordilleranos y conforman

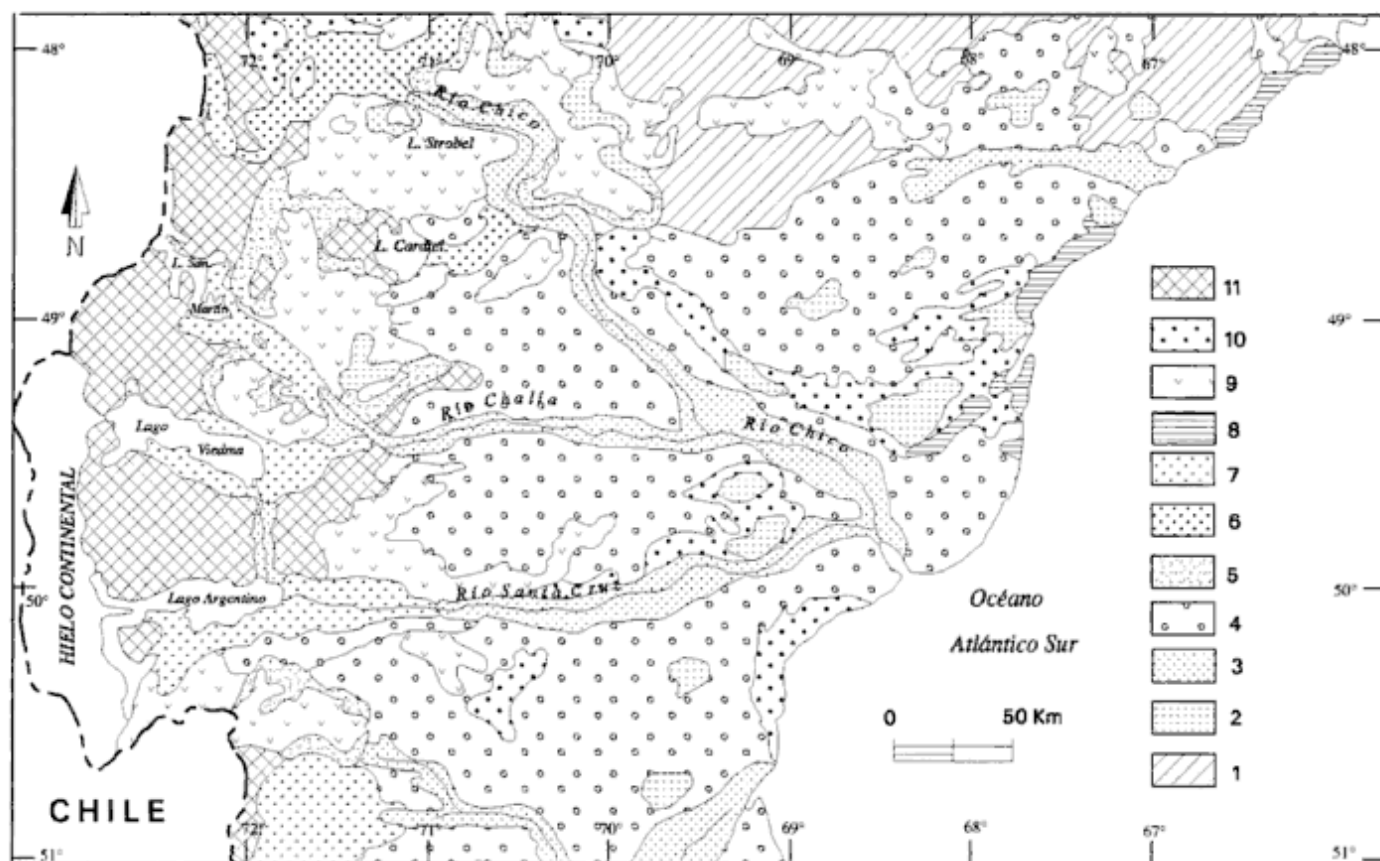


Figura 3: Mapa de materiales originarios. Referencias: 1) Rocas volcánicas (Macizo del Deseado); 2) Depósitos finos y salinos de bajos; 3) Depósitos fluviales de terrazas y planicies actuales; 4) Depósitos fluviales y glaciales antiguos (Rodados Patagónicos); 5) Depósitos de remoción en masa; 6) Depósitos glaciales; 7) Depósitos glaciares; 8) Depósitos litorales; 9) Regolitos y rocas volcánicas; 10) Sedimentos terciarios; 11) Depósitos y regolitos de la zona de valles cordilleranos.

carpetas detríticas y criogénicas, y afloramientos rocosos con escaso o nulo desarrollo pedogenético.

Los regolitos y rocas volcánicas (9), compuestas por basaltos y andesitas del Terciario superior (miopliocenas) y Cuaternario se localizan en cotas relativamente altas, superiores a los 1.000 m donde las condiciones climáticas locales y las propias características de los materiales resultan muy desfavorables para la pedogénesis. Asociados a esta unidad, se encuentran los depósitos resultantes de procesos de remoción en masa, principalmente deslizamientos rotacionales (5).

Los materiales originarios dominantes en la región estudiada son los depósitos fluviales y glaciales antiguos o «Rodados Patagónicos» (4). Bajo esta denominación, sin bien confusa y abarcativa, se engloban depósitos y geoformas de muy diversos orígenes y edades. Constituyen depósitos fluviales y aluviales correspondientes a antiguas planicies aluviales y glaciales y a niveles de agradación pedemontanos, actualmente disectados y que conforman, desde el punto de vista geomorfológico, terrazas estructurales, terrazas fluviales y antiguas bajadas; asimismo, hay sectores en los cuales la cobertura de rodados fluviales es poco potente, y se correspon-

den con geoformas esencialmente erosivas (pedimentos o planicies estructurales).

Las recurrentes erupciones volcánicas han aportado cenizas (12) a los suelos de la región durante toda la génesis de los mismos. De la observación de diferentes perfiles sedimentarios y edáficos se desprende la existencia de numerosos eventos de deposición de cenizas, que abarcan todo el Cuaternario tardío hasta la actualidad. Los centros de emisión a la latitud de Santa Cruz, que presentan evidencias de actividad holocena y reciente, son numerosos, destacando los volcanes Hudson, Lautaro, Aguilera, Reclus y Mte. Burney (Stern y Naranjo 1998). Los materiales cineríticos alcanzan espesores de varias decenas de centímetros en los sectores bajos de los valles cordilleranos y tapizan con espesores variables las pendientes de los mismos. En estos casos son prácticamente el exclusivo material parental de los suelos, con escasos lentes de materiales más gruesos de talud. Las cenizas volcánicas así como los materiales eólicos arenosos, no obstante su amplia distribución areal, no forman sectores continuos a la escala del mapa y por lo tanto no han sido cartografiados.

Otros materiales originarios son los depósitos glaciares (7), los materiales finos y salinos de los ba-

jos (2); los depósitos arenosos eólicos (13), los depósitos fluviales de terrazas y planicies actuales (3); los depósitos litorales (8); los sedimentitas terciarias (10) y las rocas del Macizo del Deseado (1). Los depósitos glaciarios han sido reconocidos también en sectores extraandinos ocupando grandes extensiones areales. En los bajos, la presencia de un drenaje endorreico ha resultado en la formación de ambientes de playas salinas por la acumulación de sales y materiales finos.

Suelos

La región cordillerana y la región extraandina, constituyen los dos grandes ambientes fisiográficos que caracterizan a toda la Patagonia, incluida la provincia de Santa Cruz. Ambos sectores poseen una cobertura edáfica heterogénea en la que se reconocen asociaciones de suelos características a cada uno de ellos. En el nivel superior de la Taxonomía de suelos (*Soil Survey Staff* 1996), para la región cordillerana se encuentran mayoritariamente Andisoles; Molisoles y Entisoles; y para el área extraandina Aridisoles; Entisoles y Molisoles. En el área de transición entre ambas se han reconocido principalmente Molisoles y Entisoles. A partir de las observaciones de campo y el análisis de diversos trabajos, particularmente el Atlas de Suelos de la República Argentina (SEAGyP-INTA 1989), han sido diferenciados suelos pertenecientes a 7 Órdenes (Aridisoles, Entisoles, Molisoles, Andisoles, Inceptisoles, Vertisoles e Histosoles) y 20 Subórdenes (Cuadro 1). Dado que el grado de diferenciación taxonómica de suelos depende de la escala de observación y análisis, cabe aclarar que se ha utilizado una escala de reconocimiento regional, asimilable a 1:500.000; por lo tanto, en trabajos de mayor detalle es posible que sean diferenciados otros suelos, no incluidos en el cuadro antes citado. En función de la representación areal e importancia, en lo referente a los procesos pedo-genéticos implicados, se hace énfasis en los cuatro primeros Órdenes nombrados. Según el Atlas de Suelos, los Aridisoles ocupan más del 50% del total, seguidos de los Entisoles y Molisoles, con el 20% aproximadamente cada uno y los Andisoles con el 6%.

La variedad litológica imperante en la región cordillerana y las condiciones bioclimáticas propicias para la formación de suelos evolucionados, se contraponen con la intensa actividad morfogénica propia de un ambiente montañoso; los efectos geomorfológicos de la última glaciación y los recurrentes eventos de depositación piroclástica, que cubren gran parte de las unidades geológicas. En una franja occidental, se ubican los suelos correspondientes a los órdenes Andisol y Molisol, coincidiendo con las máximas precipitaciones, que dan como resultado un

régimen de humedad del suelo de tipo údico. En el ámbito andino, por encima de límite superior del bosque y asociados con rocas aflorantes o subaflorantes y depósitos de remoción en masa se encuentran Entisoles de tipo Ortentes (Criorntentes líticos y ándicos) y se reconocen extragrados líticos de Subgrupos de otros Órdenes.

El predominio de cenizas volcánicas entre los depósitos piroclásticos, asociado a condiciones climáticas húmedas, favorecen el desarrollo de Andisoles y suelos con propiedades ándicas, predominantes en la zona cordillerana. Son Udans y Xerands, con epipedones generalmente melánicos y perfiles simples (A/AC/C). Los Andisoles se desarrollan bajo bosque con pendientes fuertes a moderadas, y presentan, en su mayoría, elevados contenidos de carbono orgánico en los horizontes minerales (entre 2 y 4%) y entre 15 y 20% en horizontes orgánicos. Los valores de pH son en general ligeramente ácidos y la retención de fosfatos alta. Son suelos con perfiles típicos O; A; C o O; A; AC; C o bien, O; A; Bw; C. En áreas de ecotono bosque-estepa gramínea se ubican los Molisoles. En sectores mal drenados, con vegetación de praderas húmedas, que favorecen la formación de epipedones hísticos se reconocen Histosoles (principalmente Hemistes) y suelos con potentes horizontes orgánicos y Acuands, en los sectores cordilleranos.

En el área de transición entre la región andina y extraandina, tienen lugar importantes variaciones fitoclimáticas; el paisaje montañoso pasa a un paisaje de terrazas; y más gradualmente tiene ocurrencia el pasaje del dominio de depósitos glaciarios, glacialfluviales y glacialacustres a depósitos fluviales. En esta área se encuentra el límite occidental de los Aridisoles. Los Molisoles presentan bajo grado de desarrollo y dominan ampliamente los Haploxeroles y Haploboroles, con horizontes mólicos potentes y bien provistos de M.O., con perfiles A/AC/C o A/C, en algunos casos en intergrados a Subgrupos ándicos. Los valores de carbono orgánico oscilan entre 1,5 y 2,5%, incrementándose hacia el sur, así como en los intergrados ácidos e hísticos. La CIC en el epipedón mólico es de 25-30 cmol/kg, con dominio de las bases bivalentes, texturas franco-limosas.

En la región extraandina, y asociados a niveles de terrazas se reconocen Aridisoles. Predominan los Argides (Natrargides, Haplargides, Paleargides, Petroargides y Calciargides) y los Calcides (Haplocalcides y Petrocalcides) y, en menor medida, Haplocambides y Acui/Haplosalides. Algunos Aridisoles poseen valores relativamente altos de %C, especialmente en la zona sur. El predominio de los Aridisoles responde claramente a las condiciones climáticas dominantes, que se traducen, entre otros aspectos, en bajos contenidos de materia orgánica en los horizontes superficiales (epipedones óricos). En los horizontes argílicos y en menor medida en los nátricos, destaca la textura relativamente gruesa de los mismos

Cuadro 1: Principales tipos de suelos y unidades geomórficas asociadas.

ORDEN	SUBORDEN	GRAN GRUPO	UNIDADES GEOMÓRFICAS ¹
ARIDISOLES	SALIDES	Acusalides Haplosalides	BAJ-TPE-TPF
	ARGIDES	Natrargides Paleargides Calciargides Haplargides	TPE-TPF
	CAMBIDES	Petrocambides Haplocambides	TPE-TPF
	CALCIDES	Petrocalcides	TPE-PEL-TPF-MOR
ENTISOLES	ACUENTES	Haplocalcides Fluvacuents Haplacuentes	TPF-BAJ
	FLUVENTES	Torrifluventes Xerofluventes	TPF
	ORTENTES	Criortentes Torriortentes Udortentes Xerortentes	RB-RMC-TPE-TPF-MOR-TPGF
	PSAMENTES	Cuarzipsamientos Torripsamientos Xeropsamientos	RB-RMC-TPE-TPF-MOR-TPGF
INCEPTISOLES	OCREPTES	Ustocreptes*	RMC-MOR-TPGF
	UMBREPTES	Criumbreptes* Haplumbreptes*	RMC-MOR-TPGF
	ACUEPTES	Humacueptes	RMC-MOR-TPGF
VERTISOLES	TORRERTES	Haplotorrerts	TPF
MOLISOLES	ACUOLES	Hapluacoles Endoacoles	TPF-TPGF
	XEROLES	Argixeroles Haploxeroles	TPF-TPGF-MOR-RMC
	UDOLES	Hapludoles	TPF-TPGF-MOR-RMC
ANDISOLES	VITRANDS	Udivitrands	RMC-MOR
	UDANDS	Hapludands Fulvudands Hidrudands Melanudands	RMC-MOR
	ACUANDS	Epiacuands	RMC-MOR
	XERANDS	Haploxerands Vitrikerands	RMC-MOR
HISTISOLES	FIBRISTES, SAPRISTES y HEMISTES		RMC-TPF-MOR-TPGF

Referencias: BAJ, bajos; TPE, terrazas y planicies estructurales; TPF, idem fluviales; TPGF, idem glaciafluviales; PEL, planicies estructurales lávicas; MOR, morenas; RMC, Relieve múltiple cordillerano y RB, relieve en basamento.

* Suelos que presentan Subgrupos con propiedades ándicas, leve a moderadamente manifiestas, pero que no cumplen con todos los requerimientos para ser incluidos dentro del orden ANDISOLES.

(francoareno-gravillosos), así como su alto grado de pedregosidad, debido a la influencia de los materiales parentales gruesos. Predominan (Imbellone y Ferrer 1980; Mendía y Ferrer 1983) las arcillas esmectíticas (en Paleargides) e illíticas, relacionadas básicamente con los materiales originarios. En los sectores transicionales a regímenes de mayor humedad y con mayor participación de materiales cineríticos pueden aparecer haloisitas e imogolitas. En los sectores más inestables geomorfológicamente, se encuentran Entisoles, ya sean Torriortentes, Torrifluventes y Torripsamientos, los cuales son dominantes en las terrazas fluviales y planicies aluviales.

Discusión

La zona estudiada muestra un marcado gradiente ambiental en sentido oeste-este, desde la alta mon-

taña con hielo permanente (Hielo Continental Patagónico) hasta un ambiente «mesetiforme», de gran aridez en una distancia de menos de 200 kilómetros. Tal como consta en los apartados precedentes los factores de formación de los suelos muestran gran variabilidad en esa dirección. Una característica predominante en los suelos de la zona estudiada es el bajo a moderado grado de desarrollo pedogenético, considerando como principales evidencias el grado de diferenciación de los horizontes, la alteración de sus componentes y la profundidad de los suelos. Diversos factores han actuado conjuntamente para dar como resultado esta generalizada característica: un predominio en el tiempo de la morfogénesis en detrimento de la pedogénesis; la abundancia de materiales originarios gruesos; un clima atmosférico que ha implicado el dominio de un régimen de humedad árido; el predominio de una estepa arbustiva muy rala; la recurrente depositación de cenizas volcánicas, y las variaciones climáticas holocenas, entre otros as-

pectos, constituyen las principales causas. La influencia de los factores pedogenéticos y la distribución de los suelos se encuentran resumidos en los cuadros 2, 3 y 4.

La influencia de los factores denominados de «estación», objeto principal de la presente contribución, se materializa en la diferenciación de los suelos a niveles taxonómicos de menor entidad, principalmente Gran Grupo y Subgrupo. Así, el material originario y el relieve, tanto en lo referente a las características de las geoformas y depósitos como al grado de estabilidad del paisaje, han condicionado la presencia de horizontes nátricos, petrocálcicos, cálcicos y salinos, así como la existencia de condiciones ácuicas en sectores de drenaje endorreico.

El tipo de relieve y la evolución del paisaje de la región fueron determinados principalmente por la acción glaciaria. A la acción de los hielos se sumaron la acción fluvial, la remoción en masa, procesos criogénicos y una generalizada actividad eólica que han dado como resultado un paisaje de tipo compuesto y complejo. Las propiedades generales del relieve, en la zona cordillerana, son las de un paisaje quebrado, con un alto relieve relativo, fuertes pendientes y marcados gradientes altitudinales, dominado por procesos erosivos y de remoción en masa,

suavizándose hacia el este hasta pasar a un relieve suavemente ondulado, con predominio de procesos agradacionales actuales y pasados, salvo los fenómenos de deflación eólica estrechamente relacionados con el uso de la tierra. En el sector occidental predominan los procesos morfogenéticos, mientras que en el oriental, se evidencia una mayor actividad de los procesos pedogenéticos.

Relacionados a la compleja evolución geomórfica regional, los materiales parentales de los suelos también muestran una gran variabilidad (depósitos regolíticos de rocas volcánicas, «rodados patagónicos», cenizas volcánicas, depósitos arenosos eólicos, depósitos y regolitos de la zona de valles cordilleranos, depósitos glaciarios y depósitos finos y salinos de bajos). En general existen tres aspectos salientes en los materiales originarios, los que se plasman en diversas propiedades de los suelos y a todo nivel taxonómico, determinando incluso la asignación taxonómica a los niveles más altos de la misma. Estos aspectos son la importancia de las cenizas volcánicas como materiales parentales, el predominio, en forma cuantitativa, de materiales gruesos, lo que resulta en suelos con elevada pedregosidad en casi todos los ambientes geomorfológicos diferenciados y la generalizada presencia, en los sectores de régi-

Cuadro 2: Factores de formación y principales suelos desarrollados.

UNIDADES GEOMÓRFICAS (1)	CLIMA ATM. (2) Y CLIMA EDÁFICO	MATERIALES ORIGINARIOS	RELIEVE y PENDIENTES	VEGETACION (3): TIPO Y COBERTURA	SUELOS DOMINANTES	SUELOS SUBORDINADOS
Terrazas y planicies estructurales	BSK'(b) CFSb(x) árido y xérico	Rodados y arenas fluviales. Arenas eólicas.	Subhorizontal 0-3°	Estepa arbustiva muy rala	Calcides Argides Xeroles	Psamentes Cambides
Planicies estructurales lávicas	BSK'(Gb) BSK'(b) árido y xérico	Regolito y bloques volcánicos. Arenas eólicas. Coluvio grueso.	Subhorizontal 0-3°	Estepa arbustiva muy rala	Roca Ortentes Psamentes	Xeroles Calcides Argides
Terrazas fluviales, planicies aluviales y abanicos aluviales actuales	BWK'(b) BSK'(b) árido y xérico	Rodados y arenas fluviales. Arenas eólicas.	Horizontal	Estepa arbustiva y herbácea rala (Riparia)	Ortentes Psamentes Fluventes Calcides	Argides Cambides Salides
Morenas	CFSb(k) BSK'(b) árido, xérico y údico	Till glaciario. Cenizas volcánicas. Arenas eólicas.	Ondulado 3-15°	Estepa arbustiva y herbácea rala. Ecotono Bosque disperso	Ortentes Psamentes	Suelos ándicos Argides Calcides Xeroles
Terrazas y planicies glaci-fluviales y glaciacustres	CFSb(k) BSK'(b) árido, xérico y údico	Rodados y arenas fluviales. Arenas eólicas. Cenizas.	Subhorizontal 0-3°	Estepa arbustiva y herbácea rala	Ortentes Psamentes	Suelos ándicos Calcides, Argides Xeroroles, Udoles
Bajos	BWK'(b) árido	Limos y arcillas salinas Rodados aluviales.	Cóncavo 3-10°	Halófitas y estepa arbustiva muy rala.	Salides Ortentes	Psamentes Argides Cambides
Relieve múltiple cordillerano	CFSb(k) G-H-EF xérico y údico	Regolito. Bloques aluvio-coluviales. Cenizas.	Muy ondulado y quebrado	Bosque de Nothofagus, Ecotono y Estepa altoandina	Suelos ándicos Roca Udoles Ortentes	Xeroles Psamentes Histosoles

1-Se han considerado solamente aquellas unidades geomórficas más relevantes.

2-Clasificación climática de Koeppen modificada.

3-Basado principalmente en Cabrera y Willink (1973) y Correa (1998).

Suelos ándicos: incluyen intergrados entre Xerands, Ustands, y Vitrand (Haplovitrands y Melanovitrands) y Ustocreptes ándicos, Cryoumbreptes ándicos y vitrándicos y Haploumbreptes ándicos y vitrándicos.

Cuadro 3: Suelos de la transecta Río Santa Cruz en sentido oeste-este (latitud del lago Argentino).

Suelos	Horizontes	Prof. solom/perfil (cm)	Textura	Estructura	% frag. gruesos	% C. orgánico	C/C	% sat. con bases	pH pasta	Prof. CO ₂ Ca en cm	Geoforma	Vegetación
1) 73°00' O 50°28' S	Oe		F.	M	0	20,5	65,4	100	5,8	-	Faldeos de valles en RMC	Bosque y áreas de ecotono con estepa
	A1	25	A.grav.	M	13	1,37	12,7	28	5,4			
	2C1		A.grav.	S	50	0,86	11,7	39	5,1			
	3C2	80 a +	A.F.grav.	S	43	0,25	6,2	68	5,5			
2) 73°00' O 50°08' S	A1		A.F.grav.	BSA.f.d	30	4,01	5,53	100	5,6	-	Morenas	Estepa herbácea
	A2	37	A.F.grav.	BSA.m.d	38	2,30	2,70	100	5,6			
	C	58 a +	A.F.grav.	BSA.f.d	44	2,05	1,11	84	5,6			
3) 72°23' O 50°25' S	A1		F.A.grav.	G.l	6	0,67	14,5	100	6,9	-	Morenas con cenizas	Estepa herbácea
	AC	50	A.F.grav.	BSA.m	10	0,69	16,1	93	6,3			
	C	120 a +	F.A.grav.	BSA.m	6	0,62	14,8	97	6,7			
4) 72°14' O 50°21' S	A1	8	A.F.grav.	G.l	10	1,14	10,5	77	5,7		Morenas con médanos	Estepa herbácea
	C1		A.F.grav.	M	12	0,71	11,5	84	6,5			
	2C2		F.A.grav.	M	19	0,32	8,7	100	8,0			
	2C3k	85 a +	F.A.grav.	M	23	0,14	6,0	100	7,4	65		
5) 72°43' O 50°09' S	A1		F.a.grav.	G.d	6	1,06	45,7	100	7,9		Morenas con médanos	Estepa mixta
	Btk		a.	P.m.m	1	0,79	60,2	100	7,7			
	BCK	70	a.grav.	P.m.d	19	0,70	56,5	100	7,8	47		
	2CK	91 a +	A.grav.	S	74	0,23	11,1	100	7,8			
6) 71°08' O 50°11' S	A1		F.grav.	G.f.d	8	0,67	23,8	93	6,6		Morenas con médanos	Estepa mixta
	2Bw		F.a.A.grav.	P.m.m	6	0,96	42,0	100	7,1			
	2BCK	50	F.A.grav.	M	49	0,60	25,8	100	7,7	41		
	2CK	64 a +	A.F.grav.	M	55	0,39	19,7	100	7,9			
7) 70°41' O 50°03' S	A1	19	F.grav.	G.f.d	41	2,62	26,9	90	6,2		Planicie estructural	Estepa mixta
	2C1		F.grav.	M	3	1,64	39,8	79	6,8			
	3C2k	67 a +	F.a.A.grav.	M	33	0,69	25,0	100	7,6	54		
8) 69°13' O 50°07' S	A1	5	F.A.grav.	M	18	0,32	7,8	95	6,5		Terrazas fluviales	Estepa mixta
	C1		F.A.grav.	M	26	0,42	9	100	6,5			
	2C2		a.A.grav.	P.m.l	nd	0,62	34,7	100	7,7			
	3C3k	42 a +	a.A.grav.	M	48	0,43	23,1	100	8,1	18		

Referencias:

Textura: A: arenoso; F: franco; grav.: graviloso; a: arcilloso

Estructura: BSA: bloques subangulares; M: masiva; S: grano suelto; G.: granular; P.: prismática.

Suelos: 1)Hapludand; 2)Haploxerol; 3)Torriortente; 4)Torriortente; 5)Calcargides; 6)Haplocambides; 7)Haploxerol; 8)Haplocalcides.

men árido de potentes niveles de calcretes.

En el caso de los «rodados patagónicos», no obstante su variado origen, las características de estos depósitos tienden en general, a limitar seriamente la pedogénesis, y los suelos suelen ser ricos en fragmentos gruesos y poco profundos. De todas formas, las propiedades edáficas varían de acuerdo a la cobertura, de potencia variable, que pueden tener los niveles de rodados. Frecuentemente se encuentran cubiertos por depósitos eólicos arenosos, cenizas volcánicas y niveles fluvio-lacustres de variada granulometría, que explican heterogeneidad de los suelos en estas geoformas. Los niveles topográficamente más altos de las planicies y terrazas estructurales poseen calcretes más desarrollados, que limitan seriamente la profundidad efectiva de la pedogénesis. Hacia el oeste, independientemente de la edad y de la altitud de la geoforma, los niveles de calcretes se vuelven menos conspicuos, hasta desaparecer casi totalmente a la longitud aproximada de los límites orientales de los grandes lagos, como por ejemplo

en los valles de los lagos Viedma y San Martín. Comparando la edad de las geoformas mencionadas, se observa que en aquellas más antiguas y según el régimen de humedad de los suelos, se han formado Molisoles o Aridisoles de alto grado de desarrollo pedogenético (Haplargides y Paleargides). Por otro lado en las geoformas más nuevas, se encuentran Entisoles (Torrifluventes, Torriortentes y Torripsamientos) o Aridisoles de menor desarrollo (Calcides y Cambides).

Los suelos desarrollados a partir de materiales originarios con amplia participación de cenizas volcánicas y bajo un clima húmedo (en el que permanecen a la capacidad de campo la mayor parte del año) desarrollan características ándicas (baja densidad aparente, alta retención hídrica, alta retención de P y alta permeabilidad, entre otras) por la presencia de alofanos, resultantes de la meteorización de las cenizas volcánicas bajo las condiciones climáticas mencionadas. El grado de manifestación de estas propiedades ándicas permite diferenciar suelos a su

Cuadro 4: Suelos de la transecta Río Chalía, en sentido oeste-este.

Suelos	Horizontes	Prof. solum/perfil (cm)	Textura	Estructura	% frag. gruesos	% C. orgánico	CIC	% sat. con bases	pH pasta	Prof. CO ₂ Ca en cm	Geoforma	Vegetación
1) 72°53' O 49°22' S	A1		A.F.	BSA.m.d.	0	1,25	nd	nd	5,8		Morena con ceniza	Bosque y ecotono con estepa herbácea
	AC	58	A.F.	BSA.m.d.	0	0,93	nd	nd	5,6			
	C	110 a +	A.	BSA.m.m	0	0,61	nd	nd	6,1			
2) 72°14' O 49°03' S	A1	29	F.A.	BSA.m.d.	13	1,68	nd	nd	6,5		Morena	Estepa herbácea
	2C1		F.	BSA.m.m	0	0,65	nd	nd	6,5			
	3C2		A.grav.		20	0,59	nd	nd	6,6			
	4C3	150 a +	F.a.	M M	0	2,33	nd	nd	6,7			
3) 71°07' O 49°35' S	C1	0	A.grav.	S	66	0,34	6,5	92	6,0		Terraza fluvial	Estepa mixta
	C2	100 a +	A.grav.	S	70	0,13	3,7	100	6,6			
4) 71°03' O 49°30' S	A1		F.A.grav	M	14	0,46	8,9	93	6,9		Planicie estructural	Estepa mixta
	B1		F.a.A.grav.	P.m.f.	40	0,74	32,2	89	6,8			
	B2k	45a+/ 45a+	F.a.A.grav.	M	46	0,52	52,1	100	7,6	35		
5) 69°33' O 49°34' S	A1		A.F.grav.	S	20	0,56	7,4	nd	7,8		Planicie fluvial	Estepa arbustiva
	C1		F.A.grav.	M	44	0,55	12,5	100	8,3			
	2C2	90 a +	A.F.grav.	S	68	0,24	7,7	nd	7,4			
6) 68°42' O 49°44' S	Av		F.A.	M	0	0,58	8,8	100	7,2		Terraza fluvial	Estepa mixta
	2A1		F.A.grav.	BSA1.d	15	0,49	7,8	100	6,6			
	2B1		F.a.A.grav.	Pf	11	1,20	34,6	100	6,9			
	2BCK	31	a.A.grav.	M	27	0,37	47,6	100	7,8	31		
	2Ck	78 a +	F.a.A.grav.	M	35	0,14	24,4	100	7,5			

Referencias:

Textura: A: arenosa; F: franco; grav.: graviloso; a: arcilloso

Estructura: BSA: bloques subangulares; M: masiva; S: grano suelto; G.: granular; P.: prismática.

Suelos: 1)Hapludand; 2)Haploxerol; 3)Torriortente; 4)Calciargides; 5)Torriortente; 6)Calciargides.

más alto nivel taxonómico como Andisoles e intergrados ándicos a nivel de Subgrupo.

Como material originario, las morenas presentan características similares a los depósitos gruesos de los rodados patagónicos. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, los suelos han evolucionado a partir de depósitos eólicos arenosos y niveles cineríticos acumulados por encima de las morenas, por lo que los suelos tienen cierto grado de semejanza con los formados en los tres otros tipos de materiales originarios. De todas formas, predominan los Entisoles y Aridisoles, no pudiéndose diferenciar grandemente entre suelos de morenas de distintas edades (como se observa claramente en la zona del lago San Martín), lo que mostraría que los suelos actuales evolucionaron todos a partir de la Última Glaciación independientemente de la edad de la morena estudiada. Los materiales eólicos arenosos, si bien tienen gran extensión areal, en general se disponen sobre la mayor parte de las geoformas dando lugar a Torripsamentos o, constituyendo el horizonte superficial de Haplargides, Paleargides o Haplocalcides.

Los procesos pedogenéticos más importantes en la zona estudiada son: 1) andosolización (y podzolización?), 2) humificación y melanización, 3) calcificación, 4) salinización y alcalinización y 5) argiluvianización, si bien las intensidades de los mismos han va-

riado en el espacio y el tiempo. En el cuadro 5 se observan las relaciones entre los distintos procesos y los factores que los han condicionado, así como las principales evidencias y los tipos de suelos en los cuales se encuentran mejor expresados.

La andosolización, da como resultado suelos clasificados dentro del Orden de los Andisoles y otros que constituyen intergrados ándicos. Este proceso tiene lugar fundamentalmente en el ámbito cordillero. Respecto a los suelos con propiedades ándicas, es necesario en primera instancia resaltar el papel del régimen de humedad de los suelos y la naturaleza de la cobertura vegetal en el grado de expresión de estas propiedades. En los sectores en los que los suelos permanecen húmedos, la mayor parte del año (capacidad de campo) tiene lugar la rápida meteorización química de las cenizas con la consiguiente formación de alofanos y aparición de Andisoles. Asimismo, existe una estrecha relación entre la presencia de bosque de *Nothofagus* (en la Argentina principalmente lengas y firos) y la aparición de Andisoles, extendiéndose éstos muy poco en la zona del ecotono bosque-estepa arbustiva y apareciendo menos en las zonas de vegetación de pradera, en la que suelen aparecer Molisoles con propiedades ándicas. Hacia el este, con el pasaje de un régimen údico a uno xérico (y a la estepa), aumenta la tendencia a

Cuadro 5: Procesos pedogenéticos dominantes y evidencias de su acción.

Proceso Edáfico	Calcificación	Melanización	Andosolización	Salinización- Alcalinización	Iluviación
Evidencia principal	Horizontes cálcicos (k) y petrocálcicos (km)	Horizontes mólicos y melánicos	Minerales amorfos Baja densidad aparente Alta retención hídrica. Alta retención de fósforo Aluminio activo	Horizontes salinos	Horizontes argílico y cámbico
Evidencia subordinada	-	Horizonte úmbrico	-	Horizonte gypico Fases salinas	Horizonte nátrico
Localización	Planicies y terrazas estructurales	Relieve Múltiple Cordillerano, Morenas y Terrazas y planicies y planicies glacifluviales	Relieve Múltiple Cordillerano	Bajos, Planicies y Terrazas Estructurales y Planicies y terrazas fluviales	Bajos, Planicies y Terrazas Estructurales y Planicies y terrazas fluviales
Génesis (Factores)	Clima árido semiárido frío Material originario: rodados patagónicos	Clima subhúmedo frío xérico-údic Mat. Orig. franco arc. Estepa de gramíneas y bosques	Clima frío húmedo (údic) Cenizas volcánicas Bosque o ecotono	Material originario Relieve cóncavo (drenaje centripeto) Aridico	Clima subhúmedo (pasado) Mat. originarios Francos. Estepa arbustiva y de gramíneas
Principales suelos	Calcides	Udoles Xeroles Udands y Xerands	Udands Xerands	Salides	Cambides Argides

la cristalización de los aluminosilicatos formándose imogolita y haloisita, e incluso, con la transición al régimen arídico, montmorillonita. En estos sectores ya no se encuentran Andisoles, hallándose Molisoles ándicos con haloisita (Haploxeroles y Haploboroles) e intergrados a Aridisoles. En los «mallines» («vegas») localizados en el ambiente cordillerano, la interacción del régimen ácuico con la depositación de cenizas volcánicas y sedimentos glacigénicos ha resultado en varios ciclos alternados de pedogénesis-morfogénesis lo que se ha plasmado en la estrecha asociación espacial de Histosoles y Andisoles de régimen ácuico (Acuands).

En el ambiente cordillerano, la humificación y en consecuencia la melanización, se encuentran fuertemente condicionadas por el factor climático. Las bajas temperaturas y la elevada humedad favorecen la humificación en detrimento de la mineralización. Debe destacarse la importancia del factor altitudinal en la potencialidad de maduración de la materia orgánica. La presencia de materiales finos (cenizas) y la abundante biomasa (vegetación de bosque y estepa gramínea) contribuyen a la melanización. Para sectores con similar componente climático, se ha observado que este proceso es más evidente en los Molisoles que en los Andisoles, dado que para los mismos valores de luminosidad e intensidad en ambos Órdenes de suelos, los últimos son los de mayor proporción de materia orgánica. Consecuentemente,

como máximos exponentes de estos procesos, se forman horizontes melánicos y mólicos. En la zona extraandina, tanto la humificación y consecuente melanización es mínima principalmente por el factor climático (régimen arídico), que influye fuertemente sobre el factor biota.

El carbonato de calcio es el principal agente cementante en muchos de los Aridisoles. La presencia de acumulaciones calcáreas es un rasgo frecuente en suelos de la Patagonia Extraandina, revistiendo clastos de grava que, como máxima expresión morfológica, se materializa en la presencia de horizontes cálcicos y petrocálcicos (Haplocalcides y Petrocalcides respectivamente). Hacia el este disminuye apreciablemente la profundidad del CO_3Ca (Fig. 3). Asimismo, se observa que suelos asociados a las posiciones más elevadas del paisaje poseen porcentajes de CO_3Ca apreciablemente superiores que los ubicados en niveles topográficamente inferiores. En el valle del río Santa Cruz y Chalfa, a la altura del meridiano 71° , el CO_3Ca varía de tenores menores al 10% en las posiciones deprimidas, a valores superiores al 35% en los interfluvios (Ferrer 1981). En líneas generales predomina, como proceso pedogenético, en los sectores más estables y antiguos del paisaje, principalmente en las Terrazas estructurales y Terrazas fluviales, en las que se suman las propias características del relieve de las mismas (subhorizontal) lo que favorece la iluviación.

Los horizontes cálcicos y petrocálcicos se encuentran ampliamente distribuidos en la región, constituyendo probablemente los principales elementos diagnósticos de los suelos de Santa Cruz. A la ya obvia relación con el edafoclima, se suma la influencia de la textura y mineralogía de los materiales parentales y la morfología y antigüedad de las geofor-mas en las que se ubican. Así, los horizontes petrocálcicos de mayor desarrollo se hallan en las Planicies y terrazas estructurales, que constituyen las geofor-mas más antiguas de la región y las que exhiben mayor grado de estabilidad geomórfica, debido principalmente a su horizontalidad. Estos horizontes diagnósticos determinan en primer lugar, la aparición de Petrocalcides y Haplocalcides, y también los Grandes Grupos Petroargides, Calciargides y Petrocambides, en subgrupos cálcicos y petrocálcicos de otros Grandes Grupos de Aridisoles y en Molisoles (Calciboroles y Calcixeroles y subgrupos de Haploboroles y Haploxeroles). Las concentraciones de carbonato son también importantes en los Entisoles, principalmente en los Torriortentes, revistiendo los rodados fluviales y glaci-fluviales, principales materiales parentales de los mismos. Estos Entisoles estarían evolucionando hacia Calcides y por lo tanto su presencia es indicativa de relativa juventud de la geoforma y depósito.

Los suelos salinos, tienen lugar en sectores mal drenados dentro de la zona con régimen árido, principalmente ubicados en los bajos, en los cuales el drenaje endorreico favorece la acumulación de sales en los sectores centrales de las depresiones y su posterior ascenso capilar. Se pueden formar Acuisalides y Haplosalides, según el grado de saturación hídrica o intergrados con otros Aridisoles y Entisoles. Los materiales finos, acumulados en los bajos, principalmente limo-arcillosos favorecen la concentración de sales debido a su comparativamente baja permeabilidad, la que inhibe la lixiviación total de las sales. Finalmente, los suelos salinos de los bajos relacionados a antiguas intrusiones marinas, como por ejemplo el Bajo de San Julián, han resultado principalmente de la alta acumulación de sales en los materiales originarios.

La argiluviación es un proceso importante en la evolución de los suelos, materializándose en su mayor grado de expresión en la presencia de Argides. En ellos, las evidencias morfológicas de la argiluviación son muy marcadas, no obstante las texturas predominantemente gruesas de los materiales parentales. Estos horizontes se habrían formado en otros períodos de mayor humedad que el actual (suelos poligénicos). En algunos suelos se observan evidencias de carbonatación de estos niveles, en correspondencia con el clima actual. Además de las condiciones climáticas señaladas, los factores que favorecen la formación de horizontes argílicos y nátricos son los relieves suaves o subhorizontales, las texturas no tan

gruesas, la vegetación de estepa herbácea y arbustiva con cierto grado de densidad, todos factores que favorecen la iluviación y diferenciación del perfil. Aparecen principalmente en las terrazas fluviales y estructurales.

Si bien el predominio actual del régimen árido es manifiesto en todo el territorio provincial, una característica importante de todos los suelos de la región es que muestran evidencias de haber experimentado momentos de mayor pedogénesis que el actual. Tal situación estaría relacionada con los cambios climáticos vinculados a los diferentes avances glaciarios y a condiciones de mayor humedad y más frío existentes desde el Último Máximo Glaciar. La evidencia más notoria, desde el punto de vista edáfico, es la presencia de horizontes argílicos en suelos del sector extraandino, los cuales sólo pudieron formarse bajo condiciones de excedentes hídricos, al menos estacionales, imposibles bajo un régimen árido como el actual. Así, los Argides se habrían originado bajo condiciones diferentes a las actuales, siendo de destacar que los mismos suelen poseer una discontinuidad litológica entre los epipedones ócricos y los horizontes argílicos (Imbellone y Ferrer 1980). Los horizontes superficiales serían materiales eólicos acumulados recientemente. Por lo tanto, la argiluviación es actualmente un proceso prácticamente inactivo, si bien alcanzó un grado moderado de intensidad en momentos del Holoceno medio.

Conclusiones

La gran variabilidad edáfica que exhibe la región estudiada está condicionada por un marcado gradiente geomorfológico y bioclimático en sentido O-E. El sector cordillerano, al oeste, se caracteriza por un régimen údico y una vegetación dominante de bosque de *Nothofagus*, mientras que el sector oriental, posee las características típicas de la Patagonia Extraandina: régimen árido y vegetación rala de estepa arbustiva. Los suelos reconocidos pertenecen a 7 Órdenes y a 20 Subórdenes, lo que evidencia la gran heterogeneidad edáfica. En el sector considerado predominan los Entisoles, seguido de los Aridisoles, Molisoles, Andisoles, Inceptisoles, Histosoles y Vertisoles.

La principal propiedad de los suelos observados es la de poseer un perfil poco diferenciado debido principalmente al predominio en el tiempo de la morfogénesis en detrimento de la pedogénesis; a la amplia distribución de materiales originarios de texturas gruesas; a un régimen de humedad de los suelos de tipo árido condicionado por el clima atmosférico y en consecuencia, una cobertura vegetal rala y de tipo estepa arbustiva; a la recurrente depositación de cenizas volcánicas y a las variaciones climáticas

ocurridas durante el Holoceno. En función de los procesos pedogenéticos actuantes, y de los factores que los han condicionado, pueden diferenciarse dos sectores con características bien definidas (Cuadro 5). Un sector occidental donde los suelos tienen propiedades ándicas, altos contenidos de materia orgánica y carecen de calcretes (Andosoles, Entisoles y Molisoles) y un sector oriental, con suelos de bajos tenores de materia orgánica, calcretes a escasa profundidad y elevada pedregosidad (Aridisoles-Entisoles y Molisoles subordinados).

Si bien predomina el régimen árido, los suelos del sector extrandino muestran evidencias de haber experimentado momentos de mayor pedogénesis que el actual, vinculados a los diferentes avances glaciares y condiciones climáticas más húmedas y frías desde el Último Máximo Glaciar. La principal característica es la presencia de conspicuos horizontes argílicos, formados bajo condiciones de excedentes hídricos (al menos estacionales) imposibles en un régimen árido como el actual. El predominio de los Argides dentro de los Ardisoles, implica la existencia de horizontes argílicos y nátricos y, en consecuencia, condiciones favorables a la argiluvación durante períodos pasados y durante lapsos importantes. Resulta importante destacar, que los mismos suelen poseer una discontinuidad litológica entre los horizontes óricos (materiales eólicos y/o coluviales recientes) y los argílicos. Por lo tanto, la argiluvación es actualmente un proceso prácticamente inactivo, si bien alcanzó un grado moderado de intensidad durante el Holoceno medio. Los Ardisoles, del tipo Argides y Cambides, constituyen los suelos de mayor grado de desarrollo pedogenético para la región y evidencian períodos de pedogénesis intensa. La aparente paradoja radica en que el sector andino, con mayor humedad disponible, posee los

suelos con menor desarrollo, lo que se explica por la alta tasa de morfogénesis actual y pasada, por la gran heterogeneidad espacial de materiales originarios, por el relieve abrupto y por la recurrente depositación de cenizas volcánicas.

Sin embargo, otras propiedades de los suelos son concordantes con las actuales condiciones climáticas. Así en el sector andino, húmedo y frío, los suelos poseen los más altos valores de materia orgánica, un pH leve a moderadamente ácido, un complejo de intercambio parcialmente desaturado y al mismo tiempo carecen de acumulaciones de constituyentes solubles. Por el contrario, en el sector extraandino los suelos poseen bajos tenores de materia orgánica, su pH se halla próximo a la neutralidad, y frecuentemente por encima de ella. Su complejo de absorción presenta plena o muy elevada saturación con bases intercambiables; además poseen manifestaciones someras tanto salinas como calcáreas, con evidencias de recarbonatación parcial de horizontes argílicos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aniya, M., 1995. Holocene glacial chronology in Patagonia; Tyndall and Upsala glaciers. *Artic and Alpine Research*, 27, 311-322.
- Cabrera, A. y Willink, A., 1973. *Biogeografía de América Latina*. Publicación de Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, OEA. Serie Biología, n°13, 120p.
- Caldenius, K., 1932. Las glaciaciones cuaternarias de Patagonia y Tierra del Fuego. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 95: 1-150. Buenos Aires.
- Coronato, A., Saleme, M. and Rabassa, J., 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling Southernmost south America. *Quaternary International*, 53/54: 77-92.
- Correa, M., 1998. *Flora Patagónica*. Colección Científica. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación, INTA. Tomo 8, 1. 391p.

Cuadro 6: Distribución longitudinal de los suelos según factores de formación y procesos pedogenéticos dominantes.

	Oeste					Este
Longitud	73°	72°	71°	70°	69°	
Morfogénesis	alta	alta-media	baja	baja	baja	
Clima edáfico	údic	xérico	árido	árido	árido	
Procesos pedogenéticos	humificación melanización andosolización	humificación melanización	argiluvación* calcificación	argiluvación* calcificación	argiluvación* calcificación alcalinización	
Suelos dominantes	Andisoles Molisoles Entisoles	Molisoles Aridisoles Entisoles	Aridisoles Entisoles	Aridisoles Entisoles	Aridisoles Entisoles	

* procesos ocurridos en el pasado.

- Ferrer, J. A., 1981. Geografía y Propiedades de los suelos de Patagonia. Relato. Actas 1° Jornadas Regionales de Suelos de Patagonia: 11-58. Neuquén y San Carlos de Bariloche, Río Negro.
- Ferrer, J., Gentilini, D., Duymovich, O., Imbellone, P., Schwindt, J. y Hurtado, M., 1978. Suelos de la Cuenca del Río Santa Cruz. Convenio INCyTH -Fac. Cs. Naturales y Museo, UNLP. 2 tomos, 280 p. (Inédito).
- Godagnone, E. y Humano G., 1990. Mapa de suelos de la cuenca del Río Coyle, prov. de Santa Cruz. Escala 1:250000. INTA, Castelar. 42 p. (Inédito).
- Imbellone, P. y Ferrer, J. A., 1980. Naturaleza de los materiales constituyentes de Haplargides y Paleargides de la Cuenca del Río Santa Cruz. Actas 9° Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo: 941-953. Paraná, Entre Ríos.
- Irisarri, J., Migliora, H., Lamoureux, M. y Bregliani, M., 1990. Relevamiento de suelos de Los Antiguos. Provincia de Santa Cruz. Convenio Universidad Nacional del Comahue, Consejo Agrario Provincial, Santa Cruz - INTA (Estación Experimental Agropecuaria Santa Cruz). 68 p. (Inédito).
- Lamoureux, M. y Migliora, H., 1994. Estudio de suelos del Lago Posadas. Convenio INTA-Consejo Agrario Provincial, Santa Cruz - CFI. 3 tomos, 278 p. (Inédito).
- Medina, L. y García, N. O., 1978. Avance en el conocimiento hidrometeorológico de la región Patagónica. Meteorológica, 8/9: 273-282.
- Mendía, J. y Ferrer, J. A., 1983. Contribución relativa de la fracción mineral y orgánica a la capacidad de intercambio catiónico en suelos de la cuenca del río Santa Cruz. 3° Jornadas de Suelos de la Región Patagónica, 12 p. (Inédito).
- Mercer, J., 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research, 6:125-166.
- Movía, C. P., Soriano, A. y Leon, R. J., 1987. La vegetación de la cuenca del río Santa Cruz (provincia de Santa Cruz, Argentina). Darwiniana, 28 (1-4): 9-78.
- Panza, J. y Nullo, F., 1994. Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz. IGRM-SEGEMAR. Buenos Aires.
- Pereyra, F., Villegas, D. y Castro Godoy, S., 2000. Geomorfología de la provincia de Santa Cruz. IGRM-SEGEMAR, informe en preparación.
- Rabassa, J. and Clapperton, G., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. Quaternary Science Review, 9:153-174.
- SEAGyP - INTA, 1989. Atlas de suelos de la República Argentina, 2 tomos y 23 planos. Buenos Aires.
- Soil Survey Staff, 1996. Keys to Soil Taxonomy, USDA, 644 p. Washington, D. C.
- Stern, C. y Naranjo, J., 1998. Summary of the Holocene eruptive history of the Hudson Volcano. En: Bitschene y Mendía (Eds.): La erupción del volcán Hudson en agosto de 1991. UNPSJB-Servicio Geológico Nacional: 160-164. Comodoro Rivadavia.
- Wenzens, G., 1999. Fluctuations of outlet and Valley Glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13000 yr. Quaternary Research, 51: 238-247.

Recibido: 11 de abril, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

COMUNICACIÓN

Hidratos de metano en el margen continental argentino

Jose KOSTADINOFF

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca. E-mail: gfkostad@criba.edu.ar

RESUMEN. Los datos de anomalías en la sísmica de reflexión marina hallados en el borde continental argentino son correlacionados con rocas sedimentarias que contienen gases hidratados. El estudio de dos líneas sísmicas revela la presencia de estos gases en el margen continental pasivo argentino, al este de la península Valdés y al sureste del plateau de Malvinas. Los hidratos fueron detectados a profundidades mayores de 430 metros (más de 40 atmósferas) con un gradiente geotérmico estimado de 27 °C/km. Esto fue inferido por los casos de dispersión anómala de los reflectores sísmicos en los perfiles obtenidos al este de península Valdés y al sureste del plateau de Malvinas.

Palabras clave: *Plataforma continental, Prospección sísmica, Gases hidratados*

ABSTRACT. *Methane hydrate on the Argentine continental margin.* Anomalous marine seismic reflection data from the Argentine continental slope are correlated with sedimentary rocks containing gas hydrate. Studies of two seismic lines reveal the presence of this gas in the Argentine passive continental margin, east of peninsula Valdés and along the south-east of Malvinas plateau. These hydrates were detected at depths greater than 430 m (more than 40 atmospheres) with an estimated geothermal gradient of 27 °C/km, and were inferred from the widespread occurrence of an anomalous seismic reflections.

Key words: *Continental shelf, Seismic prospecting, Gas hydrates*

Introducción

La existencia de hidrocarburos hidratados (*gas hydrates, clathrates o cryohydrate*) en los sedimentos marinos fue inferida por Markl *et al.* (1970) analizando los reflectores sísmicos anómalos en el margen este de EE. UU. La perforación realizada en esa región, en el sector denominado Blake Outer Ridge, demostró que esos horizontes anómalos eran debidos a formaciones de hidrocarburos hidratados, siendo su mayor componente el metano. De acuerdo a la composición molecular e isotópica, la casi totalidad del metano hallado es de origen biológico.

La existencia de gas biogénico fue detectada, por medio de perfiladores sónicos y secciones sísmicas, en el estuario del Río de la Plata (Parker y Paterlini 1990) y en el golfo San Matías (Aliotta *et al.* 2000). La localización de hidrocarburos hidratados en el borde de plataforma continental ha sido mencionada, pero no descripta, por Kostadinoff (1997). El objetivo de este trabajo es comunicar, en función de las observaciones realizadas, las zonas donde se han determinado este tipo de hidrocarburos e inferir la posibilidad de yacimientos en el borde de plataforma continental de nuestro país.

Consideraciones generales

El hidrocarburo dominante es el metano (CH₄), producto de la alteración bacteriológica de la materia orgánica que se descompone en los sedimentos marinos más modernos. Su hidrato se halla en profundidades marinas comprendidas entre 700 y 4.400 metros, y sus espesores se extienden entre 100 y 1.100 metros por debajo del fondo marino (Shipley *et al.* 1979).

El hidrato de metano [CH₄.6,1(±0,1%)H₂O] se presenta como un sólido similar al hielo; las primeras descripciones fueron hechas por Stoll *et al.* (1971), Claypool *et al.* (1973) y Yefremova y Zhizhchenko (1974). Su estructura cristalina es cúbica, pudiendo presentarse de dos maneras: 1.- con un núcleo centrado de metano rodeado de moléculas de agua y 2.- con una estructura tipo diamante, permitiendo la existencia de hidrocarburos como n-butano y propano, lo que aumenta su estabilidad como sólido (Hitchon 1974). En la naturaleza la estructura más abundante es la descripta en primer término.

Para su formación se necesitan condiciones de alta presión, bajas temperaturas de agua y estabilidad geotérmica. La presencia de esta sustancia se comien-

za a evaluar en los bordes de plataforma continental, pasivos y activos, a profundidades mayores de 450 metros (50 Atmosferas). Una síntesis de los trabajos de Unruh y Katz (1949), Tucholke *et al.* (1977) y Shipley *et al.* (1979), permite presentar un diagrama de estabilidad de los hidratos de metano en función de la presión y la temperatura (Fig. 1). Suponiendo un gradiente geotérmico de 27,3°C/km se confeccionó la figura 2, lo que habilita a ubicar las zonas de borde de plataforma en donde es posible esperar hidrocarburos hidratados y sus espesores.

Se ha informado de la presencia de otros gases como etano, propano, butano y anhídrido carbónico, pero sus concentraciones son muy bajas y condicionan fuertemente la existencia de los hidratos de hidrocarburos como sólidos a tal punto que la concentración de un 1% de propano reduce a éste en un 40% (Cruckshank y Masutani 1999). De estos mismos autores se extrae que un metro cúbico de hidrato de metano produce 169 m³ de metano y 0,87 m³ de agua a temperatura y presión estándar.

La existencia de gas libre en reservorios que se encuentran por debajo de la capa impermeable de hidratos de CH₄ sería una fuente natural de energía (Hedberg 1980) y los modelos de reservorios se presentan en la figura 3 (Dillon 1993).

Los recientes estudios realizados por el U.S. Geological Survey estiman que las reservas planetarias de hidratos de hidrocarburos en los bordes de plataforma equivalen al doble de todas las reservas de combustibles fósiles de la Tierra (Cruckshank y Masutani 1999). Estos mismos autores calculan que las reservas de EE. UU. llegan a 10¹⁶ m³ (320.000 trillones de pies cúbicos) cifra que alcanzaría para las necesidades energéticas de este país (considerando su actual consumo) para 64.000 años. Estos valores incluyen los 10¹⁴ m³ de gas metano atrapado debajo de los hidratos de hidrocarburos, de acuerdo a los modelos de Dillon (1993; Fig. 3).

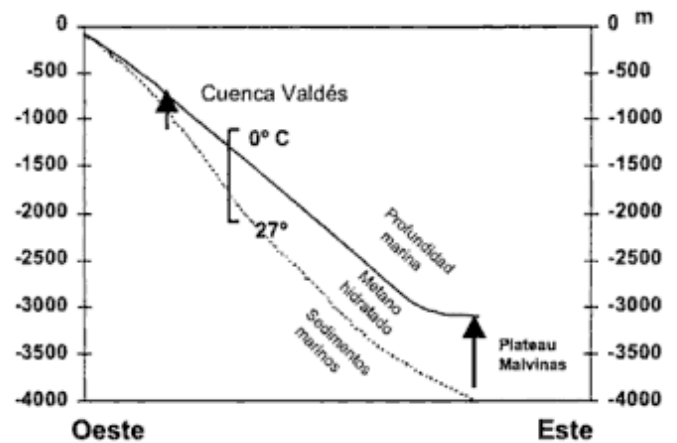


Figura 2: Perfil hipotético del talud de la plataforma continental argentina y la zona donde se puede generar metano hidratado en función de la profundidad y el gradiente geotérmico.

Durante los últimos cinco años se han iniciado planes costosos y ambiciosos en EE. UU., Japón, Canadá e India. Es destacable el esfuerzo de Japan National Oil Corporation (JNOC) que espera producirlo comercialmente en la isla de Hokkaido para el 2010 (Cruckshank y Masutani 1999).

Evidencias geofísicas

La sísmica de reflexión permite la identificación de los hidrocarburos hidratados en los bordes de las plataformas continentales, mediante las siguientes anomalías:

1. Una reflexión sísmica de notable amplitud paralela al fondo marino.
2. Cambios bruscos de las velocidades sísmicas en las zonas donde se hallan hidrocarburos hidratados.
3. Reversión de la polaridad de las ondas acústicas que se reflejan en la base de hidrocarburos hi-

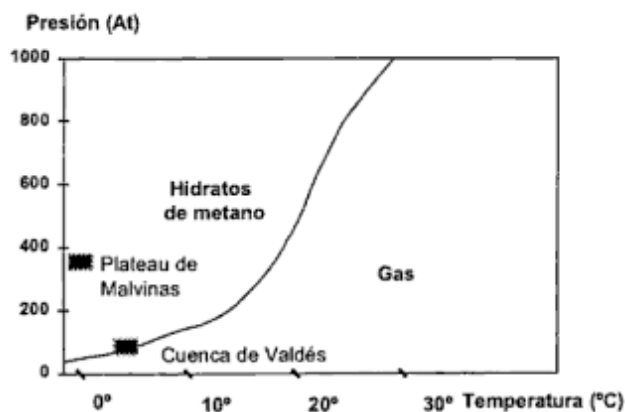


Figura 1: Diagrama de estabilidad del metano hidratado en función de la presión y la temperatura.

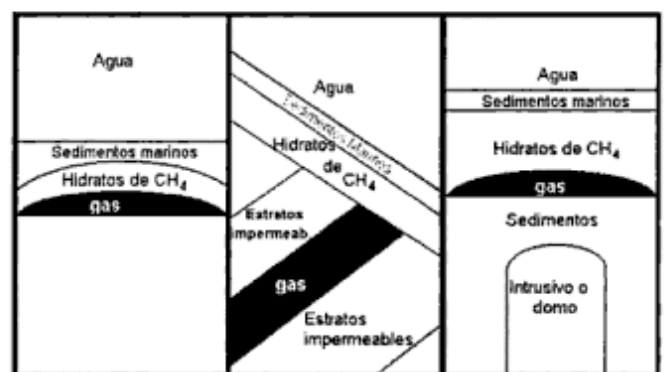


Figura 3: Modelos de trampas de gas metano a partir de una capa impermeable de gas hidratado (Dillon 1993).

dratados (Shipley *et al.* 1979).

Todas estas anomalías se ven magníficamente expresadas en la figura 4, que es el resultado de una exploración sísmica multicanal realizada en el flanco Este del Blake Outer Ridge de EE. UU. (Shipley *et al.* 1979).

Resultados y discusión

Analizando la línea sísmica 141 obtenida en el plateau de Malvinas por el Lamont – Doherty Geological Observatory se llegó a determinar la posibilidad de la presencia de gases hidratos en el fondo marino a más de 3.000 metros de profundidad. Esta línea de sísmica de reflexión fue reprocesada dejando los filtros de alta frecuencia abierta con el fin de obtener una mejor expresión de la base de los gases hidratados lográndose de esta manera la sección sísmica de la figura 5. Se tomó esta parte de la línea 141 debido a que se encontraba a la misma profundidad de agua, 3.000 metros (4 segundos), que la obtenida por Shipley *et al.* (1979), lográndose de esta manera una sorprendente analogía con la sección sísmica de la figura 4. Otra coincidencia esperable fue hallar el mismo espesor de gases hidratados, 0,5 segundos, que a la velocidad de proceso de 1.700 m/seg representa unos 430 metros de hidrocarburos criogénicos. Esta bien delineada reflexión sísmica se debe a la presencia de gases libres en el fondo de la formación de hidrocarburos hidratados lo cual produce una reversión de polaridad de las ondas sísmicas que inciden y se reflejan sobre ella (Shipley *et al.* 1979).

Otra línea sísmica (Fig. 6), obtenida sobre el borde de la plataforma continental argentina en la latitud de península Valdés y a 0,9 segundos de profundidad de agua (675 metros) muestra un reflector sísmico paralelo al fondo marino de 0,2 segundos de ancho menos definido que los obtenidos en la figura 5. Esto se debe a que los registros fueron optimizados en baja frecuencia y por lo tanto no permitió el pasaje a un posproceso en alta frecuencia que determinara una mejor definición de las capas de ga-

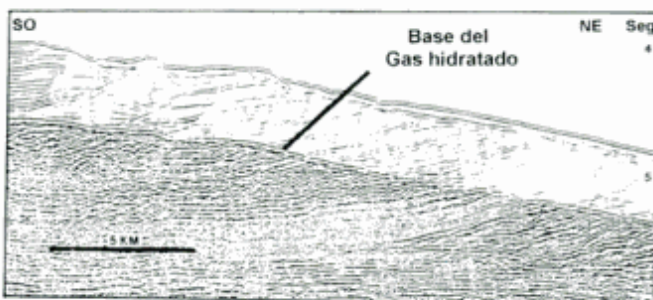


Figura 4: Perfil sísmico multicanal en el flanco este del Blake Outer

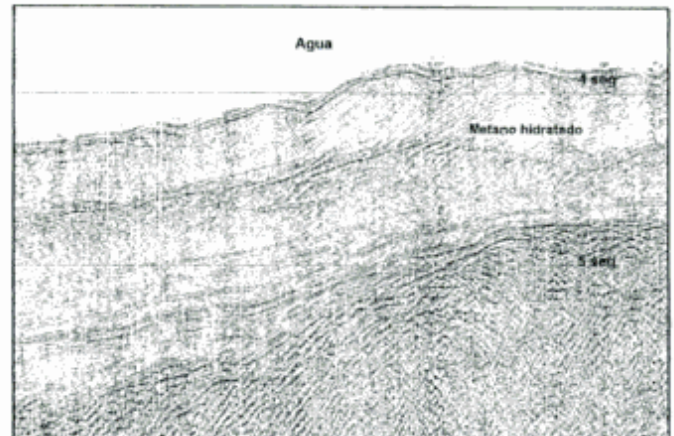


Figura 5: Perfil sísmico multicanal en el flanco sur del plateau de Malvinas donde se observa el fenómeno de reflexión anómala debido al gas de metano hidratado.

ses hidratados. Por lo tanto se puede inferir que los 0,3 segundos de ancho de este evento sísmico serían debidos a una capa de gases hidratados de 250 metros de espesor (considerando la velocidad de proceso sísmico de 1.650 m/s). Estos resultados indican las grandes posibilidades del borde de plataforma continental argentina como reservorios de gas metano en cantidades superiores a varios miles de millones de metros cúbicos. Una estimación de las reservas del gas metano que considere sólo 10 metros de espesor de la capa de hidratos en el talud de la plataforma continental argentina lleva a proponer la existencia de $1,2 \times 10^{12} \text{ m}^3$, y a duplicar esa cantidad en el plateau de Malvinas. La importancia de este recurso energético merece una especial consideración en la elaboración de la delimitación del borde externo de la plataforma continental considerando la aplicación del Art. 76 de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar de 1994. De acuerdo a Parker (1998) dentro de nuestra soberanía corresponderían 4.387.275 km² de superficie sumergida, Zona Económica Exclusiva (ZEE), debiendo agregársele 1.375.848 km² más como consecuencia de la aplicación del artículo, véase figura 7.

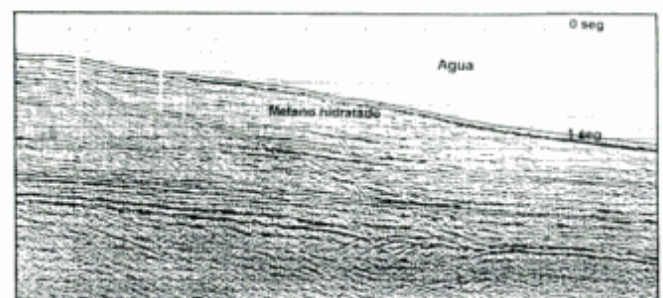


Figura 6: Perfil sísmico multicanal del talud de la plataforma continental argentina, al este de la península Valdés, donde se remarca la anomalía debida a la existencia de gas de metano hidratado.



Figura 7: \\\\\\\ Zona donde se hallarían las máximas posibilidades de encontrar gas metano hidratado y gaseoso. * Ubicación de las secciones sísmicas.

Conclusión

Se infiere la existencia de metano hidratado en dos puntos del talud continental argentino indicados en la figura 7.

Debido a la extensión de la plataforma continental argentina (talud y zona de emersión) es necesario profundizar los estudios de geología y geofísica marina con el fin de evaluar la potencialidad económica de este recurso gasífero. La investigación científica sería sencilla. En geofísica se pueden utilizar perfiladores sísmicos menos sofisticados que los empleados en las prospecciones petroleras pues los hidratos de hidrocarburos se encuentran en la parte superior de los fondos y en geología sólo sería necesario extraer muestras con los clásicos extractores Ewing o similares.

La probable existencia de más de varios billones de metros cúbicos de gas metano indican la importancia económica de este tema.

Agradecimientos

A T. Shipley, del Scripps Oceanographic Institute, por introducirme en la temática y asesorarme. A P. Bull del Lamont – Doherty Geological Observatory por sus indicaciones en el procesamiento de la información del plateau de Malvinas. A L. A. Raniolo por la confección de algunos de los gráficos; y especialmente los árbitros por sus atinadas correcciones y sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aliotta, S., Kostadinoff, J. y Lizasoain, G., 2000. Sísmica somera con perfiladores de 3,5 Khz de la plataforma continental norpatagónica, Argentina. Actas 2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 7º Reunión Argentina de Sedimentología: 26-27. Mar del Plata.
- Claypool, G.E., Presley, B.J. and Kaplan, I.R., 1973. Gas analysis of sediment samples from Logs 10,11,13,14,15, 18 and 19. In: Creager, J.S., Scholl, D.W. (Eds.): Initial Reports of Deep Sea drilling Project, U.S. Government Printing Office, 19: 879-884.
- Cruckshank, M.J. and Masutani, S.M., 1999. Methane hydrate research & development. *Sea Technology*, 40 (8): 69-74.
- Dillon, W., 1993. Gas (Methane) hydrates: A new Frontier. US Geological Survey. Public Issues in Energy and Marine Geology.
- Hedberg, H.D., 1980. Methane generation and petroleum migration. In: Roberts III, W.H. and Cordell, R.J. (Eds.): Problems of Petroleum Migration. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin: 179-206. Tulsa, USA.
- Hitchon, E., 1974. Occurrence of natural gas hydrates in sedimentary basins. In: Kaplan, I.R. (Ed.): Natural Gases in Marine Sediments: 195-225. New York, USA.
- Kostadinoff, J., 1997. El margen continental y la plataforma submarina argentina. Publicación del Centro Naval: 4-23. Buenos Aires.
- Markl, R.G., Bryan, G.M. and Ewing, J.I., 1970. Structure of the Black – Bahama Outer Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 75: 4539-4555.
- Parker, G., 1998. Delimitación del borde exterior de la plataforma continental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 130-131. Buenos Aires.
- Parker, G. y Paterlini, M., 1990. Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2): 17-28. Buenos Aires.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Laad, J.W. and Worzel, J.L., 1979. Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63 (12): 2204-2213. Tulsa, USA.
- Stoll, R.D., Ewing, J.I. and Bryan, G.M., 1971. Anomalous wave velocities in sediments containing gas hydrates. *Journal of Geophysical Research*: 2090-2094.
- Tucholke, B.E., Bryan, G.M. and Ewing, J.I., 1977. Gas hydrates horizons detected in seismic profiles data from the western North Atlantic. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 6: 698-707. Tulsa, USA.
- Yefremova, A.G. and Zhizhchenko, B.P. 1974. Occurrence of crystal hydrates of gases in the sediments of modern marine basins. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 214: 1179-1181 (in Russian); (1975) *Doklady – Earth Science Section* 214: 219-220 (In English).
- Unruh, C.H. and Katz, D.L., 1949. Gas hydrate of carbon dioxide – methane mixtures. *AIME Transactions*, 186: 83-86.

Recibido: 6 de marzo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

COMUNICACIÓN

Vetas epitermales en la vertiente suroriental del Macizo Nordpatagónico

Gabriela I. MASSAFERRO y Miguel J. HALLER

Centro Nacional Patagónico, Bvd. Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut
E-mail: gim@cenpat.edu.ar; haller@cenpat.edu.ar

RESUMEN. La existencia de vetas de cuarzo con adularia, alteración sericitica en la roca de caja y, anomalías de oro en el Macizo Nordpatagónico, permite postular un origen epitermal para estas manifestaciones. La roca de caja, integrada por volcanitas silíceas jurásicas, es similar en litología y edad a aquella de los distritos epitermales del Macizo del Deseado, circunstancia que permite extender el área de exploración a toda la provincia ígnea jurásica de la Patagonia.

Palabras clave: *Vetas de cuarzo, epitermal, macizo Norpatagónico, Argentina*

ABSTRACT. *Epithermal lodes of the south-eastern flank of the Northpatagonian massif.* The presence of quartz-veins with adularia, of sericitic alteration in the host rocks, and of gold anomalies in the Northern Patagonian Massif are suggestive of an epithermal origin for them. The siliceous Jurassic volcanic host rock is of similar in age and lithology to the country rock of the epithermal localities of the Deseado Massif in Southern Patagonia, and provides evidence for the extension of the area of exploration to the whole of the large Jurassic igneous province of Patagonia.

Key words: *Quartz veins, epithermal, Northpatagonian massif, Argentine*

Introducción

La presencia de vetas de cuarzo con fluorita en el Macizo Nordpatagónico es conocida desde la década del '50. La importante cantidad de manifestaciones permitió que se conformara un distrito minero proveedor de fluorita, que alcanzó una producción de 45.013 toneladas de mineral en el año 1987. La baja del precio del mineral hizo decaer progresivamente la actividad extractiva, con una producción de escasas 248 toneladas durante el año 1993, con actividad esporádica en sólo dos yacimientos (Secretaría de Minería de la Nación 1994).

En esta comunicación se dan a conocer los resultados de una cuidadosa revisión de la mineralogía, estructura y texturas de las vetas situadas en los departamentos Telsen y Biedma de la provincia del Chubut, y se establecen comparaciones con vetas de características similares situadas en otras regiones de la Patagonia.

Marco geológico

Las rocas más antiguas de la comarca corresponden a metamorfitas de bajo grado, denominadas Ectinitas El Jagüelito (Ramos 1975), aflorantes en el sector de la salina Chica y a ambos lados del gasoducto Austral, al norte de la intersección del mismo con la ruta provincial 4. Las ectinitas están cubiertas mediante discordancia por sedimentitas marinas silúricas de la Formación Sierra Grande (Harrington 1962). Asimismo están intruidas por granitoides del Pa-

leozoico superior. Las rocas paleozoicas de la comarca están cubiertas, y en ocasiones intruidas, por las volcanitas preponderantemente silíceas de la Formación Marifil (Malvicini y Llambías 1974), de edad jurásica. Estas rocas se hallan cubiertas en discordancia angular por las sedimentitas continentales del Grupo Chubut, de edad cretácica. Según Ardolino y Franchi (1996) el Grupo Chubut está cubierto en paraconcordancia por las sedimentitas continentales de la Formación La Colonia (Pesce 1979), asignadas al lapso coniaciano-maastrichtiano. Apoyadas sobre las rocas de la Formación Marifil se encuentran las sedimentitas marinas de la Formación Arroyo Verde (Malvicini y Llambías 1974), de edad eocena. Las Formaciones Gaiman (Haller y Mendía 1980) y Puerto Madryn (Haller 1979), constituidas por sedimentitas marinas de plataforma y de ambiente costero respectivamente, complementan el cuadro de las unidades pre-cuaternarias de la región.

Las vetas de cuarzo con fluorita de los departamentos Telsen y Biedma de la provincia del Chubut se encuentran alojadas en la Formación Marifil. Su distribución se halla ilustrada en la figura 1. Esta unidad se halla conformada principalmente por tobas soldadas de composición riolítica, que se disponen en forma de mantos superpuestos de espesores variables (entre 0,5 y 3 m según Cortés 1987). Los bancos así conformados integran unidades de enfriamiento mayores que en total pueden formar columnas de hasta 800 metros. Las rocas piroclásticas están acompañadas por lavas y por intrusivos someros de composición principalmente riolítica. Subordinadamente hay depósitos piroclásticos no aglutinados y epiclas-

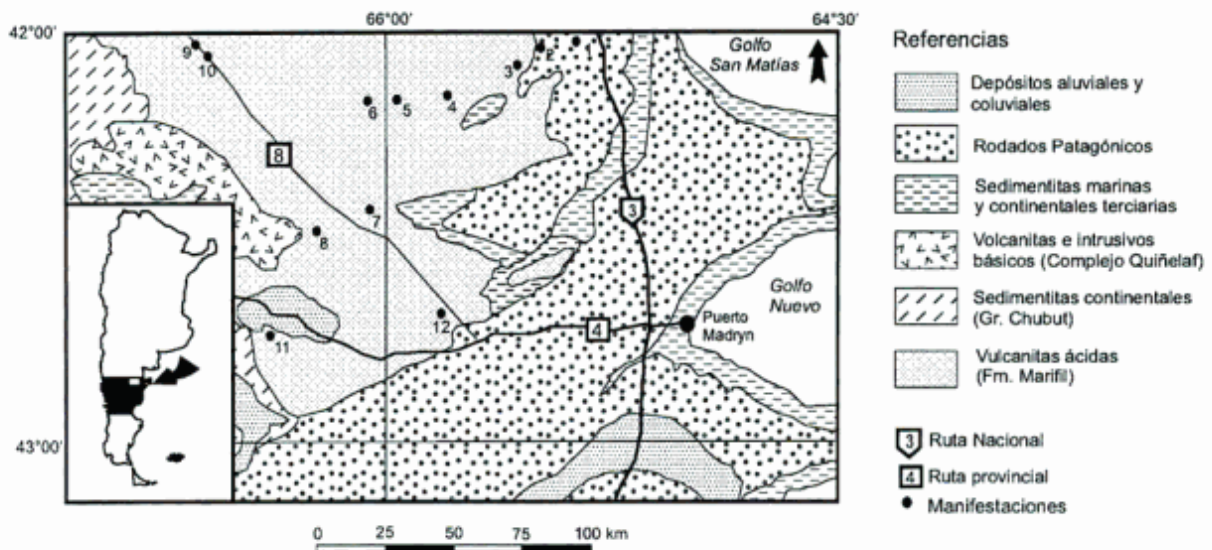


Figura 1: Distribución de las vetas epitermales en la vertiente suroriental del Macizo Nordpatagónico. 1- Arroyo Verde: cuarzo bandeado. 2- Grupo Carmen: fluorita. 3- Gumersindo: fluorita+ cuarzo bandeado. 4- Guanacote: fluorita + cuarzo bandeado. 5- Don Pablo: fluorita. 6- Primera Esperanza: fluorita. 7- Flor del Día, La escondida: fluorita. 8- El Moro: fluorita+ cuarzo masivo. 9- Grupo Ruta: fluorita+ cuarzo bandeado. 10- cuarzo masivo. 11- Area Bajo de la Suerte: cuarzo bandeado. 12- Santa Rita: fluorita.

titas de distintos tamaños de grano. Corresponde mencionar que Cortés (1987) señala la existencia de calizas intercaladas en esta sucesión. Si bien Malvicini y Llambías (1974) y Demichelis *et al.* (1994) postulan derrames de tipo fisural como mecanismo de extrusión de estas vulcanitas, Ciccirelli (1990) y Aragón *et al.* (1996) proponen la existencia de calderas. Recientemente Hlawa *et al.* (2000) mencionan la presencia de posibles *sinters* relacionados a esta unidad. Durante los últimos años se ha tratado de acotar la edad de este vulcanismo mediante dataciones radimétricas precisas. En ese sentido, Rapela y Pankhurst (1993) publicaron dataciones Rb/Sr que circunscriben el vulcanismo jurásico del ámbito de la comarca aquí descrita al lapso 183-181 Ma. Recientemente, Alric *et al.* (1995, 1996) y Féraud *et al.* (1999) dieron a conocer resultados radimétricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de rocas volcánicas jurásicas de la región, que comprenden el lapso 187-178 Ma. El origen de las vulcanitas jurásicas de la Patagonia extraandina es discutido: a una génesis por anatexis de la corteza inferior propuesta por Mahlburg Kay *et al.* (1989) y por Pankhurst y Rapela (1995), se le opone el origen de las riolitas por fusión de basaltos y andesitas originados en el manto litosférico y enriquecidos posteriormente por procesos vinculados a la subducción (Bertrand *et al.* 1999).

Características de las vetas

Las vetas silíceas existentes en el distrito pueden diferenciarse en dos agrupamientos mayores: por un lado aquéllas constituidas por cuarzo masivo aso-

ciado con fluorita en distintas proporciones y por el otro lado, las vetas con cuarzo bandeado.

Las venas de cuarzo masivo conforman afloramientos esporádicos o asociadas a vetas de fluorita. En general, la sílice que constituye estas venas es de grano muy fino (masivo) y fractura concoide con coloraciones verdosas o pardas y en ocasiones contienen oquedades tapizadas por cristales de cuarzo transparentes. Las vetas de fluorita asociadas se caracterizan en todo el distrito por presentar texturas de relleno de espacios abiertos: bandeadas, coliformes, costrificadas, en escarpela, en peine y en algunos casos se observan reemplazos de calcita laminar y/o baritina (Fig. 2). También son comunes las brechas de la roca de caja cementadas por fluorita. Según Aliotta (1985) existen al menos 7 generaciones de fluorita. Este mineral se presenta con diferentes coloraciones (violeta, ámbar, verde, blanca o incolora), en hábitos variables: fibroso radial (generando superficies botroidales), granular fino a grueso o masiva (variedad porcelana). Los minerales más frecuentes asociados a las vetas de fluorita son cuarzo, calcedonia, óxidos de manganeso y, calcita y yeso como minerales posteriores a la mineralización.

Las venas de cuarzo bandeado están conformadas por bandas de diferente espesor de cuarzo blanco, blanco grisáceo o rosado y de aspecto lechoso. En algunas localidades hay bandas compuestas por cuarzo amatista. Estas vetas muestran típicamente texturas de relleno de espacios abiertos. Las texturas más comunes son: en peine, costrificadas, coliformes, en escarpela. En los sectores centrales se observan en algunos casos, brechas con clastos angulosos cementados por chert silíceo rojo. Los clastos se encuentran a su vez fracturados y cementados por chert, lo

que sugiere varios episodios de reactivación. Al microscopio se reconocen también texturas de recristalización (plumosas o llameantes) y en menor proporción reemplazos en enrejado y fantasmas de minerales tabulares. En algunas localidades se han diferenciado hasta 23 pulsos mineralizantes diferentes (Massafiero y Haller 2000).

En ocasiones, los granos de cuarzo contienen abundantes inclusiones de minerales opacos. Asociado al cuarzo hay adularia, sericita, piritita oxidada, óxidos de manganeso, y arcillas rellenas los espacios vacíos. La proporción de cristales de adularia es relativamente escasa y su tamaño, reducido (35 μm). Este mineral se reconoce por sus secciones rómbicas características (Fig. 3) e índice menor que el bálamo.

Si bien no se ha observado oro visible en estas vetas, se dispone de algunos análisis de esquirlas de superficie, que dieron valores de hasta 4,3 g/ton.

La roca de caja se halla totalmente reemplazada por sílice de color rojo, pero aún se reconocen a simple vista los fenocristales. Éstos se encuentran reemplazados por sericita y cuarzo, otras secciones están totalmente reemplazadas por cuarzo y sericita-muscovita, las que podrían corresponder a biotita. El circonio está presente como mineral primario accesorio.

Discusión

Los pioneros trabajos de Aliotta (1985) sobre la génesis de fluorita de la comarca aquí considerada, reconocen la existencia de una alteración cuarzo-sericítica en los yacimientos de fluorita del Macizo Nordpatagónico. La autora citada menciona asimismo la asociación de la fluorita con sulfuros en algunos casos, así como la existencia de adularia en uno de los yacimientos por ella descritos, situado en Río Negro.

Los contenidos en oro, la presencia de adularia, las estructuras de relleno y de reemplazo y la altera-

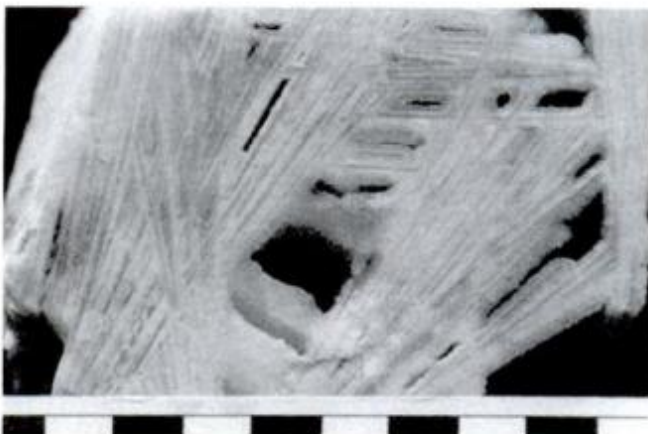


Figura 2: Cuarzo según calcita laminar y/o baritina de las vetas del Macizo Nordpatagónico. Subdivisión de la escala=1 centímetro.

ción cuarzo-sericítica son característicos de yacimientos epitermales de baja sulfuración (Hedenquist 1987).

En la Patagonia austral, más específicamente en el Macizo del Deseado, se conocen yacimientos y manifestaciones epitermales alojados en volcanitas principalmente riolíticas, de edad jurásica (Schalamuk *et al.* 1994, 1997). Ese ambiente geológico es muy similar al que aloja las vetas del Macizo Nordpatagónico descritas en esta contribución, donde la roca de caja está constituida principalmente por las ignimbritas jurásicas de la Formación Marifil, de naturaleza preponderantemente silíceas. Se ha señalado (Féraud *et al.* 1999) que las volcanitas jurásicas de la Patagonia conforman una de las provincias ígneas más grandes del mundo. Tanto en la Patagonia septentrional como en la austral, las estructuras mineralizadas coinciden con las direcciones propuestas por Uliana *et al.* (1985) para el desarrollo de los hemigrábenes durante el Mesozoico. A su vez, estos hemigrábenes controlaron temporalmente la efusión de las volcanitas jurásicas de la Patagonia extrandina (Alric *et al.* 1996).

Recientemente, Haller (1997) postuló la posibilidad de que el oro y la plata se concentren en los productos residuales del fraccionamiento del magma riolítico, siendo transportados en fase fluida e incorporados al sistema hidrotermal post-volcánico formado en profundidad con el aporte de cloro, flúor y metales. Después de neutralizarse al contacto con la roca de caja, los fluidos ascendieron a través de las zonas permeables originadas por las fracturas relacionadas a los hemigrábenes, depositando minerales de mena y de ganga.

La presencia de vetas epitermales en rocas riolíticas jurásicas en el ámbito del Macizo Nordpatagónico permite extender los objetivos de exploración de minerales preciosos por toda la gran provincia ígnea de la Patagonia, que se extiende desde la cordillera de los Andes hasta el océano Atlántico por más de 1.100 km de norte a sur.

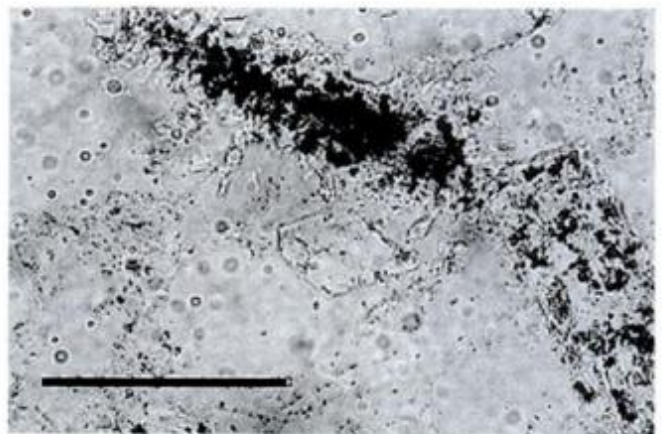


Figura 3: Adularia con sección rómbica característica. Segmento de la escala = 50 μm .

Conclusiones

- La presencia de texturas de cuarzo bandeado, de cuarzo según calcita laminar, de oquedades relleñas con cuarzo crustiforme y drusas minerales, y de brechas cementadas por sílice, asociada a la existencia de adularia y de anomalías de oro sugieren una mineralización de tipo epitermal de baja sulfuración para las vetas hidrotermales del la vertiente suroriental del Macizo Nordpatagónico.
- La roca de caja, vulcanitas jurásicas con *sintetars* asociados, constituye un metalotecto epitermal similar al del Macizo del Deseado, el que ha demostrado un interesante potencial aurífero.
- De esta manera se extiende el área de potencial mineralización de la gran provincia volcánica silícea de la Patagonia.

Agradecimientos

A C.E. Muñoz por su colaboración en las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aliotta, G., 1985. Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2): 69-82. Buenos Aires.
- Alric, V.I., Féraud, G., Bertrand, H., Haller, M., Labudia, C. and Zubia, M., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Patagonian Jurassic volcanism: new constrains on Gondwana break-up. *European Union of Geosciences 8*, Strassbourg. *Terra Nova 7*, Abstract Suppl. 1: 535.
- Alric, V.I., Haller, M.J., Féraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M., 1996. Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Vulcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 243-250. Buenos Aires.
- Aragón, E., Iñiguez Rodríguez, A. M. and Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (5-6): 321-328.
- Ardolino, A. y Franchi, M., 1996. Descripción geológica de la Hoja 4366-I. Telsen, provincia del Chubut. Subsecretaría de Minería de la Nación, Boletín N° 125. 119p. Buenos Aires.
- Bertrand, H., Féraud, G., Haller, M.J., Luais, B., Martínez, M., Alric, V. and Fornari, M., 1999. The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Chronology and origin evidenced by Ar-Ar dating and Sr-Nd isotopes. *Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology*. Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales 34*, 167-169. Buenos Aires.
- Cicciarelli, M. I., 1990. Análisis Estructural del sector oriental del Macizo Norpatagónico y su significado metalogenético (Provincias de Río Negro y Chubut), Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 179 p. (Inédito).
- Cortés, J.M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 97. 68p. Buenos Aires.
- Demichelis, A.H., Haller, M.J., Miller, H. und Cabrereros, J., 1994. Effusionsmechanismen im Jurassischen Ignimbrit-Plateau Nordpatagoniens. 14. *Geowissenschaftliches Lateinamerika - Kolloquium*, Tübingen. *Terra Nostra*, Schriften del Alfred-Wegener-Stiftung, 2/94:16-17. Hamburgo.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. and Haller, M.J., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic Province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 83-96.
- Haller, M.J., 1997. The rhyolite field related gold deposits from Patagonia. In: Papunen, H. (Ed.): *Mineral deposits*: 201-203. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Haller, M.J. y Mendía, J.E., 1980. Las sedimentitas del ciclo Patagónico en el litoral atlántico norpatagónico. *Coloquio Dr. Ricardo Wichmann*, Buenos Aires, 28 de noviembre de 1980.
- Haller, M.J., 1979. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1:285-297. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 46(10): 1773-1814. Tulsa.
- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic hydrothermal system in the Circum-Pacific basin. In: Homm, M.K. (Ed.): *Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*. Singapore, Transactions, 513-524.
- Hlawka, J., del Valle, H., Haller, M.J. and Miller, H., 2000. Detailed mapping of silicic volcanic rocks in north east Chubut, Argentina: a remote sensing approach. 17 *Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium*, Programas y Resúmenes extendidos, 48. Stuttgart.
- Mahlburg Kay, S.M., Ramos, V., Mpodozis, C. and Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17: 324-328.
- Malvicini, L. y Llambías, E.J., 1974. Geología y génesis del yacimiento Arroyo Verde, provincia de Chubut. República Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Massaferro, G.I y Haller, M.J., 2000. Texturas de las vetas epitermales del Macizo Norpatagónico. *Actas 5° Congreso de Mineralogía y Metalogía*: 312-319. La Plata.
- Pankhurst, R. and Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pesce, A.H., 1979. Estratigrafía del Arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, Provincia del Chubut. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1: 315-333. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1975. Geología del sector del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3): 274-285. Buenos Aires.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noroeste de la Patagonia: un evento meso-jurásico de corta duración y origen profundo. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 4: 179-188. Mendoza.
- Schalamuk, I.B., Etcheverry, R. y Echeveste, H., 1994. Consideraciones geológicas y metalogenéticas del área comprendida entre los 69°24' a 69°45' long. oeste y los 48°45' y 48°49' lat. sur, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *International Mining Meeting*. Proceedings, 385-388. Buenos Aires.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. and Fernández, R.R., 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.
- Secretaría de Minería de la Nación, 1994. *Estadística Minera de la República Argentina 1987 - 1993*. 118 p. Buenos Aires.
- Uliana, M. A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 231-253. Buenos Aires.

Recibido: 8 de mayo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

NOTA BREVE

Basaltos del Neopaleozoico-Triásico temprano? en las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, Sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar

Magdalena KOUKHARSKY¹, Carlos TASSINARI², Milka K. de BRODTKORB³ y Pablo LEAL³

¹ Universidad de Buenos Aires. CONICET. E-mail: mkou@gl.fcen.uba.ar

² Centro de Pesquisas Geocronológicas. Universidad de San Pablo. E-mail: ccgtassi@usp.br

³ CONICET. Universidad de Buenos Aires. E-mail: milkabro@gl.fcen.uba.ar; leal@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se presentan los datos petrográficos y geocronológicos de basaltos olivínicos alcalinos procedentes de tres localidades. Los resultados K/Ar de $317,3 \pm 7,2$; 249 ± 10 y $246,6 \pm 6,1$ Ma corresponden a edades del Carbonífero y del Pérmico, alcanzando quizás el Triásico temprano. Es posible que estas edades representen uno o más, probablemente dos episodios diferentes de una actividad magmática relacionada con un ambiente tectónico extensional.

Palabras clave: Sierras Pampeanas Orientales, Basaltos olivínicos alcalinos, Edades K/Ar del Neopaleozoico-Triásico temprano?

ABSTRACT. *Neopalaeozoic-(?) Early Triassic basalts of the sierras Norte de Córdoba- Ambargasta (Eastern Sierras Pampeanas): Petrography and K/Ar ages.* Petrographical and geochronological data from alkali olivine basalts from three locations are presented here. The K/Ar results of $317,3 \pm 7,2$; 249 ± 10 and $246,6 \pm 6,1$ Ma correspond to Carboniferous and Permian through perhaps Early Triassic ages. It is possible that they represent one or more probably two different episodes of a magmatic activity related to an extensional tectonic environment.

Key words: *Sierras Pampeanas Orientales, Alkali olivine basalts, K/Ar Neopalaeozoic- (?) Early Triassic ages*

Introducción

Se dan a conocer características petrográficas y datos geocronológicos K/Ar de tres muestras cuidadosamente seleccionadas de basaltos olivínicos de las sierras de Ambargasta y Norte de Córdoba. Al indagar el origen de yacimientos de manganeso localizados en esas sierras, se había pensado en relacionarlos con rocas básicas y comparar estas últimas con las resultantes del magmatismo básico alcalino de edad cretácica de las Sierras Pampeanas Orientales. Fue así que en un trabajo anterior se asignó dicha edad tanto a las rocas básicas como a los yacimientos (Brodtkorb *et al.* 1999) y tal suposición parecía confirmarse al obtener una edad cretácica para la mineralización manganesífera (Brodtkorb y Etcheverry 2000). Sin embargo, al datar isotópicamente tres muestras de los basaltos, las edades obtenidas resultaron corresponder al Paleozoico tardío-Triásico temprano?, siendo ésta la primera mención de un magmatismo de tal edad en la región.

Antecedentes

Antecedentes encontrados que mencionan estos basaltos son los trabajos de Lucero (1953, en Lucero

1979, 1972), Minera TEA (1968), Viramonte (1972), González y Toselli (1975) y Linares y González (1990). Lucero (1953, en Lucero 1979) describe lamprófidos de magma basáltico muy ricos en fenocristales de olivina, como delgados filones que intruyen pórfidos riolíticos en un área limítrofe entre Córdoba y Santiago del Estero. Lucero (1972, 1979) inicialmente los considera anteriores a los Estratos de Paganzo y posteriormente, duda si asignarlos al ciclo cretácico o a postreras diferenciaciones (post plutónicas) que alcanzarían una edad neopaleozoica. En el informe de Minera TEA (1968), Quartino presenta un perfil regional transversal entre Ojo de Agua y Oncán y menciona que cortando areniscas de la Formación El Escondido de probable edad precámbrica hay un basalto olivínico al que denomina Basalto Pozo Grande (Fig. 1). En Linares y González (1990), figura una datación K/Ar de 260 ± 10 Ma perteneciente al «Programa de Geocronología de Tucumán». Viramonte (1972) da características químicas y petrográficas de tres diques básicos alcalinos que intruyen el basamento cristalino en Caspi Cuchuna. Según dicho autor, los tres diques tienen similares texturas porfíricas y composición mineral: aproximadamente 15% de augita y 12% de olivina en pasta microlítica. Concluye diciendo que podrían clasificarse como lamprófidos olivínicos o como un miembro mafítico de una serie volcánica traquibasáltica a los que correlaciona con similares rocas de la

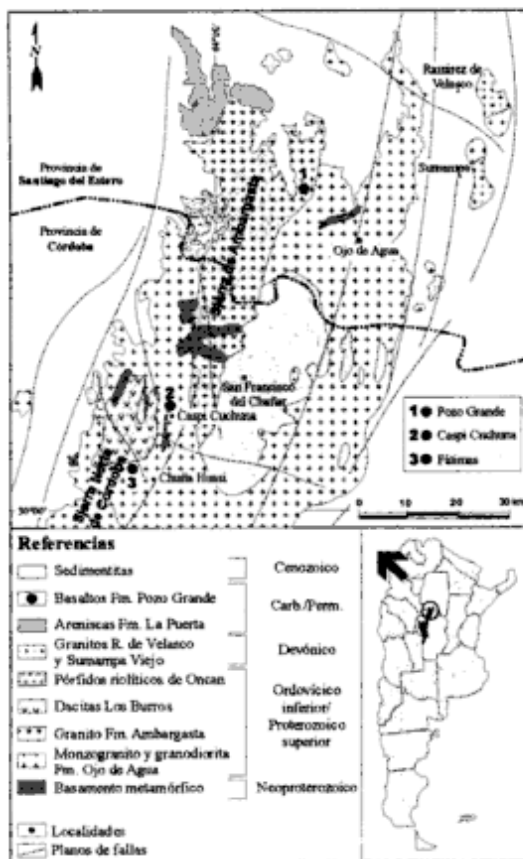


Figura 1: Bosquejo geológico simplificado de Miró (2000).

zona del río Los Molinos, Córdoba, observadas por Gordillo y Lencinas (1969), que luego fueron datadas como cretácicas (Kay y Ramos 1996). El basalto de Caspi Cuchuna cuenta con una datación K/Ar de 212 ± 13 Ma publicada por González y Toselli (1975).

El basalto de Las Fátimas (Fig. 1) fue encontrado por uno de los autores (PL) en las cercanías de vetas de manganeso.

Geología regional

Varios autores han contribuido a esclarecer la geología y geocronología de esta región en los últimos 30 años. Así los trabajos de Quartino (Minera TEA 1968) y los relevamientos a escala 1:200.000, hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuñahuasi por Lucero (1969) son su base geológica. Por otra parte González *et al.* (1985) y Castellote (1978, 1985) efectuaron numerosas dataciones radimétricas. Posteriormente Bonalumi (1988), Rapela *et al.* (1991) y Lira *et al.* (1997) estudiaron en especial la petrología de las rocas ígneas en un contexto regional. Finalmente Miró (2000) realizó el relevamiento de la hoja 1:250.000 Ojo de Agua. Las sierras Norte de Córdoba, Amargasta y Sumampa constituyen un cuerpo ígneo conti-

nuo de aproximadamente 8.000 km², que es el más extenso en el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales (Miró 2000). El basamento está constituido por rocas metamórficas de probable edad neoproterozoica, que fueron intruidas por un complejo ígneo, atribuido a un ambiente tectónico de arco, reduciéndolas a escasos relictos (Fig. 1). Este complejo ígneo a su vez fue intruido por plutones graníticos de dimensiones pequeñas (granitos Ramírez de Velasco y Sumampa Viejo), que Miró (2000) considera posttectónicos y de edad devónica. La siguiente unidad en orden cronológico la componen los basaltos aquí descritos y las areniscas continentales de la Formación La Puerta de edad carbonífero-permiana, de amplia distribución en el noroeste y este de la sierra de Amargasta, finalizando la columna estratigráfica con diferentes depósitos aluviales y de pie de monte de edades terciaria y cuartaria.

Ubicación y geología local

El Basalto Pozo Grande está sobre el camino que une Ojo de Agua con Oncán, 2,9 km al oeste de la escuela N° 741 «Pozo Grande» y 200 m al este del arroyo El Escondido ($29^{\circ}27'45''S$, $63^{\circ}49'40''O$). El afloramiento tiene forma ovalada y una superficie aproximada de 5 por 10 metros. Allí el basalto intruye a las areniscas de la Formación El Escondido, las cuales hacia el arroyo se hallan en contacto con el granito Ojo de Agua.

Los basaltos de Caspi Cuchuna se encuentran en los alrededores de la escuela «Fray Mamerto Esquiú» ($29^{\circ}48'50''S$, $64^{\circ}04'12''O$). La presencia de numerosas venillas y tres diques de basaltos evidencian la relación intrusiva con el granito aplítico que los contiene. El dique denominado número 1 por Viramonte (1972) se encuentra unos 200 m al norte de dicha escuela. Sus dimensiones aproximadas son 20 m de largo y 1 m de ancho. Próximo a él está el dique número 2 y en las cercanías de la escuela, el número 3. El rumbo general de todos ellos es submeridional (azimut 350°) con disposición subvertical. Por la extensión y calidad del afloramiento, en esta oportunidad se estudiaron muestras extraídas del dique número 1.

Finalmente, el basalto de Las Fátimas está al noroeste de Chuña Huasi, unos 400 m al oeste de las labores mineras del grupo Las Fátimas ($29^{\circ}54'19''S$, $64^{\circ}07'16''O$). Es un dique de aproximadamente 40 m de largo y 3 m de ancho que intruye a la granodiorita típica del área. Si bien su inclinación no pudo ser determinada, su rumbo, al igual que en el caso anterior, resulta submeridional (azimut 324°).

En todos los casos, la densa vegetación y la cubierta regolítica impiden determinar precisamente su continuidad espacial; no obstante la similar orientación entre los diques de distintos afloramientos permiten suponer un proceso a escala regional y en consecuencia

volúmenes basálticos más importantes que los encontrados hasta el momento.

Petrografía

Mesoscópicamente los basaltos son rocas casi afriacas de color negro, con tonalidades verdosas o castaño claras dependiendo del grado de alteración. Son macizas en la zona de Pozo Grande y Las Fátimas y amigdaloides en Caspi Cuchuna, con escasas cavidades, de hasta 3 mm rellenas principalmente por calcita y cuarzo. Presentan fenocristales de olivina verde de hasta 2 mm, dispersos en la pasta o formando agregados que pueden alcanzar 5 mm de diámetro. En los basaltos de Caspi Cuchuna hay, además, fenocristales prismáticos de hasta 1 mm de piroxeno de color negro verdoso.

Al microscopio las muestras se clasifican como basaltos olivínicos. En Pozo Grande tienen hasta 5% de fenocristales de olivina, en algunos casos con leve alteración a talco y carbonato en las fracturas, con pastas intergranulares o intersertales. Presentan dispersos, en proporción inferior al 1%, xenocristales intensamente corroídos de orto y clinopiroxeno y otros extremadamente escasos de plagioclasa y de cuarzo, frecuentemente con bordes de reacción formados por concentraciones del clinopiroxeno de la pasta. De la última participan: microlitas de labradorita (An_{60-63}) acompañadas o no por una base de plagioclasa más sódica totalizando entre un 34 y 48% del volumen de la pasta; entre 27 y 42% de clinopiroxeno, el cual es zonal en los prismas más desarrollados (hasta 250 μm); 2 a 4% de olivina anhedral; 6 a 7% de gránulos opacos, 2 a 26% de vidrio de color castaño con índice de refracción cercano a 1,54 y/o hasta un 2% de fino carbonato. En la muestra representativa de Las Fátimas la textura es en partes cumulatofírica, dada por agregados de piroxeno o de piroxeno-olivina, en pasta intersertal con escasas microamígdalas rellenas por carbonato. Contiene un 8% de fenocristales predominantemente anhedrales y corroídos de olivina y un 4% de fenocristales de clinopiroxeno, que cuando son idiomorfos muestran una débil zonalidad gradual. Extremadamente escasos y pequeños se encuentran algunos xenocristales de cuarzo. La pasta está formada por clinopiroxeno (35%), microlitas de hábito tabular elongado de plagioclasa (48%), gránulos de probables óxidos de hierro y titanio (7%), pequeños prismas delgados de kaersutita (2%) y gránulos de carbonatos (8%). La plagioclasa no pudo ser determinada por carecer de maclas adecuadas, pero la ausencia de diferencias de índices de refracción entre las microlitas y su base feldespática sugiere composiciones más sódicas que labradorita. Las escasas amígdalas tienen formas aproximadamente elípticas y alcanzan los 250 μm de largo.

Los basaltos de Caspi Cuchuna, que carecen de pla-

gioclasa modal y presentan vidrio intersticial, petrográficamente serían limburgitas por la naturaleza de sus fenocristales, pero por el análisis químico realizado por Viramonte (1972), en una muestra idéntica a la aquí descrita, son basaltos alcalinos según el diagrama TAS y la línea divisoria propuesta por Irvine y Baragar (1971). Sus valores de sílice y álcalis recalculados en base anhidra son 48,8 y 4,56 gr % respectivamente y carecen de nefelina normativa. La textura es porfírica y sus fenocristales, en gran parte idiomorfos, son de clinopiroxeno (12%) con tamaños muy variados que forman algunos cumulos monominerales y de olivina (10%) en general fresca, aunque también la hay total o parcialmente alterada a serpentina o a talco con carbonatos asociados. El clinopiroxeno es de color castaño-rosado claro y suele presentar zonalidad gradual con núcleos incoloros. Algunos cristales son anhedrales y están notablemente corroídos sugiriendo que se trata de xenocristales. La pasta está formada por clinopiroxeno (55%) y gránulos de óxidos de hierro y titanio (7%), en base incolora vítrea (38%) que contiene escasas amígdalas esféricas y ameboidales de carbonato y escaso cuarzo.

Edad

Las edades atribuidas a las rocas de caja acotaban en el Paleozoico inferior la máxima de estos basaltos. Por otra parte, la identificación de vidrio fresco en sus pastas las sugería más jóvenes. El basalto de Pozo Grande contaba con la datación de 260 ± 10 Ma (Linares y González 1990), edad concordante con las obtenidas en este trabajo. El basalto de Caspi Cuchuna había sido datado por el método K/Ar en roca total por González y Toselli (1975) con un valor de 212 ± 13 Ma (Triásico). Sin embargo dichos autores lo asignaron al Cretácico, considerando que el valor obtenido era anormal al confrontarlo con las edades de otros basaltos de la provincia de Córdoba, atribuyendo el supuesto error a contaminación por xenolitos del basamento gnéssico.

En el cuadro 1 se transcriben los valores de las determinaciones K/Ar realizadas para este trabajo. Se trata de edades mínimas, pero considerando las texturas que denotan rápido enfriamiento, la ausencia de alteración de los minerales portadores del potasio y la presencia de vidrio en las pastas, es posible que se acerquen a los valores reales. En el caso de Las Fátimas la edad queda acotada en el Carbonífero tardío y en Pozo Grande y Caspi Cuchuna entre el Pérmico tardío y el Triásico temprano según la escala de Gradstein y Ogg (1996). Queda abierta la posibilidad de que pertenezcan a un episodio magmático del Carbonífero tardío con edades rejuvenecidas en dos casos o, lo que parece más probable, a dos episodios magmáticos diferentes de características similares.

Cuadro 1: Resultados analíticos de las determinaciones K/Ar.

Nº	Procedencia	Material	% K	Ar ⁴⁰ rad	% Ar ⁴⁰ alm.	Edad Ma	Error
PF63	Las Fátimas	RT	2,2088	29,766 .10 ⁻⁶ ccSTP/g	9,51	317,3	7,2
327ab	Pozo Grande	RT	1,1624	11,932 .10 ⁻⁶ ccSTP/g	8,99	246,6	6,1
P52	Caspi Cuchuna	RT	0,71	3,293 .10 ⁻¹⁰ mol/g	15,3	249	10

Conclusiones

Los diques basálticos de las tres localidades estudiadas tienen notables semejanzas petrográficas y representan un mismo tipo de magmatismo basáltico olivínico alcalino que puede vincularse con un ambiente tectónico extensional. Se los asigna a la unidad litológica Basalto Pozo Grande, denominación que fue utilizada para el afloramiento del arroyo El Escondido en el informe inédito de Minera TEA (1968). Dicha unidad es extendida en este trabajo para incluir los afloramientos de las localidades de Las Fátimas y Caspi Cuchuna, así como todas las demás posibles ocurrencias de la región, de similar composición y ubicación estratigráfica.

Sus características petrográficas sugieren emplazamientos poco profundos y, en el caso de Caspi Cuchuna, la presencia de amígdalas indica una mayor cercanía a la superficie, por lo que es posible que en el futuro aparezcan representantes extrusivos en la región. Las edades K/Ar determinadas podrían asignar dicho magmatismo a un único episodio del Carbonífero tardío, o más probablemente a dos episodios, uno de ellos del Carbonífero tardío y el otro del Pérmico tardío que podría alcanzar el Triásico temprano.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de las investigaciones que se realizan en el marco del proyecto 4737 del CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonalumi A. A., 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. República Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 2: 47-61.
- Brodtkorb, M. K. de y Etcheverry, R. O., 2000. Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 280-283. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M., Ametrano, S. y Brodtkorb, A., 1999. Los distritos manganesíferos de las Sierras Pampeanas Orientales. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 2: 310-311. Salta.
- Castellote, P. R., 1978. Estudio geológico del extremo norte de la sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero) en el sector comprendido entre las localidades de Tajamares-El Cerrito y Pozo Grande-San Juan. Trabajo Seminario. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán. San Miguel de Tucumán (Inédito).
- Castellote, P., 1985. Algunas observaciones geológicas en la sierra de Ambargasta y Sumampa (provincia de Santiago del Estero). Acta Geológica Lilloana, 16: 259-269.
- González, R. R. y Toselli, A., 1975. La efusividad del Mesozoico argentino y su relación con áreas sudamericanas. Anais do 25 Congresso Brasileiro de Geologia: 259-272. Sao Paulo.
- González, R.F., 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. Esquematación geográfica y temporal. Acta Geológica Lilloana, 16 (2): 289-318. Tucumán.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1969. Geología y Petrología del extremo norte de la sierra de Los Cóndores (Córdoba). Academia Nacional de Ciencias. Boletín 46 (1):73-108. Córdoba.
- Gradstein, F. M. and Ogg, J. G., 1996. A Phanerozoic Time Scale. Episodes, 19 (1-2): 3-5.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 743-770.
- Kay, S.M. y Ramos, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:453-464. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R.R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina. Publicación Especial, serie «B» (didáctica y complementaria) N°19. 1-628.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum, A. M., and Moreno, R. S., 1997. Calc-Alcaline Arc Granitoid Activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 10: 157-177.
- Lucero, H. N., 1969. Descripción Geológica de las hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuña Huasi. Provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería 107, 40 p.. Buenos Aires.
- Lucero, H. N., 1972. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina: 81-90. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Lucero, H. N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En: Turner, J. C. M. (Ed.): Geología Regional Argentina, 1: 239-348. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Minera TEA, 1968. Recursos minerales de la provincia de Santiago del Estero. Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires (Inédito).
- Miró, C.R., 2000. Hoja geológica 1:250.000, Villa Ojo de Agua Santiago del Estero y Córdoba. SEGEMAR (Inédito).
- 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: 19-22.
- Viramonte, J. G., 1972. Los diques básicos de Caspi Cuchuna, Sierra Norte, Córdoba. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 1 (3-4): 135-136. Córdoba.

Recibido: 5 de febrero, 2001

Aceptado: 18 de abril, 2001

NOTA BREVE

El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico

Carlos H. LABUDÍA y Ernesto A. BJERG

CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca
E-mail: ghlabudi@criba.edu.ar

RESUMEN. El Grupo Los Menucos incluye ignimbritas dacíticas y riolíticas, lavas y tobas riolíticas, conglomerados y areniscas. El Grupo está compuesto por dos entidades: Formación Vera y Sierra Colorada; la primera de ellas (la más antigua) se integra con areniscas fosilíferas y flujos piroclásticos dacíticos; la segunda (la más moderna) comprende principalmente rocas riolíticas. En años recientes se avanzó en forma significativa en el conocimiento litoestratigráfico de estas unidades, lo cual permite su redefinición de acuerdo con el Código Argentino de Estratigrafía.

Palabras clave: Estratigrafía, Sedimentitas, Volcanismo, Triásico, Macizo Nordpatagónico

ABSTRACT. *Los Menucos Group. Stratigraphic redefinition of the Upper Triassic from the Northpatagonian Massif.* Los Menucos Group includes Upper Triassic ignimbrites dacites, conglomerates, sandstones and pyroclastic acidic rocks (rhyolites). This group is composed by the Vera Formation (the lower unit) and the Sierra Colorada Formation (the upper unit); the former includes fossiliferous sandstone and pyroclastic dacitic fluxes, and the second one is mainly composed by rhyolitic rocks. In recent years, there has been a significant progress of knowledge of these lithostratigraphical units, which favored their redefinitions according with the Argentine Stratigraphic Code.

Key words: Stratigraphy, Sedimentites, Volcanism, Triassic, Macizo Nordpatagónico

Introducción

Las primeras propuestas para identificar y diferenciar los terrenos triásicos del borde boreal del Macizo Nordpatagónico, particularmente en el área que circunda la localidad de Los Menucos, se deben a Stipanovic (1967), Stipanovic *et al.* (1968) y Stipanovic y Methol (1972, 1980). En tales contribuciones de acuerdo un reordenamiento espacial y temporal, se distinguieron varias unidades litoestratigráficas, basadas en los elementos de juicio disponibles en ese momento. Así, se crearon las Formaciones Los Menucos y Sierra Colorada y se hacía mención a las «sedimentitas con *Dicroidium*» (también citadas como «sedimentitas ladinianas o keuperianas», portadoras de una «Flora con *Dicroidium*», Stipanovic 1967) o «sedimentitas keuperianas» (Stipanovic *et al.* 1968; Stipanovic y Methol 1972, 1980).

El significativo avance en el conocimiento de las rocas del Sistema Triásico en la comarca referida, que los autores del presente trabajo lograron a lo largo de casi una década de trabajos de campo, permite definir con más precisión el esquema estratigráfico del Macizo Nordpatagónico y las edades que deben asignarse a las unidades participantes. Contribuyeron a alcanzar tales metas la definición del carácter del extenso *plateau* volcánico-sedimentario

del área, con varios centros efusivos, cuyos productos permitieron el delineamiento de depocentros (no tectónicos) rellenados con productos clásticos y volcánoclasticos, a menudo con variaciones faciales entre localidades cercanas. Por otro lado, la revisión en detalle de los afloramientos permitió certificar que los grandes espesores que se citaron para algunas secuencias sedimentarias (Miranda 1966, en Digregorio 1972) no eran reales, sino debidos a repeticiones tectónicas.

Con los nuevos elementos de juicio disponibles, los autores estimaron que era necesario revisar la estratigrafía del Triásico de la zona, con la rejerarquización de una unidad, elevándola a la categoría de Grupo y además proponer la creación de una nueva Formación. En tal sentido, entienden que la unidad citada como Formación Los Menucos, cuyo nombre tiene alta difusión en los medios locales, sea elevada de categoría a Grupo (*nom. transl.*), extendiendo el concepto de la misma (*emend.*), el que pasaría a integrarse con una entidad inferior (Formación Vera, *nom. nov.*), en esencia de carácter volcánico-sedimentario con preponderante participación tuffica-ignimbrítica y otra superior, la Formación Sierra Colorada, esencialmente volcánica y con una muy restringida participación sedimentaria. El Grupo tiene una edad que abarca el intervalo Triásico medio-Triásico tardío.

Esta edad establece una clara diferencia con lo postulado por Cucchi *et al.* (1999), quienes consideraron que las unidades litoestratigráficas que componen este Grupo, incluidas en el denominado Complejo Los Menucos, abarcan el intervalo que se extiende desde el Triásico temprano hasta el Jurásico temprano.

Grupo Los Menucos (Stipanovic 1967; Stipanovic y Methol 1972, 1980; *emend. et nom. transl.*)

Se propone denominar al conjunto de vulcanitas riolíticas y sedimentitas triásicas que afloran en los alrededores de Los Menucos (68°15'O y 40°52'S) como Grupo Los Menucos, de acuerdo con las normas del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992), el que se caracteriza por una actividad volcánica recurrente, y que está integrado por dos Formaciones (Fig. 1): Vera (*nom. nov.*) y Sierra Colorada (Stipanovic *et al.* 1968).

El Grupo Los Menucos se apoya en discordancia sobre la Formación Colo Niyeu de edad precarboñífera (Labudía y Bjerg 1994) y sobre las rocas graníticas permotriásicas del Complejo Plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984). El límite superior del Grupo corresponde a una discordancia erosiva, que la separa de los sedimentos continentales y marinos del Cretácico superior y de las vulcanitas basálticas del Terciario.

El Grupo aflora en una superficie de 40.000 km² que se extiende en continuidad desde Aguada de Guerra al sur, a Sierra Colorada al norte, y desde Altos de Tapilque al este hasta el Bajo de Lenzaniyeu hacia el oeste, y en forma discontinua hasta Ingeniero Jacobacci. Los espesores aflorantes del mismo son variables, desde 5 m hasta 130 metros.

Los hallazgos paleontológicos (icnitas y plantas fósiles) se restringen a los niveles epiclásticos y tuffíticos de la Formación Vera. Pesce (1976) encontró impresiones vegetales en bancos ignimbríticos aflorantes en áreas cercanas a Los Menucos.

El carácter de la megafloora de la Formación Vera y las dataciones radiométricas de 215 ± 2 Ma y de 222 ± 2 Ma, sobre vitrófiros y lavas riolíticas de la Formación Sierra Colorada (Rapela *et al.* 1996), permiten ubicar a este Grupo dentro del Neotriásico.

Formación Vera (*nom. nov.*)

Esta formación se apoya en discordancia sobre unidades sedimentarias del Paleozoico inferior y plutónicas del Permo-Triásico (Labudía y Bjerg 1994). En el techo de esta unidad se observa una amplia variedad de rocas relacionadas a procesos tanto volcánicos como sedimentarios, predominando unos so-

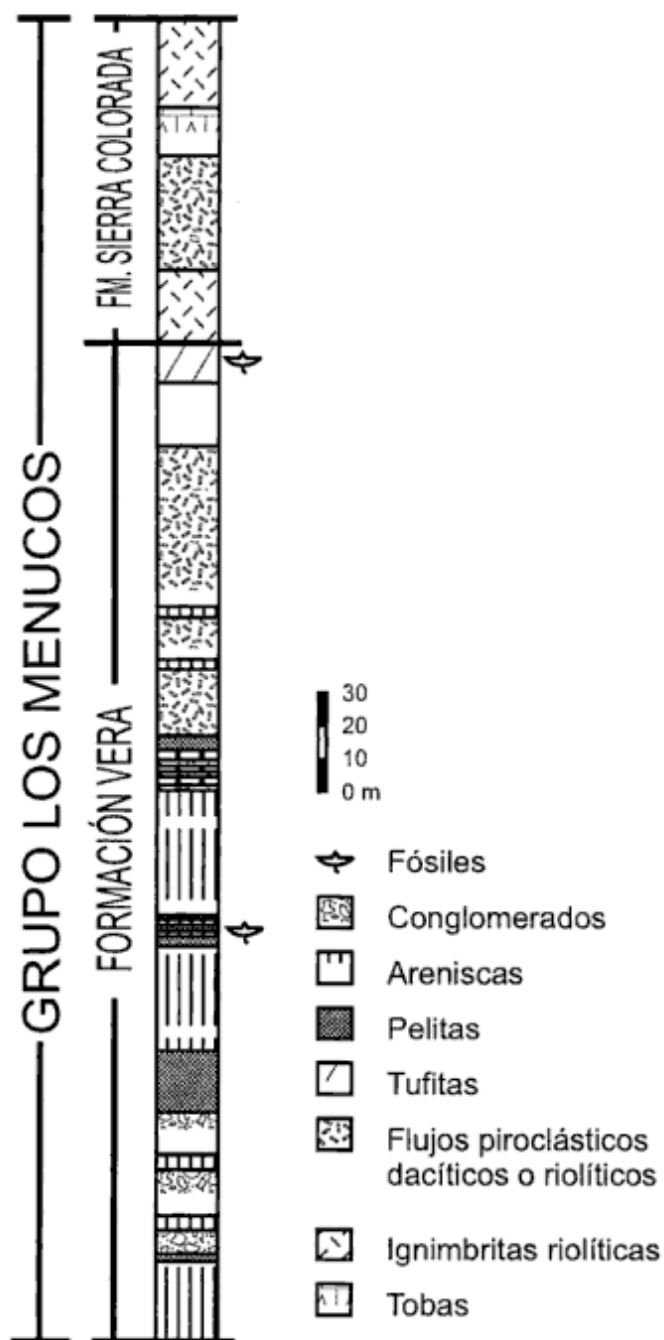


Figura 1: Perfil columnar esquemático del Grupo Los Menucos.

bre otros según las áreas y su proximidad con los centros efusivos y así se encuentran tufitas fosilíferas, flujos piroclásticos dacíticos, brechas volcánicas, pelitas y areniscas.

Los afloramientos de esta entidad son saltuarios, pero pueden agruparse en tres áreas principales en el distrito de Los Menucos y al sureste y noroeste del mismo, las que integran una superficie del orden de los 10.000 km cuadrados.

La Formación Vera está compuesta por una secuencia sedimentaria de espesores variables (2 a 150 m) constituida por niveles de conglomerados pardo ama-

rillentos, *wackes* y pelitas pardo rojizas a rojo ladrillo (Labudía y Bjerg 1994) y areniscas de colores blanquecino-verdoso. En estos niveles epiclásticos se intercalan depósitos de lluvias de cenizas, tufitas, tobas, flujos piroclásticos dacíticos y brechas volcánicas de igual composición.

La extensión lateral de los niveles de conglomerados varía de 15 a 30 m, con espesores de 0,20 a 1 m, mientras que el diámetro máximo de los clastos de rocas (graníticas, dacíticas y andesíticas) oscila entre 5 y 15 centímetros. Estos niveles están compuestos por conglomerados macizos clasto sostén y mátrix sostén.

Las areniscas se presentan en bancos de hasta 5 m de potencia, con estratificación bien desarrollada, granocreciente y presencia de ondulitas, que lateralmente gradúan a facies con estratificación diagonal y artesas. Las paleocorrientes determinan una dirección general N 220°. Asociados a estas epiclastitas y hacia la parte superior aparecen bancos de pelitas, fangolitas de color rojo ladrillo y calcáreos grises amarillentos, con espesores que oscilan entre los 0,20 y los 10 metros. La estructura oscila entre masiva a imperfectamente laminada.

En los niveles superiores, intercalados con estas sedimentitas, se presentan flujos piroclásticos dacíticos y brechas de igual composición y de amplia distribución areal, con espesores de 0,50 m hasta 30 metros. En la parte inferior de estos flujos es común encontrar clastos de filitas, epiclastitas, tobas, tufitas, rocas volcánicas y areniscas cuarzosas.

En las explotaciones de piedra laja del sudoeste de Los Menucos se observan en detalle sus afloramientos e intercalaciones de areniscas y tufitas fosilíferas de hasta 1 m de espesor, pero en las canteras al oeste de Los Menucos se nota un predominio de facies pelíticas con abundante flora y fauna de artrópodos.

La posición estratigráfica y naturaleza litológica de las secuencias sedimentarias que componen esta formación son equiparables a las sedimentitas portadoras de «Flora de *Dicroidium*» aflorantes en otras áreas de Los Menucos, tales como los puestos Vera, Tchering, Álvarez y Aguada de Guerra, reconocidas por Stipanovic (1967), Stipanovic *et al.* (1968), Stipanovic y Methol, (1972, 1980), Artabe (1985), Labudía y Hayase (1976), Labudía y Bjerg (1981, 1994) e Iglesias *et al.* (1994). También serían equiparables a éstas los denominados «Estratos» o «Formación Comallo» (Rabassa 1978).

Los ambientes predominantes en estas epiclastitas fueron conos aluviales, llanuras de inundación, ríos efímeros y pequeños cuerpos de agua, que se identifican en distintos niveles en los perfiles estudiados. Los ambientes de esta formación reflejan el desarrollo incipiente de una red de drenaje relacionada en forma estrecha con la evolución volcánica.

Casamiquela (1964) citó los primeros hallazgos de

icnitas en las canteras de piedra laja de las cercanías de Los Menucos y atribuyó a las mismas una edad mesojurásica, pero Stipanovic y Methol (1972, 1980) las asignaron al Triásico.

Esta unidad contiene una rica tafoflora, que estudió Artabe (1985, 1986), quien reconoció varios taxones, cuya lista con determinaciones actualizadas brindaron Spalletti *et al.* (1999). De sus especies se destacan, entre otras, *Equisetites fertilis*, *Phyllotea australis*, *Cladophlebis mendozensis*, *Dicroidium dubium*, *D. crassum*, *D. lancifolium*, *D. odontopteroides*, *Zuberia papillata*, *Z. zuberi*, *Pteruchus barrealensis*, *Lepidopteris madagascariensis*, *Pachydermophyllum praecordillerae*, *Pseudoctenis capensis*, *P. carteriana*, *P. spathulata*, *P. wardii*, *Yabeiella spathulata*, *Taeniopteris lata*, *T. magnipholia*, *Sphenobaiera argentinae*, *S. stormbergensis*, *Czekanowskia rigalii* y *Heydiphyllum elongatum*. Basados en este contenido fosilífero, Stipanovic y Methol (1972, 1980) asignaron esta unidad al Triásico superior, mientras que Artabe (1985, 1986) la incluyó en el Mesotriásico.

Entre los taxones de sus tafofloras se encuentran varios que son comunes en las Formaciones Cerro de las Cabras, Potrerillos, Cacheuta, Río Blanco, Barreal, Cortaderita, Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto, Paso Flores, Llantenes, Marayes, y en el Grupo El Tranquilo (*cf.* Spalletti *et al.* 1999), bien representados en los niveles altos de las columnas triásicas. Esto sugiere una edad neotriásica para las tafofloras, edad que está avalada por las dataciones radiométricas de las ignimbritas y riolitas de la Formación Sierra Colorada, íntimamente vinculada con la Formación Vera.

Formación Sierra Colorada (Stipanovic et al. 1968; Stipanovic y Methol 1972, 1980)

La Formación Sierra Colorada está compuesta de lavas, tobas, brechas, aglomerados volcánicos pobremente estratificados, ignimbritas y vitrófiros de composición riolítica, conjunto de rocas que intruyen y cubren en no concordancia a las unidades estratigráficas anteriores a este evento volcánico.

La Formación Sierra Colorada soporta discordantemente tanto a sedimentitas cretácicas-terciarias como a vulcanitas terciarias (Labudía y Bjerg 1994) y cubre unos 30.000 km², con afloramientos que se extienden desde Sierra Colorada al norte hasta Aguada de Guerra por el sur y desde Altos de Tapilique al este hasta el Bajo de Lenzaniyeu al oeste. Estas vulcanitas riolíticas se presentan en unidades de enfriamiento de distinto espesor; las más potentes llegan hasta 40 m, pero son frecuentes las de 5 a 20 m que se destacan en el paisaje por su resistencia a la erosión. El espesor de la secuencia volcánica se

estimó en unos 250 m como mínimo.

Las nuevas dataciones radimétricas (isocrona Rb/Sr sobre roca total) de esta Formación (Rapela *et al.* 1996) se realizaron sobre los vitrófros y coladas riolíticas que se apoyan en contacto neto sobre las areniscas fosilíferas de la Formación Vera, aflorantes en las proximidades del puesto homónimo. Todas ellas resultan neotriásicas, con 222 ± 2 Ma en el sector de Los Menucos y 215 ± 2 Ma en áreas vecinas. Estas edades son coincidentes con las indicadas por Halpern (en Stipanovic y Methol 1980, p. 1080), con 215 y 220 Ma.

Las brechas de la Formación Sierra Colorada, con clastos de 0,10 a 1 m, se encuentran bien representadas en el área nordeste de Los Menucos; desde allí se extienden hacia el sudeste a lo largo de 5 km cubriendo en forma discordante a la Formación Vera.

Los diques riolíticos calcoalcalinos, que conforman estructuras *en echelon*, son comunes en el sector noroeste del área, aunque poco frecuentes hacia el sur y sureste. Las dimensiones de estos cuerpos son variables tanto en largo (hasta 1.500 m) como en ancho (hasta 2 m).

Por lo expuesto se puede concluir que el Grupo Los Menucos se transforma así, en un distrito Triásico de importancia en el país, por su extensión areal y contenido paleontológico.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su gratitud a P. Stipanovic por sus valiosas enseñanzas, sugerencias y permanente apoyo en la elaboración y concreción de este trabajo; al CONICET y a la Universidad Nacional del Sur por el apoyo financiero parcial otorgado a lo largo de varios años de trabajo; a los árbitros de la revista por sus oportunas sugerencias y correcciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Artabe, A. E., 1985. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos Provincia de Río Negro. Argentina. I. Sphenophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana*, 22 (1-2): 3-22. Buenos Aires.
- Artabe, A. E., 1986. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos Provincia de Río Negro. Argentina. II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Ionifenophyta. *Ameghiniana*, 22 (3-4): 159-180. Buenos Aires.
- Casamiquela, R. M., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la Icnología con su aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Ministerio de Asuntos Sociales, Gobernación de la Provincia de Río Negro, 1-229. Buenos Aires.
- Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Diáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Cucchi, R., Busteros, A., Lema, H., Dalponte, M. y Espejo, P., 1999. Geología y recursos minerales de la Hoja 4169-II, Los Menucos. Información Geológica Minera de la Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino y Dirección de Minería de la provincia de Río Negro, p. 1-111. Viedma.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 439-506. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Iglesias, J. C., Labudía, C. H. y Bjerg, E. A., 1994. Intercalaciones piroclásticas en la cuenca sedimentaria triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 236-240. Buenos Aires.
- Labudía, C. H. y Bjerg, E. A., 1981. Petrografía de la zona noreste de la localidad de Los Menucos, Provincia de Río Negro. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 841-852. San Luis.
- Labudía, C. H. y Bjerg, E. A., 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 284-296. Buenos Aires.
- Labudía, C. H. y Hayase, K., 1976. Relación entre las rocas y la mineralizaciones de Pb-Zn-Cu, fluorita y caolín de los alrededores de Los Menucos, Provincia de Río Negro, República Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 3: 61-80. Bahía Blanca.
- Labudía, C. H., Artabe, A. E., Bjerg, E. A. y Gregori, D. A., 1993. Presencia del género *Pleuromeia corda* (Lycophyta, Pleuromeciaceae) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana*, 29 (3): 195-199. Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y Rapela, C. W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 220-243. Buenos Aires.
- Pesce, A. H., 1976. Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 139-140. Buenos Aires.
- Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo. Provincia de Río Negro. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 731-746. Neuquén.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Llambías, E.J., Labudía, C.H. and Artabe, A.E., 1996. Gondwana magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic province. *Andean Dynamics Symposium*: 791-994. Saint Malo, France.
- Spalletti, L., Artabe, A., Morel, E. y Brea, M., 1999. Paleofloristic biozonation and chronostratigraphy of the Argentine Triassic. *Ameghiniana*, 36: 419-451. Buenos Aires.
- Stipanovic, P., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (2): 101-133. Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1972. Macizo de Somún Curá. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 581-600. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J., 1980. Comarca Norpatagónica. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina II, p. 1071-1097. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martínez, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98. Buenos Aires.

Recibido: 2 de mayo, 2001

Aceptado: 10 de agosto, 2001

COMENTARIO

El impacto de las publicaciones científicas: mito y realidad

«Citation analysis is not a shortcut to be used as a replacement for thinking» (E. Garfield)

En la últimas décadas hemos asistido a un desarrollo acelerado de la «cienciometría» o «bibliometría», disciplina dedicada a la medición de la producción científica, a partir de la cual se ha vuelto común la evaluación de la significación científica de un trabajo sobre la base del «impacto» de la revista en la que ha sido publicado.

El método más común consiste en consultar el índice de impacto de la revista en la que es publicado un trabajo, según los cálculos del **Institute for Scientific Information (ISI)** de Filadelfia, EE.UU. y cuanto más alto sea el mismo más significativo se considera al artículo en cuestión.

Varias de las limitaciones del método han sido puntualizadas por el mismo creador del ISI y por otros autores (e.g. Amin y Mabe 2000). Por ello Garfield (1994) ha señalado que el índice de impacto no debe ser usado sin prestar atención a los diferentes fenómenos que influyen en la frecuencia de las citas y que muchas veces es inapropiado recurrir al impacto de una revista para estimar el de uno de sus artículos.

Lamentablemente, la mayor parte de quienes hacen referencia a (y aceptan) este sistema de evaluación no parece tener un conocimiento claro de las bases teóricas que lo sustentan y las limitaciones que presenta.

Tal actitud, que puede comprenderse en los burócratas que viven de la actividad de la comunidad científica, es sumamente llamativa en ésta, que se supone basa sus conclusiones en argumentaciones racionales fundamentadas, que nada tienen que ver con creencias en números «mágicos».

De allí que resulta oportuno analizar el método y mostrar sus alcances y limitaciones, en especial con respecto a la actividad científica en el campo de la geología de la Argentina y de América del Sur.

Características principales del método

En la década de 1960 se comenzó a estructurar la base de datos, conocida como «**Science Citation Index**» (SCI), a cargo del ISI. Este Instituto, fundado en 1958 por Eugene Garfield, es también conocido por su semanario *Current Contents*, en el cual se incluyen los títulos de los artículos publicados por las revistas que se consideran en el SCI.

El SCI es una lista de referencias bibliográficas citadas en un lapso determinado, la que es obtenida de los artículos de un conjunto de revistas seleccionadas internacional y multidisciplinariamente. El número total de revistas evaluadas era de 600 en 1964, 2.400 en 1972, 2.600 en 1978 y entre 4.500 y 5.300 en los últi-

mos años, las que contienen un total de aproximadamente 600.000 artículos.

De esta base de datos se determina la frecuencia o el número de veces que cada una de esas revistas es citada, valor directamente relacionado con el número de trabajos que la revista publicó en el lapso en cuestión. O sea que cuanto mayor sea aquél, más elevado será el número de citas que ésta reciba. Para eliminar este último factor y hacer que resulten comparables revistas con cantidades diferentes de artículos, se introdujo la práctica de dividir el total de citas a artículos de una revista por el total de artículos de la misma en un lapso determinado. El valor obtenido es el llamado **Índice o Factor de Impacto (FI)** de esa revista.

Si bien no siempre resultan evidentes los lapsos en los que las citas deben ser registradas –pues podrían corresponder a cualquier momento de la historia de la revista– el ISI usualmente toma un período de dos años, ya que según Garfield (1984a) un artículo típico es citado mayormente en los dos años posteriores a su publicación y el 21-25 % de las citas efectuadas en un año determinado corresponden a los últimos tres años. O sea que para medir el impacto de un revista en un año, e.g. 1999, se evalúan las citas a trabajos publicados en los dos años anteriores, i.e. 1997 y 1998.

Se ha comprobado que existe una correlación positiva entre la distribución de las citas y las revistas citadas, de forma tal que en esta base de datos aproximadamente 2.000 revistas dan cuenta del 85% del total de las citas (Garfield 1972) y 150 de ellas de cerca del 50%. La conclusión final es que los artículos más significativos para una disciplina científica se encuentran en un número relativamente pequeño de revistas (Ley de Bradford). De donde Garfield (1972) concluyó que «una buena colección de revistas no necesita tener más que unos pocos cientos de títulos». En su opinión (Garfield 1972) el núcleo multidisciplinario esencial para todas las disciplinas científicas podría estar compuesto por al menos 500 revistas, si lo que se desea es satisfacer las necesidades de un país en desarrollo.

Distorsiones del método

Ya Cawkell (1977) señaló que el SCI funcionaría perfectamente si cada autor citara escrupulosamente los trabajos anteriores relacionados con el tema de su artículo, si se cubriesen todas las revistas científicas publicadas en el mundo y si estuviera al margen de limitaciones económicas. En la realidad ninguno de estos requisitos se cumple, especialmente por el hecho de que los autores, en su mayoría, son «subjetivos» y poco cuidadosos con las citas de la bibliografía.

Así la metodología del FI presenta diferentes distorsiones. Garfield (1972) ha destacado la existencia de sucesos azarosos en la publicación de las revistas, tales como la inclusión de artículos de revisión que conlleven una frecuencia mayor de citas que el promedio, o la publicación de pocos artículos que, aunque de alta calidad, pueden producir un impacto bajo, especialmente

si la revista aparece irregularmente y/o con baja frecuencia. Asimismo revistas de disciplinas más aplicadas pueden mostrar índices relativamente bajos, aunque contengan trabajos de mucha utilidad (Tainer 1991; Amin y Mabe 2000) o restricciones editoriales en la cantidad de citas pueden conjugarse con la limitación de éstas a trabajos de fácil acceso, al margen de su calidad y/o propiedad. Por otra parte Garfield (1972) también ha señalado que la frecuencia con que una revista es citada depende de muchas variables, tales como la reputación de determinados autores, aspectos controvertidos del tema, circulación, disponibilidad y nivel de las suscripciones de las bibliotecas, distribución de separatas, cobertura por parte de servicios bibliográficos, prioridades en la asignación de fondos de investigación, etc., por lo que resulta muy difícil, sino imposible, clarificar las relaciones de estas variables y su impacto relativo en la frecuencia de citas. Tal vez por ello ha advertido (Garfield 1983) sobre la probabilidad de no interpretar correctamente los índices de impacto y que una evaluación real de la calidad de las revistas y sus trabajos implica un análisis, detenido, de sus contenidos.

Muchas de estas limitaciones han sido excelentemente expuestas por Amin y Mabe (2000), quienes han demostrado que el FI es afectado por razones sociológicas y estadísticas. Entre las primeras señalan, la disciplina, el tipo de revista (notas, artículos, revisiones) y el número promedio de autores (que suele estar relacionado con la disciplina). Entre las segundas, el tamaño de la revista y el lapso considerado para efectuar la evaluación de las citas.

A ello se suma que hay artículos de suma importancia que pueden aparecer en revistas poco conocidas o resultar prematuros con respecto al contexto de conocimientos de la comunidad científica en un momento determinado. No obstante ante la posibilidad de que una selección de publicaciones sobre la base del FI implique la omisión de resultados significativos científicamente, Garfield (1972) sostiene que todo lo que es importante finalmente llega a las revistas indexadas. Es obvio que tal justificación es discutible, especialmente si tras ella se ocultan retrasos innecesarios en el desarrollo científico. Así los trabajos de Mendel sobre hibridación en plantas, publicados en 1865 en una revista poco conocida (i.e. *Proceedings of the Natural History Society of Brunn*) pero que tuvo amplia difusión, fueron ignorados y «redescubiertos» treinta y cinco años después, debido muy probablemente no tanto a su carácter «prematuro» (cf. Stent 1972) como a la aplicación de criterios similares a los que hoy se expresan mediante el FI.

Pero aquí interesa más discutir otras distorsiones, originadas en los conjuntos de revistas que se incluyen o excluyen del SCI.

Como se señaló, el FI se calcula a partir del SCI, el cual comprende 4.500-5.300 revistas, sobre un total de más de 100.000 que se publican en todo el mundo, i.e. entre el 4 y el 7 % del total.

Desde el punto de vista geográfico y lingüístico, de las revistas incluidas en el SCI, el 84 % provienen del

12,8 de la totalidad de países (Gibbs 1995), la producción científica del 80% del mundo tiene una participación del 2%, c. del 90% contienen trabajos redactados en inglés (Garfield 1984a) y c. 31-38% son publicadas en EE.UU. (Gibbs 1995; Fernández 1998), lo cual resulta en que, de los 7,5 millones de citas mencionadas, el 96% está en inglés (Ribbe 1988), valores todos éstos con tendencia ascendente.

En lo que hace a disciplinas científicas, como la frecuencia de las citas está directamente relacionada con el tamaño de la comunidad que se ocupa de una temática determinada y tal vez con la forma en que ésta trabaja, de lo publicado en el mundo el 60% corresponde a «ciencias de la vida» y la mayor parte del 40% restante se divide aproximadamente en partes iguales entre Física y Química (Garfield 1984b). A estas mismas disciplinas pertenecían en 1992, según la revista *Science*, los 20 científicos más prolíficos del mundo, quienes producían un promedio de un artículo cada 3,9-11,3 días.

En general este sistema se constituye en un verdadero círculo vicioso, i.e. los editores del SCI se basan en la frecuencia de citas de una revista para incluirla en el índice, pero una revista no es citada debido a que no es bien conocida porque no está en el SCI (Gibbs 1995).

Esta evidente endogamia, que favorece netamente a las publicaciones de determinadas disciplinas o especialidades, publicadas en inglés y en EE.UU., se retroalimenta a sí misma, de forma tal que la preeminencia de especialidades, idioma y país citados tiende a incrementarse con el tiempo. Así el número de publicaciones incluidas en el SCI provenientes del tercer mundo se redujo de 80 en 1981 a 50 en 1993 (Gibbs 1995).

En lo que hace a Iberoamérica y a la Argentina, las revistas de esta región y país constituyen, respectivamente, el 0,6 y el 0,352 % del total (Gibbs 1995; Fernández 1998). Además, de los artículos considerados por el SCI, los de autores latinoamericanos son el 1% del total, de ellos el 80% está en inglés y el 55% ha sido dado a conocer en EE.UU., Reino Unido y Canadá. EE.UU. ha publicado el 42% de los incluidos para América Latina, valor que representa aproximadamente el 1% del total de ese país (Garfield 1984a). Por otra parte, las citas realizadas a estos trabajos de latinoamericanos, corresponden en casi un 90% a extranjeros y solamente el 1% es de autores de otros países latinoamericanos (Garfield 1984b).

Dado el tamaño relativamente pequeño de la muestra considerada, Garfield (1984a) ha señalado que la evaluación del impacto relativo de las publicaciones latinoamericanas debe ser considerada como tentativa. Igual calificación es aplicable a sus explicaciones sobre lo señalado en el último punto del párrafo anterior, que es atribuido a una mayor facilidad de acceso a la bibliografía de Europa y EE.UU. por parte de latinoamericanos, o a las diferencias que existirían entre países en las citas correspondientes a «ciencias de la vida», química y física, y que atribuye a las variaciones que exhiben los países involucrados en el grado de desarrollo de las mismas (Garfield 1984b). Es evidente que tales aseveraciones, si bien podrían resultar válidas, son discutibles en razón de que los resultados están basa-

dos en las revistas cubiertas por el SCI y no por la totalidad o por, al menos, una muestra representativa del universo de revistas en el que publican los científicos de los países considerados.

El problema ha sido reconocido por el creador del ISI (Garfield 1972), quien señaló que revistas no incluidas en el SCI, especialmente aquéllas no redactadas en inglés, pueden citarse a sí mismas y a otras, con lo cual su inclusión alteraría su posición y la de otras revistas. Pero el tema fue dejado de lado con el simple comentario de que es difícil determinar cuál es la significación del tema. Tampoco da respuesta a este problema afirmar que el ISI, al compilar la bibliografía de las revistas que considera, también da cabida a otras que no evalúa, pues es evidente por todo lo que se ha expuesto, que esta participación no es representativa del impacto real de esas revistas.

No es marginal tampoco al tema, la distorsión que existe en la aceptación de trabajos de autores de países del tercer mundo en revistas consideradas de alto impacto. Así *Science* entre 1991 y 1995 duplicó la recepción de trabajos de países en desarrollo, pero las aceptaciones han permanecido en 1,4% (Gibbs 1995). Aquí merece mención el hecho de que conclusiones publicadas en medios no indexados muchas veces son total o parcialmente reproducidas en artículos de revistas de alto impacto y que las referencias originales son «olvidadas», dando como resultado el llamado «Efecto Mateo» («El que tiene recibirá, pero del que no tiene se tomará aún lo que tiene») (Gibbs 1995).

Ante lo expuesto es cuestionable la propuesta (Garfield 1972) de que un núcleo de 500 revistas del SCI puede satisfacer las necesidades de los países en desarrollo, pues muy probablemente ellas no contendrían los trabajos realmente significativos para los estudios que realizan las comunidades científicas de esos países.

El tema sin embargo resulta aún más complejo cuando se considera que el hecho de que una revista sea citada no significa que todos los trabajos en ella incluidos lo sean. Así se ha señalado, que entre el 25% y el 55% de los trabajos publicados en revistas de alto impacto no son citados en los cinco años posteriores a su publicación, que el 80% de ellos no han sido citados más de una vez (Cawkell 1977; Hamilton 1990) y que algunos nunca lo son (Garfield 1983). Pendlebury (1991) y Costa y Sylvester (1993) atribuyen esto a la inclusión de revistas del tercer mundo con bajos índices de impacto o de autores extranjeros que no citan trabajos publicados en EE.UU., con lo cual implícitamente están proponiendo su eliminación y la acentuación del carácter tendencioso del SCI. Marginalmente es interesante destacar que hay autores (e.g. Abt 1991) que han puesto en duda el valor de 55% para los trabajos no citados, por considerar que el valor real está más próximo a 35%, con lo cual se muestra la variedad de conclusiones que se puede extraer de los mismos datos.

Finalmente, es importante recordar que el ISI es una empresa comercial y que, según Gibbs (1995), la compra de la suscripción anual al SCI, a un precio de más de US\$ 10.000, posibilita en algunas instancias la in-

clusión en el mismo. Así en anuncios de aparición de nuevas revistas, efectuados 6 meses antes de que ello ocurriera, se mencionaba que estarían incluidas en el SCI (Gibbs 1995). De esta forma la lista de cobertura de revistas por el SCI no solamente se debería a razones de tipo académico sino también económicas.

Corresponde aclarar que, tal como se observa en la bibliografía utilizada, los porcentajes y relaciones que se mencionan a lo largo de este comentario corresponden, en muchos casos, a años diferentes y que por lo tanto no son estrictamente comparables. Aún así, la validez de las tendencias se ve corroborada en forma independiente en varios casos y es probablemente válida para todos.

El caso de la Geología

De un análisis de las estadísticas mencionadas más arriba, es evidente que carece de sentido comparar la posición de revistas de especialidades disímiles, dado que el tamaño de las bases de datos y prácticas seguidas en el uso de citas pueden diferir (Cawkell 1977; Amin y Mabe 2000). Ello se debe a que existe un tiempo de retardo en las citas, que se corresponde con el de asimilación y corroboración que realizan otros científicos y que este período de «latencia» varía de disciplina en disciplina (Garfield 1983).

Así el número de citas que reciben diferentes tipos de trabajos y el tiempo que toma que alcancen su máxima frecuencia de citación varía de especialidad en especialidad. Por ello se considera que estas evaluaciones deben efectuarse con respecto a un contexto y que no es razonable comparar especialidades diferentes.

Es obvio, de las estadísticas consideradas, que la Geología ocupa necesariamente una posición marginal con respecto a la masa principal de publicaciones provenientes de la biomedicina, la química y la física. Esto se evidencia en el hecho de que entre las aproximadamente 150 revistas más citadas no hay ninguna geológica (véase Garfield 1972) y en que el FI, para las revistas de la especialidad, es en general inferior a 4 (Ribbe 1988) y su promedio es apenas superior a 1 (Amin y Mabe 2000), mientras que aproximadamente el 25 % de las más citadas tienen índices superiores a 4, las cinco primeras alcanzan valores entre 16 y 29 (Garfield 1972) y el FI promedio varía entre 1,5 y 3,0 (Amin y Mabe 2000). En el campo de la Geología, según una estadística publicada para 1984-1990, el impacto más alto correspondió al *Journal of Petrology*, con 3,39 (Costa y Sylvester 1993). No es de extrañar que la lista del SCI, de los 1.000 científicos contemporáneos más citados, no incluya a ningún geólogo (véase Sánchez de Posada y García-Alcalde 1996).

O sea que la Geología, considerada en las revistas del primer mundo, es marginal con relación a otras disciplinas (especialmente las biomédicas). A ello se suma, en el caso de América Latina y de la Argentina en particular, la virtual exclusión en el SCI de revistas loca-

les. De esta forma, según el SCI, en 1995 el FI de la *Revista Geológica de Chile* era de 0,25 y el del *Journal of South American Earth Sciences* de 0,6. Esto significa que, según el SCI, un artículo promedio de estas revistas recibía menos de una cita por año.

¿Es real este impacto?

La respuesta es afirmativa si se lo considera desde la óptica de la comunidad científica de EE.UU., desde la de las disciplinas biomédicas, físicas y químicas, e incluso de las geológicas de otros continentes, para las cuales los aspectos geológicos de Chile o de América del Sur carecen de relevancia. Pero es también evidente que es negativa si se evalúa el tema con relación al uso que hacen de la información quienes trabajan en la geología de Chile y de América del Sur. Así, si éstos siguieran el criterio de seleccionar revistas sobre la base del SCI y se limitaran a consultar las citas del *Current Contents*, seguramente no estarían informados sobre la mayor parte de lo realizado en el tema en el que trabajan.

El índice de impacto según algunas publicaciones geológicas regionales

Base de datos: No obstante lo expuesto, es evidente que para los burócratas de la ciencia no basta con apreciaciones cualitativas, ya que no son comparables con los números publicados por el ISI. Por ello se hace necesario intentar algún tipo de análisis cuantitativo desde la óptica de la disciplina y de la región.

El tema no es sencillo debido a que no se cuenta con los recursos del ISI. Pese a ello se ha intentado una primera aproximación con el análisis que aquí se presenta, basado en las dos revistas ya mencionadas, *i.e.* *Revista Geológica de Chile* (RGCh) y *Journal of South American Earth Sciences* (JSAES), y en la *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (RAGA).

Para ello se evaluó, en primer lugar, si el lapso de dos años que utiliza el ISI en sus cálculos resulta apropiado para el campo de la geología. Otros autores (Cawkell 1977; Garfield 1994; Amin y Mabe 2000) ya han destacado que las disciplinas científicas difieren en los rangos de impacto y que por ello las revistas deben ser examinadas en el contexto de la especialidad específica. Incluso se ha sugerido (Garfield 1994) que un rango de 5 años puede ser más útil y que él puede ser calculado computando datos de años sucesivos del SCI. Más aún, se ha demostrado (Amin y Mabe 2000) que tal lapso elimina variaciones estadísticas relativamente importantes en el FI de cualquier revista.

En el caso de la Geología, como bien lo han demostrado Urbizagástegui y Cortés (1997, 1998) para la *Revista Geológica de Chile*, confirmando estudios efectuados en EE.UU., el 54 % de las citas incluidas en trabajos publicados en un año determinado tienen menos de diez años de antigüedad y el 25% menos de cinco, la mayor frecuencia corresponde a citas de trabajos publicados cinco años antes y la vida media es de aproximadamente 12 años.

Estos resultados han sido corroborados en el presente trabajo, donde un análisis de la RAGA y el JSAES correspondientes al año 1997 muestran que los artículos citados correspondientes a 1995 - 1996 representan apenas el 3% (JSAES) y el 7% (RGCh) del total. Otras distorsiones originadas en el uso de un lapso de dos años se observan para el caso de que en el mismo se incluyan las Actas de un Congreso Geológico, tal como ocurre en el análisis del año 1997, donde se han considerado las Actas del XIII Congreso Geológico Argentino, efectuado en 1996. Pues resulta que las citas a éstas, en el JSAES y en la RAGA de 1997, suman 34. Mientras que las citas propias (RAGA y JSAES) solamente alcanzan un total, respectivamente, de 19 y 10.

Es evidente que el lapso de dos años usado en las valoraciones del ISI se ajusta mejor a las características de la parte mayoritaria del banco de datos considerado, *i.e.* biomedicina, física y química, la vigencia de cuya información no es comparable a la de la Geología. De donde se concluye que para la Geología ese rango es inadecuado, y es más apropiado abarcar uno de por lo menos cinco años. Consecuentemente se decidió evaluar el lapso 1993-1997, con un total de cinco volúmenes anuales por revista. En el caso del JSAES, que no publicó ninguno en 1993, se tomó como primer volumen el correspondiente al año 1992.

El análisis sin embargo no consistió en evaluar las citas registradas en 1998 de los trabajos publicados entre 1993 y 1997, sino que abarcó todas las citas efectuadas en este lapso, sin tomar en cuenta el año de publicación. Se entendió que, dada la caída exponencial en las citas de más de cinco años de antigüedad (véase Urbizagástegui y Cortés 1997; Amin y Mabe 2000), los valores obtenidos igualmente reflejarían el impacto relativo de las revistas incluidas en las bibliografías de los trabajos publicados.

La información considerada se ha limitado a las revistas de sociedades científicas o empresas comerciales y, en general, no se han incluido las de carácter irregular producidas por entidades gubernamentales, pese a que algunas de éstas son citadas con relativa frecuencia, especialmente en el ámbito local de cada país (caso de las citas a publicaciones del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile registradas en la *Revista Geológica de Chile*, cf. Urbizagástegui y Cortés 1997). Se han computado únicamente las publicaciones con más de veinte citas en cada una de las revistas evaluadas y de más de cincuenta en el caso del conjunto de las tres (Cuadro 1), salvo *Science* y *Nature*, que han sido incluidas, pese a sus bajos valores, a efectos comparativos. Para algunas revistas no ha sido posible calcular el FI (Cuadro 2), debido a su carácter irregular o a la inexistencia de números correspondientes al período en consideración (e.g. *Boletín Academia Nacional de Ciencias, Acta Geológica Lilloana*).

Dada la importancia que tienen en la Argentina y en Chile los trabajos presentados a los Congresos Geológicos, que se realizan en ambos países cada tres años, se consideró conveniente incluir en el análisis las actas de estas reuniones. Así se evaluaron las Actas de los

Congresos Geológicos Argentinos efectuados en 1993 y 1996 y las de los Congresos Geológicos Chilenos realizados en 1994 y 1997.

Aquí es importante destacar también que en este tipo de análisis siempre existe un porcentaje de error, el cual en el caso del SCI se ha estimado en un 5% (Ribbe 1988) y que en nuestro caso es probablemente superior debido al uso de una técnica «manual». Sin embargo, se considera que estas diferencias de procedimientos no alteran significativamente la tendencia y ordenamiento general de los resultados, al margen de los valores absolutos obtenidos.

Resultados: Los resultados se presentan en los Cuadros 1 y 2 y confirman las hipótesis planteadas, por más que los FI sean relativamente bajos debido al escaso número de revistas consideradas.

En primer lugar se puede observar, en lo que respec-

ta al número de citas (Cuadro 1), que aunque hay algunas diferencias en posición con respecto a la evaluación efectuada por Urbizagástegui y Cortés para la RGCh (años 1997 y 1998), existen claras coincidencias con respecto a los títulos de las revistas y al núcleo de las más citadas. Un aspecto importante de destacar es la importancia que revisten las citas a los Congresos Geológicos, tanto de Argentina como de Chile.

En lo que hace a los FI (Cuadro 2), las tres revistas locales se ubican en los primeros puestos, mientras que la mayor parte de las que según el SCI tienen alto impacto, pasan a posiciones totalmente marginales, con índices muy inferiores a los publicados por el ISI. Claramente evidente es el caso de *Science*, una revista que según el ISI tiene un impacto elevado (en 1995 era cercano a 22) y que en el análisis local tiene uno de 0,006, tal como era de esperar considerando que en *Science* predominan -reflejando su preponderancia mundial- tra-

Cuadro 1: Número total de citas a diferentes revistas y publicaciones de reuniones científicas en los artículos publicados entre 1993 y 1997 en la *Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA)*, *Revista Geológica de Chile (RGCh)* y *Journal of South American Earth Sciences (JSAES)*.

RAGA		RGCh		JSAES		RAGA + RGCh + JSAES	
Actas Congr. Geol. Argent.	686	Geology	174	Geology	235	Actas Congr. Geol. Argent.	945
RAGA	652	Actas Congr. Geol. Chile	156	Actas Congr. Geol. Argent.	186	RAGA	846
Bol. Acad. Cienc. (Cba.)	182	Revista. Geol. Chile	146	Earth Planet. Sci. Letters	178	Geology	506
Actas Congr. Geol. Chile	111	Earth Planet. Sci. Letters	128	RAGA	149	Earth Plan. Sci. Letters	358
Bulletin GSA	109	Journal Geophys. Res.	103	Journal Geophys. Res.	143	Bulletin GSA	350
J. Sediment. Petrol.	105	Bulletin GSA	100	Bulletin GSA	141	J. Geophys. Res.	298
Geology	97	JSAES	82	JSAES	128	Actas Congr. Geol. Chile	286
Ameghiniana	84	Actas Congr. Geol. Argent.	73	Tectonophysics	116	JSAES	268
Sedimentology	83	J. Geol. Soc. London	67	Contrib. Mineral. & Petrol.	101	Bol. Acad. Nac. Cienc. (Cba.)	240
American Mineralogist	82	Contrib. Mineral. & Petrol.	57	J. Geol. Soc. London	100	Rev. Geol. Chile	219
Bulletin AAPG	77	RAGA	45	Tectonics	99	Contrib. Mineral. & Petrol.	210
Economic Geology	63	C.R. Acad. Sci. Paris	43	Rev. Brasil. Geocienc.	84	J. Geol. Soc. London	199
JSAES	58	Economic Geology	40	Geoch. & Cosmoch. Acta	84	Tectonophysics	166
American J. Science	58	Tectonophysics	34	Nature	68	Ameghiniana	161
Journal of Petrology	58	Nature	33	C.R. Acad. Sci. Paris	66	Tectonics	161
Journal of Geology	55	Geol. Rundschau	32	Ameghiniana	57	Bulletin AAPG	142
Contrib. Mineral. & Petrol.	52	Bulletin AAPG	31	J. Structural Geology	55	Nature	139
Journal Geophys. Res.	52	Chemical Geology	29	Revista Geol. Chile	52	Geoch. & Cosmoch. Acta	137
Earth Planet. Sci. Letters	52	Journal of Petrology	28	Geol. Rundschau	51	Economic Geology	135
Rev. Mus. La Plata	48	Sedimentology	27	Earth Science Reviews	47	J. Sediment. Petrol.	135
Tectonics	47	Earth Science Reviews	26	Journal of Petrology	47	Journal of Petrology	133
Reunión Argent. Sedimentol.	43	Episodes	25	Precambrian Research	45	American Mineralogist	124
Geoch. & Cosmoch. Acta	41	American Mineralogist	23	Chemical Geology	44	Geol. Rundschau	120
Boletín Inf. Petrol. (Bs. As.)	40	Journal of Geology	23	Bol. Acad. Cienc. (Cba.)	43	Sedimentology	119
Sedimentary Geology	39	Canadian J. Earth Sci.	22	Journal of Geology	38	Journal of Geology	116
Nature	38	J. Metamorph. Geol.	21	Science	38	Earth Science Reviews	110
Geol. Rundschau	37	Ameghiniana	20	Bulletin AAPG	34	C.R. Acad. Sci. Paris	109
Earth Science Reviews	37			Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.	34	American J. Science	106
J. Geol. Soc. London	32			Episodes	34	Rev. Brasil. Geocienc.	100
J. Structural Geology	29			American J. Science	32	Chemical Geology	98
Acta Geol. Lilloana	29			Canadian J. Earth Sci.	32	J. Structural Geology	91
Geophys. J. Roy. Astr. Soc.	26			Economic Geology	32	Episodes	82
Jornadas Geol. Bonaerenses	25			Acta Geologica Lilloana	29	Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.	76
Chemical Geology	25			J. Volcan. & Geoth. Res.	27	Science	72
Reunión Microtect. (Argent.)	23					Canadian J. Earth Sci.	70
Palaeog., Paeocl., Palaeoec.	23					Rev. Mus. La Plata	63
Episodes	23					Sedimentary Geology	60
Marine Geology	22					Precambrian Research	59
J. Volc. & Geoth. Res.	21					J. Volc. & Geother. Res.	59
Revista Geol. Chile	21					Science	53
Science	21					Reunión Argent. Sedimentol.	53
Tectonophysics	20					Geophys. J.R. Astr. Soc.	51

bajos de biomedicina, química y física y que son escasos los de geología que tienen que ver con América del Sur, Argentina y Chile. *Nature* tiene un comportamiento similar, aunque con un impacto algo superior en razón de ser una revista con contenido más multidisciplinario, con mayor cantidad de artículos de interés geológico.

Es de notar que los índices de la *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *Revista Geológica de Chile* y *Journal of South American Earth Sciences* se mantienen en los primeros lugares aún cuando se eliminen las citas propias (RAGA=1,14; RGCh=0,92; JSAES=1,11).

La única revista extranjera que se ubica con un FI relativamente elevado es *Earth Science Reviews*, confirmando lo señalado por Amin y Mabe (2000) para revistas que incluyen revisiones, en el sentido de que las mismas siempre tienen un FI y una vida media relativamente altos con respecto a los que exhiben otros tipos. Ello probablemente también se debe al escaso número de artículos que publica por año y al hecho de que muchos de ellos son ampliamente usados en América del Sur, en razón de que constituyen síntesis actualizadas de diferentes temáticas, que ayudan a paliar las dificultades en las búsquedas bibliográficas que generalmente plantean las deficiencias de las bibliotecas locales.

Es interesante comparar las variaciones en los FI de las diferentes revistas, según las citas de la RAGA la RGCh y el JSAES. Así la dispersión de los FI refleja el alcance multidisciplinario y regional de las publicaciones evaluadas, especialmente en la RAGA y el JSAES. Este último muestra el índice más alto para la *Revista Brasileira de Ciências* y para *Precambrian Research*, en razón de que allí se publican mayor cantidad de artículos sobre la geología del Brasil que en las otras dos. Por otro lado es notorio que las revistas sobre sedimentología tienen mayor presencia en la RAGA que en la RGCh y el JSAES, mientras que en estas últimas la tienen aquéllas con artículos sobre petrología y tectónica.

Sería importante evaluar los tipos de artículos de las revistas extranjeras que dan origen a los FI que las ubican junto a las locales. Pues muy probablemente tales artículos correspondan, en su mayor parte, a publicaciones de autores latinoamericanos o extranjeros referidas fundamentalmente a aspectos de la geología de la región y en menor medida a artículos en los que se introducen técnicas o metodologías de avanzada o que contienen ejemplos que sirven como comparación. Los primeros serían aquéllos que, según autores extranjeros que han discutido el tema, contribuyen a disminuir

Cuadro 2: Factor o Índice de Impacto de cada una de las revistas y publicaciones de congresos más citados en los artículos publicados entre 1993 y 1997 en la *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (RAGA), *Revista Geológica de Chile* (RGCh) y *Journal of South American Earth Sciences* (JSAES).

RAGA		RGCh		JSAES		RAGA + RGCh + JSAES	
RAGA	3,83	Revista Geol. Chile	1,84	Earth Science Reviews	1,02	RAGA	4,97
Actas Congr. Geol. Argent.	1,06	JSAES	0,65	JSAES	1,01	Revista Geol. Chile	2,77
Earth Science Reviews	0,80	Earth Science Reviews	0,56	RAGA	0,87	Earth Science Reviews	2,39
JSAES	0,46	RAGA	0,28	Revista Geol. Chile	0,65	JSAES	2,12
Ameghiniana	0,43	Actas Congr. Geol. Chile	0,20	Rev. Brasil. Geocienc.	0,54	Actas Congr. Geol. Argent.	1,53
American J. Sci.	0,36	Bulletin GSA	0,18	Actas Congr. Geol. Argent.	0,30	Ameghiniana	0,82
Revista Geol. Chile	0,26	Contrib. Mineral. & Petrol.	0,14	Ameghiniana	0,29	American J. Science	0,66
Journal of Geology	0,23	Earth Planet. Sci. Letters	0,12	Contrib. Mineral. & Petrol.	0,26	Rev. Brasil. Geocienc.	0,64
Sedimentology	0,23	Actas Congr. Geol. Argent.	0,11	Bulletin GSA	0,25	Bulletin GSA	0,63
J. Sediment. Petrology	0,21	Geology	0,11	American J. Sci.	0,20	Contrib. Mineral. & Petrol.	0,53
Journal of Petrology	0,20	Ameghiniana	0,10	Tectonics	0,20	Journal of Geology	0,49
Bulletin GSA	0,19	American J. Sci.	0,10	Earth Planet. Sci. Letters	0,16	Geol. Rundschau	0,38
Bulletin AAPG	0,17	Geol. Rundschau	0,10	Journal of Petrology	0,16	Actas Congr. Geol. Chile	0,37
Actas Congr. Geol. Chile	0,14	J. Geol. Soc. London	0,10	Journal of Geology	0,16	Geology	0,34
Contrib. Mineral. & Petrol.	0,13	Journal of Geology	0,09	Geol. Rundschau	0,16	Earth Planet. Sci. Letters	0,33
American Mineralogist	0,12	Journal of Petrology	0,09	Geology	0,15	Sedimentology	0,33
Rev. Brasil. Geocienc.	0,10	Sedimentology	0,07	J. Geol. Soc. London	0,15	Journal of Petrology	0,32
Geol. Rundschau	0,10	Bulletin AAPG	0,06	Precambrian Research	0,15	Tectonics	0,32
Sedimentary Geology	0,09	Economic Geology	0,05	Tectonophysics	0,08	Bulletin AAPG	0,31
Tectonics	0,09	American Mineralogist	0,03	J. Structural Geology	0,08	J. Geol. Soc. London	0,30
Economic Geology	0,09	Tectonics	0,03	Bulletin AAPG	0,07	J. Sediment. Petrology	0,29
Geology	0,06	Chemical Geology	0,03	J. Volc. & Geoth. Res.	0,05	Precambrian Research	0,19
Earth Planet. Sci. Letters	0,04	Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.	0,03	Geoch. & Cosmoch. Acta	0,05	Economic Geology	0,19
J. Geol. Soc. London	0,04	Sedimentary Geology	0,02	Chemical Geology	0,05	American Mineralogist	0,18
J. Structural Geology	0,04	J. Sediment. Petrology	0,02	Economic Geology	0,04	Sedimentary Geology	0,14
J. Volcan. & Geoth. Res.	0,04	J. Volc. & Geoth. Res.	0,02	Palaeog., Paleocl., Palaeoec.	0,04	J. Structural Geology	0,14
Chemical Geology	0,03	Precambrian Research	0,02	C.R. Acad. Sci. Paris	0,04	J. Volc. & Geoth. Res.	0,12
Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.	0,03	Tectonophysics	0,02	J. Sediment. Petrol.	0,03	Tectonophysics	0,12
Geoch. & Cosmoch. Acta	0,02	C.R. Acad. Sci. Paris	0,02	Actas Congr. Geol. Chile	0,02	Chemical Geology	0,11
Precambrian Research	0,02	J. Structural Geology	0,01	Sedimentology	0,02	Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.	0,10
Tectonophysics	0,01	J. Geophys. Res.	0,01	Sedimentary Geology	0,02	Geoch. & Cosmoch. Acta	0,08
.....	American Mineralogist	0,02	J. Geophys. Res.	0,04
Nature	0,002	Nature	0,002	J. Geophys. Res.	0,02
Science	0,001	Science	0,001	Nature	0,008
				Nature	0,004	Science	0,006
				Science	0,001		

el FI valorado para esas revistas por el SCI, por más que sirvan para elevar el FI que ellas tienen en una evaluación local, como la que aquí se incluye.

Algunas consecuencias

Para finalizar es de mencionar que esta metodología, basada en la cuantificación, también ha sido criticada en la medida que es usada para suplantar la evaluación cualitativa de los trabajos científicos, al margen de las revistas o medios en los que se publican.

Ya se ha mencionado que el lugar de publicación no necesariamente resulta indicativo del valor científico de un trabajo. Especialmente si se considera que muchas veces trabajos geológicos publicados en revistas extranjeras de alto impacto son arbitrados por especialistas que, por desconocimiento de la problemática regional, solamente atienden aspectos formales, lo que resulta en la publicación de artículos que no pasarían un arbitraje local.

Pero al margen de esta cuestión se halla otra de igual o mayor significación y es la que se relaciona con el impulso que estas cuantificaciones han dado, por un lado a la urgencia en producir la mayor cantidad de trabajos y por otro al imperativo de publicar en revistas extranjeras. Todo ello con el afán, no de comunicarse con otros científicos, sino de acumular puntos para mejorar el prestigio y lograr promociones y subsidios (Hamilton 1990).

Así se produce por un lado la fragmentación de trabajos en la máxima cantidad posible de unidades mínimas publicables, la duplicación o recombinación de publicaciones con cambios en títulos, organización, extensión y formato, tanto a nivel local como internacional.

Soluciones

Tal como Lancaster (1991) lo ha señalado, el SCI es una herramienta de inestimable valor en la investigación bibliométrica y cuantitativa, pero para su utilización adecuada se deben tomar en cuenta las limitaciones que presenta extraer conclusiones de una única base de datos que no cubre todas las fuentes potenciales de citación.

Por ello, aquéllos que consideran razonable la utilización de métodos de evaluación del tipo que se discute, deberían tomar en cuenta los problemas que aquí se han planteado para tratar de buscar soluciones. En tal sentido parece inútil seguir efectuando interpretaciones y valoraciones sobre la base de una única base de datos, *i.e.* el SCI, tal como lo ha hecho hasta ahora la casi totalidad de quienes se han ocupado de este tema.

Entre las soluciones posibles, cabe mencionar las planteadas por Sánchez de Posada y García-Alcalde (1995): 1) ingresar al SCI; 2) crear un índice de citas científicas propio, tal como lo han hecho Brasil y México (cf. Gibbs 1995).

Obviamente, como bien lo señalan esos autores y se concluye del presente comentario, la primera posibilidad queda prácticamente descartada. La segunda es en cambio totalmente válida y constituye un imperativo de la hora.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abt, H.A., 1991. Science, Citation and Funding. *Science*, 251: 1408-1409.
- Amin, M. and Mabe, M., 2000. Impact Factors: use and abuse. *Perspectives in Publishing* (Elsevier Science), 1: 1-6.
- Cawkell, A.E., 1977. Science perceived through the Science Citation Index. *Endeavour*, 1(2): 57-62.
- Costa, J.E. and Sylvester, A.G., 1993. The Crisis in Scientific Publication. *GSA Today*, Jan. 1993: 13-15.
- Fernández, R.A., 1998. Estudio bibliométrico de la producción científica. Comisión de Investigaciones Científicas, Monografía 15: 5-12. La Plata.
- Garfield, E., 1972. Citation Analysis as a Tool in Journal Evaluation. *Science*, 178: 471-479.
- Garfield, E., 1983. How to use citation analysis for Faculty evaluations, and when is it relevant? Pt. 1 & 2. *Current Contents* 44: 5-13; 45: 5-13.
- Garfield, E., 1984a. Latin American Research. Part 1. Where it is published and how often it is cited. *Current Contents*, 19: 3-8.
- Garfield, E., 1984b. Latin American Research. Part 2. Most-cited articles, discipline orientation and research front concentration. *Current Contents*, 20: 3-10.
- Garfield, E., 1994. The Impact Factor. *Current Contents*, 34(25): 3-8.
- Gibbs, W. Y., 1995. Lost Science in the Third World. *Scientific American*. Aug. 1995: 92-99.
- Hamilton, D.P., 1990. Publishing by -and for?- the Numbers. *Science*, 250: 1331-1332.
- Lancaster, F.W., 1991. Science, Citation and Funding. *Science*, 251: 1409.
- Pendlebury, D.A., 1991. Science, Citation and Funding. *Science*, 251: 1410-1411.
- Ribbe, P.H., 1988. Assessment of prestige and price of professional publications. *American Mineralogist*, 73: 449-469.
- Sánchez de Posada, L.C. y García-Alcalde, J.L., 1996. Evaluación científica y futuro de las revistas científicas en España. *Revista Española de Paleontología*, 25: 154-155.
- Stent, G.S., 1972. Prematurity and Uniqueness in Scientific Discovery. *Scientific American*, 227(6): 84-93.
- Tainer, J.A., 1991. Science, Citation and Funding. *Science*, 251: 1408.
- Urbizagástegui, R. y Cortés, M.T., 1997. Método gráfico para medir la obsolescencia de la literatura de Geología: el caso de la Revista Geológica de Chile. *Eidisis*, 2(3): 32-43.
- Urbizagástegui, R. y Cortés, M.T., 1998. Análisis de citas bibliográficas en la Revista Geológica de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25(2): 265-271.

A. C. Riccardi
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Museo de La Plata

Recibido: 30 de marzo, 2001

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se publicarán únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. El texto debe ser conciso. Se tendrá especial cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo. Todos los trabajos recibidos serán sometidos a arbitraje. Si los trabajos enviados a los autores para revisión son devueltos después de cuatro meses, serán tratados como artículos nuevos. Por lo menos la mitad de los autores deberán ser socios de la AGA.

Presentación del manuscrito

Se recibirán trabajos en castellano o en inglés, impresos en una cara en tamaño A4, a uno y medio espacio, con letra tamaño 12 y con márgenes de 2,5 cm de cada lado. No se admitirán notas de pie de página. Los artículos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del trabajo (luego de arbitraje) debe ser enviada por los autores en papel y en disquette bien identificado con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesador de texto de uso corriente (ej. MSWord).

La presentación de un nuevo trabajo debe ser precedida 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 oración expresando que el mismo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo, nombre de los autores, institución a la que pertenecen, dirección postal y e-mail. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando dirección postal, fax y e-mail. Colocar al pie número total de páginas, figuras y cuadros. La segunda página incluirá un Resumen y un Abstract con un máximo de 250 palabras cada uno. Para los trabajos en inglés, después del Resumen irá el título en castellano. Luego deberán figurar Keywords y Palabras clave (no más de 5 en cada caso). El texto del trabajo comenzará en la tercera página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, geología regional y local, métodos utilizados (si cabe), resultados, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía (AGA Serie B, N° 20).

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y cuadros. Numerar las figuras correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como Fig. (y el número). El mismo procedimiento debe seguirse para los cuadros. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras sean reproducibles al ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Evitar las figuras en forma apaisada. Las páginas deberán numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados en el texto, y las leyendas de las figuras. Colocar las figuras al final en páginas sin numerar. Las figuras deberán ser enviadas en CorelDraw y los cuadros en MS Word o Excel, junto con la versión corregida del trabajo.

Se permite sin cargo la superficie equivalente a una página de figuras por cada 6 páginas de texto impreso. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use líneas negras, continuas, limpias y cuyo ancho no sea menor de 0,1 milímetro al tamaño de publicación. Las fotografías deben ser de buena calidad, y de ser posible llevarán escala gráfica.

Enviar 3 copias del manuscrito a: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Los autores que deseen incluir en sus artículos reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener el permiso escrito de quien corresponda, salvo que sean modificados sustancialmente, en cuyo caso deberán indicar, p. ej. «Geología en base a Caminos 1978», o «Adaptado de...».

Los derechos de autor que surjan de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de

la Asociación. Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista deben ser dirigidas a la misma. La Comisión Directiva en general permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y, para otorgar permisos a terceros, se requerirá del consentimiento de los autores.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en texto y figuras, 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. Las referencias se escribirán siempre en idioma original. Limitar la cita de trabajos inéditos. En la lista bibliográfica se podrá incluir «trabajos en prensa» cuando estos estén formalmente aceptados para su publicación, indicando la revista. Los trabajos en preparación podrán ser citados como «comunicación personal» (com. pers.) y no figurarán en la bibliografía.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos 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 Lito. Actas 2° 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. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados y costos a pagar por el autor

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargarse separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones presentadas *a posteriori* de la prueba de galera 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, incluida la lista de trabajos citados en el texto, no será mayor de 30 páginas (15 páginas en formato de impresión). Se publicarán en lo posible por orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) *Comunicaciones*: artículos cortos de hasta 12 páginas (6 en formato de impresión), incluidos Resumen y Abstract y con una página de figuras como máximo.

c) *Notas breves*: deben presentar novedades de trascendencia. La extensión no debe superar 8 páginas (4 en formato de impresión) incluyendo una figura. Recibirán un tratamiento editorial especial, publicándose prioritariamente.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels
Chevron San Jorge S.A.
Cerro Vanguardia S.A.
Pecom Energía
Río Tinto Mining and Exploration Ltd.
YPF S.A.

y los aportes de:

R. Andreis	S. Kay
S. Archangelsky	P. Lesta
H. Bassi	E. Linares
J. L. Bianchi	R. L. Moreno
J. Bonaparte	H. J. Péndola
J. Bossi	J. C. Porto
M. K. de Brodtkorb	C. Riveros
H. H. Camacho	J. Saavedra Alonso
A. Cuerda	E. R. D. Saccone
H. Gay	P. N. Stipanivic
A. R. Gramajo	C. M. Urien
A. Introcaso	F. Vervoorst
J. Patricio Jones	C. R. Vilela
	W. Volkheimer

Y de todos los Socios Activos y Adherentes de la Asociación Geológica Argentina

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Revista de la Asociación Geológica Argentina publishes original articles on geological themes, especially those related to Argentina and South America. The text must be concise, special care should be taken to ensure that ideas are expressed with clarity, and that the paper is consistent throughout. All papers received will be subject to review. Any paper sent back to authors for revision and not resubmitted within four months, will be treated as a new article. At least half the authors must be members of AGA.

Preparation of manuscripts

Contributions will be accepted in Spanish or English; they should be printed on A4 paper, at one and a half line spacing, using 12-point typeface, and with 2.5 cm margins at each side. Footnotes are not acceptable. Any paper which does not comply with these rules will be returned without review. Following review, the corrected version of the paper should be submitted both as hard copy, and on diskette clearly identified with the extension .txt, .doc, or .rtf, and using a current word-processing package, such as MS Word.

Submission of a new paper should be accompanied by a letter to the director of Revista de la Asociación Geológica Argentina, stating the title of the paper and the names of the authors, together with a declaration that the work is original and that it has not been sent nor will be sent to another journal whilst it is being handled by Revista de la AGA.

The first page should include, in order, the following information: title of the paper, name(s) of the author(s), the postal address of the institute(s), and e-mail address(es). In the case of a paper with several authors, the handling author must be clearly identified with his/her postal address, fax and e-mail address. At the bottom of the page, indicate the total number of typed pages, figures and tables. The second page should include a *Resumen* and an Abstract of not more than 250 words. Papers in English should carry the title in Spanish after the *Resumen*. Finally include no more than five Keywords in English and Spanish. The text of the paper should begin on page three and should be organised in the following way: introduction, geological setting, methods used (if appropriate), results, conclusions, acknowledgements, and list of works cited in the text. Names of stratigraphical units should comply with the rules set out in *Código Argentino de Estratigrafía* (AGA Serie B, N° 20).

Illustrative material should be designated as figures (both drawings and photographs) and tables. Number the figures consecutively with arabic numerals and refer to them in the text as 'Fig.' (and the number). Use a similar procedure for tables ('Cuadro'). Indicate the number, together with title and authors of the paper at the foot of each figure. Figures should be designed for reproduction at full page width (18 cm) or single column (8.5 cm). Avoid figures requiring full-page reproduction in landscape format. Pages should be numbered continuously, including the text, references, and figure captions. Include the figures together at the end on un-numbered pages. Figures may be submitted electronically in CorelDraw, and tables in MS Word or Excel together with the final corrected version of the text.

Authors are allowed, without charge, the equivalent of one page of figures to every 6 printed pages of text. The cost of coloured illustrations will be charged to authors. The use of patterned ornament rather than screen fills is recommended. Use clear black lines which will be no less than 0.1 mm wide at the published size. Photographs must be of high quality and where possible carry a graphic scale.

Submit 3 copies of the manuscript to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Authors who wish to include in their papers copies of figures already published are responsible for obtaining written permission from the copyright holder, except in those cases where they have been substantially modified, as indicated by, e.g. "Geology after Caminos 1978" or "Modified from....."

Copyright to all papers published in Revista de la Asociación Geológica Argentina remains with the Asociación, from whom

permission must be sought to reproduce all or any part of articles published in the Revista. As a rule, the Comisión Directiva will allow authors to reproduce parts of their own articles, and will seek the consent of authors for reproduction by a third party.

References

The list of works cited in the text should commence on a new page. Make sure there is complete correspondence between the list and the references cited in the text and figure captions. Pay particular attention to style, order and punctuation as illustrated in the examples below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by the second author. For references with three or more authors, order chronologically by the date of publication. Titles of all periodicals should be given in full. Do not use Roman numerals. Give the first and last page of each article (except for unpublished articles). For books, give the name of the publishing house and place (city) of publication. References should be written in their original language. Citations to unpublished works should be kept to a minimum. Works "in press" may be included when they have been accepted formally for publication. Work in preparation should be cited as "personal communication" (pers.com.) and not included in the list of references.

- 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 2° 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. and Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Offprints and page costs

No free offprints are provided. Authors may order offprints at the stage of correcting their galley proofs. Costs for excess pages or illustrations, for corrections made after galley proof, or for offprints must be paid by authors before publication of their article.

Types of Articles

a) Normal articles: No more than 30 pages (15 printed pages), inclusive of references. They will be published, as far as possible in order of acceptance. The period between submission and publication will depend on the number of contributions in the waiting list.

b) Communications: short articles of about 12 pages (6 printed pages) inclusive of *Resumen* and Abstract and with a maximum of one page of illustrations.

c) Short notes: should present important new information. They may be no more than 8 pages in length (4 printed pages), including one figure. They will receive special editorial treatment, and given publication priority.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 56 - Número 3 - Págs. 257-416
Buenos Aires - Setiembre 2001

ISSN: 0004-4822



**Registro de la Propiedad
Intelectual 121106**

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

**Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina
Fax 54-11-43253104**